

572

TESES DE DOUTORADO

1994

CANUTO, José Roberto

Fácies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina, Bacia do Paraná. 06 de abril. 164p. Orientador: Antônio Carlos Rocha-Campos.

Resumo: A "depressão" de Rio do Sul é uma ampla área de deposição relativamente espessa de sedimentos clásticos, predominantemente finos (acima de 400 m) da Formação Rio do Sul, unidade parte centro-leste de Santa Catarina, Bacia do Paraná, Brasil. A subsidência da área iniciou-se durante o Permiano Inferior (Intervalo H; Daemon & Quadros, 1970) controlada por sistemas de falhamentos sudeste-noroeste e nordeste-sudoeste, resultando em uma depressão de mais de 200 km de comprimento por mais de 100 km de largura, adjacente à margem leste da Bacia do Paraná. Os altos de Porto União-Canoinhas e uma sela interveniente delimitam a margem noroeste da sub-bacia, que foi circundada em suas margens nordeste, sul e sudoeste por terrenos de relevo moderado, desenvolvidos sobre rochas do Pré-Cambriano e Paleozóico Inferior.

Durante o Permiano Inferior, um lobo glacial moveu-se para noroeste, ocupando a "depressão", como indicado por estrias e marcas em crescente, sobre rochas do embasamento cristalino, extensivamente depositando camadas finas e descontínuas de tilito de alojamento. Deu-se então um rápido recuo da frente da geleira, controlada por marés, seguida de elevação do nível do mar na Bacia do Paraná (Santos, 1987), a qual inundou a borda a partir de noroeste, permitindo a deposição local de diamictito estratificado (fluxos de detritos) e de ritmitos regulares com clastos caídos (varvitos), por sobre o tilito de alojamento ou sobre o assoalho marinho erodido pelo gelo e isostaticamente rebaixado.

Os depósitos glaciais foram cobertos por espessa seção de folhelhos escuros, marinhos de água profunda, com abundantes clastos caídos, que se tornam gradualmente escassos e desaparecem rumo à parte média da seqüência. Embora isto possa ser considerado indicativo da existência de uma frente glacial controlada por marés, produzindo grande quantidade de areias, diamictos e lamias em sua linha de aterramento, por correntes de água de degelo, eventuais sedimentos glaciomarinhos proximais que tenham sido depositados foram erodidos. As condições persistentes de fácies de águas profundas são associadas com frequentes episódios de fluxo gravitacional de sedimentos, sob a forma de espessos turbiditos e fluxo de diamictitos arenosos, que se moveram das margens da sub-bacia, centripetamente rumo ao centro, formando grandes corpos lobados (leques) que se transformam em turbiditos finos a espessos de franja de leque. Os fluxos de massa podem ter sido disparados principalmente por subsidência contínua, tectonicamente controlada, da sub-bacia, associada a variações do nível do mar.

Um possível reavanço da frente glacial, de curta duração, é evidenciado na parte superior da Formação Rio do Sul, em sua margem sudeste e outros pontos da margem da sub-bacia, pela intercalação, no folheto negro, de associação de areias escorregadas ou depósitos sigmoides deltaicos, e diamictito arenoso, conglomerados e clastos caídos dispersos, ou espessa seção de ritmitos regulares (varvitos) erosionalmente truncados por massas de arenitos caóticos, escorregados, conglomerados e diamictito arenoso. Os ritmitos contêm abundantes clastos caídos, pelotas de *til*, montículos e lentes de detritos despejados de *icebergs*, ou liberados de *icebergs* aterrados, às vezes associados a sulcos causados pelos mesmos.

Uma extensa fácies de folheto siltico e arenito fino, com estratificação lenticular, ondulada e *flaser*, segue-se, transicionalmente, aos folhelhos escuros marinhos, indicando condições de águas rasas, provavelmente sob a ação de marés, recoberta por arenitos deltaicos progredientes da Formação Rio Bonito.

Abstract: The Rio do Sul embayment is an ample area of relatively thick and predominantly fine clastic deposition (over 400 m) of the Rio do Sul Formation, uppermost unit of the Itararé Subgroup (Late Carboniferous-Early Permian), depicted by isopach and lithofacies mapping in central-eastern Santa Catarina State, Paraná Basin, Brazil. Subsidence of the area started in the Early Permian (Palynozone H; Daemon & Quadros, 1970), controlled by crisscrossed southeast-northwest and northeast-southwest faults resulting in a more than 200 km long and more than 100 km wide depression adjacent to the eastern margin of the Paraná Basin. The Porto União-Canoinhas highs and an intervening saddle delimitate the northwest margin of the sub-basin. Moderate relief terrains developed on Precambrian-Lower Paleozoic rocks surround the basin on its northeast, south and southwest margins.

In the Early Permian, a grounded glacial lobe of the Western Gondwana Ice Sheet

moving towards northwest occupied the depression, as indicated striae and crescentic marks on crystalline basement rocks, extensively depositing thin, discontinuous patches of lodgement tillite. Rapid retreat of a tidewater glacier margin followed a sea level rise in the Paraná Basin (Santos, 1987), which flooded the basin from its northwest mouth. This left only local deposits of stratified diamictite (debris flow) and of regular rhythmites with dropstones (varvites) on the lodgement tillite or the glacially abraded and isostatically depressed basin floor.

The glacial deposits were overlain by a thick section of marine deep water, dark shales with abundant dropstones which become gradually scarcer and disappear towards the middle part of the sequence. Although this may be taken as denoting a tidewater ice margin, no proximal glacial-marine sediments have been preserved. The persistent deep water facies deposition is associated with frequent episodes of downslope sediment gravity flow of thick sand turbidites and by slumped and flowed sandy diamictites which moved from the basin margins centripetally towards its center forming large, lobate bodies (fans) fringed by thin to thick turbidites. Triggering of the flows is mostly assigned to continuous tectonic controlled subsidence of the basin associated with minor sea level changes.

A possible short lived readvance of the ice front is recorded in the upper part of the Rio do Sul Formation at the southeast end and other points at the basin margin by dropstones and the intercalation in the dark shales of chaotic associations of slumped or sigmoidal deltaic sandstone, sandy diamictite, conglomerate and dispersed, oversized clasts, or by a thick section of regular rhythmites (varvites) erosionally truncated by chaotic slumped masses of sandstone, conglomerate and sandy diamictite. The rhythmites contain abundant dropstones, till pellets, mound and lenses of debris dumped or released from floating or grounded iceberg sometimes associated with icebergs scours.

A widespread facies of interlaminated silty-shale and fine sandstone with lenticular, wavy and flaser stratification follows transitionally the marine dark shales indicating shallower, probably tidal conditions, below the prograding deltaic sandstones of the overlying Rio Bonito Formation.

CARVALHO e SILVA, Maria Luiza Melchert de

Cristaloquímica dos minerais do minério laterítico de níquel: o exemplo do Vermelho, Serra dos Carajás (PA). 24 de junho. 88p. Orientadora: Sonia Maria Barros de Oliveira.

Resumo: Nos depósitos lateríticos de níquel, em função das condições morfoclimáticas e estruturais que reinaram durante o período de desenvolvimento do perfil de alteração, o níquel pode estar associado a várias fases minerais, de tal forma que importantes diferenças na composição do minério são registradas, tanto dentro de um mesmo depósito, quanto entre depósitos de diferentes regiões.

A alteração intempélica dos dois corpos de rochas ultramáficas (V1 e V2) do Vermelho, serra dos Carajás (PA) levou à formação de um depósito laterítico de níquel com teores médios da ordem de 1,2% a 1,8% Ni, de acordo com os cálculos de reserva efetuados pela Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO. Dois tipos de minério foram definidos para este depósito: o minério silicatado, constituído principalmente por serpentinas acompanhadas por cloritas, esmectitas, opacos e quartzo em menor proporção, com teores médios mais elevados, e o minério oxidado, onde a goethita é o mineral predominante e podem ocorrer também, esmectitas, cloritas, quartzo e opacos. No entanto, como é habitual neste tipo de perfil, estes teores não são devidos a minerais neoformados de níquel. Os teores médios são, portanto, resultado da presença do níquel em uma ou várias das fases minerais presentes no minério. Neste trabalho, amostras provenientes de alguns poços de pesquisa abertos pela DOCEGEO, tanto no corpo V1 quanto no corpo V2, foram estudadas detalhadamente, após descrição petrográfica, com auxílio de técnicas como difração de raios X (DRX), microscopia eletrônica de varredura e de transmissão (MEV-MET), microsonda eletrônica (ME), espectroscopia do infravermelho (IV), espectroscopia Mössbauer.

Com base nos dados de composição química e mineralógica, as amostras foram classificadas em três tipos: rocha fresca a parcialmente alterada, minério silicatado e minério oxidado. Na rocha fresca, os teores médios de níquel situam-se em torno de 0,3% NiO e o níquel está presente nas serpentinas, cloritas e flogopitas, em teores da mesma ordem. No minério silicatado, o níquel está igualmente distribuído nas serpentinas, que são os minerais mais abundantes, e nas cloritas e, em menor quantidade, ocorre nos produtos amorfo e goethita que começam a se formar neste nível. Os silicatos, de origem hipógena se enriquecem incorporando o níquel liberado durante as transformações minerais que se

processam nos níveis superiores do perfil de alteração, chegando a teores da ordem de 2-3% NiO. Nas demais fases minerais os teores são da ordem de 1,5%.

No minério oxidado, a serpentina desaparece e o níquel associa-se à goethita e às cloritas. Quando ocorrem bolsões de quartzo neste nível, as esmectitas e o talco mal cristalizado associados são também portadores de níquel. As cloritas do minério oxidado, que chegam a conter até 15% de NiO, constituem a fase mineral que mais concentra níquel, o qual situa-se, principalmente, na camada brucítica, em substituição ao Mg. No entanto, apesar de apresentar teores bem mais baixos (1,5%), a principal fase mineral portadora de níquel é a goethita, por ser o mineral mais abundante. Indicações de substituição diadócica de Fe pelo Ni nestes minerais foram obtidas através de estudos de detalhe. As esmectitas, com cerca de 9% NiO, e o talco níquelífero são minerais que, quando presentes, causam um aumento do teor médio de níquel do minério oxidado que chega a valores anômalos da ordem de 5% NiO. Nas esmectitas, do tipo nontronitas, o níquel encontra-se na camada octaédrica, distribuído em domínios alternados a domínios ferríferos. Devido à alta concentração de níquel nas cloritas e nas esmectitas, esses minerais têm um papel importante na composição do teor médio do minério nos níveis onde estão presentes. No corpo V2, onde as cloritas são mais abundantes, o minério oxidado possui teores de níquel mais elevados do que no corpo V1.

O teor médio do minério oxidado, de 1,2% NiO, é inferior aos teores das fases portadoras de níquel, cloritas e goethita. Essa diluição é devida à presença de opacos e microsilicificações no plasma goethítico que não contém níquel.

A originalidade do depósito de níquel do Vermelho está, ao contrário do estabelecido para os demais depósitos deste tipo, na presença, no minério oxidado, de outra fase mineral além da goethita como concentradora de níquel, as cloritas níquelíferas.

