

RESUMOS DE TESES

Teses e dissertações, salvo raras exceções (v.g. INPE), são considerados documentos inéditos de "edição do autor". Em vista disto, os interessados em obter cópias devem solicitá-las no endereço assinalado em cada resumo ou obter autorização expressa do autor, para fornecimento por meio do SECOB-Serviço de Comunicação Bibliográfica da SBG.

GEOLOGIA AMBIENTAL DA ÁREA DE SÃO CARLOS *

ADAIL RICARDO LEISTER GONÇALVES

Instituto de Geociências - R. Roland Rosember, 31, Vl. Nery, CEP 13560, São Carlos, SP, Brasil

Levantamento de dados sobre a região, visando fornecer subsídios às soluções dos eventuais problemas que possam vir a surgir e, antes de tudo, procurar, por estes dados, evitar ações que possam causar a degradação ambiental e a ocupação inadequada de áreas; pelo estudo de regiões a serem eventualmente preservadas como fontes de alimentação de aquífero. Uma abordagem também de interesse,

refere-se à observação das vulnerabilidades da região em estudo. Foi ainda levado a efeito uma análise da permeabilidade superficial na área urbana de São Carlos. Um mapa de solos e um de classes de capacidade de uso foram confeccionados, que muito auxiliarão os estudos relativos à área urbana e seu desenvolvimento futuro.

* Resumo 174 - Tese de Doutorado - Abril de 1987 - Instituto de Geociências, USP

INTERPRETATION OF THE GRAVITY ANOMALIES OF BAHIA STATE, BRAZIL *

NAOMI USSAMI

Instituto Astronômico e Geofísico da USP - Av. Miguel Stefano, 4200, Água Funda, CEP 04301, São Paulo, SP, Brasil

This thesis describes the gravity interpretation of Bahia State, Brazil, which comprises the northern São Francisco Craton, the Upper Proterozoic fold belts and the basins adjacent to the continental margin. The study centres on the isostatic analysis of the region and on the interpretation of large and high amplitude negative anomalies which occur over the Precambrian and the sedimentary basins. The isostatic analysis of the northern São Francisco Craton was carried out using the isostatic response function technique. Taking into account subsurface loads, an elastic plate with a minimum effective thickness of 20-40 km explains the observed isostatic response function. The subsurface loads are (1) a slight, thickening of the crust under the Espinhaço Fold System and (2), 5 to 10 km of low density, rocks in the upper crust. A large and high amplitude (-50 mGal) negative anomaly of shallow origin, centred near the western border of the Paramirim Complex and parallel to the Espinhaço Fold Belt, is interpreted as caused by a large and mainly unexposed granitic batholith. The granite substantially underlies the fold belt and extends towards the centre of the Paramirim Complex. The minimum density contrast between the granite and the country

rocks is estimated to be -0.06 g.cm^{-3} . The thickness of the granite is 8 to 13 km for density contrasts of -0.15 to -0.10 g.cm^{-3} . A series of high amplitude negative anomalies (50 to 100 mGal), without flanking positive anomalies, characterizes the onshore Recôncavo, Tucano and Jatobá basins, which were all formed in connection with the South Atlantic opening. The gravity interpretation indicates up to 7 km of sediments infilling these basins and no significant Moho upwarp beneath. In contrast, the gravity anomalies over the offshore Jacuípe and Sergipe-Alagoas basins are explained by a thick accumulation of sediments on a strongly attenuated crust. The onshore basins show short-lived subsidence ($< 25 \text{ Ma}$) with little, if any thermal subsidence. Syn-rift and post-rift (thermal) sedimentation is observed only in the continental margin basins. A mechanism in which upper crustal extension in one region (onshore basins) is compensated and balanced against lower extension in another region (offshore basins), through a detachment fault, may explain the way these basins formed.

* Resumo 175 - Tese de Doutorado - Agosto de 1986 - University of Durham (Inglaterra)

PROSPECÇÃO LITOGEOQUÍMICA NA MINA DO PERAU, PARANÁ *

ARLEI BENEDITO MACEDO

Instituto de Geociências da USP - R. Fiandeiras, 412/42, V. Olímpia, CEP 04545, São Paulo, SP, Brasil

A jazida do Perau situa-se no município de Adrianópolis, 30 km a Sul da divisa São Paulo-Paraná. Consiste de galena, pirita, calcopirita, e blenda como minerais de minério principais, com uma reserva inferida de 1,9 milhões de toneladas de minério, com 4% de Pb, 2% de Zn e 85 g/t de Ag, além de uma mineralização associada de 830.000 t de minério com 2% de cobre. O corpo de minério de chumbo está encaixado em rochas calciossilicáticas, estando estas assentadas sobre quartzitos e cobertas por xistos com intercalações de anfibólitos, compondo todo este conjunto a Formação Perau do Grupo Setuva, que se encontra sobreposta a xistos e gnaisses do embasamento pré-Setuva. O minério apresenta zoneamento, com aumento de Zn para NW, de Pb, Ag e Au para SE e de cobre para NE, revelados por análise de superfície de tendência. O halo geoquímico em rocha, estudado por gráficos teor-distância à

mineralização, análise de agrupamentos, regressão múltipla e análise discriminante, mostra forte enriquecimento, com a proximidade da mineralização, dos teores de La, B e Cu na lapa; e de Pb, B, Mg, Cu e K na capa; e forte empobrecimento de Co e Sn na lapa; e de Sn, Zn, Be, Ni, Cr e Mo na capa. O comportamento dos elementos e o controle estratigráfico e estrutural da jazida reforçam a interpretação de sua gênese como sedimentar-exalativa. O halo secundário da mineralização em solo é expresso nos teores de Cu, Pb e Zn. O custo de detecção do halo em solo e rocha é aproximadamente o mesmo, sendo recomendada a coleta de amostras de rochas em perfis perpendiculares às estruturas principais, com espaçamento entre amostras de 100 m, integrada a levantamento geológico. Devem ser analisados pelo menos Cu, Pb, Zn, B, Mg, K, Fe, Mn e Ca.

* Resumo 176 - Tese de Doutorado - Abril de 1987 - Instituto de Geociências, USP

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS PERALCALINAS DO CINTURÃO DE DOBRAMENTOS CACHOEIRINHA-SALGUEIRO, NORDESTE DO BRASIL*

VALDEREZ PINTO FERREIRA

Universidade Federal de Pernambuco – R. Camboim, 939/201, CEP 51030, Recife, PE, Brasil

Rochas peralcalinas de provável idade Brasileira intrudem metassedimentos pré-cambrianos dos Grupos Cachoeirinha e Salgueiro, numa região compreendida entre as coordenadas geográficas 37° e 40° de longitude W e 7° e 8°15' de latitude S, nos estados de Pernambuco e Paraíba. Englobam dois grupos de rochas: ultrapotássicas saturadas em sílica (álcali-feldspato sienitos) e supersaturadas em sílica (quartzo-álcali-feldspato sienitos a álcali-feldspato granitos, com fluorita e cassiterita). Plutões do primeiro grupo formam batólitos e diques alinhados, adjacentes aos bordos sudeste e sudoeste do cinturão de dobramentos Cachoeirinha-Salgueiro (CCS), constituindo um "cordão sienitóide" e enxames de diques intrudindo metassedimentos do Cachoeirinha. A maioria dos corpos do cordão contém inclusões álcali-piroxeníticas e, no bordo sudoeste, sienitos ocorrem intercalados com gabros, metamorfisados no fácies albíta-anfibolito. Corpos de segundo grupo ocorrem como batólitos, *stocks* e diques, que cortam metassedimentos do CCS. Essas rochas contêm magnetita e são ricas em aegirina e riebeckita-arfvedsonita, com microclina ocupando mais que 70% do volume da rocha. Química de elementos maiores mostra que a maioria dessas rochas peralcalinas são ultrapotássicas, com K_2O algumas vezes tão alto como 13%, e muito alta razões K_2O/Na_2O . A grande quantidade de microclina é reponsável pelos altos valores de K_2O/Ba (até 7.800 ppm) e Sr (até 1.800 ppm) dessas rochas. As assinaturas de terras-raras são caracterizadas por um forte

