

Estimativa das Direções Principais de Tensão *in Situ* por Anisotropia de Velocidades

Raquel Velloso, FADESP, Brasil; Guilherme Vasquez, Lucia Duarte Dillon, CENPES/PETROBRAS S/A, Brasil

Resumo

Neste trabalho estimam-se as direções principais de tensão *in situ* pelo método denominado VELAN (*Velocity Anisotropy*), que consiste na medida da velocidade de propagação de ondas ultra-sônicas em diversas direções radiais numa amostra proveniente de um testemunho orientado. Estas medidas permitem determinar as direções de máxima e mínima velocidades que por sua vez se relacionam com as direções principais de tensões *in situ*.

Realizaram-se ensaios de VELAN com duas amostras que apresentaram resultados bastantes coerentes entre si. A observação das amplitudes das ondas registradas e a análise de imagens de tomografia computadorizada foram importantes no mapeamento de heterogeneidades, permitindo uma melhor definição das direções de máxima e mínima velocidade.

A utilização do método VELAN para a estimativa de direções das tensões *in situ* mostrou-se bastante vantajosa por se tratar de um método simples, rápido e eficiente.

Introdução

O conhecimento do estado de tensões *in situ* é uma informação importante em diversas análises relacionadas à área de engenharia de petróleo, tais como: estabilidade de poços, controle de produção de areia e fraturamento hidráulico.

Neste trabalho foi utilizado um método de determinação de direção das tensões principais que se baseia na anisotropia de velocidades de propagação de ondas em testemunhos orientados.

A extração da rocha pela testemunhagem é acompanhada por deformações, sendo estas deformações, em um material isotrópico, maiores na direção da maior tensão principal e menores na direção da menor tensão principal. Um importante mecanismo no processo de deformação pelo alívio das tensões é a formação e desenvolvimento de microfissuras no testemunho (Teufel, 1983). Medidas de velocidades de ondas ultra-sônicas em laboratório demonstram que a presença de microfissuras diminuem significativamente a velocidade de ondas elásticas em rochas (Sayers, 1990). Assim, após a testemunhagem, uma rocha inicialmente isotrópica apresentará anisotropia de velocidades e a direção de menor velocidade estará associada às maiores deformações pela abertura de microfissuras, logo será a direção da maior tensão principal preexistente.

Apresentam-se neste trabalho o método empregado, os resultados obtidos e mostra-se que a obser-

vação das amplitudes das ondas registradas e a análise das imagens de tomografia computadorizada podem contribuir sobremaneira no mapeamento das heterogeneidades que poderiam influenciar na determinação das direções principais de tensões *in situ*.

O Método VELAN

O método empregado para a estimativa das direções principais de tensões *in situ* é conhecido como VELAN ("Velocity Anisotropy"). Este método consiste na medida da velocidade de propagação de ondas ultra-sônicas em diversas direções radiais numa amostra cilíndrica. Estas medidas permitem determinar as direções de máxima e mínima velocidade no plano, e estas direções se relacionam com as direções das tensões preexistentes *in situ*. Supõe-se que a tensão vertical é uma tensão principal, logo as medidas são realizadas no plano horizontal.

A premissa fundamental do método é a de que um campo de tensões horizontais anisotrópico causa uma deformação radial anisotrópica no testemunho, quando este é submetido ao alívio dessas tensões. Este alívio das tensões provoca um fissuramento interno do testemunho, preferencialmente orientado perpendicular à direção da tensão horizontal máxima, σ_{HMAX} (Figura 1) (Soares et al., 1996).

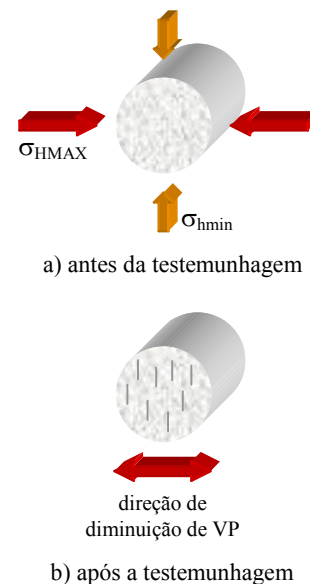


Figura 1 - Desenvolvimento de fissuras internas causadas pelo alívio de tensões.

Estimativa das Direções Principais de Tensão *in Situ* por Anisotropia de Velocidades

Supondo a amostra inicialmente isotrópica e homogênea, este alívio de tensões e conseqüente fissuramento causará uma diminuição na velocidade de propagação de onda original da rocha, e o maior decréscimo ocorrerá na direção da tensão horizontal máxima. Desta forma, a direção de menor velocidade (ou de maior vagarosidade) é a direção onde atuava a tensão horizontal máxima.

O conjunto experimental utilizado para a medição das velocidades com variação da direção de propagação é composto por peças metálicas especiais (*caps*) que contêm os transdutores piezelétricos e possuem extremidades pontiagudas de tal forma a emitir e receber o sinal num ponto específico da amostra de rocha (Figura 2). O par de *caps* é posicionado na superfície lateral da amostra de rocha utilizando uma prensa de bancada munida de um relógio dinamométrico, o qual garante que a mesma tensão é imposta à amostra cada vez que se troca o posicionamento do par de *caps*. A tensão utilizada neste tipo de medição é baixa, apenas o suficiente para garantir o acoplamento dos *caps* com a amostra de rocha.

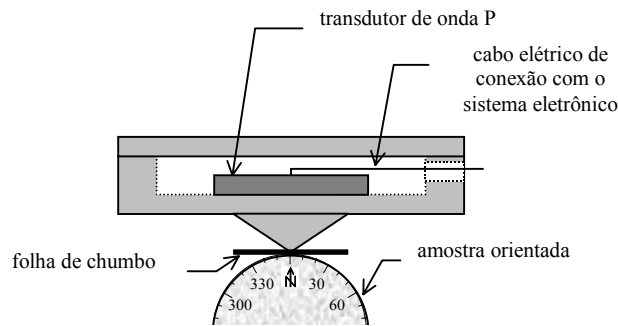


Figura 2 - Esquema de medição de velocidade de propagação de ondas em direções variadas.

Resultados Experimentais

Neste estudo particular foram ensaiadas duas amostras de rocha seca de testemunhos orientados. A Figura 3 apresenta as formas de ondas registradas a cada 10°. A diferença entre os valores máximos e mínimos de velocidade é de, aproximadamente, 10% para as duas amostras.

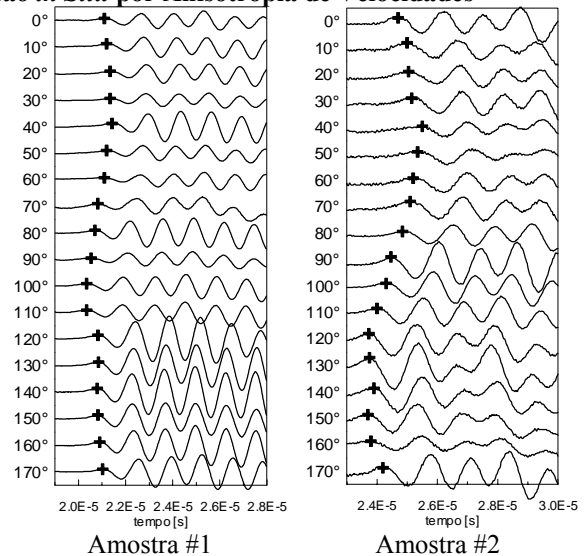


Figura 3 - Formas de ondas compressoriais registradas para as amostras.

A Figura 4 apresenta a variação da vagarosidade com a direção de propagação da onda. Observa-se, na Figura 3, que na amostra #1 há um aumento nas amplitudes das ondas registradas nas direções entre 120° e 170°, e neste mesmo intervalo ocorre, também, uma anomalia nos valores de vagarosidade, que aparentam ser maiores do que os esperados (Figura 4). Já os resultados para a amostra #2 apresentam valores relativamente bem comportados, sugerindo a possível presença de heterogeneidades na amostra #1.

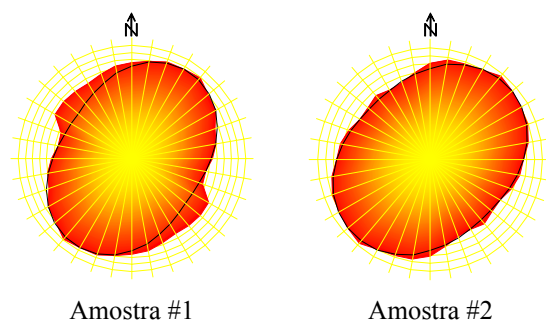
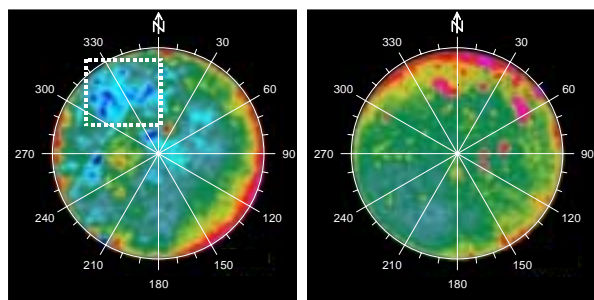


Figura 4 - Variação da vagarosidade com a direção de propagação da onda.

A Figura 5 apresenta as imagens de tomografia computadorizada das amostras. Pode-se observar a presença de heterogeneidades de baixa densidade no intervalo de direção entre 120° e 170° na amostra #1. Uma vez que as velocidades sísmicas geralmente aumentam com a densidade do material, a presença de heterogeneidades de baixa densidade justifica as maiores vagarosidades observadas na Figura 4.

Estimativa das Direções Principais de Tensão *in Situ* por Anisotropia de Velocidades

ção, é que ele pode ser aplicado a qualquer tempo após a testemunhagem, desde que a integridade da amostra seja garantida.



Amostra #1

Amostra #2

Figura 5 - Imagens da tomografia computadorizada.

Mapeadas as heterogeneidades, pôde-se resolver as ambigüidades na determinação das direções da máxima tensão horizontal estimadas. Observa-se, na Figura 6, que os resultados dos dois ensaios se mostraram bastante coerentes.

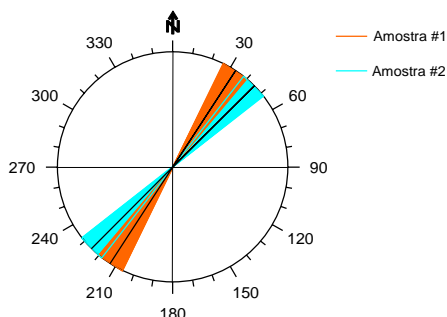


Figura 6 - Estimativa da direção da tensão horizontal máxima.

Conclusões

Foram realizados ensaios de medidas de velocidades compressoriais em diversas direções radiais em duas amostras de rocha. O objetivo destes ensaios foi estimar, através da anisotropia de velocidades, as direções horizontais principais de tensões *in situ*.

Os resultados obtidos nos ensaios das duas amostras foram bastante concordantes entre si. Uma das amostras apresentou anomalias de amplitude e de velocidade que, analisando os resultados da tomografia computadorizada, foram atribuídas à presença de heterogeneidades localizadas.

É importante lembrar que o método empregado admite que uma das tensões principais é a tensão vertical e que a rocha, antes da testemunhagem é isotrópica e homogênea.

Uma das principais vantagens do método VELAN, além de ser bastante simples e de rápida execu-

Referências

Sayers, C.M., 1990. Orientation of microcracks formed in rocks during strain relaxation. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*. Vol. 27, No. 5, pp. 437-439.

Soares, A.G., Dillon, L.D., Vasquez, G.F. e Bastos, A.C., 1996. Avaliação das direções principais de tensão *in situ* através da análise de anisotropia sísmica. *Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador, BA..

Teufel, L.W., 1983. Determination of *in situ* stress from anelastic strain recovery measurements of orientated core. Paper SPE 11649. 1983 SPE/DOE Symp. On Low Permeability Reservoirs, Denver, pp. 14-16.

Agradecimentos

Os autores desejam agradecer à PETROBRAS pela permissão da publicação deste trabalho.

FRACTURE SYSTEM ANALYSIS AIDED BY GPR: applications on dimension stone quarries modelling

Adelir José Strieder and Sérgio Alfredo Buffon

Labor. Modelagem Geológica, MODELAGE-UFRGS, Porto Alegre-RS-Brazil.

Abstract

Fracture system analysis is the subject of structural geology and its methods can be applied in dimension stone quarries. The dimension stone modelling through fracture system access can be aided by GPR (ground penetrating radar) technique in different ways. The fracture map of a dimension stone massif demands lateral interpolation of a discontinuous vector and the extrapolation (projection) of each fracture set into depth. Controlled GPR scanning profiles can enable fracture continuation into depth, even under soil cover, as well as determination of a large number of fracture features. Modelling dimension stone deposits requires a well-defined analysis of disjunctive structures and an adequate GPR profiling program based on fracture set characterization. An appropriate GPR data processing program can be valuable for engineering purposes (rock massif characterization), placing aside again structural geology and rock mechanics disciplines.

Key words: dimension stone modelling, structural analysis, GPR exploration

Introduction

The main problem in modelling a dimension stone quarry is the basic problem of any exploration activity searching for ore deposits: to access of lateral and depth continuation of the geological structures. Geophysical methods can help in accessing the ore body continuation, especially the fracture controlled ones; a large literature can be recovered on this subject. On the other hand, dimension stone quarries pose a different perspective on looking in geological structures: the disjunctive fracture systems model intact structural blocks to be exploited. In this way, the disjunctive fracture system must be revealed in order to avoid strongly jointed areas and small blocks.

Fracture system analysis is the subject of structural geology and its methods can be applied in dimension stone quarries (Gross, 1998; Strieder & Gross, 1999; Gross & Strieder, in press). The dimension stone modelling through fracture system access can be aided by GPR (ground penetrating radar) technique in different ways. Some of problems usually met in dimension stone modelling, regarded to fractures system continuation, are soil cover and resolution provided by the geophysical technique to discriminate thin jointed zones.

The aim of this paper is to discuss the fracture system analysis aided by GPR technique as

applied to dimension stone modelling. It is to be emphasized that fracture system analysis for dimension stone modelling must be a combination of classical structural methods and geophysical methods (GPR technique). Then, this paper addresses some concerns to solve problems regarded to dimension stone modelling and exploitation planning.

Structural analysis applied to dimension stone quarries

The classical method of structural geology includes analysis of geometry, cinematic and dynamics. The geometry of a fracture system can be accessed through mapping; cinematic analysis can be evaluated through recognizing fracture slip pattern for each fracture set present in the area; and dynamic analysis should be done through paleostress determination to characterize the nature of each fracture set. The application of classical structural methods in dimension stone was widely discussed by Gross (1998) and Gross & Strieder (in press) and the final product (fracture map) is the base for dimension stone block modelling and exploitation planning (Fig. 01).

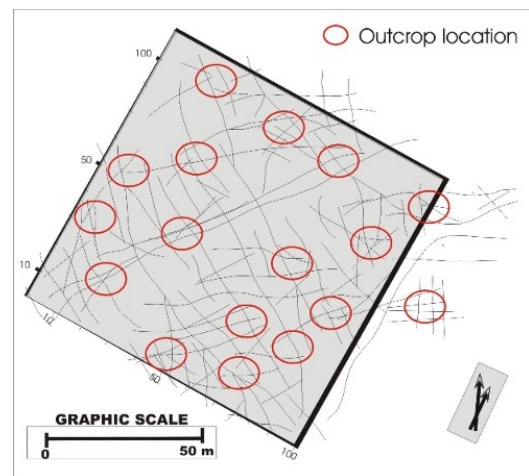


Figure 01 – Fracture map of the Mármore Mudador dimension stone massif, Caçapava do Sul (RS). Map modified after Gross (1998).

The final fracture map of a dimension stone massif demands lateral interpolation of a discontinuous vector and the extrapolation (projection) of each fracture set into depth. But, the problems in map construction arise due to soil cover

FRACTURE SYSTEM ANALYSIS AIDED BY GPR

and varying intensity of a fracture set along its strike. A fracture set is discontinuous due to its nature and to the punctual nature of the outcrops; then, map construction must consider structural geology methods. On the other way, the projection of fractures into depth it is not a simple descriptive geometry exercise, since fractures can change their dip angle depending their nature; again, a clear evaluation of fracture nature depends on classical structural methods.

GPR aided structural analysis

GPR technique is suitable for dimension stone exploration, mainly for “granite-type” dimension stone. This is mainly due to its high electrical resistivity, which enables good contrast with water filled and weathered rocks along fractures; it also enables a greater depth propagation for EM waves. GPR exploration in dimension stone massif can be performed in varying frequency range; high frequency EM waves have small penetration, but high resolution to discriminate thin fractures; lower frequency EM waves have high penetration and decreasing resolution.

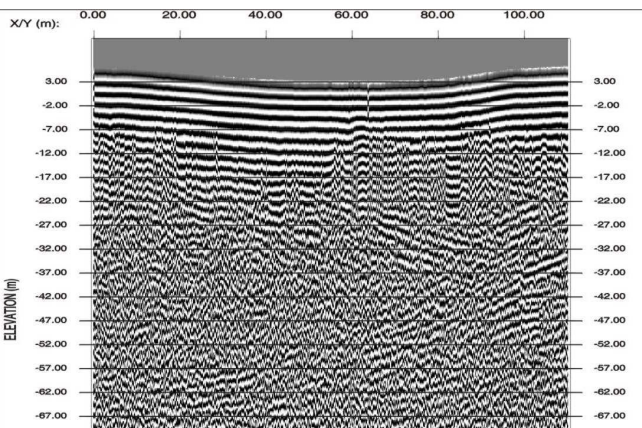


Figure 02 – Radargram showing fracture sets defined under a soil cover. Processing procedures include set time zero, dewow, filtering and migration.

Controlled GPR scanning profiles can enable fracture continuation into depth, even under soil cover (Fig. 02). After an adequate processing program (Figs. 03,04), one can distinguish a number of fracture set features: i) apparent dip angle variation, ii) cross cutting relations, iii) fracture set dislocations, iv) fracture termination, v) apparent thickness of a fracture zone (related to fracture intensity), etc...

Figure 05 shows a picture to be compared with figure 04 radargram, where are pointed out some of the discussed fracture features. As can be seen, adequate GPR profiling and data processing help in dimension stone modelling and, afterwards, in exploitation planning. Finally, it is to be pointed out that exploration procedures for location of GPR scanning profiles follow the same classical rules as applied to other geophysical and geological methods in searching for ore.

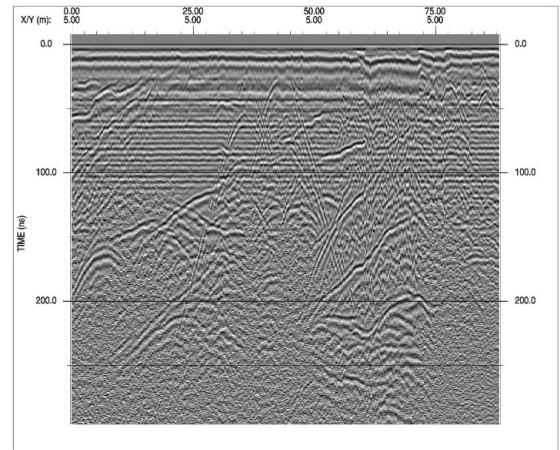


Figure 03 – Radargram showing fracture set in a granite-type dimension stone quarry. Processing procedures include set time, zero, dewow and migration.

