

## 4 - BACIA DO AMAZONAS

Paulo R. C. Cunha<sup>1</sup>, Flávio G. Gonzaga<sup>1</sup>, Luiz F. C. Coutinho<sup>1</sup> e Flávio J. Feijó<sup>2</sup>

A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica com cerca de 500 000 km<sup>2</sup>, abrangendo parte dos estados do Amazonas e Pará, limitada ao norte pelo Escudo das Guianas e ao sul pelo Escudo Brasileiro. Na atual concepção, reúne as anteriormente chamadas bacias do Médio e Baixo Amazonas (Caputo, 1984). Está limitada a oeste com a Bacia do Solimões pelo Arco de Purus, ao passo que o Arco de Gurupá constitui seu limite leste. Duas seqüências de primeira ordem podem ser reconhecidas nos 5 000 m do preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas: uma paleozóica, intrudida por diques e soleiras de diabásio, e uma mesozóico-cenozóica (fig. 4.1).

O substrato proterozóico que suporta o prisma sedimentar fanerozóico da bacia é constituído por faixas móveis acrescidas a um núcleo mais antigo, denominado Província Amazônia Central (Cordani *et al.* 1984). A porção ocidental desse substrato está representada pela Faixa Móvel Rio Negro-Juruena, composta por rochas graníticas e metamórficas, recobertas pelos sistemas alúvio-flúvio-lacustres tafrogênicos do **Grupo Purus** (fig. 4.2). Na porção oriental, o embasamento é constituído pelas rochas graníticas e metassedimentares da Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas.

O registro sedimentar e ígneo da Bacia do Amazonas reflete os eventos tectônicos paleozóicos ocorrentes na borda oeste da pretérita placa gonduânica e da tafrogenia mesozóica do Atlântico Sul. Estes fenômenos orogênicos provocaram movimentações epirogênicas intra-placa, resultando na formação de arcos de grande porte e discordâncias regionais, além de controlarem as ingressões marinhas que influenciaram os ambientes deposicionais.

Neves *et al.* (1989) admitem que a origem da bacia esteja relacionada à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Proterozóico Brasileiro. A Faixa de Dobramentos Araguaia-Tocantins (Almeida, 1967) está originalmente relacionada à orogenia Brasileira-Pan-Africana, com esforços compressoriais na direção leste-oeste e esforços de alívio na direção norte-sul. O *rift* precursor do Amazonas poderia ter-se iniciado segundo este mecanismo, sendo sua propagação de leste para oeste controlada pela reativação de fraturas pré-cambrianas. Após os esforços distensionais, ocorreu o resfriamento das massas plutônicas e tiveram início a subsidência térmica regional e o desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental, com sedimentação em *onlap* a partir do Neo-ordoviciano.

O estágio inicial de deposição na sinéclise teve caráter pulsante, alternando sedimentos glaciais e marinhos com ingressões de leste para oeste, posicionando-se em *onlap* sobre o Arco de Purus, que impedia a conexão com a Bacia do Solimões. O limite leste ultrapassou o Arco de Gurupá, correlacionando-se com as bacias do noroeste africano (Villeneuve, *apud* Neves *et al.* 1989). As rochas sedimentares deste estágio estão reunidas no **Grupo Trombetas** (Ludwig, 1964), constituído pelas formações **Autás-Mirim** (arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos), **Nhamundá** (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos landoverianos e eowenlockianos), **Pitinga** (folhelhos e diamictitos marinhos neolandoverianos a eoludlovianos) e **Manacapuru** (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos neoludlovianos a eolockovianos) (fig. 4.3). As datações provêm de análises bioestratigráficas com quitinozoários (Quadros *et al.* 1990; Grahn, 1991; Grahn e Paris, 1992).

Após a discordância relacionada à Orogenia Caledoniana, novo ciclo transgressivo-regressivo ocorreu na bacia, desta vez com a deposição dos grupos Urupadi e Curuá. Também neste estágio ocorreu sedimentação marinha com incursões glaciais, com extensão às bacias africanas e sem conexão com a Bacia do Solimões. O **Grupo Urupadi** (fig. 4.4) abrange as formações **Maecuru** (arenitos e pelitos neríticos e deltaicos emsianos a eo-eifelianos) e **Ererê** (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos neo-eifelianos a eogivetianos). Após um pequeno pulso regressivo seguiu-se a deposição da espessa seção sedimentar representada pelo **Grupo Curuá** (Ludwig, 1964), que reúne quatro formações (fig. 4.5): A **Formação Barreirinha** se caracteriza por folhelho cinza-escuro e preto, depositado durante a transgressão global do final do Frasniano (Grahn, 1992). A **Formação Curiri** é representada por diamictitos, folhelhos e siltitos de ambiente glacial vigente no Faméniano (Daemon e Contreiras, 1971). Os arenitos e pelitos da **Formação Oriximiná** retratam um ambiente fluvial regressivo, datado como Neofameniano (Carozzi *et al.* 1973), Neofameniano-Neotournaisiano (Daemon e Contreiras, 1971) e Neofameniano-Eotournaisiano (Bless e Streel, 1986). A **Formação Faro** é composta por arenitos flúvio-deltaicos com influência de tempestades, tournaisianos a viseanos (Daemon e Contreiras, 1971). O recuo do mar processou-se nesta fase em consequência da Orogenia Eoherciniana (Neves *et al.* 1989), e a bacia sofreu um extenso processo erosivo.