Abstract: Weathering of two ultramafic bodies (V1 and V2) of the Vermelho sector of the Serra dos Carajás (PA) led to the formation of lateritic nickel deposits with mean Ni contents of about 1.2% and 1.8%, according to reserves calculations by Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO. Two ore types were defined for this sector: the silicate ore, richer in Ni, is mainly composed of serpentine accompanied by chlorite, smectite, opaque minerals and a lower quartz content; and the oxide ore in which goethite is the main mineral, but in which smectite, chlorite, quartz and opaque minerals are also found. On the other hand, as is common in this type of situation, the nickel concentrations are not due to the presence of newly-formed nickel minerals, but to its presence in one or other of the major minerals of the ore.

In this study, samples from DOCEGEO prospection pits opened in the V1 and V2 bodies were subjected to detailed study, including initial petrographic examinations followed by X-ray diffraction, scanning and transmission electron microscopy, electron microprobe and Fourier transform infrared and Mössbauer spectrometry studies.

The chemical and mineralogical compositions allow the samples to be classified in three types: fresh to partially altered rock, silicate ore and oxide ore. In fresh rock, mean Ni concentrations are around 0.3% NiO, and Ni is present in serpentine, chlorite and phlogopite, in which the concentrations are of roughly the same order. In the silicate ore, Ni is equally distributed between serpentine - the most abundant mineral - and chlorite, and occurs in lesser quantity in amorphous products and goethite, which being to appear in this ore type. The hypogene silicates become enriched in Ni by incorporation of Ni liberated during the mineral transformations which occur in the upper levels of the alteration profiles. These silicates contain 2-3% NiO, while other phases present contain about 1.5% NiO.

In the oxide ore, serpentine disappears and Ni becomes associated with goethite and chlorite. Where quartz lenses are found, smectites and poorly crystallized talc also contain Ni. Chlorites of the oxide ore contain up to 15% NiO, which substitutes Mg in the brucite layer. Nevertheless, even though its Ni content is much less (1.5% NiO), the most important Ni-bearing phase is goethite, the most abundant mineral. Diadochic substitution of Fe by Ni seems to occur. The presence of smectites with ≈9% NiO and nickeliferous talc is responsible for anomalous ore grades of about 5% NiO. In nontronites, Ni occurs in the octahedral layer in domains which alternate the ferriferous domains.

The Ni-rich smectites and chlorites play an important role in determining ore grades. In the V2 body in which chlorite is more abundant, the oxide ore is richer than in V1.

The mean grade (1.2% NiO) of oxide ore is less than the concentrations in Ni-bearing phases as a result of the dilution effect caused by opaque minerals and silicified microbodies in the

goethite plasma mass, which do not contain Ni.

The most interesting point about the Vermelho Ni deposits, compared to other deposits of similar type, resides in the presence of a Ni-bearing mineral - the nickeliferous chlorite - other than goethite in the oxide ore.

CORREIA, Ciro Teixeira

Petrologia do Complexo Máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás. 29 de abril. 153p. Orientador: Vicente Antonio Vitorio Girardi.

Resumo: O Complexo de Cana Brava corresponde a um corpo ígneo estratiforme, máfico-ultramáfico, anorogênico originado da cristalização fracionada de magma basáltico de composição olivina-toleítica.

Relações de campo indicam que a massa magmática original intruiu as rochas preexistentes já deformadas e metamorizadas da Sequência Vulcano-sedimentar de Palmeirópolis.

Os dados geoquímicos e petrológicos indicam que a cristalização se processou em condições de pressão inferiores a 7 kbar.

O empilhamento original do Complexo é interpretado como tendo sido constituído da base para o topo por: microgabros, peridotitos, websteritos e rochas gabróides variadas.

Os reequilíbrios minerais, o padrão de deformação e as determinações isotópicas disponíveis levaram à interpretação de que o Complexo de Cana Brava evoluiu segundo as seguintes etapas tectônicas:

a) separação do manto e residência sublitosférica ou subcrustal do magma progenitor entre 2,25 e 2,62 Ba;

b) intrusão na Sequência Vulcano-sedimentar de Palmeirópolis e cristalização subsequente em regime distensivo ao redor de 2,0 Ba;

c) evento principal de metamorfismo e de deformação dúctil-rúptil, em regime compressivo, ao redor de 1,3 Ba;

d) reequilíbrios metamórficos posteriores em idades brasileiras ainda não bem estabelecidas.

Estes eventos transformaram a sequência original de suas rochas da base para o topo em: anfíbolitos, serpentinitos, metawebsteritos e metagabros.

Abstract: The anorogenic Cana Brava Complex is a stratiform mafic-ultramafic body originated from the fractional crystallization of a olivine-tholeiitic magma.

Field relationships indicate that the parental magma intruded rocks of the Palmeirópolis volcano-sedimentary Sequence, which has been previously deformed and metamorphosed.

The original igneous stratigraphic sequence can be reconstructed as follows: microgabbros, peridotites, websterites and gabbros (from the bottom to the top).

Geochemical and petrologic data indicate that the magmatic crystallization occurred at pressures below 7 kbar.

Taking into account the phase reequilibrations, the deformation pattern and the isotopic data, the evolution of the Complex can be interpreted as follows:

a) separation of magma from the mantle and sub-lithospheric or sub-crustal setting between 2.25 and 2.62 Ga;

b) emplacement into the Palmeirópolis Sequence and subsequent final crystallization in at about 2.0 Ga. The available data indicate that the intrusion occurred in a extensional environment related to a crustal rifting;

c) main metamorphic episode and deformation, during compressive tectonism at about 1.3 Ga;

d) subsequent metamorphic recrystallizations at lower temperatures during the Brasiliano Cycle.

The metamorphic events affected the original igneous stratigraphic sequence, which is actually made up by: amphibolites, serpentinites, metawebsterites and metagabbros (from bottom to top).

FONSECA, Ariadne do Carmo

Esboço geocronológico da região de Cabo Frio Estado do Rio de Janeiro. 20 de abril. 186p. Orientador: Umberto Giuseppe Cordani.

Resumo: A área de Cabo Frio foi escolhida para estudo por se tratar de região chave na correlação Brasil-África, tendo em vista sua possível associação com a porção mais ocidental do Cráton do Congo, que encontra-se exposta ao longo da costa de Angola.

As principais unidades aflorantes são orto e paragneisses. Os ortogneisses têm composição granítica-granodiorítica-tonalítica, com enclaves e intercalações anfibolíticas e são cortados por aplitos róseos. Os paragneisses são metapelitos, com intercalações calciossilicáticas, quartzíticas e anfibolíticas, metamorfisados na fácies anfibolito alto, de pressão intermediária (paragênese granada-sillimanita-cianita). Todo conjunto de rochas metamórficas é cortado por diques de diabásio e intrudido por rochas alcalinas.

Geoquimicamente os ortogneisses correspondem a uma série metaluminosa calcioalcalina de alto-K, de composição variando de monzogabro, quartzomonzodiorito e monzonito, entretanto a petrografia indica ser uma série calcioalcalina de baixo-K, sugerindo uma série de granitóides pré-colisionais relacionada à subducção de crosta oceânica. Uma divergência entre a composição obtida pela petrografia e geoquímica deve resultar de problemas na análise dos álcalis. Os anfibolitos, associados aos ortogneisses, também apresentam um caráter metaluminoso calcioalcalino, com composições basálticas a andesítica basáltica, sugestivo de ambiente orogênico. Os paragneisses mostram composições variando entre litoarenitos e subordinadamente arcósios líticos e subarcósios, apresentando caráter peraluminoso, provavelmente depositados em ambiente de arco continental ou margem continental ativa.

As idades modelo T_{DM} Sm-Nd dos ortogneisses situam-se entre 2663 a 2343 Ma e podem ser interpretadas como a época máxima em que se formaram seus protolitos. As baixas razões iniciais de Sr e Nd caracterizam a contribuição de material juvenil para a formação desses protolitos. As idades isocrônicas Rb-Sr e mais jovens Sm-Nd do Proterozóico Inferior representariam a época do metamorfismo e migmatização desses protolitos.

Com relação aos metassedimentos, a sua homogeneidade composicional (predominantemente litoarenitos), tipo e espessura das intercalações fazem pressupor um ambiente de arco continental ou margem continental ativa, de profundidade relativamente rasa, onde foi depositada uma seqüência de sedimentos pelíticos (e subordinadamente psamíticos e calcários), proveniente da erosão do embasamento (provavelmente ensialico). Metamorfismo de fácies anfibolito alto (há cerca de 540 Ma) dessa seqüência sedimentar deu origem aos paragneisses, com intercalações anfibolíticas e calciosilicáticas. As idades aparentes Rb-Sr e Sm-Nd intermediárias (1600-1200 Ma) obtidas nos ortogneisses, certamente aparentes, foram interpretadas como decorrentes do rejuvenescimento parcial causado pela superimposição do metamorfismo dos paragneisses. As idades Ar-Ar de 600 a 500 Ma, obtidas em hornblenda e biotita, reforçam esta interpretação.

Dois pulsos térmicos foram detectados pela datação pelo método dos traços de fissão em apatita e titanita: o primeiro no Mesozóico, há cerca de 190 Ma, e o segundo entre o Cretáceo e o Terciário, entre 84 e 34 Ma. As idades traços de fissão em torno de 190 Ma pré-datam o vulcanismo basáltico relacionado à formação dos "rifts" precursores da abertura do oceano Atlântico Sul. Tais idades foram obtidas num megaenclave máfico no ortogneisse e demonstram que esse enclave se comportou como um sistema mais resistente ao "annealing" dos traços de fissão, não sendo assim o caso dos minerais rejuvenescidos pela intrusão das rochas alcalinas (magnetismo da fase pré-rift), que produziram as idades TF no intervalo de 84 a 34 Ma.

É proposta a cronocorrelação dos ortogneisses estudados na área com o Cinturão Oeste Congo, que bordeja o Cráton do Congo, Angola (embasamento rejuvenescido pela Orogenia Pan-Africana) e com o Cinturão Transamazônico Itabuna, no SE da Bahia, e com os granulitos do Complexo Juiz de Fora. Os paragneisses seriam cronocorrelacionáveis às unidades Palmital, Casimiro-Quartéis e Trajano de Moraes do Complexo Paraíba do Sul e aos kinzigitos aflorantes na cidade do Rio de Janeiro. Os intervalos de idades obtidos através dos métodos Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar e traços de fissão são detectados nas áreas circunvizinhas no âmbito regional e nas áreas correlatas no continente africano. Com base nos dados geocronológicos obtidos nesta tese, é proposta a denominação de "Fragmento Tectônico de Cabo Frio" para a área em questão.

