

CONDICIONAMENTO TECTÔNICO DA DINÂMICA FLUVIAL CENOZÓICA DO VALE DO RIO DO CERVO - SUL DE MINAS GERAIS

Antônio Pereira Magalhães Junior - Professor do Dep. de Geografia - IGC/UFMG
Elaine de Sousa Trindade - Aluna de graduação do curso de geografia -IGC/UFMG
UFMG - Universidade Federal de Minas Gerais
Departamento de Geografia - Instituto de Geociências
Av. Antônio Carlos, 6627, Pampulha; CEP: 31270-901; Fone: 499-54-38; FAX: 4995410 - Belo Horizonte/MG

ABSTRACT

Through the identification and analysis of levels and aluvial deposit sequences, it becomes possible the preliminar reconstitution of tectonic influences in the cenozoic fluvial dynamic of the the Cervo River Valley in the south of Minas Gerais state. This conditionment must have occurred through both the joint action of the general regional raising and through raising and local depressions of blocks mainly associated to activity of great transcurrent faults. In this sense, stands out the raising of Cervo Mountain Range, probably accompanied of hemi-graben formation on the left edge of the valley, accelerating migration of the fluvial chennel bound towards the mountain range base. The results reinforce the known tectonic instability in the south of the state, cut by expressive zones of cisalhament.

INTRODUÇÃO

A região sul do estado de Minas Gerais reúne variadas feições morfológicas e um diversificado arcabouço lito-estrutural, mas os vales fluviais locais ainda carecem de estudos pormenorizados quanto a sua evolução geomorfológica cenozóica. Esta lacuna também é encontrada no vale do rio do Cervo, a despeito de sua inegável importância no contexto morfoestrutural regional. O vale, com direção geral W-E, situa-se na porção centro-ocidental da região sul de Minas, próximo à borda sul do Cráton do São Francisco, abrangendo os municípios de Ouro Fino, Congonhal, Borda da Mata, Senador José Bento, Espírito Santo do Dourado, Silvianópolis e Pouso Alegre (Fig. 1).

Como principal objetivo deste trabalho, pretendeu-se reconstituir e analisar as influências tectônicas na morfodinâmica cenozóica do vale do rio do Cervo, com destaque para a dinâmica fluvial, com base na análise estratigráfica de sequências sedimentares. Visou-se portanto, dentro do possível, a identificação e interpretação de níveis, eventos e paleoambientes deposicionais e interdeposicionais, fornecendo subsídios à melhor compreensão da evolução morfoestrutural da região sul do estado. O levantamento dos dados foi embasado em análise de cartas topográficas e geológicas, informações de campo e em fotointerpretação (CEMIG, 1989; fotografias na escala 1: 30.000).

SÍNTESE GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA

A região insere-se no Escudo Atlântico brasileiro, compartimento geoestrutural da Província Mantiqueira (Almeida et alii, 1964), zona marcada pela ocorrência de antigos embasamentos arqueanos remobilizados durante o Algonquiano e entre o Cambriano e o Siluriano (Ciclo Brasileiro). O vale do rio do Cervo insere-se quase totalmente no domínio dos granitos e migmatitos do Complexo Amparo, pertencente à Associação Barbacena de Cavalcante et alii (1983). Abrange ainda as rochas metasedimentares pré-cambrianas da Formação Pouso Alegre, a NW da cidade homônima, e do Grupo Andrelândia, na margem direita do baixo e médio curso do rio do Cervo (Hasui et alii, in Shobbenhaus et alii, 1984). Coberturas sedimentares cenozóicas, aluviais e coluviais, ocorrem ao longo do vale, com destaque para os extensos depósitos aluvionares nos baixos terraços e várzea do rio do Cervo.

Como unidades estruturais regionais de destaque, verifica-se a presença de grandes falhamentos associados a zonas e cinturões de cisalhamento (Cavalcante et alii, 1983; Hasui et alii, op. cit.) (Fig. 1). O vale do rio do Cervo assenta-se em um segmento da "Zona Rúptil Carandai-Mogi Guaçu" (Wernick et alii, 1981), constituída principalmente por falhas compressivas transcorrentes e inversas de direções predominantes NNE-SSW e ENE-WSW. A falha de Jacutinga, uma das principais da referida zona de cisalhamento, coincide com a borda meridional da Serra do Cervo.