enriquecimento relativo de terras-raras leves comparado com os valores do condrito e empobrecimento em terras-raras pesadas, em padrões de declividade negativa. Anomalia de Eu é quase ausente. Enclaves piroxeníticos são mais ricos em terras-raras que o normal, com as terras-raras leves cerca de 240-900 vezes maiores que as abundâncias condriticas, enquanto as terras-raras pesadas são cerca de 20 vezes, em padrões de declividade negativa. O padrão para aegirina tem declividade negativa, com as terras-raras pesadas mostrando uma concavidade para cima, sendo o $\Sigma T.R.$ relativamente alto. Dados de isótopos de oxigênio revelam dois grupos distintos: δO^{18} para o batólito de Triunfo (grupo saturado) é preferencialmente baixo ($+6 < \delta O^{18} < +8$) sugerindo diferenciação a partir de magma basáltico, enquanto valores para rochas do grupo supersaturado ($+8 < \delta O^{18} < +10$) sugere alteração posterior por água meteórica interagindo com feldspato. Intenso fracionamento inicial de piroxênio (37%) a partir de um magma máfico alcalino, enriquecido em elementos incompatíveis gerado no manto superior, talvez tenha sido responsável pela geração dos sienitos do cordão sienitóide, estando o posicionamento desses plutões relacionado ao desenvolvimento inicial de um rifte no Proterozóico. Os plutões supersaturados receberam maior contribuição crustal em sua evolução e constituem um evento de atividade peralcalina mais recente que o evento que formou as peralcalinas do cordão sienitóide.

* Resumo 177 – Dissertação de Mestrado – Dezembro de 1986 – Universidade Federal de Pernambuco

ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS DA MINA DE OURO FAZENDA BRASILEIRO; GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA*

ROBERTO PÉREZ XAVIER

Departamento de Metalogênese, IG – UNICAMP – Cidade Universitária "Zeferino Vaz", CEP 13100, Campinas, SP, Brasil

Na porção nordeste do Cráton do São Francisco, no Estado da Bahia, foi definido um grupo de rochas supracrustais vulcano-sedimentares fortemente deformadas e intrudidas por domos granito-gnáissicos, que vieram a caracterizar o *greenstone belt* do Rio Itapicuru, de provável idade arqueana ou proterozóica inferior. A seqüência vulcano-sedimentar compreende extensos derrames de rochas basálticas e complexos lenticulares localizados constituídos por lavas e rochas piroclásticas intermediárias a ácidas. A sedimentação química e detrítica imatura se faz presente ao longo de toda a seqüência associada ao vulcanismo máfico, intercalada e mesclada ao vulcanismo félsico e formando cobertura. Esta seqüência vulcano-sedimentar encontra-se metamorfizada regionalmente na fácies xisto verde e anfibolito baixo. As principais mineralizações auríferas estão restritas à parte sul deste terreno vulcano-sedimentar, encontrando-se ao longo de um *trend* de cisalhamento de direção geral E-W e com mais de 9,5 km de extensão, denominado Faixa Weber, onde se localiza a Mina Fazenda Brasileiro. As mineralizações pertencem à Seqüência Fazenda Brasileiro e hospedam-se em um quartzo-clorita xisto portador de magnetita, denominado "xisto magnético", e corpos lenticulares de uma rocha brechada, de composição essencialmente quartzo-feldspática (brecha quartzo-feldspática). O ouro aparece nestas rochas no seu estado nativo associado a sulfetos, principalmente arsenopirita e pirita, e secundariamente disseminado em veios de quartzo de colocação tardia. Os estudos de inclusões fluidas se concentraram ao longo das zonas mineralizadas da Mina Fazenda Brasileiro, especialmente na brecha quartzo-feldspática e veios de quartzo, onde tanto inclusões consideradas primárias como secundárias foram selecionadas, descritas e submetidas a estudos de microtermometria e analisadas por espectroscopia Raman. Os resultados dos estudos de microter-

metria e espectroscopia Raman em inclusões fluidas carbônicas e aquocarbônicas permitiram definir os fluidos mineralizantes como soluções quentes ($> 400^\circ C$), de densidade relativamente alta (0,85-0,90 g/cm³), inicialmente compostas por CO_2 (89,7-85,4 moles%) e pequenas quantidades de CH_4 e N_2 , que evoluem com o abaixamento da temperatura (250-300°C) e ascensão crustal para soluções que se tornam gradativamente mais aquosas (40 a 62,5 moles% de H_2O) e de baixa salinidade (< 10 eq.% NaCl). Pelas isócoras dos fluidos das inclusões carbônicas e aquocarbônicas, juntamente com dados da paragênese mineral, sugere-se a existência de pelo menos dois períodos de deposição do ouro: 1. 380-491°C e 2,2-3,2 kbar na brecha quartzo-feldspática e veio de quartzo com arsenopirita e pirita; e 2. 270-300°C e 1,2-1,4 kbar no veio de quartzo maciço. Baseado em estudos experimentais da solubilidade de complexos auríferos, nas características químicas dos fluidos mineralizantes, na paragênese de minério e na razão Au/Ag, assume-se que o ouro deve ter sido transportado como tio-complexos do tipo $Au(HS)_2^-/HAu(HS)_2^0$ e $Au_2(HS)_2S^{2-}$ por soluções redutoras (razão $\Sigma H_2S/\Sigma SO_4$ alta) e com pH em torno da neutralidade ou levemente alcalino. Nos estágios mineralizantes iniciais, condições para a precipitação do ouro foram atingidas devido às reações fluido/rocha, que levaram ao decréscimo na atividade de S^{2-} com a precipitação dos sulfetos metálicos (arsenopirita, pirita, pirrotita etc.). Nos estágios de colocação dos veios de quartzo tardios acredita-se que a deposição do ouro tenha ocorrido pela introdução de H_2O no sistema, causando a diluição de CO_2 , diminuição do pH, oxidação e conseqüente desestabilização dos complexos transportadores deste metal. A origem metamórfica desses fluidos mineralizantes é também indicada pelo estudo de inclusões fluidas, entendendo-se que possam ser derivados a partir de proces-

sos de devolatilização das seqüências mais basais do *greenstone belt*, capaz de produzir fluidos carbônicos e aquocarbônicos de baixa salinidade, que posteriormente migram através de sítios estruturais favoráveis, causam fraturamento hidráulico e depositam

seu conteúdo metálico. Finalmente, tornou-se aparente que os resultados e conclusões obtidos neste estudo estão de acordo com trabalhos de mesma natureza realizados em diversos depósitos de ouro em terrenos granito-*greenstone* arqueanos.

