



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“A FORMAÇÃO PALMEIRAL (PROTEROZÓICO SUPERIOR) NA SERRA
DOS PACAÁS NOVOS, OESTE DE RONDÔNIA”**

TESE APRESENTADA POR

RUY BENEDITO CALLIARI BAHIA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de **GEOLOGIA**.

Data de Aprovação : 18 / 03 / 97

Comitê de Tese:

Werner Truckenbrodt

.....
WERNER TRUCKENBRODT (Orientador)

Augusto José de Cerqueira L.P. da Silva

.....
AUGUSTO JOSÉ DE CERQUEIRA L.P. DA SILVA

Maurício da Silva Borges

.....
MAURÍCIO DA SILVA BORGES

BELÉM

A Deus.

A meus pais (in memoriam).

À Maria, Felipe e Ana Leticia.

AGRADECIMENTOS

À CAPES, pela bolsa de estudos e pelo auxílio financeiro para a execução da presente pesquisa.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), pela minha liberação e pelo auxílio financeiro, sem os quais não teria sido possível a realização desta dissertação.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), particularmente ao Centro de Geociências, pela oportunidade de realizar o mestrado.

Ao Prof. Dr. Werner Trukenbrodt, pela orientação, apoio e auxílio, tanto nas atividades de campo, quanto nas de laboratório.

Ao Dr. Augusto José de C. L. Pedreira da Silva, pela co-orientação, auxílio nas fases de campo e de pesquisa bibliográfica, pelas críticas e sugestões dadas à esta pesquisa e pela sua participação no Comitê de Tese.

Ao Prof. Dr. Maurício Borges pelo apoio dado durante a realização desta pesquisa, pelas críticas e sugestões, e por sua participação no Comitê de Tese.

A todos os colegas da CPRM, tanto da Superintendência Regional de Belém (SUREG-BE) quanto da Residência de Porto Velho (REPO), pelo apoio, orientação, críticas e sugestões dadas durante o desenvolvimento desta pesquisa.

À Prof^a. Dra. Ana Maria Góes e ao Prof. Msc. Afonso Nogueira, pela críticas, sugestões e colaboração dadas durante o desenvolvimento desta pesquisa.

A todos os funcionários do Centro de Geociências da UFPA, que nas suas mais diversas atividades profissionais, colaboraram para a realização desta dissertação.

SUMÁRIO

	pág.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUÇÃO	5
1.1. OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	5
1.2. METODOLOGIA.....	6
1.3. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	8
1.3.1. Fisiografia	8
1.3.2. Geomorfologia	10
2. GEOLOGIA DA PORÇÃO OCIDENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO	14
2.1. TRABALHOS ANTERIORES.....	14
2.2. ESTRATIGRAFIA.....	16
2.3. COMPARTIMENTAÇÃO LITOESTRUTURAL.....	19
3. FORMAÇÃO PALMEIRAL	23
3.1. CARACTERIZAÇÃO DAS LITOFÁCIES.....	23
3.1.1. Ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm)	25
3.1.2. Arenito com estratificação horizontal (Sh)	34
3.1.3. Arenito com estratificação cruzada acanalada (St)	36
3.1.4. Arenito com estratificação cruzada tabular (Sp)	36
3.1.5. Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl)	42
3.1.6. Arenito maciço (Sm)	42
3.1.7. Modelo Depositional	45
3.2. PALEOCORRENTES.....	50
3.3. PETROGRAFIA.....	54
3.4. CORRELAÇÃO DA FORMAÇÃO PALMEIRAL COM OUTRAS UNIDADES.....	66
3.5. TECTÔNICA.....	69

	pág.
3.5.1. Aspectos Gerais e Geometria de Macro-escala	69
3.5.1.1. Setor I.....	73
3.5.1.2. Setor II.....	73
3.5.1.3. Setor III.....	75
3.5.2. Estruturas Mesoscópicas	75
3.5.2.1. Falhas Normais.....	75
3.5.2.2. Falhas de Cavalgamento.....	76
3.5.2.3. Fraturas / Diáclases.....	76
4. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	77
5. CONCLUSÕES	82
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
ANEXO	89
ANEXO - MAPA GEOLÓGICO DA SERRA DOS PACAÁS NOVOS	90

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

	pág.
Figura 1	Mapa de localização da área pesquisada..... 7
Figura 2	Confluência dos rios Mamoré (abaixo) e Guaporé (acima)..... 9
Figura 3	Unidades geomorfológicas da região que inclui o Estado de Rondônia (MELO et al., 1968)..... 12
Figura 4	Domínios geomorfológicos da Serra dos Pacaás Novos..... 13
Figura 5	Colunas estratigráficas dos projetos de mapeamento desenvolvidos no Estado de Rondônia..... 15
Figura 6	Mapa geológico do Estado de Rondônia e áreas adjacentes. (SCANDOLARA et al., 1996)..... 17
Figura 7	Esboço da compartimentação lito-estrutural do segmento sudoeste do Cráton Amazônico (SCANDOLARA et al., 1995)..... 21
Figura 8	Mapa geológico da Serra dos Pacaás Novos..... 24
Figura 9	Perfil geológico da borda norte da Serra dos Pacaás Novos..... 26
Figura 10	Ortoconglomerado da Formação Palmeiral mostrando o tamanho máximo dos seixos (50 cm) medidos na Vila de Palmeiral. Notar o imbricamento dos seixos indicando paleocorrente para o canto superior direito da foto..... 27
Figura 11	Contato côncavo-convexo dos clastos do ortoconglomerado da Formação Palmeiral devido à dissolução por pressão. O imbricamento dos seixos indica paleocorrente para a direita da foto..... 28
Figura 12	Clastos do ortoconglomerado mostrando marcas de dissolução por pressão..... 29
Figura 13	Detalhe do ortoconglomerado Gm; os seixos arredondados e geralmente oblatos, são mal selecionados..... 30
Figura 14	Fácies Gm com seixos arredondados e oblatos mostrando, em parte, imbricação; bloco solto..... 31

	pág.	
Figura 15	Fácies Gm (ortoconglomerado com estratificação horizontal incipiente) contendo níveis de arenito, borda norte da Serra dos Pacaás Novos.....	32
Figura 16	Bloco rolado de ortoconglomerado mostrando perfeitamente o acamamento e uma organização gradacional.....	33
Figura 17	Arenito com estratificação horizontal (Fácies Sh).....	35
Figura 18	Estratificação cruzada acanalada da Fácies St, vista frontal.....	37
Figura 19	Arenito com estratificação cruzada acanalada de médio porte (Fácies St).....	38
Figura 20	Croqui do arenito com estratificação acanalada de médio porte (Fácies St).....	39
Figura 21	Arenito com estratificação cruzada tabular (Fácies Sp).....	40
Figura 22	Arenito com estratificação cruzada tabular (Fácies Sp).....	41
Figura 23	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Fácies Sl).....	43
Figura 24	Arenito maciço (Fácies Sm).....	44
Figura 25	Perfil estratigráfico composto da Formação Palmeiral.....	47
Figura 26	Modelo do sistema fluvial da Formação Palmeiral.....	48
Figura 27	Perfis generalizados de três modelos deposicionais em rios entrelaçados. 1 - fluxos de detritos superimpostos; 2 - canal de escoamento superficial; 3 - canal secundário; 4 - barra truncada/cunha-de-areia; 5 - depósito de fluxo de detritos; 6 - barras superimpostas; 7 - canais secundários; 8 - canal principal ou sistema de canal; 9 - canal principal; 10 - barra composta (MIALL, 1978)..	49
Figura 28	Imbricamento dos clastos indicando sentido da paleocorrente para o canto superior esquerdo.....	51
Figura 29	Posicionamento perpendicular dos seixos prolatos em relação à paleocorrente.....	52
Figura 30	Mapa de distribuição das paleocorrentes na Formação Palmeiral.....	53

	pág.
Figura 31 Difratoograma de caulinita (C) e illita (I) compondo grãos brancos alterados (originalmente feldspato) do arenito S-1. Os grãos foram concentrados manualmente.....	56
Figura 32 Difratoograma do arenito S-1, rocha total.....	57
Figura 33 Cimento de sílica (calcedônia) ao redor de um cristal de quartzo.....	58
Figura 34 Pseudomorfo de illita no arenito da Formação Palmeiral.....	59
Figura 35 Illita preenchendo interstícios intergranulares. Fotomicrografia com nicóis cruzados.....	60
Figura 36 Grão de caulinita no arenito da Formação Palmeiral.....	61
Figura 37 Sobrecrecimento cristalino em grãos de quartzo marcada pela “dust line”.....	63
Figura 38 Contatos retilíneo (acima) e côncavo-convexo (abaixo) nos seixos de quartzo-arenito do ortoconglomerado.....	64
Figura 39 Seixo de rocha vulcânica (dacito?). Fotomicrografia com nicóis paralelos.....	65
Figura 40 Correlação litoestratigráfica proposta das coberturas sedimentares proterozóicas da borda oeste do Cráton Amazônico (modificado de SAES, 1986).....	68
Figura 41 Imagem obtida pelo satélite LANDSAT TM5 da Serra dos Pacaás Novos e seus principais lineamentos: 1) Falha São Luiz; 2) Falha Jaciparaná; 3) Falha Ouro Preto.....	70
Figura 42 Esboço estrutural da Serra dos Pacaás Novos.....	71
Figura 43 Distribuição dos setores estruturais da Serra dos Pacaás Novos.....	72
Figura 44 Arenito da Formação Palmeiral com acamamento verticalizado, aflorando no setor II da Serra do Pacaás Novos.....	74
Figura 45 Quadro evolutivo do graben dos Pacaás Novos.....	79

	pág.
Figura 46 Evolução tectônica da Serra dos Pacaás Novos.....	80
Figura 47 Fragmentos de laterita preenchendo fraturas no arenito.....	81

RESUMO

A Serra dos Pacaás Novos, localizada na região oeste do Estado de Rondônia, nas adjacências da cidade de Guajará Mirim, e encaixada na porção ocidental do Cráton Amazônico, é constituída mormente de conglomerados e arenitos da Formação Palmeiral, do Proterozóico Superior. Esta idade é baseada na datação Rb/Sr de rochas vulcânicas básicas intercaladas na base desses depósitos, da parte oriental da serra.

A Formação Palmeiral, objeto deste trabalho, foi estudada sob os pontos de vista faciológico e tectono-estrutural. A análise faciológica distinguiu 6 litofácies que incluem: (1) ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente, como fácies predominante (Gm); (2) arenito com estratificação horizontal (Sh); (3) arenito com estratificação cruzada acanalada (St); (4) arenito com estratificação cruzada tabular (Sp); (5) arenito com estratificação sigmoidal (Sl); e (6) arenito maciço (Sm). A fácies conglomerática, interpretada como barras longitudinais ou lençóis empilhados, gerados durante eventos de alta descarga, contém níveis de lentes arenosas, que representam depósitos formados durante períodos de baixa descarga em canais menores. Esta variação na descarga, aliada com a capacidade transportadora variável do fluxo, e a pouca profundidade do leito sugerida pela estruturação dos lençóis conglomeráticos, aponta para os sedimentos Palmeiral, um estilo fluvial "braided", semelhante ao tipo "Scott" de MIALL (1977). Entretanto, ficam dúvidas se este padrão relaciona-se a um sistema fluvial proximal ou leque fluvial. Corpos conglomeráticos com fácies comparáveis àquelas da Serra dos Pacaás Novos, encontradas a mais de 100 km a norte da

serra, mostrando o mesmo padrão de paleocorrente para SW, parecem favorecer a interpretação de um sistema fluvial proximal.

A proveniência dos depósitos Palmeiral é indicada pelos diferentes tipos de seus seixos; ocorrem seixos de quartzo, quartzito, arenito e rochas vulcânicas, os quais apenas em parte são oriundos do embasamento cristalino. Contudo, fragmentos de rochas do embasamento mais próximo (Complexo Jamari), que bordeja a serra, não foram encontrados.

A Formação Palmeiral passou por vários processos diagenéticos incluindo sobrecrescimento de quartzo, formação de caulinita e ilitização. Podem ocorrer pseudomorfos de ilita a partir de caulinita. A dissolução por pressão é bem documentada por concavidades em seixos da fácies conglomerática.

Na Serra dos Pacaás Novos, a Formação Palmeiral está confinada numa estrutura de graben, que possivelmente no Cenozóico sofreu inversão de relevo, responsável pela atual configuração morfológica da serra. A análise estrutural dessa formação possibilitou a separação de três setores. O setor I, situado no extremo norte da serra, apresenta a forma de cunha, com direção geral NE-SW, caracterizada pelas falhas/fraturas rúpteis-dúcteis verticalizadas. O setor II, com orientação WNW-ESE, ocupa a porção central da serra. Encoberto parcialmente por sedimentos recentes, é constituído por zonas de cisalhamento dúcteis que interligam-se formando amêndoas, verticalizando o acamamento das rochas. O setor III, localizado na parte sul da serra, apresenta duas zonas de cisalhamento dúcteis, na direção E-W, resultando num duplex transcorrente.

ABSTRACT

The Serra dos Pacaás Novos, located in the western part of Rondônia, near the town of Guajará Mirim, and inserted into the Amazonian Craton, is built up mainly by conglomerates and sandstones of the Upper Proterozoic Palmeiral Formation. This age is based on Rb/Sr dating of interbedded volcanic rocks which occur at the base of the range.

The Palmeiral Formation, object of this study, was analysed using facies and structural methods. The facies analysis distinguished six lithofacies which include: (1) massive or crudely bedded ortoconglomerate, as predominant facies; (2) sandstone with trough cross-bedding; (3) sandstone with horizontal bedding; (4) sandstone with tabular cross-bedding; (5) sandstone with sigmoidal cross-bedding; and (6) massive sandstone. The conglomerate facies was interpreted as longitudinal bars or stacked sheets which formed during events of high discharge. The interbedded lenses of sandstone, on the other hand, was deposited during low water in minor channels. The variation of discharge together with the varying transporting capacity of the fluid, and the low depth of the bed, which is suggested by the structure of the conglomerate sheets, point to a fluvial style with a braided channel pattern similar to the Scott type of MIALL (1977). However, it is uncertain if this depositional pattern may be related to a proximal fluvial system or to a fluvial fan.

The provenance of the Palmeiral deposits is shown by their different types of lithic fragments including quartz, quartzite, sandstone and volcanic rocks,

which only in part are derived from the crystalline basement. Rock fragments from the nearby Jamarí Complex (basement) were not found.

The Palmeiral Formation went through various diagenetic processes which include quartz overgrowths, formation of kaolinite, illitization of kaolinite and pressure solution well documented by cavities in gravels.

In the Serra of Pacaás Novos, the Palmeiral Formation is confined to a graben structure which, possibly during Cenozoic, suffered relief inversion leading to the present morphological configuration of the graben.

The structural analysis of the Palmeiral Formation resulted in the separation of 3 sectors: Sector I, situated in the northern part of the range, is NE-SW striking wedge cut by vertical fractures and faults. Sector II, elongated in E-W direction, occupies the central part of the Serra which is covered in part by recent sediments. This Sector is characterized by interconnected shear zones of ductile deformation. Finally, Sector III is situated in the southern part of the range and contains two ductile shear zones running E-W which resulted in a duplex structure.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Esta pesquisa tem como objeto a Formação Palmeiral (>1.0 Ga), constituída principalmente por conglomerados e arenitos, a qual sustenta a Serra dos Pacaás Novos. Localizada na porção oeste do Estado de Rondônia, a Serra dos Pacaás Novos faz parte do conjunto geomorfológico da Amazônia Ocidental, composto por serras dissecadas, de topo aplainado, com direção geral E-W e altitude de 300 m. A área pesquisada situa-se na borda oeste da Serra dos Pacaás Novos, no Município de Guajará Mirim, Estado de Rondônia, e está limitada pelos meridianos 65°00' W e 65°30' W, e pelos paralelos 10°00' S e 10°30' S (Figura 1)

Em virtude dos trabalhos de mapeamento geológico existentes na área serem de escala regional (SOUZA et al., 1975; LEAL et al., 1978; SCANDOLARA et al., 1996), o entendimento das coberturas sedimentares proterozóicas da porção ocidental do Cráton Amazônico ainda é carente de informações mais detalhadas. Com o objetivo de solucionar alguns dos problemas levantados pelos trabalhos supracitados, esta dissertação apresenta o resultado dos estudos faciológicos, petrográficos e tectono-estruturais efetuados na Formação Palmeiral.

Com a implantação do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB e a execução da Carta Metalogenética ao Milionésimo do Estado de Rondônia, pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) - Residência

de Porto Velho (REPO), tornou-se fundamental o entendimento dos sistemas deposicionais das unidades sedimentares proterozóicas do Cráton Amazônico, no âmbito do Estado de Rondônia.

1.2 - METODOLOGIA

A fim de atingir os objetivos acima, a investigação iniciou com uma compilação e análise dos projetos executados pela CPRM na região, que serviram como base para o desenvolvimento da pesquisa. Nessa etapa dos trabalhos foi realizada também a fotointerpretação geológica, para identificar e delimitar as diferentes unidades dominantes na área. Nessa atividade, foram utilizadas fotos aéreas na escala 1:110.000 executadas em 1988 pelo Serviço Geográfico do Exército (SGE) e na escala 1:70.000 da LASA (1965), além de sensores MSS-TM e radar nas escalas 1:100.000 e 1:250.000 obtidas em 1988. Após a individualização das unidades fotogeológicas foram elaborados mapas geológicos preliminares na escala 1:100.000, que serviram como base para os trabalhos de campo, e na escala 1:250.000 para uma interpretação geológica-estrutural da Serra dos Pacaás Novos .

Os trabalhos de campo constaram de perfis ao longo da linha de colonização do INCRA e estrada de acesso à torre da EMBRATEL, na qual foi desenvolvido um trabalho de detalhe. Durante essa etapa, foi realizada a descrição e reconhecimento das fácies sedimentares, auxiliadas por fotografias de seções panorâmicas; procurou-se identificar os elementos arquiteturais,

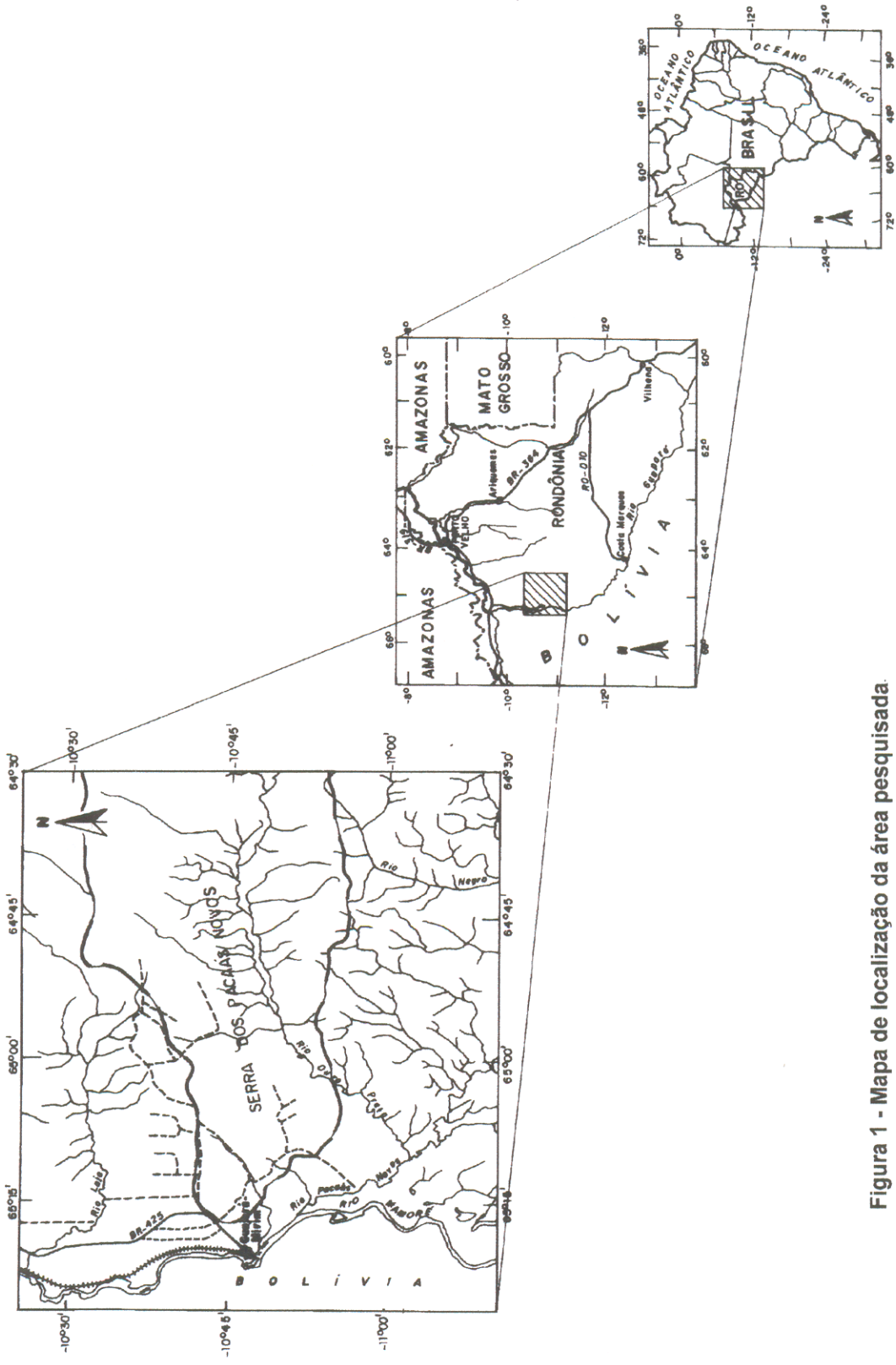


Figura 1 - Mapa de localização da área pesquisada.

indicadores do sistema deposicional (MIALL, 1985). Nos afloramentos, além da identificação das fácies, foram analisadas propriedades direcionais dos sedimentos (*foresets* de estratificação cruzada, imbricação de seixos) para avaliar o sentido de paleocorrentes, tomadas medidas de falhas e fraturas para entender o relacionamento dessas estruturas como principais lineamentos da região, observados nas imagens de satélite e radar, e coletadas amostras de arenitos e seixos de conglomerados para análise petrográfica. Auxiliada pela difração de raio X, a análise petrográfica visou principalmente a classificação e a proveniência dos sedimentos Formação Palmeiral. O estudo microscópico foi semiquantitativo, usando-se tabelas de estimativa visual percentual para os constituintes das rochas; a difração de raio X foi empregada qualitativamente à rocha total e aos filossilicatos na fração $< 2 \mu\text{m}$, separada por centrifugação.