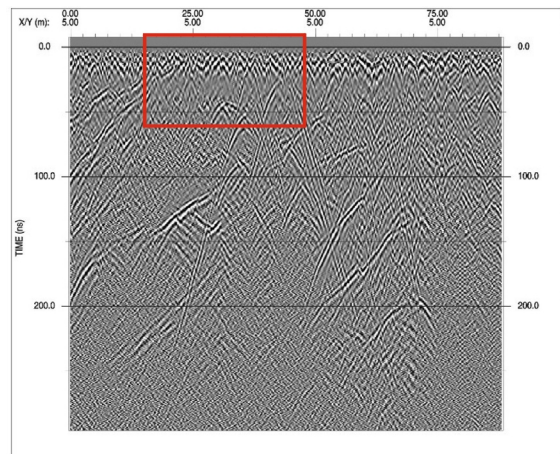


Figure 04 – Radargram showing fracture set in the same granite-type dimension stone quarry as figure 03. However, processing procedures include set time, zero, dewow, filtering and migration.

FRACTURE SYSTEM ANALYSIS AIDED BY GPR



Figure 05 – Controlled photography of the the same granite-type dimension stone quarry as figure 03 and 04. Compare fracture sets showed in this photography and that defined in the radargram of figure 04.

Conclusions

Modelling dimension stone deposits requires a well-defined analysis of disjunctive structures. Classical structural geology methods provide a good basis for characterizing the geometry, cinematic and dynamic of fracture sets present in any dimension stone massif. However, the lateral and depth continuation of fractures measured at each outcrop is not a simple exercise of interpolation and projection. In this way, GPR technique can help structural analysis and modelling of fracture network. An adequate GPR profiling program based on fracture set characterization is imperious for dimension stone deposit modelling and exploitation planning.

The results in revealing fracture set features under GPR scanning, as can be seen in figures 04 and 05, open a large area of application: fracture set characterization for canal lock walls (Smale, 1997), dam site and tunnelling. Fracture characterization for engineering purposes, however, is not a simple problem of fracture identification; it requires the merge of structural geology methods (geometry, cinematic and dynamic) and rock mechanic methods (intensity, rugosity, filling, etc...) for a complete rock massif characterization. In reality, it demands that one goes back into the past, when structural geology and rock mechanics were much closer disciplines (Jaeger, 1976).

References

Gross, 1998; Análise estrutural aplicada30 á lavra de rocha ornamental do Mármore Mudador-RS-Brasil. PPGEM – UFRGS –Mestrado. 154p.
Gross J. M., & Strieder, A. J.. in press. Structural analysis applied to ornamental stone quarrying of

Marmore Mudador (RS-Brazil). Acta Geologica Leopoldensia.

Jaeger, J.C. 1976. Fundamentals of rock mechanics. 2nd ed., Chapman and Hall, London (UK), 585p.

Smale, D.C. 1997. NDT investigations of canal lock walls: a geophysical perspective. IN: M.C. Forde (Ed.), Proceedings of the 7th International Conference on Structural Faults & Repair, Edinburg (U.K.), Engineering Techniques Press, pp. 425-436

Strieder, A. J., & Gross, J. M.. 1999. Structural analysis applied to ornamental stone quarrying of Marmore Mudador (RS-Brazil). In Abstract with Programs Centennial Cordilleram Section Congress. Bertley (USA), 31:A-59.

Acknowledgments

The authors thank **FAPERGS** (Proc. N° 96/1535-7 and Proc. N° 99/0971-2) and **CNPq-PADCT** (Proc. N° 13.2047/1998-5) for research grants.



Geophysical tomography in engineering geology: an overview

Domenico Patella

Department of Physical Sciences, University Federico II of Naples, Italy, e-mail: patella@na.infn.it

Abstract

An overview of the tomographic interpretation method in engineering geophysics is presented, considering the two approaches of the deterministic tomography inversion, developed for rock elasticity analysis, and the probabilistic tomography imaging developed in the potential fields domain. The theoretical basis of both approaches is shortly outlined before showing a laboratory and a field application.

Introduction

Geophysics is currently applied to help resolve many problems in engineering geology. The probability of a successful application at a given site rapidly increases if different methods are used, basing the choice of the methods on the principles of information complementarity and coherency. Such a strategy is mainly suitable in delicate environments, where an absolutely non-intrusive geophysics is the unique possibility for target discrimination, prior to excavation works.

The interpretation of geophysical data sets to predict the most likely model of the investigated structures at a project site has generally been considered a harduous task, due to mathematical difficulties and heavy computations involved in geophysical theories. Favourably, the computer technology continues to develop at a very fast pace and each new generation of computers is more powerful and cheaper than the preceding one. The interaction between user and computer is also becoming even more sophisticated and it is now possible to interpret and integrate large data sets from different geophysical methods. Such an unprecedented hardware and software development has made possible to dramatically increase the predictive power of high-resolution tomography. In the following sections, an overview of the tomography method in engineering geophysics is presented, considering the two approaches of deterministic tomography inversion (DTI), developed in rock elasticity, and probabilistic tomography imaging (PTI), developed in the potential fields domain. The theory of both methods is shortly outlined before showing two applications.

Deterministic tomography inversion (DTI)

The purpose of the DTI procedure is to retrieve a geometrical model of the elastic wave velocity distribution inside a medium, starting from the

measured wave travel times from the sources to the receivers (fig.1).

The relationship between the travel time t_i and the unknown slowness function $s(x,y,z)$, for an elastic ray along the i th path l_i of a set of M paths, is given by Fermat integral

$$t_i = \int_{l_i} s(x, y, z) dl, \quad (i=1,2,\dots,M). \quad (1)$$

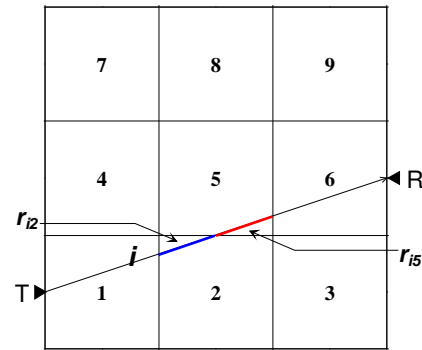


Fig.1 – A transmitter-receiver array for the application of the deterministic tomography inversion.

Applying a perturbation technique, defining the delay times with respect to the travel times in an a priori assigned reference homogeneous medium, and subdividing the medium into N elementary cells, it possible to write a system of linear equations in matricial form as

$$\delta \mathbf{t} = \mathbf{R} \cdot \delta \mathbf{s}, \quad (2)$$

where $\delta \mathbf{t}$ is a column matrix, whose element δt_i ($i=1,\dots,M$) is the delay time along the i th path, \mathbf{R} is a rectangular sparse matrix, whose element r_{ij} ($i=1,\dots,M; j=1,\dots,N$) is the path length of the i th ray in the j th cell, and $\delta \mathbf{s}$ is a line matrix, whose element δs_j ($j=1,\dots,N$) is the slowness departure from the reference model in the j th elementary cell.

If the space of measured data has a dimension much greater than that of the space of unknowns ($M \gg N$), system (2) becomes overdetermined. A least-squares procedure can be thus applied, by minimising the Euclidean norm $\| \mathbf{R} \cdot \delta \mathbf{s} - \delta \mathbf{t} \|^2$. The solution for the vector $\delta \mathbf{s}$ is then given as

Geophysical tomography

$$\delta \mathbf{s} = (\mathbf{R}^T \mathbf{R})^{-1} \mathbf{R}^T \delta \mathbf{t} = \mathbf{A}^{-1} \mathbf{R}^T \delta \mathbf{t}. \quad (3)$$

In solving (3), one may be faced with serious difficulties, essentially related to the presence of small values of the matrix to be inverted. So, it is preferable to constrain matrix \mathbf{A} introducing a damping factor β and hence use as solution for $\delta \mathbf{s}$ the equation

$$\delta \mathbf{s} = (\mathbf{A} - \beta \mathbf{I})^{-1} \mathbf{R}^T \delta \mathbf{t}, \quad (4)$$

where \mathbf{I} is the identity matrix.

In order to improve the discrimination power of the DTI method described above, an iterative procedure can be adopted, consisting in using the slownesses obtained by the former inversion as a new reference model and in repeating the computations with a new minimisation step. The iteration is stopped when the mean discrepancy between the slowness values obtained by the k th and $(k-1)$ th iterations is in modulus not greater than a prefixed discrepancy factor Δ , *i.e.*

$$\left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (s_j^k - s_j^{k-1}) \right| \leq \Delta. \quad (5)$$

Probabilistic tomography imaging (PTI)

The purpose of the DTI procedure is to retrieve physical images of buried sources distributions, which can all be considered responsible of an observed anomaly map on the survey surface, in a probabilistic sense (fig.2).

Consider a coordinate system with the (x,y) -plane placed at sea level and the z -axis positive upward, and a survey surface S characterized by a non-flat topography. Let $A(\mathbf{r})$ be the anomaly value at a station located at $\mathbf{r} \equiv (x,y,z)$, with $\mathbf{r} \in S$, and assume that it can be discretized as

$$A(\mathbf{r}) = \sum_{q=1}^Q a_q s(\mathbf{r} - \mathbf{r}_q), \quad (6)$$

i.e. as sum of partial effects due to Q elementary sources. The q th element has a strength a_q and is located at $\mathbf{r}_q \equiv (x_q, y_q, z_q)$. Its effect at the station at \mathbf{r} is analytically described by the kernel $s(\mathbf{r} - \mathbf{r}_q)$.

The information power Λ over S , associated with $A(\mathbf{r})$, is defined as

$$\Lambda = \iint_S [A(\mathbf{r})]^2 dS, \quad (7)$$

which using (6) can be made explicit in the form

$$\Lambda = \sum_{q=1}^Q a_q \iint_S A(\mathbf{r}) \cdot s(\mathbf{r} - \mathbf{r}_q) dS. \quad (8)$$

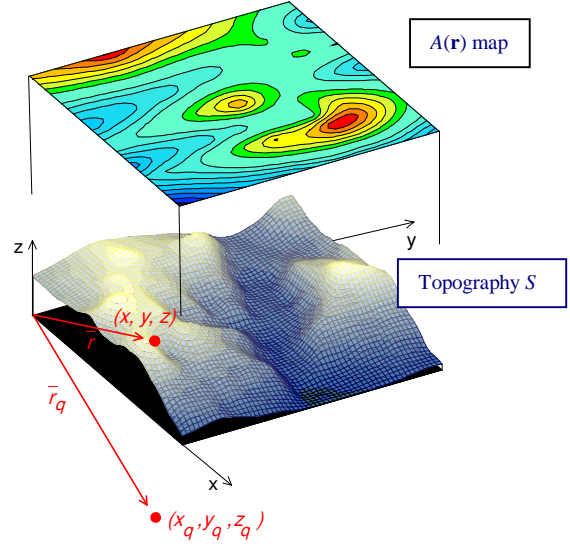


Fig.2 – The conceptual assumptions for the application of the probabilistic tomography imaging.

Consider a generic q th integral of the sum in (8) and apply Schwarz inequality, obtaining

$$\left[\iint_S A(\mathbf{r}) \cdot s(\mathbf{r} - \mathbf{r}_q) dS \right]^2 \leq \iint_S A^2(\mathbf{r}) dS \cdot \iint_S s^2(\mathbf{r} - \mathbf{r}_q) dS. \quad (9)$$

Finally, using inequality (9) a *source element occurrence probability* (SEOP) is defined as

$$\eta(\mathbf{r}_q) = C_q \iint_S A(\mathbf{r}) s(\mathbf{r} - \mathbf{r}_q) dS \quad (10)$$

with

$$C_q = \left[\iint_S A^2(\mathbf{r}) dS \iint_S s^2(\mathbf{r} - \mathbf{r}_q) dS \right]^{-1/2}. \quad (11)$$

Geophysical tomography

The 3D SEOP function meets the condition $-1 \leq \eta(\mathbf{r}_q) \leq +1$, and is assumed to give a measure of the probability, which a source element with strength a_q placed at \mathbf{r}_q obtains as responsible of the whole observed anomaly field $A(\mathbf{r})$.

The PTI procedure for a data set collected on a non-flat topography S consists in a scanning procedure based on the knowledge of the $s(\mathbf{r}-\mathbf{r}_q)$ function that is called *space domain scanner*. It is a function depending on the method used for sensing the earth, and is generally well known, since it can represent, for instance, the simplest physical behaviour of the field due to a point or infinitesimal source element (*e.g.* Coulomb law, Newton law, Ampère law, *etc.*). In practice, since the true source distribution responsible of an observed anomaly field $A(\mathbf{r})$ is unknown, an elementary positive source of unit strength is used to scan the solid half-space (the tomospace) to search where the actual sources are most probably located. The result of (10), for any tern x_q, y_q, z_q in the tomospace, will give the probability that a positive source ($\eta > 0$) or a negative source ($\eta < 0$) located in that point is responsible for the observed $A(\mathbf{r})$ surface field. By scanning the tomospace along a sequence of slices, a 3D image reconstruction of the source distributions underground can be finally drawn in a probabilistic sense.

Applications

A DTI laboratory experiment

Fig.3 shows a schematic horizontal section of a $(32 \times 32 \times 6)$ cm^3 composite block consisting of a roughly $(11 \times 16 \times 5)$ cm^3 piece of marble ($v_p = 4.6$ km/s) buried in a chalky matrix ($v_p = 1.6$ km/s).

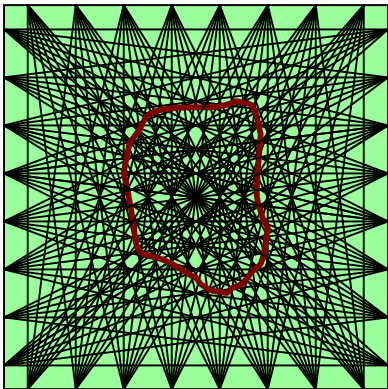


Fig.3 – Example of a laboratory application of the deterministic tomography inversion. Sample trace and transducers layout.

The measurements were carried out using an apparatus with a Panametrics 5058PR ultrasonic impulse generator, two Panametrics X1021 *p*-wave transducers with a 50 Hz central resonance frequency, and a Tektronix TDS430A digital oscilloscope. The block was ideally subdivided in 64 equal cells of volume $(4 \times 4 \times 6)$ cm^3 . The measurement procedure consisted each time in fixing the pair of transmitter and receiver at the center of the vertical facets of area (4×6) cm^2 , lying along opposite faces of the block, and moving one or both transducers at the constant step of 4 cm, as shown in fig.3. In order to improve resolution, the roles of transmitter and receiver were inter-changed, obtaining a total of $M=256$ ray paths

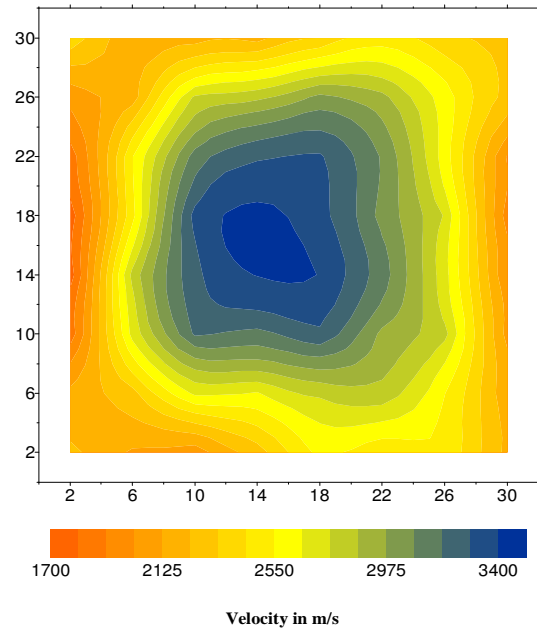


Fig.4 – Example of a laboratory application of the deterministic tomography inversion. Results of the iterated DTI algorithm.

The results obtained from the application of the DTI algorithm are shown in the 2D map of fig.4. A damping factor $\beta=0.1$ and a discrepancy factor $\Delta=1$ were assumed. A clear conformity exists between the irregular form of the marble inclusion and the deduced physical image. This picture, jointly with the acceptable estimate of the inner velocity profile, demonstrates the high resolution power, which this DTI technique can reach, at least in laboratory.

Geophysical tomography

A PTI field experiment

Dc geoelectrics is often used to obtain resistivity information near and over waste disposal sites. It helps to map both the vertical and horizontal distribution of contamination caused by increase of solutes in groundwater relative to background levels, which is reflected in some increase of the electrical conductivity of the water bearing rock.

The dipole-dipole profiling layout is one of the most recurrent field schemes, thanks to its high resolving power. It is an efficient approach since the beginning of the survey, because it can provide in real time the so called pseudosection, which is considered a first-order tomography in terms of apparent resistivity. Figs.5 and 6 refer to field data obtained on a disposal site, consisting of a waterproofed basin excavated in a sandy-clayey deposit down to 17 m of depth below ground level. The basin was entirely filled with wastes and leaks of pollutant were suspected across tears in the impermeable sheet of 5 mm of thickness.

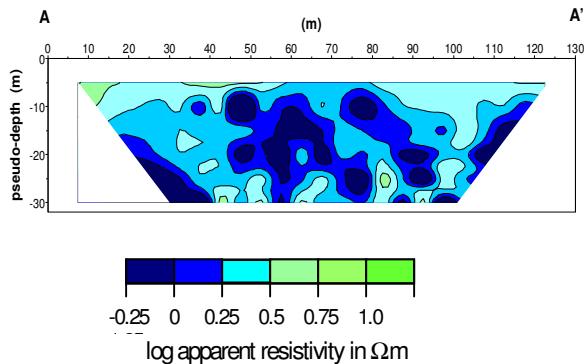


Fig.5 – Example of a field application of the probabilistic tomography imaging. The dipole-dipole pseudosection.

In particular, the dipole-dipole pseudosection of fig.5 shows apparent resistivity values inside the range $0.8 \Omega m - 10 \Omega m$. A general uniformity characterises the left and right portions of the pseudosection, with apparent resistivity values increasing with depth. The central part of the section shows, instead, very low values of about $1 \Omega m$ along the whole depth scale with presence of small nuclei enclosing even lower values.

Fig.6 shows the results of the PTI algorithm applied to the pseudosection of fig.5. The most remarkable feature is the presence of the lowest negative values of the SEOP function inside the left-central part of the section. In particular, the largest negative nucleus, located between 40 m and 70 m along the horizontal

profile, appears to extend well beyond the impermeable sheet. The conclusion is that the pollutant solutes may have overstepped the barrier, though for very limited distances, thanks to the low permeability nature of the sandy-clayey hosting deposit.

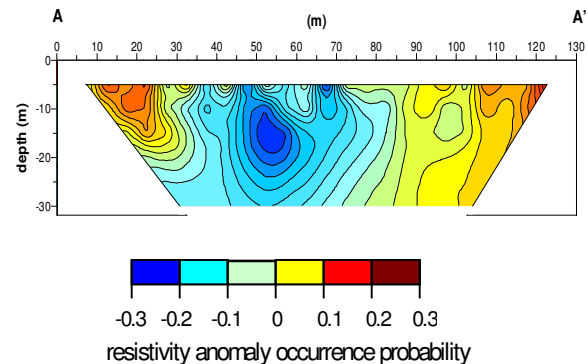


Fig.6 – Example of a field application of the probabilistic tomography imaging. Results of the PTI algorithm.