Morfológicamente, o vale estudado está incluído no domínio dos Planaltos do Sul de Minas (IBGE, 1977), marcado por sucessão de compartimentos topográficos escalonados e basculados a partir dos topos da Serra da Mantiqueira. O vale do rio do Cervo insere-se em um destes compartimentos, denominado por Saadi (1991) de Degrau Intermediário, cuja influência das zonas de cisalhamento condicionou o fatiamento do relevo em cristas alongadas na direção ENE-NE. Quatro principais unidades morfológicas são identificadas na área estudada: 1) Serra do Cervo: situada na margem esquerda do rio homônimo, compreende a unidade cimeira, com altitudes médias entre 1300 e 1500 m e direção geral NE-SW; 2) Domínio de serras e interflúvios alongados: situa-se na margem direita do vale, apresentando direção geral NE-SW e altitudes médias entre 1100 e 1300 m; 3) Domínio de morros e baixas colinas: situado principalmente na margem direita do vale e apresentando altitudes médias entre 840 e 900 m.; 4) Domínio aplainado dos baixos terraços e várzeas: extensa zona deposicional rebaixada e suavizada, com altitudes médias entre 800 e 840 m.

NÍVEIS E SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS: DESCRIÇÃO E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL

Foram levantados seis níveis deposicionais aluviais no vale estudado, sendo quatro níveis de terraços escalonados (T5, T4, T3 e T2), um nível de terraço embutido (T1) e um nível de várzea (FIG. 2). Através de aspectos geológicos e morfológicos, do perfil longitudinal do rio do Cervo e da distribuição espacial dos níveis deposicionais, o vale foi dividido em três segmentos, denominados A, B e C, ao longo dos quais variam aspectos como altitude e altura da base dos níveis deposicionais (Fig. 3 e 4). Todos os níveis deposicionais encontram-se mais representados na margem direita do vale, já que na margem esquerda situa-se a Serra do Cervo.

Os perfis-síntese dos níveis de terraços superiores, T5, T4, T3 e T2, são constituídos por níveis basais de seixos suportados recobertos por material areno-siltoso a areno-argiloso maciço marrom amarelado a marrom avermelhado. Nos terraços T5 e T4 os seixos são predominantemente de quartzo e do embasamento (granitos e migmatitos), mas no T5 verifica-se também a presença de fragmentos de laterita, com espessura média de 0,5 cm. Em ambos os terraços os depósitos encontram-se por vezes deformados, com distribuição irregular e ondulada. Assim como nos outros níveis de terraços, a presença de seixos de granitos e migmatitos do embasamento aumenta em relação aos seixos de quartzo em direção à montante.

Os depósitos dos níveis imediatamente abaixo, T3 e T2, são também formados por níveis basais de seixos suportados, mas somente de quartzo, recobertos por material superior areno-siltoso a areno-argiloso maciço marrom avermelhado a marrom amarelado.

O nível de terraço mais recente, T1, encontra-se embutido no T2. Apresenta níveis basais de seixos de quartzo e do embasamento, recoberto por material superior areno-argiloso maciço marrom acizentado a preto, rico em matéria orgânica, e com mosqueamentos avermelhados.

Em relação ao nível de várzea, constitui-se basicamente de dois ciclos deposicionais com nível basal de seixos de quartzo recoberto por areia média a grossa esbranquiçada, e material argilo-arenoso a areno-argiloso marrom acizentado a preto, rico em matéria orgânica. Presença de estruturas plano-paralelas e cruzadas acanaladas.

Foram ainda identificadas duas sequências colúviais distintas, mas a ausência de contatos estratigráficos entre as mesmas, dificulta correlações cronológicas. Ao longo dos três segmentos distribui-se uma sequência constituída por stone-line basal de fragmentos de laterita e seixos angulosos de quartzo e das rochas do embasamento, recoberto por material areno-siltoso marrom avermelhado a amarelado. Por vezes, a distribuição dos depósitos apresenta-se deformada, com bruscas ondulações. Podem também aparecer níveis de seixos com apenas fragmentos de laterita, ou estes podem estar totalmente ausentes. Com presença apenas no segmento C, e geralmente em altitudes menores, foi identificada uma sequência colúvial de textura areno-argilosa e cor marrom avermelhada.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise estratigráfica dos 04 níveis de terraços superiores (T5, T4, T3 e T2), indica que os mesmos foram gerados sob condições de elevada energia. Transporte fluvial através de fluxos rápidos e espasmódicos, saturados de sedimentos, originariam níveis de seixos mal selecionados, pouco arredondados, heterogêneos litologicamente, pouco organizados e heterométricos. O mesmo processo responderia por depósitos superiores areno-siltosos maciços, transportados sem seleção e associados possivelmente a paleobarras de canal. Tais reflexos estenderiam-se inclusive ao segmento C, já próximo à desembocadura do canal.