* Resumo 178 – Dissertação de Mestrado – Junho de 1987 – Instituto de Geociências, USP

PETROLOGIA E MINERALIZAÇÕES SULFETADAS DA SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE PALMEIRÓPOLIS, GOIÁS*

SYLVIA MARIA DE ARAÚJO

Departamento de Geociências da Universidade de Brasília – Campus Universitário, Asa Norte, CEP 70910, Brasília, DF, Brasil

A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis está localizada na porção centro-norte do Estado de Goiás e faz parte de uma faixa de unidades vulcano-sedimentares de direção aproximada N-NE que se posicionam a oeste dos grandes maciços básico-ultrabásicos do Brasil Central. A Seqüência de Palmeirópolis é caracterizada por um vulcanismo bimodal no qual se sobressai um grande volume de rochas metavulcânicas básicas (anfíbolitos) que apresentam composição química similar aos modernos basaltos toleíticos formados em ambiente de dorsal meso-oceânica. Corpos de sulfeto maciço de zinco, cobre e chumbo, descobertos na região pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), estão associados a um espesso pacote de rochas metavulcânicas básicas (anfíbolitos) e encontram-se intimamente ligados às porções hidrotermalmente alteradas desses anfíbolitos, que constituem zonas de

alteração hidrotermal formadas por rochas a antofilita, biotita e cordierita, rochas a biotita e plagioclásio, e rochas a sericita. Os corpos de minério apresentam composição mineralógica muito similar entre si, nos quais predominam pirrotita, pirita, com proporções variáveis de esfalerita, calcopirita e, subordinadamente, galena. A presença de zonas de alteração hidrotermal intensa, evidenciadas por modificações químico-mineralógicas, constitui o principal controle da mineralização. O depósito de sulfeto é interpretado como de origem singenética, mas modificado na forma e estrutura pela deformação que acompanhou o metamorfismo regional. As características observadas permitem comparar os corpos de sulfeto de Palmeirópolis com os depósitos de sulfeto maciço vulcanogênicos a Zn-Cu observados em seqüência de rochas vulcânicas básicas originadas em ambiente de dorsal meso-oceânica.

* Resumo 179 – Dissertação de Mestrado – Novembro de 1986 – Departamento de Geociências, Universidade de Brasília

GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES SULFETADAS DO PROSPECTO BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

CESAR FONSECA FERREIRA FILHO

Departamento de Geociências da Universidade de Brasília – Campus Universitário, Asa Norte, CEP 70910, Brasília, DF, Brasil

A mineralização de sulfetos de cobre do Prospecto Bahia, situada na Serra dos Carajás, está associada a uma seqüência vulcano-sedimentar subaquosa, constituída por derrames e *sills* básicos, tufo intermediários a ácidos, sedimentos clásticos e formações ferríferas. Dois processos de alteração hidrotermal são observados nas litologias da seqüência vulcano-sedimentar. Um primeiro evento, caracterizado como de metamorfismo hidrotermal, é responsável pela espilitização das rochas básicas. Um segundo evento, relacionado com o processo de mineralização, provoca a lixiviação dos

álcalis e aumento significativo nos teores de FeO_t , H_2O , Cu, CO_2 e S. A mineralização é do tipo *stringer ore*, com teores de cobre situados entre 0,1% e 1,0%, possuindo como controle principal a presença de zonas de alteração hidrotermal intensa, que são evidenciadas por alterações químico-mineralógicas e pela abundância de vênulas mineralizadas. Determinações geocronológicas Rb-Sr e K-Ar indicam uma idade bastante antiga para a formação das litologias hospedeiras da mineralização, que deve situar-se entre o final do Arqueano e o início do Proterozóico Inferior.

* Resumo 180 – Dissertação de Mestrado – Dezembro de 1985 – Departamento de Geociências, Universidade de Brasília

TIPOLOGIA E GÊNESE DO DEPÓSITO DE TUNGSTÊNIO DE PEDRA PRETA, PA*

JUAREZ FONTANA DOS SANTOS

Rua São Paulo, 351, 11º andar, CEP 30000, Belo Horizonte, MG, Brasil

A jazida de tungstênio de Pedra Preta, localizada na região amazônica, é constituída por filões de quartzo e wolframita encaixados em rochas metamórficas do Proterozóico Inferior, associados a uma intrusão granítica. A par da integração dos dados geológicos coletados durante a execução dos trabalhos de avaliação do jazimento, o autor realizou estudos específicos visando definir a mineralização, o condicionamento estrutural, a caracterização físico-química, bem como os parâmetros condicionantes de sua gênese. As interpretações formuladas relacionam a metalização aos fenômenos de alteração hidrotermal de caráter metassomático (greisenização) que afetaram indistintamente a cúpula granítica e as rochas circundantes. A atividade hidrotermal que afetou a intrusão granítica evoluiu de uma

fase de feldspatização potássica (microclinização), passou por uma fase intermediária de feldspatização sódica (albitização) e culminou com o desenvolvimento da greisenização s.s., responsável pela ocorrência dos eventos mineralizadores. A paragênese mineral do minério é produto da evolução sucessiva de três estádios: o precoce, caracterizado pela deposição dos óxidos (wolframita e hematita); o intermediário, no qual se depositaram os sulfetos (Fe, Cu, Mo, Bi, Zn); e o tardio, com a deposição dos carbonatos. A jazida de Pedra Preta, por suas características, é classificada como um depósito de tungstênio do tipo hidrotermal precoce (alta temperatura), segundo o conceito de Hosking (1982), vinculada espacial e geneticamente à intrusão granítica da Musa. O depósito de Pedra Preta

é comparado aos jazimentos filoneanos a quartzo-wolframita que ocorrem no distrito de Xihuashan, na Província de Jiangxi da

República Popular da China.

* Resumo 181 – Dissertação de Mestrado – Maio de 1987 – Instituto de Geociências, USP

O METABASITO DE PIRAPORA DO BOM JESUS, SP *

MARIA DE LOURDES LAZZARI

Rua Caetano Toschi, 1454, Santo Amaro, CEP 04742, São Paulo, SP, Brasil

Em Pirapora do Bom Jesus, SP, um corpo de rocha metabasítica ocorre em meio a metarenitos finos e, subordinadamente, metarcósio, metagrauvaca, filitos, dolomito, quartzito e itabirito. As rochas metabasíticas são compostas essencialmente de anfibólios e plagioclásios, tendo como acessórios; epidoto, clorita e titanita. O anfibólio tem composição actinolítica e o plagioclásio, albítica. São comparáveis quimicamente a outros metabasitos descritos na literatura, possuindo afinidade com basaltos toleíticos e de fundo

oceânico. Grande parte das exposições de metabasito alterado nas colinas margeando o rio Tietê exibem estruturas de *pillow lava* com almofadas pouco deformadas ou deslocadas de sua posição original, com o pedúnculo para baixo e a superfície convexa para cima. Pelo comportamento químico dos minerais é possível concluir que os metabasitos se formaram em condições ajustadas à facies xisto verde de Turner (1968). A temperatura metamórfica nestas rochas teve variação limitada ao intervalo de 300°C a 450°C.

* Resumo 183 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Instituto de Geociências, USP

INTRODUÇÃO AO ZONEAMENTO DO SISTEMA AQUÍFERO SERRA GERAL NO ESTADO DO PARANÁ *

CARLOS GILBERTO FRAGA

Rua Lamenha Lins, 2360/53, CEP 80220, Curitiba, PR, Brasil

Por meio da descrição e interpretação de perfis litológicos de poços pré-selecionados, bem como do condicionamento hidráulico de cada obra, foi possível, introdutoriamente, caracterizar o zoneamento hidrogeológico do sistema Serra Geral, no Estado do Paraná. A área de estudo abrange uma superfície de aproximadamente 104.000 km². Dentro deste contexto, o significado hidrogeológico de cada unidade reconhecida é traduzido pela capacidade específica dos poços e por extensão lateral dos seus valores e outras características locais. A morfogênese dos derrames basálticos e os efeitos da tectônica sobre estes constituem os elementos básicos para a análise, classificação e delimitação de áreas mais produtoras. O número de derrames penetrados e a espessura útil produtora são fatores condicionantes principais da frequência e do posicionamento das entradas de águas nos poços. Assim sendo, o sistema aquífero Serra Geral pode ser dividido inicialmente, no Estado do Paraná, em dois grandes compartimentos: Serra Geral Norte e Serra Geral Sul, entendido este último como aquele relacionado à porção abrangida pela bacia do Rio Iguaçu, englobando áreas de ocorrência tanto das rochas básicas como dos "diferenciados ácidos" e zonas de bordo da for-