References

- Buselli G., Barber C., Davis G.B. and Salama R.B. 1990. Detection of groundwater contamination near waste disposal sites with transient electromagnetic and electric methods. In S.H.Ward (ed.): *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Vol. II *Environmental and Groundwater*, 27-40.
- Kilty K.T. and Lange A.L. 1990. Acoustic tomography in shallow geophysical exploration using a transform reconstruction. In S.H.Ward (ed.): *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Vol. III *Geotechnical*, 23-36.
- Hardage R. 1992. *Crosswell Seismology and Reverse VSP*. Geophysical Press, London
- MacCann D.M., Grainger P. and MacCann C. 1975. Interborehole acoustic measurements and their use in engineering geology. *Geophysical Prospecting* **23**, 50-59.
- MacCann D.M., Eddleston M., Fenning P.J. and Reeves G.M. (e.ds) 1997. *Modern Geophysics in Engineering Geology*. The Geological Society, London.
- Mauriello P. and Patella D. 1999a. Resistivity anomaly imaging by probability tomography. *Geophysical Prospecting* **47**, 411-429.
- Mauriello P. and Patella D. 1999b. Principles of probability tomography for natural-source electromagnetic induction fields. *Geophysics* **64**, 1403-1417.
- Mauriello P. and Patella D. 2000b. Gravity probability tomography: a new tool for buried mass distribution imaging. *Geophysical Prospecting* **49**, 1-12.
- Patella D. 1997a. Introduction to ground surface self-potential tomography. *Geophysical Prospecting* **45**, 653-681.
- Patella D. 1997b. Self-potential global tomography including topographic effects. *Geophysical Prospecting* **45**, 843-863.
- Patella D. and Cavaliere R. 2000. *2D Ultrasonic Transmission Tomography*. Department of Physical Sciences, University Federico II, Naples.
- Ward S.H. (ed.) 1990. *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.



Magnetômetro fluxgate, de circuito aberto, para análise de ruídos em sensores

Luiz C.C. Benyosef, Departamento de Geofísica/Observatório Nacional, Brasil

Abstract

Description of the development of a system to evaluate noises and alignment for fluxgate sensors of different sizes and geometries is presented. The first circuit was built for 7 KHz sensors cores excitation and a second one is being developed for 16.625 KHz sensors core excitation.

Introdução

Desde 1998 o Laboratório de Desenvolvimento de Sensores Magnéticos do Observatório Nacional (LDSM/ON) tem construído regularmente sensores fluxgate, de geometrias linear e toroidal, de diferentes dimensões que tem sido utilizados em atividades diversas de geomagnetismo e na indústria. Todos os núcleos destes sensores são atualmente construídos com materiais magnéticos amorfos de base cobalto (CoFeSiB).

Desta maneira, para melhor caracterizar os seus sensores e avaliar qualitativamente os seus desempenhos, independente de suas geometrias e dimensões, o LDSM/ON desenvolveu um magnetômetro, de circuito aberto com esta finalidade. Um segundo circuito, para analisar sensores em uma faixa maior de frequência está sendo desenvolvido.

Princípio de funcionamento

O funcionamento do magnetômetro fluxgate pode ser explicado de várias maneiras. Esta diversidade prende-se ao fato de existirem diferentes modos de operação, quer seja na configuração do sensor, fonte de excitação e métodos de detecção. De maneira geral, o núcleo do sensor é levado ciclicamente à saturação através de uma fonte de corrente que fornece um sinal periódico com formato de onda previamente definido. Na ausência de campo magnético externo, a tensão induzida na bobina sensora é simétrica, ou seja, contém apenas harmônicas ímpares da frequência fundamental, de excitação. A presença de um campo magnético externo quebra esta simetria e faz com que o sinal induzido contenha harmônicos pares da frequência fundamental. Essa assimetria está relacionada com o campo externo ambiente, podendo ser detectada e medida de diferentes maneiras, a avaliação deste segundo harmônico fornece uma medida para o campo magnético externo. O sensor mais simples é composto por um único núcleo construído com material magneticamente macio e envolto por dois

enrolamentos. Um deles tem a função de levar o núcleo à saturação magnetizando-o alternadamente. O segundo tem a função de detectar o sinal de tensão induzido, sendo que este é proporcional à variação do fluxo magnético que o envolve. Uma maneira de fazer a filtragem de harmônicos indesejáveis, através da geometria, é montar um segundo núcleo idêntico ao primeiro colocado em paralelo e alimentado em série, desta forma somente as harmônicas pares da excitação serão induzidas devido à presença de campo magnético externo.

Circuito com excitação 7 KHz

Para analisar sensores com excitação de 7 KHz foi desenvolvido um circuito alimentado por uma fonte serial de ± 7.5 V/A e ± 15 V/A, cujos valores são regulados e estabilizados simetricamente. Os dois primeiros valores de tensão, são utilizados para alimentar uma chave C-MOS e o último para o circuito em geral. O protótipo é alimentado pela tensão AC da rede comum (110 V - 60 Hz) e o sinal ao entrar no circuito, passa por um transformador, reduzindo seu valor para 18 V (AC). Este novo sinal passando por um retificador de onda transformando-se em DC, com intensidade suficiente para alimentar todo o circuito. Para gerar o sinal que irá saturar o núcleo foi utilizado um integrado de baixo consumo, fornecendo na saída, um sinal com onda quadrada e de frequência 14 KHz. Parte deste sinal, vai para um demodulador síncrono, gerando referência para ser comparado com o outro sinal $2f_0$, a ser induzido na bobina sensora e que contém as informações do campo magnético a ser avaliado. A outra, após passar por um divisor de frequências, continua com a forma de onda quadrada e com frequência de 7 KHz. O sinal sofre ainda uma filtragem em cascata visando eliminar outros harmônicos que não sejam o fundamental f_0 e passa por um filtro Notch, cuja função básica é a de eliminar resíduos harmônicos. Por último, o sinal antes de atingir a bobina de excitação, atravessa um amplificador de potência para que não sejam provocadas distorções no sinal de entrada. Para que fosse obtido um nível de tensão desejado, sem provocar o carregamento do oscilador, foi escolhido um integrado 2002, de áudio, de baixos: ruído e impedância, não gerando assim, uma nova fonte de segundo harmônico no sinal. A excitação do

Magnetômetro fluxgate, de circuito aberto, para análise de ruídos em sensores

núcleo do sensor é feita com 3.8 V (RMS) e 20 mA (RMS).

O sinal induzido na bobina sensora é redimensionado por amplificador diferencial rápido evitando distorções harmônicas e o sinal para ser convenientemente tratado percorre ainda um sistema de filtros seletivos, em cascata, do tipo passa-banda, construídos com a utilização de amplificadores operacionais, que fornecem, na saída, um sinal de 14 KHz. Assim são eliminados os harmônicos múltiplos da excitação que eventualmente poderiam estar acoplados ao secundário. Para compensar o atraso ocasionado pelo próprio circuito, ou outros provocados por desalinhamentos causados por variações térmicas, o sinal da informação deve sofrer posterior reajuste de fase para estar sincronizado exatamente com a referência $2f_0$ do oscilador, o que também é feito com auxílio de outro amplificador operacional. Após passar por todo o este processo, o sinal será detectado pelo demodulador, composto por uma chave C-MOS analógica e um circuito amplificador diferencial, obtidos por um integrado 4066 e por outra configuração de montagem com um amplificador operacional LM 308. O demodulador detecta o sinal obtido pela bobina sensora usando como referência, de fase, o outro sinal proveniente do próprio oscilador e com frequência $2f_0$. Esta demodulação é chavetada nos instantes exatos em que a senóide do sinal de 14 KHz passa pelo seu zero. Estão previstas defasagens no sinal induzido pela bobina sensora, pois será exatamente nestes que serão detectadas as informações do campo magnético a ser medido. Um sinal DC, proporcional á amplitude da senóide será obtido após sua detecção e nele está a informação do campo magnético. Uma outra parte deste valor de tensão, obtido na saída do integrador, vai para um conversor tensão/corrente balanceado para diminuir o nível de ruídos. Esta corrente, proporcional ás variações do campo geomagnético, alimenta um transdutor corrente/campo que neste caso é formado pelo próprio enrolamento da bobina de compensação de campos. Como o propósito deste protótipo foi o de monitorar as variações temporais sofridas pelo campo geomagnético, é necessário que o mesmo possua uma linha de referência ao redor da qual serão verificadas as flutuações do campo. Dessa maneira a linha de base é gerada por um transdutor tensão/corrente, de operação estável e que fornece uma corrente DC para o enrolamento de realimentação. Para garantir a estabilidade de corrente foi utilizado um integrado LM 723 alimentado por um sinal de ± 15 V. O sistema é

composto de dois blocos distintos: o eletrônico e o alojamento do sensor e na parte frontal da caixa dos circuitos está um micro-amperímetro de zero centrado que fornece as indicações básicas de funcionamento do instrumento e alinhamento do sensor. A chave principal com os outros comandos: $\pm V$, H, D, Z, Exc. e OFF está a direita do antes referido marcador.

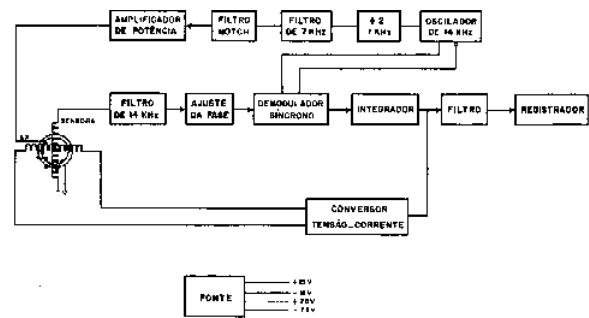


Figura 1 – Diagrama em blocos do circuito do magnetômetro de circuito aberto para operar em frequências 7 KHz (excitação) e 14 KHz (detecção)

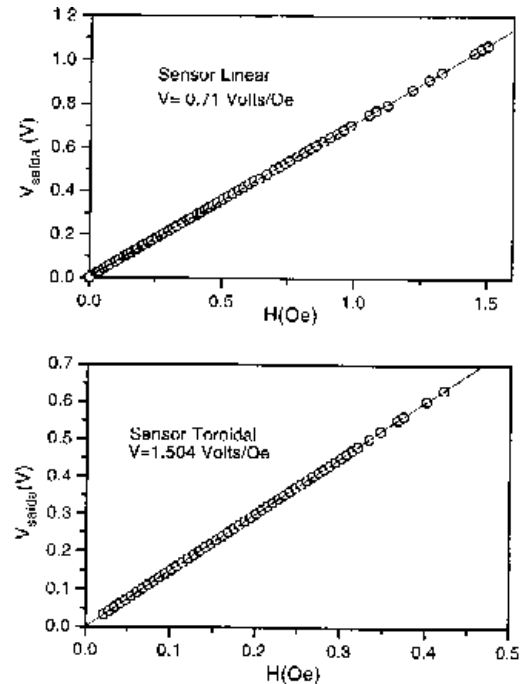


Figura 2 (a) Resposta do sensor linear em função de um campo aplicado por um solenóide. (b) Resposta do sensor toroidal em função do mesmo campo.

Magnetômetro fluxgate, de circuito aberto, para análise de ruídos em sensores

A figura 2 apresenta as curvas de resposta de dois sensores construídos com geometrias linear e toroidal, quando submetidos a um campo magnético externo gerado por um solenóide. Observa-se que o mesmo respondeu com boa linearidade e a sensibilidade foi da ordem de 1.5 V/Oe. O ruído de saída, com uma banda passante de 3 Hz, apresentou intensidade de 0.1 mV (rms).

Circuito com excitação 15.625 KHz

Este circuito é controlado por um oscilador de 8 MHz que origina um sinal, de referência, com 31.250 KHz de onda quadrada. Através de um divisor de frequências, que divide o sinal de referência em dois, o núcleo do sensor é levado a uma excitação periódica de corrente, com forma de onda triangular de frequência 15.625 KHz e com intensidade de 32 mA_{pp}. O sinal de saída do sensor tem seu segundo harmônico do sinal de excitação pre-amplificado, com a fase ajustada para ser comparada com o sinal de referência de excitação. Depois de integrado, parte do sinal vai para uma bobina de compensação de campo que realimenta o sensor, fazendo com que o sistema opere em uma malha fechada, como um detector de nulos. O sistema é todo chaveado permitindo analisar o circuito, ao todo ou por trechos isolados.

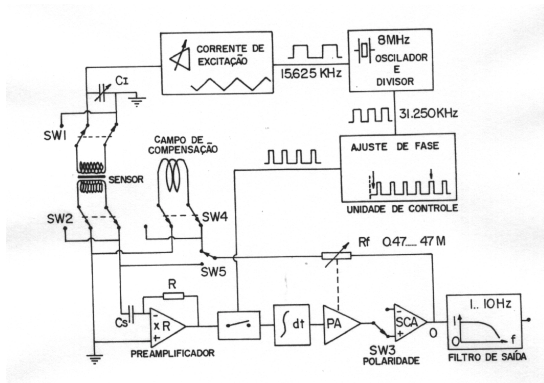


Figura 3 - Diagrama em blocos do circuito do magnetômetro de circuito aberto para operar em frequências 15.625KHz (excitação) e 31.250 KHz (detecção)

Calibração e avaliação de ruídos em sensores

A avaliação de ruídos é feita com o sensor colocado dentro de uma blindagem magnética, de mu-metal, cilíndrica, de camadas concêntricas. O sinal de saída do magnetômetro é enviado para um instrumento de análise FFT (Fast Fourier

Transform), i.e. um analisador de espectros que avalia o ruído considerando-o em um determinado intervalo de frequência. Uma impressora conectada ao sistema fornece os resultados através de duas figuras, sobrepostas. A primeira mostra o valor médio da densidade espectral de potência, destacando o valor numérico do ruído em pT (pico Teslas). Em termos genéricos, o ruído da densidade espectral de potência varia segundo o inverso da frequência, f^{-1} .

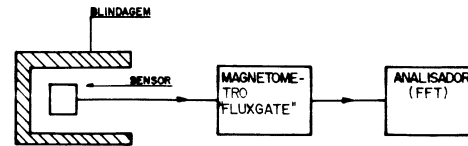


Figura 4 – Procedimento para avaliar nível de ruídos em sensores fluxgate.

A orientação dos sensores é realizada com auxílio de uma bobina, triaxial quadrada, de Helmholtz de alta resolução. O LDSM/ON possui uma bobina com estas características facilitando o alinhamento e a qualificação de seus sensores. O Campo magnético gerado no interior desta bobina é compensado convenientemente por correntes elétricas estáveis garantindo a sua uniformidade, que devido às dimensões de suas arestas (1.20 m) tem um volume considerável no seu interior.

Conclusão

O desenvolvimento e construção de magnetômetros fluxgate, de circuito aberto, é imprescindível para um laboratório de desenvolvimento de sensores desta natureza. O LDSM/ON está assim juntando esforços para criar infra-estrutura adequada para realizar não somente o desenvolvimento de sensores, mas também de magnetômetros de alta resolução.

Magnetômetro fluxgate, de circuito aberto, para análise de ruídos em sensores

Bibliografia

- Benyosef, L.C.C., Teodósio, J.R., Taranichev, V.E. and Jalnin, B.V - Improvements on CoFeSiB Amorphous Ribbon for Fluxgate Sensor Cores - Scripta Metallurgica et Materialia, Pergamon-Elsevier Science Volume: 33 (9) - Págs. 1451-1454. November 1, 1995
- Benyosef, L.C.C., 1998, Development of Low Noise Fluxgate Sensors for the Brazilian Microsatellite - Resumos do VIII Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing da IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) Observatório Magnético de Vassouras - Vassouras - 1998
- Benyosef, L. C. C. e Novak, M. A., 1996, Magnetômetros de Núcleos Saturados - Revista de Instrumentação e de Física Aplicada, Sociedade Brasileira de Física. Vol. 11, Núm. 3, págs. 131-137.
- Benyosef, L.C.C.; Teodósio, J.R.; Taranichev, V.E.; Zalnin, B.V. and Nemova, O. Yu., 1996, Effect of Stress on the Magnetic Properties of Amorphous Ribbons for Fluxgate Magnetometers. Journal of Advanced Materials, Num. 3 (2) pags. 140-143.
- Benyosef, L.C.C., 1998, Development of Low Noise Fluxgate Sensors - Revista Geofísica do Instituto Pan-americano de Geografia e História/IPGH - Número 48, págs. 111 a 120, Enero - Junio 1998.
- Cadorin, E. A., Benyosef, L.C.C. e Canázio, P.P.L.M., 2000, Magnetômetro de Núcleo Magnético Saturado, para Registro de Campos Magnéticos de Três Componentes (X,Y,Z). – Revista Militar de Ciência e Tecnologia – Vol. XVII – págs. 42 a 48.
- Nielsen, O.V. Petersen, J.R.; Primdahl, F.; Brauer, P., Hernando, B. Fernandez, A., Merayot, J., Ripka, P., 1995, Development, Construction and Analysis of the “Orsted” fluxgate magnetometer Meas. Sci. Technol. 6 pags. 1099-1115.
- Primdhal, F., Petersen, J.R, Olin, C. and Harbo A.K., 1989, The short-circuited fluxgate output current, J. Phys. E.: Sci. Instrum. 22 (1989) 349-354.

Agradecimentos

Este trabalho está sendo desenvolvido graças ao suporte da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro – **FAPERJ** (Processos Nos. E-26/171.750/2000 e E-26/151.541/2000).



Mapeamento dos Dutos na Baía de Guanabara

Paulo Roberto Maldonado / PETROBRÁS, prmaldo@petrobras.com.br

Pedro Orlando Vasconcelos Piauilino / PETROBRÁS, pop@petrobras.com.br

Cláudio Gino Gallea, galleac@pobox.com

Georgina Ximena O. Castaños: georgina@unisis.com.br

Sérgio Ventura Santos: sergioventura@gbl.com.br

Paulo Lamori/ PETROBRÁS, lamori@petrobras.com.br

Jonne Stef C. Vieira, jonne@petrobras.com.br

Resumo

Com o grande vazamento de óleo ocorrido em Janeiro de 2000 na Baía de Guanabara, a Petrobrás foi solicitada em curto prazo, a apresentar perante aos órgãos governamentais, um mapeamento detalhado e atualizado de todos os dutos que compõem sua malha de transporte de derivados entre a Refinaria Duque de Caxias (REDUC) e os terminais da Ilha D'Água. Isto implicou em determinar a posição espacial inicialmente de 9 dutos ao longo de 13 km de trajeto, confirmando através de inspeção por mergulho, pontos onde o assentamento não estivesse em posição ideal. Para tal fim, foram contratadas empresas de levantamentos geofísicos, geotécnicos e de mergulho. Os dados geofísicos oriundos dos vários métodos utilizados perfizeram 2400 km de dados e para absorver este grande fluxo respondendo imediatamente aos vários questionamentos surgidos, foram montadas equipes de processamento e interpretação que possibilitaram executar intervenções para detalhamento de interesses específicos (inspeções submarinas, coletas de testemunhos, etc.). Como resultado foram produzidas plantas com a posição espacial de cada um dos dutos, desde sua partida da refinaria até a chegada aos terminais marítimos de escoamento situados na Baía de Guanabara.

Introdução

A PETROBRÁS, através da ENGENHARIA, executou um levantamento geofísico em zona de transição da Baía de Guanabara, para a determinação da posição dos dutos que interligam a REDUC aos terminais de transferência de derivados, situados nas proximidades da Ilha D'Água. Os serviços foram executados no período de Junho a Outubro de 2000, tendo sido adquiridos por empresas contratadas e seus dados, processados e interpretados pela ENGENHARIA.

