

29#7 2006

Simpósio da Amazônia

239-1

## GLACIAÇÕES EOCARBONÍFERAS NAS BACIAS DO NORTE DO BRASIL

Mário Vicente Caputo<sup>1</sup>, [caputo@ufpa.br](mailto:caputo@ufpa.br), Maurice Streeel<sup>2</sup>, [maurice.streeel@ulg.ac.be](mailto:maurice.streeel@ulg.ac.be), José Henrique Gonçalves de Melo<sup>3</sup>, [jhmelo@Petrobras.com.br](mailto:jhmelo@Petrobras.com.br), Luiz Ferreira Vaz<sup>4</sup>, [vaz@themag.com.br](mailto:vaz@themag.com.br), Universidade Federal do Pará<sup>1</sup>, Université de Liège<sup>2</sup>, Petrobras/Cenpes/Bpa<sup>3</sup>, Themag<sup>4</sup>

A Formação Poti apresenta evidências de deposição glacial e periglacial em sua faixa de afloramentos na parte oeste da Bacia do Parnaíba, e também periglacial na porção sudeste da mesma.

Paiva (1937) propôs a denominação Poti para o intervalo 219-566m do poço nº 125 do D.N.P.M., perfurado próximo a cidade de Teresina, capital do Estado do Piauí e Campbell (1949) restringiu esta formação ao intervalo 219-423m daquele poço, com espessura de 204m.

A Formação Poti, com espessuras de cerca de 170m na faixa de afloramentos ocidental e até 320m no depocentro, é constituída de duas unidades superpostas, sendo a inferior formada por arenitos e raros conglomerados, e a superior predominantemente argilosa.

De acordo com Andrade (1968, 1972), que mapeou a formação na região a sudeste do Município de Itacajá, na parte oeste da bacia, a unidade inferior é composta por arenitos róseo-esbranquiçados, quartzosos e feldspáticos, micáceos, muito friáveis, variando granulometricamente de muito finos a médios, às vezes grosseiros, com grãos subarredondados, bem classificados. Apresentam estratificação cruzada de alto ângulo e grande variedade de matações de quartzo e quartzito, gnaiss e granito disseminados na massa arenosa, além de ocasionais acunhamentos de conglomerados oligomícticos, com seixos subangulares e angulares, e raras intercalações de camadas sílticas e argilosas. Esta unidade inclui na sua parte média um pacote de siltito e folhelho síltico róseo, micromicáceo, laminado, que passa lateralmente a arenito.

A unidade superior é formada por folhelhos e siltitos cinza-cremes, róseo-arroxeados, micáceos, calcíferos, fraturas conchoidais, ocasionais intercalações de calcário cinza-creme, róseo-arroxeadado, microcristalino, duro, e arenitos róseos, quartzosos, finos, a médios, subarredondados, às vezes calcíferos, micáceos com ocorrências locais de leitos conglomeráticos. Restos carbonizados de plantas ocorrem nos siltitos e folhelhos. Esse conjunto exhibe gradação lateral, na base e parte média da unidade superior, para diamictito róseo-arroxeadado, esverdeado, caracterizado por grãos de quartzo, seixos de micaxistos e de gnaiss dispersos numa matriz compacta síltico-argilosa, sem estratificação, maciça, blóquea, micácea, às vezes calcífera, com intercalações de arenito róseo-arroxeadado, muito fino, subangular, maciço e micáceo.

O contato com a Formação Longá, subjacente, aparenta ser concordante em afloramentos, mas na verdade consiste de uma discordância paralela detectada através de estudos palinológicos (Melo & Loboziak, 2000). Também discordante é o seu contato superior com a Formação Piauí, cujo conglomerado basal, em ocorrências locais, é constituído por grande quantidade de matações de quartzo, quartzito e arenitos, sem orientação, imersos em uma matriz arenosa.