mação. A notória diferença na produtividade média dos poços entre os dois grandes compartimentos hidrogeológicos, Área Norte e Área Sul, pode ser explicada por diferenças estruturais nos derrames. Na Área Norte, os derrames profusamente vesiculares e de espessura menor foram preservados, provavelmente, pelo capeamento sedimentar pretérito da Formação Caiuá. Na Área Sul, o modelado de relevo é mais irregular. Trata-se de uma unidade geomorfológicamente mais dissecada, apresentando vales muito profundos e de escarpas abruptas. É possível que esse processo de intenso dissecação tenha proporcionado o afloramento de derrames mais antigos e espessos. Do ponto de vista hidroquímico, o sistema Serra Geral, no Estado do Paraná, é representado por três fácies: I. fácies de águas bicarbonatadas sódicas; II. fácies de águas bicarbonatadas calcimagnesianas; e III. fácies de águas bicarbonatadas cálcicas. Os dois últimos estão relacionados à natureza das estruturas armazenadoras dos derrames basálticos e a sua litoquímica. Já a formação do primeiro, parece estar mais relacionado às influências locais do aquífero Botucatu subjacente.

* Resumo 184 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Instituto de Geociências, USP

ANÁLISE DE MOVIMENTOS DA TECTÔNICA RÚPTIL E RÚPTIL-DÚCTIL ATRAVÉS DA INTERPRETAÇÃO DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS NA REGIÃO DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (MG): UMA CORRELAÇÃO COM PROCESSOS EVOLUTIVOS *

PAULO VENEZIANI

INPE – Av. dos Astronautas, 1758, Jardim da Granja, CEP 12200, S. José dos Campos, SP, Brasil

As seqüências metassedimentares dos supergrupos São Francisco, Espinhaço e Minas, associações típicas *granite-greenstone belt* do Supergrupo Rio Paraúna e gnaisses, migmatitos, granulitos do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, além de metassedimentos e intrusivas félsicas a máficas do Pré-Cambriano Indiferenciado, mostram idades que variam desde o Proterozóico Superior ao Arqueano. Apresentam graus metamórficos de anquimetamórfico

a alto, em geral crescentes de W para E. Ocorrem ainda basaltos doleríticos de metamorfismo termal e basaltos não metamórficos, provavelmente mesozóicos. A região é policíclica e polimetamórfica de evolução complexa. Esforços generativos sinsedimentares combinados com compressivos orogênicos, atuantes em repetidos períodos, foram responsáveis pela criação do arcabouço geológico estrutural da região, conferindo-lhe o caráter observado por orogêneses

superimpostas. Estes eventos tectônicos deixaram suas marcas impressas sob a forma de feições petrográficas e estruturais desde microscópicas a meso e macroscópicas. Movimentos da tectônica rúptil, rúptil-dúctil e dúctil são parte destes eventos e suas marcas em escala macroscópica foram analisadas em produtos de sensoriamento remoto, tais como: imagens fotográficas do MSS, RBV, TM/LANDSAT; mosaicos de radar do projeto Radambrasil e mapas de isoanomalias aeromagnéticas, entre outros. As interpretações litoestratigráficas e dos registros dos eventos acima mencionados sobre os produtos utilizados, aliadas a trabalhos de campo em escala regional e pesquisa bibliográfica, permitiram uma correlação com os processos evolutivos da região. Os seguintes resultados foram obtidos: a. elaboração do mapa litoestratigráfico-estrutural regional; b. elaboração de mapas de traços de fraturas; c. elaboração do mapa de feixes de fraturamentos/conjunto de zonas de juntas; d. por meio da análise da distribuição geográfica, intersecção e cruzamento de

faixas de fraturamentos/conjunto de zonas de juntas; d. por meio exercido pelas direções arqueanas em torno de N-S, E-W e NW-SE; e. constatou-se que em determinada fase ou estágio compressivo, sistemas de lineamentos com direções entre N50-60W apresentaram uma movimentação do tipo transcorrente sinistral e, as demais fraturas associadas, componentes de movimentos correlativos aos dos modelos de Riedel e Sadowski; f. constatou-se a existência de movimentos tectônicos diferentes (compressivos e distensivos) ao longo das principais direções de fraturamentos identificadas e correlacionáveis a fases ou ciclos tectônicos distintos; g. levantou-se a hipótese de que ao longo da direção N50-60W os movimentos transcorrentes podem ter sido destrais e sinistrais no decorrer dos tempos arqueanos e proterozóicos; e h. as análises supracitadas integradas permitem visualizar para a história evolutiva proterozóica da região estudada, mecanismos compatíveis com movimentos de placas restritos e em ambientes ensiálicos.

* Resumo 185 – Tese de Doutorado – Junho de 1987 – Instituto de Geociências, USP

ANÁLISE PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL DAS ROCHAS DA FOLHA DE ÁGUAS DE LINDÓIA*

ANTENOR ZANARDO

Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP – Rua 10, 2527, Caixa Postal 178, CEP 13500, Rio Claro, SP, Brasil

A área estudada, Folha Águas de Lindóia, é limitada pelos meridianos 46°30' e 46°45'WG, pelos paralelos 22°15' e 22°30'S, e foi mapeada na escala 1:50.000 objetivando-se obter um melhor entendimento da evolução geológica e a separação de rochas pertencentes à infra e supra estrutura, através de dados cartográficos, petrográficos, estruturais, microestruturais e de outros dados existentes na literatura. Nessa folha aparecem rochas sedimentares associadas às drenagens e rampas de colúvio, sedimentos anquimetamorfizados (Formação Eleutérico), rochas magmáticas de composição granítica a granodiorítica mais ou menos gnaissificada e/ou milonitizada, (Grupo Pinhal), pegmatitos, aplitos e raros diques de diabásio e micro-sienito, rochas cataclásticas (milonitos e cataclastos) e rochas metamórficas de grau médio a alto. Dentro desse último grupo foram caracterizados migmatitos e gnaisses de composição granodiorítica a trondhjémítica (unidade basal infra-crustal), migmatitos e gnaisses de composição granítica a granodiorítica (supra-crustal) e rochas indubitavelmente metassedimentares com intercalações em gnaisses quartzo feldspáticos e/ou migmatitos (unidade superior supra crustal). As grandes estruturas da área são desenhadas por uma foliação paralela a um bandamento tectônico e/ou composicional formando complexos padrões de "redobramento", braqui-antiformais e sinformais, domos, lentes, *boudins* e macrólitos. Essa estruturação e a lineação mineral e de estiramento são afetadas por duas grandes zonas de cisalhamento denominadas de Jacutinga e Monte Sião e por outras de menor expressão. A nível de afloramento foram observadas diferentes estruturas tais como dobras, lineação mineral e de estiramento, juntas, veios de quartzo, aplito e pegmatito, *shear zones*, *pods*, macrólitos, *boudins*, *pinch and swell* e foliações *S* e *C*. A nível microscópico além de examinar melhor as estruturas referidas acima, foram realizadas medidas de orientação de eixo óptico e normais à forma 001 das micas, além de outros estudos texturais e microestruturais, visando ordenar