Os depósitos do T5 demonstram que o terraço foi formado após importante fase de laterização, responsável por carapaça de no mínimo 1cm de espessura, indicando condições climáticas tropicais.

Seria também correlativo desta fase o colúvio com fragmentos de laterita, distribuído inclusive na Serra do Cervo e encontrado igualmente nos três segmentos. O paleo-perfil longitudinal do rio do Cervo verificado na Fig. 3, contemporâneo do T5, demonstra que o curso apresentava-se distinto do perfil atual, com significativo desnivelamento no contato dos segmentos B e C. Este contato coincide com a ocorrência de grande falhamento no Complexo Amparo, evidenciando os efeitos locais da provável instabilidade tectônica pretérita.

A fase de encaixamento da drenagem pós-T5 foi mais intensa no segmento C, cuja explicação não deve estar desvinculada da referida instabilidade tectônica, fato também evidenciado pelas deformações de seqüências do T5, com geometria nitidamente anômala marcada por bruscas irregularidades. O encaixamento seria seguido da formação do T4, em perfil longitudinal semelhante ao do T5, e sob condições ambientais semelhantes. A ausência de fragmentos lateríticos nos depósitos demonstra que o paleonível laterítico já encontrava-se destruído.

A fase de encaixamento pós-T4 também pode ser correlacionada com instabilidade tectônica, já que certos perfis encontram-se deformados à semelhança do T5. Não pode ser descartada a hipótese desta fase de instabilidade ter sido responsável também pelas anomalias do T5. A duração ou a intensidade destes eventos seriam inferiores aos do ciclo de encaixamento anterior, já que os desniveis entre T5-T4 são geralmente superiores aos verificados entre T4-T3.

Ao contrário dos terraços anteriores, os depósitos do T3 são constituídos quase exclusivamente por seixos de quartzo em todos os segmentos, podendo indicar condições ambientais favoráveis ao intemperismo químico intenso, como no clima tropical úmido, provocando rápida desagregação dos clastos do embasamento expostos ao transporte fluvial. O nível coluvial mais recente, areno-argiloso marrom avermelhado, teve sua gênese no período entre o T5 e o T3, não ocorrendo em altitudes inferiores a este último.

O T3 é encontrado marcadamente na margem direita do segmento C, onde situa-se no domínio dos baixos terraços, confundindo-se visualmente com os terraços mais recentes e com a várzea. Marca portanto, o início da fase mais recente de tendência a migração do rio do Cervo rumo a margem esquerda do vale.

Após o ciclo deposicional T3, uma curta fase de rebaixamento do nível de base posicionaria a calha fluvial no nível T2. As condições ambientais contemporâneas do terraço anterior parecem ter se prolongado ao período sindeposicional do T2, já que também são verificados apenas seixos de quartzo. O

paleoperfil longitudinal não apresentaria a brusca queda no contato dos segmentos B e C, ao contrário do que ocorreu nos terraços T5, T4 e provavelmente T3, indicando uma atenuação da atividade da falha local e uma gradual regularização do perfil. Em compensação, o maior desnivelamento no paleoperfil do T2 ocorre exatamente sobre o grande falhamento denominado "Falha do Espírito Santo do Dourado" no segmento B. Os prováveis efeitos da atividade desta falha na dinâmica deposicional somente foram identificados no período correlativo ao T2.

Após a formação do T2, formou-se em seguida o T1, de tipo embutido, conseqüentemente sem encaixamento da drenagem. Ao contrário dos terraços anteriores, os depósitos seriam enriquecidos com matéria orgânica, indicando ambiente de planície, inclusive no segmento A. Este fato pode relacionar-se aos efeitos do represamento da drenagem e entulhamento derivados de abatimentos tectônicos associados à atividade de um graben local, gerado em função do soerguimento da Serra do Cervo.