A presença de clastos, com relativa abundância, em arenitos e de diamictitos na faixa de afloramentos da Formação Poti, permite inferir que o Escudo Central Brasileiro foi a principal fonte dessas rochas.

Kegel (1954) datou a porção basal da formação como do Eocarbonífero baseado em várias espécies de moluscos do gênero *Edmondia*, e Dolianiti (1954) atribuiu o membro superior ao Eocarbonífero em função da presença de macroflora dessa idade. Com base em esporomorfos, Müller (1962) considerou a formação como de idade mississippiana, Andrade & Daemon (1974)

como Viséana, e Melo & Loboziak (2000) situaram-na na parte inferior e média do Neoviseano, correlacionando-a com o intervalo das palinozonas europeias *Perotrilites tessellatus*–*Schultzospora campyloptera* (TC) e *Raistrickia nigra*–*Triquitrites marginatus* (NM). Melo & Loboziak (2003) referem a Formação Poti à palinozona neoviseana Mag, por eles erigida na Bacia do Amazonas (Formação Faro). Iannuzzi & Pfefferkorn (2002) confirmam uma idade neoviseana a flora fóssil da Formação Poti (dominada por pteridospermas, com algumas licópsidas arbóreas e esfenópsidas associadas), a qual inserem no contexto do reino floral Paraca. Este configurava um cinturão floral de clima quente a temperado (entre 30°-60°S) com distribuição circum-gondwânica, que se desenvolveu num contexto não-glacial desde a América do Sul setentrional até a Austrália, entre o Neoviseano e o início do Serpukhoviano.

Testemunhos de poços rasos perfurados pela Themag para a construção de uma barragem no Rio Tocantins apresentaram arenitos, siltitos e diamictitos cinza escuros, semelhantes aos tilitos devonianos que ocorrem no topo da Formação Cabeças. Porém, a idade dos siltitos e diamictitos é viséana, de acordo com determinações palinológicas feitas por Maurice Strel (inédito), na Bélgica. É interessante observar que foram encontrados palinomorfos de vários andares do Devoniano, retrabalhados e extremamente bem conservados.

A litofácies e a macroflora terrestre sugerem um ambiente predominantemente continental a transicional (flúvio-deltaico) para a maior parte da Formação Poti nos afloramentos do oeste da bacia. Contudo, também ocorreram ingressões marinhas, caracterizadas por fácies tempestíticas na base e topo da formação (Della Fávera, 1990) e pela presença de bivalvíos marinhos do gênero *Edmondia* (Kegel, 1954), muito embora não se registrem palinomorfos marinhos nessa unidade, nem em seções síncronas nas bacias do Amazonas e do Solimões (Melo & Loboziak, 2003).

Em vista dessas informações, foi feita uma pesquisa para a obtenção de mais evidências sobre a presença de glaciações eocarboníferas no norte do Brasil. Isoladamente, as evidências não comprovam a glaciação, mas em conjunto são plenamente compatíveis com essa hipótese.

Kegel (1954) informa que a Formação Poti apresenta deformações sinsedimentares no membro inferior em muitas seções da bacia, as quais poderiam ter se originado pelo colapso de corpos arenosos quando camadas subjacentes de gelo derreteram. Ojeda e Bembom (1966) registram a presença de diques de arenito no membro superior, com 3 cm de espessura e 20m de comprimento, que podem ser interpretados tentativamente como originários de cunhas de gelo fósseis, preenchidas com areia após a sua fusão num ambiente periglacial. Della Fávera & Uliana (1979) descrevem um bloco de quartzito com 25 cm de diâmetro, associado a depósitos de suspensão na Formação Poti, sugerindo a deposição de seixos pingados em ambiente periglacial.

A interpretação paleoambiental da formação na sua área de afloramentos seria de um ambiente flúvio-glacial para os arenitos da unidade inferior. Os folhelhos intermediários dessa unidade teriam sido depositados em ambiente marinho raso.