Devido às condições singulares em que este dutos se encontram, vários métodos geofísicos foram aplicados e seus resultados combinados, de acordo com as dificuldades de resolução de cada método e da geologia da área. Foram executados os seguintes levantamentos: sonográficos, batimétricos,

magnetométricos, pulso induzido, GPR (Ground Penetrating Radar) e perfilagem sísmica monocanal (3,5 kHz). Todo dado adquirido foi apoiado por posicionamento do tipo DGPS (Differential Global Position System).

O presente trabalho faz uma descrição sucinta dos métodos e processos envolvidos na determinação da posição das tubulações, os resultados obtidos e a maneira como eles foram representados, visando servir de subsídio às atividades de engenharia que deverão ser implementadas no local.

Metodologia

Os trabalhos executados constaram das seguintes etapas:

- Compilação bibliográfica de todos os levantamentos já executados na área;
- Mapeamento por sonar de varredura lateral executado concomitantemente com perfilagem batimétrica visando detectar trechos de dutos aflorantes;
- Após a definição das áreas de dutos aflorantes, foi executada uma perfilagem magnetométrica para a determinar a posição dos dutos enterrados;
- Para a determinação mais precisa das profundidades de enterramento, foi utilizada a técnica de sísmica monocanal com perfilador de subfundo de 3,5 kHz;
- Nos locais onde não foi possível a individualização e identificação dos dutos pelos métodos convencionais foram utilizados: perfilagem eletromagnética, perfilagem por **Ground Penetrating Radar** (GPR), inspeção submarina por mergulho, coleta de amostras geológicas/geotécnicas de sedimentos e contorno do litoral através de imagem de satélite.

Métodos e Equipamentos Utilizados

1-Posicionamento

O posicionamento de todos os equipamentos geofísicos foi obtido através de um sistema DGPS com correções através de **link** via satélite. As coordenadas UTM obtidas foram referidas ao **Datum** Córrego Alegre, meridiano central de 45⁰ W, Elipsóide Internacional de Hayford.

Mapeamento dos Dutos na Baía de Guanabara

2- Batimetria

Para este levantamento utilizou-se um ecobatímetro de feixe único Raytheon DE-719B com frequência de 200 kHz de registro contínuo das profundidades, com saída digital e analógica.

A calibragem do ecobatímetro foi realizada a partir da determinação da velocidade do som na água, utilizando-se uma placa de calibragem graduada no início e final de operação diária. Os dados obtidos sofreram correção do efeito da maré, através da previsão obtida pela Tábua de Marés da DHN para o Porto do Rio de Janeiro.

A variação do efeito da onda sobre a leitura da profundidade local foi corrigida em tempo real através do uso de um compensador de ondas – TSS modelo HS-50.

As linhas foram programadas transversalmente aos dutos equidistantes de 10 metros (junto com as linhas de SBP 3,5 kHz e magnetometria) e equidistantes de 75 metros (junto com as linhas de sonar), sendo que o intervalo de cada “top” foi de 5 metros. Este levantamento foi realizado juntamente com os dados sonográficos, sísmicos e magnetométricos.

3- Sonar

A utilização desta técnica teve por objetivo criar imagens georeferenciadas (mosaicos) que permitissem uma rápida visualização dos dutos aflorantes, obstáculos do fundo da baía e informações geológicas baseadas na textura das imagens. O sonar (**Sounding Navigation and Ranging**) de varredura lateral transmite dois feixes com uma frequência de 100 kHz. A maior parte da energia que chega no fundo marinho é refletida, uma pequena parte é absorvida e outra pequena parte é retornada ao sonar, amplificada e registrada. A energia que é recebida pelo sonar é afetada pelos seguintes fatores:

- Características físicas do fundo marinho (rugosidade);
- Natureza intrínseca da superfície (tipo de sedimento e densidade).

Durante o levantamento utilizou-se um sistema de Sonar de Varredura Lateral EG&G 272 com console 260 e interface digital Isis/Triton, da PETROBRAS. A obtenção dos dados digitais foi executada com linhas paralelas aos dutos e equidistantes de 75 metros e com **range** de 50 metros para cada lado. Os dados foram gravados em mídia magneto-ótica e foram processados pelos **softwares** ISIS e DELPH MAP. Os mosaicos foram interpretados através do **software** ERMAPPER. Todo o processamento e a interpretação foi realizado na ENGENHARIA (ver Figura 1).

4- Magnetometria

A amplitude e o comprimento de onda de cada anomalia associada a um determinado duto dependem do diâmetro e profundidade deste com relação à fonte emissora. Nas áreas estudadas, as linhas foram programadas transversalmente aos dutos em intervalos equidistantes de 10 metros nas regiões onde os dutos não foram identificados por outro método. Foi utilizado um magnetômetro EG&G Geometrics G-811, com gravação dos dados sob a forma digital. Em seguida, os dados foram processados e interpretados através do **software** OÁSIS MONTAJ da Geosoft (ver Figura 3).

5- Perfilador de subfundo 3,5 kHz

O perfilador de subfundo 3,5 kHz utilizado é um equipamento para aquisição de dados sísmicos monocanal. Através de um transdutor piezelétrico com frequência variante de 2 a 5 kHz uma onda é emitida, refletida nas camadas abaixo do fundo marinho e registrada no equipamento. A penetração das ondas sísmicas nas camadas dependem do tipo de sedimento e da frequência utilizada e a resolução, geralmente, é centimétrica.

As linhas foram programadas transversalmente aos dutos, aproximadamente 180 linhas, e equidistantes de 10 metros (ver Figura 4).

6- Detecção eletromagnética por injeção de corrente elétrica (PCM)

Este método combina técnicas de localização de tubulações metálicas enterradas por meio do uso de campos eletromagnéticos com técnicas de identificação do sentido de deslocamento da corrente gerada por estes campos eletromagnéticos e sua magnitude através da injeção de um sinal (onda eletromagnética com frequência conhecida) no duto metálico a ser localizado e captar este sinal ao longo do mesmo, utilizando-se de um receptor calibrado na mesma frequência do sinal emitido.

Para a captação do sinal utiliza-se um receptor portátil que permite determinar a posição do duto pesquisado considerando-se que a intensidade do sinal é máxima na vertical do duto.

7- GPR (Ground Penetrating Radar)

Foi utilizado na região de mangue e no aterro da Reduc, numa malha composta de linhas espaçadas de 10 e 10m, onde os dutos estavam soterrados. Foi utilizado o equipamento Ramac com antena de 200MHz.

Mapeamento dos Dutos na Baía de Guanabara

8- Coleta de amostras geológicas e geotécnicas

Uma campanha de amostragens geológicas/geotécnicas foi executada através de amostrador de penetração por queda livre tipo Kulleberg. No total foram coletadas 65 amostras que foram enviadas para análise de laboratório.

9- Inspeção por mergulhadores

Investigações **in-loco** foram executadas com o intuito de observar através de fotos e filmagens determinados pontos de interesse. Os mergulhadores também auxiliaram no complemento as informações de profundidade dos dutos bem como na instalação de alças e sensores para monitoramento de dutos considerados críticos.

Conclusões

Como primeiro produto final, foi determinada a posição tridimensional de cada um dos dutos que transportam derivados entre a REDUC e os terminais marítimos situados na Baía de Guanabara, ver Figura 5.

Foram mapeadas as ocorrências de deformações nos dutos 14PE1 e 14PE2 e ficaram caracterizadas as áreas onde os dutos estavam em balanço e/ou soterrados, ver Figura 2.

Agradecimentos

Os autores dirigem seus agradecimentos a PETROBRAS por permitir a realização deste trabalho, à DSND-CONSUB e à UFRGS pela aquisição dos dados geofísicos.

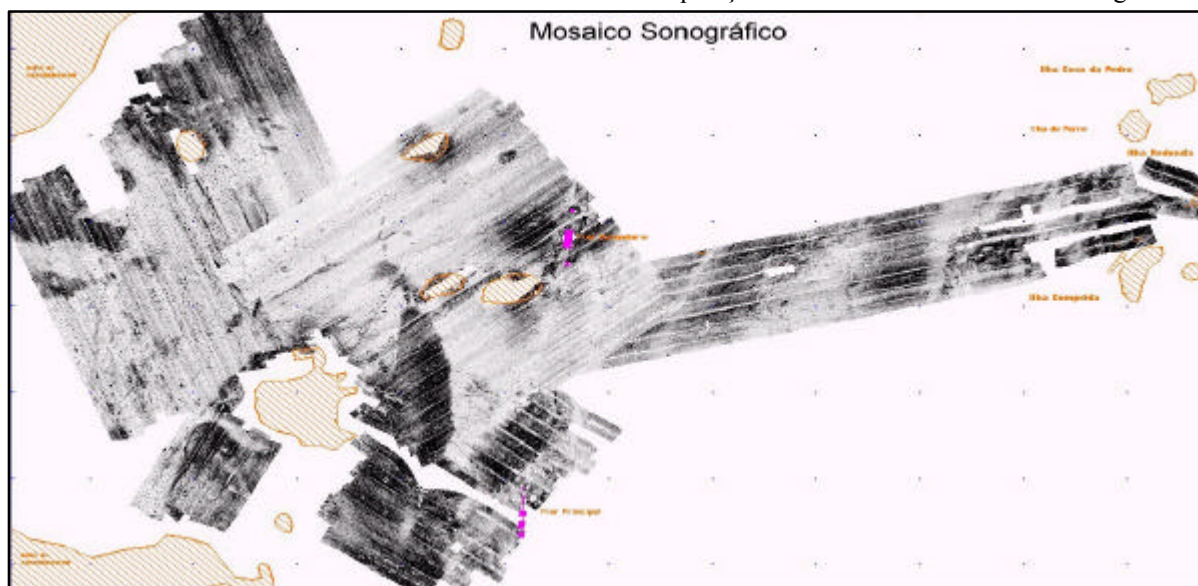


Figura 1 – Mosaico Sonográfico

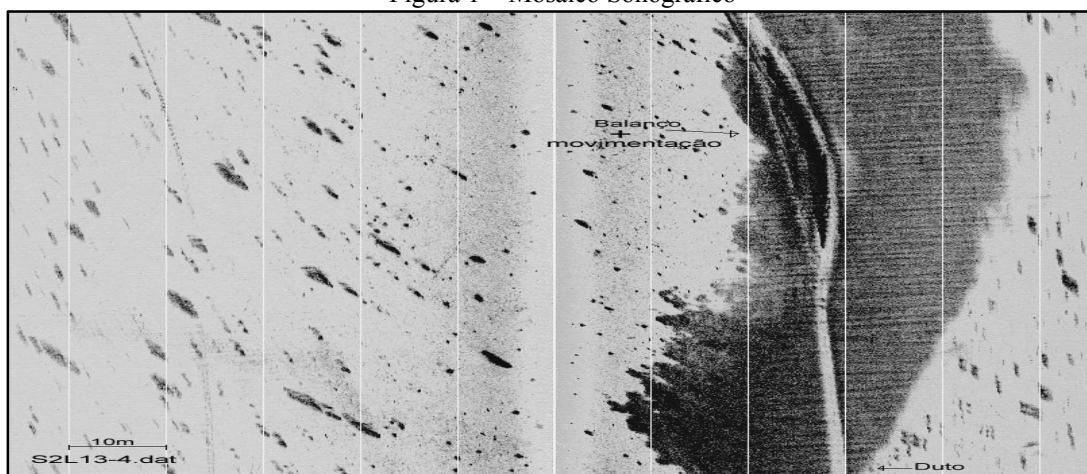


Figura 2 – Imagem de Side Scan Sonar

Mapeamento dos Dutos na Baía de Guanabara

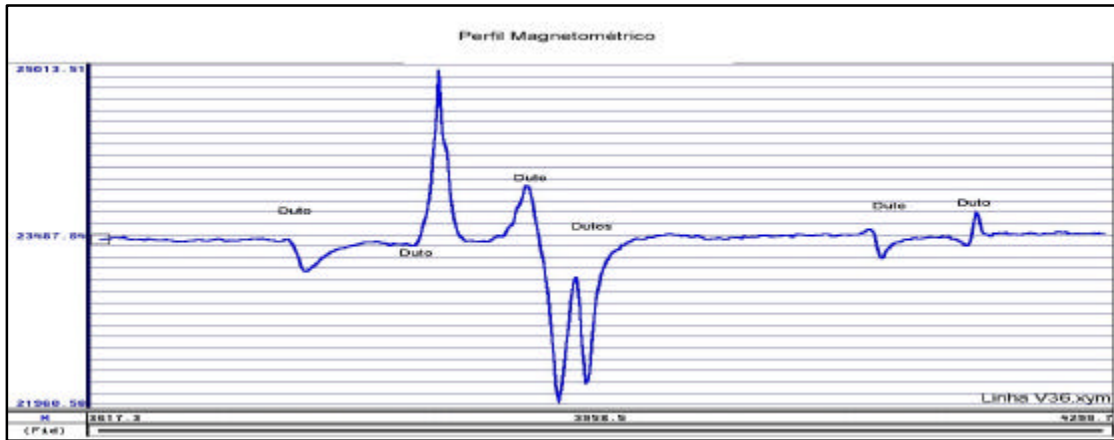


Figura 3 – Perfil Magnetométrico

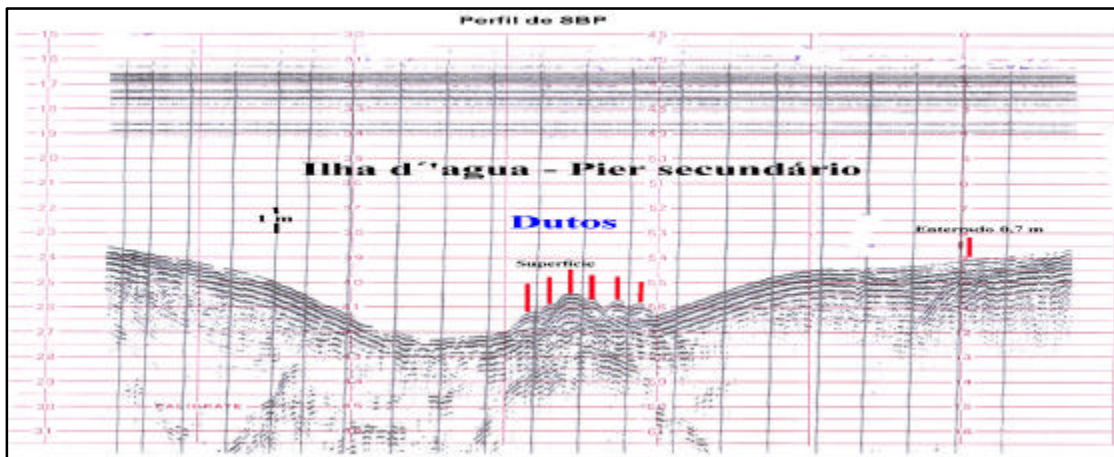


Figura 4 – Perfil de Subbotom Profile – 3,5kHz

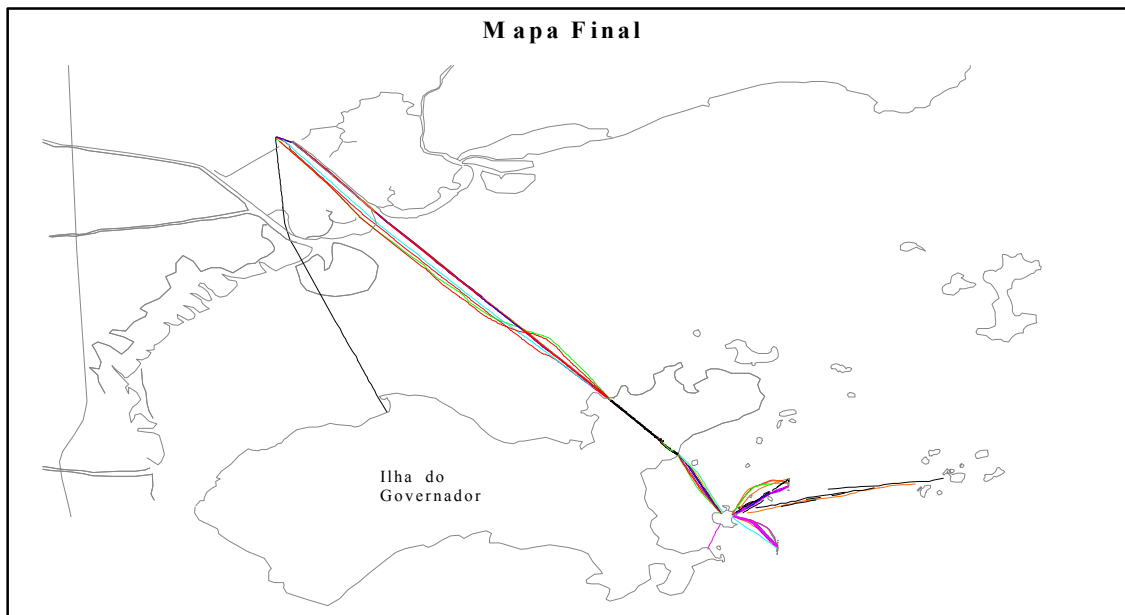


Figura 5 – Mapa dos dutos da Baía de Guanabara

Monitoração Sismográfica de Edifícios Adjacentes aos Túneis da Av. Luiz Eduardo Magalhães

Joaquim X. Cerqueira Neto[†]

CPGG-IGEO/UFBA

Abstract

In this paper I present the result of studies with respect to vibrations in surrounding building due to blasting carried out to build large tunnels (400m long) in urban areas. Three compound detectors were installed on the ground and on the 3rd floors of the buildings and vibrations were measured using a 24-channel seismograph, the ABEM Terraloc Mark3 System. This joint project involved CPGG/UFBA-FAPEX and the Town hall. Mathematical formulas relating charge size, safety distance and the velocity of vibrations, were determined so as (i) to subsidize the planning and the charge size in the next step of tunneling, and (ii) to limit vibrations to 15mm/s of velocity according to the Brazilian technical Norms. The use of a multi-channel equipment was important to establish a field procedure that permits simultaneous monitoring of different targets.

Introdução

Na abertura do túnel de ligação Limoeiro-Jaguaribe (Fig. 1) na Av. Luiz Eduardo Magalhães, em Salvador-Bahia, a existência de edificações na zona de influência da obra exigiu um planejamento cuidadoso da carga de explosivo, de modo que as vibrações transmitidas aos prédios adjacentes se mantivessem no limite de velocidade de 15 mm/s estabelecido pela Norma Brasileira (ABNT, 1986).

Neste trabalho são apresentados os resultados de medições das vibrações induzidas nos prédios situados na área de influência das obras de abertura do Eixo-1 do túnel, onde foi feito o desmonte da rocha cristalina. Também, foram estabelecidos os coeficientes das equações da Energia e da distância escalonada *versus* velocidade de vibrações, específicas da área em estudo, considerando a carga de explosivos e as distâncias do ponto de detonação aos referidos alvos. Esses estudos, realizados em diferentes momentos da execução da obra, subsidiaram o planejamento e o dimensiona-

[†]Research Center for Geophysics and Geology/Federal University of Bahia (CPGG/UFBA), Campus Univ. da Federação, Salvador, BA, Brazil, 40170-290.