1.3 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.

1.3.1 - Fisiografia

A rede de drenagem que domina a região tem como principal elemento hidrográfico o rio Mamoré, formado a partir da confluência com o rio Guaporé (Figura 2). Tem em seu curso diversas cachoeiras, as quais impedem a navegação de embarcações de médio e grande porte. A partir da confluência com o rio Beni, proveniente do território boliviano, passa a chamar-se Madeira, até o despejo de suas águas no rio Amazonas.

Nas proximidades da área pesquisada, o rio Mamoré tem como principais afluentes, pela margem direita, os rios Pacaás Novos e Ouro Preto, tendo este último seu leito perfeitamente encaixado nos sedimentos da Serra dos Pacaás Novos. Esses rios apresentam uma rede de drenagem com tendência a um padrão retangular, exibindo feições relacionadas principalmente aos sedimentos cenozóicos.



Figura 2 - Confluência dos rios Mamoré (abaixo) e Guaporé (acima).

A cobertura vegetal da área é caracterizada pela presença da típica floresta amazônica, com mata fechada e árvores de grande porte, no meio da qual se destacam restos de campos naturais ou savanas, que apresentam testemunho de uma antiga vegetação de cerrado.

O clima é caracterizado, como em toda a Amazônia Legal, por duas estações distintas: o verão, que vai de abril a outubro, correspondendo ao período

de baixa precipitação pluviométrica e o inverno, caracterizado por elevados índices pluviométricos, entre novembro e março. Segundo Köppen apud LEAL et al. (1978), esse clima corresponde ao tipo Am, ou seja, quente e úmido, com curta estação seca, temperatura média anual em torno de 26°C, índice pluviométrico com cerca de 2.100 mm ao ano, e umidade relativa do ar chegando a 85%.

1.3.2 - Geomorfologia

Os primeiros trabalhos referentes à geomorfologia do Estado de Rondônia datam da década de 40, nos quais são identificados quatro tipos de terrenos geológicos com características geomorfológicas distintas. Tais terrenos são: o embasamento cristalino, relacionado ao Proterozóico Inferior e Médio; terrenos sedimentares relacionados ao Proterozóico Superior; terrenos sedimentares do Paleozóico e Mesozóico; e sedimentos do Plioceno e Quaternário (Figura 3).

A área da pesquisa situa-se no domínio dos Planaltos Residuais do Guaporé, localizado entre a Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional e o Pediplano Centro Ocidental Brasileiro. Os Planaltos Residuais do Guaporé englobam todos os planaltos tabulares, que sobressaem dos terrenos cristalinos aplainados, como as Serras dos Parecis, Uopiane e Pacaás Novos. Os arenitos da primeira são de idade cretácica, enquanto que os das duas últimas relacionam-se ao Proterozóico Superior. Estas serras estão alinhadas segundo a direção geral

NW-SE, se estendendo desde as margens do rio Mamoré até o Estado do Mato Grosso.

A Serra dos Pacaás Novos, alvo do trabalho, estende-se desde as margens do rio Mamoré até as cabeceiras do rio Jamari. É coberta, em sua maior parte, por vegetação de grande porte, típica da floresta amazônica, com manchas de cerrado formando pequenos campos naturais, testemunho remanescente do clima semi-árido. Os sedimentos que diretamente circundam a serra são de natureza coluvionar e formam leques aluviais separados por pequenos vales (Figura 4).

A Serra dos Pacaás Novos é caracterizada pela presença de duas sub-unidades geomorfológicas: a primeira corresponde aos morros tabulares e de contornos irregulares nas bordas da Serra dos Pacaás Novos, onde ressaltam-se as mesetas e os “canyons”, constituindo-se na porção maciça da chapada. A segunda sub-unidade corresponde à porção central da serra, profundamente dissecada, preenchida por sedimentos Terciários-Quaternários, de origem fluvial, localmente lateritizados. Eles formam uma extensa planície drenada pelo rio Ouro Preto, cercada por depósitos coluvionares oriundos das encostas dos chapadões.

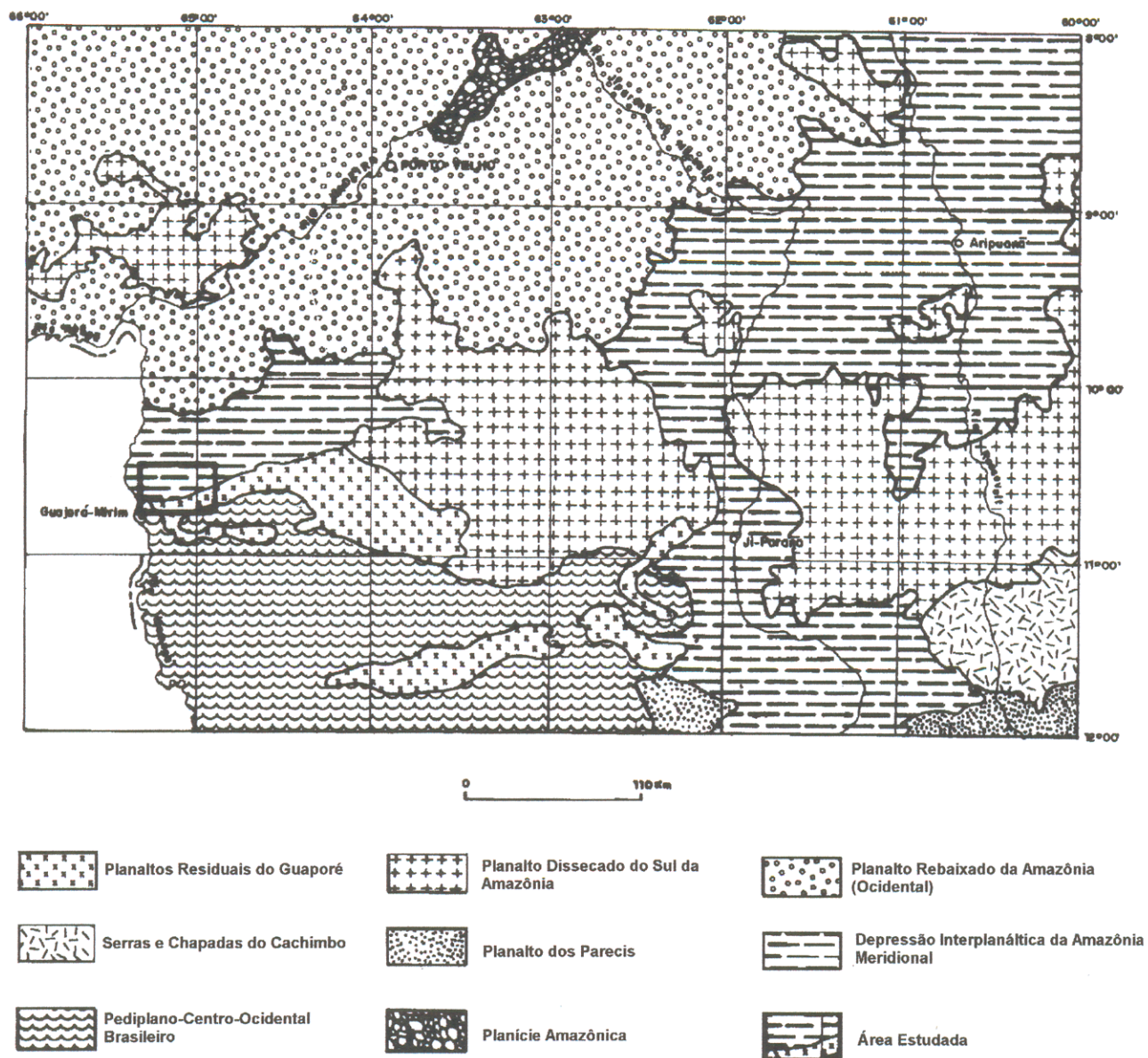


Figura 3 - Unidades geomorfológicas da região que inclui o Estado de Rondônia (MELO et al., 1978)

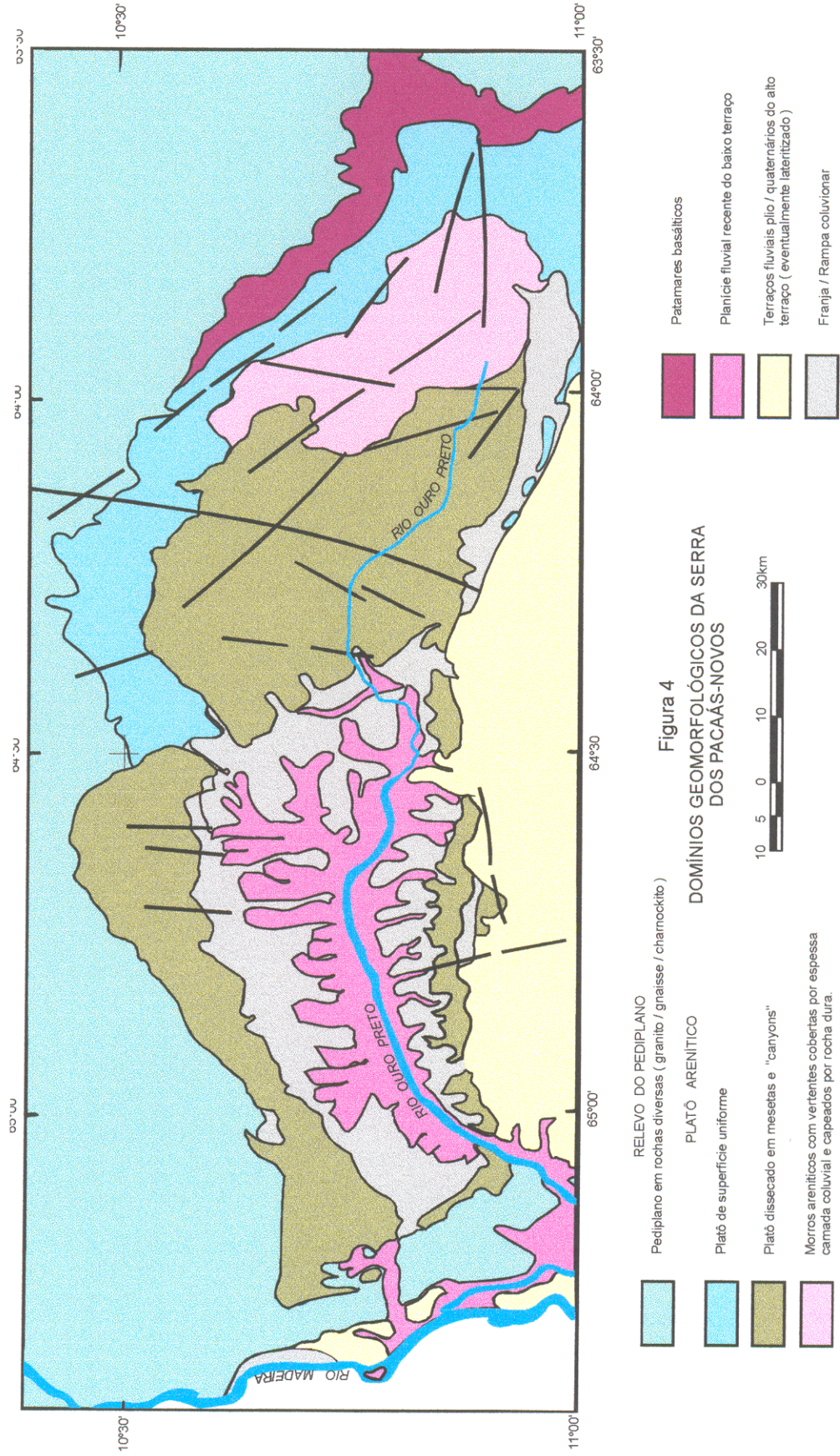


Figura 4

2 - GEOLOGIA DA PORÇÃO OCIDENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO

2.1 - TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos geológicos de cunho regional na porção ocidental do Cráton Amazônico, no âmbito do Estado de Rondônia, foram realizados por OLIVEIRA (1915), LOBATO et al. (1966), SOUZA et al. (1975), ISOTTA et al. (1978), LEAL et al. (1978) e TORRES et al. (1979). Todos visavam principalmente o mapeamento geológico-geoquímico regional, através da descrição dos litotipos, definição e empilhamento estratigráfico de unidades geológicas e identificação de províncias metalogenéticas (Figura 5).

Posteriormente ADAMY & ROMANINI (1990), trabalhando em escala de semi-detalhe, abordaram sobretudo os aspectos geológicos e metalogenéticos da bacia do rio Madeira, entre Porto Velho e a Vila de Abunã, dividindo a região em três domínios geológicos: (1) Domínio da Infra-estrutura, englobando as rochas mais antigas da porção ocidental do Cráton Amazônico, atribuídas ao Arqueano/Proterozóico Inferior, constituindo o embasamento cristalino regional; (2) Domínio das Coberturas Plataformais, englobando os granitos anorogênicos do Proterozóico Médio e os sedimentos de origem fluvial cortados por granitos intrusivos do Proterozóico Superior (Granitos Rondonianos). Finalmente o Domínio das Coberturas Cenozóicas (3), representado por sedimentos fluviais e aluviais do Terciário e Quaternário.

SOUZA et alii, (1975)			
ERA	PERÍODO	UNIDADE	LITOLOGIA
FANEROZÓICO	CENOZÓICA	ALUVIÕES RECENTES	Sedimentos arenosos, silty e argilosos inconsolidados.
	CENOZÓICA	UNIDADE DETRITO-LATERÍTICA	Lateritas e arenito ferruginosos, silte e argila.
	MESO-ZÓICA		
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	UNIDADE PRECAMBRIANO 2	Basaltos, diabásios e gabros ofíticos.
		FORMAÇÃO PALMEIRAL	Arenitos com níveis conglomeráticos e conglomerados.
		UNIDADE PRECAMBRIANO 1	Granitos anorogênicos, riolitos, riadácitos e graissens.
	MÉDIO	FORMAÇÃO MUTUM-PARANÁ	Arenito ortoquartzíticos, siltitos, tufos.
	INFERIOR	COMPLEXO BASAL	Granito de anatexia, migmatitos, gnaisses, granulitos e charnoquitos.
	ARQUEANO		

ISOTTA et alii, (1978)			
ERA	PERÍODO	UNIDADE	LITOLOGIA
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	ALUVIÕES RECENTES	Areia, silte, argila, cascalho inconsolidados, rico em matéria orgânica.
	CENOZÓICO	FORMAÇÃO SOLIMÕES	Sedimentos arenosos, parcialmente lateritizados.
	PALEO-ZÓICO		
PROTEROZÓICO	SUPERGRUPO MADEIRA GRUPO TRES IRMÃOS	SUÍTE INTRUSIVA RONDÔNIA	Granitos rapakivi (viborgitos, qterilitos, tirilitos), diabásios e rochas vulcônicas.
		FORMAÇÃO SÃO LOURENÇO	Arenitos ortoquartzitos, siltitos e microconglomerado, intercalado com tufos.
	FORMAÇÃO PALMEIRAL	Conglomerados e arenitos arcossianos, de origem fluvial.	
	GRUPO UATUMÁ	FORMAÇÃO SURUMÚ	Rochas efusivas com seixos de Formação Palmeiral.
	GRUPO JI-PARANÁ	FORMAÇÃO PRESIDENTE HERMES	Itabirites, hematita compacta e muscovita xisto.
		FORMAÇÃO FORTALEZA DO ABUNÃ	Quartzitos, quartzo-xisto, filitos, facies xisto verde.
	ARQUEANO	COMPLEXO JAMARI	Gnaiss, migmatito, granito de anatexia, anfibolito, charnokitos, granulito. Facies anfibolito e granulito.

LEAL et alii, (1978)				
ERA	PERÍODO	UNIDADE	LITOLOGIA	
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	ALUVIÕES RECENTES		
	CENOZÓICO	ELUVIOS COLÚVIOS		
	CENOZÓICO	FORMAÇÃO SOLIMÕES		
PROTEROZÓICO	PALEOZÓICO	ARENITO DA FAZENDA CASA BRANCA		
		FORMAÇÃO PIMENTA BUENO		
	850 m.e	ALCALINAS GUARIBA		
	1.000 m.e	GRUPO SUAJARÁ-MIRIM	FORMAÇÃO PROSPERANÇA	
		FORMAÇÃO PACAAS NOVOS		
	800m.e	GRANITOS RONDONIANOS		
	1.040 m.e	EFUSIVAS AÇUDAS CARIPUNA		
	1.200 m.e	ALCALINAS TEOTÔNIO		
	1.300 m.e	BÁSICAS ULTRABÁSICAS CIRIQUIQUI		
	1.430 e 1.230m.e	GRUPO UATUMÁ	GRANITO SERRA PROVIDÊNCIA	
FORMAÇÃO ROOSEVELT				
1.800 m.e	GRUPO BENEFICENTE			
	EPIMETAMORFITOS DO COMEMORAÇÃO			
INFERIOR MÉDIO (1.470) m.e	COMPLEXO XINGU			
ARQUEANO				

Figura 5 - Colunas estratigráficas dos projetos de mapeamento desenvolvidos no Estado de Rondônia

alii, (1978)

LITOLOGIA
Arenia, silte e argila inconsolidados.
Arenia, silte e argila
Arenia, silte, argila e conglomerado de origem fluvial.

Arenito de origem fluvial e eólica, lamitas e conglomerado.

Paraconglomerado, arenito, folhelho e calcário.

Sienito, traquitos granitos.

Arenito feldspático siltito, argilitos e conglomerados.

Arenitos e conglomerados.

Basaltos e gabros.

Granitos, granotras, granodioritos, mineralizado e Sa.

Riolitos, dacitos, riocacitos, tufos e ignimbritos.

Alcali-sienito, alcali-granito

Diacásio, gabbro, anortosito, peridotito, serpentinito, kimberlito.

Granitos, granodiorito, virborgito e piterlito

Dacitos, riocacitos, andesitos, tufos e ignimbritos ácidos e intermediários.

Arenito, siltito, argilito, conglomerado, tufos e riolitos.

Xisto, filites, quartzitos, itabiritos (fácies xisto-verde)

Gnaiss, migmatito, granito, anfibolito, diorito, kinzigito.

TORRES et alii, (1979)

ERA	PERÍODO	UNIDADE	LITOLOGIA
FANEROZÓICO	QUATERNÁRIO	DEPOSITOS ALUVIONARES	Sedimentos inconsolidados
	TERCIÁRIO	COBERTURA ELUVIO-COLUVIO	Sedimentos arenosos
		COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA	Lateritos de estruturas diversas.
MESO-ZÓICO			
PALEO-ZÓICO			
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	MAGMATITOS NOVA FLORESTA	Basaltos e diábasios
		MEMBRO PACAÁS NOVOS	Arenito arcossiano com estratificação plano-paralela
		MEMBRO UOPIANES	Arenito arcossianos com níveis de tufitos.
		CAMADAS RIO CAUTÁRIO	Arenito arcossianos com estratificação cruzada.
		MEMBRO ARAIMURU	Conglomerados.
		COMPLEXO COSTA MARQUES	Hornblenda-augita granitos, efusivos, ácidos e intermediários.
	MÉDIO	UNIDADE SERRA DOS REIS	Dinamo-metamorfitos areno-quartzosos e feldspáticos.
		GRANITO ALTO RIO NOVO	Granito porfiróide.
		MAGMATITO ALTO RIOZINHO	Riocacitos.
	INFERIOR		
ARQUEANO	ASSOCIAÇÃO XINGU	COMPLEXO RIO CANDEIAS	Granito e granodiorito.
		COMPLEXO RIO BRANCO DO GUAPORÉ	Anfibolito, leptitos, hornfels, metacoseo, gnaiss, migmatito e granodiorito.

