

V: II

636-S  
v. 1-A/2  
Texto

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL  
CONVÊNIO DNPM-CPRM

CONTINUAÇÃO

# PROJETO LESTE DO TOCANTINS/OESTE DO RIO SÃO FRANCISCO

RELATÓRIO FINAL  
FASE V - TEXTO  
VOLUME Ia

- Antonio Carlos Ponsi Portela*
- Celina Maria Leite Marchetto*
- Edu Lucas dos Santos*
- Gilberto Meneguesso*
- Johannes Hinrich Stein*
- Luiz Alfredo Moutinho da Costa*
- Milton Brand Batista*
- Ronaldo Messmann*
- Wagner Geraldo de Silva*

PHZ 33364



PROSPEC S.A.  
GEOLOGIA, PROSPECÇÕES E AEROFOTOGRAMETRIA  
1976

PHZ 33364

**SUREMI**  
SEDETE

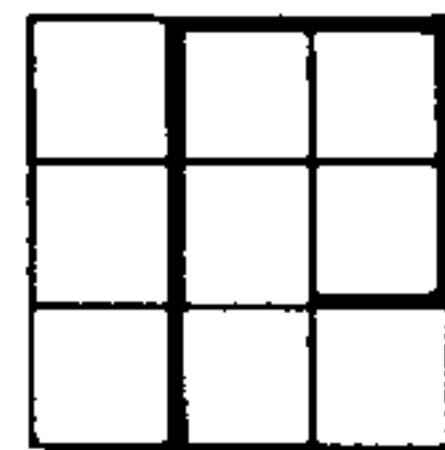
CPRM **J-96**

ARQUIVO TÉCNICO

Relatório n.º **636-S**

N.º de Volumes: **12** v.: **1-A/2**

EXTENSIVO



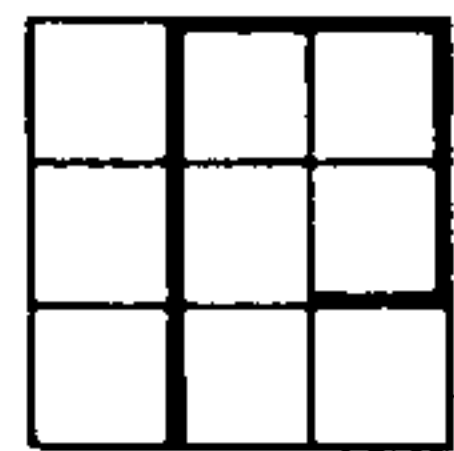
## 6.2.5 Rochas Intrusivas

### 6.2.5.1 Intrusivas Básicas

Consideram-se neste item aquelas intrusivas básicas que não tomaram parte na construção do arcabouço do Pré-Espinhaço, colocadas que foram durante o Período Espinhaço, mais precisamente, antes da deposição do Grupo Espinhaço Superior. É notificada apenas uma única localidade, a oeste de Barra do Mendes, em que um pequeno dique máfico atavessa o Grupo Superior.

As intrusivas encaixam-se nos Grupos Espinhaço Inferior e Médio, neste último com maior frequência, sob formas diversas tais como diques, stocks, lopolitos, lacolitos e sills. A grande maioria, para não falar da totalidade, pertence à suite toleítica (qv. Sighinolfi et alii, 1974) em diferentes estágios de transformação autometamórfica, variando desde diabásios frescos com augita e/ou pigeonita e andesina-labradorita até epidioritos com vários graus de alteração deutérica. Olivina ocorre raramente como acessório. Em alguns sills espessos encontram-se diferenciados ultramáficos serpentinizados nas partes basais dos corpos.

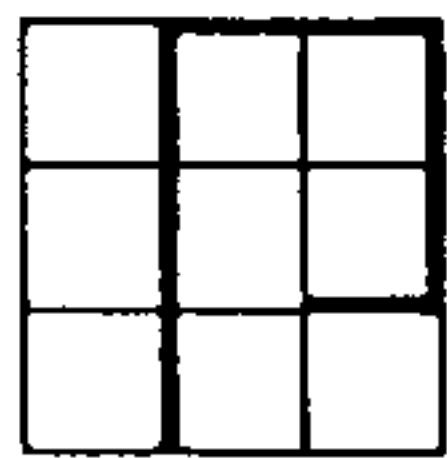
Os plutonitos concordantes intrudem de forma mais acentuada e frequente no interior de camadas pelíticas e calco-pelíticas do Espinhaço Médio, produzindo nas encaixantes hornfelses e rochas escarníticas. Destacam-se como concentrações mais importantes aquelas ao longo dos flancos da Sinclinal de Água Quente (lopólito), no núcleo da estrutura dômica de Jacaraci (lacólito), sem forma definida na extremidade



SE da serra de Palmas de Monte Alto, de forma lopolítica ou fa-  
colítica alongada entre as serras do Buraco e das Campinas, em  
stocks irregulares na região de Gentio do Ouro, com extensos  
sills na aba ocidental e parte SE da Sinclinal de Lagoa Dioní-  
sio, sills da serra Geral e Espinhaço Ocidental, etc...

Na folha de Guanambi pode-se observar um fenôme-  
no muito interessante com relação às rochas básicas do tipo dia-  
básio e epidioritos. Do lado oeste da serra do Espinhaço, os  
diabásios e epidioritos que foram aí encontrados, mostram as  
seguintes características petrográficas:

O plagioclásio cálcico foi parcial ou totalmente  
saussuritizado, dando uma mistura de epidoto, sericita, calcita,  
quartzo, albita e mais raramente zeolitas; o piroxênio é au-  
gita ou pigeonita (predominantemente) e está cloritizado, quase  
sempre sobrando ainda restos de piroxênio. Algumas vezes há  
formação de anfibólio mas sempre em menor proporção que a clori-  
ta. Cristais esqueletiformes de ilmenita titanífera estão sem-  
pre presentes até 10%. A textura ofítica original ainda está  
preservada, apesar do alto estado de alteração dessa rochas. Al-  
gumas delas mostram efeitos de cataclase, podendo-se perceber  
muito mal a textura ofítica original. Do lado leste da serra  
do Espinhaço, as características petrográficas dessas rochas aí  
encontradas diferem bastante das acima descritas, como pode-se  
observar a seguir: o plagioclário cálcico é labradorita e não  
sofreu qualquer alteração; o piroxênio é pigeonita (ou augita)  
e mostra-se parcialmente uralitizado, originando anfibólio ura-  
lita nos bordos deste. Às vezes aparece clorita, sempre em pro-  
porção menor que o anfibólio. Aparecem cristais de granada de  
1 a 15%. Não se verificou a presença de titanita em nenhuma



amostra. Em vista das diferenças marcantes que apresentam essas rochas, mostrando que sofreram diferentes processos de alteração, pode-se supor que essas rochas básicas dos lados leste e oeste da serra do Espinhaço foram submetidas a diferentes processos de metamorfismo. As hipóteses sugeridas são as seguintes:

1. Do lado leste da serra do Espinhaço, essas rochas foram submetidas predominantemente a um metamorfismo térmico.
2. Do lado oeste da serra do Espinhaço, houve uma predominância da ação do metamorfismo dinâmico sobre essas rochas básicas.

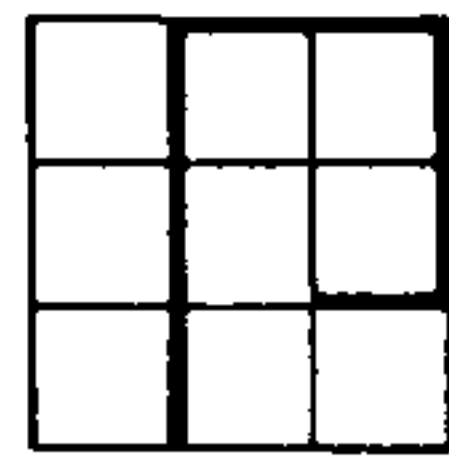
Para suportar a primeira hipótese tem-se os seguintes fatos:

(a) Alteração característica do piroxênio no metamorfismo é a uralitização (Harker, A. Metamorphism - 1932 p.107).

(b) No metamorfismo térmico a recristalização do plagioclásio se verifica sempre num estágio posterior à alteração do piroxênio, podendo este permanecer ainda inalterado mesmo com o piroxênio parcialmente transformado. (Harker, A. op. cit. p. 108).

Para suportar a segunda hipótese tem-se como base o seguinte:

(a) No metamorfismo dinâmico a saussuritização do plagioclásio ocorre antes da alteração do piroxênio, podendo ocorrer piroxênio só parcialmente alte-



rado, enquanto o plagioclásio está totalmente saussuritizado. (Harker, A. op. cit. p. 174).

(b) A alteração característica do piroxênio no metamorfismo dinâmico é a cloritização e não a uralitização. (Harker, A. op. cit. - p.175).

(c) No metamorfismo dinâmico há a formação de titanita a partir dos óxidos de ferro-titânio, existentes na rocha (ilmenita e magnetita titanífera).

A presença de granada nas rochas do lado leste da serra do Espinhaço é um fato muito interessante e raro, principalmente devido a ela aparecer em rochas fracamente alteradas, o que não é comum. Sabe-se da formação de granada almandina em epidioritos com alto teor de FeO/MgO, mas em um estágio de metamorfismo mais avançado, onde todo o piroxênio já foi transformado em anfibólio (Myashiro - "Metamorphism and Metamorphism and Metamorphic Belts" - pg. 240). Neste caso, é possível que ela tenha sido formada a partir do piroxênio diretamente ou havendo primeiro uma formação de clorita e posteriormente de granada, que é o mais provável, pois observou-se nas seções delgadas que os cristais de granada nessas rochas quase sempre aparecem dentro de agregados de clorita e em uma lâmina podemos observar essa transformação em um cristal de granada (euhedral, hexagonal) e no entanto parte dele era granada e a outra parte clorita. No diagrama (fig. nº 35) procuramos mostrar os diferentes graus e tipos de transformações dessas rochas básicas. As amostras representadas por um triângulo estão situadas do lado oeste da serra do Espinhaço enquanto que as representadas por um ponto correspondem aos diabásios do lado leste da serra do Espinhaço.