Já na unidade superior os diamictitos seriam de origem glacial sobre lobos deltaicos. Os folhelhos do topo da unidade argilosa seriam depositados em ambiente pós-glacial, planície deltaica (pelitos e arenitos com fósseis vegetais associados) e marinho raso (folhelhos e tempestitos). A presença da macroflora de “tipo Paraca” na parte superior da Formação Poti é indicativa da melhoria climática (Iannuzzi & Pfefferkorn, 2002) que sucedeu os episódios glaciais eocarboníferos, e perdurou até o advento das primeiras glaciações neocarboníferas do Gondwana.

Uma implicação prática da presença de tilitos carboníferos e devonianos na região do Tocantins diz respeito à interpretação do rejeito das falhas nos mapas geológicos regionais, que pode estar equivocada nos casos em que não se determinou se o afloramento de tilito, tomado como referência, está na Formação Cabeças ou Poti.

Na Bacia do Amazonas, a Formação Faro distribui-se no depocentro e flancos da bacia. Ela contém diamictitos próximo à sua base, no testemunho N<sup>o</sup> 27 de poço MA-1-PA, os quais podem ser glaciogênicos, e apresentam a mesma idade que os da Formação Poti. A Formação Faro repousa discordantemente sobre a Formação Oriximiná, e é recoberta pela Formação Monte Alegre em discordância erosiva subparalela. Consiste da alternância entre dois espessos corpos de arenito e outros dois (mais delgados) de folhelho. O arenito basal é em geral de granulometria fina (localmente média a grosseira), branco acinzentado, com estratificação paralela a cruzada. A unidade seguinte é composta de folhelho cinza escuro a preto, carbonoso, laminado, piritoso com finas intercalações de arenito com granulometria fina, extremamente micáceo. Nesta unidade de folhelho inferior ocorre um diamictito cinza escuro, com clastos de areia, grânulos e seixos dispersos em uma matriz siltica-argilosa micácea. A próxima unidade consiste de arenito semelhante ao basal, e o folhelho superior é cinza escuro, carbonoso, piritoso com finas intercalações de siltito cinza e arenito fino. Tal como a sua equivalente na Bacia do Parnaíba, a Formação Faro contém grande quantidade de fragmentos de plantas carbonizadas bem como filmes de carvão. Porém, esses registros paleobotânicos limitam-se à subsuperfície da bacia e ainda carecem de estudos sistemáticos. A idade da Formação Faro é neoviseana (palinozona Mag = Zona *Cordylosporites magnidictyus*, equivalente às biozonas européias TC – NM), segundo Melo & Loboziak (2003), que ratificaram, com pequenas modificações, a datação neoviseana anterior de Loboziak *et al.* (1998). A Zona Mag corresponde ao “intervalo bioestratigráfico XII” do antigo zoneamento paleozóico da Petrobras (Daemon & Contreiras, 1971; Daemon, 1974).

Na Bacia do Solimões (Sub-Bacia de Jandiatuba) foram descritos diamictitos com grânulos e seixos de quartzo no topo da Formação Jandiatuba, na base do testemunho n<sup>o</sup> 1 do poço (1-JD-1-AM). Aqui, Melo & Loboziak (2003) identificam uma associação palinoflorística de indubitável idade neoviseana (biozona Mag), que se estende, poço abaixo, desde a base do testemunho 1 (caixa 18/19, em 2185,25 m, logo abaixo da discordância neocarbonífera com a Formação Juruá) até o intervalo de amostras de calha entre 2208/2217 m, onde repousa em discordância sobre folhelhos neodevonianos atribuídos à mesma Formação Jandiatuba. Portanto, esta seção neoviseana está situada no mesmo intervalo bioestratigráfico das formações Poti e Faro (Melo & Loboziak, 2003). Seria muita coincidência se outro ambiente que não o glacial originasse diamictitos de mesma idade em regiões tão amplamente separadas. Cumpre salientar que há também extensos registros de diamictitos eocarboníferos na parte leste da Bacia do Solimões, na subsuperfície da Sub-bacia do Juruá (Membro Jaraqui da Formação Jandiatuba), porém de idade pouco mais antiga que os aqui discutidos (meso- a neotournaisiana, biozonas BP-PC, segundo Loboziak *et al.*, 1995). Abre-se, assim, a possibilidade da existência de pelo menos três pulsos glaciais sucessivos em bacias paleozóicas do Norte do Brasil, no intervalo de tempo geológico que se estende do Devoniano terminal (Neofameniano, “Struniano”) ao Neoviseano.