Integrando os dados geocronológicos, geoquímicos e de geologia de campo, a evolução

dos eventos tectono-magnético-metamórficos se encaixa num modelo de Ciclo de Wilson *sensu strictu*, caracterizado por sucessivas aberturas e fechamentos de oceanos entre os *protobrasils* e *protoafricanas*. O provável mecanismo seria de colisão entre arco de ilha-continente para a formação dos ortogneisses transamazônicos e entre continente-continente para os paragneisses brasileiros, sendo que para ambos com a implantação de uma zona de subdução-A mergulhando para noroeste. Os ortogneisses ter-se-iam comportado como "antepaís" durante a Orogenia Brasileira. A compartimentação atual deve resultar primeiramente dos empurrões tarditectônicos de SW para NE, e posteriormente do tectonismo mesozoico.

Abstract: The area of Cabo Frio was chosen because it's a key region within the Brazil-Africa correlation, considering the possible association with a western portion of the Congo Craton, which is exposed along the Angola coast.

The main lithological units which occur in are orthogneisses and paragneisses. The orthogneisses have granitic-granodioritic-tonalitic compositions, with amphibolitic enclaves and intercalations and are cutted by granitic aplites. The paragneisses are metapelites, with intercalations of amphibolite, quartzites and calc-silicate rocks, metamorphosed in upper amphibolite facies, in intermediate pressure conditions. Dykes of basalt and diabase and intrusive alkaline rocks related to Mesozoic tectonism also occur in the area.

Geochemically, the orthogneisses correspond to a metaluminous high-K calc-alkalic series, with monzogabbro, quartz-monzodiorite and monzonite compositions. Otherwise, the petrography indicates a low-K calc-alkalic series, suggesting a pre-collisional granitoids series related to oceanic crust subduction. A divergence between the compositions obtained by the petrography and geochemistry can be the result of problems in the analyses of alkalis. The amphibolites, associated to the orthogneisses, also present calc-alkalic metaluminous character, with basaltic and andesitic compositions, suggestive of orogenic emplacement. The paragneisses show compositions varying between lithoarenite and arkoses, with peraluminous character, probably deposited in a continental arc or active continental margin environment.

The T_{DM} Sm-Nd model ages of the orthogneisses between 2600 and 2300 Ma can be related to the epoch in which the protoliths were formed. The low Sr and Nd initial ratios suggest a mantelic origin. Sm-Nd and Rb-Sr isochron ages of the Lower Proterozoic date the high-grade metamorphism of this sequence.

In regard to the metasediments, the composition homogeneity (mainly lithoarenites), type and thickness of the intercalations suggest an environment of shallow-water continental arc or active continental margin, where was deposited a pelitic sequence (and subordinately psamites and calcareous rocks), due to the erosion of basement rocks (probably ensialic). Metamorphism of upper amphibolite facies (540 Ma) of this sedimentary sequence generated the paragneisses, with amphibolitic and calc-silicate intercalations. The Rb-Sr and Sm-Nd apparent intermediate ages (1600 to 1200 Ma) obtained in the orthogneisses are interpreted as resulting of the partial isotopic rehomogenization of the Sr and Nd caused by the metamorphism of the paragneisses. The Ar-Ar ages of 600 to 500 Ma obtained in hornblende and biotite of the orthogneisses reinforce this interpretation.

Two thermal pulses are detected by the fission-tracks dating in apatite and titanite. The first pulse in the Mesozoic, around 190 Ma, predates the basaltic volcanism related to the South Atlantic ocean opening. The second pulse between Cretaceous and Tertiary, between 84 and 34 Ma, was due to alkaline rocks intrusion (post-rift magmatism).

Is proposed a chronocorrelation between the orthogneisses of the studied region with the West Congo belt bordering the Congo Craton in Angola, Africa, and with the Itabuna belt, Southeastern Bahia, and with the granulites of the Juiz de Fora Complex. The paragneisses would be chronocorrelated to the Palmital, Casimiro-Quartéis and Trajano de Moraes formations of the Paraíba do Sul Complex and the kinzigites outcropping at the Rio de Janeiro city. The gap of the ages obtained in this work is also detected in the regional context and in correlated areas of the african continent. Based to the geochronological results obtained in this work, is proposed the denomination "Cabo Frio Tectonic Fragment" to the referred area.

The evolution of the tectonic-magmatic-metamorphic events proposed to the area suggests a model of Wilson Cycle *sensu strictu*, characterized by successive openings and closings of oceans between the *protobrasils* and *protoafricanas*. The probable mechanism would be the collision

between island arc-continent to generate the Transamazonian orogeneses and between continent-continent to the Brazilian paragneisses, with an A-subduction towards northwest in both cases. The orogeneses would be the "foreland" during the Brazilian Orogeny. The actual compartmentation would be SW to NE late-tectonic thrusting and the Meso-Cenozoic tectonism.

GARCIA, Maria Judite

Palinologia de turfeiras quaternárias do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, Estado de São Paulo. 25 de agosto. 354p. Orientador: Murilo Rodolfo de Lima.

Resumo: O trabalho ora apresentado resulta do estudo palinológico efetuado nas turfas do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, no Estado de São Paulo.

Foram realizadas seis sondagens, duas em cada um dos seguintes municípios: Jacareí (JR1, JR2), Eugênio de Melo (EM1, EM2) e Taubaté (TB1, TB2), representando a seção mais espessa e a borda da turfeira selecionada.

O conteúdo palinológico revelou-se abundante e diversificado. Foi detectada a presença de microrrestos de organismos e de 386 tipos de palinóforos, identificados por meio de catálogos e publicações disponíveis.

Os resultados quantitativos e qualitativos foram computados e analisados, a fim de gerar, pelas características taxonômicas e ecológicas, sínteses selecionadas, que possibilitaram a confecção de diagramas palinológicos.

Pelos diagramas quantitativos e qualitativos foram determinadas as floras regional e local, o pólen arbóreo (AP) e o pólen não arbóreo (NAP) e foi feita a distribuição das famílias ao longo de cada sondagem.

Realizaram-se datações, pelo método do radiocarbono, em algumas amostras das três seções mais espessas, tendo sido obtida a maior idade (11.800 ± 130 anos A.P.) na sondagem TB1. Tais dados auxiliaram na correlação dos intervalos determinados pelas variações microfiorísticas.

Procurou-se demonstrar a fitogeografia por meio de quatro fases determinadas na correlação das sondagens, revelando diferentes aspectos da paisagem. Embora os elementos de floresta e de cerrado estivessem sempre presentes, verificou-se, em determinados momentos, a alternância desses domínios como resultado das oscilações de temperatura e de umidade atmosférica.

Abstract: This thesis is the result of palynological study of the peats of the middle portion of the Paraíba do Sul river valley in São Paulo State. Six cores were obtained, two each from the municipalities of Jacareí (JR1, JR2), Eugênio de Melo (EM1, EM2) and Taubaté (TB1, TB2), which represent the thickest section as well as the border of the peat occurrence.

Palynological investigation revealed a rich and diverse group of microremains of organisms and 386 types of palynomorphs. The quantitative and qualitative results, together with taxonomic and ecological characteristics, have been used to generate palynological diagrams.

These diagrams permitted the determination of the local and regional palaeofloras, the arboreal pollen (AP) and the non-arboreal pollen (NAP), as well as the distribution of plant families along each core.

Several samples from the three thickest sections were dated by the radiocarbon method which revealed a maximum age of 11.080 ± 130 years B.P. for TB1. The geochronological data helped in the correlation of intervals previously determined on the basis of microfioristic variations.

An attempt was made to demonstrate phytogeographical evolution through the identification of four distinct phases evident from the analysis and correlation of the cores. Although forest and "Cerrado" elements (Savannah) were always present, domination of one over the other fluctuated over time as a result climatic oscillations in temperature and humidity.

HIRATA, Ricardo Cesar Aoki

Fundamentos e estratégias de proteção e controle da qualidade das águas subterrâneas. Estudo de casos no Estado de São Paulo. 15 de dezembro. 204p. Orientador: Aldo da Cunha Rebouças.

Resumo: O presente trabalho tem como objetivo estabelecer as bases tecno-científicas que permitam ao poder público estadual e municipal desenvolver programas de proteção e controle da contaminação das águas subterrâneas no Estado de São Paulo, a partir do disciplinamento do uso do solo.

O texto é dividido em duas partes, na primeira, são discutidas as principais estratégias de proteção dos recursos hídricos subterrâneos utilizadas ou em experimentação em vários países europeus e americanos, analisando as mais adequadas à realidade paulista. Na segunda parte, estas estratégias são aplicadas ao Estado de São Paulo, com a definição de áreas de maior risco de contaminação dos aquíferos, pela identificação das cargas contaminantes potenciais e mapeamento da vulnerabilidade dos aquíferos (1:500.000). Para o estabelecimento de um programa de proteção continuado, em uma destas áreas de maior risco, no município de São José dos Campos, foi desenvolvido um estudo de maior detalhe (1:25.000), onde o planejamento e o uso atual do solo foram avaliados frente à vulnerabilidade e risco e aos perímetros de proteção de poços (PPP).

Os trabalhos em território paulista permitiram traçar, através do método GOD, três níveis de vulnerabilidade dos aquíferos sedimentares nas bacias do Paraná e Vale do Paraíba (escala 1:500.000). As cargas contaminantes potenciais instaladas foram cadastradas e classificadas segundo três índices de perigo de geração de cargas ao aquífero. Foram analisadas 1.650 indústrias no Estado (exceto os da RMS/SP), definindo 526 de importância para as águas subterrâneas. A geração de resíduos sólidos foi estudada para a quase totalidade dos municípios, e em 73 localidades os empreendimentos foram localizados em cartas 1:50.000 e 1:500.000. Fontes associadas a sistemas de saneamento *in situ* foram também analisadas, 11% e 9% dos municípios foram classificados como de elevado e moderado potencial de infiltração de nitratos, respectivamente. Quanto aos pesticidas, dos 573 municípios analisados, 57 mostraram índices elevados, 363 moderados e 140 reduzido. Para herbicidas, acaricidas e fungicidas os perfis se distribuíram de forma similar. Para os fertilizantes nitrogenados, os maiores problemas estão associados às culturas de cana de açúcar, *citrus* e anuais. As cavas de extração de minérios metálicos (30 atividades) foram também consideradas, embora mostrando pouca expressão em área e carga. A vulnerabilidade e carga contaminante definiram as seguintes áreas de maior risco no Estado: a região de Ribeirão Preto/Franca e arredores; Bauru; Vale do Paraíba (junto a São José dos Campos, e de Taubaté a Pindamonhangaba); Grande Campinas; além da zona de afloramento do Aquífero Botucatu-Pirambóia.

Em São José dos Campos o mapeamento de vulnerabilidade definiu quatro áreas e avaliou que os maiores riscos de contaminação estavam associados às atividades industriais (5 fábricas), postos de serviço (15 empreendimentos), deposição de resíduos sólidos (16 áreas de entulho e 1 lixão) e urbanizações irregulares (12 favelas e 4 loteamentos).

Para o traçado dos perímetros de proteção de poços (PPP) foram utilizadas três técnicas: *raio fixo calculado*, *fluxo uniforme* e *numérico*, calculados com base nos tempos de bombeamento e de trânsito das águas subterrâneas de 50, 365 e 3650 dias. Entre estes métodos o mais adequado para as condições da área de estudos, onde os dados hidrogeológicos disponíveis são poucos confiáveis, foi o do fluxo uniforme. O método numérico, com uso do programa Flowpath (2D, estado estacionário) mostrou restrições pela ausência de informações de drenagens verticais e piezometria real dos poços.