<sup>1</sup>Divisão de Interpretação (DINTER), Distrito de Exploração do Norte (DEXNOR), Rod. Artur Bernardes, 5511, Icoraci, CEP 66825, Belém, PA, Brasil.

<sup>2</sup>Departamento de Exploração (DEPEX), Av. República do Chile, 65, CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

Novo ciclo deposicional transgressivo-regressivo ocorreu na sinéclise do Amazonas, entre o Neocarboneo e o Neopermiano, associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido. Este ciclo é representado pelo **Grupo Tapajós** (fig. 4.6) (Santos *et al.* 1975), iniciado com a deposição dos arenitos eólicos e de *wadis*, intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos (Miura *et al.* 1983; Costa, 1984) da **Formação Monte Alegre**. Acima, em contato gradacional, estão os calcários de inframaré e evaporitos de planície de *sabkha* (Altiner e Savini, 1991) das formações **Itaituba** e **Nova Olinda**. O final deste ciclo tectono-sedimentar é caracterizado pela retomada da sedimentação predominantemente continental, indicando uma restrição bacinal provavelmente associada aos efeitos da Orogenia Tardi-herciniana, e que resultou na sedimentação dos siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados da **Formação Andirá**. As datações a partir de foraminíferos bentônicos (Altiner e Savini, 1991; Picarelli *et al.* 1991) conferem à Formação Monte Alegre idade neoserpukoviana-eobashkiriana; à Formação Itaituba idade neobashkiriana-eomoscoviana; e à Formação Nova Olinda idade neomoscoviana-eogzeliana (Harland *et al.* 1989). A Formação Andirá foi datada como eopermiana a partir do estudo da relação isotópica do estrôncio 87/86 (Rodrigues *et al.* 1993).

A Orogênese Gonduanide (Zalán, 1991), relacionada à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana, afetou a porção setentrional da América do Sul no Neopermiano-Eotriássico. Em consequência, esforços de direção norte-sul podem ter fraturado o Escudo das Guianas e afetado transversalmente as bacias amazônicas, provocando um soerguimento generalizado e originando uma discordância regional que se estende até a Bacia do Paraná. O extenso processo de erosão pode ter removido cerca de 1 000 m de sedimentos da Formação Andirá na Bacia do Amazonas.

Posteriormente, a bacia sofreu distensão na direção leste-oeste, seguida de magmatismo básico na forma de soleiras e enxames de diques de diabásio orientados na direção norte-sul. Aqui se incluem os diques subaflorescentes permo-jurássicos de Rosarinho e Pantaleão, na porção ocidental da bacia, e os diabásios juro-triássicos Cassiporé, no Amapá, e Penatecaua, na borda norte da bacia (Thomaz Filho *et al.* 1974). A formação de dutos norte-sul para as intrusões permo-jurássicas relaciona-se com o término dos esforços gonduanides, ao passo que os magmas básicos juro-triássicos ocupariam as fraturas originadas ou reativadas pelo processo de separação das placas africana e sul-americana. A abertura do Atlântico Norte foi precedida pela geração de *rifts* como os de Marajó e Taçutu. O Arco de Gurupá configurou-se como um divisor entre a sinéclise paleozóica e o recém formado *rift* do Marajó. Estas manifestações magmáticas foram posteriormente agrupadas em um único evento, com idade entre 170 e 220 M.a., ou Eojurássico (Mizusaki *et al.* 1992).

As orogêneses Kimmeridgiana tardia e Oregoniana levaram a esforços compressivos ENE-WSW, originados a partir da abertura do Atlântico Equatorial, a leste, e da zona de subducção andina cretácea, a oeste da placa sul-americana, provocando no continente a reativação de fraturas preexistentes e deformações compressivas ou cisalhantes (Campos e Teixeira, *apud* Neves *et al.* 1989). Este

episódio é conhecido na bacia como Diastrofismo Juruá.

Um relaxamento dos esforços compressivos criou sítios deposicionais para a implantação do ciclo cretáceo-terciário, representado pelo **Grupo Javari** (Eiras *et al.* neste volume), depositado diretamente sobre a superfície de discordância do topo do Paleozóico. No Neocretáceo instalou-se um sistema fluvial arenoso de alta energia, atuante até o Neogeno e estendendo-se até as bacias subandinas, e que resultou na deposição dos sedimentos da **Formação Alter do Chão**. O clima mudou de árido para úmido e a drenagem corria provavelmente para oeste, em direção ao pretérito Oceano Pacífico. Com o soerguimento da Cadeia Andina, esta região foi isolada no Paleogeno, e a consequente compensação isostática deslocou o depocentro terciário para a região subandina. Os rios cretáceos transformaram-se em lagos doces e rasos, alimentados por rios meandantes de baixa energia e depositando pelitos com restos de conchas de moluscos e vegetais (**Formação Solimões**). A partir do Mioceno, época da culminância do soerguimento andino, a bacia passou a ser alimentada por sedimentos oriundos daquela cadeia montanhosa, e a rede de drenagem passou a se dirigir ao Atlântico. A cunha argilosa decorrente, porém, mal ultrapassa o Arco de Purus.