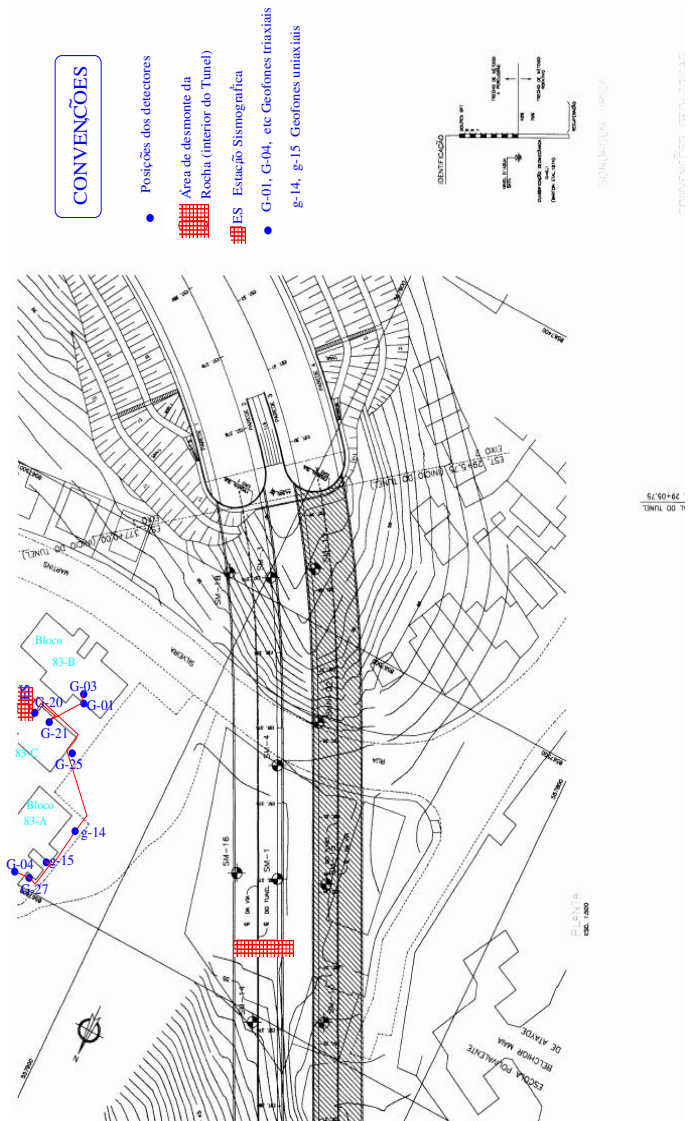


Figura 1 Local iza ção dos móveis Monitorados e Posi ções dos Detectores Triaxiais

mento da quantidade de explosivo de cada etapa subsequente de avanço da frente de serviços Cerqueira Neto (2000).

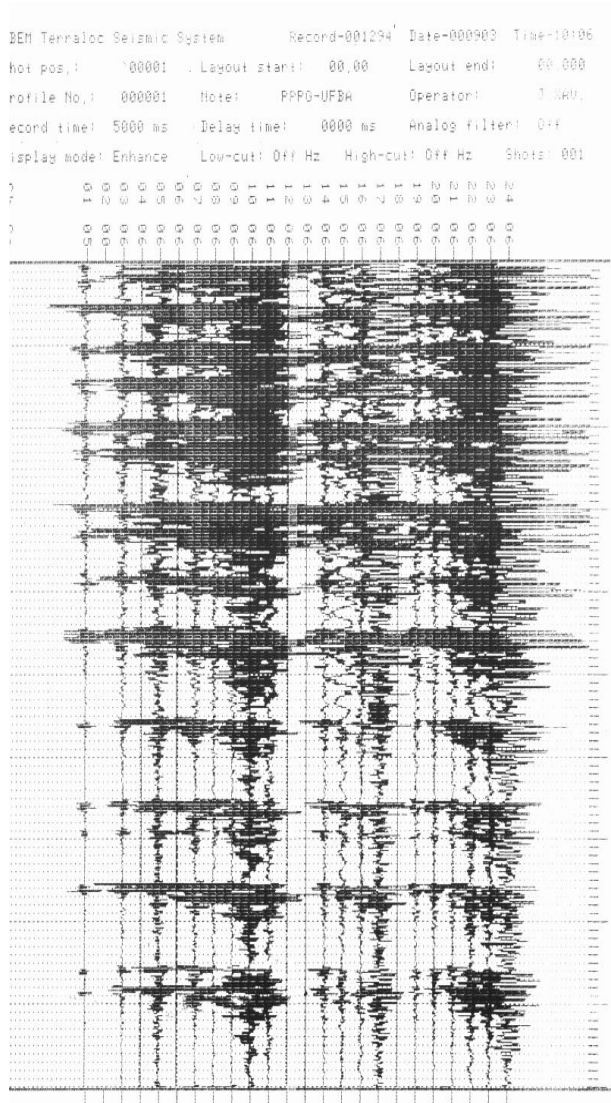


Figura 2: Sismograma Típico referente ao registro r001294

Aspectos Geológicos da Área

A área é constituída de rochas metamórficas, predominantemente granulitos intermediários, cor cinza escura; e, máficos, subordinados. Estão foliados, bandados e, em alguns trechos, muito fraturados. Nas encostas ocorrem solos argilosos, regolito, que se apresentam com espessuras ~ 20 a 30m e altos topográficos com alturas até 40m em relação ao greide do pavimento.

Dados da Carga Explosiva

As explosões monitoradas localizam-se nas Estacas 372 + 3,4m e 372 + 18,5m do Eixo-1, embo-

que Norte (Fig. 4), respectivamente nas datas 03 e 15 Set./2000. Os planos de fogo de autoria do Responsável Técnico, Eng. de Minas José Maria Aragão, indicam cargas totais de 86,8kg de explosivos (75,76kg, efetiva) distribuída em tempos de espera diversos e índice de carga $rc = 0,94kg/m^3$.

No Quadro-1 encontram-se as distâncias a partir do centro do arranjo (Est. 372 + 3,4m) da carga explosiva (reg. sismográfico visto na Fig. 2), para cada ambiente monitorado em 03 de Set./2000.

Na determinação da distância escalonada $D_e \times$ velocidade de partícula, V_p , foram empregados os dados do registro sismográfico r001294.abm, considerando os pontos Distância escalonada *versus* Vel. resultante de partícula, $(D_e; V_p)$, que fornecem o melhor coeficiente de correlação.

A análise de regressão, pelo método dos mínimos quadrados, em termos dos logaritmos dessas duas variáveis $(\log D_e \times \log V_p)$, indica valores do coeficiente de correlação $r = 73,8\%$ idênticos para as três fórmulas:

- (i) $D_e = \frac{D}{Q^{1/2}}$, adotada pela Norma Brasileira,
- (ii) $(D_e = \frac{D}{Q^{3/2}})$ para a fórmula de Langefors e Kihlstrom; e
- (iii) para $D_e = \frac{D}{Q^{1/3}}$ de Ambraseys e Hedron.

Equação da Energia

Adotando o critério da Norma Brasileira, tem-se para equação da energia a fórmula:

$$\frac{D}{Q^{1/2}} = \delta V_p^\beta, \tag{1}$$

E, para determinação da carga segura, a fórmula:

$$Q = \left[\frac{D \times V_p^{-\beta}}{\delta} \right]^2 \tag{2}$$

onde: $\begin{cases} D = \text{distância (m)} \\ Q = \text{carga de explosivo (kg)} \\ V_p = \text{velocidade de partícula (cm/s)}, \end{cases}$

sendo as constantes $\delta = 7,7456$ e $\beta = -0.5370 \times 10^{-1}$ específicas da área em estudo. Isto é, essas constantes são condicionadas por fatores como tipo de estrutura dos prédios, condições dos pontos de observação, aspectos geológico-estruturais, *layout* e geometria das cargas explosivas.

Análise dos Resultados

Os registros foram interpretados com auxílio de computador digital, utilizando-se aplicativos do sis-

tema (ProMAX, 1992) na análise espectral e na obtenção dos dados de amplitudes. Os dados correspondentes às detonações nas datas 03 e 15 de Setembro/00, indicam que nos referidos prédios os valores das velocidades de vibrações medidas pelos detectores triaxiais variam do mínimo de 1,5 mm/s ao máximo de 12,1 mm/s no G-22.

Assim, a distribuição de energia transmitida às estruturas devida à detonação da carga de 75,76kg de explosivos (nas condições constantes do plano de fogo apresentado) corresponde a velocidades com magnitudes de $8,757 \pm 3,389$ mm/s, para $\nu = 5$ graus de liberdade e limites de confiança de 99%, definidos pela distribuição “t” de Student (teste bilateral), ou seja, valores extremos dados por

$$\mu = \bar{x} \pm t_c \frac{s_x}{\sqrt{N-1}},$$

As maiores vibrações produzidas pelas duas explosões foram observadas nos Bloco 83-C, no apartamento 301 e, no Bloco 83-B, ao nível da fundação.

onde $\bar{x} = 8,757$ e $s_x = 1,879$ são, respectivamente, a média e o desvio-padrão da amostra (6 maiores valores de velocidades de partícula) e, $t_c = 4,032$, o coeficiente crítico do limite de confiança escolhido (Davis, p. 95). Isto significa que se está 99% confiante de que as estruturas dos prédios monitorados não foram solicitadas por vibrações superiores a 12,15 mm/s.

Dados Espectrais

Em termos espectrais a maior parcela da energia que atingiu os prédios distribuiu-se de forma predominante nas freqüências de 6 a 18 Hz, 42 a 45, 55 e 65 Hz, como se vê no espectro de potência (Fig. 3) obtido em termos dos valores médios dos espectros dos canais consecutivos e ativos. Analisados individualmente, alguns canais apresentam picos de energia em baixa freqüência (6 Hz) típicas de ondas que possuem maior energia, a exemplo de ondas de superfície (geralmente ondas Rayleigh) e ondas-S.

Conclusões e Considerações

As vibrações maiores atingiram amplitudes de $8,757 \pm 3,387$ mm/s. Testes de hipótese e significância, feitos com base na Teoria da Decisão Estatística, permitem afirmar que as estruturas dos edifícios monitorados não foram submetidas a vibrações superiores a 12,15 mm/s, no nível de significância de 0,01, ou seja, tem-se 99% de confiança de que as vibrações foram inferiores a esse limite e, a chance de apenas 1% de terem sido tais vibrações

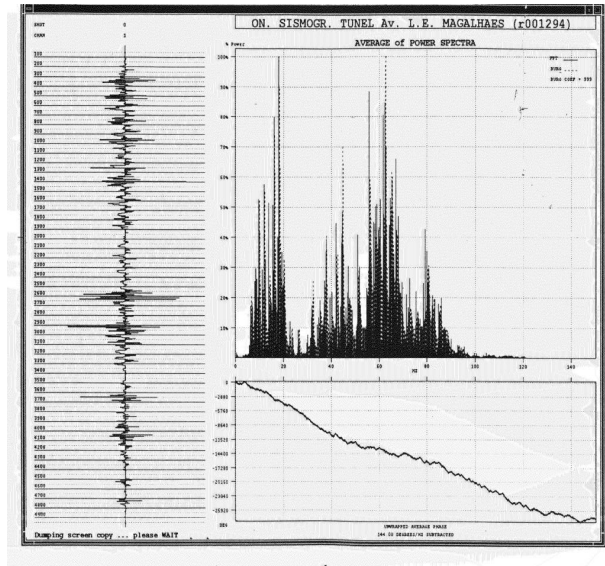


Figura 3: Espectros de Potência e Fase (média dos espectros de 18 canais consecutivos e ativos do registro r001294.abm)

ligeiramente maiores do que esse valor.

Donde se conclui que as vibrações máximas induzidas nos referidos prédios, estão dentro de parâmetros de segurança, considerando o limite de 15 mm/s estabelecido pela Norma Brasileira para explosões no ambiente urbano.

Todavia os valores máximos de velocidades (da ordem de 12 mm/s) induzidas nos prédios em estudo, apesar de estarem abaixo do limite admissível pela Norma Brasileira, foram considerados no contexto dos esforços dinâmicos que produzem, e das repetições que geram o fenômeno de fadiga na resistência dos materiais. Assim, tendo em vista o fato de ser mural o sistema construtivo empregado nos referidos prédios e, a idade dos mesmos superior a 15 anos, foi feito o acompanhamento mediante verificações periódicas quanto a eventuais surgimentos de fissuras novas em paredes e lajes, ou à possível evolução de fissuras preexistentes.

Em que pese a grande quantidade (> 15 ton.) de explosivos empregada na abertura dos túneis, não foram constatados danos significativos nos imóveis monitorados, ou quaisquer anomalias que implicassem riscos às pessoas ou limitações quanto às condições de habitabilidade, salvo o incômodo da onda aérea (onda de choque) nos instantes das detonações.



Figura 4: Tunnel de ligação Limoeiro-Jaguaribe, emboques Norte. Os prédios monitorados são vistos à esquerda na parte superior. Do centro para a direita, vista dos taludes dispostos com 4 bermas em diferentes níveis. Solos argilosos (regolito) derivados de rochas granulíticas.

Agradecimentos

O autor agradece a Prefeitura Municipal de Salvador, ao Eng. de Minas José Maria Aragão e aos estudantes Carolina T. Menezes e Odirlei Neumann, pelo apoio nos trabalhos de campo.

Referências

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. NBR-9653 1986.

Davis, J. C., 1973. Statistics and Data Analysis in Geology. Ed. Wiley International.

Gustafsson, R., 1973. Swedish Blasting Technique. Ed. SPI, Gothenburg.

Interactive Seismic Data Processing System. Advance Geophysical Corporation, Denver.

Cerqueira Neto, J. X., 2000. Monitoração Sismográfica de Vibrações Induzidas em Imóveis do Conjunto Habitacional CHOPM-1 (Blocos 83-A, 83-B e 83-C) Avenida Silveira Martins. Rel. Técnico nº 04, Convênio de Cooperação Técnico-Científica Construtora OAS/FAPEX-CPGG/UFBA.

Q u a d r o - 1 DISTÂNCIAS DO PONTO DE EXPLOSÃO AOS PONTOS DE MONITORAÇÃO

Carga de Explosivo: 75,76 kg		
Carga por espera: (var.)		
Id. Ponto de Monitoração	Distância (m)	Observações:
G-27	65,6	Bloco 83-A, baldrame
G-04	68,1	" Ap. 301
G-25	62,5	Bloco 83-C, baldrame
G-21	71,6	" Ap. 301
G-20	75,3	" Hall de entrada
G-03	67,2	Bloco 83-B, baldrame
G-01	67,5	" ap. 304



O emprego das técnicas sísmica e de radar entre furos (*crosshole*) em estudo para fundação de obra subterrânea na cidade de São Paulo-SP.

Renato Luiz Prado, Instituto de Pesquisas Tecnológicas-IPT, prado@ipt.br

Rubens Paschoal Cordeiro, Instituto de Pesquisas Tecnológicas-IPT, rubenspc@ipt.br

Vicente Luiz Galli, Instituto de Pesquisas Tecnológicas-IPT, vicenteg@ipt.br

Abstract

Aiming for the use of the geophysical crosshole techniques for studies of the deformability and resistance of soil mass and its geological characterization, it was carried out a seismic and radar crosshole tests in na underground work in São Paulo city, Brazil.

It is discussed the main acquisition procedures of the both techniques and some empirical relationships between the elastic and the electromagnetic waves relating to the mechanic properties and the sedimentologic characteristics of the soil mass. It is also presented a tomographic section derived from the radar data.

Introdução

Um dos principais problemas da engenharia geotécnica é o da determinação de parâmetros geotécnicos confiáveis e representativos do maciço em sua condição *in situ*.

A demanda, no Brasil, pelo uso de métodos geofísicos para a caracterização geotécnica de maciços ainda é pequena, mas crescente, se considerarmos as duas últimas décadas. Basicamente, se tem utilizado da técnica sísmica entre furos (*crosshole*) visando à obtenção de informações acerca dos parâmetros elásticos dos maciços, como coeficiente de Poisson, módulo de cisalhamento e módulo de Young (Cordeiro et al., 1986; Prado et al., 1987; Dourado et al., 1994; Prado, 1994).

O radar de furo (*borehole radar*) já é de emprego bem mais recente no Brasil (Cordeiro & Galli, 1999). O sistema teve sua origem voltada para obtenção de informações acerca da estrutura e integridade de maciços cristalinos. Atualmente já tem sido empregado na prospecção mineral, em estudos hidrogeológicos e na investigação mecânica de rochas.

Pelas características das ondas eletromagnéticas (EM) empregadas nesta técnica, possibilita grande resolução na definição de alvos, estruturas ou litofácies.

Numa experiência inédita em São Paulo, diversas entidades e profissionais da engenharia, geologia e geofísica executaram ensaios de caracterização de materiais durante as obras de escavação para a construção de obra subterrânea na cidade de São Paulo-SP. Estes autores executaram, num mesmo conjunto de furos, ensaios sísmicos (com ondas P e S) e de radar.

Este trabalho apresenta os procedimentos dos ensaios realizados e alguns dos resultados obtidos, tendo como objetivos:

- discutir a possibilidade do emprego de relações empíricas entre as ondas elásticas e as ondas EM para a caracterização sedimentológica e mecânica de maciço de solo;
- apresentar o desenvolvimento da técnica tomográfica com ondas de radar e sua divulgação ao meio geotécnico que se ocupa com estudos de caracterização de solos visando projetos de fundação, principalmente;
- discutir o método sísmico *crosshole* em um de seus aspectos ligados à aquisição dos dados, especificamente quanto à importância do uso de fontes sísmicas distintas para a geração de ondas P e S;
- apresentar novas contribuições para a proposta de correlação empírica entre resultados de ensaios sísmicos e de sondagens à percussão (SPT) apresentada por Prado & Shukowsky (2000).

A sísmica *crosshole*

A velocidade de propagação das ondas sísmicas, em qualquer maciço geológico, depende das propriedades elásticas e da densidade dos materiais constituintes. A partir desses parâmetros podem ser obtidas suas constantes elásticas dinâmicas.

No ensaio sísmico *crosshole* fonte e geofones são posicionados em diferentes furos de sondagem, no mesmo nível, nos horizontes de interesse para investigação.

Há diferentes tipos de fontes usadas na geração de ondas sísmicas.

As fontes explosivas produzem ondas de compressão mais fáceis de serem registradas, da mesma forma que com a utilização desse tipo de fonte se obtêm fracos resultados em relação às ondas cisalhantes. Resultados opostos se verificam com a utilização de fontes mecânicas cisalhantes.

Fontes cisalhantes polarizáveis são de grande importância na identificação das ondas S nos sismogramas.

Conclui-se, portanto, que os registros das ondas P e S devem ser obtidos, utilizando-se respectivamente fontes do tipo explosiva e mecânica.

Radar *crosshole* e o tratamento tomográfico

A tomografia em sentido amplo está relacionada à produção de uma imagem do meio utilizando valores

Sísmica e radar entre furos

medidos que se relacionam de forma linear ao parâmetro a ser imageado. Essas medidas são obtidas nos contornos da área de interesse.

Na tomografia com ondas de rádio o objetivo do ensaio é a obtenção da distribuição dos parâmetros velocidade e/ou amplitude no plano investigado.

O sistema de aquisição de dados é constituído de duas antenas, uma transmissora e outra receptora.

Para a inversão tomográfica a área limitada pelos furos onde se deslocam as antenas transmissora e receptora é discretizada em células dentro das quais o parâmetro velocidade é considerado constante. A dimensão está relacionada à resolução, tendo sido adotadas células quadradas com lados iguais a 0,5 m.