ADAMY et alii, (1990)

DOMÍNIO DAS COBERTURAS CENOZOICAS		
ERA	PERÍODO	ÉPOCAS
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	Pleist.
CENOZÓICO	TERCIÁRIO	

DETRÍTICAS: Sed. Aluvionares recentes, C.D.L. NEOGÊNICAS, Formação Jaci-paraná, Formação Setimões

RESIDUAIS: Lat. Imaturo, Laterites Maturas

DOMÍNIOS DAS COBERTURAS PLATAFORMAIS

ERA	PERÍODO	COBERTURA SEDIMENTAR	ROCHAS PLUTONICAS E VULCANICAS
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	FORMAÇÃO PALMEIRAL	Granitos Rondonianos, Rochas Vulcânicas Ácidas, Rochas Vulcânicas Básicas
		COMPLEXO MORRINHOS	
PROTEROZÓICO	MÉDIO	FORMAÇÃO SÃO LOURENÇO	GRANITO TIPO SERRA DA PROVIDÊNCIA

DOMÍNIO DA INFRAESTRUTURA

ERA	PERÍODO	INFRAESTRUTURA
ARQUEANO / PROTEROZÓICO	INFERIOR	Granito Serra da Murilha, Formação Rio Cutia
		COMPLEXO JAMARI

2.2 - ESTRATIGRAFIA

As unidades litológicas que compõem a borda oeste do Cráton Amazônico têm sido organizadas em diversas propostas estratigráficas (Figura 5), fundamentadas principalmente em mapeamentos geológicos regionais e algumas datações radiométricas.

No âmbito do Estado de Rondônia e áreas adjacentes, o embasamento cristalino regional, denominado de Complexo Basal (SOUZA et al., 1975), Complexo Jamari (ISOTTA et al., 1978), Complexo Xingu (LEAL et al., 1978) ou Associação Xingu (TORRES et al., 1979), foi redefinido por SCANDOLARA et al. (1996), como constituído de ortognaisses de composição granítica e granodiorítica, migmatitos, enderbitos, charnockitos e granulitos, deformados por cisalhamento dúctil, em condições de metamorfismo correspondente à fácies anfíbolito médio/superior (Figura 6). Datações radiométricas pelo método Pb/Pb e U/Pb, realizadas em orto-gnaisses e granulitos, forneceram idades entre 1.640 Ma e 1.750 Ma, relacionadas ao limite do Proterozóico Inferior/Médio.

O Proterozóico Médio está representado por rochas supracrustais, denominadas de Grupo Jiparaná (ISOTTA et al., 1978) e Epimetamorfitos do Comemoração (LEAL et al., 1978). Colocadas tectonicamente sobre o Complexo Jamari, essas rochas foram subdivididas por SCANDOLARA et al. (1996) em duas unidades metavulcano-sedimentares denominadas de Nova Brasilândia e Roosevelt: a primeira é composta de rochas psamo-pelíticas e químico-exalativas, deformadas e metamorfisadas na fácies anfíbolito médio. A segunda é constituída

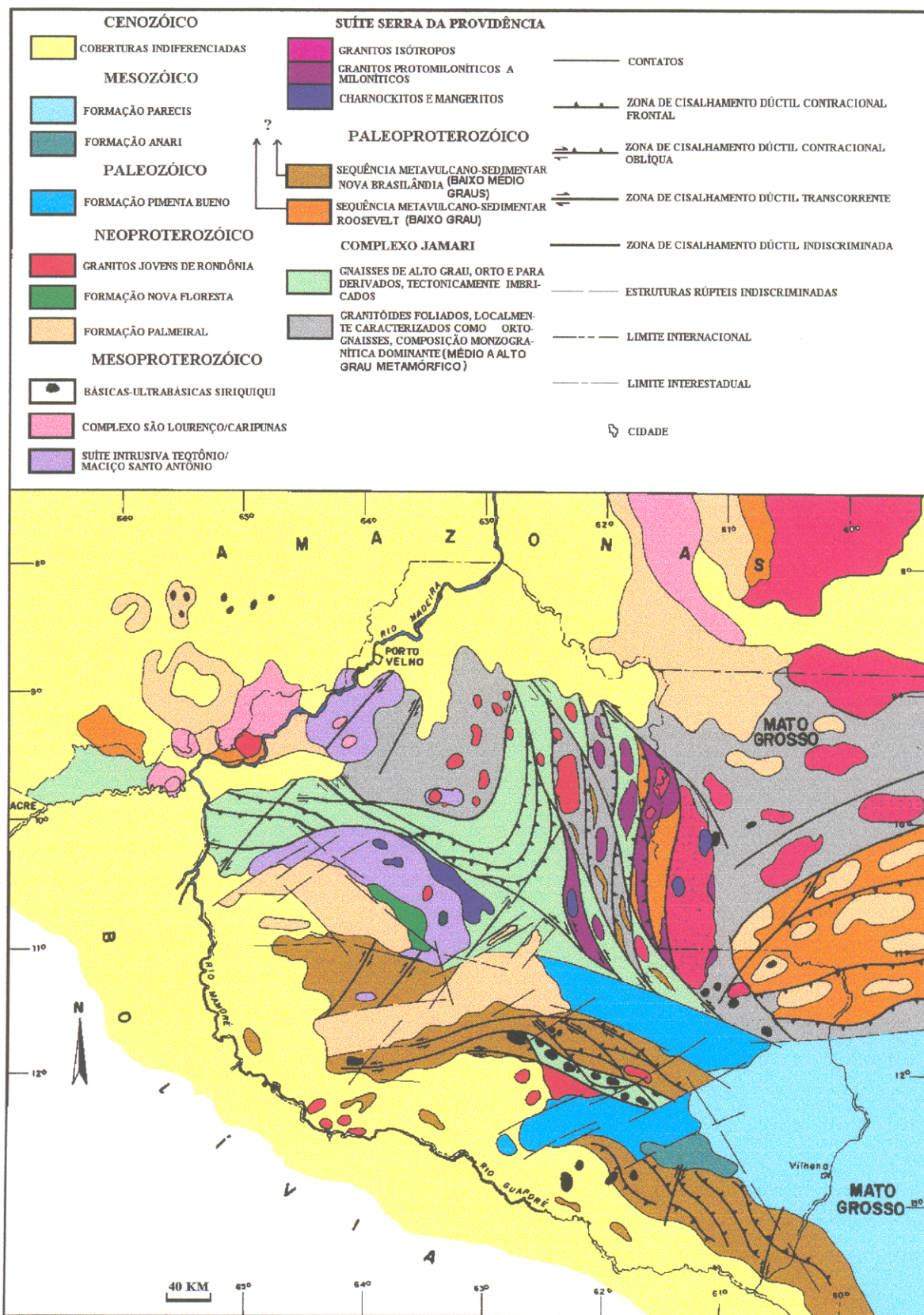


Figura 6 - Mapa Geológico de Rondônia e Áreas Adjacentes (SCANDOLARA et al., 1996)

essencialmente de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, associadas com pelitos metamorfisados na fácies xisto-verde. Não existem datações radiométricas suficientes em amostras dessa unidade para confirmar o seu posicionamento cronoestratigráfico, contudo, dados de campo indicam ser o Complexo Jamari o embasamento destas duas seqüências de supracrustais, corroboram uma idade relativa ao Proterozóico Médio.

Neste terreno já cratonizado no Proterozóico Médio, ocorreram intrusões graníticas com textura rapakivi e quimismo alcalino a subalcalino, relacionadas a importantes processos extensionais no intervalo de 1.300 a 1.570 Ma. Essas rochas foram denominados de Granito Serra da Providência (LEAL et al., 1978), Granito Tipo Serra da Providência (ADAMY & ROMANINI, 1990) e Suite Serra da Providência (SCANDOLARA et al., 1996). Datações radiométricas pelo método U/Pb mostraram idades entre 1.570 Ma e 1.620 Ma (BETTENCOURT et al., 1995).

Durante o Proterozóico Superior extensa cobertura sedimentar foi depositada em ambiente fluvial, composta essencialmente de arenitos e conglomerados, designada de Formação Palmeiral por LOBATO et al. (1966), SOUZA et al. (1975), ISOTTA et al. (1978), TORRES et al. (1979) e ADAMY & ROMANINI (1990), e de Formação Pacaás Novos por LEAL et al. (1978). Seu posicionamento cronoestratigráfico no Proterozóico Superior baseia-se na idade Rb/Sr de 922 ± 28 Ma (LEAL et al., 1978) obtida em rochas vulcânicas (Nova Floresta), as quais ocorrem intercaladas na base da cobertura sedimentar.

Ainda no Proterozóico Superior, esta cobertura sedimentar foi cortada por granitos anorogênicos, de natureza alcalina, mineralizados a cassiterita, denominados de Pré-Cambriano I (SOUZA et al., 1975); Suite Intrusiva Rondônia (ISOTTA et al., 1978); Granitos Rondonianos (LEAL et al., 1978; ADAMY & ROMANINI, 1990) e Granitos Jovens de Rondônia (BETTENCOURT et al., 1995). Esses granitos foram datados pelo método Rb/Sr por PRIEM et al. (1989) e BETTENCOURT et al. (1995), obtendo-se idades de 960 ± 27 Ma e 954 ± 20 Ma, respectivamente.

As coberturas sedimentares fanerozóicas estão representadas pela Formação Pimenta Bueno (Permo-Carbonífero; LEAL et al., 1978), composta de arenitos, siltitos, folhelhos, tilitos e pelitos com seixos “pingados”, pela Formação Parecis (Cretáceo), constituída de sedimentos fluviais, eólicos e lacustres, associados com derrames de rochas básicas, denominadas de Basaltos Anari (LEAL et al. 1978), e por sedimentos cenozóicos, ainda indiferenciados, compostos de cascalhos, areias, siltes e argilas, de origem fluvial, denominados de Formação Solimões (ISOTTA et al., 1978; LEAL et al., 1978).

2.3 - COMPARTIMENTAÇÃO LITOESTRUTURAL

A área estudada encontra-se no extremo oeste da Sub-Província Madeira (AMARAL, 1984), parte integrante da Província Tapajós e pertencente ao Cráton Amazônico (ALMEIDA et al., 1976).

Baseados em critérios litológicos e estruturais, SCANDOLARA et al. (1995) compartimentaram a porção ocidental do Cráton Amazônico em seis domínios litoestruturais. O Domínio I, denominado de Cunha de Ariquemes, é organizado por zonas de cisalhamento segundo rampas frontais e oblíquas, com forte componente direcional, onde destaca-se o imbricamento dos corpos litológicos. A evolução tectônica desse domínio envolveu um regime compressivo, com movimentação de massa de SW para NE (Figura 7).

O Domínio II, denominado de Serra da Providência, corresponde aos terrenos graníticos, transformados heterogeneamente em rochas miloníticas, sob condições de metamorfismo na fácies anfíbolito inferior/xisto-verde superior. A deformação imposta a essas rochas foi produto de um regime compressivo, com deslocamento de massa de SE para NW, seguido de movimentos transcorrentes com cinemática sinistral. Esta deformação produziu faixas miloníticas com foliação vertical e lineação de estiramento horizontal na direção NW-SE.

Os Domínios III e IV correspondem, respectivamente, às Unidades Metavulcano-sedimentares Roosevelt e Nova Brasilândia. A primeira consiste em metassedimentos intercalados com rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, deformados em ambiente metamórfico de fácies xisto-verde inferior. A evolução tectônica dessa seqüência está relacionada à inversão de uma bacia pericratônica, através de movimentos transpressivos, com direção geral E-W, deformando as rochas vulcânicas e sedimentares, formando dobramentos suaves com eixos na mesma direção.

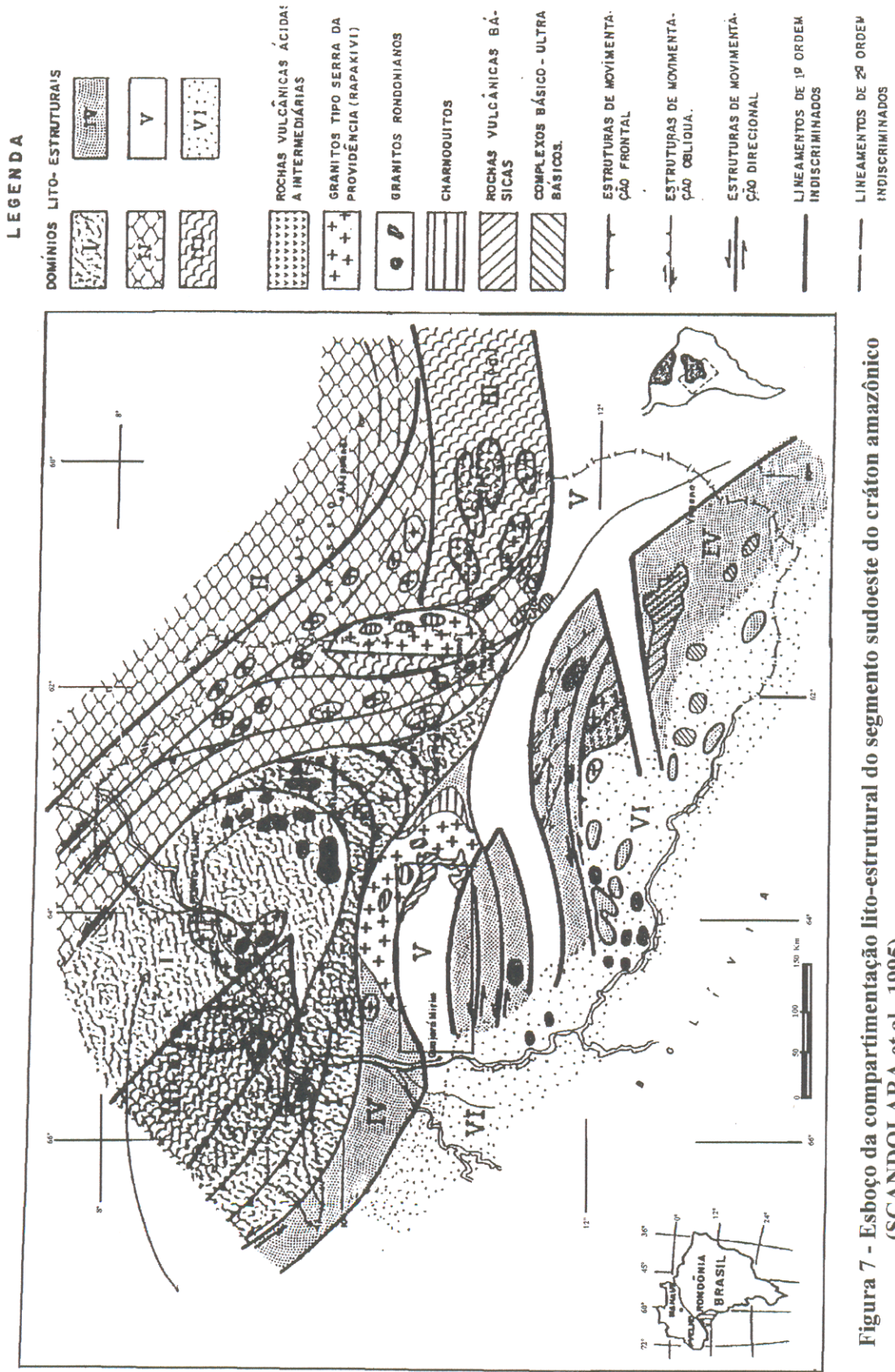


Figura 7 - Esboço da compartimentação lito-estrutural do segmento sudoeste do cráton amazônico (SCANDOLARA et al., 1995).

A segunda seqüência é constituída de rochas calcissilicáticas, vulcânicas básicas e ácidas, e sedimentos psamo-pelíticos metamorfisados na fácies anfíbolito. Esta seqüência está cortada por rochas intrusivas ácidas e básicas, tardí a pós-cinemáticas. A evolução tectônica dessa seqüência relaciona-se com um regime compressivo, com movimentação de massa de S para N ou SW para NE, seguido pela implantação de um sistema transpressivo, segundo um binário regional sinistral com direção geral E - W.

O Domínio V, denominado de Pacaás Novos, é caracterizado principalmente por coberturas sedimentares, depositadas provavelmente numa bacia intracratônica ou rifts. Parte destas rochas está preservada em estruturas de tipo graben, formadas a partir de reativações de falhas antigas, com direções NW-SE, E-W e NE-SW, que se desenvolveram através de um regime distensivo desde o Neoproterozóico até o Mesozóico.

O Domínio VI, denominado de Planície do Guaporé, corresponde a uma extensiva cobertura sedimentar cenozóica.

3 - FORMAÇÃO PALMEIRAL

Esta unidade foi definida por LOBATO (1966) na Vila de Palmeiral, situada nas margens do rio Madeira, no km 159 da BR - 364. Posteriormente foi estendida por SOUZA et al. (1975), até as Serras dos Pacaás Novos e Uopianes, por fazer parte da mesma bacia deposicional. O termo Formação Palmeiral foi adotado neste trabalho por razões de prioridade.

A Formação Palmeiral é constituída principalmente de ortoconglomerados e arenitos (Figura 8), cuja análise faciológica indicou a presença de um sistema fluvial entrelaçado (braided).

3.1. CARACTERIZAÇÃO DAS LITOFÁCIES

Com base na análise principalmente de litossomas e estruturas sedimentares, foram definidas 6 (seis) litofácies as quais abrangem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm); arenito com estratificação horizontal (Sh); arenito com estratificação cruzada acanalada (St); arenito com estratificação cruzada tabular (Sp); arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl) e arenito maciço (Sm). O código usado para designar estas fácies é modificado de MIALL (1978, 1996), onde a letra maiúscula representa o tipo de litologia presente (G-cascalho; S-areia), enquanto que a letra minúscula indica a estrutura sedimentar típica da litofácies.

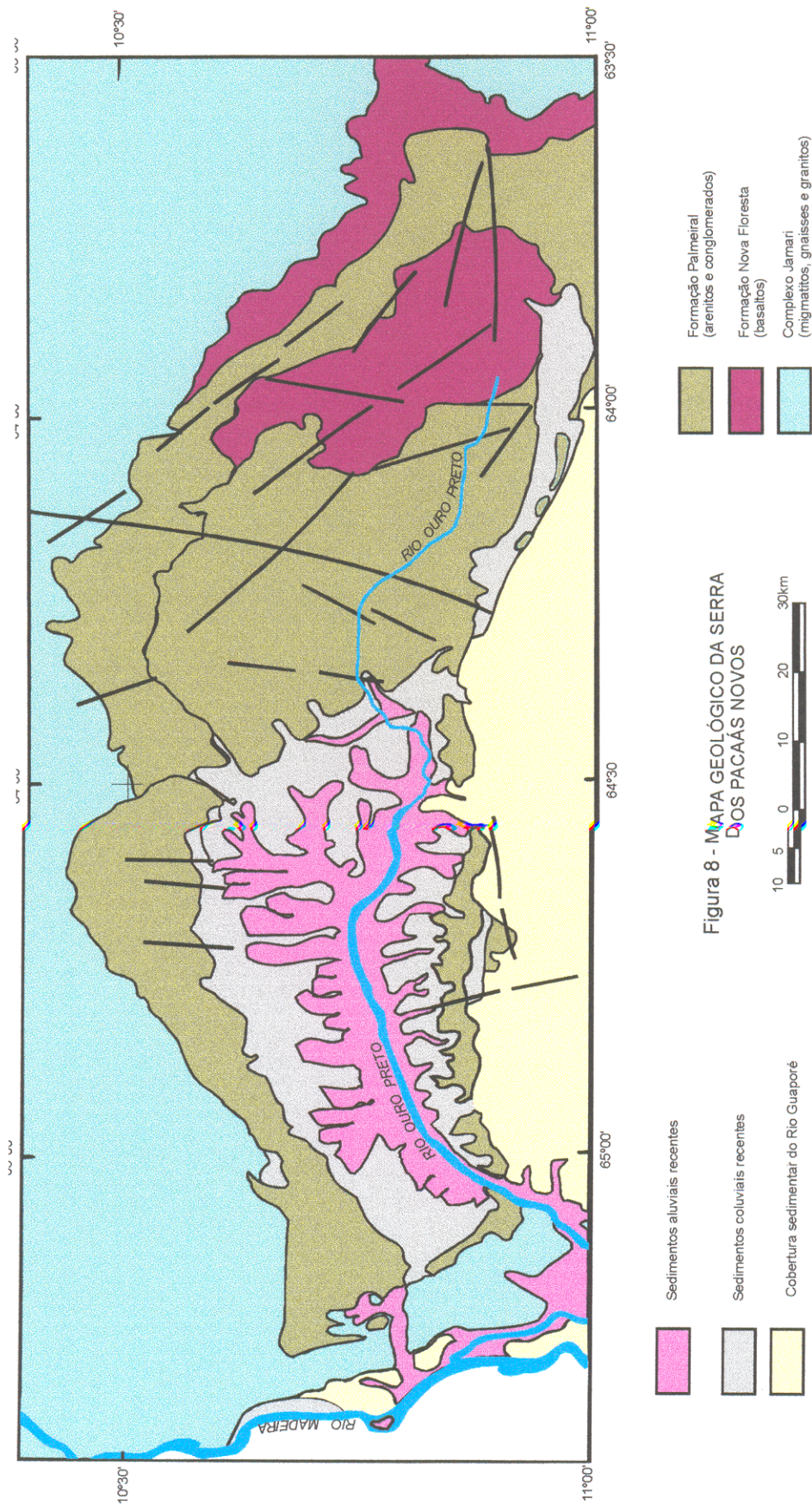


Figura 8 - MAPA GEOLÓGICO DA SERRA DOS PACAÁS NOVOS

3.1.1 - Ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente(Gm)

Este ortoconglomerado representa a fácies mais expressiva da unidade, ocorre em forma de espessas camadas, associadas aos arenitos na borda norte da Serra dos Pacaás Novos, onde atinge aproximadamente 40 m de espessura aflorante (Figura 9). Ao norte e nordeste da serra, corpos conglomeráticos apresentam grande continuidade lateral, como comprova sua presença também fora da área de estudo, p.x. nas proximidades da Vila de Palmeiral (BR-364, km 112). Já ao sudoeste da borda norte da Serra dos Pacaás Novos, o conglomerado desaparece, dando lugar às fácies psamíticas sendo, no entanto, desconhecido o tipo de contato.