**Estratigrafia de Seqüências** - a trama estratigráfica paleozóica da Bacia do Amazonas comporta três seqüências de segunda ordem, limitadas por discordâncias ligadas a episódios orogênicos.

**Seqüência Ordoviciano-devoniana** - reúne os clásticos marinhos do Grupo Trombetas e está parcialmente truncada pela discordância decorrente da Orogenia Caledoniana.

**Seqüência Devoniano-carbonífera** - corresponde aos clásticos flúvio-deltaicos e neríticos dos grupos Urupadi e Curuá, e tem seu topo marcado pela discordância relacionada à Orogenia Eo-herciniana.

**Seqüência Permo-carbonífera** - formada pelos clásticos, carbonatos e evaporitos continentais e de ambiente marinho restrito do Grupo Tapajós e está profundamente cortada pela discordância resultante da Orogenia Gonduanide e do Diastrofismo Juruá.

**Seqüência Cretácea-terciária** - composta pelos clásticos flúvio-lacustres do Grupo Javari, ocupou os espaços criados pela atividade da Orogenia Andina.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, Bol.Div.Geol.Min.DNPM, n.241, 36 p.
- ALTINER, D. & SAVINI, R. 1991. Pennsylvanian foraminifera and carbonate microfacies from the Amazonas and Solimões basins: biostratigraphic, paleoecologic and paleogeographic results. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.

- BLESS, M.J.M. & STREEL, M. 1986. Late devonian events around the old red continent. Liège, Société Géologique de Belgique.
- CAPUTO, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, palaeoclimatology and palaeogeography of northern basins of Brasil. Santa Barbara, California University. 586 p. (PhD Thesis).
- CAROZZI, A.V., ALVES, R.J. & CASTRO, J.C. 1973. Environmental and synsedimentary tectonic evolution of the paleozoic clastics of the Middle Amazonas Basin. Belém, PETROBRAS. Rel. interno.
- CORDANI, U., NEVES, B.B.B. & FUCK, R.A. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Série Ciência-Técnica-Petróleo, n. 15.
- COSTA, M.G.F. 1984. Facies deposicionais e ambientes de sedimentação da Formação Monte Alegre (Neocarbonífero) na área de Autás Mirim e adjacências, Bacia do Médio Amazonas. Recife, UFPE. Dissertação de mestrado.
- DAEMON, R.F. & CONTREIRAS, C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, SBG. V.3, p. 79-88.
- GRAHN, Y. 1991. Ordovician Chitinozoa and biostratigraphy of Brazil. *Geobios*, n. 25, fasc. 6, p. 703-723.
- GRAHN, Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palinology*, n. 16, p. 35-61.
- GRAHN, Y. & PARIS, F. 1992. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Rev. Micropaléontologie*, n. 35, p. 197-209.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. 1989. *A Geologic Time Scale*. Cambridge, Cambridge University Press. 263 p.
- LUDWIG, G. 1964. Divisão estratigráfico-faciológica do Paleozóico da bacia amazônica. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Série Ciência-Técnica-Petróleo n.1, 72 p.
- MIURA, K., THOMAZ F., A., CUNHA, F.M.B. & DELLA FÁVERA, J.C. 1983. Reavaliação das possibilidades petrolíferas da Bacia do Médio Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.
- MIZUSAKI, A.M.P., WANDERLEY FILHO, J.R. & AIRES, J.R. 1992. Caracterização do magmatismo básico das bacias do Solimões e do Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.
- NEVES, C.A.O., CAMPOS, J.N.P., ARANA, J., TEIXEIRA, L.B., RODRIGUES, R. & TRIGUIS, J.A. 1989. Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas. Belém, PETROBRÁS. Rel. interno.
- PICARELLI, A.T. & QUADROS, L.P. 1991. Bioestratigrafia do Permiano e Carbonífero das bacias do Solimões, Amazonas, Acre e Parnaíba, com base em Fusulinídeos, Palinologia e Conodontes. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.
- QUADROS, L.P., MELO, J.H.G. & GRAN, Y. 1990. Carta bioestratigráfica da Bacia do Amazonas. In: BEURLIN, G. & QUADROS, L.P., eds. *Bioestratigrafia das bacias paleozóicas brasileiras*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.
- RODRIGUES, R., SOLIANI Jr., E., TAKAKI, T., SATO, K. & KAWAJITA, K. 1993. Cronoestratigrafia isotópica do estrôncio das formações Andirá (Bacia do Amazonas) e Cruzeiro do Sul (Bacia do Acre). Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.
- SANTOS, D.B., FERNANDES, P.E.C.A., DREHER, A.M., CUNHA, F.M.B., BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, J.B.G. 1975. *Geologia*. Rio de Janeiro, DNPM. Projeto Radam, Folha SB.21 Tapajós, p. 15-99.
- THOMAZ FILHO, A., CORDANI, U.G. & MARINO, O. 1974. Idades K/Ar de rochas basálticas da Bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Porto Alegre, SBG. V. 6, p. 273-278.
- ZALÁN, P.V. 1991. Influence of Pre-Andean Orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of South America. In: *Simposio Bolivariano*, 4. Bogotá. *Memorias*, Tomo I, Trabajo 7.



# CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO AMAZONAS

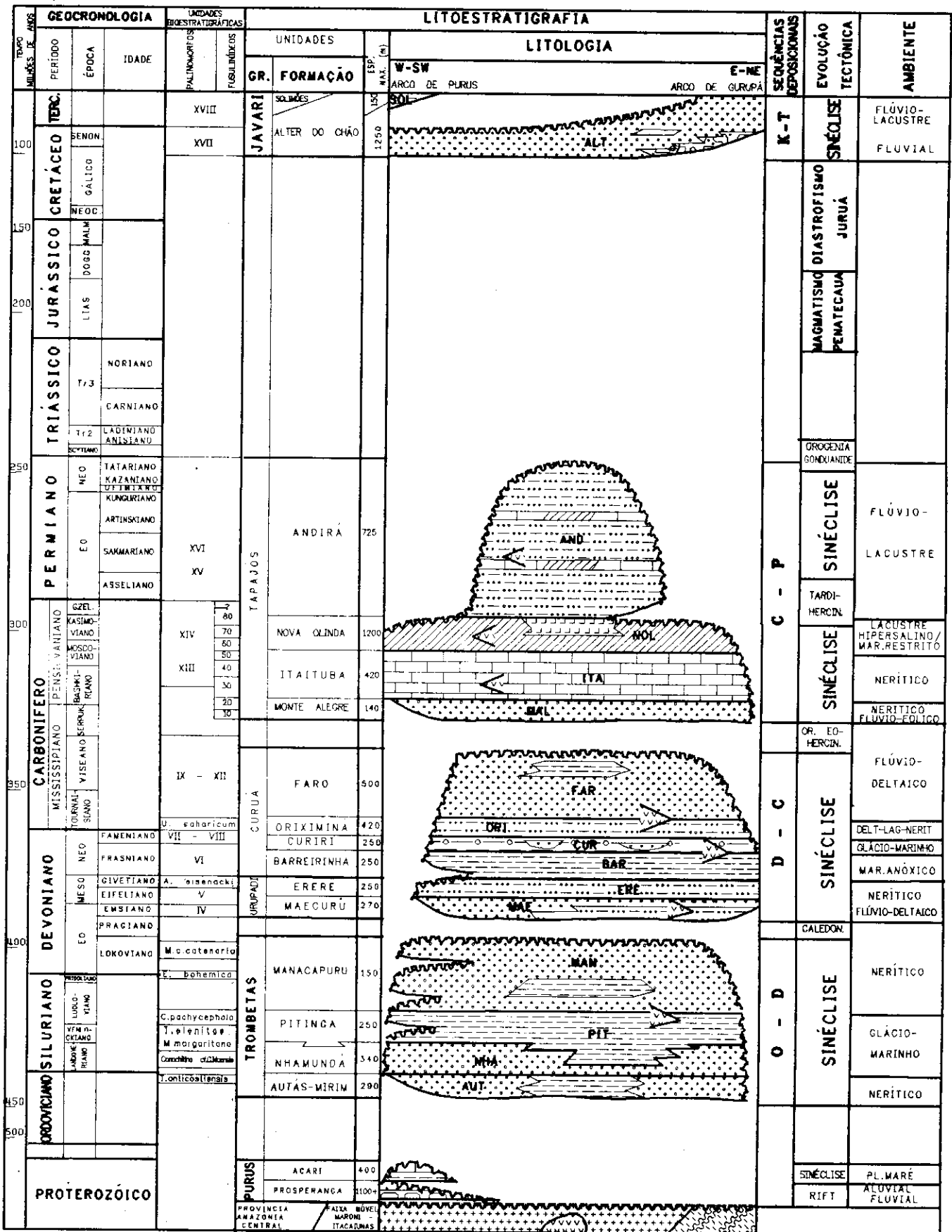


Fig. 4.1 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas.