Aguiar (1971) considera os diamictitos da Bacia do Parnaíba como depositados por correntes de turbidez, embora nenhuma característica de turbidito tenha sido encontrada. A presença de matacões principalmente de quartzo e quartzito, afastados centenas de quilômetros do embasamento que os originou, sugere que eles foram transportados por jangadas de gelo através de corpos aquosos até o sítio deposicional.

Existe documentação de glaciações eocarboníferas gondwânicas também em outros países da América do Sul (Argentina, Bolívia e possivelmente Peru) e na África (Congo [Bloco Zambezi] e África do Sul) (Caputo, 1984). Entretanto, a presença desta idade glacial no Brasil é bem menos evidente que a neodevonianiana, pois a maior parte das formações que potencialmente a registram está limitada à subsuperfície das Bacias do Amazonas e do Solimões. Apenas a Bacia do Parnaíba oferece condições para sua observação direta no campo.

## BIBLIOGRAFIA

- Aguiar, G. A. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: SBG, Com. Bras. Geol. 25 São Paulo Anais. Vol. 3 p. 113-122.
- Andrade, S. M. 1968. Geologia do Sudeste de Itacajá. Relatório interno da Petrobras Nº 293.
- Andrade, S. M. 1972. *Geologia do Sudeste de Itacajá, Bacia do Parnaíba (Estado de Goiás)*. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. Escola de Engenharia de São Carlos. 87 p.
- Andrade, S. M. & Daemon, R. F., 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: SBG, Congr. Bras. Geol. Porto Alegre. Anais. 28. p. 129-137
- Campbell, D. F. 1949. Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão Basin. Relatório interno da Petrobras nº 7.
- Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Tese de Doutorado. Universidade da Califórnia-Santa Barbara, CA, 583 p.
- Daemon, R.F., 1974. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. Academia Brasileira de Ciências, Anais 46: 549-587.
- Daemon, R.F. & Contreiras, C.J.A., 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: SBG Congr. Brasil. Geol.Ouro Preto, Anais. 25. p 79-88.
- Della Fávera, J.C., 1990. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba*. Tese de doutorado. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 vol.
- Della Fávera, J. C. & Uliana, M. A. 1979. Bacia do Maranhão – possibilidades de treinamento em facies e ambientes sedimentares. Relatório interno da Petrobras. S/N.
- Dolianiti, E. 1954. *A flora do Carbonífero Inferior de Terezina, Piauí*. DNPM. Div. Geol. Min., Bol. 148, 56 p.
- Iannuzzi, R. & Pfefferkorn, H.W., 2002. A pre-glacial, warm-temperate floral belt in Gondwana (Late Viséan, Early Carboniferous). *Palaios*, 17: 571-590.
- Kegel, F. 1954. Lamelibrânquios da Formação Poti (Carbonífero Inferior) do Piauí. DNPM. Div. Geol. Min., Notas preliminares e estudos, Bol. 88: 1-14.
- Loboziak, S., Melo, J.H.G., Quadros, L.P., Daemon, R.F., Barrilari, I.M.R. & Strel, M., 1995. Biocronoestratigrafia de miósporos do Devoniano Médio – Carbonífero Inferior das bacias do Solimões e Parnaíba (estado da arte). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67: 394-395 (Resumo das comunicações).
- Loboziak, S., Melo, J.H.G. & Strel, M., 1998. Reassessment of Viséan miospore biostratigraphy in the Amazon Basin, northern Brazil. *Rev. of Palaeobotany and Palynology*, 104: 143-155.
- Melo, J. H. G. & Loboziak, S. 2000. Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, Northern Brazil). *Rev. of Palaeobotany and Palynology*, 112: 147-165.
- Melo, J. H. G. & Loboziak, S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Ver. of Palaeobotany and Palynology*, 124: 131-202
- Müller, H. 1962. Report on palynological results of samples examined from wells in Maranhão. Relatório Interno da Petrobras Nº 229. Petrobras/Setex/RPBA/Salvador.
- Ojeda, H. O. & Bembom, F. C. 1966. Mapeamento geológico em semidetalhe da região do Sudeste de Riachão. Relatório interno da Petrobras, Belém, Pará.
- Paiva, G. de 1937. Estratigrafia da sondagem nº 125: Anexo Nº 6. Serviço Fomento Mineral, Bol 18, Rio de Janeiro., p. 107.