no tempo as transformações mineralógicas e paragenéticas. Os estudos estruturais e microestruturais permitiram reconhecer com segurança um ciclo deformacional predominantemente dúctil, e mostrou evidências da existência de um ciclo deformacional anterior, eminentemente dúctil, nas rochas aqui caracterizadas como infra-crustais. Superposta à deformação mencionada acima, pode ser notado apenas mais um ciclo ou fase de deformação frágil a frágil-dúctil. A deformação dúctil é de caráter progressivo, em regime predominantemente não coaxial, com transporte de massa inicialmente para NW e, posterior rotação das estruturas e lineações para N-S e NE-SW, contemporaneamente à instalação das zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, denominadas de zonas de falha de Jacutinga e Monte Sião. Com base nessas observações coloca-se em dúvida a separação entre unidades infra-crustais e supra-crustais. O exame das paragéneses permitiu estabelecer pelo menos dois ciclos ou fases nítidas de metamorfismo para as rochas supra-crustais e possivelmente três para a infra-estrutura. O metamorfismo de maior intensidade, distribui-se de maneira homogênea por toda área, exibindo evidências de metamorfismo progressivo do tipo barroviense (650°C a 700°C e 7 kbar) e um metamorfismo regressivo em condições de pressão mais baixa, sempre dentro da fácies anfibolito. O último ciclo ou fase atingiu a fácies xisto verde média e manifesta-se de maneira mais intensa nas zonas de cataclase, superpondo-se às paragéneses anteriores, com exceção dos metassedimentos da Formação Eleutérico, onde é a única fase presente. Com base nos dados levantados e existentes na literatura foi reconhecido um embasamento arqueano (Grupo Amparo), um conjunto supra crustal de idade transamazônica e as rochas da Formação Eleutérico de idade brasileira. Foi proposta ainda, tentativamente, um modelo geodinâmico do tipo colisão continental para a estruturação do principal ciclo deformacional presente na área, assim como uma síntese da evolução geológica.

* Resumo 186 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Instituto de Geociências, USP

SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NA PLANÍCIE COSTEIRA DE PERUIBE-ITANHAÉM (SP)*

PAULO CÉSAR FONSECA GIANNINI

Departamento de Paleontologia e Estratigrafia – Instituto de Geociências – USP – Caixa Postal 20899, CEP 01498, São Paulo, SP

Apresenta-se uma caracterização sedimentológica (granulometria, mineralogia e morfometria) da planície costeira de Peruíbe-Itanhaém, faixa aflorante, com cerca de 25 km de extensão, de sedi-

mentos regressivos quaternários, situada no litoral sudoeste do Estado de São Paulo. Admite-se previamente uma subdivisão da porção arenosa da planí-

cie em três unidades regressivas, alinhadas paralelamente à costa, e com idades distintas: a unidade dos sedimentos holocênicos de praia atual (últimos 3.000 anos), a unidade dos sedimentos holocênicos interiores (5.100 a 3.000 anos A.P.) e a unidade de sedimentos pleistocênicos (relacionada à regressão que sucedeu o máximo transgressivo mundial de 120.000 anos A.P.). Os sedimentos das três faixas regressivas foram transportados e depositados sob ação de correntes de deriva longitudinal, orientadas segundo o rumo SW-NE. A influência destas correntes na sedimentação não teve a mesma intensidade nas diferentes faixas, revelando a interferência de um segundo fator de sedimentação: a migração transversal de sedimentos da antepraia, induzida por declínio do nível relativo do mar. As evidências de variação longitudinal de caracteres sedimentológicos são mais nítidas na faixa holocênica interna. As areias desta unidade foram presumivelmente depositadas durante um período de nível relativo do mar quase constante, ocorrido logo após o máximo de 5.100 A.P.

Na fase seguinte, entre 3.000 e 1.800 A.P., para a qual se admite um abaixamento suave, porém contínuo de nível relativo do mar, teria ocorrido a sedimentação da faixa de praia atual com retrabalhamento intensificado nos últimos 1.800 anos. Estas condições teriam encoberto a influência de correntes longitudinais nas areias praias modernas. Variações geográficas nos parâmetros granulométricos indicam que a evolução da geomorfologia costeira refletiu-se nas características da sedimentação. No início da regressão pleistocênica, a presença de encostas relativamente abruptas no extremo nordeste da paleocosta criou condições locais de praia de alto declive, tipo reflexivo, favorecendo o aumento do diâmetro médio no rumo da deriva longitudinal. Com a progradação gradativa da costa, o declive da praia a NE baixou até igualar-se ao da região sudoeste, tornando-a tipicamente dissipativa (queda de diâmetro médio no rumo da deriva) em toda a sua extensão ainda no decorrer da regressão pleistocênica.

* Resumo 187 – Dissertação de Mestrado – Junho de 1987 – Depto. de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, USP

AS MINERALIZAÇÕES DE TUNGSTÊNIO NO MÉDIO VALE DO JEQUITINHONHA, NE DE MINAS GERAIS*

RUI LUIZ BAPTISTA PEREIRA MONTEIRO

Rua Peru, 111, apto. 303, CEP 30.330, Belo Horizonte, MG

As rochas psamopelíticas e cálcio-silicáticas do Grupo Salinas, hospedeiras das mineralizações de tungstênio, no médio Vale do Jequitinhonha, indicam sedimentação de margem continental estável, perturbada por reativações episódicas manifestadas por horizontes ortoconglomerático e quartzítico. Duas fases de dobramento caracterizam-se por: F_n , dobramento isoclinal com eixos preferenciais entre NE e NNE; e F_{n+1} , dobramento assimétrico, geralmente aberto e crenulacões com eixos também entre NE e NNE. O metamorfismo regional do tipo Barrowiano é sobreposto, perto dos granitóides intrusivos, por auréolas de metamorfismo térmico pouco expressivas. Regionalmente, as associações minerais, características da fácies anfibolito, tipo sillimanita, sugerem pressões entre 3,5 e 5 kb e temperaturas de 650°C. Os granitóides intrusivos de Rubelita são plutões a duas micas, de idade brasileira, tardi- e pós-tectônicos, homogêneos, foliados nas bordas, alcalinos, potássicos, semelhantes aos que ocorrem a N e NE de Coronel Murta, devendo ter sido gerados por anatexia de rochas essencialmente metassedimentares. Os granitóides encontram-se bastante metasomatizados, originando fácies moscovitizadas de cúpula e borda dos maciços. Podem ocorrer granitos pegmatóides, sobrepostos aos granitóides, no alto das cúpulas, havendo manifestações de veios pegmatíticos cortando indistintamente as litologias regionais. Anomalias em tungstênio ocorrem, predominantemente, nas fácies moscovitizadas desses plutões granitóides, concentrando-se o metal nas moscovitas neoformadas à custa dos feldspatos e da biotita. Dois tipos de mineralizações ocorrem no médio Jequitinhonha:

1. scheelita associada a finos horizontes cálcio-silicáticos, intercalados nos xistos regionais e 2. scheelita + volframita associadas a veios de quartzo, na região do Jenipapo-Itinga. Os diversos estudos apontam uma origem epigenética para as mineralizações de W. Originalmente, o metal poderia estar associado a seqüências vulcano-sedimentares que sofreram anatexia, sendo incorporado aos plutões granitóides; o W seria concentrado próximo das cúpulas pelo fracionamento magmático e reconcentrado nas moscovitas nas fácies granitóides mais metasomatizadas. Dados de inclusões fluidas indicam que a mineralização de W está relacionada com a existência de fluidos aquosos de baixa salinidade e outros ricos nas fases carbonosas CO_2 e CH_4 . Nos veios de quartzo mineralizados, as inclusões de CO_2 puro indicam temperaturas variando entre 450°C e 300°C, considerando-se a pressão de 2 kb, na região de Itinga. A queda da temperatura e a subida do pH por neutralização das soluções levemente ácidas, causadas pelas reações com as encaixantes e/ou pela perda gradual do CO_2 por imiscibilidade com fluidos aquosos (metamórficos/meteóricos?), levaram à precipitação do W como scheelita, quando o cálcio estava disponível e/ou como volframita, sempre que a concentração do ferro ultrapassou o produto de solubilidade desse mineral. Assim, a scheelita e a volframita se associam às fases finais do magmatismo granítico, como sugere o caráter tardio da scheelita, não deformada e sempre associada com as paragéneses da alteração retrógrada das rochas cálcio-silicadas.