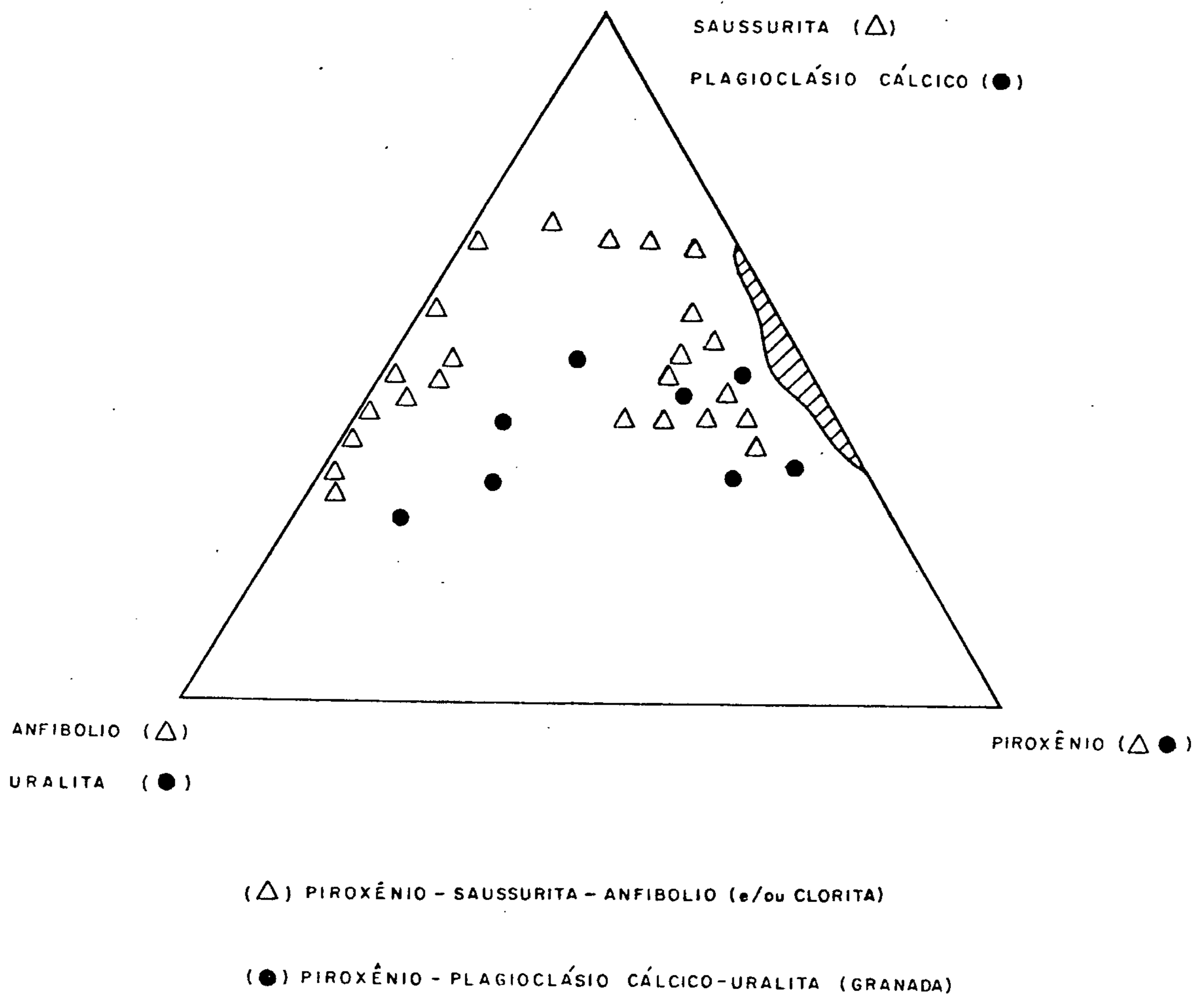
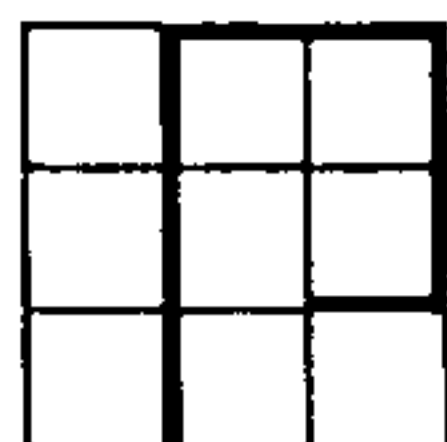


Fig. Nº 35 - Relação trifásica (mineralógica) ilustrando a variação composicional dos intrusivos básicos pré-cambrianos em diferentes graus de transformação. O campo hachurado refere-se às composições mais frequentes de diabosios toleíticos frescos.

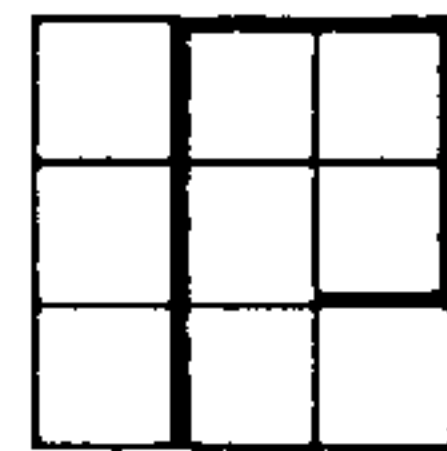


6.2.5.2

#### PLUTONITO DE TAIOBEIRAS

Distribui-se por pequena área no canto sudeste da área do Projeto LETOS, aparentemente intrusivo no Grupo Macaúbas. As amostras estudadas mostram variações composicionais entre termos granodioríticos, mais frequentes, adamelíticos e graníticos com frações aplíticas e pegmatíticas.

As ocorrências de Taiobeiras representam um pequeno apêndice dos fenômenos de granitização (sensu lato) regional do Escudo Atlântico, de idade pós-Macaúbas, bastante expressivos entre os vales do Jequitinhonha e rio Doce. Esses fenômenos estão associados nessa região com diversas mineralizações pegmatíticas (Pedras coradas de Governador Valadares e Teófilo Otoni, cassiterita de Araçuaí e Itinga, etc...). Dentro da área do Projeto pode-se correlacionar essa fase intrusiva com pegmatitos responsáveis pela esparsa "faiscação" de "escória" de berilo. Ressalta-se ainda que algumas amostras dosaram valores extremamente anômalos para estanho (até 200 ppm).



#### 6.2.6 Super Grupo São Francisco

O termo "São Francisco" de Derby (1880) é neste projeto revivido para englobar, como Super-Grupo, o Grupo Bambuí (introduzido por Rimann em 1917; por sugestão de H.E. Williams) e o Grupo Macaúbas (Moraes, 1930). O histórico do Grupo Bambuí já foi extensamente exposto no capítulo 6.1.

##### 6.2.6.1 Grupo Macaúbas

A Formação Macaúbas foi primeiramente definida por L.J. Moraes (1930) como topo da "Série Lavras" de Derby, redefinida pelo mesmo autor como integrando, ainda, na base, a Formação Sopa. Seguindo a conceituação geral de Moraes de que o termo Macaúbas compreendia a unidade imediatamente sotoposta ao Grupo Bambuí ("Série Bambuí" in Moraes, op. cit.), resolveu-se na Reunião CPRM/PROSPEC/DNPM (Salvador, 1974) que o termo poderia ser elevado à categoria de Grupo, basal do Super-Grupo São Francisco.

Na área do Projeto LETOS, o Grupo Macaúbas distribui-se na zona pericratônica do São Francisco, (fig. nº 36) discordantemente sobre unidades do Espinhaço Superior no flanco SW da serra de Palmas de Monte Alto, em contatos de falha com essa mesma unidade ao longo das bordas das serras Central e de Janaúba e, novamente discordante, sobre o Pré-Espinhaço a oeste de Porteirinha. Na região do platô do alto do rio Pardo, o Grupo Macaúbas faz contato indefinido e encoberto com unidades do Espinhaço Médio e Espinhaço Superior.

Excetuando-se a região a oeste de Porteirinha,



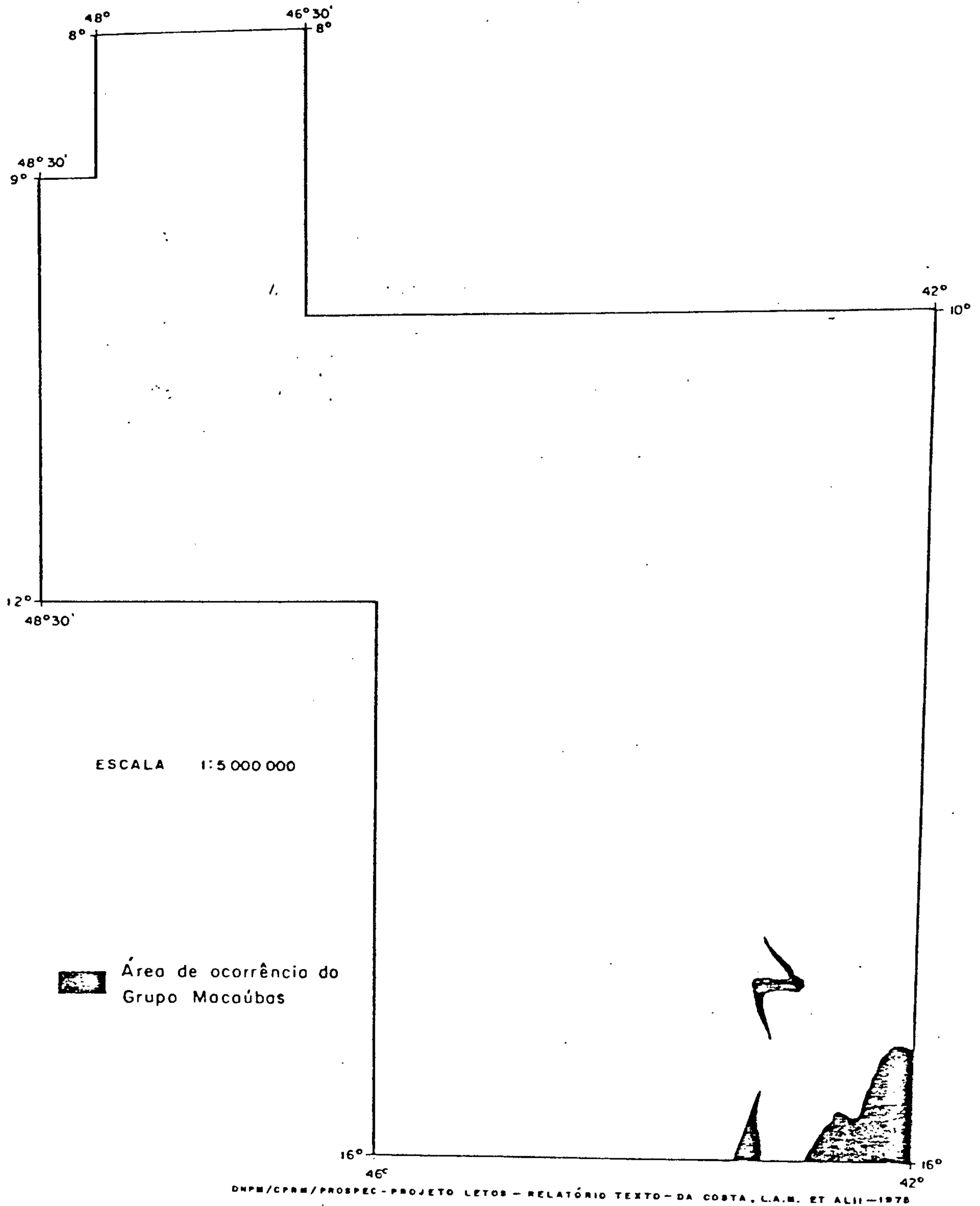
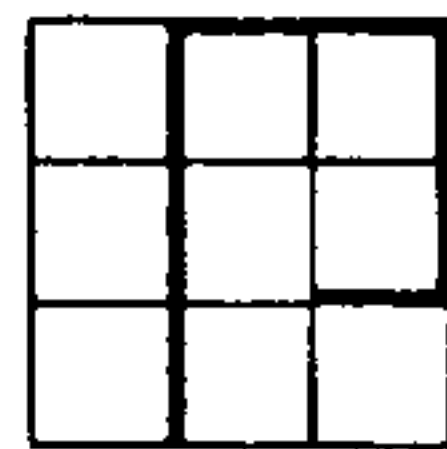