O conglomerado é petromítico, de coloração rosa, contendo pouca matriz arenosa. Os clastos são de quartzo-arenito, quartzo, quartzito e de rochas vulcânica intermediária (dacito), com tamanhos variando de 1 cm até 50 cm de comprimento (Figura 10); apresentam-se geralmente bem arredondados e moderadamente a pobremente selecionados. O grau de arredondamento pode ser afetado pela presença de concavidades na superfície de clastos resultantes da dissolução por pressão (Figuras 11 e 12). Predominam os seixos oblatos sobre os prolatos (Figura 13 e 14), geralmente mostrando imbricamento do tipo a(t) b(i) (HARMS et al., 1982). O ortoconglomerado é maciço, às vezes apresentando estratificação plano-paralela incipiente (Figuras 15 e 16).

A presença de clastos arredondados e comumente imbricados indica deposição a partir de correntes trativas. A estratificação plano-paralela dos

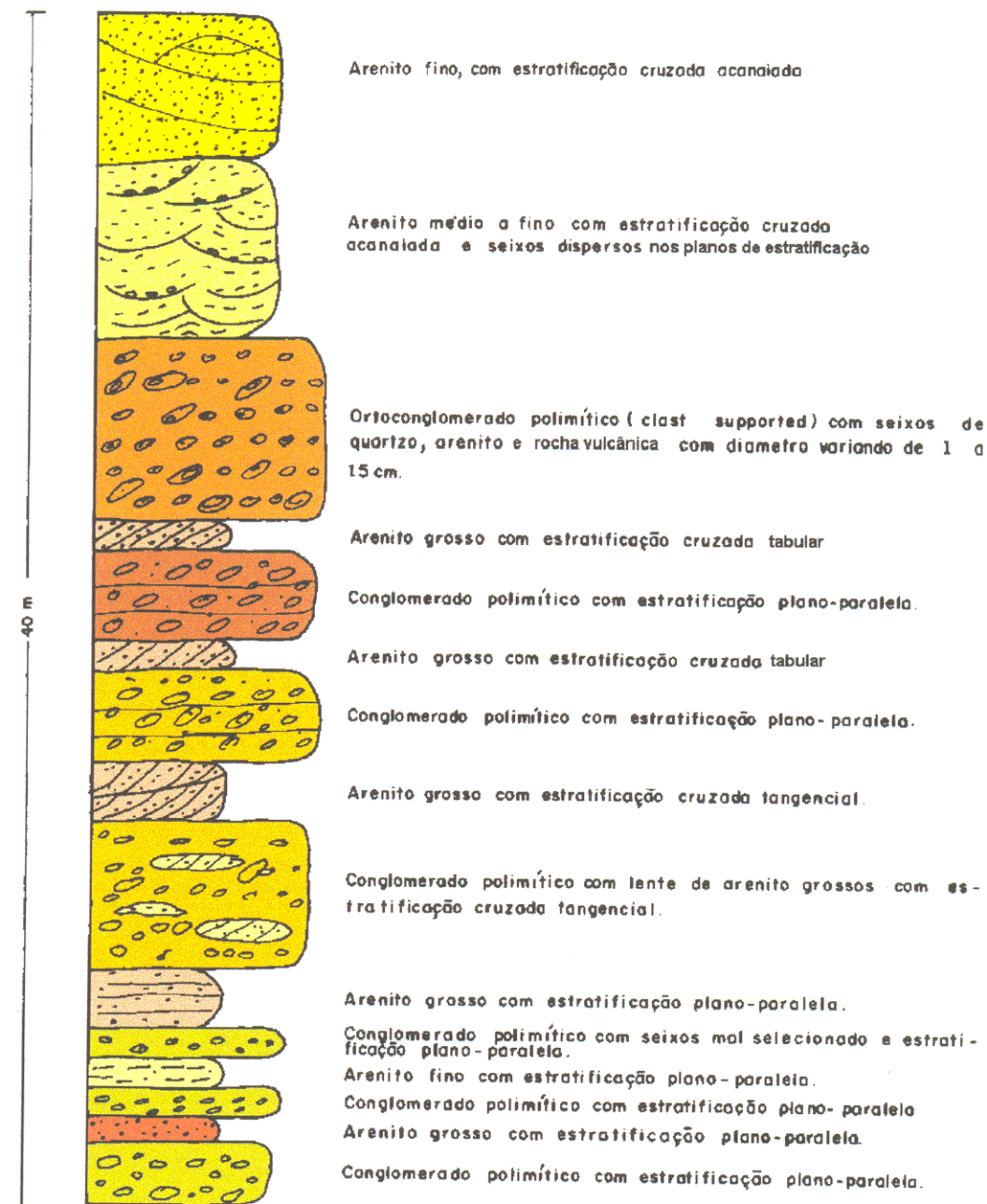


Figura 9 - Perfil geológico da borda norte da Serra dos Pacaás Novos.



Figura 10 - Ortoconglomerado da Formação Palmeiral mostrando o tamanho máximo de seixos (50 cm) medidos na Vila de Palmeiral. Notar o imbricamento dos seixos indicando paleocorrente para o canto superior direito da foto.



Figura 11 - Contato côncavo-convexo dos clastos do ortoconglomerado da Formação Palmeiral devido à dissolução por pressão. O imbricamento dos seixos indica paleocorrente para a direita da foto.



Figura 12 - Clastos do ortoconglomerado mostrando marcas de dissolução por pressão.



Figura 13 - Detalhe do ortoconglomerado Gm; os seixos arredondados e geralmente oblatos são mal selecionados.



Figura 14 - Fácies Gm com seixos arredondados e oblatos mostrando, em parte, imbricação; bloco solto.



Figura 15 - Fácies Gm (ortoconglomerado com estratificação horizontal incipiente) contendo níveis de arenito, borda norte da Serra do Pacaás Novos.



Figura 16 - Bloco rolado de ortoconglomerado mostrando perfeitamente o acamamento e uma organização gradacional.

corpos conglomeráticos é relacionada a um transporte rápido de clastos sob condições de alta descarga (cheias) e alta carga sedimentar. Segundo HEIN & WALKER (1977), os lençóis conglomeráticos que se desenvolvem sob estas condições estendem-se mais rapidamente a jusante do que crescem verticalmente. Desta maneira forma-se um lençol de baixo relevo paralelo ao fluxo e com acamamento horizontal (barra longitudinal). Segundo MIALL (1996), lençóis conglomeráticos que se acumulam em águas mais profundas tendem a desenvolver “foresets” de formas de leito transversais.

3.1.2 . Arenito com estratificação horizontal (Sh)

Esta fácies é constituída essencialmente de arenito amarelado, fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados. A geometria dos corpos é em forma de camadas tabulares, com espessura de até 80 cm, que internamente exibem estratificação horizontal (Sh), com linhas de seixos nos planos de estratificação (Figura 17). Os seixos são bem arredondados com diâmetro máximo de 5 cm, são compostos essencialmente de arenito fino, cimentado, o qual difere do arenito hospedeiro (Figura 28, ver capítulo “petrografia”).

Esta fácies se forma sob condições de regime de fluxo superior, na transição de fluxo subcrítico para o supercrítico. Possíveis velocidades seriam em torno de 1 m/s a uma profundidade da água de 25 a 50 cm. Os seixos foram provavelmente depositados a partir de tapetes de tração de areia, nos quais movimentaram-se por rolamento (MIALL, 1996).



Figura 17 - Arenito com estratificação horizontal (Fácies Sh).

3.1.3 - Arenito com estratificação cruzada acanalada (St)

Esta litofácies foi observada na base e no topo do perfil da estrada de acesso à torre da EMBRATEL, na Serra dos Pacaás Novos. Corresponde a um arenito cor de rosa a amarelado, fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados. Apresenta estratificação acanalada de médio porte, com “sets” mostrando espessuras de 50 a 60 cm. É comum a presença de seixos arredondados de arenito fino dispersos nos planos de estratificação (Figuras 18, 19 e 20).

A estratificação cruzada acanalada é o resultado da migração de dunas com cristas sinuosas (tipo 3D). A ocorrência deste tipo de dunas depende de : aumento da razão de profundidade, da velocidade da corrente e da carga em suspensão, que são sempre maiores do que as dunas com cristas retas (tipo 2D).

3.1.4 - Arenito com estratificação cruzada tabular (Sp)

Associado ao arenito com estratificação horizontal (Sh), ocorre a fácies Sp, constituída por arenito de coloração cinza, granulometria grossa, com grãos angulosos e mal selecionados. Exibe estratificação cruzada tabular, com “sets” de até 50 cm de espessura, cujas superfícies limitantes são aproximadamente horizontais e planas sem feições de escavação. Às vezes aparecem seixos de óxido de manganês dispersos nesse arenito (Figuras 21 e 22).

Esta litofácies se forma pela migração de dunas 2D. A areia é transportada por tração e suspensão intermitente ao longo do flanco a montante

da forma de leito e depositada por processo gravitacional (“avalanching”) sobre os “foresets”.



Figura 18 - Estratificação cruzada acanalada da fácies St, vista frontal.



Figura 19 - Arenito com estratificação cruzada acanalada de médio porte (Fácies St).

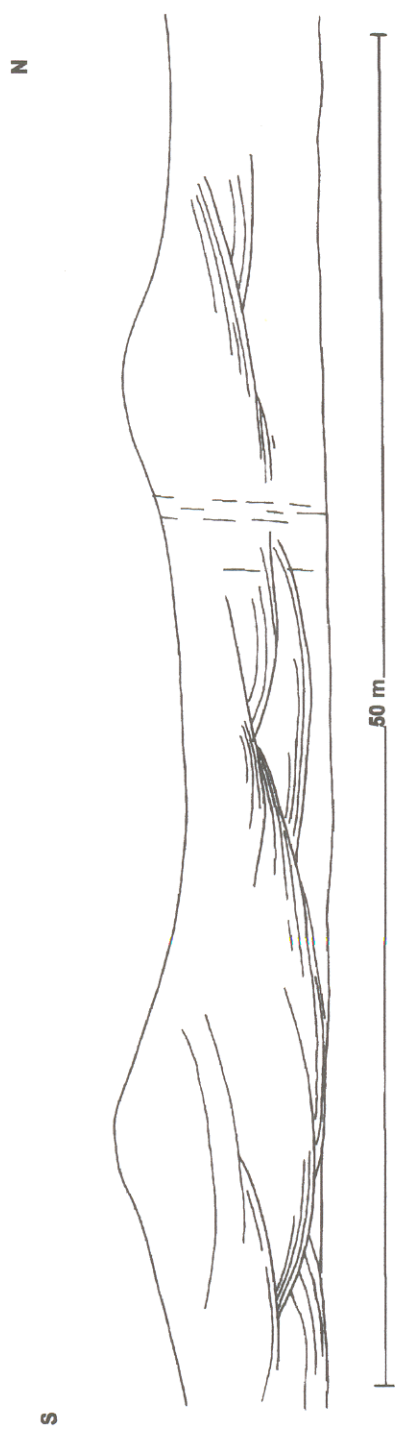


Figura 20 - Croqui do arenito com estratificação cruzada acanalada de médio porte (fácies St).



Figura 21 - Arenito com estratificação cruzada tabular (Fácies Sp).



Figura 22 - Arenito com estratificação cruzada tabular (Fácies Sp).

3.1.5 - Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl)

Esta fácies ocorre associada com o arenito com estratificação horizontal (Sh). Forma corpos lenticulares com extensão lateral de alguns metros e espessura de 90 centímetros. O arenito é róseo, fino a médio, e possui grãos bem selecionados e arredondados. A estratificação cruzada é assintótica referentes às superfícies limitantes superiores e inferiores dos “sets”. Além de apresentar esta característica sigmoidal, o baixo ângulo dos estratos marca este tipo de estratificação (Figura 23).

Esta fácies é relacionada à deposição sob condições críticas da passagem para o regime de fluxo superior na presença de concentrações elevadas de grãos em suspensão, o que reduz o desenvolvimento da turbulência de fluxo e o poder erosivo de redemoinhos de separação. Assim, pode ocorrer trapeamento de areia sobre cristas arredondadas de dunas, gerando estratificação cruzada sigmoidal de baixo ângulo (MIALL, 1996).

3.1.6 - Arenito maciço (Sm)

Este arenito encontra-se na porção intermediária do perfil da estrada de acesso à torre da EMBRATEL. É uma rocha cor de rosa ou amarela, de granulometria média, com grãos bem selecionados e arredondados. O arenito maciço ocorre com camadas tabulares, as quais atingem até 60 cm de espessura (Figura 24).



Figura 23 - Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Fácies S1).



Figura 24 - Arenito maciço (Fácies Sm).

Embora MIALL (1996) interprete a textura maciça em arenitos fluviais como produto de fluxos gravitacionais ou modificações pós-deposicionais (p.e. desidratação), acredita-se que a formação do arenito em questão possa ser melhor atribuída à deposição rápida a partir de suspensão durante os períodos de cheias (COLLINSON, 1996).

3.1.7 - Modelo Depositional

A fácies Gm é a fácies predominante do sistema. A presença de seixos até matacões caracteriza uma carga de leito muito elevada como ocorre em sistemas de canais fluviais de baixa sinuosidade (“braided channel systems”). Nos corpos ou lençóis (“gravel sheets”) conglomeráticos, interpretados como barras longitudinais, gerados durante eventos de alta descarga, são intercaladas lentes arenosas (fácies Sp e Sh) que se formaram como depósitos de canais menores (canais entre barras) durante períodos de baixa descarga (Figura 25). A alta variação da descarga aliada com a capacidade transportadora variável do fluxo são dois fatores importantes que favorecem um padrão de canais entrelaçados com baixa sinuosidade (Figura 26). Esta característica e a pouca profundidade do sistema, sugerida pela estruturação dos lençóis conglomeráticos da fácies Gm, apontam para um estilo fluvial que MIALL (1977) denominou “tipo Scott” segundo o rio Scott (fluvioglacial) no Alasca (Figura 27).

Os modelos de Trollheim e Donjek, ambos também de rios entrelaçados com leito conglomerático (“gravel-bed-braided rivers”), não são aplicáveis para as

fácies da Formação Palmeiral. O primeiro vale mais para conglomerados depositados predominantemente por fluxos gravitacionais, enquanto o segundo modelo inclui sedimentos mais finos e sucessões de conglomerado-arenito, com granodecrescência ascendente, sugerindo águas mais profundas (MIALL, 1996). O modelo Saskatchewan Sul (MIALL, 1978), foi introduzido para representar os rios "braided" com sedimentação essencialmente arenosa. De acordo com este autor esses rios comumente apresentam depósitos residuais de cascalho na base (litofácies Gm), acima dos quais as areias grossas são transportadas como carga de fundo, com tendência de formar dunas de cristas sinuosas as quais originam a litofácies St. A litofácies Sp pode desenvolver nas porções mais rasas dos canais e a litofácies Sh no topo das barras durante as enchentes. Observando-se o perfil composto da Formação Palmeiral nota-se uma grande semelhança com modelo Saskatchewan Sul, pois o conglomerado da base da Formação (litofácies Gm), encontra-se recoberto pelos arenitos das litofácies Sp, St, Sl e Sh. Entretanto, existem dúvidas se os depósitos fluviais da Formação Palmeiral representam produtos de um sistema fluvial proximal ou fluvial distributário, i.e. leque fluvial. O bom grau de arredondamento dos seixos não descarta a segunda possibilidade já que seixos tornam-se bem arredondados após poucos quilômetros de transporte (REINECK & SINGH, 1980). Aliás, se o contato entre o conglomerado e os arenitos fosse realmente transicional, a interpretação de leque fluvial para o conglomerado e de sistema fluvial "braided" para a parte dos arenitos poderia ser tomada em consideração.

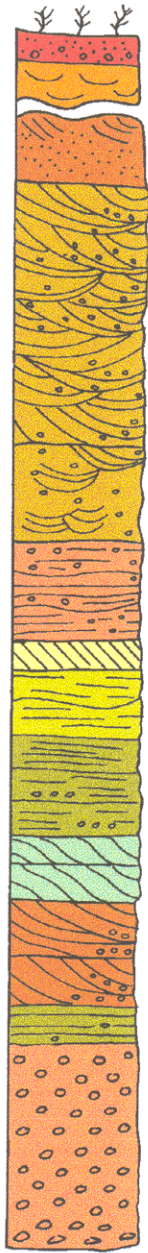
PERFIL ESTRATIGRÁFICO COMPOSTO DA FORMAÇÃO PALMEIRAL		
SÍMBOLO	CARACTERIZAÇÃO DAS LITOFÁCIES	INTERPRETAÇÃO
		
St	Solo com fragmentos de laterita. Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas subaquosa tipo 3D em regime de fluxo superior
Sm	Arenito maciço	Deposição a partir de suspensão nos períodos de cheias
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada e seixos dispersos na estratificação	Dunas subaquosa tipo 3D em regime de fluxo superior
Sh	Arenito com estratificação horizontal e níveis de seixos nos planos de estratificação.	Deposição em leito plano sob condições de regime de fluxo superior
Sp	Arenito com estratificação cruzada tabular	Dunas subaquosa tipo 2D em regime de fluxo inferior
Sh	Arenito com estratificação horizontal	Deposição em leito plano sob condições de regime de fluxo superior
Sh	Arenito com estratificação horizontal e níveis de seixos nos planos de estratificação.	Deposição em dunas subaquosas sob condições críticas de mudança para o regime de fluxo superior.
Sl	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal	Dunas subaquosas tipo 3D em regime de fluxo superior.
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Deposição em leito plano sob condições de regime de fluxo superior
Sh	Arenito com seixos e estratificação horizontal	
Gh	Ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente	Lençóis conglomeráticos formados durante os períodos de alta descarga e alta carga sedimentar.

Figura 25 - Perfil estratigráfico composto da Formação Palmeiral.

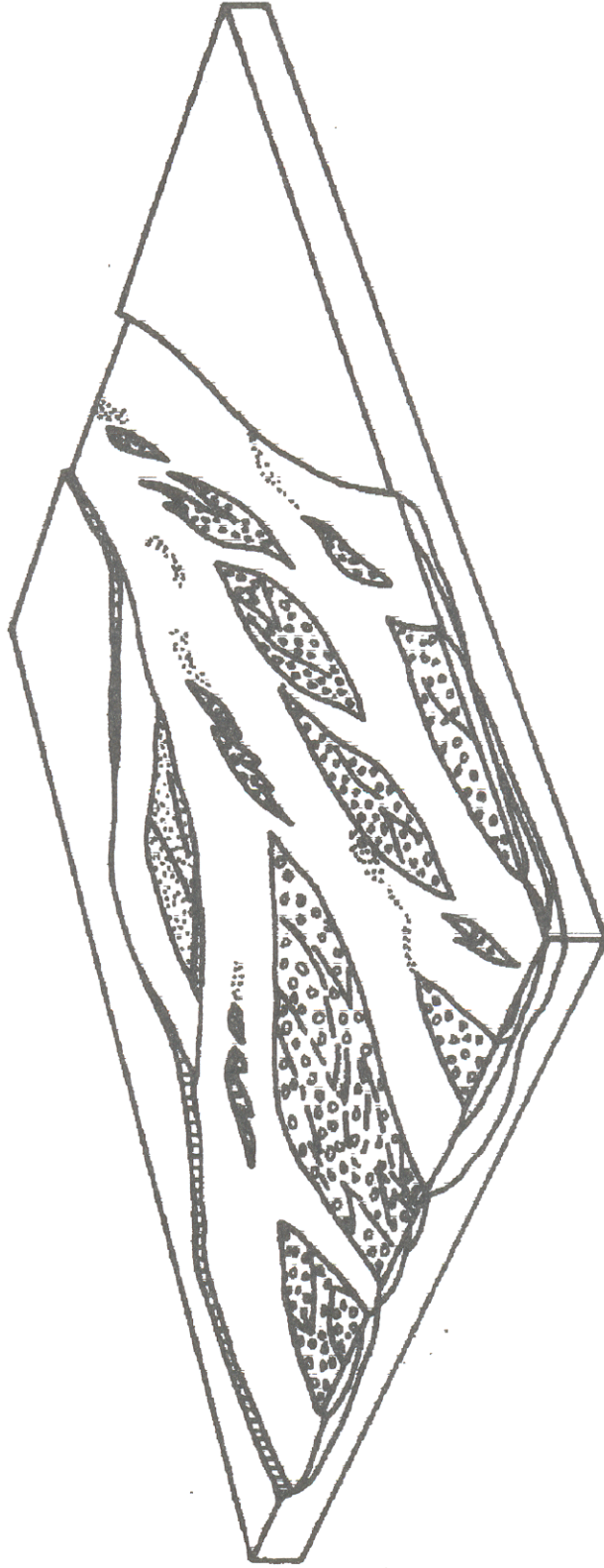


Figura 26 - Modelo do sistema fluvial da Formação Palmeiral.