Para o método do fluxo uniforme, 11 indústrias encontravam-se dentro da zona de captura para estado estacionário, bem como 19 postos de serviço, 2 favelas e 1 cemitério.

As atividades assinaladas, tanto as definidas pelo mapeamento de vulnerabilidade, como pelos PPPs, devem ser alvos de um estudo de maior detalhamento, incluindo, quando for o caso, programas de monitoração do tipo ofensivo. Independentemente destes estudos, é necessária a implantação de monitoramento do tipo vigilância sanitária, nos poços públicos onde suas zonas de captura, tenham atingido alguma das atividades cadastradas.

Os estudos desenvolvidos permitiram definir linhas de ação para um programa de proteção dos recursos hídricos subterrâneos, tanto para situações de fontes contaminantes potenciais já instaladas como para fontes futuras. O uso conjunto e complementar do mapeamento de vulnerabilidade e PPPs mostrou-se adequado às situações estudadas e passíveis de serem extrapoladas a outros municípios paulistas.

Abstract: The present work aims to bring out technical bases to a disciplined use of soil in order to allow the state and municipality public power to carry out programs on protection and controlling of ground water against contaminants in the State of São Paulo.

The first part of this text presents critical discussions about the main strategies to the

protection of groundwater resources, both under way or on probation in several European and American countries. Those more adequate to the reality of the São Paulo State are then delineated. In the second part, these strategies, i.e. identification of potential subsurface contaminant load and mapping of vulnerability of aquifers (1:500.000), have been adopted to define areas in the State of São Paulo where more risk of contamination in aquifers is usually found. A more detailed study (1:25.000) has been carried out in the area of the city of São José dos Campos, in order to establish a continued protection program on one of these more risky areas, through which the use of the soil has been evaluated in respect its vulnerability and risk to the Wellhead Protection Areas (WHPA).

The work on the territory of São Paulo State has made it possible to define, following the GOD method, three levels of vulnerability to the sedimentary aquifers in Paraná and Paraíba Basins (scale 1:500.000). Those potential contaminant loads already settled have been recorded and classified according to three indices of contaminant load into the aquifer. 1650 plants have been checked out in the State (except those of "Região Metropolitana de São Paulo"), from which 526 have been considered important to groundwater. Generation of solid waste has been investigated for most of the municipalities and in 73 of them the underground storage tanks have been marked on 1:50.000 and 1:500.000 maps. Areas with on situ sanitation systems have also been checked, 11% and 9% of the municipalities have been classified as of high and moderate nitrate infiltration potentiality, respectively. As to pesticides, from the 573 municipalities analysed, 57 have shown high indices, 363 moderate and 140 reduced. As to herbicides, acaricides and fungicides the profiles have shown similar distribution. As to nitrogen fertilizers, the most serious problems have shown to be associated to sugar cane, citrus and annuals cultures. The quarries for ore extraction (30 activities) have also been considered, although they show little expression in area and load. The vulnerability and contaminant load have defined the following risk areas in the State of São Paulo: Ribeirão Preto/Franca and surroundings, Bauru, Vale do Paraíba (the area close to São José dos Campos, and that extending from Taubaté to Pindamonhangaba) and Grande Campinas besides the outcropping zone of Botucatu-Pirambóia Aquifer.

In São José dos Campos the vulnerability mapping as defined four areas whose risk of contamination are associated to industrial activities (5 plants), service stations (15 underground storage tanks), deposition of solid waste (16 areas of rubbish and garbage and 1 waste tip) and irregular urbanization (12 slums and 4 irregular urbanization).

In order to trace the Well Head Protection Areas (WHPA), three techniques have been used: calculated fixed ratio, uniform flux and numerical methods, which have been calculated based on time of pumping and transit of groundwater in 50, 365, 3650 days. Among these methods the most adequate one to the conditions of the studied area has been the uniform flux as hydrogeologic data are poorly available. The numerical method which use the Flowpath program (2D, steady state) has shown restriction due to the lacking of information on the vertical drainage and real piezometry of the wells.

As to the uniform flux method, 11 plants have been located within the capture zone for steady state, as well as 19 service stations, 2 slams and 1 cemetery.

The activities so far defined either by mapping of vulnerability, or by WHPA, must become targets of more detailed studies, which should include groundwater offensive detection monitoring programs, whenever needed. Independently of these studies, it is urgent the installation of groundwater monitoring program (potable water supply surveillance), in public wells where their capture zones have reached any of the registered activities.

The present study have allowed to define technical lines for a protection program of groundwater resources against both potential contaminant resources already settled and the future ones. The complementary use of both vulnerability mapping and WHPA has proved adequate to the studied situations it is likely to be assigned to other municipalities of São Paulo.

KARMANN, Ivo

Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo. 02 de dezembro. 241p. Orientador: Georg Robert Sadowski.

Resumo: Estudou-se do ponto de vista geomorfológico, geoespeleológico, hidrológico e hidrogeológico, uma área com terrenos cársticos desenvolvidos sobre metacalcários, metacalcários dolomíticos e magnesianos, de idade proterozóica média, pertencentes ao Grupo Açungui. A área

localiza-se no alto vale do rio Ribeira de Iguape, entre os municípios de Apiaí e Iporanga, sudeste do Estado de São Paulo.

O mapeamento geológico permitiu identificar uma seqüência evolutiva da paisagem cárstica, a qual inicia-se com um sistema fluvial, onde os vales da drenagem superficial são gradativamente segmentados com o tempo, através de implantação de bacias de drenagem fechada, cujo desenvolvimento levou à formação de carste poligonal. Esta transição da paisagem fluvial para a cárstica levou à definição das zonas morfológicas flúviocárstica, de transição (com bacias poligonais compostas) e a de carste poligonal (com bacias poligonais simples).

O relevo cárstico é estruturalmente condicionado, onde os sumidouros (fundos de depressões poligonais) instalaram-se preferencialmente na intersecção entre planos de estratificação, juntas e falhas. Estes pontos de absorção do escoamento autogênico alinham-se preferencialmente sobre traços de acamamento, em situações de mergulho alto deste e, predominantemente sobre traços de fraturas longas e falhas, no caso de mergulho moderado a baixo do acamamento.

Propõe-se a evolução do conjunto de depressões poligonais através do processo de competição e coalescência entre estas (taxas de ampliação diferenciadas), o qual gera inversões de relevo, onde antigos fundos de depressões fechadas hoje localizam-se em cristas. Este processo é acompanhado pelo mecanismo de geração múltipla, onde depressões maiores com drenagem subterrânea mais eficiente, deflagram a instalação de depressões menores, vizinhas e sobre a maior.

A morfometria do relevo levou à conclusão de que o carste estudado é semelhante ao carste poligonal da Nova Guiné e Jamaica, com zonas de alto grau de carstificação, apesar das condições climáticas distintas do Alto Ribeira, em comparação com aquelas áreas.

Na área carbonática encaixante do sistema de cavernas Pérolas-Santana, a zona de carste poligonal mais desenvolvida é associada à concentração de condutos em profundidade nas proximidades da linha de contato SE da faixa carbonática.

O mapeamento geológico de cavernas evidenciou que entre o grande número e variedade de descontinuidades presentes na rocha metacarbonática, as estruturas mais favoráveis para instalação de condutos são os planos de estratificação, fraturas simples longas e falhas.

A morfologia planimétrica dos sistemas de cavernas reflete o estilo estrutural do metacalcário encaixante. Cavernas com padrão planimétrico retilíneo e anguloso (p.ex., cav. Santana), associam-se a mergulhos altos do acamamento, enquanto que o padrão sinuoso e curvilíneo (p.ex., cav. Areias) refletem mergulhos moderados a baixos da estratificação. O grau de sinuosidade de condutos subterrâneos é controlado pelo ângulo agudo entre a direção do gradiente hidráulico e a descontinuidade favorável para instalação do conduto. Quanto maior for este ângulo, tanto mais sinuosa será a rota de condutos de água subterrânea.

A iniciação de protocavernas acompanha linhas de intersecção entre o acamamento e fraturas simples longas e falhas. O sistema de cavernas Pérolas-Santana segue o modelo de Worthington (1991), o qual prevê que a profundidade média (D_m) de iniciação de condutos freáticos (abaixo do N.A.) segue uma função exponencial, onde a base desta função é o produto entre o seno do ângulo de mergulho da estratificação ($\text{sen } \theta$) e a distância (L_x) entre o ponto de insurgência e ressurgência da rota de condutos em iniciação (obteve-se a função $D_m = (L_x \text{ sen } \theta)^{0,22}$).

A fase de desenvolvimento da espeleogênese na área estudada produziu canyons vadoseos com até 50 m de entalhamento vertical. Este entalhamento é interpretado como produto de uma taxa moderada de rebaixamento do nível de base dos sistemas de cavernas, o que por sua vez, seria reflexo de um soerguimento tectônico moderado da área. Com base nas idades preliminares Th/U de calcita secundária sobre depósitos fluviais subterrâneos, estimou-se uma taxa máxima média de entalhamento vadoso subterrâneo de 0,0042 cm/ano (42 mm/ka). Aplicando esta taxa de entalhamento vadoso aos canyons subterrâneos observados na área, conclui-se que os sistemas de cavernas da região encontram-se na fase de desenvolvimento por aproximadamente 1,7 Ma. A idade mínima do sistema Pérolas-Santana, incluindo a estimativa teórica de duração da fase de iniciação, é em torno de 2 Ma. A correlação deste entalhamento fluvial subterrâneo com o rebaixamento do canal fluvial externo do rio Betari, sobre metacalcários, permitiu estimar uma idade mínima de $16,4^{+2,4}_{-3,3}$ Ma para o entalhamento do vale do rio Betari na área de estudo.

A ressurgência do sistema de cavernas Pérolas-Santana é do tipo fluxo total permanente (classificação de Worthington, 1991), com razão entre vazão máxima e mínima de 19,7 para o ano hidrológico de 1990-1991. Os coeficientes de recessão do deflúvio do escoamento básico desta

ressurgência refletem um aquífero cárstico com alto grau de fissuramento interconectado, segundo classificação de Milanovic (1976).

Com base no cálculo do balanço hídrico do sistema Pérolas-Santana, comprovou-se que a área de captação da bacia associada ao sistema, definida inicialmente pelo traçado dos divisores topográficos (14,8 km²) é insuficiente para alimentar o volume de água escoado pela ressurgência, por um ano hidrológico. Ajustando o balanço hídrico, definiu-se uma área de captação de 25,4 km² para esta bacia. Comprovou-se assim, uma conexão subterrânea entre sistemas vizinhos de drenagem subterrânea, os quais, através de uma análise convencional da rede de drenagem superficial, seriam independentes.