Fig. Nº 36 - Área de ocorrência do Grupo Macaúbas

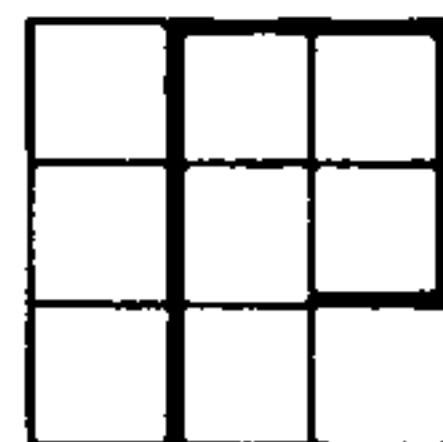


onde o Grupo apresenta-se individualizado em áreas de metassiltitos e áreas de quartzitos, a unidade dominante nas outras localidades é constituída de paraconglomerados diversos (diamictitos) epimetamorfizados.

O metadiamictito típico é uma rocha cinzenta, quando fresca, amarela ou avermelhada, quando alterada, contendo seixos de tamanhos e em proporções variáveis - seixos de quartzito, quartzo leitoso, gnaisses, granitóides, diabásio, mármore dolomítico, vulcanitos, siltitos - envolvidos em uma matriz quartzo-minerálica. São frequentes as zonas em que quase não se percebe seixos os mesmos sendo restritos a ovóides milimétricos alterados e material ocre ou argiloso, alinhados segundo a foliação local (fotos nºs 32, 33 e 34).

Com exceção da zona ao sul da serra de Palmas, o diamictito invariavelmente mostra-se com uma foliação de fluxo bem pronunciada, tanto mais quanto maior a fração silto-pelítica (foto nº 35).

Na região do platô do rio Pardo, o Grupo Macaúbas encontra sua maior expressão areal. Além do fácies já descrito, ele mostra nas vizinhanças de Taiobeiras e de São João do Paraíso um outro aspecto litológico e metamórfico. São metarcósios e metagrauvas conglomeráticas, encerrando níveis de verdadeiros ortoconglomerados polimictos (foto nº 36). As metagrauvas variam de cinza-claro a escuro, granulação fina, altamente biotíticas, com quartzo, plagioclásio e calcita, sendo subordinados sericita e granada (fotos nºs 37 e 38). Os acessórios constituem-se de opacos, apatita, zircão e turmalina.



Acredita-se que essas fácies biotítico possua alguma relação com os fenômenos de intrusão granodiorítica que se constatou na região de Taiobeiras.

Ainda no platô, intercala-se nos diamictitos, minério de ferro da bacia local do rio Peixe Bravo. Esse minério constitui, desde o limite sul da Folha de Monte Azul, extensas e pouco elevadas cristas sub-paralelas alinhadas segundo a direção NE, com comprimento acima de 10 km. Essa zona e seu prolongamento para sul, fora da área do projeto, encerra jazidas atualmente em pesquisa pela CVRD. O minério é produto de oxidação supergênica de xistos hematíticos (e não itabiríticos); abaixo da superfície de canga, o minério encerra tipos lamelares, crenulados ou maciços, localmente com seixos esparsos. Sua passagem para os diamictitos é gradacional.

#### 6.2.6.2 Grupo Bambuí

Na área do projeto, o Grupo Bambuí estende-se pelos estados de Minas Gerais e Bahia na bacia hidrográfica do rio São Francisco, ocupando ainda áreas mais restritas do Estado de Goiás (fig. nº 37).

Dentro dessa distribuição geográfica, o grupo atende a requisitos suficientes para ser individualizado em três zonas tectônicas, muitas vezes com características litofaciológicas, próprias, quase permitindo uma correlação perfeita com as divisões em tectonogrupos proposta por Moutinho da Costa e Angeiras (1969, 1970). Entretanto, procurou-se manter a unidade indivisa e utilizar a correlação através do recurso do Quadro Comparativo (fig. nº 10).

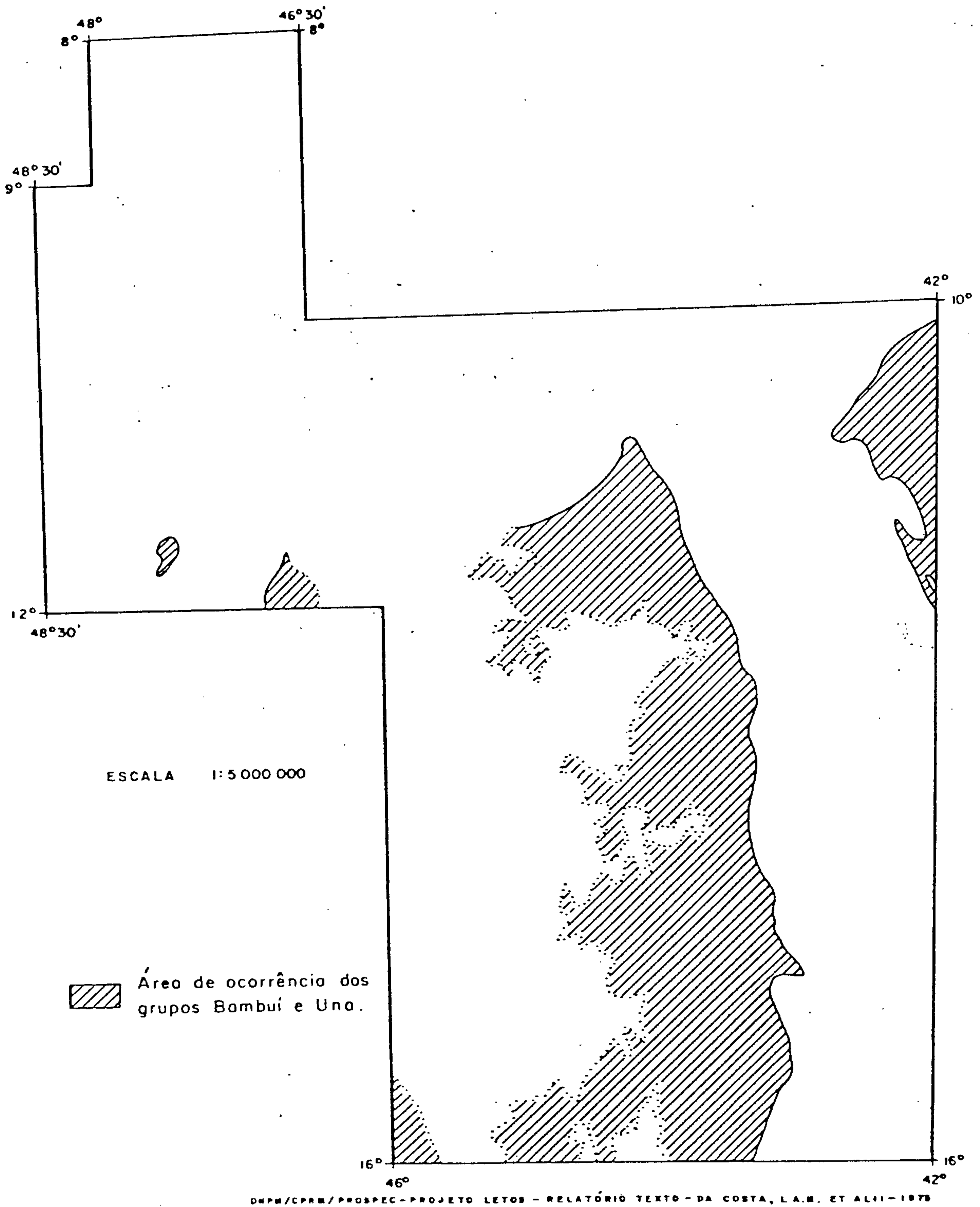
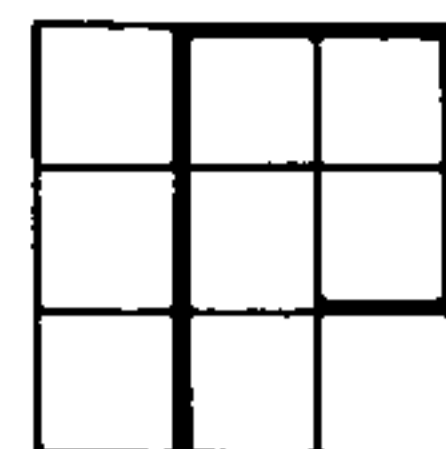


Fig. Nº 37 - Localização dos Grupos Bambuí e Una

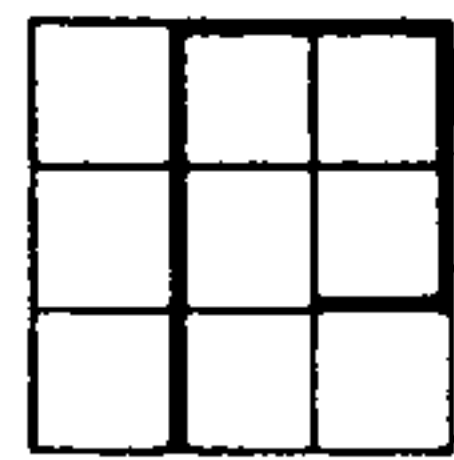


#### 6.2.6.2.1 Zona Cratônica (anexos nºs 2 e 3)

Constitui o litotopo do Grupo Bambuí orogeneticamente estável. O grupo faz aí limite setentrional com suas tectofácies pericratônicas ao longo de uma linha NE-SW entre Brejolândia e a localidade de Três Morros. A leste repouça diretamente sobre rochas do Pré-Espinhaço, a sudeste passa para uma fácies pericratônica nas bordas da serra de Palmas de Monte Alto, serra Central e serra de Janaúba. Ao sul seu limite é com o próprio limite da área do projeto (paralelo de 16°00'S). A oeste o contato é bastante recortado ao longo da base das escarpas de erosão da Formação Urucuia.

O mapa faciológico apresentado (anexo nº 3) é suficiente para explicitar as variações sincrônicas e diacrônicas da sedimentação Bambuí (v.tb. anexo nº 2).