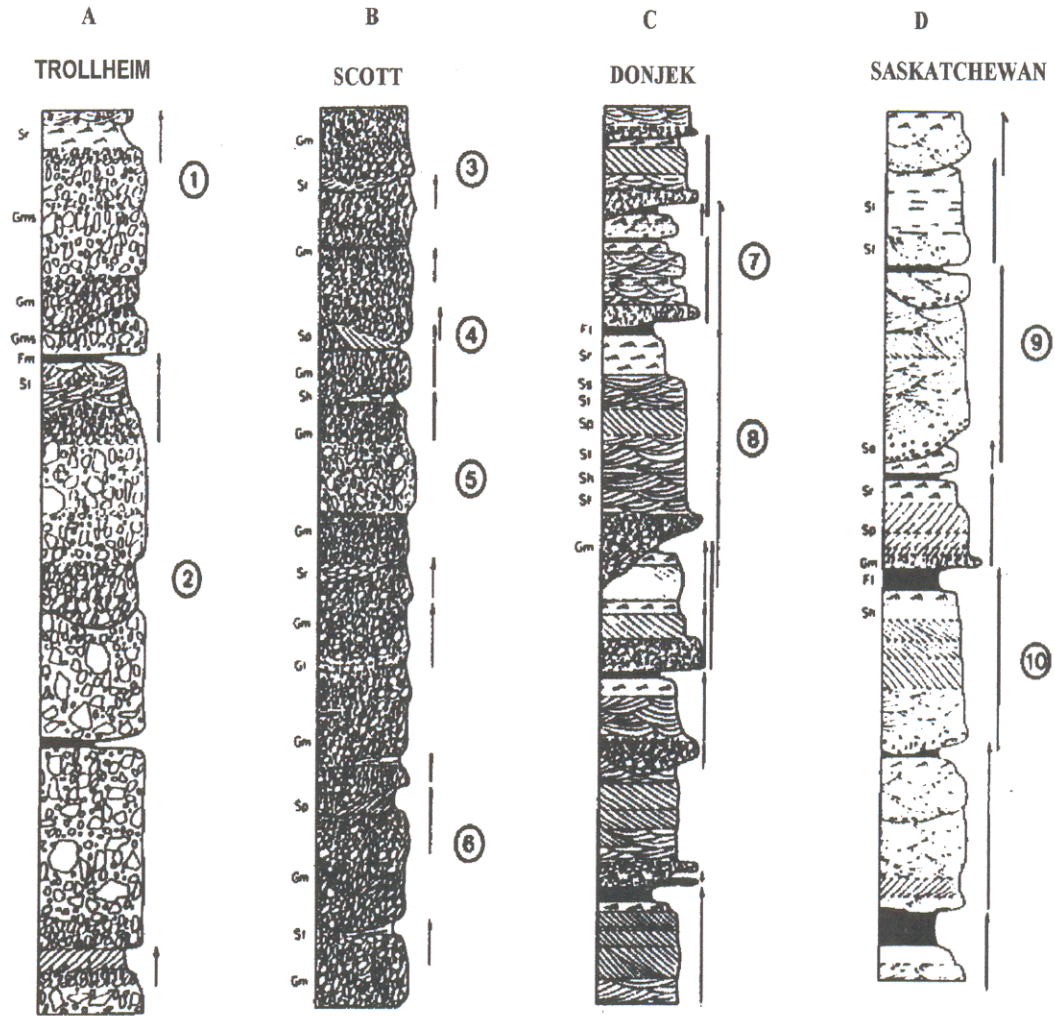


Figura 27 - Perfis generalizados dos três modelos deposicionais em rios entrelaçados. 1 - fluxos de detritos superimpostos; 2 - canal de escoamento superficial; 3 - canal secundário; 4 - barra truncada / cunha-de-areia; 5 - depósito de fluxo de detritos; 6 - barras superimpostas; 7 - canais secundários; 8 - canal principal ou sistema de canal; 9 - canal principal; 10 - barra composta (MIALL, 1978).

3.2 - PALEOCORRENTES.

O estudo das paleocorrentes é importante para o entendimento da evolução paleogeográfica, estilo de canal fluvial e principalmente para a geologia da área. Este estudo é baseado essencialmente em medidas de estratos de “foresets” da estratificação cruzada 2D, de eixos de estratos curvados da estratificação 3D, de imbricação dos seixos oblatos nos conglomerados (Figura 28), e da orientação do eixo maior de seixos prolatos (Figura 29).

A Figura 30 mostra que os dados obtidos em locais afastados entre si indicam paleocorrente de NNE para SSW. Este sentido de transporte é concordante com os padrões de paleocorrentes das formações Arco Íris/Fortuna nas serras Huanchaca/Santa Bárbara e Cuatro Carpas na serra Huanchaca. Fortalece assim a interpretação da existência, no Proterozóico, de uma grande sistema fluvial, com canais de baixa sinuosidade, que mantinha um fluxo de NE/N para SW/S, desde o Estado de Rondônia, passando pelo Estado do Mato Grosso, chegando até o território boliviano.

Embora o pequeno número de medidas de paleocorrente corrobore a interpretação de um grande sistema fluvial para a Formação Palmeiral, mais medidas são necessárias para a elaboração de um mapa regional de paleocorrente, para se ter uma avaliação mais precisa da bacia fluvial dessa formação.

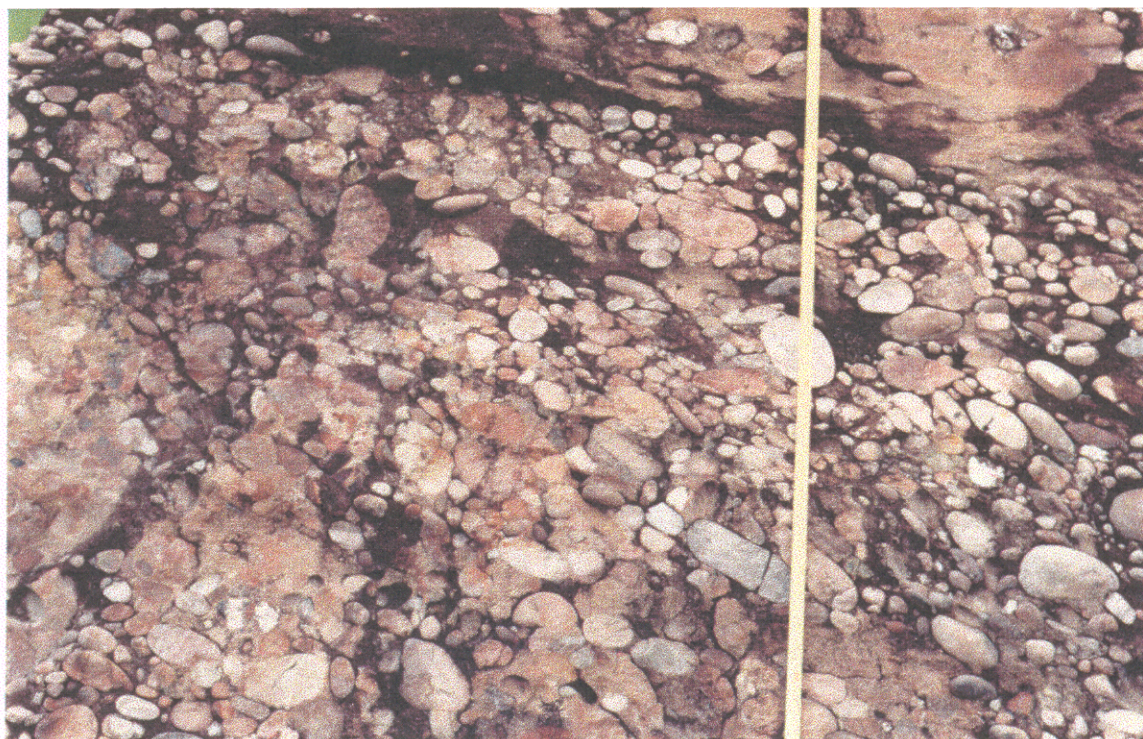


Figura 28 - Imbricamento dos clastos indicando sentido da paleocorrente para o canto superior esquerdo



Figura 29 - Posicionamento perpendicular dos seixos prolatos em relação à paleocorrente .

3.3 - PETROGRAFIA

Foram estudadas ao microscópio várias amostras dos arenitos da Formação Palmeiral, além de fragmentos líticos do ortoconglomerado polimítico dos quais escolheram-se seixos de arenito e de rochas vulcânicas. Seixos de quartzo e de quartzito não foram analisados.

O objetivo deste estudo foi classificar os tipos litológicos, e contribuir para a determinação da proveniência e o grau de modificações pós-deposicionais dos sedimentos Palmeiral.

Os arenitos da Formação Palmeiral são finos a médios, ocorrendo subordinadamente frações grossas. Em geral, o grau de seleção varia de moderada a boa. Entretanto, os arenitos tornam-se mal selecionados onde ocorrem sob a forma de lentes no ortoconglomerado e apresentam estratificação cruzada tabular.

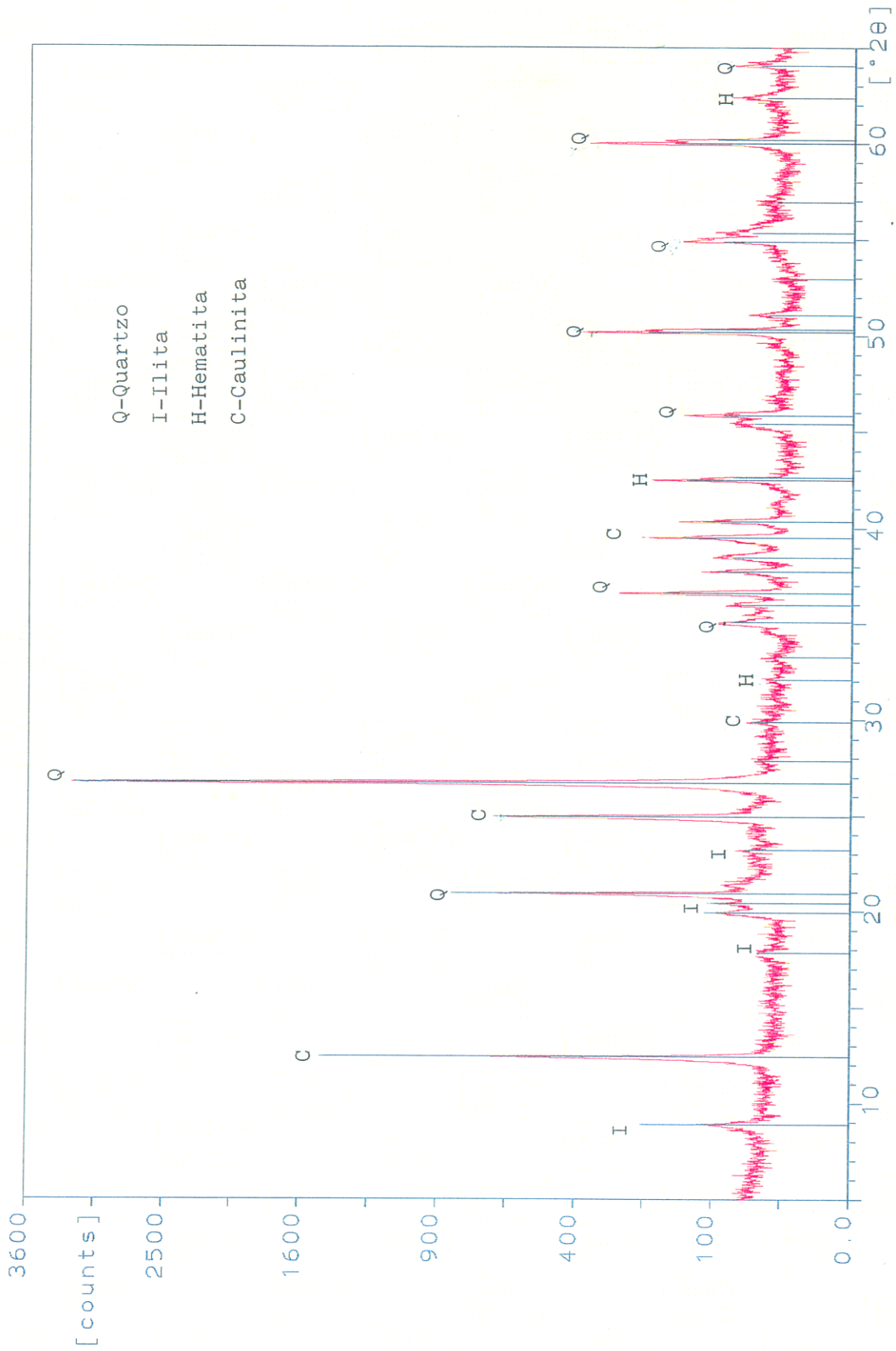
A avaliação tanto do arredondamento como do grau de seleção é prejudicada em função da presença de sobrecrecimento homoaxial de quartzo e de bordas corroídas de quartzo pela sericita. Estes fenômenos obliteram também freqüentemente os contatos entre os grãos; ocorrem contatos tangenciais e côncavos-convexos, sendo os retilíneos geralmente de compromisso. O arcabouço dos arenitos é, na maioria das vezes, fechado mas podem ocorrer porções “abertas” devido à presença abundante de “matriz”. Como boa parte dela está relacionada a grãos alterados e deformados, as partes do arcabouço “abertas” devem ser consideradas na realidade como fechadas.

Os arenitos são compostos, além de quartzo, por grãos de sílex, filossilicatos, identificados através de difração de raio X como caulinita e ilita (Figuras 31 e 32) e grãos esporádicos de feldspatos e vulcanitos.

Os grãos de quartzo apresentam-se predominantemente sob a forma monocristalina enquanto que os grãos policristalinos são poucos e se confundem com fragmentos de sílex. O quartzo ocorre também como cimento homoaxial, localmente associado com calcedônia (Figura 33). Os filossilicatos ou substituem grãos de feldspato (?) ou preenchem como componentes autigênicos poros intergranulares (Figura 34 e 35). Vários cristais de ilita apresentam a forma vermicular de caulinita evidenciando que durante a diagênese ocorreram precipitação de caulinita e ilitização deste mineral.

É possível que a parte de caulinita ainda presente nos arenitos seja mais jovem e de origem intempérica (Figura 36). Segundo HOWER et al. (1976) e HOFFMAN & HOWER (1979), a formação de ilita ocorre, em geral, a temperaturas superiores ao intervalo de 120 - 150° C quando a caulinita torna-se instável. O feldspato é do tipo microclíneo; os grãos de vulcanito foram reconhecidos apenas com base na textura, i.e através da presença de pequenos cristais com forma de ripas.

A composição atual dos arenitos da Formação Palmeiral é a de um quartzo-arenito caulínítico e ílítico de acordo com a classificação de FOLK (1974). Não restam, entretanto, dúvidas que o sedimento original tinha um certo conteúdo de feldspato oriundo provavelmente do embasamento cristalino. As modificações pós-deposicionais (cimentação, formação de caulinita e ilita, além da



S-1.RD S-1.D1

Figura 31 - Difratoograma de caulinita (C) e illita (I) compondo grãos brancos alterados (originalmente feldspato) do arenito S-I. Os grãos foram concentrados manualmente.

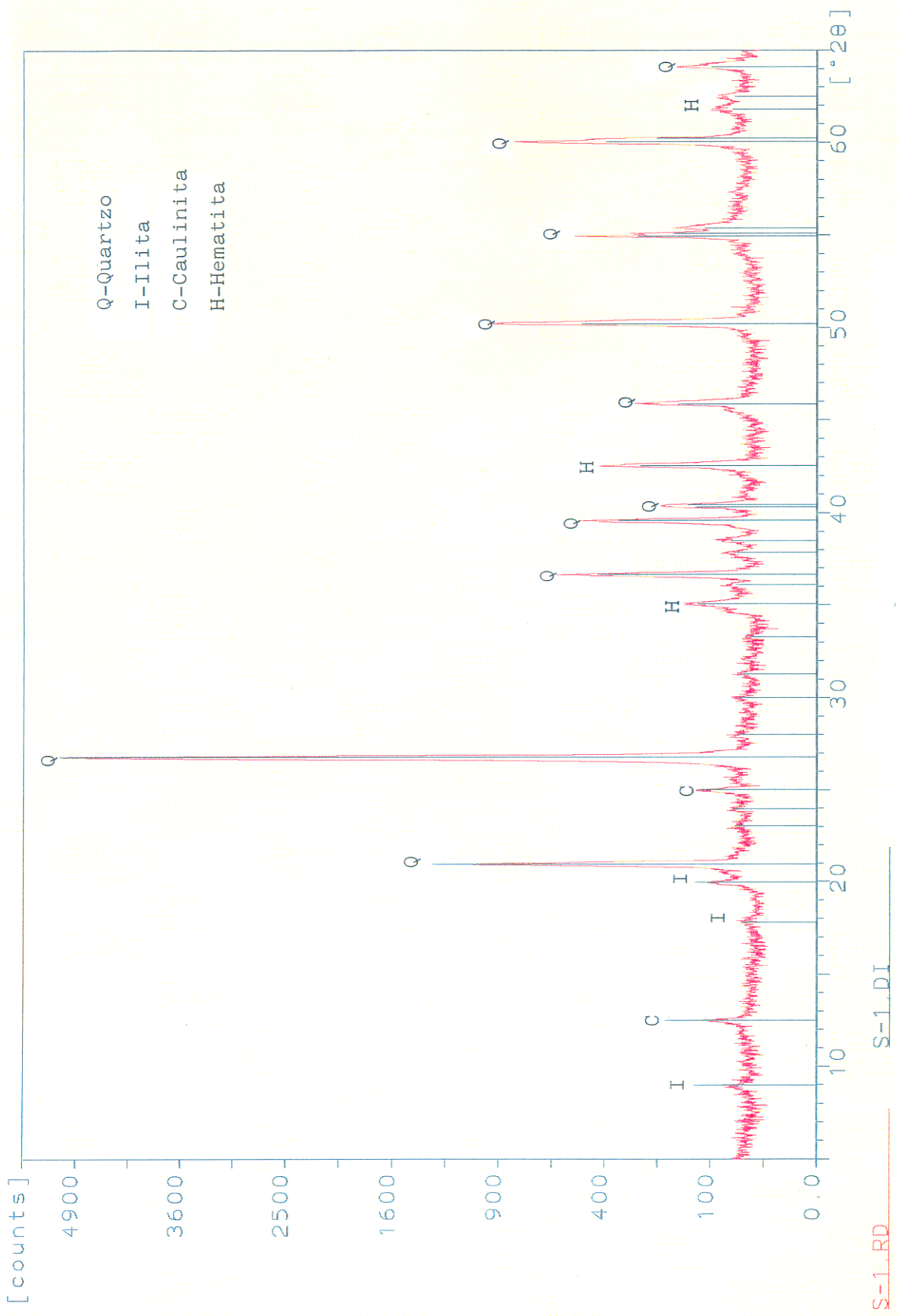


Figura 32 - Difratoograma do arenito S-1, rocha total.

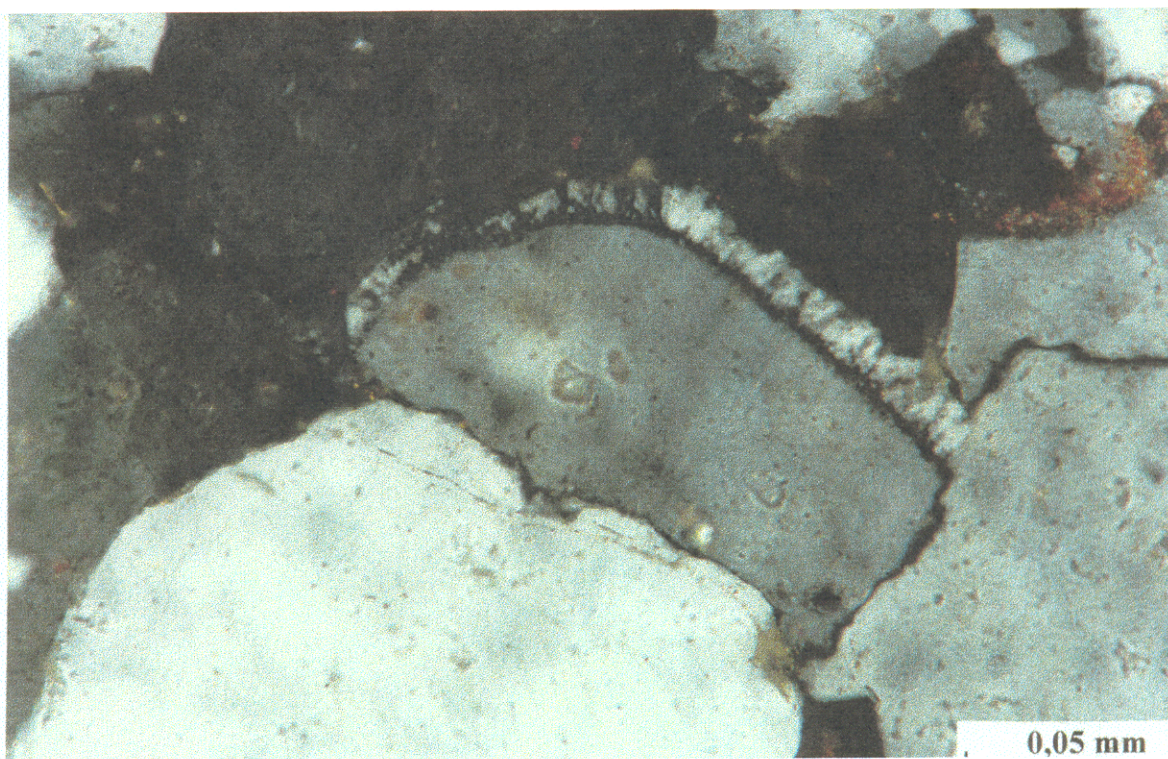


Figura 33 - Cimento de sílica (calcedônia) ao redor de um cristal de quartzo.