Para um raio R_k no plano xy , e associado a uma posição particular fonte/receptor, a relação entre velocidade de propagação e tempo total de propagação é dada por:

$$t_k = \int_{R_k} \frac{da}{v(x, y)}$$

onde $v(x,y)$ representa a velocidade do meio com a integração ocorrendo ao longo de R_k . Em geral a equação anterior é escrita como:

$$y_k = \int_{R_k} x(r,s) da$$

onde y_k ($k=1,2,\dots,N$) representa o tempo de propagação medido e x o inverso do valor da velocidade (ou vagarosidade).

Utilizando a aproximação por raios retos, depois de discretizado o campo a integral de linha anterior torna-se uma soma finita e o problema pode ser descrito por um conjunto de equações lineares:

$$y_k = \sum_{i=1}^I \Delta\alpha_{ki} x_i, \quad k=1,2,\dots,N$$

onde $\Delta\alpha_{ki}$ corresponde ao comprimento do raio k que penetra a célula i , I é o número total de células interceptadas pelo raio k , e x_i é a propriedade da célula i .

As coordenadas de cada posição da fonte e receptor são conhecidas. Por simplificação a trajetória de cada raio é considerada reta, sua geometria é bem definida e as únicas incógnitas nesse sistema de equações são os valores de velocidade, considerados constantes dentro de cada célula.

As ondas elásticas e eletromagnéticas na caracterização dos materiais geológicos

Baseando-se no fato de que as duas técnicas geofísicas aqui empregadas se utilizam de diferentes

propriedades físicas dos materiais (propriedades elásticas, elétricas e magnéticas), buscou-se, também, examinar possíveis relações entre elas que possam melhor caracterizar o maciço, principalmente no que diz respeito a sua composição sedimentológica.

A proposta inicial foi examinar o quanto o emprego conjunto das duas técnicas sob mesmo volume de material auxilia na melhor definição das mudanças faciológicas por ventura existentes no volume investigado.

A faixa de variação dos valores de velocidade de propagação das ondas P nos sedimentos arenosos e argilosos é praticamente a mesma, tanto para os sedimentos saturados quanto para os secos, por outro lado, ela é um pouco mais diferenciada quando se considera as velocidades de propagação das ondas eletromagnéticas.

A velocidade de propagação das ondas de radar é fortemente dependente do conteúdo em água, pois enquanto a permissividade dielétrica relativa da maior parte dos minerais varia entre 5 e 7, para a água está ao redor de 80. Assim, pelo menos para meios saturados, variações nas propriedades dos solos que impliquem em mudanças na porosidade devem ser fortemente refletidas nos valores de velocidade.

Ensaio realizado

Sísmica *crosshole*

Os ensaios foram realizados em dois arranjos de furos perpendiculares entre si, compostos, cada um, de três furos alinhados e equidistantes de três metros.

A profundidade máxima ensaiada foi de 10 metros, sendo que os ensaios foram feitos a intervalos regulares de 1 metro, a partir da superfície do terreno.

Radar *crosshole*

Foram ensaiados vários planos, formados pelos diversos furos, com a alternância das antenas transmissora e receptora entre os mesmos. Para a antena transmissora a distância entre duas posições sucessivas ao longo do furo de sondagem foi sempre de 0,50 m e para a receptora de 0,20 m.

Para cada par de furos foi adotada a seguinte rotina de ensaio:

- fixação da antena transmissora na boca do primeiro furo;
- fixação da antena receptora na boca do segundo furo;
- execução da primeira medida (tempo de propagação entre as duas antenas);
- deslocamento contínuo da antena receptora em direção ao fundo do furo com as medidas de tempo sendo feitas de forma automática a cada 0,20 m;
- deslocamento da antena transmissora para uma nova posição (distância de 0,50 m em relação à posição anterior);

Sísmica e radar entre furos

- f) execução da primeira medida para essa nova posição da antena transmissora;
- g) deslocamento contínuo da antena receptora em direção à boca do furo com as medidas de tempo sendo feitas de forma automática a cada 0,20 m;
- h) repetição do processo até a antena transmissora alcançar o fundo do furo.

Geologia da área

Na área dos ensaios ocorrem sedimentos terciários pertencentes à Formação São Paulo da Bacia Sedimentar de São Paulo.

A Formação São Paulo é formada por depósitos originários de sistema fluvial meandrante. Predominam as argilas siltsas com lentes de areias argilosas finas e médias, ocorrendo em geral acima da cota 750 m até a cota 820 m. O local dos ensaios é constituído por argilas silte arenosas, médias a rijas, amarelas e cinzentas (Figura 1).

Discussão dos resultados

A análise dos valores de velocidade de propagação das ondas P e S mostra nítida tendência de aumento gradual com a profundidade. Em relação à onda P, a partir do nível de 8 metros, devido à total saturação do meio pelo nível d'água, as velocidades atingem abruptamente valores mais elevados (Figura 1).

O comportamento dos valores de velocidade das ondas elásticas, particularmente em relação a Vs, mostra que geotecnicaamente o maciço não é homogêneo. A análise dos dados dos ensaios de SPT, no entanto, não mostra isso de forma inequívoca, apontando para a importância dos ensaios sísmicos *crosshole* em estudos geotécnicos.

Com relação aos valores de velocidade das ondas EM, obtidos em cada profundidade pela relação entre a distância que separa as antenas e o tempo de propagação, verifica-se uma diminuição aproximadamente linear com a profundidade, para o intervalo não saturado, e um valor praticamente constante para o trecho saturado (Figura 1). A imagem tomográfica, apresentada nessa mesma figura, mostra que as mudanças de velocidade ocorrem preferencialmente ao longo da profundidade. O comportamento verificado na área não saturada indica que os ensaios foram realizados em meio homogêneo em termos de fácies sedimentológicas. As mudanças nos valores de velocidade, embora significativas, devem refletir somente o aumento no grau de umidade com a profundidade. Caso ocorressem mudanças de fácies sedimentares, e a conseqüente variação nos valores de porosidade, mudanças abruptas nos valores de velocidade deveriam ser esperadas.

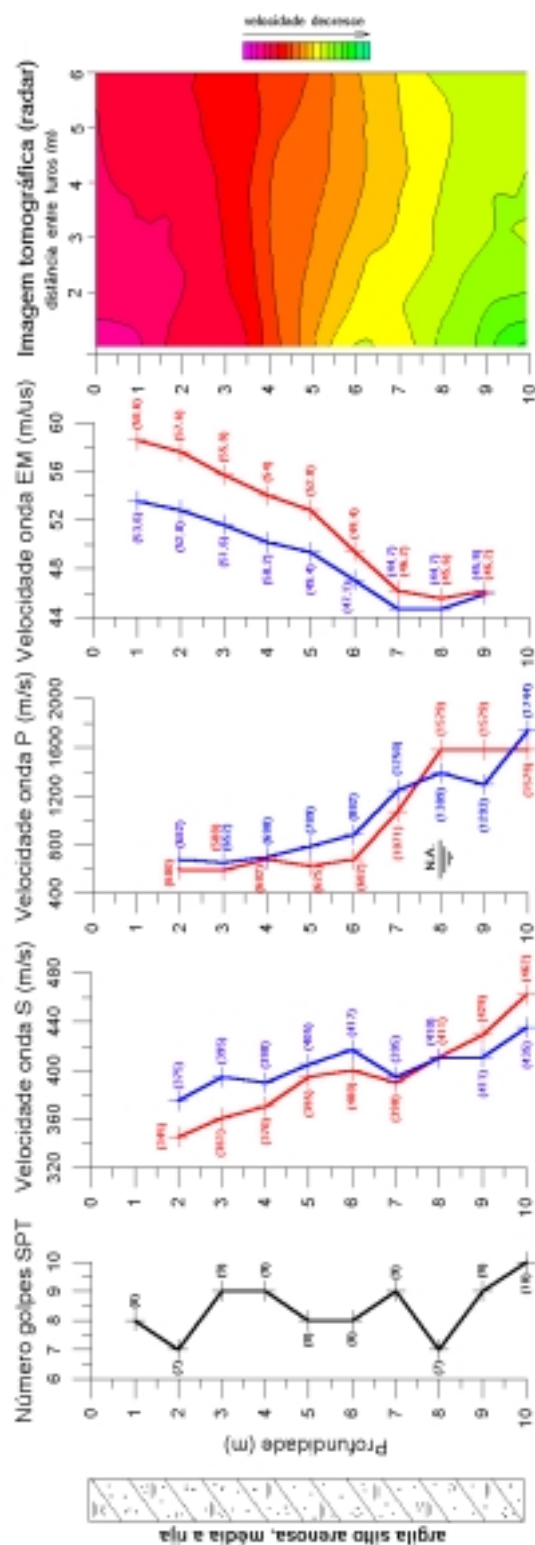


Figura 1 – Descrição litológica, valores do ensaio SPT, valores das velocidades das ondas elásticas e EM obtidas para o Arranjo 1 (azul) e 2 (vermelho) e imagem tomográfica perfil H4-H5.

Sísmica e radar entre furos

Essa forte dependência dos valores de velocidade da onda de rádio em relação ao conteúdo em água (e porosidade) justificam a aplicação do método no mapeamento de fácies sedimentares. A separação desses materiais com os métodos sísmicos não tem sido possível, pelo menos nos sedimentos superficiais da Bacia de São Paulo, apontando para a importância de utilização conjunta das duas técnicas.

Quando se comparam os valores de velocidade obtidos em arranjos perpendiculares, observam-se nítidas diferenças, tanto para as ondas elásticas como para as ondas EM, indicando comportamento anisotrópico para o maciço terroso. Como a própria distribuição dos valores de velocidade da onda de rádio já havia indicado, também a análise macroscópica dos sedimentos expostos no local dos ensaios não mostrou feições indicativas de mudanças bruscas na composição dos sedimentos que pudessem eventualmente justificar essas variações. Tal fato, no entanto, deve ser melhor investigado, inclusive no que diz respeito às tensões atuantes no maciço.

Visando a utilização dos dados sísmicos para estudo do comportamento de deformabilidade e resistência do maciço frente a micro-esforços e tratando-se do mesmo litotipo estudado por Prado & Shukowsky (2000), empregou-se a mesma relação funcional empírica entre o módulo de cisalhamento dinâmico (G) e o número de golpes do ensaio SPT obtida pelos referidos autores por estimativa de máxima verossimilhança generalizada (Reed, 1989) na forma $G = 110,6 + 12,7 N_{spt}$ (em Mpa). A Figura 2 apresenta a equação desta relação, a região de confiança dada pelos desvios padrão dos coeficientes, os dados apresentados por Prado & Shukowsky (2000) e os dados deste trabalho.

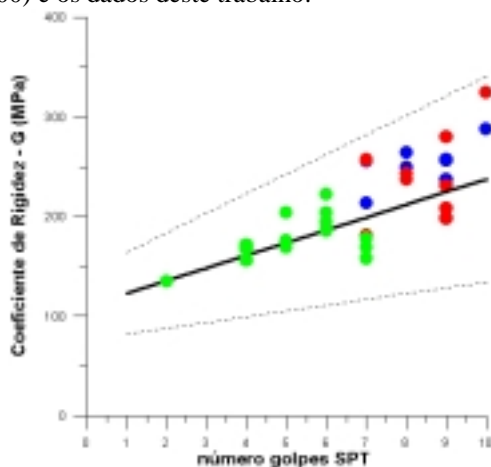


Figura 2 – Relação linear empírica entre G e o número de golpes do ensaio SPT. Dados em verde apresentados por Prado & Shukowsky (2000), dados em azul obtidos para o Arranjo 1, dados em vermelho obtidos para o Arranjo 2.

Referências bibliográficas

Cordeiro, R.P.; Dourado, J.C.; Malagutti Filho, W.; Prado, R.L., 1986. A importância dos métodos sísmicos *in situ* na avaliação do comportamento mecânico de solos frente à solicitações dinâmicas. In: Congresso Brasileiro de Mecânica de Solos e Engenharia de Fundações, 8, Porto Alegre, 1986. *Anais...Porto Alegre, ABMS*, p.215-224.

Cordeiro, R.P.; Galli, V.L., 1999. A tomografia com ondas de radar e sua aplicação em estudos geológico-geotécnicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 9, São Pedro/SP, 1999. Boletim de Resumos...São Pedro, ABGE, p.21.

Dourado, J.C., Prado, R.L., Taioli, F., Iyomasa, W.S., Cordeiro, R.P., 1994. O ensaio *crosshole* e as correlações com outros ensaios geotécnicos. Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, 10, Foz do Iguaçu, 1994. *Anais...Foz do Iguaçu, ABMS*, v.2, p.523-529.

Prado, R.L., 1994. O ensaio sísmico entre furos (*crosshole*) no estudo de maciços terrosos e rochosos. São Paulo. 123 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo).

Prado, R.L., Shukowsky, W., 2000. O emprego do método sísmico *crosshole* na cidade de São Paulo: discussão de procedimentos de ensaio e resultados. *Revista Solos e Rochas*, v.23, n2, p.79-91 (no prelo).

Prado, R.L., Cordeiro, R.P., Dourado, J.C., 1987. O ensaio *crosshole* na determinação de módulos elásticos dinâmicos *in situ* – discussão de aspectos metodológicos. In: V Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 5, São Paulo, 1987. *Anais...*, São Paulo, ABGE, p.417-421.

Reed, B.C., 1989. Linear least-squares fits with errors in both coordinates. *Am.J.Phys.*, v.57, n.7, p.642-646.

Agradecimentos

Os autores agradecem o Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT pelo suporte dado para a execução dos ensaios e a FAPESP pelo auxílio dado ao Laboratório de Geofísica Aplicada-IPT (Processo nº 1996/10787-0).



O Uso do Potencial Espontâneo (SP) em Caso de Infiltração em Barragem

José Domingos Faraco Gallas

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT Brasil

Email: jgallas@ipt.br

Walter Malagutti Filho

Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro – UNESP Brasil

Email: malaguti@rc.unesp.br

Abstract

This paper presents the application of the self potential method (SP) for leaking in an earth's dam. The tests were carried out in part of the embankment which was submitted to a partial failure originated by a leakage. It was employed the gradients technique in this survey. The results showed the efficiency of the SP method to detect the anomalous flow from the reservoir and to indicate the leaking area.

Introdução

É esporádico o uso do método do potencial espontâneo (SP) nas áreas de geologia de engenharia, geologia ambiental ou hidrogeologia, sendo a origem do emprego do método, a prospecção mineral. É razoável supor-se que o pouco uso do SP deve-se simplesmente ao fato do método ser pouco conhecido e difundido fora do meio da prospecção mineral, uma vez que seu uso e aplicação são extremamente simples, envolvendo baixíssimos custos e fácil operacionalidade. O caso aqui apresentado é o da detecção e localização de um fluxo anômalo de água no corpo de uma barragem de terra. Os ensaios efetuados na área ora apresentada foi realizado em apenas dois dias de trabalho, tendo sido suficientes para a realização dos ensaios somente um milivoltímetro, fios e eletrodos impolarizáveis.

O Método do Potencial Espontâneo (SP)

A expressão inglesa “Self Potential” originou a sigla SP e é assim como é referido este método no meio técnico (Gallas, 2000).

Trata-se de um método de campo natural e é baseado no fato de que mesmo na ausência de qualquer campo elétrico criado artificialmente, é possível medir uma diferença de potencial entre dois eletrodos impolarizáveis introduzidos no terreno, que pode ser de alguns milivolts até algumas dezenas de milivolts. Em alguns casos, na presença de bons condutores em subsuperfície, esta tensão pode atingir algumas centenas de milivolts.

Em se tratando de prospecção mineral, as anomalias SP, geralmente negativas, são relacionadas

à presença de condutores, sulfetos maciços, no caso. O fenômeno, neste caso, é explicado por reações eletroquímicas na interface corpo/rocha encaixante nos níveis acima e abaixo do nível freático. A origem do conjunto destas reações é baseada nas diferenças de potencial redox nestes dois níveis separados pelo N.A (Sato & Mooney, 1960).

O método do potencial espontâneo (SP), em casos ambientais ou de engenharia, tem suas principais aplicações no estudo dos movimentos da água em subsuperfície. O potencial natural ou espontâneo (SP) é causado por atividade eletroquímica ou mecânica. A água subterrânea é o agente mais importante no mecanismo de geração de SP. Os potenciais podem estar associados à presença de corpos metálicos, fluxo de fluidos, de calor ou de íons, contatos entre rochas de diferentes propriedades elétricas (principalmente condutividade), atividade bioelétrica de materiais orgânicos, corrosão, gradientes térmicos e de pressão nos fluidos de subsuperfície, etc. O estudo do SP pode ser utilizado para localizar e delinear as anomalias, bem como as fontes associadas.

Metodologia Adotada

Para este trabalho, a técnica de campo usada foi a dos potenciais, na qual são empregados dois eletrodos de medidas para a tomada de dados SP. Nesta configuração, um dos eletrodos é mantido fixo em uma estação-base, enquanto o outro percorre os pontos de medidas nos perfis ou malha de levantamento (Parasnis, 1971; Orellana, 1972; Telford et. al. 1990)

O SP de uma estação é obtido pela sucessiva adição das medidas entre os pontos de medição. Se o intervalo entre as medidas é pequeno em relação ao comprimento de onda da anomalia, a medida será o gradiente do potencial, dV/ds , do ponto médio entre as estações, sendo ds a abertura entre eletrodos.

O comprimento de ao menos um dos cabos de conexão terá de ter no mínimo a extensão do perfil a ser levantado e/ou alcançar todos os pontos da linha/malha objetivo do levantamento. A Figura 1 ilustra o procedimento, em que a estação-base é o ponto do eletrodo M e as posições N, N' e N''

O Uso do Potencial Espontâneo (SP) em Caso de Infiltração em Barragem

referem-se às sucessivas posições do eletrodo itinerante.

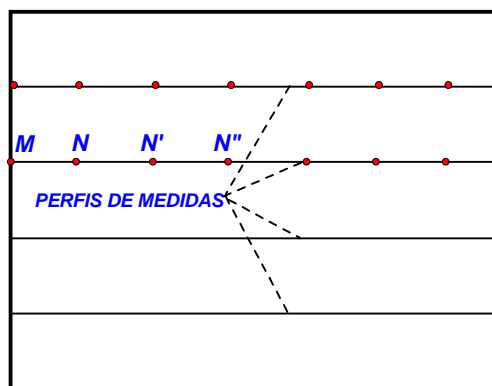


Figura 1 - Configuração da Técnica dos Potenciais (Original de Gallas, 2000).

Ensaio Efetuados

Os dados aqui apresentados foram obtidos em uma barragem de terra localizada no município de São Paulo, Reservatório Billings. Tratou-se de uma típica aplicação do método em um caso de geologia de engenharia.

O objetivo do levantamento foi a detecção de anomalias correlacionáveis a possíveis fluxos diferenciados de água.

O trabalho foi realizado em caráter emergencial, uma vez que ali ocorrera um desmoronamento de uma parte do maciço de terra integrante do corpo da barragem, situado a jusante, praticamente ao pé da mesma. Os ensaios consistiram de levantamentos de eletrorresistividade, polarização induzida (IP) e SP. Neste trabalho são apresentados parte dos dados relativos ao SP.

Os levantamentos de SP buscaram definir “trends” anômalos que pudessem ser associados a fluxos diferenciados de águas subsuperficiais no corpo da barragem, correlacionáveis ao incidente ocorrido ou serem potencialmente danosos à integridade da mesma.