The Poti Formation presents evidences of deposition glacial and periglacial in its band of outcrops in the part west of the Basin of the Parnaíba, and also periglacial in the Southeastern portion of the same one.

Paiva (1937) considered the Poti denomination for the interval 219-566m of the well no. 125 of the D.N.P.M., perforated next to the city of Teresina, capital of the State Piauí and Campbell (1949) restricted this formation to the interval 219-423m of that well, with thickness of 204m. The Poti Formation, with thicknesses of about 170m in the occidental band of outcrops and up to 320m in the depocenter, is constituted of two overlying units, being the lower one formed of sandstones and rare conglomerates, and the upper one predominantly argillaceous.

In accordance with Andrade (1968, 1972), that mapped the formation in the region to the Southeast of the City of Itacajá, in the western part of the basin, the lower unit is composed for rose-whitish sandstones, quartzous and feldspatic, micaceous, very unconsolidated, varying granulometricly of very fine to medium, occasionally coarse, with sub-rounded grains, well sorted. They present crossed stratification of high angle and great variety of pebbles of quartz and quartzite, gneiss and granite spread in an arenaceous mass, and also occasional lenses of oligomictic conglomerates, with sub-angular to angular pebbles, and rare intercalations of argillaceous and siltitic layers. This unit includes in its middle part a package of silt and rose, micromicaceous siltitic calys, platy, that pass to sandstone laterally. The upper unit is formed by clays and silts grey-cream, rose- pink, micaceous, limy, conchoidal breaking, occasional intercalations of limy grey-cream, rose- pink, microcrystalline, hard, and rose, quartzous, fine to medium su-rounded sandstone, occasionally limy, micaceous with local occurrences of conglomeratic stream beds. Carbonized remains of plants occur in the silts and clays. This set shows lateral gradation, in the base and central portion of the upper unit, to a rose- pink diamictite, greenish, characterized by grains of quartz, pebbles of schists and dispersed gneiss in an silty-argillaceous compact matrix, without stratification, blocky, micaceous,

occasionally limy, with very fine, sub-angular blocky and micaceous rose- pink sandstone intercalations.

The contact with the Longá, underlying Formation, appears to be concordant in outcrops, but in truth it consists of a detected parallel discord through palynological studies (Melo & Loboziak, 2000). Also discordant is its upper contact with the Piauí Formation, whose basal conglomerate, in local occurrences, is constituted by great amount of pebbles of quartz, quartzite and sandstone, without orientation, immersed in an arenaceous matrix.

The presence of clasts, with relative abundance, in sandstones and of diamictites in the band of outcrops of the Poti Formation, allows to infer that the Brazilian Central Shield was the main source of these rocks.