Partindo-se do limite pericratônico setentrional, encontra-se na região de Santana-Serra Dourada-Tabocas duas seqüências distintas: uma superior, com a espessura média de 150 metros, constituída de intercalações de metassiltitos alterados calcários microcristalinos, às vezes argilosos, margas e leitos sílticos bastante sericíticos, em um conjunto com pronunciada variação lateral de fácies. Na estrada nova que parte de Santana para norte, em direção a Baianópolis, nota-se um predomínio de siltitos, enquanto que na região situada a oeste de Tabocas é franco o domínio de calcários; por baixo dessa seqüência constata-se a presença de camadas bem estratificadas de calcários algo argilosos, com níveis sericíticos, intercalados em calcários quase puros, algo recristalizados, de aspecto maciço, atravessado por vênulas de calcita branca. As camadas mais ar

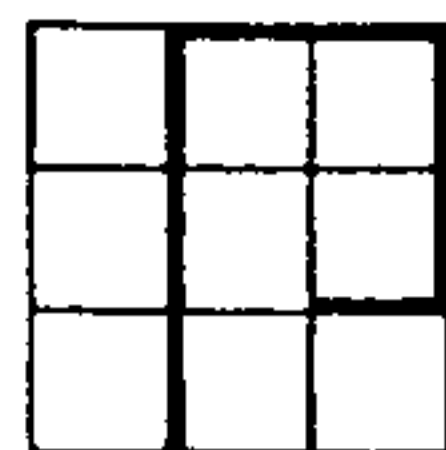


gilosas possuem espessuras da ordem centimétrica, enquanto que os calcários formam bancos de até 0,50 metro.

Já na Folha de Santa Maria da Vitória, a ocorrência de metapelitos (ardósias) fica restrita à região próxima ao povoado de Inhaumas, a noroeste. O resto da folha é ocupada por associações entre termos silticos e calcários, estes podendo ser do tipo "plaqueado" (foto nº 39), (microcristalinos com fina estratificação) ou maciço (granulação fina formando bancos de 1 a 2 metros de espessura). Na região da serra do Ramalho, nas proximidades do povoado Taquarinópolis, nota-se a presença dos dois tipos, com intercalações de siltitos algo micáceos, os quais desaparecem para sul, restando apenas a sequência carbonatada. Na região ao norte de Santa Maria da Vitória existem igualmente intercalações desses calcários com os metassiltitos, (foto nº 40), os quais tornam-se mais abundantes para o norte, em direção à cidade de Santana, onde, na escarpa da serra homônima, aflora um pacote de mais de 150 metros de espessura de metassiltitos com raras e finas intercalações de calcários. Uma diferença fundamental entre o calcário chamado de "plaqueado" e o "maciço" é a quase ausência de feições cársticas no primeiro.

Na região que circunda as janelas erosivas onde afloram as rochas do Pré-Espinhaço (Correntina e vales dos rios Arrojado e Formoso) o tipo dominante é o calcário plaqueado, microcristalino, algo argiloso, com coloração cinza, marrom e roxa, com níveis de calcário silicificado.

O outro tipo de calcário, o maciço, possui cores escuras, de cinza a negro, tem granulação fina, mostra si

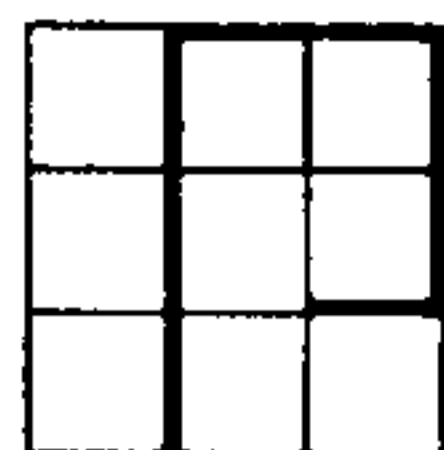


nais de recristalização incipiente, com freqüentes vênulas de calcita branca e, como já se mencionou, forma bancos de espessura métrica. É também bastante comum a presença de porções oolíticas e pisolíticas. O desenvolvimento de "lapiée", dolinas e sumidouros é notável, principalmente na serra do Ramalho, onde esse tipo está associado com mineralização de fluorita.

Na Folha de Carinhanha o Grupo Bambuí mantém as mesmas variações faciológicas no prolongamento da serra do Ramalho, serra do Parrela e serra do Iuiu, com predominância de calcários plaqueados com níveis argilosos (foto nº 41) intercalando calcários maciços, oolíticos, com frequentes pontuações de fluorita disseminada. A mesma seqüência estende-se para sul, em área dos sítios Lajedinho e Lajedão. Os metassiltitos são mais restritos, sendo bastante calcíferos, com cores cinza ou verde-oliva ou, quando mais alterados, cinza-claro e amarelados. Localmente encontram-se brechas sedimentares, com fragmentos angulares e sub-angulares, unidos por uma matriz calcífera, intercalando níveis dos metassiltitos.

Na Folha de Januária o Bambuí apresenta diferenças entre seqüências diacrônicas de cada margem do rio São Francisco.

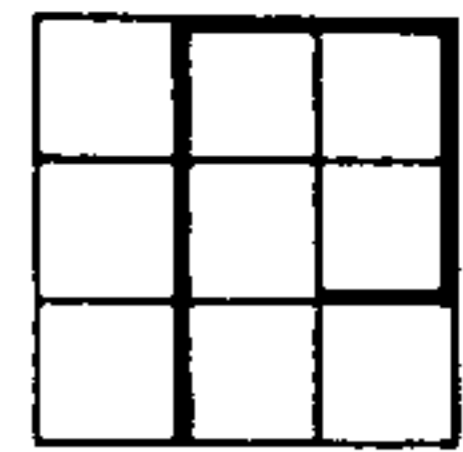
Na margem esquerda os estratos são, quase exclusivamente, constituídos de calcários com espessuras que chegam a atingir 300 metros, parecendo adelgaçar para sudoeste. Em diversos locais pode-se observar a seguinte seqüência, da base para o topo: calcário bem recristalizado, basal (100 - 150 m); calcário recristalizado, dolomítico (15 - 30m), passando a tipos bem laminados (100 - 150 m); metapelitos no topo (15 m)



(foto nº 42), a última unidade pelítica, sotoposta pelos arenitos cretácios, é de posição estratigráfica duvidosa, podendo representar restos da Formação Areão. O calcário basal possui variedades laminares e maciças com cores escuras, chegando ao negro. Por cima dessas camadas, o horizonte dolomítico é bem caracterizado pela sua morfologia em "lapiée", granulação fina e cores cinza-claro e rosa. Esses mármores dolomíticos encaixam a mineralização de zinco-chumbo-prata-vanádio da região de Itacarambi-Januária. A camada calcífera superior é representada por um tipo bem laminado de coloração esbranquiçada, cinza-claro a leitoso, microgranular e algo impura. Na mesma folha, nas cercanias dos altos estruturais(?) do Pré-Espinhaço (leito do riacho Macaúbas), cabeceiras do riacho Borrachudo e no córrego Catolé) afloram calcários microgranulares rosados e bem estratificados. Ainda na margem esquerda, no sentido de Missões para o este, o empilhamento mencionado sofre variação, parecendo desaparecer o horizonte dolomítico e os níveis de calcário laminado.

Na margem direita do São Francisco o Grupo Bambuí encerra um fácies com maior quantidade de frações clásticas. No tabuleiro divisor das águas entre os rios São Francisco e Verde Grande, aparecem na base da Formação Urucuia os mesmos metapelitos observados na margem esquerda (foto nº 42). Em torno dessa divisa empacotam-se duas colunas distintas que evidenciam uma mudança lateral de fácies. Na seção Lontras-Pedras Maria da Cruz, aflora uma sequência de mais de 300 metros de espessura de margas e metassiltitos cinza-escuro e esverdeados intercalando camadas de calcário (5 a 30m) escuro, microgranular e bem laminado. A segunda seção (Ibiracatu - Pedra Maria da Cruz) mostra um pacote de metapelitos na base (100 a

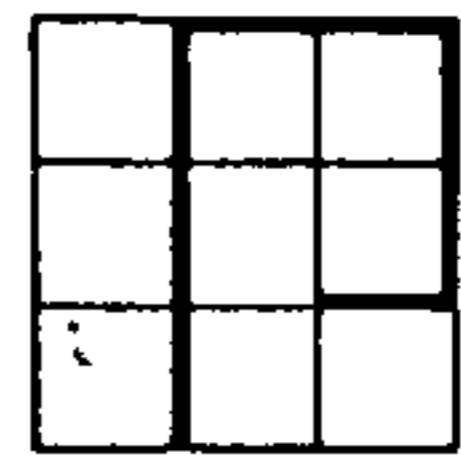




200 m) e outro no topo (50 m) separados por uma camada de calcário preto de 80 metros de espessura. A seção a leste do mesmo divisor é constituída por calcários na parte inferior e metapelitos na superior. Os calcários são maciços, grã fina, dominantemente oolíticos, cinza-escuro com estruturas em "lapiêe".

Na serra da Jaiba, margem direita do rio Verde Grande, próximo ao povoado de Barreiro de Jaiba, identificou-se outra sequência diferente das demais: metassiltitos na base, camada de calcário intermediária e metarcósio no topo. Os metassiltitos são esverdeados, bem laminados, com espessura da ordem de 150 metros. O calcário é bem estratificado, cinzento, microgranular. O metarcósio possui coloração escura, rosado quando alterado, sendo bastante calcífero (foto nº 42).

O estilo geral do Grupo Bambuí na zona cratônica é de uma cobertura tabular não deformada na escala regional. Em zonas localizadas, falhas normais de pequeno rejeito são comuns, seja provocando estruturas monoclinais suaves ou pilares ("horts") estreitos. Em outras zonas desenvolvem-se amplas dobras supradelgadas ("supratenuous folds") que são típicas de uma distorção provocada por compactação diferencial sobre altos submersos do embasamento. Esses "altos" são importantes na localização das mineralizações estratiformes de sulfetos de Januária. É importante ressaltar que existem evidências da existência desses altos durante a sedimentação e diagênese, bem como de movimentações dos mesmos, ao longo de bordas falhadas, em fases posteriores à sedimentação, numa combinação alto morfológico - alto estrutural.



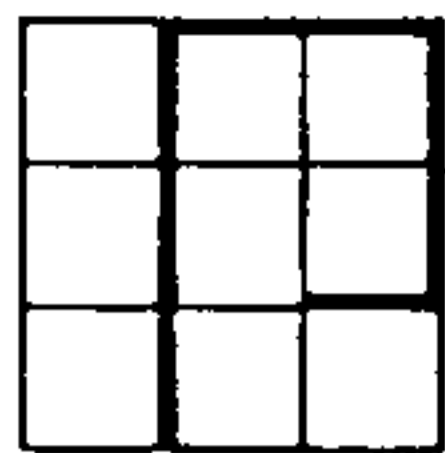
#### 6.2.6.2.2 Zona Pericratônia (anexos nºs 2 e 3)

##### 1. Zona pericratônica setentrional:

Ocupando parte das folhas de Barreiras, Ibi-  
petuba e Itajuí o Grupo Bambuí passa de nor-  
te ao sul, de tectofácies quase-cratônicas, acompanhando a va-  
riação uma mudança gradativa de litofácies.