Os eventuais soerguimentos do citado bloco estrutural geraria o abatimento da zona adjacente (margem esquerda do vale), resultando em estrutura semelhante a hemi-graben, aqui denominado "Gaben do rio do Cervo". Tal abatimento rebaixaria o nível de base, "aprisionando" a calha fluvial a partir do basculamento local para NW. Saadi (1991) propôs a ocorrência de recentes reativações de grandes falhas transcorrentes no sul de Minas, responsáveis por movimentos individuais de blocos, soerguidos a SE e basculados para NW, explicando a orientação de escarpas como a da Serra do Cervo.

Considerando-se que não verifica-se depósitos mais antigos (pré-T1) enriquecidos com matéria orgânica (mas apenas depósitos típicos de fluxos espasmódicos rápidos), pode-se também aventar a hipótese do ativo condicionamento tectônico (soerguimentos) das fases deposicionais e interdeposicionais pré-T1.

Uma posterior fase de encaixamento incipiente seria seguida do ciclo deposicional responsável pela formação do nível de várzea. Os depósitos finos ricos em matéria orgânica evidenciam ambiente de planície com abundância de meandros abandonados. Assim como nos terraços T3, T2 e T1, a várzea também seria formada principalmente na margem direita do vale, acompanhando o processo de basculamento e desvio do canal rumo à base da Serra do Cervo. Este desvio tem provocado o abandono gradual das porções superiores da várzea, bem como a formação de diversas gerações de meandros abandonados na margem direita. A presença de fácies sedimentares de meandros abandonados também no T1 indica o período a partir

do qual a migração do canal e a formação de meandros abandonados tornou-se mais intensa em função dos abatimentos relacionados ao Graben do rio do Cervo.

Apesar de encontrar-se sob a lâmina d'água na maior parte do vale, o nível de seixos basal da várzea é visualizado no contato dos segmentos B e C, local de brusco rebaixamento do canal, demonstrando o condicionamento da falha presente no referido contato, responsável pela intensificação da dissecação fluvial. Esta influência não tem sido da mesma magnitude da verificada nos ciclos anteriores ao T3, quando o perfil longitudinal apresentava queda mais representativa.

CONCLUSÃO

O vale do rio do Cervo sofreu diversos ciclos deposicionais cenozóicos marcados por elevada energia (fluxos rápidos) e responsáveis pela origem dos terraços superiores. No caso do T1 e da várzea, a abundância de matéria orgânica demonstra ambiente com significativa deposição em ambiente de planície de inundação. A dinâmica fluvial cenozóica do vale do rio do Cervo foi condicionada por significativa instabilidade tectônica, com o reconhecido soerguimento regional acompanhado de movimentos diferenciais de blocos. O condicionamento parece ter ocorrido basicamente através dos seguintes eventos interrelacionados:

- Soerguimentos eventualmente mais intensos da Serra do Cervo e formação de hemi-graben na margem esquerda do vale (Graben do rio do Cervo), provocando abatimentos e rebaixamento do nível de base, com acelerada migração do canal rumo à base da serra, principalmente a partir do evento T1.

- Soerguimento mais intenso do bloco estrutural correspondente ao segmento C, provocando o maior encaixamento das calhas fluviais nos ciclos interdeposicionais pré-T1.

- Atividade de grandes falhamentos, principalmente no limite dos segmentos B e C, provocando paleoperfis longitudinais com bruscas rupturas. Esta atividade sofreria atenuação no período pós-T3.

As evidências de instabilidade nos contatos dos segmentos e especialmente no segmento C, pode confirmar a associação dos mesmos com blocos estruturais de comportamento distinto ao longo do Cenozóico. A verificação destes eventos vem somar-se aos resultados que reforçam a já reconhecida instabilidade estrutural cenozóica do sul do estado, cortado por grandes falhamentos e zonas de cisalhamento. No vale estudado, a proposta de reativação cenozóica das grandes falhas transcorrentes da "Zona Rúptil Carandai-Mogi-Guaçu" (Wernick et alii, 1981), acompanhada do basculamento de blocos

para NW (Saadi, 1991), pode explicar as discutidas evidências do recente condicionamento tectônico da dinâmica fluvial local.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. de. **Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista**. In: Geologia do Estado de São Paulo. São Paulo: Bol. IGG, 41, p. 167-262, 1964.

CAVALCANTE, J. C. et alii. **Projeto Sapucaí**; Estado de Minas Gerais e São Paulo. Relatório Final... Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, Série Geologia, Seção Geológica Básica, 2, 1979, 299 p.