# 2 - AI - 1 - AM

Altitude = 51 m

5° 26' 13" S  
59° 57' 14" W

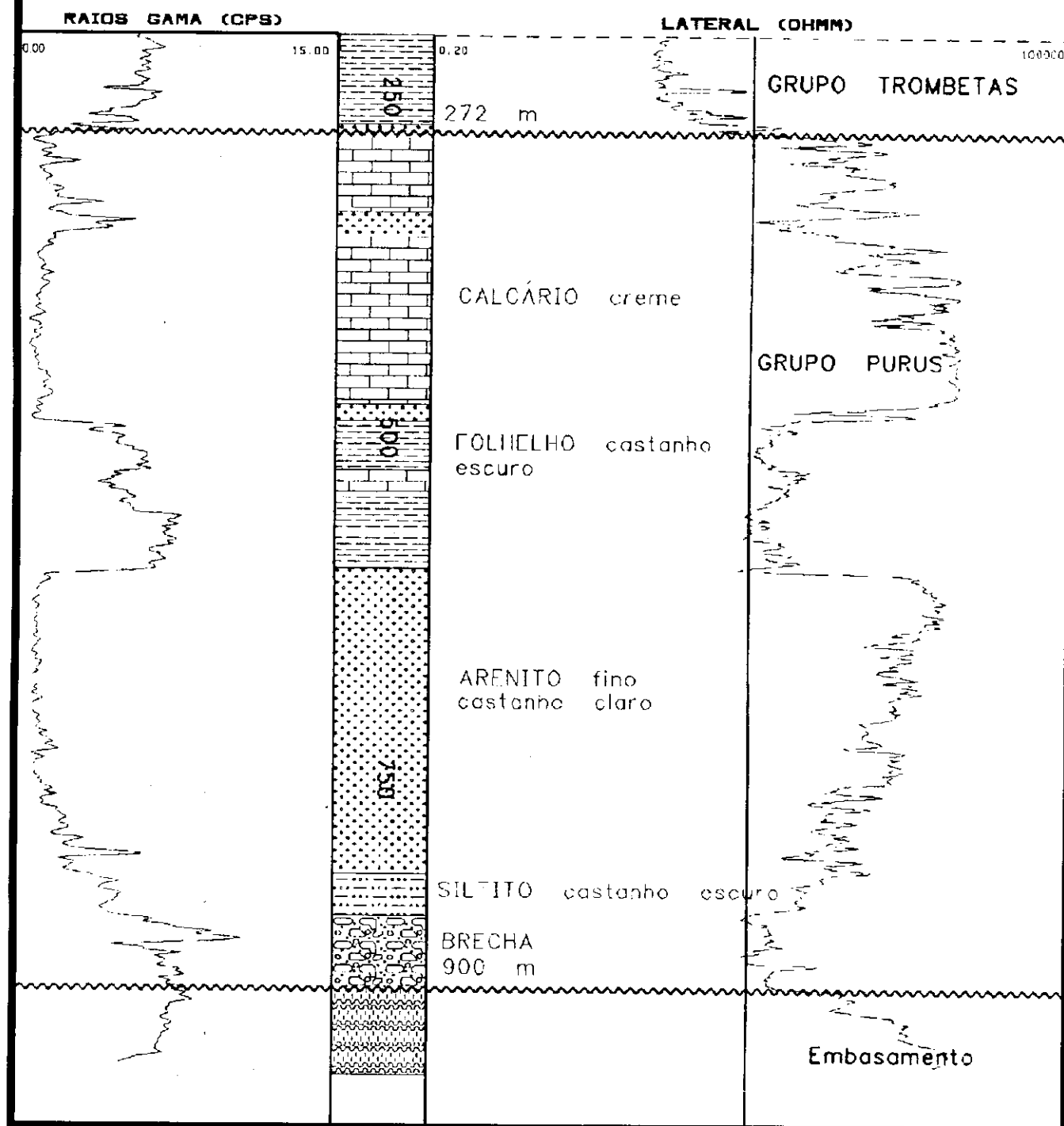


Fig. 4.2 - Perfil de referência do Grupo Purus.



# 1 - AM - 1 - AM

Altitude = 26 m

3° 17' 6" S  
59° 52' 24" W

RAIOS GAMA (CPS)

NORMAL LONGA (OHMM)