Na Folha de Ibipetuba sua ocorrência é restri-  
ta aos cantos sudoeste e sudeste, sendo coberto em parte pela  
cobertura detrítica (Terciário-Quaternário) e em parte pela For-  
mação Urucuia. Ao sul de Monte Algere é sobreposto pelas ro-  
chas do Grupo Espinhaço Superior por falhamento de empurrão. A  
noroeste de Muquém jaz discordantemente sobre o Espinhaço Supe-  
rior, com contato encoberto. É constituído de marga, metassil-  
tito e arcósio que se intercalam, tendo em condições subordina-  
das lentes de calcário, ardósia e metagrauvaca, integrando uma  
sequência complexa com direção aproximada N65E e mergulho re-  
gional da foliação para noroeste. Os falhamentos nessa região  
são longitudinais, paralelos ao "trend" regional e, portanto,  
de difícil identificação. A principal aparece a sudeste de Ria-  
chão das Neves.

Essa faixa segue no rumo SW para as folhas vizi-  
nhas perdendo-se sob a Formação Urucuia. Na Folha de Itajuí,  
ocorre nos arredores de Cariporé apra sul, aflorando ao longo  
dos vales principais. Ao norte da serra do Jatobã volta a  
aflorar o contato de falha de empurrão com o Espinhaço Supe-  
rior. Também nesse trecho é representado por uma sequência pe-  
lito-carbonática com intercalações de arcósios. O calcário,  
localmente presente, não mapeável, assume forma de pequenas



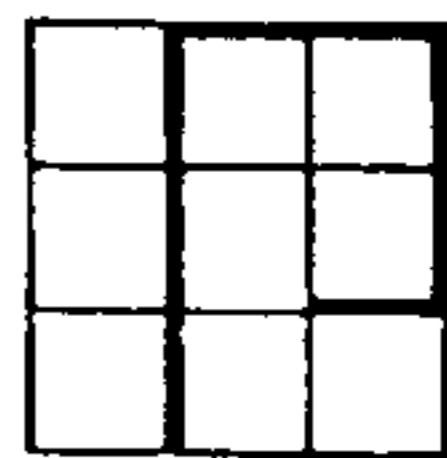
lentes, como por exemplo a sudoeste de Cariporé, intercalado em margas e siltitos negros, mergulhando suavemente para NNW (foto nº 43). É bastante comum a filonitização ao longo das falhas longitudinais. No riacho dos Canudos observa-se bem a estruturação ondulante suave das camadas com mergulho de 40° da foliação para NNW.

Na folha de Barreiras, o Grupo Bambuí mantém o alinhamento regional N65E sendo limitado a nordeste pela falha limítrofe com a serra do Boqueirão (serra do Muquém) e a sudoeste pela cobertura cretácica.

Para o sul faz limite gradacional com a zona cratônica ao longo de uma linha NE-SW, entre Brejolândia e a localidade de Três Morros.

No interior dessa zona pericratônica o Bambuí forma três conjuntos mais ou menos distintos pela associação litofaciológica:

Conjunto de Fácies Grosseiros: predominantemente constituído de metarcósios, metagrauvas e metassiltitos com eventuais intercalações de ardósias, distribuindo-se de Barreiras para o norte. Estão interestratificadas em camadas com cerca de 0,50m de espessura, dobradas segundo a direção geral N65E. Os metarcósios e metagrauvas possuem coloração cinza-média a escura às vezes com tonalidades esverdeadas. Muscovita e calcita detrítica são acessórios dominantes. Também é frequente o aparecimento de tipos ricos em pirita euédrica com tamanhos de até dois milímetros. Os metassiltitos encontram-se quase sempre alterados em cores creme, amarelo-ocre, marrom-amarelado, etc..., sendo localmente micáceos. Da mesma

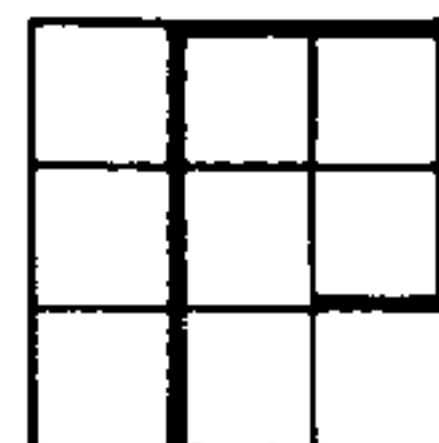


forma, as ardósias mostram-se invariavelmente alteradas em tons esverdeados, cinza e arroxeados, exibindo bem a foliação do tipo "clivagem ardosiana" ou "clivagem de afluxo".

Conjunto de Fácies Finos: Composto de ardósias, margas e calcários e distribuídos em uma faixa de 25 km de largura em grande parte cobertas pelos arenitos da Formação Uruçuaia. A direção geral segue o alinhamento regional N65E. As melhores exposições encontram-se entre as cidades de São Desidério e Barreiras. As ardósias e margas predominam para o norte e as margas e calcários para o sul da faixa. São comuns as margas e calcários argilosos de granulação muito fina, entrecortados por vênulas milimétricas de calcita branca, com níveis sericíticos e locais pigmentações de óxido de ferro. O conjunto está dobrado em formas de baixa amplitude, assimétricas, com foliação de plano axial bem desenvolvido segundo a direção N65E e mergulho entre 40 e 70° para NW, casualmente tendendo a vertical (fotos nºs 44 e 45).

Conjunto com Predominância de Calcários: esse conjunto faz contato com o anterior segundo a linha Cotegipe - Vereda do Poção. Ao sul de São Desidério o Grupo Bambuí é constituído por calcários marmorizados, microcristalino, às vezes oolíticos, dispostos em estratos ondulantes chegando a formar paredões de até 50 m de altura (vale do rio São Desidério), com aquela gama de feições cársticas tão comuns nesse litofácies. Esses calcários são cinzento-escuros, maciços em escala mesoscópica, apresentando um forte odor de gás sulfídrico ao serem partidos (piritoso).

Outra área de boas exposições está compreendida desde o sul de Missões e Cotegipe até as localidades de



Wanderley e Olho d'Água (foto nº 46). Amostras coletadas nas margens da rodovia São Desidério - Várzeas mostraram uma predominância de calcários puros com menos que 0,4% MgO e CaO acima de 52,0%. O teor de sílica varia desde 0,47% até 3,6% e  $Al_2O_3$  entre 0,1% e 1,0%. Na rodovia São Desidério - Catolândia o calcário, apesar de pouco ou quase nada magnesiano, é silicoso e argiloso. Nas proximidades de Catolândias as amostras também se mostraram bastante silicosas.

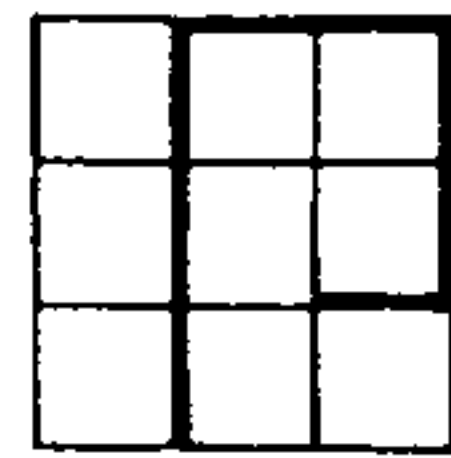
## 2. Zona pericratônica de Goiás:

Essa zona encontra-se bem delimitada no canto sudeste da Folha de Dianópolis. O Grupo Bambuí acha-se aí constituído por ardósias, metassiltitos e filitos de tonalidades esverdeadas e acinzentadas passando a alaranjadas e pardacentas por intemperismo, formando conjuntos contínuos e gradacionais para zonas ricas em calcários.

A noroeste da zona de ocorrência o limite geral do grupo se faz através de um complexo sistema de falhas que o coloca em contato com a Associação Basal. A norte e leste acha-se encoberto pela Formação Urucuia. Um apêndice de rochas filoníticas da Associação Basal aparece em uma extensa zona elíptica, empurrada para leste sobre o Grupo Bambuí.

Os calcários são quase sempre cinza-escuro ou pretos, microcristalinos, frequentemente dolomíticos, com intercalações locais de margas, ardósias e chert.

O dobramento regional do conjunto apresenta idiomorfismo com formas braquimórficas bem desenvolvidas, chegando a atingir, na porção sudoeste da ocorrência, um holomorfismo ca



racterístico mesmo de zona miogeossinclinal. A foliação de plano axial mostra predominância de mergulhos altos e medianos para oeste, indicando uma vergência direcionada para a área cratônica.

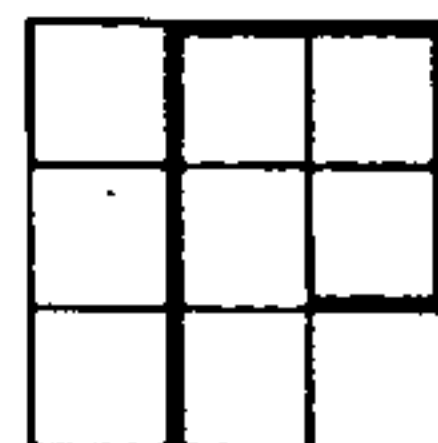
### 3. Zona pericratônica sudeste:

A distribuição do Grupo Bambuí nessa sub-zona é feita através de afloramentos inexpressivos e escassos em uma estreita faixa que bordeja os flancos ocidentais das serras Central e de Janúba, na Folha de Monte Azul. A sequência dominante é caracterizada por um litofácies silto-pelítico formado idiomorficamente. Para oeste passa ao tectofácies cratônico, enquanto que para leste encontra as rochas de Grupo Macaúbas em contatos de falha ou indefinidos.

#### 6.2.6.2.3 Zona Miogeossinclinal

O Grupo Bambuí distribui-se dentro da faixa de dobramento do Pré-Cambriano Superior de Goiás, em uma área restrita localizada entre as serras de Natividades e do Ramalho, estruturado em um sinclinório complexo integrado pela Sinclinal Ondulante dos córregos Cocal e Sela e Anticlinal Ondulante do córrego Salobro, que por sua vez comportam dobras anticlinais e sinclinais de ordem menor nas serras de Jacubinha e Lajeado. O dobramento regional é holomórfico, aberto e fechado, com braquimorfismo bem desenvolvido ou formando dobramentos plongeantes para norte segundo uma direção geral sub-meridiana.