MAGALHÃES JR., A. P. **Dinâmica Fluvial Cenozóica do Alto Médio Vale do Rio das Velhas na Região de Belo Horizonte**. Dissertação de Mestrado, IGC/UFG, 1993, 150 p.

SAADI, A. **Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais - tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese**. Belo Horizonte: UFG, 1991. 285 p. Tese (Prof. Titular) - IGC, Universidade Federal de Minas Gerais, 1991.

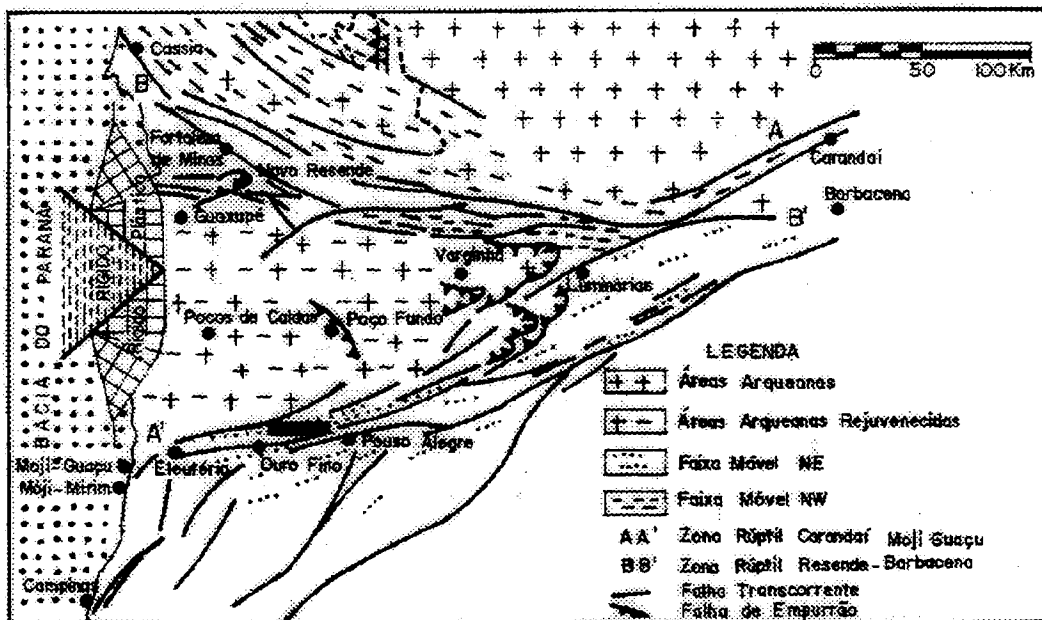
SHOBBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D. de; DERZÉ, E. R.; ASMUS, H. C. **Geologia do Brasil**. Brasília: MME, DNPM, 501 P., 1984.

WERNICK, E.; FIORI, A. P.; BETTENCOURT, J. S. ; CHOUDHURI, A. A Tectônica Rígida do Fim do Ciclo Brasileiro e sua Implicação na Estruturação da Borda Sul e Sudeste do Cráton do São Francisco: Tentativa de Um Modelo Preliminar. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1979. **Anais...** Salvador: SME-BA/SBG-BA, p. 164-168, 1981.

Agradecimentos: Ao PRPq, à FAPEMIG e à FINEP pelo auxílio financeiro das pesquisas.

FIG. 1

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E QUADRO GEOLÓGICO



FONTE: Wernick et. al. (1981)

Localização da área

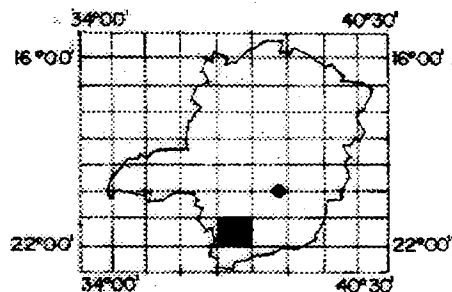


FIG. 2

DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DOS NÍVEIS DEPOSICIONAIS ALUVIAIS
VALE DO RIO CERVO-SUL DE M.G.