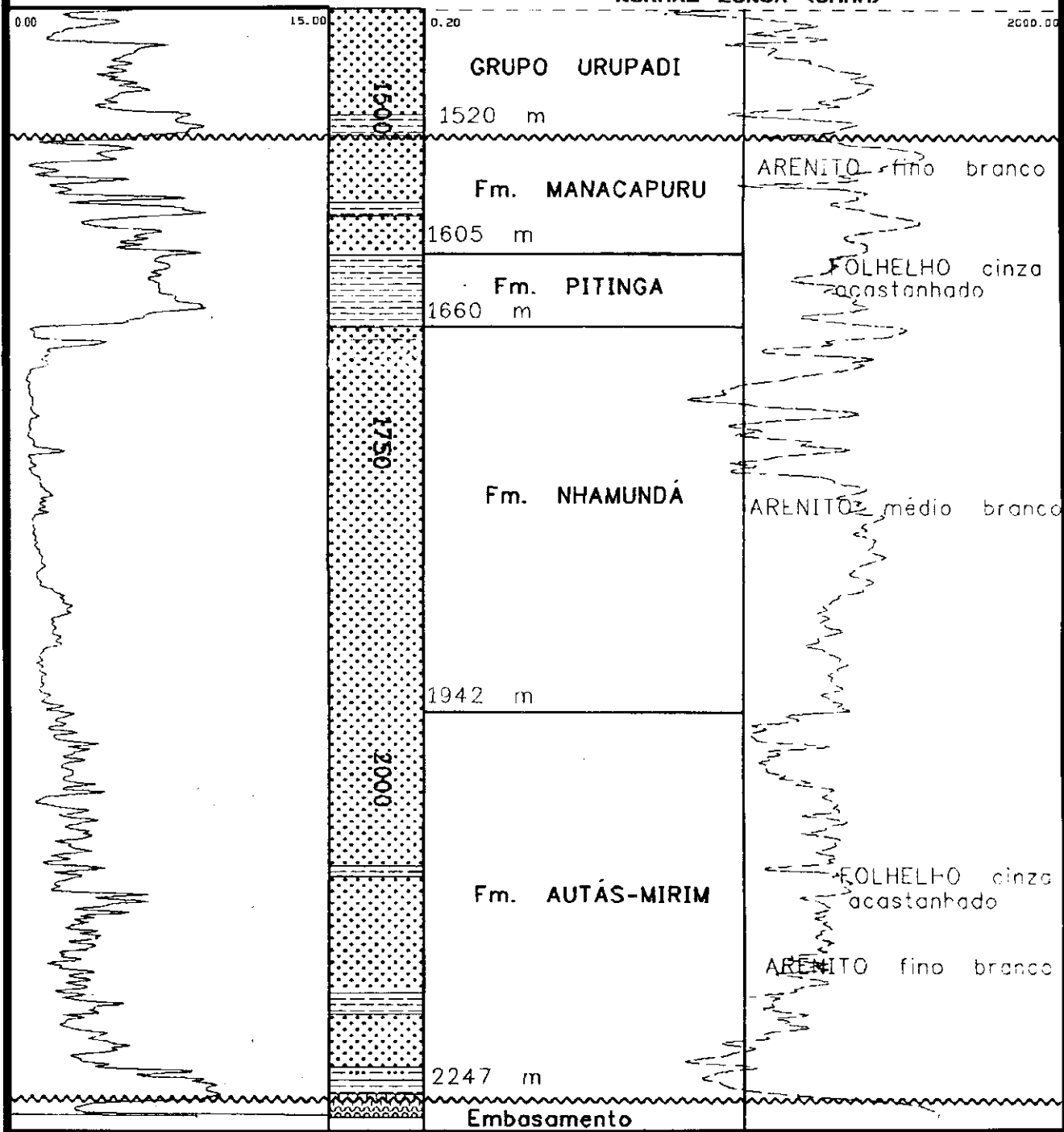


Fig. 4.3 - Perfil de referência do Grupo Trombetas.