Definiu-se as seguintes fácies hidroquímicas para o sistema cárstico estudado: escoamento superficial alogênico, escoamento superficial fluvio cárstico, percolação autogênica vadosa em fissuras, percolação autogênica vadosa em condutos, circulação freática em condutos profundos e escoamento de ressurgências cársticas. A evolução geoquímica das águas no sistema cárstico é controlada principalmente pela ação de água meteórica enriquecida em ácido carbônico. Ao longo de rotas de circulação profunda e localmente na zona vadosa, a carstificação pelo ácido carbônico é provavelmente somada à ação de ácido sulfúrico produzido pela oxidação de sulfetos.

A dinâmica erosiva atual do terreno cárstico estudado é expressa pela taxa de saturação em calcita e dolomita de águas alogênicas que invadem o sistema cárstico, pela sazonalidade dos índices de saturação em calcita e dolomita das principais fácies hidroquímicas que circulam pelo sistema e pela taxa de rebaixamento da superfície epicárstica por dissolução (denudação química). Para esta última, obteve-se uma média de 31,1 ± 6 mm/ka.

Abstract: The geomorphology and the conduit aquifer, and associated cave systems, of a karst area (74 km²) in dolomitic and calcitic metalimestones of the Middle Proterozoic Açungui Group have been studied in the Upper Ribeira river valley, between Apiai and Iporanga, southeastern São Paulo, Brazil.

The transition between fluvial and karst landforms was recognized through detailed aerial photointerpretation and field observations. The fluvial system has been gradually disrupted by the growth of closed drainage basins with a polygonal pattern. Based on this transition, a morphological zonation has been defined over the limestones. Three main landform categories are recognized in the limestone: the fluvio karst zone (with dominant surface runoff), the transitional zone (characterized by large composite closed depressions) and the polygonal karst zone (with simple closed depressions).

The karst topography exhibits strong structural control. Autogenic swallets occur mainly at the intersections of bedding planes, fractures and faults. These inlet points for autogenic recharge are preferentially aligned on bedding traces where dip is high. In areas where the dip is low to moderate, swallets preferentially follow long fracture and fault traces of steep dip.

The observed population of closed depressions is interpreted as resulting from competition and coalescence processes between depressions in response to different rates of depression enlargement, as well as by the multiple generation process described by Kemmerly. In this model, larger depressions, connected by efficient underground drainage routes, trigger the initiation of other depressions over and in the vicinity of the larger depressions. The competition between depression enlargement rates leads to topographic inversions, where ancient depression bottoms now occupy hill crests.

Morphometric analysis of the karst topography of the Upper Ribeira polygonal karst shows similarities to New Guinean and Jamaican polygonal karst landscapes.

Within the limestone area above the Pérolas-Santana cave system, the best developed polygonal karst is related to conduits in depth, close to the southeastern contact of limestone with metapelites.

Among the variety and large number of discontinuities present in the metamorphic limestone, the most favorable structures for cave development are bedding planes, long simple fractures and faults.

The planimetric patterns of cave systems are controlled by the structural style of the limestone. Rectilinear and angular cave map patterns are related to steeply dipping strata, whereas sinuous and curvilinear patterns reflect low-dipping, folded limestone. The sinuosity of conduits is mainly controlled by the angle between the direction of the general hydraulic gradient and the strike of the favorable subvertical discontinuities for conduit development. The greater this angle is, the higher the sinuosity, confirming Worthington's (1991) model.

The initiation of proto-conduit mainly follows the intersections between bedding planes

and simple long fractures and faults. Worthington's model for prediction of mean conduit depth is confirmed by the Pérolas-Santana cave system. The mean depth of 200 to 300 m beneath the watertable for the initiation conduits of this system agrees well with the prediction of the exponential equation which is based on the stratal dip and the horizontal length (catchment length) between the main resurgence and the resurgence of the cave system.

Vadose canyons with up to 50 m of vertical entrenchment were produced during the speleogenetic development phase, as the result of moderate rates of base level lowering, which itself was due to moderate rates of regional tectonic uplift. Based on preliminary Th/U ages of secondary calcite covering ancient fluvial deposits in vadose cave canyons, an average maximum rate of 0.0042 cm/year (42 mm/ky) is proposed for the vadose entrenchment within the studied caves. This rate gives a minimum age of 1.7 My for the development phase in the Santana cave. Including the theoretical time span of the initiation phase, the total age of the Pérolas-Santana cave system is around 2 My.

The correlation between the cave river entrenchment rate and the external river channel lowering over the limestone, close to the cave system, allows an age estimation of $16.4_{-3.1}^{+4}$ My for the Betari valley in the studied area.

The calculated baseflow recession coefficients, suggest that the karst aquifer of the Pérolas-Santana system has a high degree of interconnected fissures.

The initial analysis of the surface drainage systems, using concepts of topographic divides, indicates the presence of two separate drainage basins over the Furnas-Santana limestone area, each related to a cave system. The hydrological balance of the Pérolas-Santana cave system suggests, however, that the catchment area must be larger (25.4 km²) than indicated by this initial interpretation. It is therefore suggested that two adjacent cave systems (Pérolas-Santana and Grilo systems) are connected at depth, in order to balance the annual discharge measured at the Santana cave resurgence.

The following hydrochemical facies have been defined: allogenic surface runoff, fluviokarstic runoff, vadose autogenic fissure seepage, vadose autogenic conduit flow, deep phreatic conduit flow and karst resurgence flow. The hydrochemistry indicates that the karstification is basically controlled by meteoric water enriched in carbonic acid. Minor dissolution of carbonate by sulphuric acid produced by oxidation of pyrite disseminated in impure limestone is thought to occur in deep flow routes.

The modern erosive dynamics of the studied karst has been quantified according to the following parameters: saturation rate in calcite and dolomite of allogenic rivers entering the limestone surface, the seasonality of the saturation index of the main hydrochemical facies and the rate of limestone surface lowering through dissolution (chemical denudation). The calculated mean chemical denudation rate for the Pérolas-Santana basin is 31.1 ± 6 mm/ky.

MELLO e SOUSA, Sílvia Helena de

Estudo microbiofaciológico da Formação Amapá (Terciário), Bacia da Foz do Amazonas: interpretações bioestratigráficas e paleoecológicas. 10 de novembro. 209p. Orientador: Thomas Rich Fairchild.

Resumo: A Formação Amapá, depositada entre o Paleoceno Superior e Mioceno Médio, na Bacia da Foz do Amazonas, constitui-se de espesso pacote de rochas carbonáticas. Estas rochas compõem-se de rica associação fossilífera, destacando-se em abundância, as algas vermelhas e os macroforaminíferos.

A análise petrográfica dos carbonatos e o estudo paleontológico detalhado de seus componentes biogênicos permitiram identificar 31 microbiofácies na Formação Amapá. Adicionalmente, o estudo de cortes orientados de macroforaminíferos propiciou o estabelecimento de dez biozonas informais de intervalo superior (T1 a T10) no Terciário da Bacia da Foz do Amazonas.

O comportamento vertical e lateral das microbiofácies permitiu o reconhecimento de seqüência progredante rumo ao topo. O modelo deposicional poderia ser representado por rampa homoclinal ou plataforma regional/rampa com declividades suaves. No Paleoceno Superior e Eoceno Inferior, os seguintes ambientes foram reconhecidos: bancos em plataforma externa, depósitos de plataforma interna, baixios oolíticos e depósitos lagunares.

Após o Eoceno Inferior, estabelece-se na região compreendida entre as plataformas interna e externa, um complexo sistema de bancos, formados de rodolitos e macroforaminíferos, cujas características morfológicas refletem distintas condições ambientais do meio deposicional. Estes bancos

gradam lateralmente a depósitos antebanco e à retaguarda de bancos. A partir do Eoceno Superior, as lagunas se instalam nas áreas proximais da plataforma, e os depósitos de plataforma externa e talude tornam-se mais extensos.

A deposição da Formação Amapá, ocorrida em período de relativa estabilidade tectônica e climática, foi comandada, principalmente, por variações do nível do mar, que se refletiram na sedimentação cíclica das rochas carbonáticas. Foram identificados cinco grandes ciclos deposicionais, limitados por superfícies de descontinuidade, que corresponderiam às grandes fases regressivas do nível do mar, ocorridas no final do Eoceno Inferior, Eoceno Médio, Oligoceno Inferior e Oligoceno Superior. Estes ciclos encontram-se subdivididos em ciclos menores agradacionais e progradacionais.

Os limites das seqüências carbonáticas são marcados por eventos de extinção de macroforaminíferos, pela ocorrência de vales entalhados, pelo aumento expressivo de grãos siliciclásticos associados a grãos de glauconita, e pela presença de pequenos foraminíferos preenchidos por glauconita e de moldes de moluscos.

Abstract: The Amapá Formation, deposited in the Foz do Amazonas Basin between the Late Paleocene and Middle Miocene, is mainly composed of carbonate rocks. These rocks show a rich fossiliferous assemblage, calcareous red algae and large foraminifera, being especially abundant.

On the basis of petrographic and detailed paleontological analysis, thirty-one microfacies have been recognized in the Amapá Formation. Examination of the large forams in oriented sections led to the establishment of ten informal Tertiary biozones (T1 a T10).

In the Late Paleocene and Early Eocene, the lateral and vertical succession of microfacies allows recognition of the following environments, from offshore to onshore: outer bank, inner platform, oolitic shoals and lagoons.

After the Early Eocene, a complex sequence of banks, composed of rodoliths and large foraminifera, became established on the inner and outer platforms. After the Late Eocene, the backbank deposits grade landward to lagoonal deposits. During this period, the outer platform and slope deposits became more extensive.

The Amapá Formation was deposited under stable tectonic and climatic conditions. Sedimentation was mainly controlled by sea-level changes, which are reflected by the cyclic behaviour of the carbonate rocks. Five depositional cycles have been identified. These cycles are bounded by unconformities related to rapid sea-level falls, which occurred at the end of the Early Eocene, Middle Eocene, Early Oligocene and Late Oligocene. These may be further subdivided into smaller aggradational and progradational cycles.

The boundaries of the carbonate sequences are indicated by one or more of the following features: extinction events involving large forams; the occurrence of incised valleys; the increase of terrigenous and glauconite grains; the presence of glauconite-filled forams and molluscs preserved as molds.

NICOLA, Silvia Maria Costa

Sistemas pedológicos desenvolvidos sobre basalto, na região de Ilha Solteira (Estado de São Paulo-Brasil): gênese e transformações. 04 de março. 225p. Orientador: Adolpho José Melfi.

Resumo: A área estudada corresponde a uma pequena parcela de uma vertente, localizada próxima à cidade de Ilha Solteira. O substrato é o basalto alterado com uma contribuição variável, porém, geralmente fraca, de arenitos intertrapianos. Há também um nível de seixos de quartzo, arenito e basalto.

O trabalho de campo caracterizou-se pela identificação e estudo dos perfis verticais dos solos em toposeqüências e, principalmente, pela pesquisa das transições laterais e do seu estudo detalhado. Ele permitiu identificar diferentes tipos de pedogênese e de horizontes, organizados em seqüências verticais ou laterais.