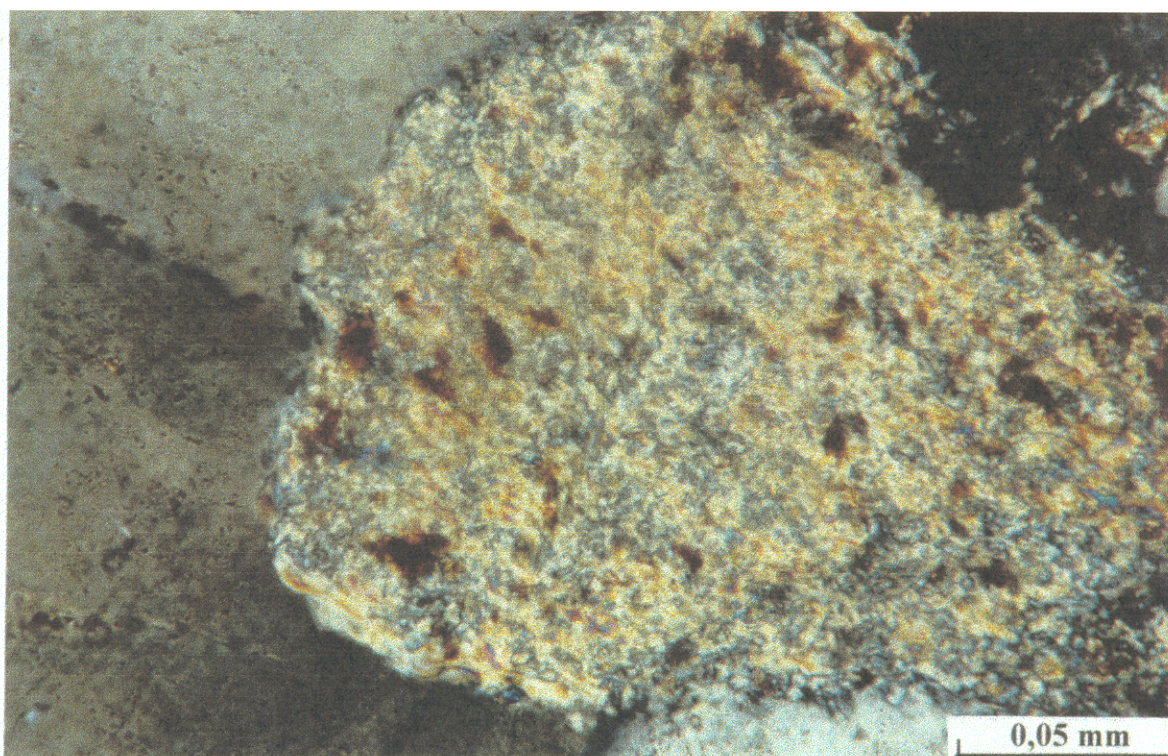


Figura 34 - Pseudomorfo de ilita no arenito da Formação Palmeiral.

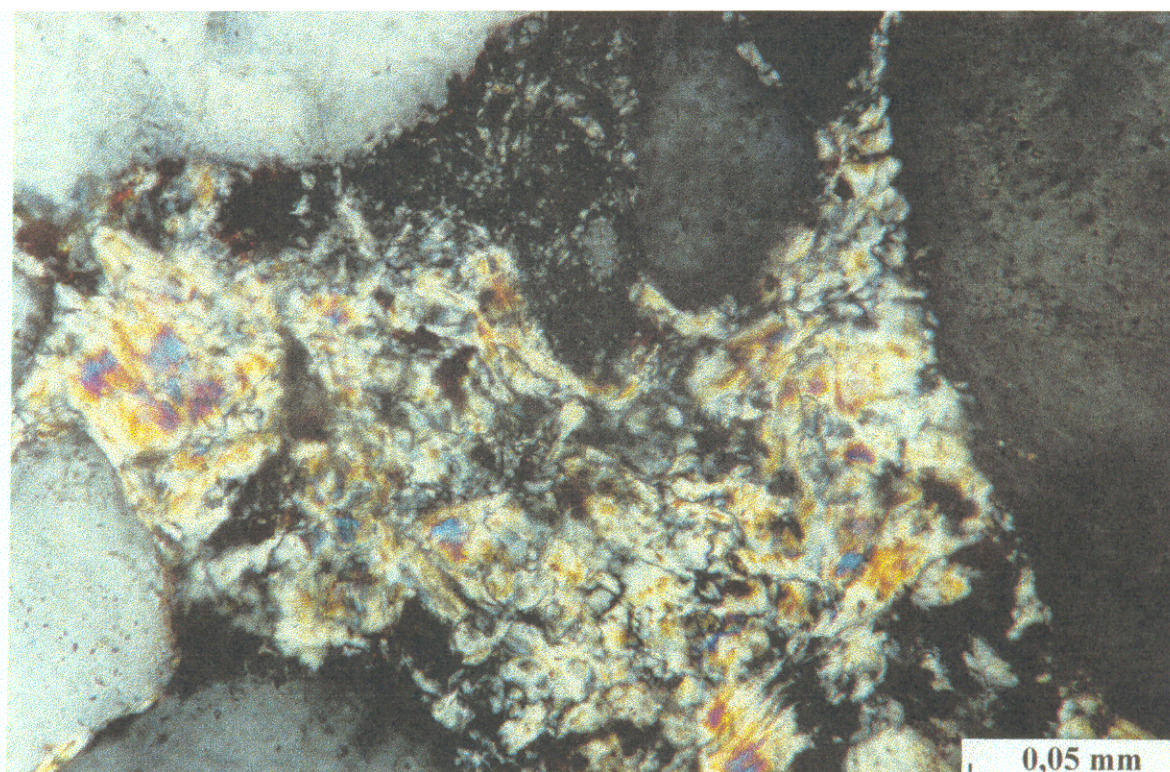


Figura 35 - Ilita preenchendo os interstícios intergranulares. Fotomicrografia com nicóis cruzados.

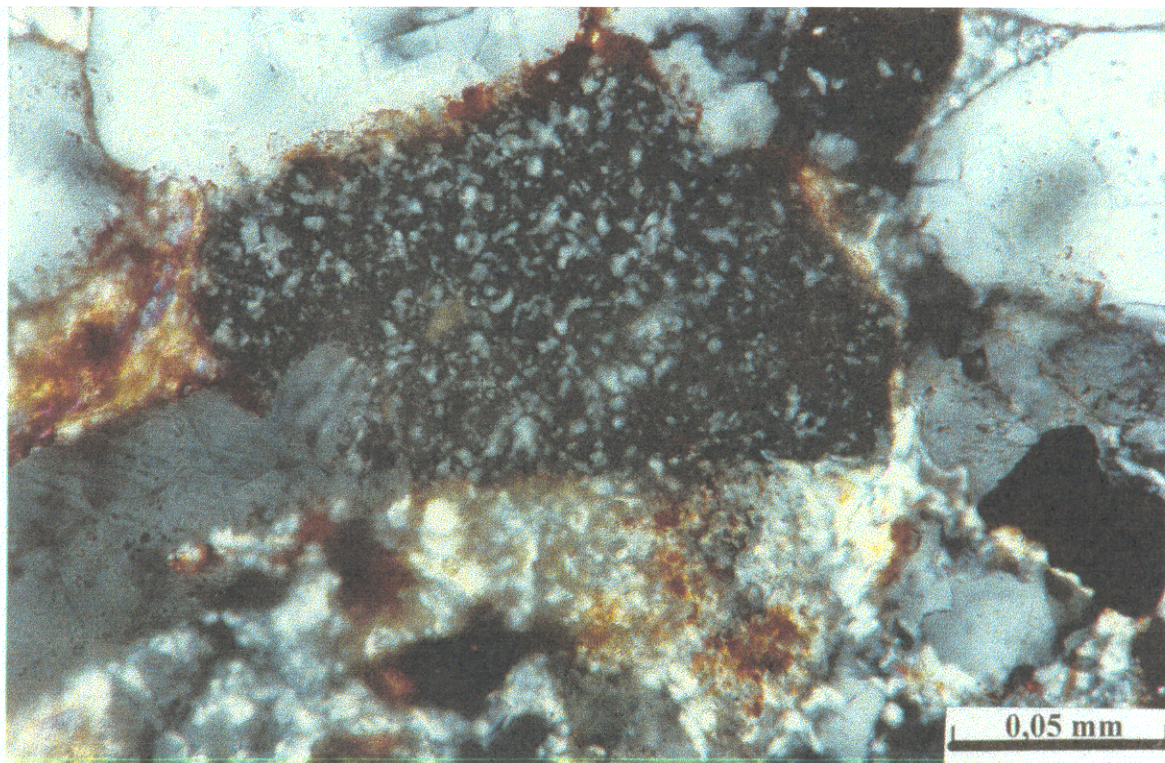


Figura 36 - Grão de caulinita no arenito da Formação Palmeiral.

compactação) ocorrem principalmente no domínio da diagênese; feições que apontam para metamorfismo não foram observadas.

Os clastos de arenito, encontrados no ortoconglomerado, são finos, com boa seleção. Os grãos são subarredondados, as vezes de difícil observação devido a presença de cimento silicoso, marcado pela “dust line” (Figura 37). Os contatos entre os mesmos são geralmente côncavos-convexos, as vezes retilíneos (de compromisso), conforme mostra a Figura 38. O arcabouço do arenito é fechado, formado essencialmente por grãos de quartzo, principalmente monocristalinos. De acordo com FOLK (1974) este arenito pode ser classificado como um quartzoarenito.

Clastos de vulcanitos não são freqüentes no ortoconglomerado da Formação Palmeiral. A rocha vulcânica, de coloração avermelhada, apresenta textura porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais de feldspato totalmente ilitizados (pseudomorfos de ilita a partir de feldspato) imersos em uma matriz de granulação média (200 μ) a grossa (Figura 39). A matriz é composta essencialmente de ilita (feldspato ilitizado) contendo baixos teores de quartzo e minerais opacos. Em virtude da profunda ilitização dos feldspatos, a classificação da rocha torna-se difícil. É possível que se trate de um dacito (Prof. R. Dall' Agnol, comunicação verbal). Rochas vulcânicas intermediárias relacionadas a Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (Figura 06, pg 17), localizada a norte e a sul da Serra dos Pacaás Novos poderiam ter fornecido esta rocha.

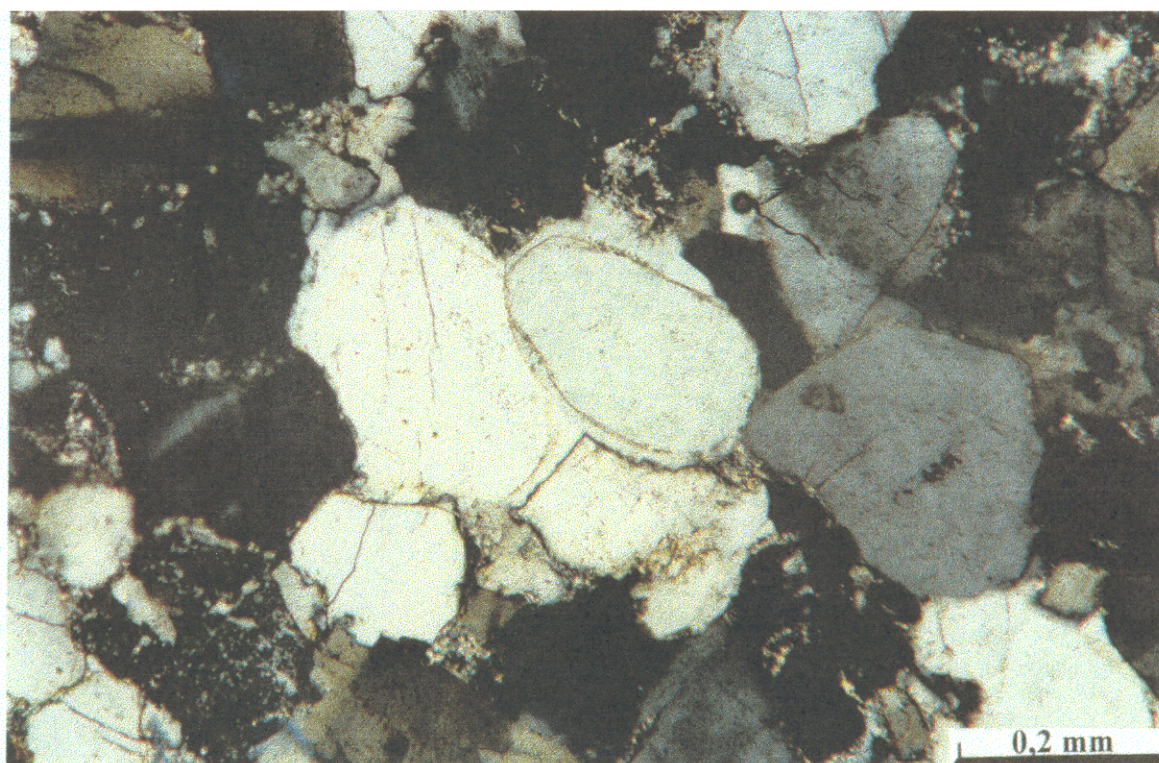


Figura 37 - Sobrecrescimento cristalino em grãos de quartzo marcada pela “dust line”.

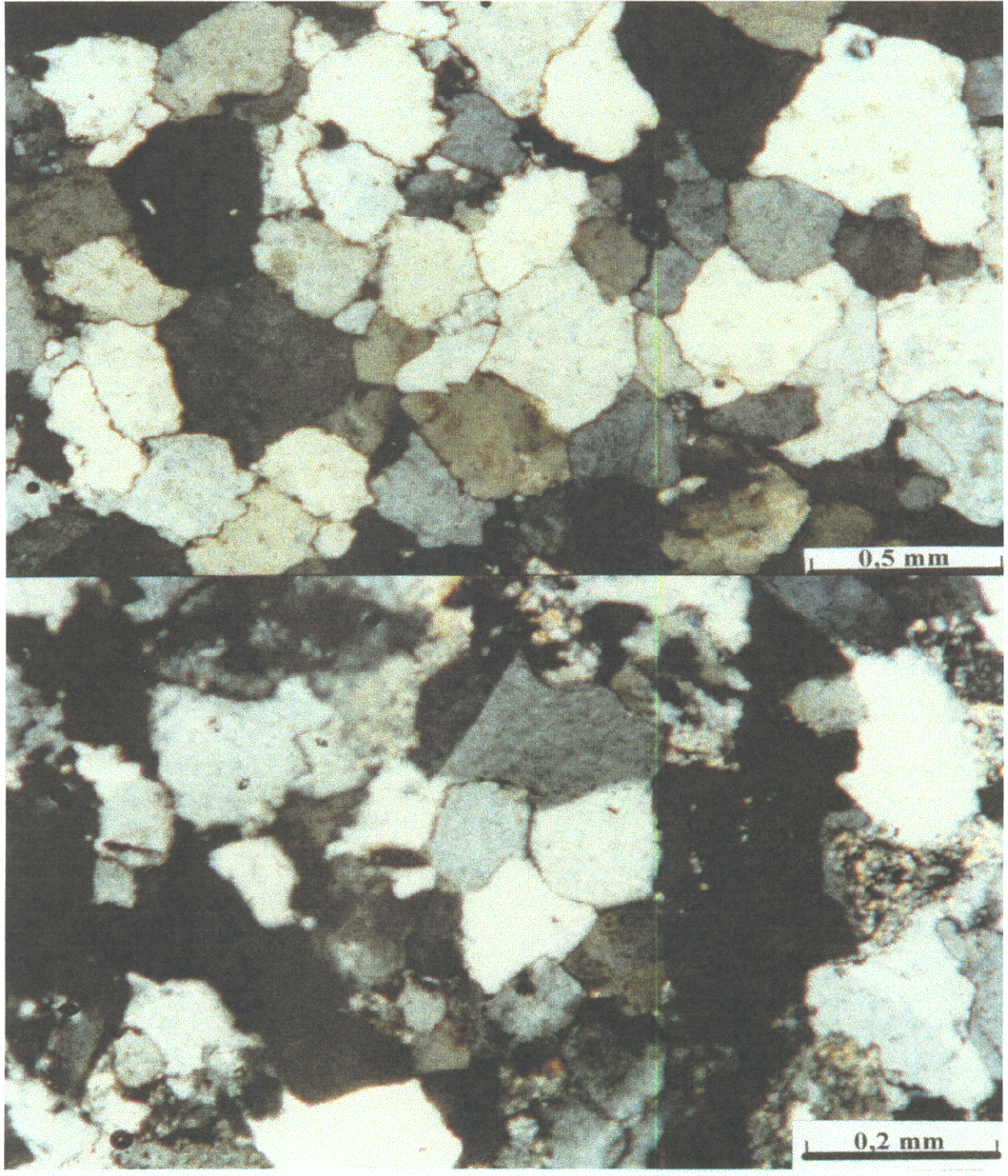


Figura 38 - Contato retilíneo (acima) e côncavo-convexo (abaixo) nos seixos de quartzo - arenito do ortoconglomerado.

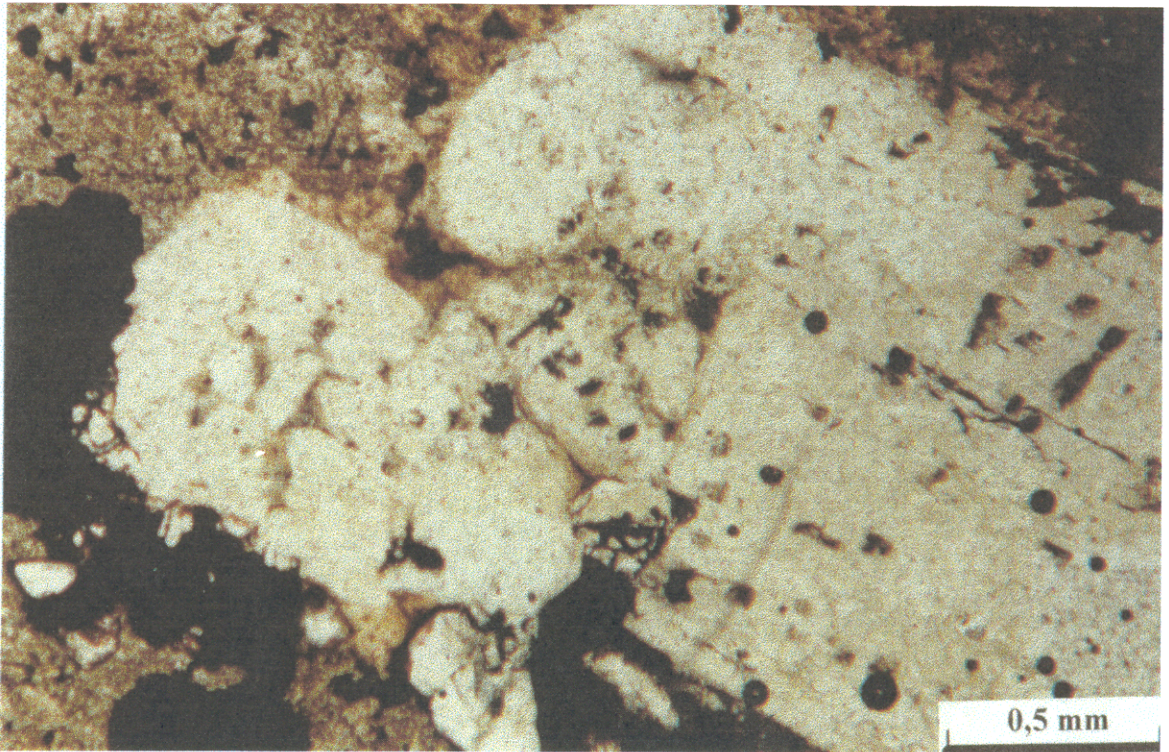


Figura 39 - Seixo de rocha vulcânica (dacito?). Fotomicrografia com nicóis paralelos.

3.4 - CORRELAÇÃO DA FORMAÇÃO PALMEIRAL COM OUTRAS UNIDADES.

A cobertura sedimentar do Proterozóico Superior, que ocorre no Estado de Rondônia, estende-se através do Estado do Mato Grosso até o território boliviano (Figura 40). É representada essencialmente por rochas siliciclásticas plataformais com estratos sub-horizontais ou até verticalizados por tectonismo de natureza rúptil-dúctil. No Estado de Rondônia, nas Serras dos Pacaás Novos e Uopiane, é constituída de conglomerados e arenitos da Formação Palmeiral (LOBATO et al., 1966). No Estado do Mato Grosso, a cobertura sedimentar, que sustenta a serra São Vicente, foi denominada por SOUZA & HILDRED (1980) de Grupo Aguapeí, subdividido nas Formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino.