# 1 - AM - 1 - AM

Altitude = 26 m

3° 17' 6" S  
59° 52' 24" W

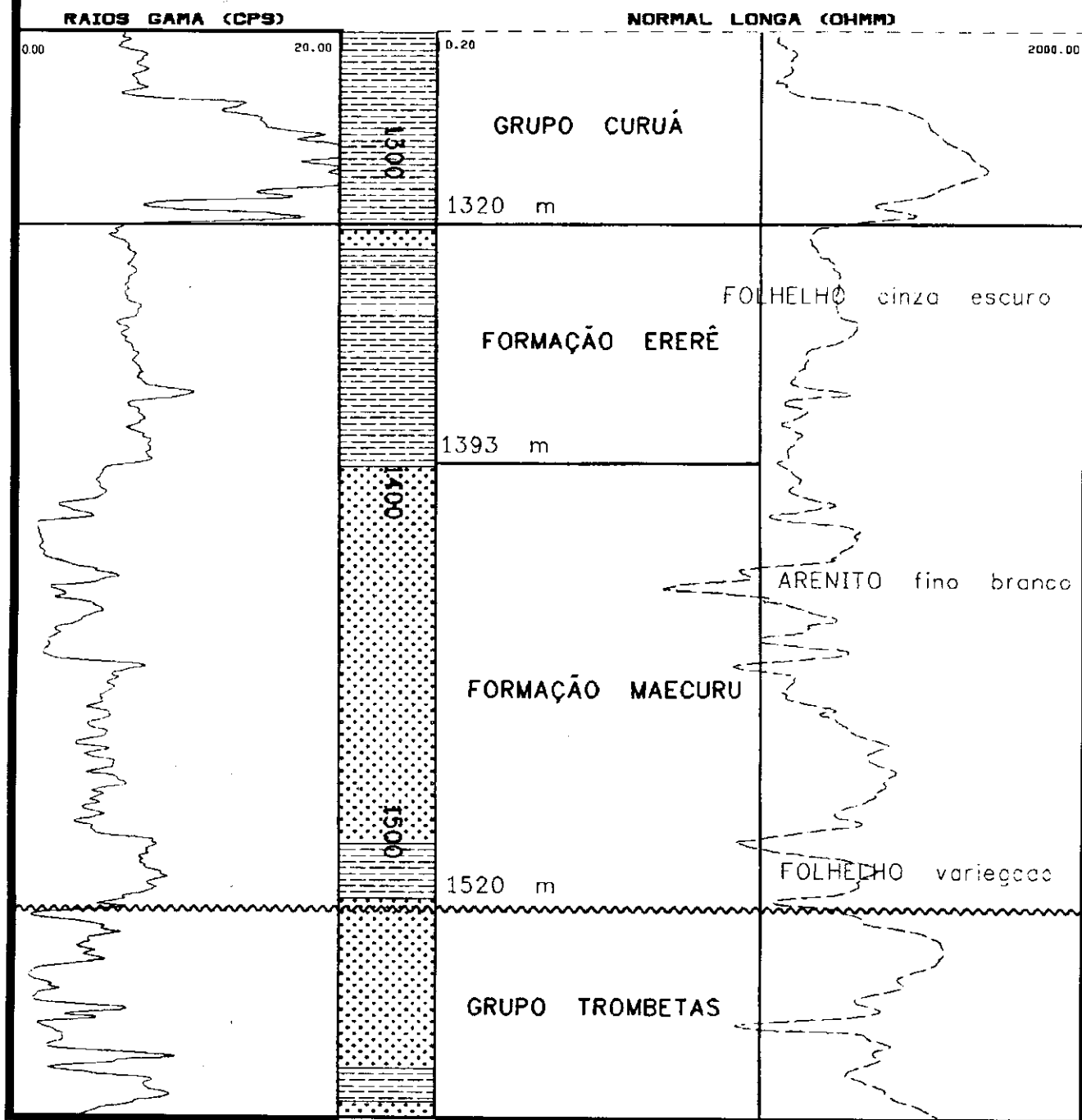


Fig. 4.4 - Perfil de referência do Grupo Urupadi.