A cobertura pedológica estudada caracteriza-se pela presença de solos com caulinita dominante e outros com esmectitas dominantes. A relação espacial entre eles mostra que os solos cauliniticos são mais antigos e que, entre eles, se intercala, provavelmente, a colocação do seixos. Nesse caso, sugere-se que a sucessão de solos com caulinita dominante para solos com esmectita dominante decorra de uma frente de bissialitização ascendente, transformando os solos a partir da sua base.

A cobertura pedológica com esmectitas dominantes apresenta seqüências nodulares, com nódulos litorrelíquiais vermelhos e matriz poliédrica. Em relação ao basalto alterado bege da base do perfil, os nódulos perdem parcialmente a sílica, concentram o ferro e, em menor proporção, o alumínio. No horizonte nodular, uma parte dos nódulos se transforma em plasma e o ferro liberado pode alimentar as soluções da base do perfil.

As seqüências nodulares com matriz poliédrica são transformadas a partir de sua base, por um horizonte argiloso e vértico, sem nódulos, que aparece em forma de cunha, entre o horizonte nodular e o basalto alterado. Microscopicamente, essa transformação caracteriza-se pela diminuição da coesão e fissuração dos nódulos. O determinismo dessa transformação poderia ser a modificação do regime hídrico, por concentração da água no centro das depressões, causadas pela irregularidade da frente de alteração do basalto.

Uma outra frente de transformação afeta a cobertura pedológica com esmectita dominante, cuja cor dos seus solos passam lateralmente e verticalmente do vermelho (montante e parte somital dos perfis) ao bruno (jusante e base dos perfis). Provavelmente, essa transformação relaciona-se às condições de umidade do solo a jusante. Ela corresponde à fase mais recente da evolução dessa cobertura pedológica.

Abstract: The area studied is a small part of a watershed near the town of Ilha Solteira. The substratum is of basalt with a generally weak, variable contribution of intertrapped sandstone. There is also a covering layer of quartz, sandstone and basalt pebbles.

The field work is characterized by the identification and study of vertical soil profiles, in toposequences and, principally, by research and in-depth study of lateral transitions. It also permits the identification of various different types of pedogenesis and horizons, organized in vertical or lateral sequences.

The soil mantle under study was characterized by the presence of a kaolinite-dominated soil sample and another smectite-dominated one. The spatial convection between them demonstrates that the kaolinitic soil is the older, and between the two some pebbles were presumably deposited. In this case, it suggests that the succession of the kaolinite-predominant soil to the smectite-predominant soil occurs at an ascendent front of bisialitization, transforming the soil upwards from the base.

The smectite-predominant soil mantle presents vertical nodulous sequences, with red lithorelictal nodules and a polyhedric matrix. In the modified beige basalt at the profile's base, the nodules partially lose silica, also concentrating iron and, to a lesser degree, aluminium. In the nodulous horizons, some nodules are transformed into plasma, and the iron liberated may enrich the solutions at the profile's base.

The nodulous sequences in the polyhedric matrix are transformed, upwards from the base, by a clayey and vertic horizon, without nodules, which appears as a wedge, between the nodulous horizons and the modified basalt. Under the microscope, this transformation is characterized by a reduction in cohesion and by the fissuring of the nodules. The determinism of this transformation could be the modification of the hydric regimen, in terms of water concentration, at the centers of the depressions caused by irregularities of the basalt changes.

A different transformation front affects the smectite-predominant soil mantle, whose soil colour changes laterally and vertically from red (uphill, at the summit of the profiles) to brown (downhill, at the base of the profiles). This modification is related to, the downhill soil humidity. It corresponds to the soil mantles most recent of evolution.

PEDREIRA DA SILVA, Augusto José de Cerqueira Lima

O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. 14 de outubro. 126p. Orientador: Benjamim Bley de Brito Neves.

Resumo: O Supergrupo Espinhaço aflora na parte oriental do Brasil nos Estados da Bahia e Minas Gerais, desde o paralelo 10° na margem direita do rio São Francisco na Bahia, até o paralelo 20°, a nordeste da cidade de Belo Horizonte em Minas Gerais. Dentro desta área, o Supergrupo Espinhaço está dividido em quatro domínios denominados de norte para sul de Chapada Diamantina, Espinhaço Setentrional, Platô do Rio Pardo e Espinhaço Meridional. Suas rochas consistem essencialmente em

conglomerados, arenitos e pelitos; as duas últimas litologias localmente estão metamorizadas para quartzitos e xistos. Sobre o Supergrupo Espinhaço depositaram-se os sedimentos terrígenos e carbonáticos do Grupo Una.

Objetivando revisar a estratigrafia do supergrupo e analisar os sistemas deposicionais componentes de cada unidade litoestratigráfica, determinar a paleotectônica das áreas de proveniência dos seus sedimentos e estabelecer o modelo geodinâmico de formação da bacia, foi selecionada uma área de 16500 quilômetros quadrados na Chapada Diamantina Centro-oriental. Para essa seleção foi levado em conta que na área o metamorfismo é de baixo grau ou inexistente, a tectônica é de baixa intensidade, existem bons afloramentos e parte dela recentemente foi mapeada enfatizando os sistemas deposicionais componentes de cada unidade litoestratigráfica.

Nessa região, o embasamento do Supergrupo Espinhaço é formado por diatexitos e metatexitos na parte ocidental (vale do rio Paramirim) e pelos complexos de Jequié, Caraíba, e Gnaisses de Senhor do Bonfim, na parte oriental. O Complexo de Jequié consiste em rochas plutônicas e supracrustais metamorizadas na fácies granulito. O Complexo Caraíba e os Gnaisses de Senhor do Bonfim compreendem gnaisses, migmatitos bandados e metassedimentos. Suas composições são respectivamente tonalítica-granodiorítica e granítica. Separando os Complexos de Jequié e Caraíba dos Gnaisses de Senhor do Bonfim, existe uma falha contracional, com transporte tectônico para oeste que posiciona aqueles complexos sobre os metassedimentos dos Grupos Jacobina e Contendas-Mirante. Esses grupos afloram a nordeste e sudeste da área da pesquisa, separados por um alto do embasamento e são intrudidos por granitos leucocráticos, com idade em torno de 1,9 Ga.

O Supergrupo Espinhaço compreende os Grupos Rio dos Remédios (não dividido em formações), Paraguaçu (formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira e Guiné) e Chapada Diamantina (formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu). Nessas unidades litoestratigráficas, as fácies de conglomerados, arenitos e pelitos, além de carbonatos e diamictitos, estão associadas em sistemas deposicionais continentais, transicionais e marinhos. Os sistemas deposicionais continentais são leque aluvial, fluvial e desértico, ocorrendo no Grupo Rio dos Remédios e nas formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira, Tombador e Morro do Chapéu. Os transicionais, litoral e deltaico, concentram-se na Formação Guiné e os marinhos, - planície de maré e plataforma - na Formação Caboclo. A alternância dos sistemas deposicionais e a presença de discordâncias e concordâncias correlativas entre eles, permitiu o seu agrupamento em quatro seqüências deposicionais: as duas inferiores coincidentes com os Grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu; as duas superiores correspondentes às formações Tombador - Caboclo e Morro do Chapéu. Esses sedimentos estão dobrados em um conjunto de anticlinais e sinclinais com eixos ondulados de direção NNW-SSE, cujo raio de curvatura aumenta de oeste para leste.

Os sedimentos terrígenos-carbonáticos das "bacias" de Irecê e Una-Utinga que afloram nas partes centro-norte e leste da área do estudo, são interpretados como depósitos de origem glaciomarinha e de planície de maré.

O estudo de 45 lâminas delgadas com a contagem de 400 grãos em cada, permitiu classificar os arenitos (*l.s.*) do Supergrupo Espinhaço como quartzarenitos e sublitarenitos de petrofacies quartzosa, quartzo feldspática, quartzolítica e vulcano-plutônica. As paleocorrentes medidas nas fácies fluviais das formações Mangabeira, Guiné, Tombador e Morro do Chapéu, indicaram a proveniência das duas primeiras do oeste e das duas últimas do leste, isto é, da Faixa Jacobina/Contendas-Mirante. Adicionalmente, essa proveniência é enfatizada pela presença de seixos de quartzito verde do Grupo Jacobina em conglomerados da Formação Tombador. A paleotectônica das áreas-fonte foi determinada a partir da análise da composição modal dos arenitos com o diagrama Qm-F-Lt. Esse diagrama indicou a proveniência dos sedimentos de *fold-thrust belts*.

A bacia onde se depositaram o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Una foi classificada como uma bacia sucessora polihistórica, tendo evoluído de uma fratura interior do continente através de uma depressão interior, para uma depressão de margem continental. Essa margem foi fechada por um evento tectônico do Transamazônico, de modo que a bacia retornou a condições de interior do continente. Essa evolução se concluiu pela deposição do Grupo Una em uma bacia do tipo fratura interior, deformada posteriormente. A proveniência dos sedimentos do Grupo Chapada Diamantina da Faixa Jacobina/Contendas-Mirante implica em uma relação genética entre ele e aquela faixa que foi interpretada como de origem colisional. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental estando depositado ao longo de uma *fold-thrust belt*, começando por sedimentos com idade semelhante àquelas da faixa proveniente do antepaís, e terminando por sedimentos derivados da faixa colisional, é interpretado como uma bacia *foreland*.

Abstract: The Espinhaço Supergroup crops out in the eastern part of Brazil in the states of Bahia and Minas Gerais, since the 10° parallel along the right bank of the São Francisco river in Bahia, down to the 20° parallel, northeast of Belo Horizonte in Minas Gerais. In this area the Espinhaço Supergroup is divided into four domains named from north to south as Chapada Diamantina, Northern Espinhaço, Rio Pardo Plateau and Southern Espinhaço. Its rocks are essentially conglomerates, sandstones and pelites; the latter two lithologies locally are metamorphosed to quartzites and schists. Terrigenous and carbonatic deposits of the Una Group, were deposited on the Espinhaço Supergroup.

In order to revise the supergroup stratigraphy and analyse the depositional systems that make up each of the lithostratigraphic units, to determine the paleotectonics of the source areas, and to set on a firm basis the geodynamic model of the basin, was selected an area of 16500 square kilometres in the Central-eastern Chapada Diamantina. This selection took into account the low grade or absent metamorphism, the low intensity of the tectonics, the presence of good outcrops and the fact that part of the area recently was mapped emphasizing the depositional systems of each lithostratigraphic unit.

In this region the Espinhaço Supergroup basement is composed by diatexites and metatexites in the western sector (Paramirim river valley) and by the Jequié and Caraíba Complexes as well as the Senhor do Bonfim Gneisses in the eastern sector. The Jequié Complex consists of plutonic and supracrustal rocks metamorphosed in the granulite facies. The Caraíba Complex and the Senhor do Bonfim Gneisses comprise gneisses, banded migmatites and metasediments. Their compositions are tonalitic-granodioritic. Separating Jequié and Caraíba Complexes from the Senhor do Bonfim gneisses, there is a contractional fault with westward tectonic transport that thrust those complexes upon the sediments of the Jacobina and Contendas-Mirante groups. These groups crop out northeast and southeast of the area of the research, separated by a basement high and are intruded by ca. 1.9 Ga leucocratic granites.