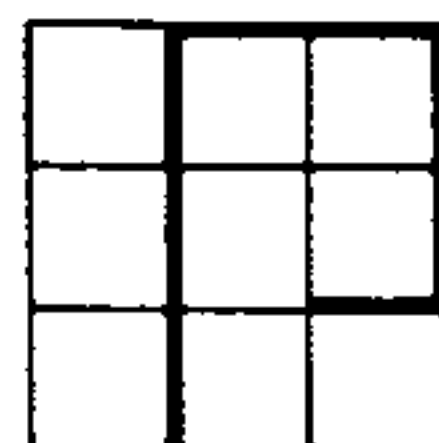
O grupo comporta litofácies calcário, pelítico e arenoso em conjuntos diversos. As unidades de calcário mais



expressivos constroem os serrotes alinhados na zona antiformal ao norte de Altamira cujo núcleo é constituído por diatexitos da Associação Basal, o que leva à hipótese desses calcários poderem representar um fácies basal, local, do Grupo Bambuí. Os calcários são microcristalinos, cinza-escuro a claro, variando de calcíferos a dolomíticos, com lentes subordinadas de metapelitos, podendo apresentar lâminas margosas e ricas em chert. Essa zona de calcários passa para sudoeste ao fechamento periclinal da Sinclinal da Sela intercalando-se em estratos ardósianos, filíticos e calcareníticos, com zonas mais subordinadas de clastos médios.

Já no interior do núcleo da Sinclinal Dobrado do córrego Cocal, onde o Bambuí é sotoposto por unidades do Grupo Natividade, os estratos parecem compor uma sequência mista (ardósias, margas, arcósios, calcários) estratigraficamente superior à recém descrita.

Certamente, estudos de maior detalhe irão, no futuro, possibilitar uma sub-divisão local do grupo em fácies e formações, devido às excelentes exposições da área e ótimas expressões aerofotográficas.



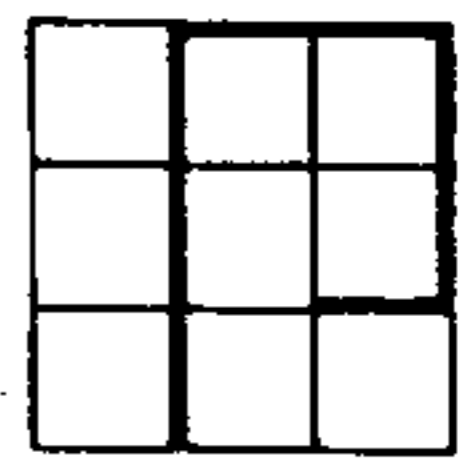
#### 6.2.7 Grupo Una

Termo primeiramente referido por Derby (1904-1905) para as formações calcárias da bacia do rio Una, as quais se estendem de forma mais ou menos contínua pela chapada Diamantina até alcançar as regiões de Central, Barra do Mendes e Xique-Xique, dentro da área do Projeto. O Grupo Una, que de acordo com Mascarenhas (Reunião CPRM/PROSPEC/DNPM, 1973 e 1974) pode ser dividido em uma unidade basal, Formação Bebedouro de Oliveira e Leonardos (1940, 1943) e uma superior, Formação Salitre de Branner (1911), não foi separado na área do Projeto. Entretanto, pode-se adiantar que ele é quase que inteiramente representado pela Formação Salitre, caso os escassos afloramentos de diamictito na região pertençam à Formação Bebedouro.

Devido à proximidade da Bacia do Grupo Una com o Craton do São Francisco e considerando as semelhanças em litologia e posicionamento estratigráfico relativo às outras unidades mais antigas entre o Grupo Una e o Super-Grupo São Francisco não há dúvida de que os mesmos são intercorrelacionáveis.

O Grupo Una estende-se pela Folha de Xique-Xique a leste do rio São Francisco, jazendo sobre unidades do Espinhaço Superior e do Pré-Espinhaço. Na folha de Barra desenvolve-se em torno da Braquissinclinal da serra Azul e da Anticlinal de Barra do Mendes, ambas constituídas por unidades da Formação Morro do Chapéu. Nas imediações de Barra do Mendes observam-se pequenas ocorrências de diamictitos e arenitos finos envolvendo o embasamento Espinhaço Superior, não mapeáveis na escala 1:500.000.

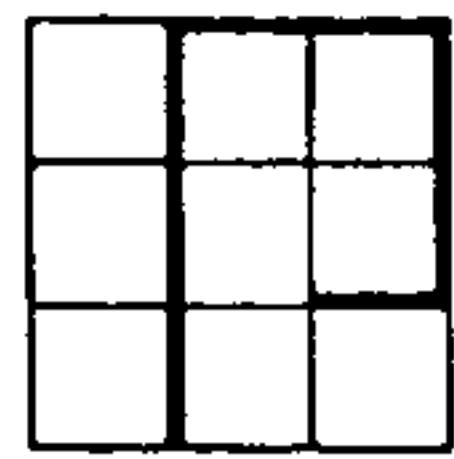




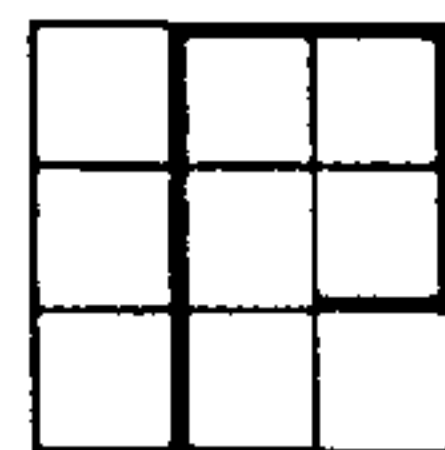
Na Folha de Xique-Xique, os diamictitos são encontrados no mesmo posicionamento estratigráfico. Existem algumas exposições na fazenda Paraguaio, no riacho do Diamante e na localidade de Vargem Grande. Os fragmentos constituintes são sub-rolados a angulosos de quartzo, quartzito e prásio, envolvidos em uma matriz grauváquica.

O restante da sequência litológica do Grupo compreende calcários cinza-escuro e cinza-claro, maciços ou plaqueados, localmente mais ou menos dolomíticos e frequentemente atravessados por vênulas de calcita negra ou branca. O grau de cristalinidade é baixo. Em vários locais nota-se gradação entre leitos e lâminas de silex para calcários silicosos, como por exemplo nas proximidades da serra do Rumo, onde os calcários silicosos desenvolvem estruturas estromatolíticas (*Collenia*). Outros afloramentos de *Collenia* encontram-se na fazenda Serrotinho e na estrada Barreiro da Ema - fazenda Paulista. Outras litologias calcíferas examinadas são constituídas de margas e calcarenitos, localmente com fragmentos de rocha, localmente com estruturas oolíticas.

O Grupo Una apresenta na região de Xique-Xique um dobramento aparentemente apertado ao longo de direções em torno de E-W, com virgações locais devido a arrastos ao longo de falhas diagonais e transversais (foto nº 47). Não foi possível distinguir entre uma envolvente aberta ou fechada. Essa direção de dobramento parece ser regional e discorda em quase 45 graus com o lineamento do Espinhaço Superior, o qual, aparentemente não foi afetado pela direção UNA. Poder-se-ia entender tal falta de interferência se o dobramento das camadas do Grupo Una tivesse sido provocado por movimentações de blo-



cos rígidos do embasamento Espinhaço Superior, refratário a e essas tensões pouco intensas, porém suficientes para deformar as camadas UNA, ainda bastante incompetentes se deformadas sinsedimentarmente durante compactação e diagênese.



6.3 BACIA DO MARANHÃO (fig. nº 38 e anexo nº 4)

6.4 SILURIANO - FORMAÇÃO SERRA GRANDE

A designação Serra Grande deve-se a H. Small (1913) que assim denominou os arenitos escarpados do flanco o riental da bacia. Descrições mais detalhadas são encontradas nos trabalhos de Kegel (1953) e Mesner e Wooldrige (1964).

Sua litologia é basicamente representada por are<sup>u</sup> nitos médios a grosseiros e arenitos grosseiros, comumente com estratificação cruzada, mal selecionados, conglomeráticos, apre<sup>u</sup> sentando constantemente níveis distintos de conglomerados (fo- to - 48). Subordinadamente ocorrem arenitos finos a médios, grãos subangulosos bem selecionados, micáceos, matriz argilosa, por vezes estratificados, podendo conter níveis esparsos de con<sup>u</sup> glomerado. Arenitos médios a grosseiros bem selecionados, por vezes ferruginosos, são inexpressivos (fig. nº 39).

Ocorre continuamente nos contrafortes escarpados da serra do Carmo, Folha de Porto Nacional, penetrando ao norte pela Folha de Miracema do Norte e ao sul, nas Folhas de Ponta Alta do Norte e Dianópolis. Como morros testemunhos ocorre na planície do Tocantins, especificamente nas folhas de Porto Na- cional e Gurupi. Ainda na planície do Tocantins, ocorre em faixas estreitas e alongadas, junto ao sistema de falhas de di<sup>u</sup> reção NS, a partir do qual se originou o relevo escarpado. Na Folha de Miracema do Norte, ainda fazendo parte deste sistema de falhas, ocorre numa estrutura de "graben" com direção NS, junto à barra do rib. Lajeado. Ocorre também em pequenas áreas ilhadas pela Formação Pimenteiras, a nordeste e a sudeste de Tocantínia (prováveis altos do embasamento).