* Resumo 188 – Dissertação de Mestrado – Outubro de 1986 – Depto. de Geociências, Universidade de Brasília

DENSIDADE DE FLUXO GEOTÉRMICO NA BACIA DO PARANÁ, ESTADO DE SÃO PAULO*

JANILO SANTOS

Departamento de Física, CCE, Campus Universitário – Caixa Postal 143, CEP 59000, Natal, RN

No trabalho são apresentados resultados de estudos geotérmicos efetuados sobre a distribuição regional de fluxo geotérmico na parte nordeste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. Foram utilizados neste estudo resultados de pesquisas geotérmicas efetuadas em 22 localidades, que incluíram perfisagens geotérmicas em nove poços e medidas de temperatura do aquífero em 13 poços. Foram empregados modelos unidimensionais de movimento de água subterrânea para eliminar efeitos perturbadores de transporte convectivo de calor na análise de perfis e determinação de gradientes

geotérmicos. Foram realizadas medidas de condutividade térmica em 313 amostras de calha. A partir desses dados foram calculados valores de condutividade térmica das principais formações geológicas encontradas. Valores de densidade de fluxo geotérmico foram determinados pelo método convencional e pelo de temperatura aquífero. O valor médio encontrado para a região de estudo é 58 ± 11 mW/m². A distribuição regional dos dados disponíveis indica que há um aumento progressivo de fluxo geotérmico com o

aumento da espessura do pacote sedimentar. São apresentados resultados de cálculos sobre possíveis

distribuição de temperaturas na crosta sob a região estudada.

* Resumo 189 – Dissertação de Mestrado – Abril de 1987 – Instituto Agrônomo e Geofísico/Geofísica, USP

APLICAÇÕES DE GEOTERMÔMETROS QUÍMICOS EM ÁGUAS BRASILEIRAS NA DETERMINAÇÃO DO FLUXO GEOTÉRMICO*

SUZANNE JACQUELINE HURTER

Av. Miguel Stefano, 4200, Caixa Postal 30.627, CEP 01051, São Paulo, SP

Foi compilado um Cadastro de Fontes Termiais do Brasil incluindo localização, temperatura e vazão na surgência das fontes e as concentrações em SiO_2 , Na, Ca e Mg de suas águas. Esta compilação abrange 1.200 fontes termiais distribuídas em 411 localidades. O Mapa de Fontes Termiais do Brasil, elaborado sobre uma base geotectônica, mostra que a maior incidência de fontes ocorre nas áreas de grandes dobramentos e falhamentos. Os geotermômetros de sílica e de Na-K-Ca(Mg) foram utilizados para calcular a temperatura de reservatório dos sistemas de fontes. As fontes brasileiras pertencem em sua maioria a sistemas hidrotermais de baixa temperatura ($< 90^\circ\text{C}$). Para esses casos mostra-se que os geotermômetros mais adequados são os de quartzo, calcedônia e Na-K-Ca(Mg). Para estimar a densidade de fluxo térmico terrestre foi aplicado o método geoquímico que envolve o uso da concentração de SiO_2 nas águas de fontes. Os dados disponíveis permitiram estimativas de

fluxo térmico em 85 localidades. Os valores obtidos (média: $82 \pm 37 \text{ mW/m}^2$) são caracterizados por um alto grau de dispersão, enquanto a média é mais elevada que a obtida pelos métodos convencionais. Para superar a limitação do método geoquímico, foi desenvolvido um novo "método integrado". Neste método, as temperaturas do reservatório hidrotermal são determinadas por uma associação de diversos geotermômetros químicos. Em seguida, o uso de modelos de perda de calor condutivo é utilizado na estimativa da profundidade do reservatório hidrotermal. Os resultados da aplicação deste método integrado para 33 localidades (média: $64 \pm 36 \text{ mW/m}^2$) mostram uma boa concordância com as medidas convencionais de fluxo térmico. Foram identificadas a perda lateral de vazão e a mistura das águas termiais com águas meteorológicas superficiais como fatores que podem levar a erros substanciais na estimativa do fluxo térmico por este método.

* Resumo 190 – Dissertação de Mestrado – Junho de 1987 – Instituto Astronômico e Geofísico/Geofísica, USP

ESTUDO GEOQUÍMICO DAS ÁGUAS FLUVIAIS DA BACIA DO ALTO RIO CACHOEIRA, PARQUE NACIONAL DA TIJUCA, RJ*

ÁLVARO RAMON COELHO OVALLE

Pós-Graduação em Geoquímica, UFF. Outeiro São João Batista, s/nº, CEP 24210, Niterói, RJ

Este trabalho é resultado de pesquisas realizadas na bacia do Alto Rio Cachoeira utilizando a composição química das águas fluviais como um reflexo das interações entre a água da chuva, vegetação, solo e rocha. Pelo estudo dos elementos maiores em solução (utilizados como indicadores das interações), as águas fluviais mostraram-se uma ferramenta eficiente no estudo de bacias hidrográficas. A bacia está localizada no Parque Nacional da Tijuca, Rio de Janeiro, abrangendo uma área de 350 ha, com uma cobertura de floresta tropical perenifolia secundária (+ de 100 anos) e precipitação média de 2.500 mm/ano. Foi feito um monitoramento semanal da composição química dos rios durante 1983, sendo determinado o conteúdo de sílica, sódio, potássio, cloreto, magnésio e cálcio em solução, além de medidas de pH e condutividade. A variação espacial da composição química foi estudada pela amostragem em 13 pontos localizados, principalmente em confluência de rios e saídas de sub-bacias. A amostragem do rio na saída da bacia durante uma chuva de 80 mm mostrou no pico de vazão as seguintes variações de composição em relação aos níveis anteriores a chuva: pH -25%; condutividade +25%; Na -18%; K +83%; Mg +115%; Ca +65%; SiO_2 -48%; e Cl -27%. A média e o desvio-padrão (X/DP) dos parâmetros estudados na saída da bacia durante 1983 foram: SiO_2 , 6,2/1,6; Na, 5,5/0,40; K, 1,1/0,13; Ca, 0,95/0,16; Mg, 0,62/0,12; Cl, 8,9/0,67; pH, 6,3/0,25; condutividade, 45/4,5; e vazão, 107/30 (valores em mg/l; condutividade em $\mu\text{s.cm}^{-1}$; vazão em l/s; n = 52). A variação semanal da composição química das águas fluviais sofre grande influência das oscilações do nível de base do rio durante o ano, o qual, por sua vez, mantém íntima relação com o volume de precipitação. O comportamento dos elementos em solução mostra que, de uma maneira geral, sua variação anual pode ser encarada como uma seqüência

de chuvas individuais, com os mecanismos atuantes durante uma chuva se repetindo ao longo do ano com intensidade variável. Os valores extremos encontrados para os 13 pontos distribuídos na bacia foram: SiO_2 , de 4,6 a 8,7; Na, de 5,4 a 6,9; K, de 0,93 a 1,18; Ca, de 0,74 a 1,12; Mg, de 0,56 a 0,92; pH, de 5,2 a 6,6; e condutividade, de 45 a 60 (valores em mg/l; condutividade em $\mu\text{s.cm}^{-1}$). Esta variação espacial deve estar sendo controlada principalmente pela composição química do solo e da rocha, e as condições hidroclógicas, nos vários domínios topográficos. Foram encontradas diferenças significativas e constantes com o tempo entre sub-bacias e dentro de cada sub-bacia, mostrando que essas condicionantes atuam numa escala de dezenas até centenas de metros. A média anual e o desvio-padrão (X/DP) dos fluxos de saída de elementos da bacia foram: SiO_2 , 61/25; Na, 59/29; K, 12/6,7; Ca, 10/5,9; Mg, 6,7/3,9; e Cl, 91/34 (valores em kg/ha/ano). Cerca de 50% da massa saiu nas 17 semanas de maior vazão (30% das semanas), associados a pulsos de grande intensidade de precipitação. A origem desses elementos nas águas fluviais pode ser atribuída a: a) entrada atmosférica; b) intemperismo químico. Normalizando-se os fluxos em função do Cl encontrado no rio (admitindo-se ser ele de origem essencialmente marinha), podemos ter uma estimativa da participação das entradas atmosféricas nos fluxos de saída da bacia: 80% do Na; 90% do Mg; 25% do Ca; 20% do K; e 100% do Cl. Levando-se em consideração um substrato rochoso de composição granítica e a liberação de elementos durante a alteração nas mesmas proporções SiO_2 /cátions que se encontram na rocha, podemos estimar a contribuição do intemperismo químico aos fluxos de saída da bacia em: 20% do Na; 30% do Mg; 50% do Ca; 60% do K; e 100% da SiO_2 . Levando-se em consideração os erros associados aos cálculos, podemos concluir que as entradas atmosféricas