The Espinhaço Supergroup comprises the following groups: Rio dos Remédios (not divided into formations), Paraguaçu (Ouricuri de Ouro, Mangabeira and Guiné formations) and Chapada Diamantina (Tombador, Caboclo and Morro do Chapéu formations). In these lithostratigraphic units the conglomerates, sandstones and pelites, besides carbonates and diamictites, are associated into continental, transitional and marine depositional systems. The continental depositional systems are alluvial fan, fluvial and desertic, and occur in the Rio dos Remédios Group as well as in the Mangabeira, Tombador and Morro do Chapéu formations. The transitional ones, littoral and deltaic, are concentrated in the Guiné Formation and the marine systems - tidal flat and platform - in the Caboclo Formation. The alternance of depositional systems and the presence of unconformities and correlative conformities among them, allowed their grouping into four depositional sequences; the lower two sequences coincide with the Rio dos Remédios and Paraguaçu Groups; the upper two coincide with the Tombador - Caboclo and Morro do Chapéu formations. These sediments are folded into a series of anticlines and synclines with NNW-SSE undulating axes, whose radius of curvature increases from west to east.

The terrigenous-carbonatic sediments of the Irecê and Una-Utinga "basins" that crop out in the centre-northern and eastern sectors of the study area were interpreted as glaciomarine and tidal flat deposits.

The study of 45 thin sections with point count of 400 grains in each one, allowed to classify the Espinhaço Supergroup sandstones (*s.l.*) as quartz arenites and litharenites of quartzose, quartzfeldspathic, quartzolithic and volcanoplutonic petrofacies. The paleocurrents measured in the fluvial facies of the Mangabeira, Guiné, Tombador and Morro do Chapéu formations, indicated the provenance of the former two from the west and the latter two from the east, that is, from the Jacobina/Contendas-Mirante Belt. Additionally, this provenance is emphasized by the presence of green quartzite pebbles from the Jacobina Group in conglomerates of the Tombador Formation. The paleotectonics of the source-areas was determined after the analysis of the modal composition of the arenites with the Qm-F-Lt diagram. This diagram indicated the provenance of the sediments from fold-thrust belts.

The basin of the Espinhaço Supergroup and the Una Group was classified as a polyhistory successor basin. It evolved from a continental interior fracture type basin through a continental interior sag to a continental margin sag. This continental margin was closed by a Transamazonian tectonic event, so that the basin returned to continental interior conditions. The evolution ended with the deposition of the Una Group in a continental interior fracture type basin. The provenance of the Chapada Diamantina Group sediments from the Jacobina/Contendas-Mirante Belt implies in a

genetic relationship between the Chapada Diamantina Group and that belt, that was interpreted as collisional. The Espinhaço Supergroup in the Central-eastern Chapada Diamantina, being deposited along a fold thrust belt, beginning with sediments of similar age to those of the belt with provenance in the foreland, and ending by sediments derived from the collisional belt, is interpreted as a foreland basin.

REIS NETO, José Manoel dos

Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico. 20 de outubro. 299p. Orientador: Umberto Giuseppe Cordani.

Resumo: As rochas metassedimentares e metavulcânicas, do Grupo Itaiacoca, e os complexos graníticos adjacentes, Cunhaporanga e Três Córregos, localizados no leste do Estado do Paraná, constituem a base deste estudo. A configuração das rochas graníticas, limitando as rochas deste grupo, define uma faixa geográfica denominada de Itaiacoca.

O Grupo Itaiacoca, na região estudada, é constituído por quatro formações: Abapã, Serra dos Macacos, Bairro dos Campos e Água Clara. Estas possuem associações litológicas e estruturas sedimentares que permitem defini-las como unidades penecontemporâneas de uma margem continental do tipo passiva.

O ambiente tectônico e a idade de sedimentação do Grupo Itaiacoca foram definidos através do estudo das rochas metadoleríticas e metavulcânicas que se encontram intercaladas nas formações Bairro dos Campos e Abapã, respectivamente. Utilizando os resultados geoquímicos, foi possível caracterizar as rochas metadoleríticas como toleíticas, geradas em um ambiente distensional. As rochas metavulcânicas possuem teores elevados de K_2O e outros elementos LILE, permitindo interpretar que se tratam de rochas ultrapotássicas, do tipo lamproito.

Ambos os complexos graníticos são calcioalcalinos e constituídos por rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas. As composições químicas distintas apresentadas pelas rochas desses complexos, levam a interpretá-los como raízes de arcos magmáticos distintos.

A integração dos métodos radiométricos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd permitiu determinar uma idade de 1.080 Ma para a geração das rochas metadoleríticas e, possivelmente, de 1.250 ± 100 Ma para as rochas metavulcânicas. Essas idades indicam também que a sedimentação das rochas do Grupo Itaiacoca ocorreu no Mesoproterozóico.

Os métodos radiométricos definiram, através das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas, idades distintas de implantação dos dois complexos. As idades neoproterozóicas dessas rochas possibilitaram inferir a implantação de arco magmático, associado ao Complexo Cunhaporanga, entre 800-700 Ma, e outro, associado ao Complexo Três Córregos, entre 700-600 Ma.

As diferenças geoquímicas dos dois complexos graníticos foram ressaltadas nos resultados dos estudos isotópicos. Os isótopos de Sr, Pb e Nd determinaram que esses complexos provêm de distintos mantos do tipo subcontinental, possuidores de longa vida geológica. O manto que serviu de fonte para as rochas do Complexo Três Córregos foi formado há ± 2.200 Ma, a partir de um manto primordial, enquanto que o manto gerador das rochas do Complexo Cunhaporanga foi formado há ± 1.800 Ma. Esses dois mantos são produtos do desenvolvimento de um ciclo tectônico no Paleoproterozóico.

A configuração atual dos dois complexos é consequência do Ciclo Tectônico Brasileiro que ocasionou a colagem de blocos continentais, possuidores de mantos subcontinentais com composição distinta. A ocorrência desse ciclo, na região estudada, pode ser caracterizada pelo desenvolvimento de três períodos orogênicos (compressionais), proporcionando a geração de magmatismo ácido calcioalcalino. A primeira orogênese foi denominada de Cunhaporanga (800-700 Ma), a segunda Três Córregos (700-600 Ma) e a terceira, por não estar bem representada na região, não foi denominada.

O limite em subsuperfície da colagem de blocos continentais pode ser definido pela existência de anomalia gravimétrica associada à região da Falha de Itaipirapuã. Atualmente a Faixa Itaiacoca é a região que limita os dois blocos continentais que existiram no Mesoproterozóico, e se colidiram no Neoproterozóico.

Abstract: A narrow belt comprising metasedimentary and metavolcanic rocks, the Itaiacoca belt, occurs in the eastern part of the State of Paraná (Brazil). It exhibits a NE trend, and is bordered by two granitic complexes: Três Córregos (SE) and Cunhaporanga (NW). This work aims to understand the geological evolution of these units.

The Itaiacoca belt comprises four formations: Abapã, Serra dos Macacos, Bairro dos Campos and Água Clara. Distinctive lithologic patterns and sedimentological structures allow to recognize that they are pencontemporaneous, and were formed in a passive continental margin.

Metadoleritic and metavolcanic rocks occurs interlayered with the Bairro dos Campos and Abapã formations, respectively. The matadolerites are tholeiitic, thus indicating an extensional environment in their generation. On the other hand, the metavolcanic rocks are ultrapotassic, distinguished by high K_2O and high LILE elements' contents, suggesting a lamproitic nature.

Both granitic complexes are calc-alkaline and include gneissic rocks, granites and rhyolites. The peculiarity in their chemical composition suggest that they are roots of different magmatic arcs.

Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd determinations indicate a 1.080 My age for the generation of the metadoleritic rocks and a possible 1.250 ± 100 My age for the metavolcanics. These values indicate that the deposition of the sedimentary rocks of the Itaiacoca belt occurred in the Mesoproterozoic.

Radiometric methods applied to the rocks of the Três Córregos and Cunhaporanga complexes led to recognize that they were formed at distinct episodes. The Cunhaporanga magmatic arc was active between 800-700 My, and the Três Córregos magmatic arc was younger, between 700-600 My.

The geochemical differences between the two granitic complexes were demonstrated by isotopic analyses. Sr, Pb and Nd isotopic values suggest that they were generated from two distinct regions of the subcontinental mantle. The mantle source for the Três Córregos complex was formed at about 2.9 My, whereas that of the Cunhaporanga complex rocks was formed at 1.800 My. Both materials seem to be the product of a paleoproterozoic tectonic cycle.

The present configuration of both complexes is due to the Brasileiro Tectonic Cycle that stucked together both continental blocks, underlain by subcontinental mantle of distinct chemical composition. If it is believed that at least three orogenic (collisional and/or compressional) episodes are associated to this tectonic cycle, leading to acid calc-alkaline magmatism: the first one at about (800-700 My), the second (700-600 My), and the third one around 600-500 My.

A gravimetric anomaly that runs parallel to the Itapirapuã fault zone may represent the underneath suture zone between the two collided continental block. The Itaiacoca belt lies presently in the limiting region between these Mesoproterozoic continental blocks that collided in Neoproterozoic times.

RODRIGUES, Eleno de Paula

Parâmetros texturais de deformação em "granitóides" e sua relação com a reação álcali-agregado: aplicação ao concreto da Barragem de Pedro Beicht, SP. 07 de junho. 217p. Orientador: Yushiro Kihara.

Resumo: Na primeira etapa dos trabalhos ("Experiências usando materiais selecionados"), foram efetuados estudos laboratoriais em 20 amostras de rochas "granitóides" e quartzíticas. Executaram-se análises petrográficas por microscopia óptica; determinaram-se índices de cristalinidade do quartzo por difratometria de raios X e "coeficiente de desordem" do quartzo por espectroscopia de infravermelho; e realizaram-se ensaios de reatividade potencial de agregados pelos métodos: químico e de barra de argamassa (métodos normais a 38 e 60°C e acelerado, com determinações obtidas durante 24 meses e 28 dias, respectivamente).

A partir destes estudos, selecionaram-se dezenas de parâmetros mineralógico-petrográficos considerados possíveis condicionadores de reações álcali-agregado, dos quais se revelou mais importante a quantidade de quartzo microgranular ($< 0,15$ mm). A granulometria da matriz rochosa e dos cristais de quartzo ($\geq 0,15$ mm), e as medidas de ângulos de extinção ondulante do quartzo associadas à quantidade deste mineral, podem, também, ser úteis na previsão do comportamento álcali-reactivo desses agregados. Estes três parâmetros são eminentemente texturais e podem constituir, ao menos em parte, indicadores do grau de deformação atingido pela rocha.

Dentre os métodos de ensaios de reatividade potencial os que se mostraram mais adequados para avaliar o comportamento de rochas "granitóides" deformadas tectonicamente foi o "Método Acelerado", desenvolvido pelo National Building Research Institute - NBRI e descrito por Oberholster & Davies (1986).