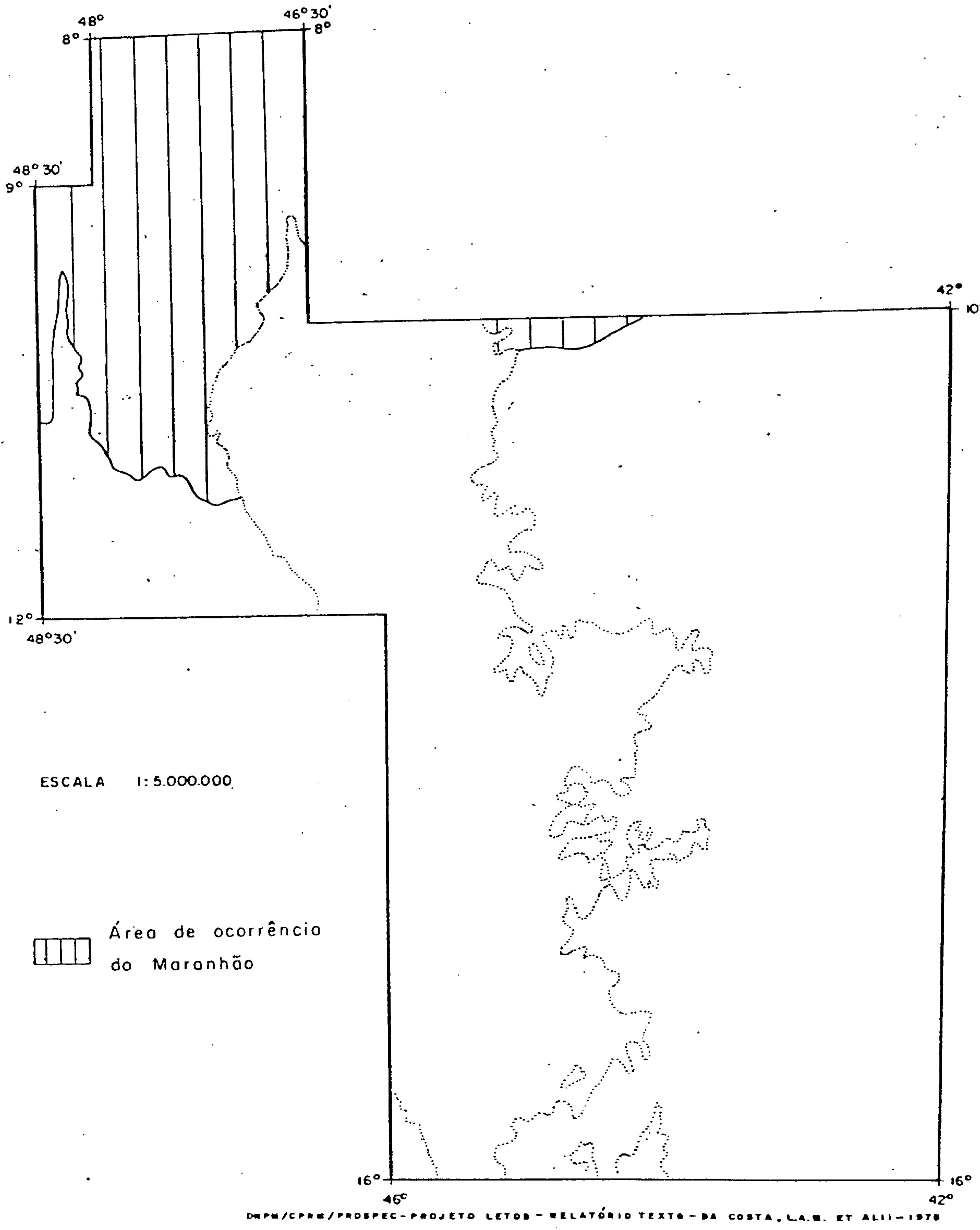


Fig. Nº 38 - Área de ocorrência do Moronhão

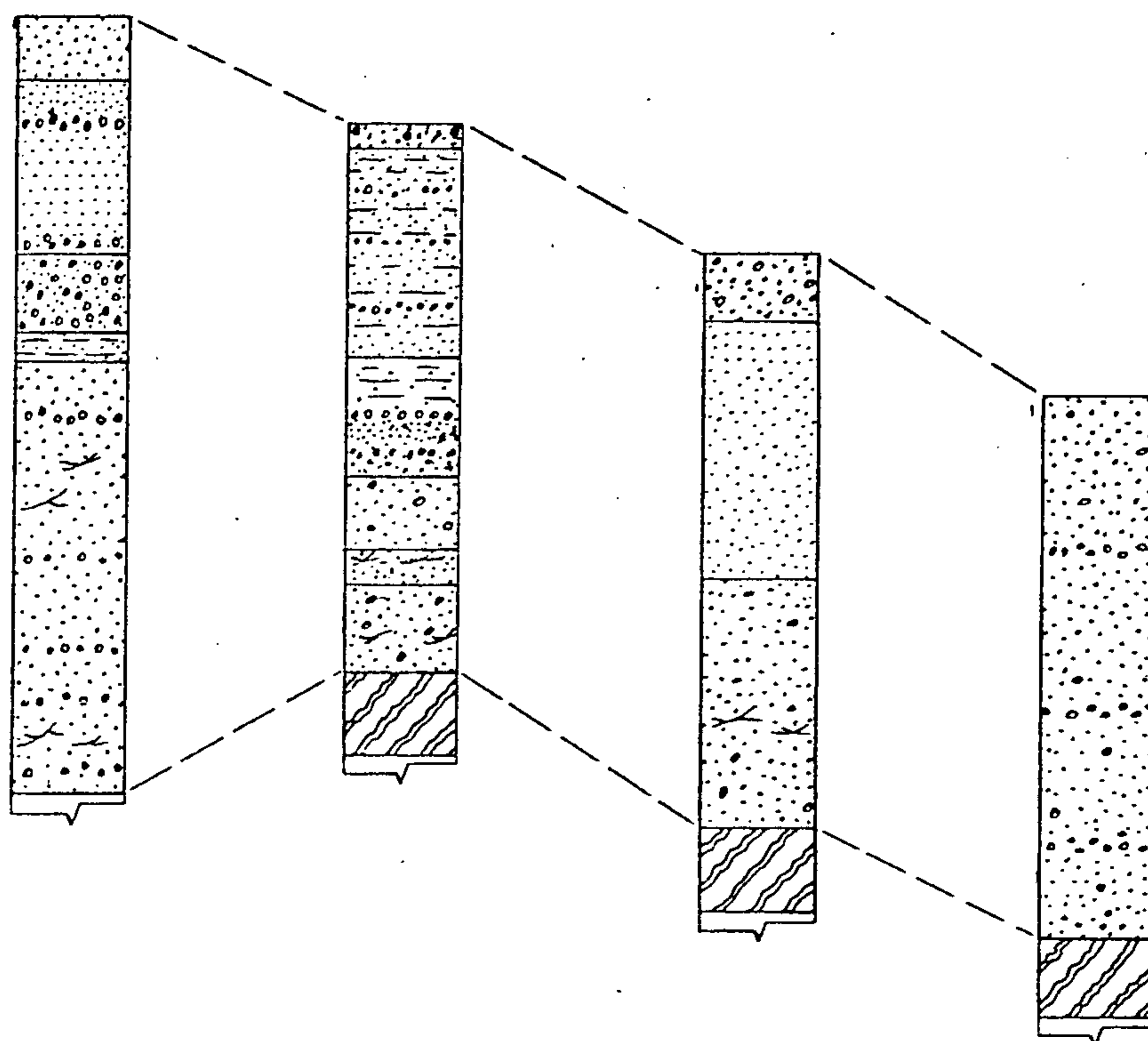
# FORMAÇÃO SERRA GRANDE

G 557, 558                      G 394                      G 259 - 262                      GV 122 - 124  
 Cabeceiras Rio Negro              Taquaruçuzinho              Faz. S<sup>ra</sup> Rita                      Rio Balsas

500 m -

450 m -

400 m -



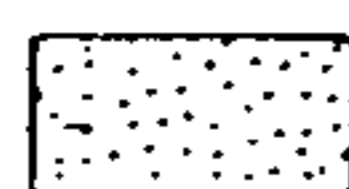
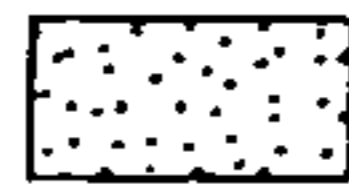


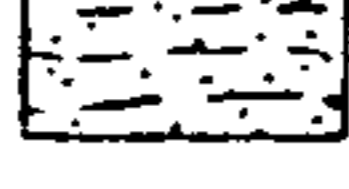






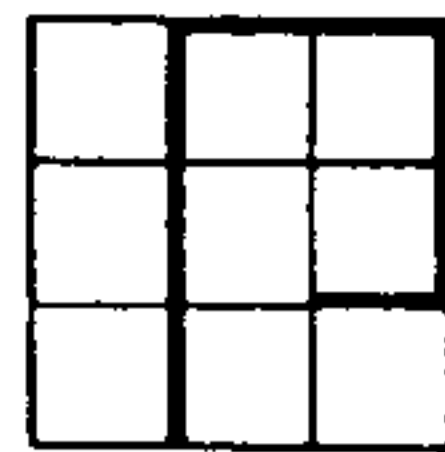
-  ARENITO FINO
-  ARENITO MÉDIO
-  ARENITO GROSSEIRO
-  CONGLOMERADO C/ MATRIZ ARENOSA FINA
-  ARENITO ARGILOSO FINO
-  NIVEIS DE CONGLOMERADO
-  EST. CRUZADA
-  NIVEL DE ARENITO
-  PEDRISCOS
-  ARENITO CONGLOMERÁTICO
-  EMBASAMENTO

Fig. Nº 39 - Perfis estratigráficos da Formação Serra Grande



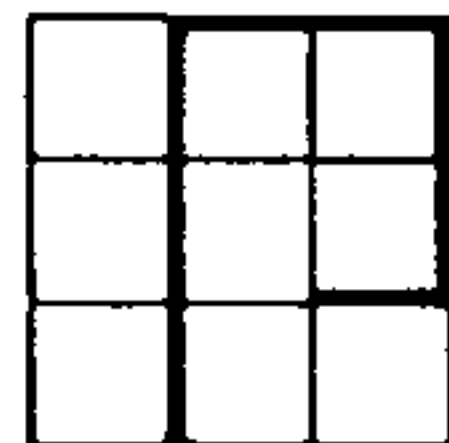
Embora com menor espessura, é na Folha de Dianópolis que a Formação Serra Grande apresenta exposições em áreas maiores. Ocorre em ambas as margens do rib. Gameleira, afluente do rio Balsas, acompanhando este rio (Folha de Ponte Alta do Norte) até pouco a montante da estrada que liga Pindorama Ponte Alta do Norte.

Nos casos em que a Formação Serra Grande ocorre em paredões verticais, para que o mapa se tornasse mais informativo, resolveu-se representá-la por uma linha de contato espessa, entre a Formação Pimenteiras e o embasamento. Este tipo de contato é bem representado na Folha de Porto Nacional. No vale do rio das Balsas, exagerou-se os seus limites onde os afloramentos estão restritos às margens do rio (Folha de Ponte Alta do Norte).

A maior exposição de arenitos desta formação foi encontrada no vale do rio Negro (noroeste da Folha de Porto Nacional) onde atingiu 70 metros, não se partindo da base. Presume-se uma espessura não superior a 100 metros nesta área.

A deposição dos arenitos da Formação Serra Grande, pelo que tudo indica, ocorreu sobre superfície aplainada e levemente ondulada. Evidências deste contato são observadas nas margens do rio Tocantins e no relevo de "cuestas" da serra do Carmo, que acompanha este rio pela margem direita (Folha de Porto Nacional). O contato com a Formação Pimenteiras é em grande parte brusco e concordante.

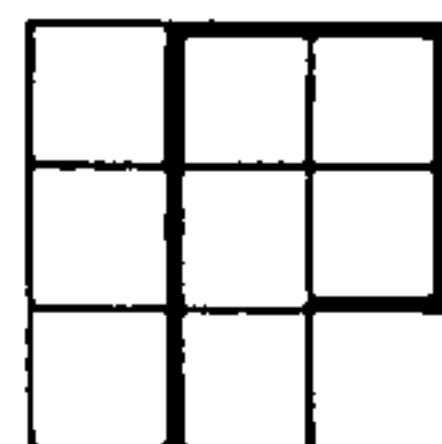
A Formação Serra Grande caracteriza-se pela persistência de arenitos grosseiros, com estratificação cruzada,



conglomeráticos e invariavelmente contendo níveis de conglomerado. No entanto, algumas pequenas variações litológicas, tanto vertical como lateralmente, puderem ser observadas. Correspondem a arenitos finos a médios bem selecionados, por vezes micáceos e argilosos e também arenitos médios, bem selecionados, brancos ou avermelhados.

Não foi encontrado qualquer registro fóssilífero na área. As referências que se tem são de microfósseis.