ricas contribuem com a maior parte do Cl, Na e Mg encontrados nas águas fluviais, enquanto o intemperismo químico contribui com a maior parte do SiO₂, K e Ca, além de neutralizar a acidez associada às águas de infiltração. Não deve ser desprezada a contribuição da vegetação (principalmente cálcio, potássio e magnésio) para as águas fluviais. Com base nos fluxos encontrados e no conteúdo dos cátions no primeiro metro de solo, estimou-se o tempo de residência dos elementos nesta parte do solo em: Na, 1; K, 50; Ca, 40; e Mg, 100

(valores em anos). Desta forma podemos separar os elementos em dois grupos: a) elementos com tempo de residência grande (mais de 10¹ anos), cujo estoque no solo não deve ser influenciado por variações nos fluxos de saída numa escala de anos; neste grupo estão cálcio, potássio e magnésio; e b) elementos com tempo de residência pequeno, da ordem de 10⁰ anos, de modo que variações nos fluxos de saída podem afetar seu estoque no solo numa escala de anos; neste grupo temos o sódio e provavelmente o cloreto.

* Resumo 191 – Dissertação de Mestrado – Novembro de 1985 – Inst. de Química, Depto. de Geoquímica, Univ. Federal Fluminense

ESTUDOS DE CHUVA ÁCIDA E DE ENTRADAS DE Na, K, Ca, Mg e Cl NA BACIA DO ALTO RIO CACHOEIRA, PARQUE NACIONAL DA TIJUCA, RJ*

EMMANOEL VIEIRA DA SILVA FILHO

Pós-Graduação em Geoquímica, UFF. Outeiro de São João Batista, s/nº, CEP 24210, Niterói, RJ

O presente estudo tem como objetivo entender o comportamento das entradas atmosféricas de Na, K, Ca, Mg, Cl e acidez livre conhecendo os parâmetros que os estão controlando numa floresta tropical pluvial (Mata Atlântica Brasileira). Além de oferecer suporte a estudos específicos futuros relacionados à ecologia, agricultura e reflorestamento, ele pode fornecer subsídios científicos à compatibilização do desenvolvimento econômico e à preservação do meio ambiente, com vistas a um manejo racional desses recursos naturais. Foram feitas coletas semanais da deposição total durante o ano de 1983, em coletores instalados acima da copa das árvores e em uma clareira na bacia do Alto do Rio Cachoeira (7 km do mar), Parque Nacional da Tijuca, Rio de Janeiro. Apesar de atípico na distribuição, o ano de 1983 mostrou-se dentro do esperado no total de chuvas, 2.490 mm. Os valores de pH entre janeiro de 1983 e junho de 1984 situaram-se entre 3,8 e 5,4 com média ponderada de 4,6, indicativo de precipitação ácida. As médias simples (faixas) das concentrações durante 1983 em mg/l foram: Na, 1,7 (0,01 a 8,6); K, 0,28 (0,01 a 2,4); Ca, 0,36 (0,01 a 1,3); Mg, 0,31 (0,02 a 1,3); e Cl, 2,5 (0,10 a 16). Em um experimento comparando a composição química da água de

chuva coletada antes e depois de atravessar o dossel observou-se haver enriquecimentos da ordem de 60% na concentração média de Na, 70% na de Cl, 30% na de Mg e 300% na de Ca associados a um decréscimo de acidez livre de 10 vezes. Esses resultados são fortes argumentos de que a copa das árvores funcionam como uma superfície de troca na redução da acidez das chuvas. As médias dos fluxos atmosféricos (faixas) de Na, K, Ca, Mg, Cl (kg/ha/ano) e acidez livre (keq/ha/ano) foram: 22 (2,2 a 168); 4,5 (0,84 a 14,8); 6 (0,88 a 16,2); 5,3 (0,83 a 28,4); 42 (3,4 a 239); e 0,6 (0,02 a 2,9), respectivamente. Esses fluxos mostraram um caráter episódico com pulsos ocasionais. A existência de fortes correlações espaciais desses elementos associada ao fato da predominância de ventos de quadrante sul são indicativos da grande precipitação da fonte marinha na origem, principalmente do Cl, Na e Mg. Apesar de desconhecidas as espécies aniônicas envolvidas com a acidez das precipitações, as causas provavelmente estão relacionadas à emissão de poluente local, principalmente durante períodos secos, e com o transporte de longa distância acompanhado de grandes chuvas.

* Resumo 192 – Dissertação de Mestrado – Novembro de 1985 – Inst. de Química, Depto. de Geoquímica, Univ. Federal Fluminense

ESTUDO COMPARATIVO DA DISTRIBUIÇÃO GEOQUÍMICA DE METAIS PESADOS ENTRE DUAS ÁREAS COSTEIRAS CONTAMINADAS E UMA NÃO CONTAMINADA NO LITORAL SUL DO RIO DE JANEIRO*

CRISTINA MARIA MAGALHÃES DE SOUZA

Pós-Graduação em Geoquímica, UFF. Outeiro São João Batista, s/nº, CEP 24210, Niterói, RJ

A utilização de técnicas de extração sequencial nas análises de sedimento de fundo tem sido uma ferramenta importante em estudos de poluição por metais pesados em áreas estuarinas. No presente trabalho, essa técnica é utilizada no estudo comparativo de duas áreas estuarinas contaminadas na Baía da Guanabara com uma área não contaminada na Baía de Mangaratiba, através da distribuição geoquímica de Fe, Mn, Cu, Cr, Cd, Pb e Zn. Os resultados obtidos na área não contaminada mostraram os seguintes intervalos de concentração total em $\mu\text{g.g}^{-1}$ (peso seco): Fe = 26331-44959; Mn = 233-609; Cu = 24-31; Cr = 97-108; Cd = 4,9-8,0; Pb = 33-40; Zn = 195-230. Os valores de Fe, Mn e Cu encontraram-se abaixo do folhelho médio, enquanto que os de Cr, Cd, Pb e Zn foram de um modo geral comparáveis com este parâmetro. A maior parte dos metais mostrou um decréscimo na sua concentração total em direção ao mar, provavelmente como resultado da diluição por sedimentos marinhos com um baixo conteúdo de metais. A partição geoquímica desses metais apresentou uma preferência pela fração residual (>65% do total), seguida da fase redutível (30% do

total), onde os metais estão ligados a óxidos e hidróxidos de Fe e Mn. As áreas contaminadas apresentaram os seguintes intervalos de concentração total em $\mu\text{g.g}^{-1}$ (peso seco) para o Rio Estrela: Fe = 11.471-14.141; Mn = 127-208; Cu = 75-131; Cr = 109-174; Cd = 2,6-3,4; Pb = 38-63; e Zn = 87-102; e Rio Iguaçu: Fe = 12.084-18.783; Mn = 134-292; Cu = 22-191; Cr = 132-611; Cd = 2,3-3,1; Pb = 22-35; e Zn = 78-123. Dos metais analisados, Cu, Cr e Cd apresentaram concentrações acima do folhelho médio enquanto os valores de Pb e Zn se mostraram comparáveis em seu limite inferior. Apenas Fe e Mn foram inferiores ao folhelho médio. A variação da concentração total ao longo do gradiente de salinidade não apresentou o mesmo padrão da área não contaminada, uma vez que a distribuição de alguns metais é caracterizada pela presença de fontes pontuais, como é caso de Cu e Cr em ambos os rios. A partição geoquímica dos metais mostrou um percentual abaixo de 50% do total na fração residual, com exceção de Fe, Pb e Cd. Entre as frações potencialmente disponíveis, a de maior importância para a maioria dos metais foi a fração oxidável (matéria orgânica + sulfeto).