Na segunda etapa, aplicaram-se as conclusões obtidas durante a primeira no concreto da Barragem de Pedro Beicht. Concluíram-se serem as concentrações de quartzo microgranular presentes no agregado "granitóide" (deformado e, em parte, recristalizado) os principais responsáveis pela reação álcali-silicato ocorrida.

O cimento utilizado no concreto, há 60-65 anos, apresentava alto teor em álcalis (aproximadamente entre 1,3 e 1,6%).

Verificaram-se, na porção central da barragem, simultaneamente: maior consumo de cimento; maiores teores em álcalis por metro cúbico de concreto; maior incidência de bordas de reação álcali-agregado e maior quantidade de fissuras no concreto. Presume-se a existência de algum fissuramento relacionado à reação álcali-agregado.

Os materiais neoformados presentes nas bordas de reação são representados por gel alcalino, às vezes diferenciado em material de baixa cristalinidade e, localmente, exibindo fases cristalinas bem desenvolvidas de hábito foliar. Compõem-se predominantemente de Si, Ca e K, podendo conter algum Al.

Abstract: This work was carried out in two parts. In the first one ("Experiments using selected materials") 20 samples of "granitoid" and quartzitic rocks were submitted to laboratory studies, including petrographic analysis determination of quartz crystallinity index by X-ray diffraction, and attainment of quartz "disorder coefficient" by infrared spectroscopy. Tests of potential alkali reactivity were performed by chemical and mortar bar methods. The last one included the traditional method at 38°C and 60°C and also an accelerated method; measurements were made during 24 months and 28 days, respectively.

Several mineralogical and petrographic parameters, selected from the above studies, were related to potential alkali-aggregate reactivity. The studies made it clear that the amount of microcrystalline quartz (< 0,15 mm) is by far the most efficient parameter. The grain size of the rock matrix, the quartz crystal sizes ($\geq 0,15$ mm) and the undulatory extinction angle in quartz, if associated with the amount of this mineral, can be useful in the prediction of the alkali-reactivity of aggregates. The last three essentially textural parameters may constitute, at least in part, rock deformation indicators.

As judged from the results, the accelerated method is to be considered the most suitable for the evaluation of performances of tectonically deformed "granitoid" rock. This method was developed by the National Building Research Institute - NBRI and discussed by Oberholster & Davies (1986).

The data obtained in the first phase of the present work were then applied to the case of the Pedro Beicht Dam. It was concluded that microgranular quartz concentrations present in the deformed and partially recrystallized "granitoid" of aggregates are the main agent answerable for the observed alkali-aggregate reactions.

The cement put to use in concrete, 60 to 65 years ago, was then very rich in alkalis (about 1.3-1.6%).

Observations of features in the central part of the dam pointed out: a higher cement consumption; higher content of alkali per m^3 of concrete; higher incidence of aureoles of alkali-aggregate reaction and also, larger abundance of concrete fissures. Some relationship between fissuration and alkali-aggregate reaction is presumed.

The neoformation material found in reaction aureoles is an alkaline gel which sometimes exhibit low crystallinity or, locally, well develop foliar crystalline phases. In its composition, Si, Ca and K are predominant, but some Al may also appear.

STEVAUX, José Cândido

O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR). 11 de abril. 442p. Orientador: Paulo Milton Barbosa Landim.

Resumo: O rio Paraná está entre os dez maiores rios do mundo em comprimento e descarga e constitui-se na segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul. Seu curso é dividido em três trechos: inferior, médio e superior. Este trabalho se desenvolveu no trecho superior, mais propriamente na região de Porto Rico (PR), localizada entre a foz do rio Paranapanema e a do rio Ivinheima, onde as

peculiaridades geomorfológicas abrigam vários ambientes e subambientes fluviais e associados.

A área foi dividida em 5 unidades geomorfológicas maiores e 6 subunidades geomorfológicas, mapeadas na escala 1:100.000.

Unidade Geomorfológica Porto Rico: ocorre na margem esquerda do rio, sendo constituída pelos arenitos da Formação Rio Paraná. Corresponde à superfície mais alta e mais antiga do sistema.

Unidade Geomorfológica Taquaruçu: compreende basicamente aos depósitos coluviais, com pouca contribuição aluvial na base, sendo caracterizada por apresentar quantidade de lagoas originadas provavelmente por processo pseudocárstico em clima mais seco que o atual. Datação por termoluminescência revelou que esses corpos d'água têm idade superior a 40.000 anos A.P.

Unidade Geomorfológica Fazenda Boa Vista: definida cerca de 10 m abaixo da unidade anterior, esta unidade tem morfogênese bastante complexa que se iniciou no Pleistoceno Médio estendendo-se praticamente até 2.000 anos A.P. Compõe-se de três subunidades geomorfológicas distintas.

Unidade Geomorfológica Rio Paraná: constituída pelo canal do rio Paraná e sua respectiva planície de inundação. No trecho estudado o rio foi dividido em dois setores conforme seu padrão de canal: a) o setor principal de padrão multicanal onde os canais de primeira ordem são geralmente retilíneos e com sinuosidade aumentando para os de segunda e terceira ordem; b) o setor secundário, que se desenvolve na planície de inundação, tem padrão anastomosado formado por vários canais, furos e paranás e pelo próprio rio Ivinheima.

Unidade Geomorfológica Rio Paranapanema: compreende a planície aluvial do rio homônimo sendo possível separar duas subunidades: a planície atual e o terraço antigo.

As trocas de processos deposicionais e erosivos no canal do Paraná são muito ativas resultando na migração contínua do talvegue que, em alguns casos atinge até 56,6m. ano⁻¹.

As formas de leito, estudadas por meio da ecobatimetria, foram classificadas em: ondulação (até 0,3 m de altura), megaondulação (entre 0,3 e 1,5 m de altura), duna subaquosa (de 1,5 a 7,5 m de altura) e onda de areia (chegando a atingir 13 m de altura).

Estudos facirológicos em afloramentos, poços, trincheiras e testemunhos de sondagens dos depósitos associados ao rio Paraná permitiram a sua caracterização em 12 tipos principais, classificados conforme seus ambientes sedimentares. Aqueles relacionados diretamente aos processos fluviais do Paraná são: depósitos de canal, barra arenosa, lençol arenoso, dique marginal, bacia de inundação e rompimento de dique marginal. Os depósitos associados à calha do rio, mas não aos processos fluviais, são: depósito de rudáceos, colúvios e de fundo de lago. Foram propostos modelos deposicionais inéditos para diques marginais primários e de margem erosiva, bem como foi elaborada uma ampla discussão crítica entre os modelos de literatura (principalmente a arquitetura deposicional) com a gênese e a faciologia dos depósitos do rio Paraná.

Baseado nos estudos facirológicos dos depósitos de inundação foi proposta a curva "G" de migração de margem. Essa curva compõe-se do registro da distância relativa que um determinado ponto na planície de inundação se mantém do canal, durante o intervalo litológico estudado (um perfil ou um testemunho). Aplicada em 30 seções e testemunhos obtidos na área, a curva "G" mostrou-se muito útil nas correlações entre depósitos fluviais, com boa perspectiva de utilização também em sedimentos antigos.

A análise de minerais de argila indicou que o grande aporte dos termos finos em suspensão provém da cobertura pedogenizada dos arenitos dos Grupos Caiuá e Bauru. Os minerais pesados por sua vez parecem derivar diretamente do embasamento cristalino (Grupo Canastra) com pouca maturidade no sistema. Em sua maioria as areias do rio Paraná são produto do retrabalhamento de antigos depósitos de canal, não havendo atualmente grande contribuição da área fonte.

A integração dos resultados das datações absolutas e da palinologia permitiu o estabelecimento da evolução climática do sistema pelo menos para os últimos 50.000 anos. O primeiro período de aridez, bem definido nos testemunhos de sondagem das lagoas e dos depósitos de canal do rio Paraná encerrou há cerca de 10.000 anos. Nessa época iniciou-se o primeiro período úmido que culminaria com um ótimo climático em torno de 6.000 a 5.000 anos A.P. Entre 3.000 e 2.000 anos ocorreu em recrudescimento nas condições climáticas, aqui denominado como segundo período de aridez. A partir de 2.000 anos A.P. até os dias de hoje, o clima tornou-se mais ameno, possibilitando o estabelecimento da atual mata pluvial que cobria toda a região (até a década de 70, quando foi quase totalmente removida devido a ocupação econômica da área). Esse último intervalo de tempo foi denominado de segundo período úmido.

O compartimento geomorfológico onde se instalou a bacia hidrográfica do rio Paraná começou a se formar durante o Plioceno e Pleistoceno Superior sobre a Superfície Sul-Americana. O estabelecimento da serra de Maracaju (tardiocontemporâneo à serra do Mar) veio formar o *divortium aquarum* entre as bacias do Paraná e do Paraguai. O compartimento do rio Paraná sofreu novo aplainamento denominado localmente como Superfície de Guaira, sobre a qual começa a ser escavado o atual canal do rio Paraná.

O clima árido que se desenvolveu durante quase todo o Pleistoceno permitiu o desenvolvimento de grandes extensões de colúvio como também do grande pacote de areia e cascalho existente no canal do rio Paraná. Os períodos de melhoria climática que se sucederam no Holoceno propiciaram o desenvolvimento de uma extensa planície de inundação argilosa por onde meandrava o rio Paraná. O estágio atual, de desajuste hidrológico e sedimentar foi causado, provavelmente, por interferência tectônica.

Abstract: This study involves the geomorphological, sedimentological and quaternary evolutionary aspects of the Upper Paraná River at Porto Rico (State Paraná, Brazil). The alluvial plain is composed by a braided system (main channel), with islands and sandy bars; and a anastomosing system (involving secondary channels, tributaries and a complex of swamps, pools and natural levees). River discharge in its upper course varies from $8,400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ to $13,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (minimum of $2,550 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and maximum of $33,740 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Solid discharge reaches $27 \times 10^6 \text{ ton} \cdot \text{y}^{-1}$ for suspended sediments and $3 \times 10^6 \text{ ton} \cdot \text{y}^{-1}$ for load ones. Through echobathymetric survey, bed forms were grouped in ripples, megripples, dunes and sand waves.

Studies of the sedimentology, heavy minerals, clay minerals and facies architecture was applied to the major geomorphological unities and their subunities.

Preliminary palinological studies show that during the Upper Pleistocene the area was dominated by grassland and savannas under dryer conditions. Since the beginning of Holocene there has been a generalized transition to humid phase and the present Broadleaf Forest occupied the area in the last 2,000 years B.P.

The hypothesis is suggested to explain the evolution of the area: 1) the first geomorphological outline of the Paraná River catchment initiated during the Plio-Pleistocene; 2) the alluvial valley was filled up by alluvial-colluvial deposits at the end of Pleistocene; 3) tectonism and climatic changes (Atlantica Climatic Optimum) generated a new valley bottom (5 to 8 m below the former level) and a wide meandering plain was built up; 4) recent fluvial system created a new terrace 3 m above the normal water level.