A Formação Fortuna, como unidade basal da cobertura, é constituída de arenitos e conglomerados, depositados em ambiente fluvial entrelaçado (MENEZES, 1993). Medidas de estratificação cruzada acanalada indicam paleocorrente para SW. A Formação Vale da Promissão representa uma cunha de sedimentos marinhos, composta de arenitos e pelitos intercalados, com características de plataforma marinha rasa. A Formação Morro Cristalino, por sua vez, é constituída essencialmente de arenitos e subordinadamente conglomerados, depositados em ambiente fluvial, com contribuição eólica. Dados de estratificação cruzada indicam paleocorrentes de SE para NW, mostrando uma inversão do

sentido de fluxo para esta unidade, a qual pode representar segundo SAES & LEITE (1993) uma cobertura continental de caráter molassóide.

Em território boliviano, os sedimentos de cobertura plataformal sustentam a serra Huanchaca (denominada de São Vicente no Brasil) e afloram amplamente no rio Santo Corazón, onde são designados de Grupo Sunsas (LITHERLAND et al., 1986). Nesta região, o grupo está subdividido em Conglomerados Guapama (unidade basal) depositado em ambiente de leque aluvial; Unidade Psamítica Inferior (LITHERLAND & BLOOMFIELD, 1981), representando depósitos arenosos de caráter arcossiano, depositados de planície de maré, que passam na serra São Vicente para arenitos e conglomerados fluviais (SAES & LEITE, 1993); Unidade Argilosa (LITHERLAND & BLOOMFIELD, 1981), de origem marinha (leques submarinos); Unidade Psamítica Superior (LITHERLAND et al, 1986), constituída principalmente por quartzo-arenitos relacionados a um ambiente fluvio-eólico.

As associações faciológicas mostram que a sedimentação, durante o Proterozóico Médio/Superior, na borda oeste do Cráton Amazônico, começou em ambiente fluvial braided/leque aluvial, mudou depois para condições marinhas e voltou, finalmente, para fluvial (Figura 40).

De acordo com os dados faciológicos obtidos da Formação Palmeiral, a transgressão marinha não alcançou a Serra dos Pacaás Novos. Entretanto, sedimentos marinhos poderiam estar escondidos na parte inferior, não aflorante, dessa formação. A correlação da Formação Palmeiral com pelo menos parte do Grupo Aguapeí é muito provável, sustentada pelos padrões faciológicos e de

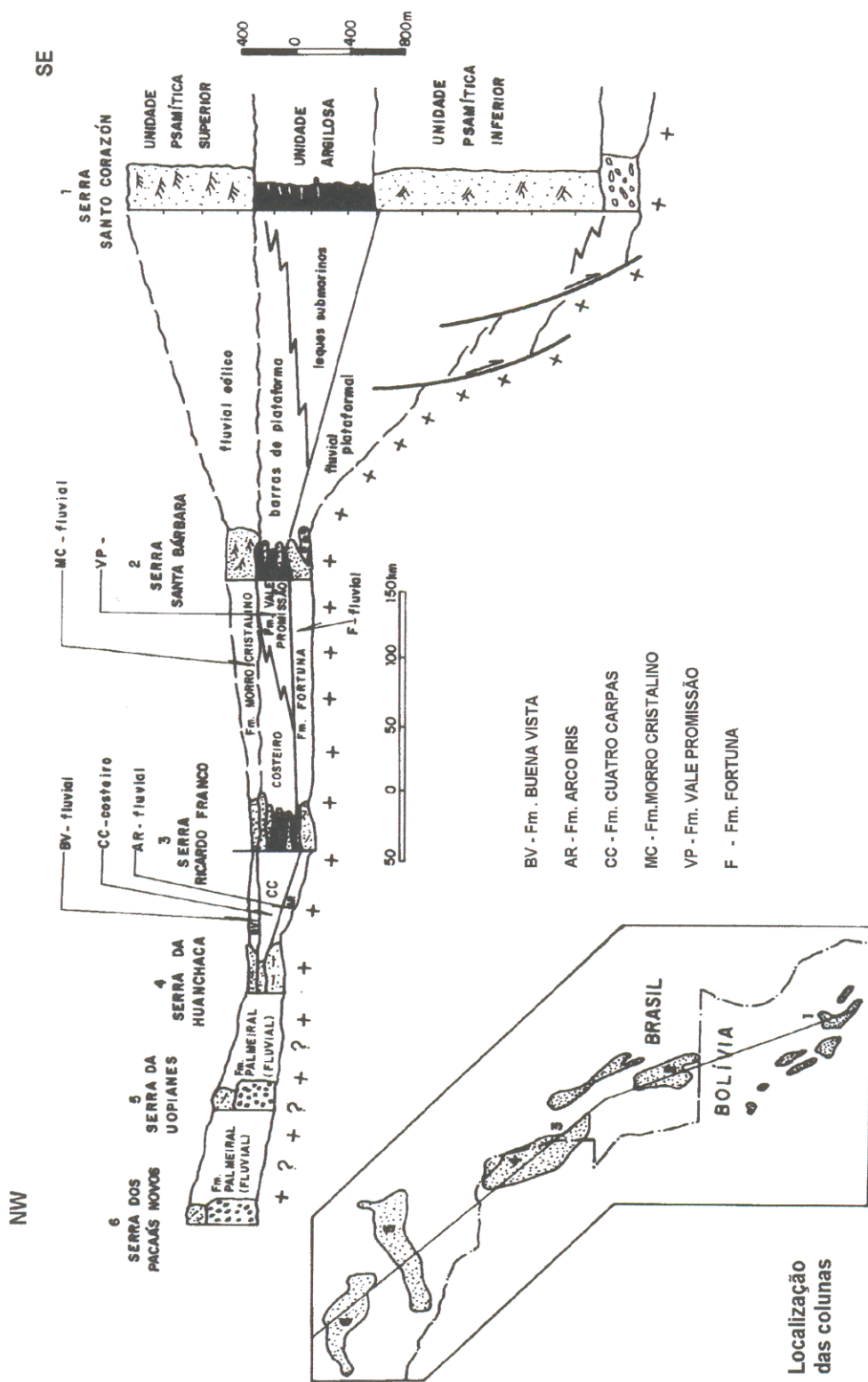


Figura 40 - Correlação litoestratigráfica proposta das coberturas sedimentares proterozóicas da borda oeste do Cráton Amazônico (Modificado de Saes, 1986).

paleocorrentes. Dúvidas surgem, contudo, quanto à correlação com a Formação Morro Cristalino (parte superior do Grupo Aguapeí) por apresentar sentido de paleocorrente oposto àquele obtido da Formação Palmeiral.

3.5 - TECTÔNICA

3.5.1 - Aspectos Gerais e Geometria de Macro-Escala

Através da análise estrutural e da interpretação de imagens de satélite e radar da Serra dos Pacaás Novos, apoiadas por medidas de estruturas diretamente nos afloramentos, foi possível observar que o padrão estrutural dominante na região da Serra dos Pacaás Novos é de natureza essencialmente rúptil-dúctil, com falhamentos e fraturamentos relacionados aos lineamentos (zonas de cisalhamento) Araras e Quatorze de Abril (Figura 41).

Desses lineamentos destacam-se as falhas São Luiz, com direção geral E-W e inflexão para SE, limitando a borda sul da Serra dos Pacaás Novos. A falha Jaciparaná com direção NW, limitando a borda NE da serra e por último a falha Ouro Preto, com direção NE-SW correspondendo a borda norte da Serra dos Pacaás Novos.

A interpretação desses sistemas de falhamentos, através das imagens de radar, possibilitou a separação de pelo menos três setores estruturais que afetam os sedimentos da Serra dos Pacaás Novos (Figuras 42 e 43). A análise visual de imagens obtidas pelo satélite LANDSAT TM5, tem possibilitado a geração de produtos, cuja geometria parece estar relacionada a movimentação direcional.

Uma grande quantidade de anisotropia podem ser visualizadas, as quais aparentemente parecem representar porções de tramas planares, em parte ligadas a processos dúcteis, esculpando a geometria mais de um duplex transcorrente, subdividido em pelo menos três setores, descritos a seguir.

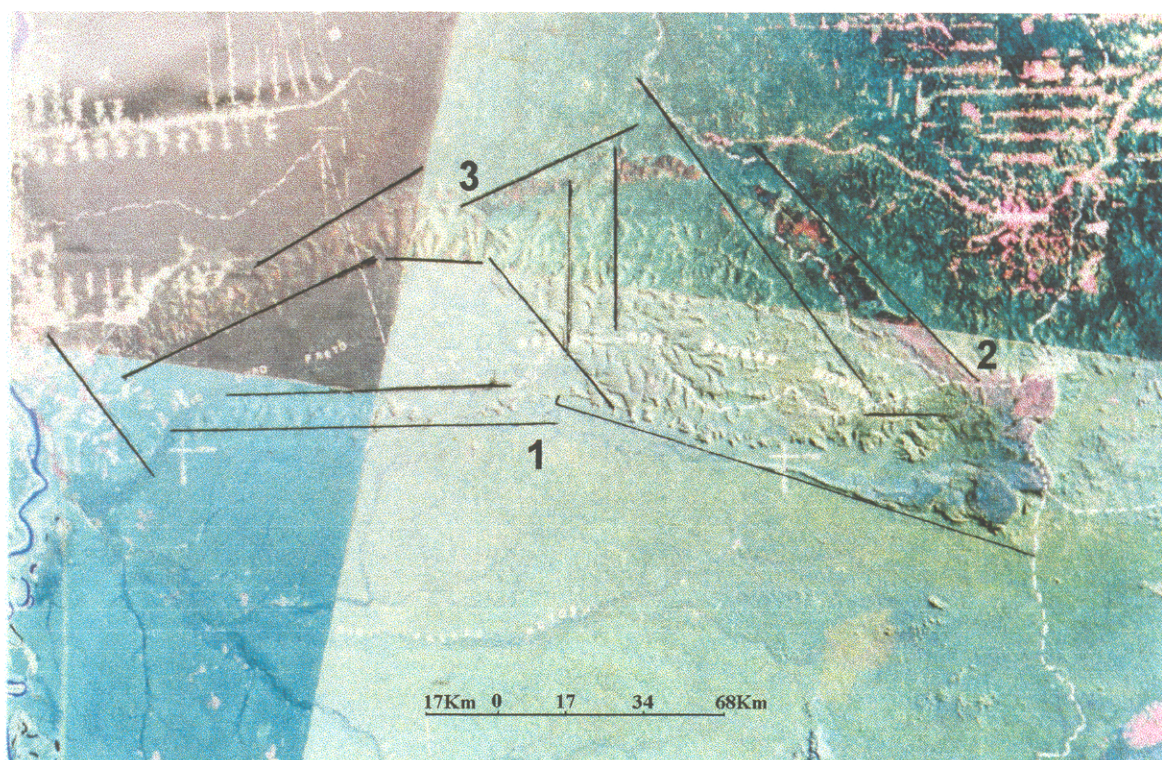


Figura 41 - Imagem obtida pelo satélite LANDSAT TM5 da Serra dos Pacaás Novos e seus principais lineamentos: 1) Falha São Luiz; 2) Falha Jaciparaná; 3) Falha Ouro Preto.

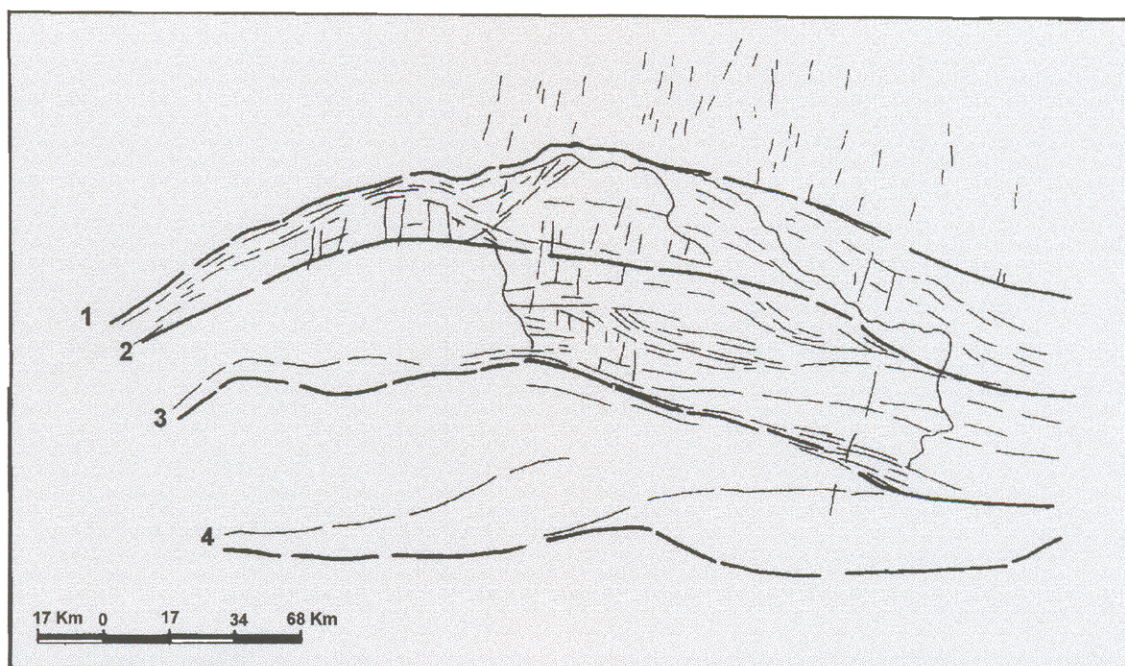


Figura 42 - Esboço estrutural da Serra dos Pacaás Novos.

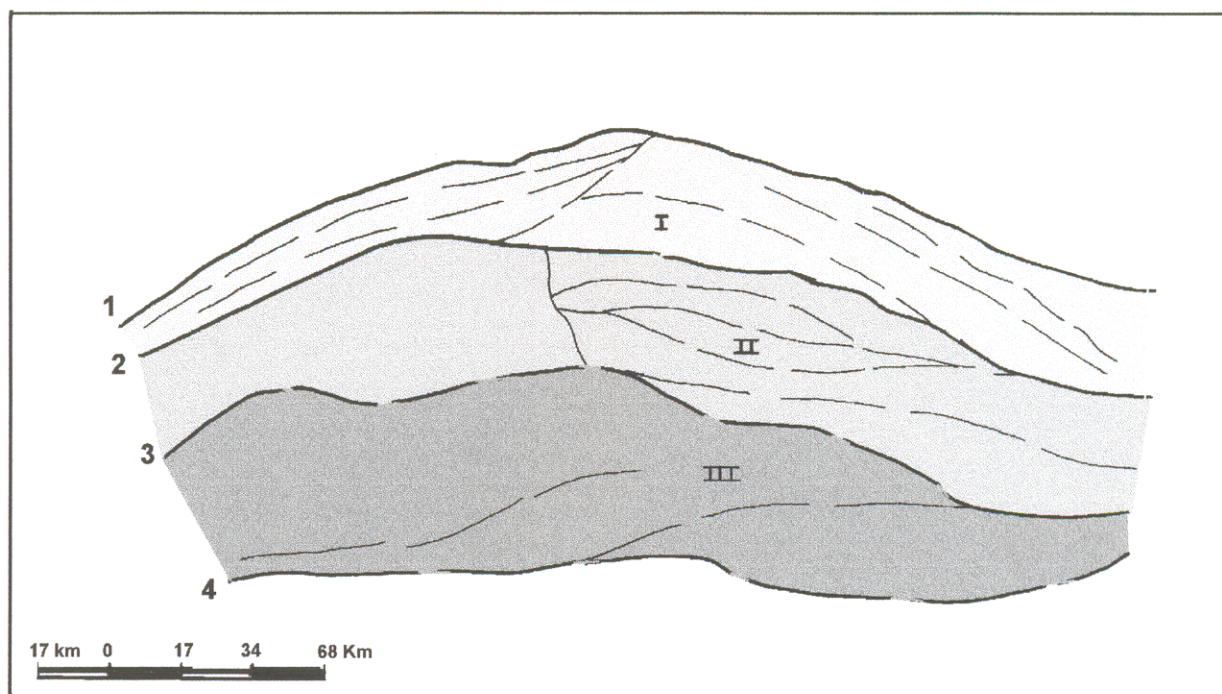


Figura 43 - Distribuição dos setores estruturais da Serra dos Pacaás Novos.

3.5.1.1 - Setor I

O Setor I situa-se no extremo norte da Serra dos Pacaás Novos, apresentando a forma de uma lente delgada, com ligeiro espessamento para leste, limitado pelas zonas de cisalhamento rúptil-dúctil (ZCRD) 1 e 2. Posiciona-se na direção E-W, com suas extremidades voltadas para SSW e SSE, compondo uma geometria curvilínea, com concavidade voltada para sul. Este Setor caracteriza-se pela riqueza de estruturas rúpteis-dúcteis, representadas por fraturas/falhas, com planos verticalizados, em particular nas proximidades da ZCRD 1. Esses elementos planares parecem desenhar um pequeno duplex formado a partir de diminutas tramas tabulares. Para oeste deste Setor, os elementos texturais correspondentes, parecem sofrer espaçamento e desenhar tramas de maior tamanho. As estruturas desse domínio são reflexos da movimentação transcorrente que afetou as rochas do embasamento cristalino que bordejia a Serra dos Pacaás Novos.

3.5.1.2 - Setor II

O Setor II ocupa a parte central da Serra dos Pacaás Novos, posicionada grosseiramente na direção E-W, com ligeira inflexão e concavidade voltada para sul. Está limitado pelas ZCRD 2 e 3, encontrando-se parcialmente encoberto por sedimentos recentes. A porção oeste do Setor II apresenta uma baixa densidade de elementos texturais, ao passo que a porção leste tem

inclinação suave para a WNW-ESE. É possível a visualização de um pequeno duplex transcorrente sigmoidal, limitado por estruturas aproximadamente E-W e “splays” orientados a NW-SE. Destaca-se a alta densidade de anisotropias, concentrando-se ao longo da ZCRD 3, indicando “locus” de concentração de movimentação na parte sul deste Setor. (Figura 44).



Figura 44 - Arenito da Formação Palmeiral com acamamento verticalizado, aflorando no setor II da Serra dos Pacaás Novos.

3.5.1.3. Setor III

O Setor III está localizado no extremo sul da Serra dos Pacaás Novos, limitado pelas ZCRD 3 e 4, correspondendo ao Domínio IV da Compartimentação Litoestrutural do Segmento Sudoeste do Cráton Amazônico (SCANDOLARA et al., 1995). É o domínio mais simples do sistema de lineamentos, com baixa densidade de anisotropias planares, orientadas para ENE-WSW, constituindo uma geometria do tipo circular, representando um tipo de duplex transcorrente, que evolui a partir de cunhas.

3.5.2 - Estruturas Mesoscópicas

3.5.2.1- Falhas Normais

Na área estudada, descontinuidades importantes mostram rejeitos normais, colocando em contato tectônico a Formação Palmeiral com as rochas do embasamento cristalino. Os planos de movimentação estão verticais, com direção geral NE-SW e ligeira inflexão para NW-SE. São bem expressivos nas imagens de satélite e foram observados no campo nas bordas escarpadas da serra dos Pacaás Novos.

3.5.2.2- Falhas de Cavalgamento

Este tipo de estrutura foi observado nas exposições do perfil realizado ao longo da estrada que dá acesso à antena da EMBRATEL. Projetam-se preferencialmente nas superfícies de acamamento dos arenitos ou nas interfaces das barras arenosas amalgamadas. São caracterizadas por uma superfície curvilinear de baixo ângulo, evidenciada pela presença de uma película de material sedoso, de coloração esverdeada, com estrias impressas na mesma.

3.5.2.3 - Fraturas/Diáclases

A interpretação de imagens de satélite, fotografias aéreas convencionais e dados de campo, permitiram definir três sistemas de fraturamentos dominantes na área. Apresentam as direções preferenciais E-W, NE-SW e N-S, afetando principalmente os arenitos, formando os chapadões quadrangulares que caracterizam a cobertura da Serra dos Pacaás Novos.