Kegel (1954) dated the basal portion of the formation as of the early carboniferous based on some species of molluscs of the *Edmondia* genus, and Dolianiti (1954) attributed the upper member to the early carboniferous in function of the macroflora presence of this age. On the basis of sporomorphs, Müller (1962) considered the formation as of mississippian age, Andrade & Daemon (1974) as Visean, and Melo & Loboziak (2000) placed it the lower and middle part of the early visean, correlating it with the European palynozone *Perotrilites tessellatus-Schultzospora campyloptera* (TC) and *Raistrickia nigra-Triquitrites marginatus* (NM). Melo & Loboziak (2003) relate the Poti Formation to palynozone early visean Mag, established by them in the Amazon basin (Faro Formation). Iannuzzi & Pfefferkorn (2002) confirm an early visean age the fossil flora of the Poti Formation (dominated for pteridosperms, with some associated arboreal lycopsids and sphenopsids), which insert in the context of the floral kingdom Paraca. This configured a floral belt of hot to tempered climate (between 30°-60°S) with circum-gondwanic distribution, that developed in a not-glacial context since the northern South America to Australia, between the early visean and the beginning of the Serpukhovian.

Drill cores of shallow wells perforated by Themag for the construction of a barrage in Rio Tocantins had presented dark grey silts, diamictites and sandstones, similar, to the devonian tilites that occur in the top of the Cabeças Formation. However, the age of the silts and diamictites is visean, in accordance with palynological determination made by Maurice Streeel (unpublished), in Belgium. It is interesting to observe that palynomorphs were found of some stages of the Devonian, reworked and extremely well preserved.

Lithofacies and the terrestrial macroflora suggest a predominantly continental to transitional environment (river-deltaic) for most of the Poti Formation in the outcrops of the west of the basin. However, marine incursions, characterized by storm facies in the base and top of the formation also occur (Undid Fávera, 1990) and by the presence of marine bivalves of the genus *Edmondia* (Kegel, 1954), although marine palynomorphs are not registered in this unit, nor in synchronous sections in the Solimões and Amazon basin (Melo & Loboziak, 2003).

In sight of this information, a research was made for the attainment of more evidences on the presence of early carboniferous glaciations in the north of Brazil. Separately, the evidences do not prove the glaciation, but in set they are fully compatible with this hypothesis.

Kegel (1954) informs that the Poti Formation presents sin-sedimentary deformations in the inferior member in many sections of the basin, which could have originated by the collapse of arenaceous bodies when underlying ice layers had melted. Ojeda and Bembom (1966) register the presence of sandstone levees in the superior member, with 3 cm of thickness and 20m of length, that can be interpreted as tentatively originary of fossil wedges of ice, filled with sand after its fusing in a periglacial environment. Fávera & Uliana (1979) described a quartzite block with 25 cm of diameter, associated with the suspension deposits in the Poti Formation, suggesting that the pebble deposited by dripping in periglacial environment.

The paleo-environmental interpretation of the formation in its area of outcrops would be of a river-glacial environment for the sandstones of the lower unit. The intermediate clays of this unit would have been deposited in shallow marine environment.

In the upper unit, the diamictites would be of glacial origin over deltaic lobes. The clays of the top of the argillaceous unit would be deposited in after-glacial environment, deltaic plain (clays and sandstones with associated vegetal fossils) and marine evenness (clays and tempestites). The presence of the macroflora of "Paraca type" in the superior part of the Poti Formation is indicative of the climatic improvement (Iannuzzi & Pfefferkorn, 2002) that it succeeded the early carboniferous glacial episodes, and lasted until the advent of the first early carboniferous glaciations of the Gondwana.

A practical implication of the presence of carboniferous and devonian tilites in the region of the Tocantins relates to the interpretation of fault offsets in the regional geologic maps, that can be mistaken in the cases where the tilite outcrop was not determined, taken as reference, is in the Formation Cabeças or Poti.