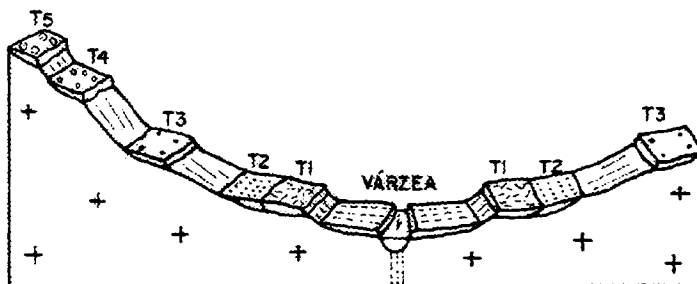


FIG. 3
DISTRIBUIÇÃO LONGITUDINAL DOS NÍVEIS DE POSICIONAIS ALUVIAIS
VALE DO RIO CERVO SUL DE MINAS GERAIS

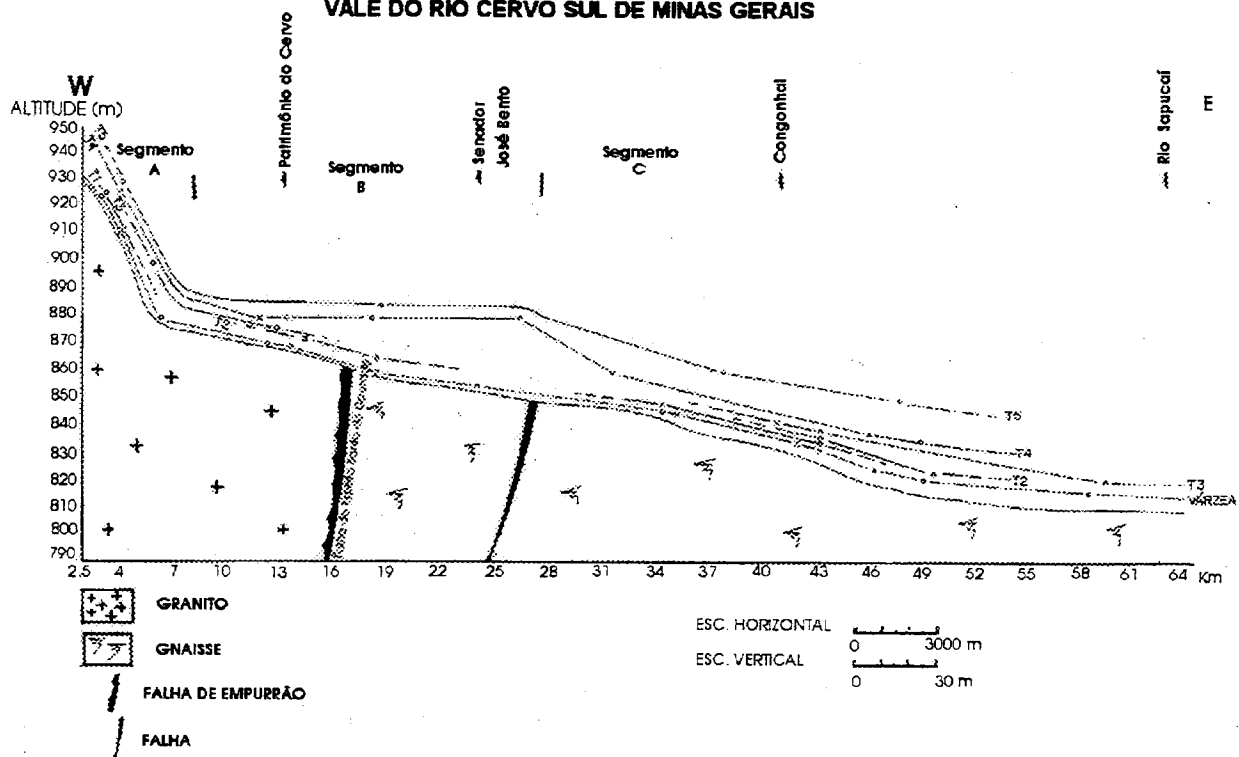


FIG. 4 NÍVEIS DE POSICIONAIS ALUVIAIS DO
VALE DO RIO DO CERVO

NÍVEL	SEG-MENTO	ALT. (M)	ALTURA (M)
VÁRZEA	A	910	0,5
	B	870-855	0,5-2,0
	C	845-815	2,0-5,0
T1	A	924	2,0
	B	-	-
	C	846-832	3,0-5,0
T2	A	912	2,0
	B	-	-
	C	833-825	6,0-7,0
T3	A	-	-
	B	865-860	7,0
	C	838-817	7,0-8,0
T4	A	927-900	17-20
	B	880	10-30
	C	860-835	13-17
T5	A	929	19
	B	885	17
	C	860-850	24-30