4 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

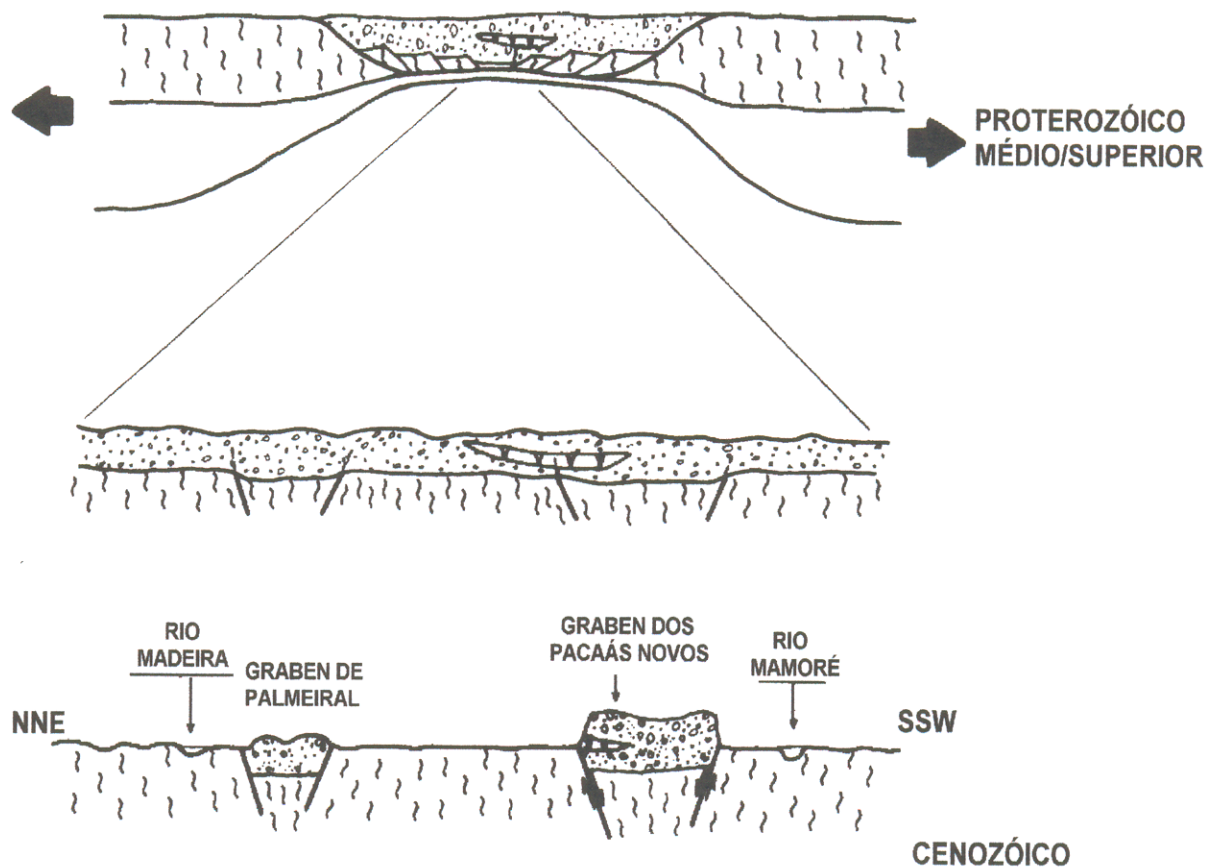
A Serra dos Pacaás Novos, constituída pela Formação Palmeiral apresenta um formato sigmoidal alongado na direção E-W, com ligeira inflexão para S, correspondendo ao Domínio Pacaás Novos (Domínio V) da Compartimentação Litoestrutural do Segmento Sudoeste do Cráton Amazônico. Está inserido no embasamento cristalino (Complexo Jamari) através de estrutura distensiva formada durante o Neoproterozóico.

Esta estrutura, entretanto, não serviu como sítio de sedimentação para a Formação Palmeiral. Seus tipos de seixos, padrão de paleocorrente, a correlação com outras unidades proterozóicas e suas ocorrências fora da Serra dos Pacaás Novos apontam para uma bacia relativamente grande, provavelmente do tipo intracratônica, que abrigou a Formação Palmeiral. Portanto, fragmentos de rochas do Complexo Jamari (embasamento cristalino) que bordeja a estrutura distensiva, não foram encontrados.

A evolução tectônica dos “grabens” onde está preservada a Formação Palmeiral está relacionada com os movimentos tectônicos do embasamento cristalino. Durante o Neoproterozóico, um regime distensivo afetou a borda ocidental do Cráton Amazônico, levando a abatimento de blocos e preservação dos sedimentos da Formação Palmeiral dentro desses “grabens”. Posteriormente, reativações de natureza transcorrente das antigas falhas normais modificaram a geometria original da estrutura, formando os lineamentos e/ou zonas de cisalhamento da serra (Figuras 45 e 46).

O arranjo espacial dos lineamentos indica uma movimentação transcorrente relativa sinistral. Entretanto, ressalta-se que esta evolução está calcada apenas em interpretação de sensores remoto, necessitando de mais informações de afloramentos.

A última fase tectônica é vinculada ao quadro neotectônico responsável pelo soerguimento da Formação Palmeiral o qual resultou na formação da Serra dos Pacaás Novos, fenômeno comprovado pela presença de fragmentos de uma antiga crosta laterítica desmantelada durante o soerguimento, preenchendo fraturas nos arenitos (Figura 47).






-  FORMAÇÃO PALMEIRAL (CONGLOMERADOS E ARENITOS).
-  FORMAÇÃO NOVA FLORESTA (BASALTO).
-  COMPLEXO JAMARI (MIGMATITOS, GNAISSES MILONÍTIOS, XISTOS, CÁLCIO-SILICÁTICAS, GRANITOS FOLIADOS).
- 1** EXTENSÃO CRUSTAL COM FORMAÇÃO DE UMA GRANDE BACIA CONTINENTAL.
- 2** FORMAÇÃO DE PEQUENAS BACIAS TIPO "GRABEN".
- 3** EROSIÃO DO PACOTE SEDIMENTAR, PRESERVANDO APENAS AS PORÇÕES CONTIDAS NOS GRABENS.

Figura 45 - Quadro evolutivo do graben dos Pacaás Novos.

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

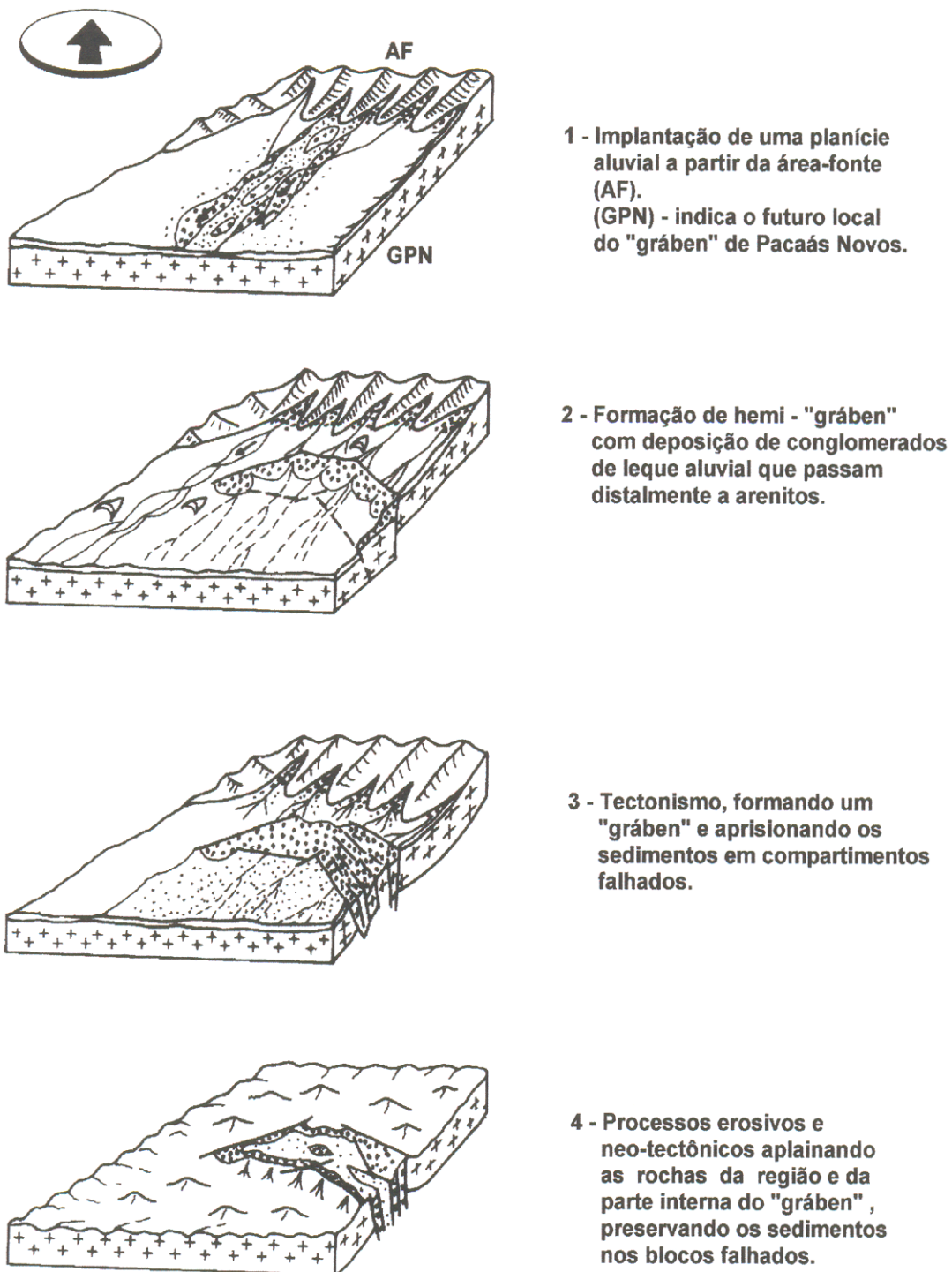


Figura 46 - Evolução tectônica da Serra dos Pacaás Novos.

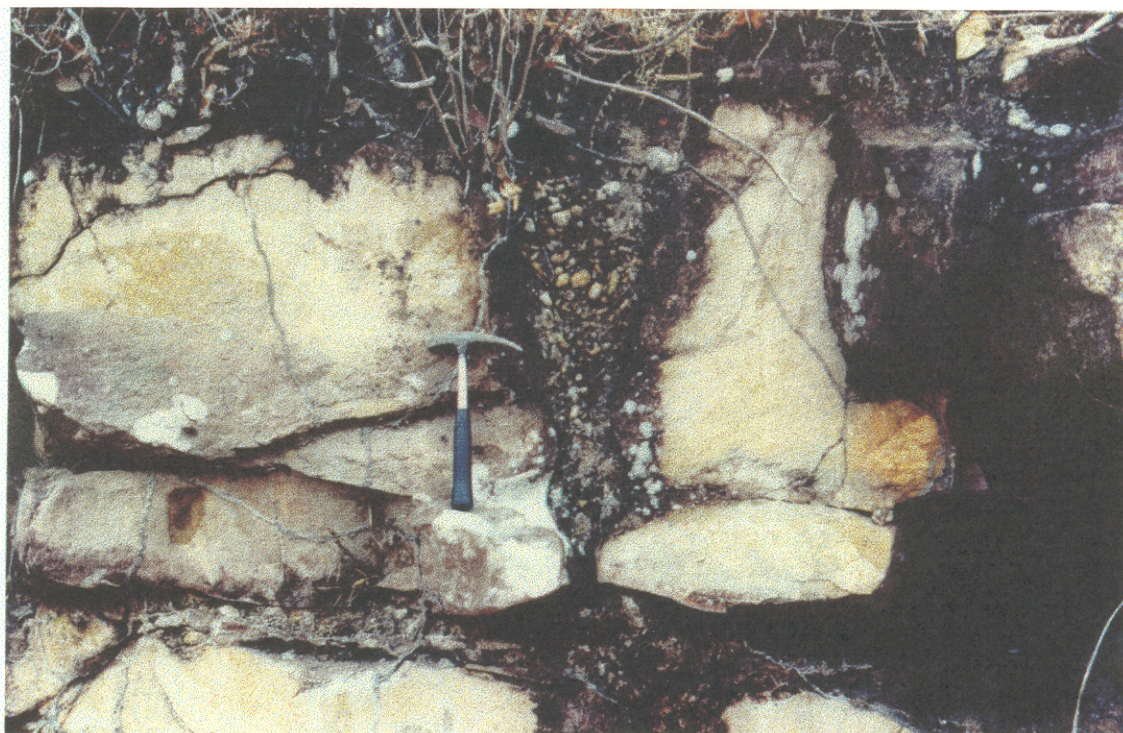


Figura 47 - Fragmentos de laterita preenchendo fraturas no arenito.

5 - CONCLUSÕES

A Formação Palmeiral da Serra dos Pacaás Novos é constituída por ortoconglomerados polimíticos e arenitos cujas litofácies caracterizam um sistema fluvial “braided” proximal ou de leque fluvial. As fácies identificadas incluem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente; arenitos com estratificações cruzadas acanalada, tabular e sigmoidal; arenito com estratificação horizontal e arenito maciço. Os dados de paleocorrente e a correlação com o Grupo Aguapeí sugerem, que a Formação Palmeiral foi depositada em uma bacia bem maior (bacia intracratônica) que a atual estrutura de graben a qual apenas preservou a formação da erosão. As áreas fonte dos sedimentos da formação, situadas a N e NE da Serra dos Pacaás Novos, são representadas pelo embasamento cristalino (seixos de quartzo, quartzito) e por unidades mais jovens contendo rochas sedimentares (quartzo-arenito) e vulcanitos (dacito ?).

A Formação Palmeiral confinada numa estrutura distensiva, sofreu deformações em condições rúptil-dúctil, e provavelmente no Cenozóico, uma inversão de relevo o que levou à sua atual configuração morfológica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, P. L. & PETERSON, G. L. 1978. Effects of abrasion durability on conglomerate clast populations: examples from Cretaceous and Eocene conglomerates of the San Diego Area, Califórnia. **Journal of Sedimentary Petrology**, 48 (1) : 31-42.
- ADAMY, A. & ROMMANINI, S. J. 1990. **Geologia da Região Porto Velho - Abunã**. Estados de Rondônia e Amazonas. Escala 1:100.000. Brasília: DNPM. 273 p.il. (Programa Levantamentos Básicos do Brasil-PLGB).
- ALMEIDA, F. F. M. et al. 1976. The upper precambrian of South America. **B. I. G. Inst. Geociências**, São Paulo, 7 : 45 - 80.
- AMARAL, G. 1984. **Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica**. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. - Tese (Livre Docência)- Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- BETTENCOURT, J. S.; ONSTOTT, T. C.; DE JESUS, T.; TEIXEIRA, W. 1995. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro - Juruena Province, SW Amazon Craton. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Belém, 1995. **Abstracts Volume**. Belém, UFPA/Center for Geosciences. 88 p. il. 14.
- BLATT, H. 1967. Original characteristics of clastic quartz grains. **Journal of Sedimentary Petrology**, 37 (2) : 401 - 424.
- CHANDLER, F.W. 1988. Quartz arenites: review and interpretation. **Sedimentary Geology**, 58 : 105 - 126.

- COIMBRA, A. M.; FERNANDES, L. A.; MORAES, M. C. de; MELO, M. S. DE. 1992. Métodos de estudo de litologias e paleocorrentes de cascalhos em terraços do Baixo Ribeira do Iguapé. São Paulo. **Anais. Academia Brasileira de Ciências**. 64 (3) : 253 - 267.
- COLLINSON, J. D. 1986. Alluvial sediments. In: READING, H.G. **Sedimentary Environments and Facies**. London, Blackwell Scientific Publications. P 20 - 54.
- COLLINSON, J.D. 1996. Alluvial sediments. In: READING, H. G. ed. **Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy**. Oxford, Blackwell Science, p. 37 - 82.
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. **AAPG Bull.** 63 : 2182 - 2364.
- DICKINSON, W.R.; BEARD, L. S.; BRACKENRIDGE, G. R.; ERJAVEC, J. L.; FERGUSON, R. C.; INMAN, K. F.; KNEPP, R. A. ; LINDENBERG, F. A. ; RYBERG, P. T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones **Geol. Soc. Am. Bull.** 94 : 222 - 235.
- DICKINSON, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G. G., ed. **Provenance of arenites**. [s.l.], Reidel. p. 333-361.
- EVOLUTION, facies and sediment budget. 1992. In: EINSELE, G. **Sedimentary basins**. Berlin, Springer-Verlag. P. 495 - 501
- FOLK, R. L. 1974. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Hemphill. 159 p.
- HEIN, F. J. & WALKER, R. G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. **Can J Earth Sci.** 14: 562 - 570
- HOFFMAN, J. & HOWER, J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust-faulted disturbed belt of Montana, USA. In: SCHOLLE, P. A. & SCHLUGER, P. R. eds. **Aspects of diagenesis**. Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 55 - 79. (Spec. Publ., 26).

- HOWER, J.; ESLINGER, E. V.; HOWER, M. E.; PERRY, E. A. 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. **Geol. Soc. America Bull.**, 87: 725 -737
- ISOTTA, C. A. L.; CARNEIRO, J. M.; KATO, H. T.; BARROS, R. J. 1978. **Projeto Província Estanífera de Rondônia**. Porto Velho: CPRM. Convênio DNPM/CPRM. 16v. il.
- KINGSTON, D. R.; DISHROON, C. P.; WILLIAMS, P. A. 1983. Global basin classification system. **AAPG Bull.**, 67 : 2175 - 2193.
- KLEMME, H. D. 1975. Giant oil fields related to their geological setting - A possible guide to exploration. **Bull. Of Can. Petrol. Geol.**, 23 : 30 - 66.
- LEAL, J. W. L.; SILVA, G. F.; SANTOS, D. B. dos; TEIXEIRA, W.; LIMA, M. I. C. de; FERNANDES, C. A. C.; PINTO, A. do C. 1978. Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC. Porto Velho**. Rio de Janeiro, [S.n.]. p. 17 - 184. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- LEITE, J. A. D. 1985. A Suite Intrusiva Rio Branco e o grupo Aguapeí na Serra de Rio Branco, MT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 2, Goiânia, 1985. **Anais** . Goiânia.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. 1981. The proterozoic history of Eastern Bolivia. **Precambrian Research**, 15 : 157 - 174.
- LITHERLAND, M. et al. 1986. **The geology and minera resources of the Bolivian precambrian shield**. London: British Geological Survey. 153 p. il.
- LOBATO, F. P. N. S.; APPEL, L. E.; GODOY, M. C. F. T. de; RITTER, J. E. 1966. **Pequisa e Cassiterita no Território Federal de Rondônia**: Relatório final. Rio de Janeiro: DNPM. 209 p. il. DNPM/DEPM. (Bol.,125).

- MELO, D. P.; COSTA, R. C. R da.; NATALI FILHO, T. 1978. Geomorfologia. In: BRASIL. DNPM. **Projeto RADAMBRASIL**. FOLHA SC. 20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1978. 663 p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- MENEZES, R. G de. 1993. **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Pontes e Lacerda**. Folha SD. 21 - Y - C - II. Escala 1:100.000. Estado do Mato Grosso. Brasília: CPRM. 126 p. il.
- MIALL, A . D. 1977. A review of the braided river depositional environment. **Earth Sci. Review**, 13: 1 - 62
- MIALL, A . D. 1978. Lithofacies and vertical profile models in braided river deposits: A summary . In: MIALL. A . D., ed. **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Soc. Petrol. Geol. p. 597 - 604 (Mem., 5).
- MIALL, A. D. 1984. **Principles of sedimentary basin analysis**. New York, Springer-Verlag. 490 p. il.
- MIALL, A . D. 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Sci Review**. 22: 261 - 308
- MIALL, A. D. 1996. **The geology of fluvial deposits**. New York, Springer-Verlag. 582 p. il.
- OLIVEIRA, E. P. de. Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. In: **Expedição Científica Roosevelt Rondon**. Comissão de Linhas Telegráficas do Mato Grosso, nº 50. Rio de Janeiro, 1915-1918. p. 58-78.
- OLSZEWSKI, W. J. 1988. **Report on the isotopic analyses of samples from Central Roraima, Northwest Amazonas, and Central Rondônia**. [S.l., S. n.].

- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. 1973. **Sand and sandstones**. New York, Springer-Verlag. 618p.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. 1980. **Depositional Sedimentary Enviroments**. 2. ed. Berlin, Springer-Verlag. 551p.
- RUST, B. R. 1978. Depositional models for braided aluvium. In: MAILL, A. D., ed.. **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Can. Soc. Petrol. Geol.. p. 605 - 626. (Mem., 5).
- SAES, G. S.; ALVARENGA, C. J. S de.; CUNHA, J. E. 1987. Depósito da Plataforma Marinha dominada por marés e tempestades do proterozóico médio na porção sudoeste do Craton Amazônico, Região de Rio Branco, MT. In: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, Ouro Preto, 1987. **Anais**. Ouro Preto. p 1 - 15.
- SAES, G. S. & LEITE, J. A. D. 1993. Evolução tectono - sedimentar do Grupo Aguapeí, proterozóico médio na porção meridional do Gráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. **Revista Brasileira de Geociências**, 23 (1) : 31-37.
- SCANDOLARA, J. E.; SILVA, C. R da.; RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L do. E. S.; BAHIA, R. B. C. 1995. Compartimentação lito - estrutural da porção ocidental do Craton Amazônico - Estado de Rondônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramados, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**. Gramados, SBG - Núcleo RS/CPQG/UFRGS. 445 p. il. P 84 - 86.
- SCANDOLARA et al. 1996. **Mapa Geológico do Estado de Rondônia e Adjacências**. Porto Velho: CPRM.
- SOUZA, E. C.; MELO, A . F. de; ADAMY, A .; SOEIRO, R. S.; 1975. **Projeto Noroeste de Rondônia**: Relatório final. Porto Velho: CPRM. 12v. il.

SOUZA, E. P. & HILDRED, P. R. 1980. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí oeste de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. **Anais**. Balneário de Camboriú, V.2, p. 813 - 825.

TORRES, L. C. A.; THEODOROVICZ, A. ; CAVALCANTE, J. C.; ROMANINI, S. J.; RAMALHO, R. 1979. **Projeto Sudoeste de Rondônia**: Relatório final. Porto Velho: CPRM. 7v. il.

WALKER, R. G. & CANT, D. J. **Sandy fluvial systems**. [S. l., S.n.t.]