Os levantamentos SP foram realizados em diversas malhas, tanto na situação de caráter emergencial – caso do incidente de colapso de um local do maciço de terra da barragem – como nos locais onde eventualmente poderiam ocorrer fluxos de água diferenciados na barragem.

A Figura 4 traz o croqui de localização das áreas (malhas) onde foram realizados os levantamentos geofísicos. Neste trabalho são

mostrados os dados das malhas 1 e 2, relativos à área do incidente.

A Figura 2 contém o mapa de SP realizado na malha 1, bem como a posição dos perfis IP-resistividade ali efetuados. Também pode ser vista a localização da malha 2, que foi um levantamento SP de elevado detalhe feito o mais próximo possível das imediações do local de ocorrência do colapso de parte do maciço de terra da barragem.

Observa-se na Figura 2 a presença de um lineamento SP anômalo correlacionável a um fluxo diferenciado de águas em subsuperfície e que passa justamente no local onde se verificou o incidente. Também podem ser vistas nesta Figura feições pontuais negativas, aproximadamente circulares, devidas à presença de piezômetros metálicos ali existentes.

Na Figura 3 é apresentado o mapa de SP da área malha 2, cujas medidas foram tomadas em uma malha regular de 1,25 x 1,25m, objetivando confirmar em maior detalhe a anomalia detectada no levantamento 5 x 2,5m efetuado na malha 1. Com efeito, o mapa da malha 2 mostra com bastante clareza o “trend” anômalo de SP, dando maior evidência à correlação dos fluxos anômalos de águas com o colapso ocorrido. Também é possível subdividir o lineamento anômalo, graças ao elevado detalhe empregado.

Os graus elevados ou muito elevados de detalhe das malhas foram os adequados para cada uma das malhas de medidas, em função do nível de informação necessário em cada situação para que fossem tomadas as medidas cabíveis de remediação e/ou prevenção na barragem.

Conclusões

O método do potencial espontâneo demonstrou ser uma ferramenta rápida, barata e eficaz na determinação de fluxos de água subterrâneas, particularmente em maciços terrosos de barragens, como neste caso.

Os resultados dos ensaios permitiram indicar o posicionamento dos fluxos de água no corpo da barragem, otimizando as medidas de remediação do incidente.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelos recursos para aquisição de equipamentos para atualizar os acervos do IPT e UNESP.

O Uso do Potencial Espontâneo (SP) em Caso de Infiltração em Barragem

Bibliografia

BOGOSLOVSKY, V. A. & OGILVY, A. A. , 1970. Application of geophysical methods for studying the technical status of earth dams. *Geophysical Prospecting* v.18, p.758-73.

GALLAS, J. D. F. 2000 – Principais Métodos Geolétricos e suas Aplicações em Prospecção Mineral, Hidrogeologia, Geologia de Engenharia e Geologia Ambiental. Rio Claro, 174p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. 1996. Relatório IPT-34.830. Ensaio geofísicos de

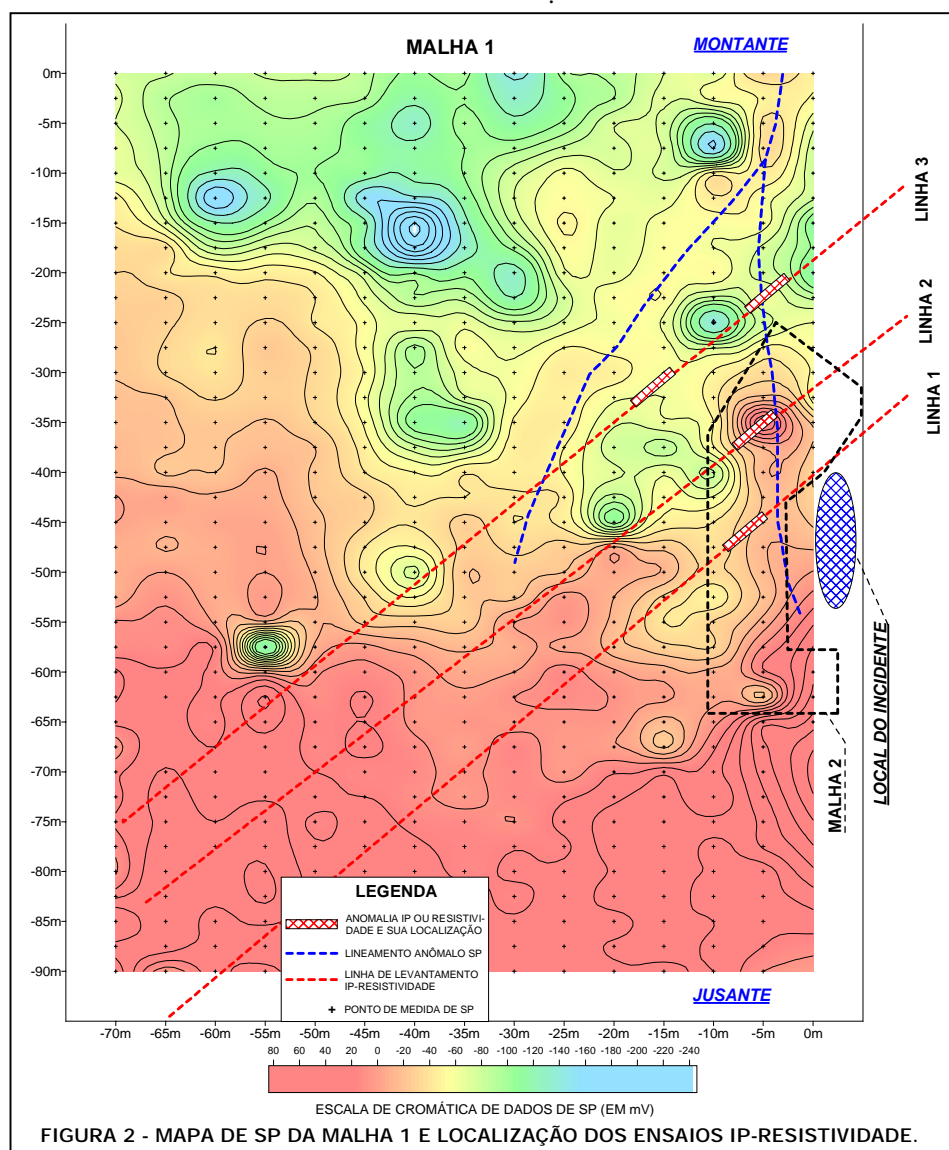
Potencial espontâneo, eletroresistividade e polarização induzida (IP) para investigação de fluxos de água subterrânea na Barragem Billings-Pedras, SP. IPT, 17p.

ORELLANA, E., 1972. *Prospeccion geoeletrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo, 523 p.

PARASNIS, D. S., 1971. *Geofisica minera*. Madrid: Ed. Paraninfo, 376p

SATO, M. & MOONEY, H. M., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. *Geophysics*, v.25, p.226-49.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E., 1990. *Applied geophysics*. Second Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 770 p.



O Uso do Potencial Espontâneo (SP) em Caso de Infiltração em Barragem

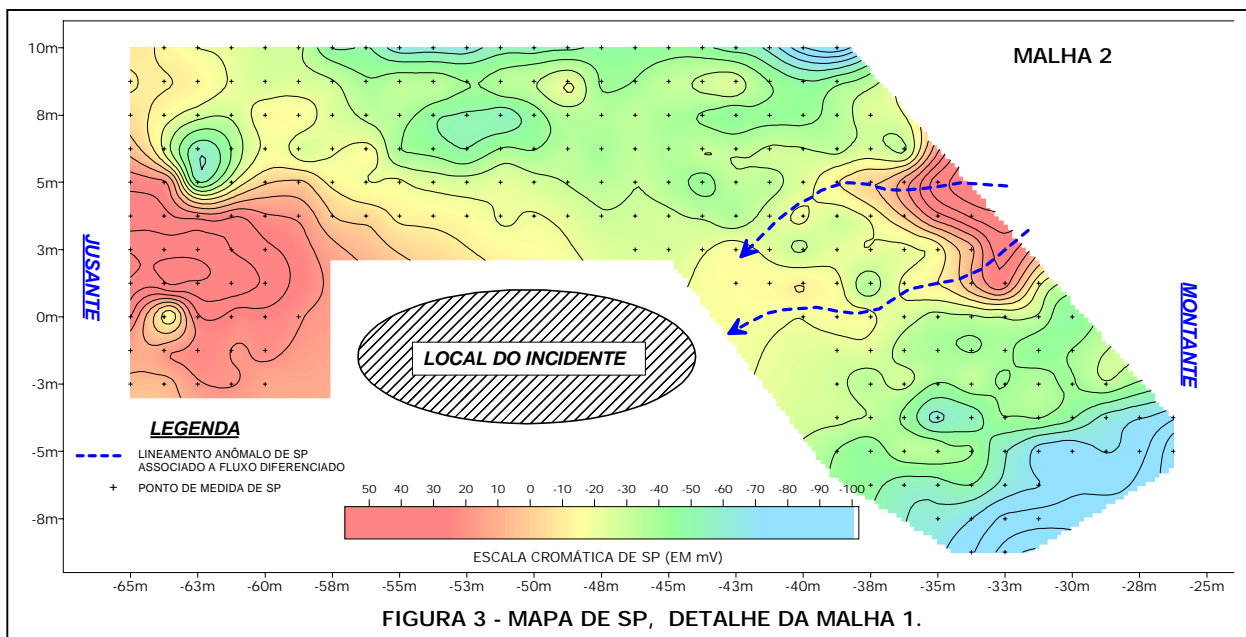


FIGURA 3 - MAPA DE SP, DETALHE DA MALHA 1.

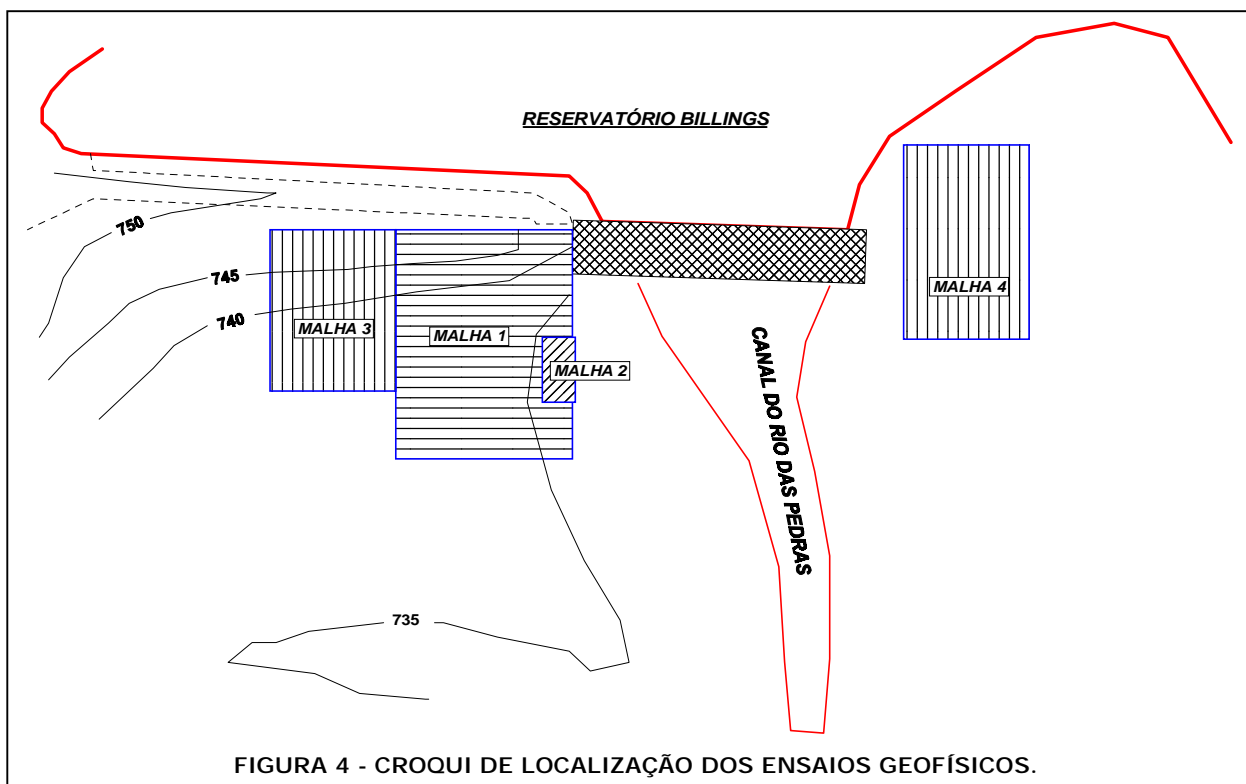


FIGURA 4 - CROQUI DE LOCALIZAÇÃO DOS ENSAIOS GEOFÍSICOS.



Utilização do GPR no projeto executivo da barragem de Pindobaçu, rio Itapicuru-Açu (BA)

Otávio Coaracy Brasil Gandolfo, GEO-RADAR Ltda., georadar@uol.com.br

Odilon Ferreira Miranda Filho, GEO-RADAR Ltda., georadar@uol.com.br

Roberto de Oliveira Facchinetti, HIGESA Engenharia Ltda., higes@e-net.com.br

Ronaldo Paz Alves, HIGESA Engenharia Ltda., higes@e-net.com.br

Luciano Calmon, Companhia de Engenharia Rural da Bahia (CERB), lcalmon@cerb.ba.gov.br

Abstract

This study shows the results of a geophysical survey conducted with GPR to support the study of a dam in Itapicuru-Açu River. The objective of the study was to identify geologic structures found in the underground surface (rock mass discontinuity, geologic contacts).

The information available from rotative drillings and the geologic knowledge of the area enabled a good correlation between data during result interpretation, and three different types of lithologies were identified in the area.

Introdução

A aplicação de métodos geofísicos integrados com campanha de sondagens mecânicas permite uma avaliação mais segura das condições geológicas e geotécnicas do substrato rochoso, encontrando aplicação em grandes obras de engenharia civil, particularmente na construção de barragens.

Neste tipo de estudo já encontram larga aplicação os métodos da refração sísmica e eletrorresistividade (Sondagem Elétrica Vertical, SEV).

O GPR é um método que proporciona alta resolução, tanto vertical (utiliza altas frequências, da ordem de MHz) como horizontal (a rapidez de aquisição dos dados possibilita uma densa amostragem espacial no perfil do levantamento). O produto final consiste de uma imagem de alta definição do subsolo.

Esta metodologia permite a avaliação “in situ” de grande volume de material em subsuperfície, complementando informações pontuais dos furos de sondagens.

Na área de estudo, a espessura mínima de solo existente, com a rocha praticamente aflorando em diversos locais, permitiu uma excelente penetração do sinal decorrente da baixa atenuação da onda eletromagnética no meio de propagação.

Este tipo de situação é extremamente favorável para a aplicação do método GPR, como pode ser verificado pelos resultados obtidos.

Local do Levantamento

A área de estudo localiza-se a SW do município de Pindobaçu (BA), nas margens do rio Itapicuru-Açu

Ocorrem rochas metamórficas da formação Rio do Ouro, pertencente ao grupo Jacobina, do cinturão geotectônico Jacobina-Contendas-Mirante, do Proterozóico Inferior. Os litotipos são representados por quartzitos médios a finos, localmente grosseiros e com níveis de metaconglomerado; e níveis de xistos aluminosos com andalusita. Essas intercalações originaram-se em ambiente transicional fluvio-marinho.

Sob o grupo Jacobina ocorre o Complexo Itapicuru, do Proterozóico Inferior. Trata-se de uma seqüência vulcano-sedimentar metamorfisada, que margeia a porção leste da serra de Jacobina e compreende rochas metabásicas, meta-ultrabásicas, formações ferríferas bandadas, metassedimentos clásticos grosseiros e finos, filitos e xistos.

O curso do Itapicuru-açu é controlado por uma zona de falha que, neste trecho, apresenta direção NW-SE e mergulhos predominantemente para SW. O movimento combina deslocamentos relativos do bloco SW para nordeste e para sudeste. Esta combinação apresenta características mistas de compressão e deslocamento tangencial com giro, em mapa, à esquerda, resultando em uma zona de transpressão sinistral. Nesta zona desenvolvem-se pequenas superfícies de falhas, com fraturamento associado.

Aquisição dos Dados

O levantamento de campo foi realizado com o equipamento GPR RAMAC/MÄLA Geoscience, utilizando a antena de 100 MHz. Foi utilizada a técnica do afastamento constante, com espaçamento entre medidas igual a 0,25 m em perfis paralelos ao eixo da barragem.

Para determinação da velocidade da onda no meio, foi realizado o ensaio denominado CMP (*Common Mid Point*) cujo radargrama é apresentado Figura 1.

Utilização do GPR no projeto executivo da barragem de Pindobaçu, rio Itapicuru-Açu (BA)

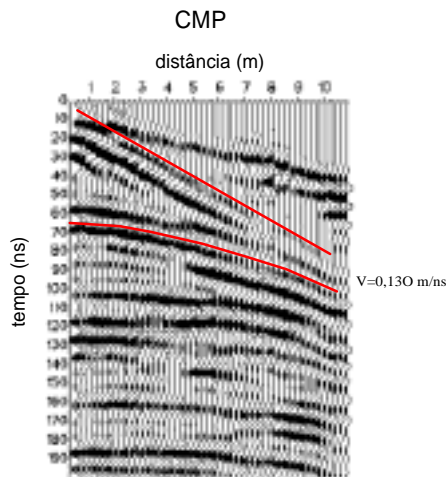


Figura 1- Velocidade determinada pela onda direta e hipérbole de reflexão no registro CMP

O valor determinado ($v=0,130$ m/ns) corresponde às rochas quartzíticas que predominam no local, e foi adotado na conversão tempo-profundidade dos dados.

Resultados

A ocorrência de topo rochoso raso, caracterizando um ambiente eletricamente resistivo, foi verificado através de diversas Sondagens Elétricas Verticais realizadas na área.

A seção final apresentada na Figura 2 foi adquirida ao longo do eixo da barragem, na margem esquerda do rio Itapicuru-Açu. As localizações de duas sondagens rotativas (SM-2 e SM-3) estão indicadas sobre a seção.

A sondagem SM-2, que atingiu 18 m de profundidade, identificou inicialmente uma pequena espessura de solo colúvio-eluvionar arenoso (aproximadamente 2 metros), sobre quartzito muito fraturado (graus de fraturamento F4/F5). Com 13 metros de profundidade foi encontrada uma rocha ígnea básica.

A sondagem SM-3 (30 metros perfurados) identificou o quartzito medianamente fraturado (graus F3/F4) da superfície até 8 metros, sendo que nesta profundidade foi novamente detectada o topo da rocha básica.

Na Figura 2 os furos estão representados sobre a seção, indicando a profundidade atingida pela sondagem e o contato entre o quartzito (qt) e a rocha básica (v). O erro em profundidade está relacionado às variações da velocidade reflexo das heterogeneidades do meio.

Observa-se que o refletor correspondente à esta interface (traçado em pontilhado branco sobre a seção) encontra-se mais raso sob a sondagem SM-3. Apresenta-se descontínuo entre as posições dos dois furos exibindo claramente um bloco rebaixado sob a posição da SM-2.

De acordo com o mapa geológico da área (HIGESA/CERB, 2000), o perfil apresentado na Figura 2 corta um contato geológico xisto/quartzito na posição 46 metros. Este contato pode ser claramente observado em campo.