In the Amazon basin, the Faro Formation distributes in the depocenter and flanks of the basin. It contains

diamictites close to its base, in drill core no. 27 of well MA-1-PA, which can be glaciogenic, and present the same age that of the Poti Formation. The Faro Formation rests discordingly on the Oriximiná Formation, and is re-covered by the Formation Glad Mount in subparallel erosive discordance. It consists of the alternation between two thick sandstone bodies and others two (thinner) of clays. The basal sandstone is in general of fine granulometry (locally medium to coarse), greyish-white, with parallel to crossed stratification. The following unit is composed of gray dark to black color clay, carbonaceous, platy, pyrite abundant with fine sandstone intercalations with fine granulometry, extremely micaceous. In this inferior unit of clay a dark gray diamictite occurs, with clasts of sand, dispersed granules and pebbles in a micaceous silt-argillaceous matrix. The next unit consists of a sandstone similar to the basal one, and upper clay is gray dark, carbonaceous, pyrite abundant with fine intercalations of gray silt and fine sandstone. As its equivalent in the Basin of the Parnaíba, the Faro Formation contains great amount of fragments of carbonized plants as well as coal films. However, these paleobotany records are limited to the subsurface of the basin and they still lack of systematic studies. The age of the Faro Formation is early visean (palynozone Mag = Zone Cordylosporites magnidictyus, equivalent to European biozones TC - NM), according to Melo & Loboziak (2003), that ratified, with small modifications, the previous the early visean dating of Loboziak et al. (1998). Zone Mag corresponds to "biostratigraphic interval XI" of the old paleozoic zoning of the Petrobras (Daemon & Contreiras, 1971; Daemon, 1974). In the Basin of the Solimões (Sub-Basin de Jandiatuba) were described diamictites with granules and pebbles of quartz in the top of the Jandiatuba Formation, in the base of certification n° 1 of the well (1-JD-1-AM). Here, Melo & Loboziak (2003) identified a palynofloristic association of doubtless early devonian age (biozone Mag), that extends, down the well, since the base of drill core 1 (box 18/19, in 2185,25 m, just below of the early carboniferous discordance with the Juruá Formation) until the interval of samples between 2208/2217 m, where it rests in discordance on early devonian clays attributed to the same Jandiatuba Formation. Therefore, this early visean section is situated in the same biostratigraphic interval of the formations Poti and Faro (Melo & Loboziak, 2003). It would be much coincidence if another environment other than glacial originated diamictites of same age in regions so widely separate. To point out that it also has extensive records of early carboniferous diamictites in the eastern part of the Basin of the Solimões, in the subsurface of the Sub-basin of the Juruá (Jaraqui Member of the Jandiatuba Formation), although the age is slightly older than those discussed here (meso- to neotournaisian, biozones BP-PC, according to Loboziak et al, 1995). One confides, thus, the possibility of the existence of at least three successive glacial pulses in paleozoic basins of the North of Brazil, in the interval of geologic time that extends from the terminal Devonian (early famenian, "Strunian") to the early visean.

Aguiar (1971) considers that the diamictites of the Basin of the Parnaíba as deposited in turbidity flows, although no characteristic of turbidites has been found. The presence of pebbles mainly of quartz and quartzite, moved away hundreds from kilometers of the basement that originated them, suggests that they had been carried by ice rafts through water bodies until the depositional location.

Documentation of early carboniferous gondwanic glaciations in other South-american countries (Argentina, Bolivia and possibly Peru) and in Africa also exists (the Congo [Zambezi Block] and Africa of the South) (Caputo, 1984). However, the presence of this glacial age in Brazil is well less evident than the early devonian, therefore most of the formations that potentially register it are limited to the subsurface of the Solimões and Amazon basin. But the Basin of the Parnaíba offers conditions for its direct observation in the field.

---

[Yahoo! Messenger with Voice](#). PC-to-Phone calls for ridiculously low rates.