# 1 - AX - 1 - AM

Altitude = 46 m

4° 16' 25" S  
58° 42' 46" W

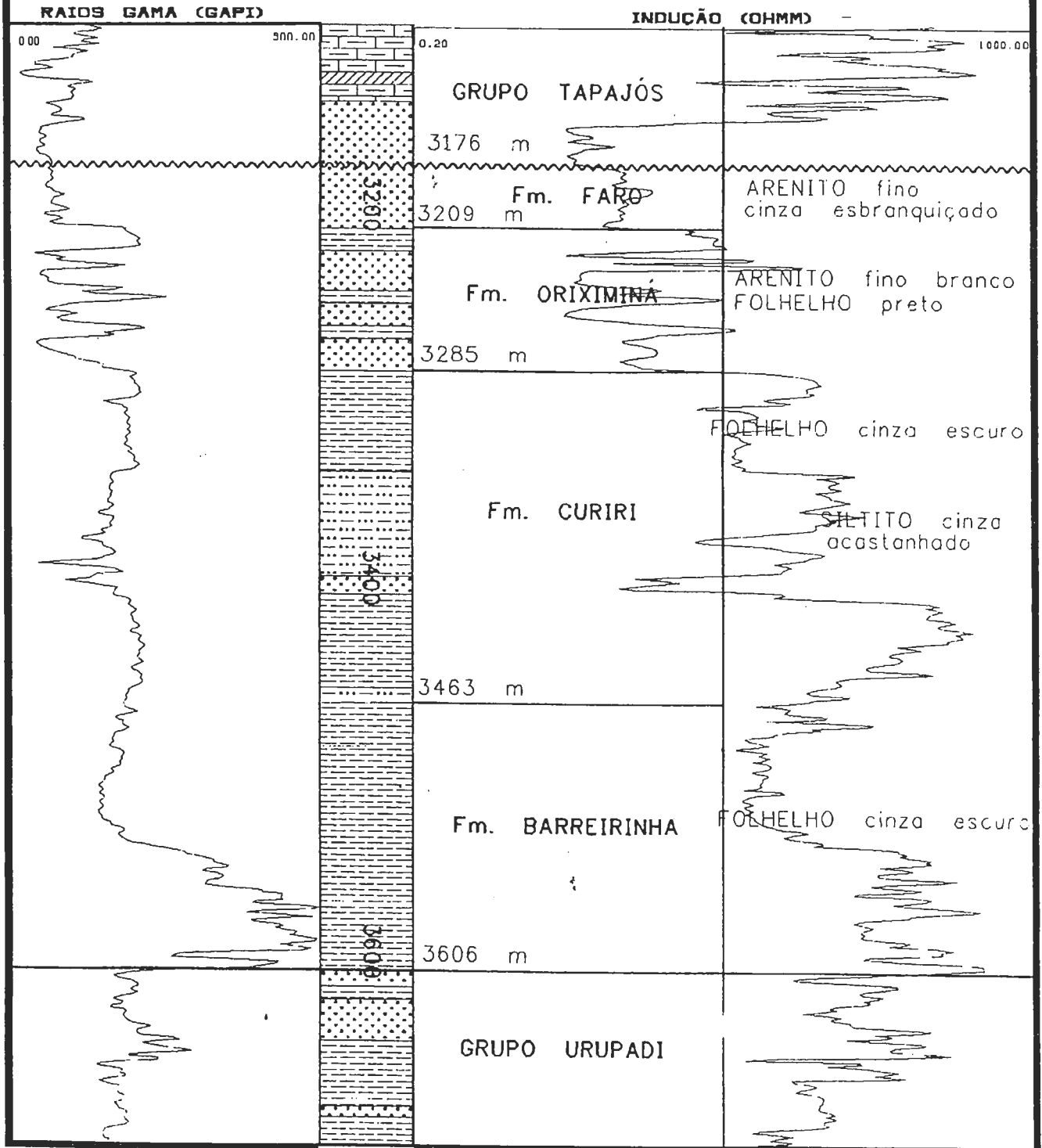


Fig. 4.5 - Perfil de referência do Grupo Curuá.





# 1 - AX - 1 - AM

Altitude = 46 m

4° 16' 25" S  
58° 42' 46" W

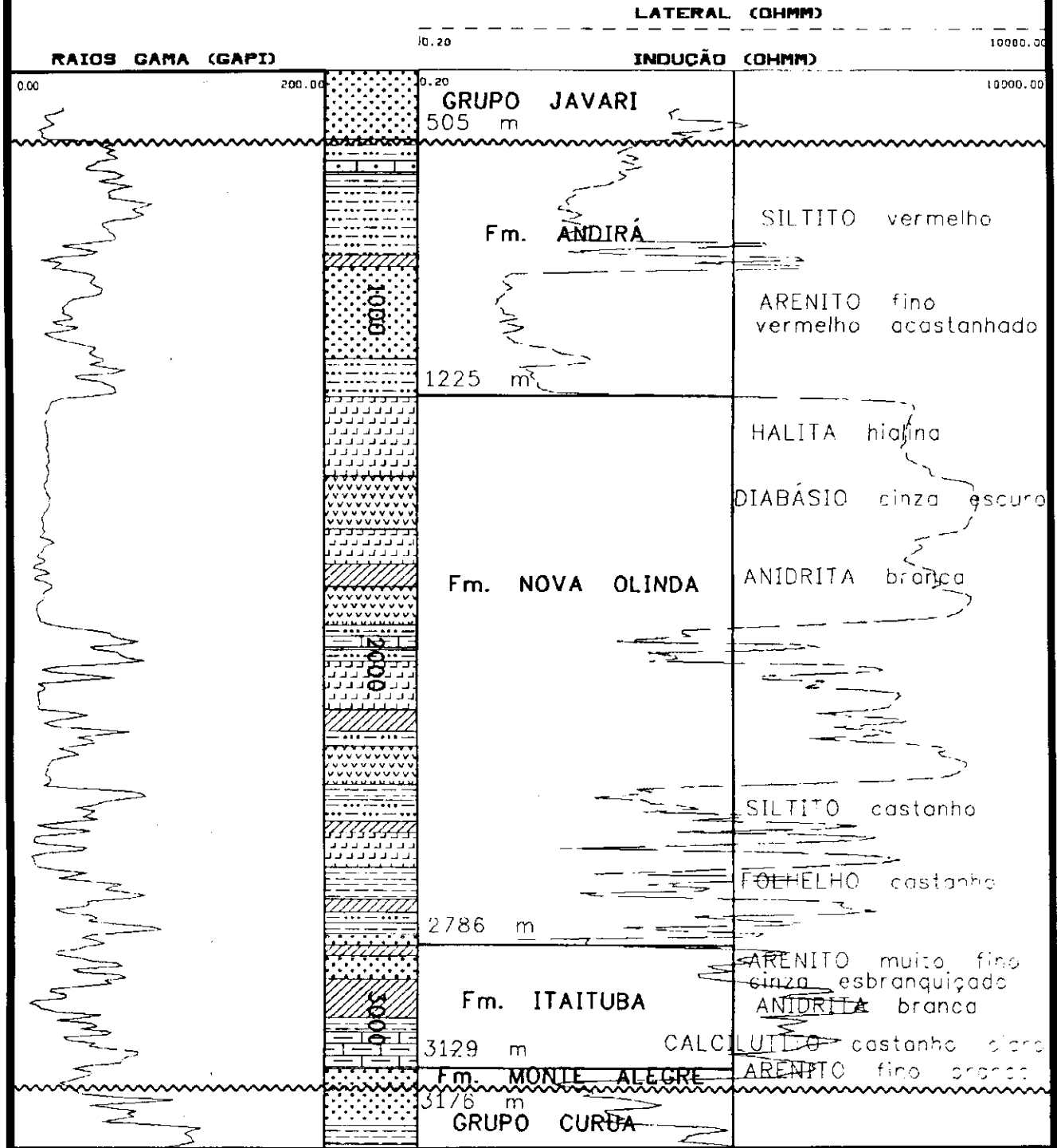


Fig. 4.6 - Perfil de referência do Grupo Tapajós.