No início da seção, onde predominam rochas xistosas, o sinal GPR exibe um comportamento diferenciado do restante do perfil, não sendo observadas reflexões descontínuas ou refletores interrompidos.

A partir da posição 50 metros até o final, é nítida a presença de inúmeras descontinuidades (fraturas) do maciço rochoso ao contrário do observado no início da seção. Os quartzitos apresentam um comportamento mais rúptil do que os xistos, o que pode explicar a variação observada no padrão de reflexões do sinal GPR.

Na seção longitudinal com correção topográfica (Figura 3) é apresentada a interpretação geológica com base no mapeamento de campo e informações das demais sondagens rotativas realizadas ao longo do eixo da barragem.

Considerações Finais

As facilidades operacionais que o método GPR apresenta (rapidez na aquisição dos dados e portabilidade do equipamento) viabilizaram o levantamento dos dados em condições topográficas adversas devido à alta declividade do terreno.

O capeamento de solo praticamente inexistente, permitiu a obtenção de uma imagem com ótima qualidade, marcando de forma clara a presença de fraturas e descontinuidades no maciço assim como contatos litológicos identificados pelas sondagens rotativas e mapeamento de campo.

A aplicação da metodologia GPR para este tipo de estudo apresentou-se viável, considerando as condições geológicas favoráveis (topo rochoso raso, ambiente geoeletrico resistivo), o que possibilitou a obtenção de resultados bastante satisfatórios.

Referências Bibliográficas

HIGESA/CERB, 2000. Projeto Executivo da barragem de Pindobaçu - Relatório de concepção e estudos básicos.

Utilização do GPR no projeto executivo da barragem de Pindobaçu, rio Itapicuru-Açu (BA)

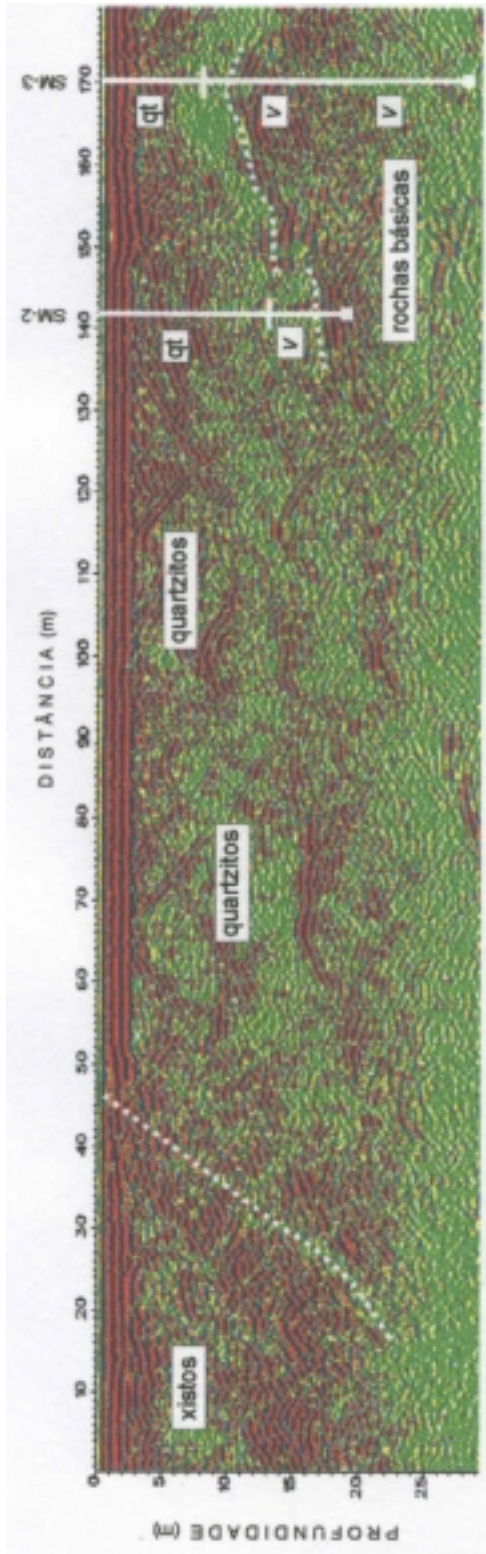


Figura 2 - Seção GPR Final



Figura 3 - Seção GPR Final com correção topográfica



Velocidade de Propagação Sísmica de Ondas Love em Argila de Pântano

Carlos Eduardo de M. Fernandes / UFRJ, cemfern@ig.com.br

Paulo Roberto Maldonado / PETROBRÁS, prmaldo@petrobras.com.br

Resumo

Dos ensaios sísmicos realizados in-situ no terreno pantanoso da futura Fábrica RIO POLÍMEROS, no Município de Duque de Caxias/RJ, o qual é caracterizado por uma capa de argila orgânica saturada, muito mole, de espessura da ordem de 6 metros, estão focalizados neste trabalho os resultados das medições da velocidade de propagação à superfície do terreno, de ondas SH, ou Love. Os valores obtidos para essas, entre 31 m/s e 37 m/s, se situam significativamente abaixo dos indicados na literatura técnica. Como os ensaios produziram sismogramas confiáveis, repetitivamente, decidiram os autores divulgar essa informação para a comunidade geofísica.

Introdução

Na planície costeira oceânica, pantanosa, que caracteriza a margem SW da Baía de Guanabara no Rio de Janeiro/RJ, nas cercanias das atuais instalações da refinaria Duque de Caxias da PETROBRÁS e de outras indústrias congêneres (ver Mapa de Localização, Anexo I) está planejada a construção pelo Consórcio QUEIROZ GALVÃO-OAS, da fábrica RIO POLÍMEROS, a qual incluirá no conjunto de suas edificações, unidades que solicitarão dinamicamente o sub-solo de fundação. Sondagens geotécnicas prévias indicaram que o sub-solo é homogêneo, possuindo no topo uma camada de argila orgânica saturada, muito mole, de espessura da ordem de 6 metros. Por decisão da Projetista foram realizadas investigações sísmicas in-situ, envolvendo ensaio “Cross-Hole” até profundidade da ordem de 30 metros e, também, ensaios para medição da velocidade de propagação à superfície do terreno, isto é, na própria argila pantanosa, de ondas geradas mecanicamente no modo SH (Love) e captadas por transdutores horizontais. Justifica-se a apresentação deste trabalho pelos baixos valores obtidos para as velocidades de propagação dessas ondas, consistentemente inferiores a 40m/s, no julgamento dos autores, não disponível na literatura técnica internacional sobre velocidade de propagação de ondas Love em tais materiais (Grant & West, 1965 e White, 1965). O presente trabalho focaliza, por conseguinte, do elenco de ensaios sísmicos executados in situ, exclusivamente aqueles estinados às medições de ondas SH à superfície do terreno.

Dispositivo Mecânico na Fonte de Geração e Aparelhagem Sísmográfica na Captação

Aproveitou-se a presença de uma das pistas existentes (diques de aterros) na área do futuro empreendimento, que permitiam o acesso por veículo leves, para nessa instalar-se, em dois locais, dispositivo composto por um tonel com 200 litros de água (diâmetro de 60cm, altura de 80cm, aproximadamente) assente sobre uma placa de madeira de 1,5m x 2,00m e espessura 3cm, todo o conjunto apoiado diretamente sobre igual área pré-aplainada na pista do aterro. Esse dispositivo constituiu a fonte de geração de impactos horizontais, pela percussão manual, com marreta, nas bordas da placa de apoio (ver Anexo II). Na superfície do terreno pantanoso adjacente à pista, foram inseridos dois geofones tridirecionais, ou 3D, (cada, contendo 1 transdutor vertical e 2 horizontais) marca HS-JLP-3D, formando com a fonte impulsiva uma linha reta; um terceiro geofone 3D, junto à fonte, serviu para marcação do tempo zero. Foram 2 os arranjos (fonte-geofones) em 2 locais diferentes no mesmo aterro e, de cada local, ou arranjo, foram registrados vários sismogramas no modo SH (ver Anexo III). Um sismógrafo analógico RS-4/SIE de 12 canais foi conectado, por cabo sísmográfico multi-condutor, aos 3 geofones 3D, e a câmara do sismógrafo produziu, de cada medição, um sismograma em papel Linagraph Kodak de revelação a seco.

Velocidades Medidas e Sismogramas

Conforme indica o Anexo II as distâncias da fonte às posições dos geofones 3D foram respectivamente de 7,70m e 15,20m, no local “A” e de 8,80m e 17,20m, no local “B”. Cada geofone contribui com 3 traços no sismograma, onde estão identificados numericamente: os traços 4, 5 e 6 correspondem ao geofone do tempo zero (junto à fonte); os traços 7 e 10 correspondem ao transdutor vertical em cada geofone de captação e os demais, 8 e 9, 11 e 12, aos transdutores horizontais. A forte atenuação não permite que, com segurança, se possa reconhecer a primeira chegada SH nos geofones mais distantes, o que não impede, porém, que se determine as velocidades de propagação respectivas, uma vez que no exame comparativo das assinaturas

sísmicas pode-se identificar transientes de mesmo caráter, nos registros dos dois geofones em linha (ver sismogramas, no Anexo III). Enquanto no local “A”, a velocidade direta V_{SH} (fonte-geofone mais próximo) resultou muito semelhante à velocidade de intervalo V_{SH} (calculada para a argila), no local “B”, V_{SH} 's medidas são significativamente superiores aos V_{SH} 's: neste local, o corpo de aterro onde foi instalado o dispositivo da fonte estava mais compacto e mais espesso - conforme constatado em campo - e isso influenciou decisivamente nos valores medidos para V_{SH} 's, pois o trecho inicial da trajetória direta se faz necessariamente através do próprio aterro.

**Quadro de Valores
(Velocidades de Propagação SH)**

LOCAL “A”		LOCAL “B”	
V_{SH} (m/s)	DV_{SH} (m/s)	⁽¹⁾ V_{SH} (m/s)	DV_{SH} (m/s)
38; 38	38	47; 49	29; 30
37; 35	37	45; 46	31
37	35	47; 48	31; 31
39; 38	36	44; 48	31; 34
39	39	42; 46	32
38	37	45; 46	32

⁽¹⁾ Conforme justificado no texto, os tempos de propagação SH da onda direta, no “B” ficam menores pela travessia inicial no corpo de aterro compacto e, portanto, não reproduzem com fidelidade a velocidade SH no material pantanoso.

Comentários Finais e Conclusões

Os resultados dos ensaios indicaram para as velocidades de propagação das ondas Love (V_{SH}) na argila orgânica saturada, muito mole, que em média,

$$31\text{m/s} \quad V_{SH} \quad 37\text{m/s}$$

valores que se situam significativamente abaixo do que se poderia esperar de consultas bibliográficas, nas quais atribui-se a validade da relação empírica

$$V_{SH} = 0,9 V_S$$

onde V_S é a velocidade de propagação da onda S (modo “body-wave”) no mesmo material. No caso do local “A” e “B”, porém, V_S foi da ordem de 100m/s, conforme os resultados de outros ensaios sísmicos também executados. Possivelmente, as pequenas distâncias (fonte - receptores) desses ensaios SH confinaram as trajetórias respectivas à própria superfície do terreno, ou à faixa do sub-solo muito próxima à superfície, onde macro-vazios, representados por poças, raízes vegetais e/ou gás biogênico, influenciaram sobremaneira no aumento dos tempos de propagação do modo SH, reduzindo os V_{SH} medidos.

Anexos

- I - Mapa de Localização dos Ensaios
- II - Dispositivo para a Fonte de Impulsos SH e Posicionamento dos Geofones
- III - Sismogramas

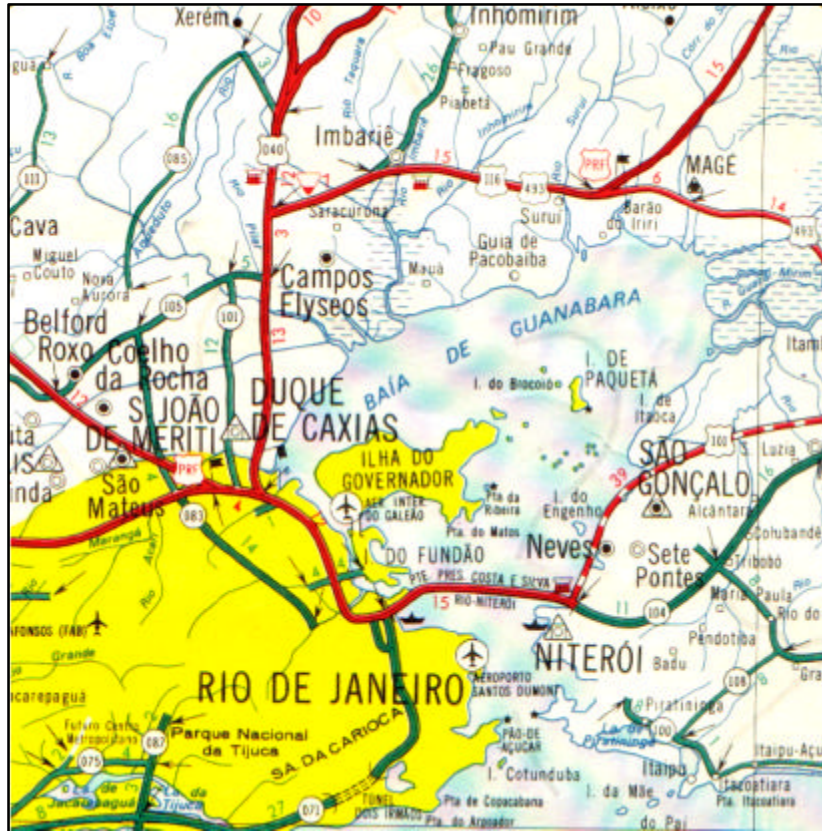
Referências

- Grant, F. S. & West, G. F.; 1965; Interpretation Theory in Applied Geophysics; McGraw-Hill, Inc; EE.UU..
- White, J. E.; 1965, Seismic Waves-Radiation, Transmission and Attenuation, , McGraw-Hill, Inc. EE.UU..

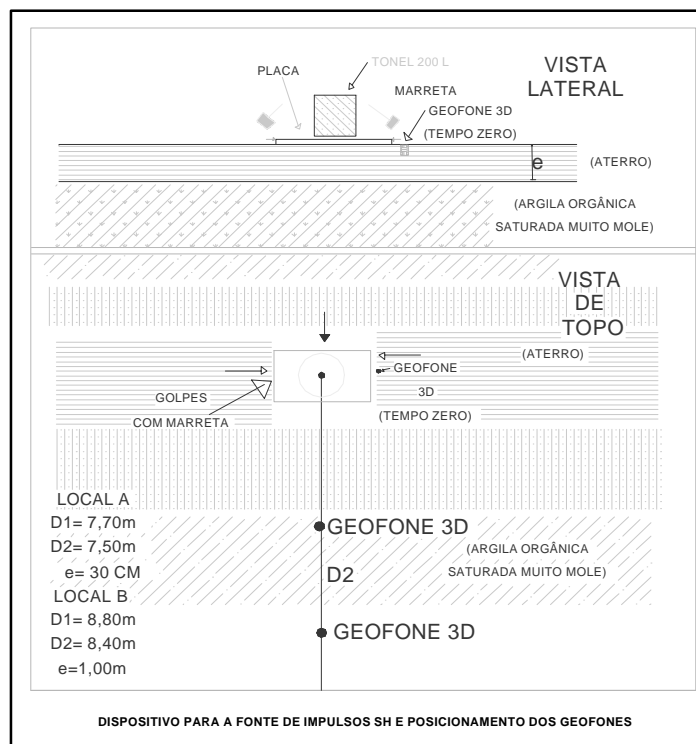
Agradecimentos

Os autores dirigem seus agradecimentos ao Consórcio QUEIROZ GALVÃO-OAS, pela permissão de publicarem o assunto.

3 Propagação de Ondas Love em Argilas



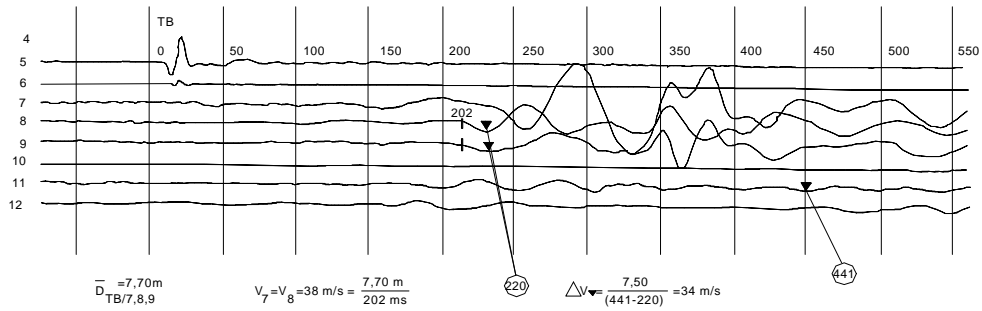
Anexo I



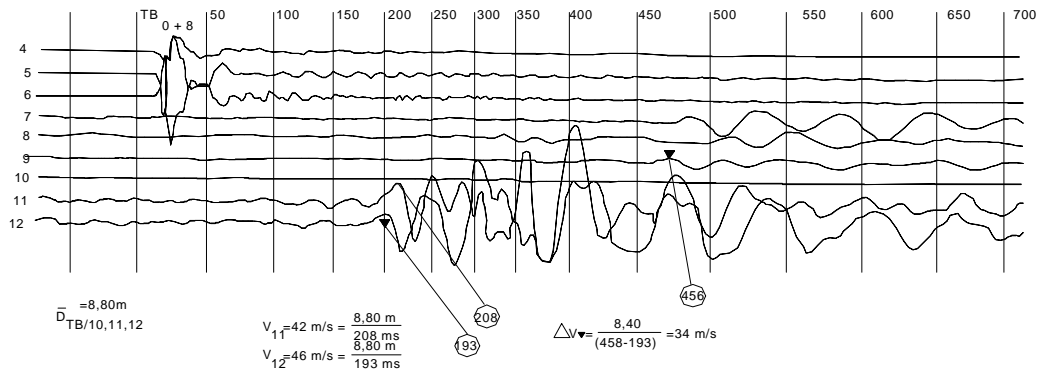
Anexo II

4 Propagação de Ondas Love em Argilas

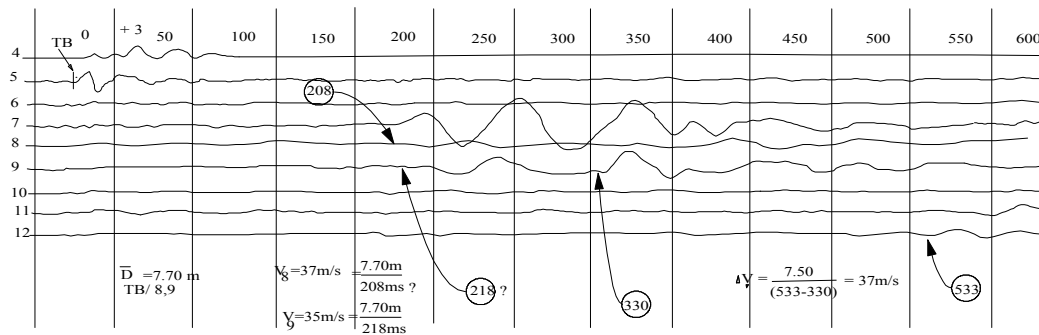
Local A



Local B



Local A



Local B