tos), atingindo cerca de 80% do total para Cu e Cr. Esses resultados apontam para a existência de um sinergismo entre as altas concentrações de matéria orgânica e a contaminação por metais, uma vez que os metais na fração oxidável poderão ser facilmente remobilizados ao atingirem áreas marinhas mais oxidadas. Por outro lado,

pode-se concluir que o uso de extração seqüencial mostrou ser um método eficiente para estudos comparativos entre áreas naturais e contaminadas, possibilitando ainda a identificação dos principais poluentes (Cu e Cr), através das frações potencialmente disponíveis para o ambiente aquático.

* Resumo 193 – Dissertação de Mestrado – Abril de 1986 – Inst. de Química, Depto. de Geoquímica, Univ. Federal Fluminense

O GRUPO RIO PARDO (PROTEROZÓICO MÉDIO A SUPERIOR): UMA COBERTURA PARAPLATAFORMAL DA MARGEM SUDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO*

IVO KARMANN

Departamento de Geologia Geral, Instituto de Geociências – USP, Caixa Postal 20.899, CEP 01000, São Paulo, SP

A bacia do Grupo Rio Pardo localiza-se na margem sudeste do Cráton do São Francisco e marca a transição do domínio cratônico para o de faixa dobrada nesta área. O Grupo Rio Pardo inicia-se na base com metapsefitos e metapsamitos imaturos da Formação Panelinha, depositados em leques aluviais com correntes detríticas subaquáticas, associados a um relevo acidentado conseqüente do abatimento de blocos e formação de bacias do tipo gráben ou hemi-gráben. Sugere-se que a subsidência desses blocos crustais tenha ocorrido devido a um regime tracional da crosta sílica, relacionado provavelmente com a intrusão de diques básicos freqüentes no embasamento da bacia, datados por volta de 1.100 Ma. Seguiu-se uma fase de calma tectônica com transgressão dos metapelitos, metapsamitos finos e rochas metacarbonatadas com intercalações psamíticas dos membros Camacã, Água Preta, Serra do Paraíso e Santa Maria, que constituem variações faciológicas laterais da Formação Itaimbé. Os dois primeiros representam um sistema deposicional deltaico com um fácies proximal de planície deltaica que passa para o frontal mais interno da bacia. Os membros Serra do Paraíso e Santa Maria correspondem a um depósito de plataforma marinha carbonática com fácies de planície de maré e zonas mais profundas, adjacentes ao sistema deltaico. A Formação Salobro, topo da seqüência do Rio Pardo, com metapsamitos, metapelitos e metapsefitos imaturos, é produto de uma fase epigenética do embasamento, com reativação de falhamentos normais que produziram um relevo emerso, que condicionou a erosão parcial das unidades subjacentes, alimentando fluxos detríticos subaquáticos com caráter turbidítico. A estratigrafia aqui apresentada, com somente três formações, difere das várias colunas recentemente propostas, com no mínimo cinco formações, devido às evidências de importantes variações faciológicas e repetições tectônicas. Compartmentou-se a bacia do Grupo Rio Pardo em duas unidades litoestruturais. A unidade litoestrutural 1 abrange o setor nordeste da bacia, sendo limitada a sudoeste pela falha inversa Rio Pardo-Água Preta de direção NW-SE e vergência para NE. Caracteriza um bloco autóctone com dobramentos abertos e clivagem ardosiana a norte, que se intensificam no sentido SW pela presença de megadobras inversas e xistosidade associadas à primeira fase de deformação. Esta causou um encurtamento de no máximo 15% na cobertura metassedimentar. A unidade litoestrutural 2 inicia-se a sudoeste da falha inversa Rio Pardo-Água Preta, caracterizando um bloco subautóctone com dobramentos fechados relacionados principalmente à segunda fase de deformação e com transporte tectônico para NE. O encurtamento devido à segunda fase foi avaliado em 35% a 40%, o

que condicionou um deslocamento generalizado da cobertura metassedimentar deste bloco. Registrou-se, localmente nesta unidade, um terceiro evento deformacional com vergência ENE e dobras locais de terceira fase, sendo conseqüente da tectônica compressiva de blocos do embasamento ao longo de falhamentos inversos N-S na borda oeste da bacia e localmente no interior da mesma. O metamorfismo da bacia está associado à primeira fase de deformação, sendo crescente de NE para SW, desde o grau incipiente, atingindo o grau fraco na unidade litoestrutural 2, caracterizando um metamorfismo regional intermediário do tipo Barroviano na zona da clorita e biotita. A idade máxima do Grupo Rio Pardo foi restringida a cerca de 1.100 Ma (final do Proterozóico Médio), sendo a idade de 550 Ma mínima correspondente ao metamorfismo do ciclo Brasilizano. Em função da ausência de magmatismo, das características litológicas e estruturais da bacia, conclui-se que o Grupo Rio Pardo constitui uma cobertura cratônica gerada no final do Proterozóico Médio e início do Superior, num regime paraplatiformal do Cráton do São Francisco. Posteriormente, sofreu parcialmente a tectogenese brasileira associada à instalação da faixa de dobramentos Araçuaí, adjacente à borda sudeste do cráton. Nesta fase, a bacia do Grupo Rio Pardo insere-se num contexto de antepaís em relação à Faixa Araçuaí. O limite geológico do Cráton do São Francisco nesta área foi traçado ao longo da falha inversa Rio Pardo-Água Preta, que limita o domínio de faixa dobrada da região considerada pericratônica a cratônica. A unidade litoestrutural 2 pertence portanto à Faixa Araçuaí. No contexto do Cráton do São Francisco correlacionou-se as formações Salobro e Bebedouro, em função de suas semelhanças litológicas e devido à presença na base de ambas de uma importante discordância erosiva, conseqüente de uma fase epigenética generalizada do cráton no final do Proterozóico Médio. Esta discordância marca o topo do Grupo Chapada Diamantina e a base da Formação Bebedouro na cobertura do cráton (distante do Rio Pardo 240 km) como também das unidades correlatas no domínio da faixa Araçuaí. Desta forma, as formações Panelinha e Itaimbé são correspondentes, estratigraficamente, às unidades superiores do Grupo Chapada Diamantina e Supergrupo Espinhaço. Em relação às unidades da Faixa do Congo Ocidental, que constituiu juntamente com a Faixa Araçuaí um orógeno brasileiro/pan-africano intracontinental com vergência centrífuga, o Grupo Rio Pardo é correlacionado aos grupos Sansikwa e Haut Shiloango ou à parte superior do Supergrupo Mayombiano e parte inferior do Supergrupo Oeste Congoliano.

* Resumo 194 – Dissertação de Mestrado – Setembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

ERRATA

Na seção Resumo de Teses do número 2 do volume 15, devem ser feitas correções, conforme segue:
 Autora: MARIA RITA CAETANO-CHANG
 Onde está: Dissertação de Mestrado

Leia-se: Tese de Doutorado