De acordo com Brito e Santos (1965) que referem-se a microfósseis silurianos no Membro Itaim (Formação Pimenteiras) deduz-se que a Formação Serra Grande seria no mínimo eossiluriana.



## 6.5 SILURIANO/DEVONIANO - FORMAÇÃO PIMENTEIRAS

A designação Pimenteiras foi introduzida por H. Small (1914) para uma sequência de folhelhos e siltitos que aflora próximo à localidade de Pimenteira (Piauí). Small considerou-a mais antiga que o Arenito Serra Grande e, somente em 1952, K. Blakennagel verificou que se dava o contrário.

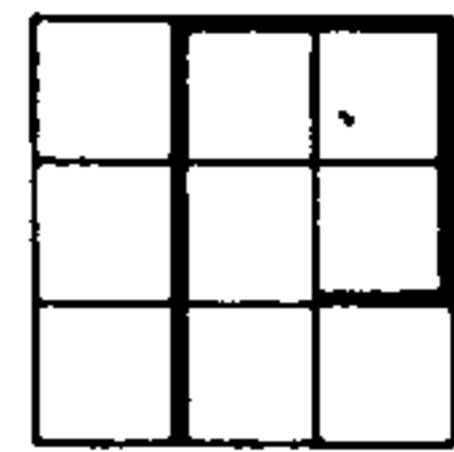
Em 1953, Kegel admitiu a divisão da formação nos membros Itaim (inferior) e Picos (superior). Rodrigues (1967), propondo nova divisão litoestratigráfica, excluiu parte da porção superior do Membro Picos, elevando-o à categoria de formação, com o nome de Pimenteiras. No presente trabalho, embora não tenha sido possível o mapeamento daqueles dois membros, conservamos a divisão de Kegel.

Localmente foi possível distinguir com precisão uma parte basal arenosa de outra superior argilosa, consideradas aqui correlacionáveis respectivamente aos membros Itaim e Picos (foto nº 49).

O Membro Itaim (inferior) constitui-se de sequência arenosa, com nítidas variações faciológicas que ocorreram de tal modo, a apresentarem apenas em condições subordinadas em fácies argiloso. Os diferentes litofácies são bem distintos na Folha de Ponte Alta do Norte, dada a maior extensão dos afloramentos nesta área.

De um modo genérico, pode-se descrever a litologia do Membro Itaim, da base para o topo, da seguinte maneira. Arenitos finos e muito finos micáceos, argilosos, por vezes calcíferos, consistentes, cores marrom e cinza-esverdeada-



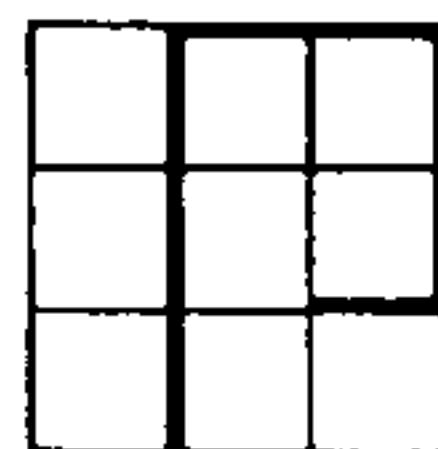


do (os mais finos) passando a amarelos e avermelhados por alteração. Uma variação lateral e gradativa deste nível é para arenitos finos a médios, bem selecionados, friáveis, contendo intercalações subordinadas de arenitos grosseiros ferruginosos e folhelhos. Acima ocorre arenito grosseiro, mal selecionado, conglomerático no topo, por vezes ferruginoso e de espessura variável (5 a 30 metros) terminando com um nível descontínuo de arenito médio, cor rosa, bem caracterizado pelo bom selecionamento e arredondamento dos seus grãos (cerca de 2 metros). Este arenito caracteriza localmente o topo do Membro Itaim.

O Membro Picos é muito bem identificado na região oeste-sudoeste da cidade de Ponta Alta do Norte, especificamente entre esta e o rio das Balsas, onde os arenitos grosseiros do membro inferior são mais expressivos. Corresponde a uma sequência de folhelhos vermelhos, limonitizados, com intercalações de siltito e arenito muito fino, argiloso e micáceo; subordinadamente arenito grosseiro, ferruginoso, formando níveis centimétricos. Dois níveis bem distintos de oolitos ferruginosos (camadas de aproximadamente 0,50 m) intercalam-se neste membro, sendo um localizado bem próximo ao topo (fig. nº 40).

Não foi possível o mapeamento desses dois membros, dada a falta de continuidade lateral dos arenitos grosseiros do Membro Itaim, ausentes ou inexpressivos em toda margem do rio das Balsas, a juzante da barra do rio Ponte Alta. Esta ausência tem como principal justificativa a existência de extensa falha normal de direção NE, que se inicia no canto sudoeste da Folha de Ponte Alta do Norte e atravessa os rios das



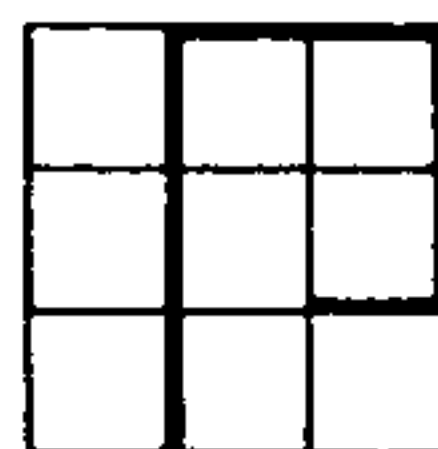


Balsas e Ponte Alta. Somam-se a este fato as variações faciolo-  
gicas laterais que caracterizam o Membro Itaim.

Aflora nas Folhas de Miracema do Norte e Porto Nacional em ambas as margens do rio Tocantins. É mais persistente na margem esquerda deste rio, formando relevo tabular a sudoeste de Porto Nacional (serra do Brejinho) e continuando *onde?* para sul, embora descontinuamente, para compor morros testemunhos a nordeste do povoado de Extrema (Folha de Gurupi).

Para leste do rio Tocantins, constitui divisor entre este e os rios Sono e das Balsas, acidente geográfico conhecido regionalmente por serra do Carmo. Ultrapassando *os onde?* rios das Balsas e Sono, margeia-os numa faixa aproximadamente norte-noroeste, atingindo para norte o canto sudoeste da Folha de Itacajã. Para sul, seu contato com a Formação Cabeças inflete ligeiramente para leste, atravessando o rio das Balsas pouco acima da ponte Pindorama-Ponte Alta do Norte e alcança a Folha de Dianópolis, onde ocorre numa estreita faixa da sua porção norte e também bordejando a serra Geral de Goiás.

Arenitos finos e muito finos esverdeados representantes do Membro Itaim afloram continuamente nas margens do rio das Balsas, podendo alcançar considerável extensão na Folha de Lizarda. No leito deste mesmo rio e próximo dos limites das Folhas de Lizarda e Ponte Alta do Norte, estes sedimentos são cortados por pequenos corpos de diabásio ou microgabros em forma de diques. É interessante notar que estas intrusões só foram constatadas na parte basal da Formação Pimenteirras (Membro Itaim). O fato da Formação Pimenteirras ocorrer em estreita faixa da margem direita do rio do Sono e do rio das



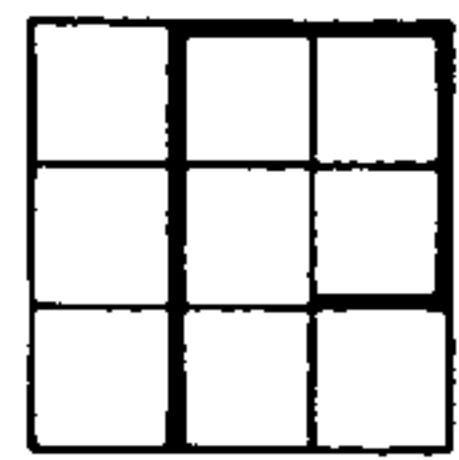
Balsas, pode encontrar explicações na existência de extenso falhamento, que seria responsável pelos cursos de direção NS daqueles rios. O bloco oriental teria descido, apresentando rejeitos maiores mais para norte, onde a Formação Cabeças está mais próxima de provável falha. Na Folha de Lizarda tem-se feições fotogeológicas deste falhamento, sendo importante acrescentar que as intrusões básicas se fizeram presentes segundo esta linha de falha.

A drenagem mais densa a leste dos rios das Balsas e Sono seria justificada pela maior presença do Membro Picos, essencialmente pelítico.

Presume-se uma espessura mínima de 240 metros para o Membro Itaim e foram medidos nada menos de 70 metros de folhelhos do Membro Picos a sudoeste de Ponte Alta do Norte. A espessura mínima aflorante da Formação Pimenteiras seria, portanto, da ordem de 300 metros.

O contato superior se dá entre os folhelhos e siltitos do Membro Picos e arenitos finos a médios com intercalações subordinadas de folhelhos da Formação Cabeças. Em certos locais este contato é nítido devido ao seu caráter brusco, porém, em grandes extensões ele se apresenta gradacional. Não foi observada qualquer irregularidade neste contato, mesmo em posições mais próximas das bordas da bacia.

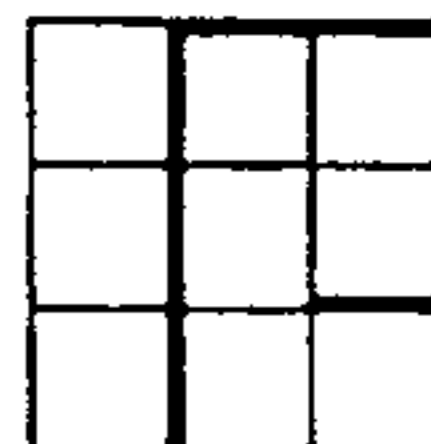
Variações faciológicas são observadas sobretudo no Membro Itaim. Na direção norte-sul, comparando seções realizadas nos cantos nordeste da folha de Porto Nacional e sudoeste de Ponte Alta do Norte, verificou-se a falta de correspondência entre elas. Estas seções, que possuem aproxima



damente a mesma cota para a base do Membro Itaim, foram estudadas em cerca de 200 metros na Folha de Porto Nacional (cabeceiras do rio Negro) e de 220 metros de Folha de Ponte Alta do Norte (Faz. Santa Rita) sendo que esta última evidenciou a sequência completa do membro, caracterizada por um nível de arenito grosseiro, mal selecionado, que ocorre no topo. Conclui-se desta comparação que há um aumento da fração argilosa de norte para sul, havendo mesmo a falta de continuidade de unidades arenosas bem definidas e relativamente espessas (42 metros) existentes ao norte, e que passam gradativamente a constituírem intercalações subordinadas de uma sequência predominantemente argilosa, existente ao sul.

De oeste para leste e partindo-se da faz. Santa Rita, observa-se um aumento da fração arenosa, havendo um domínio absoluto de arenitos finos do lado leste do rio das Balsas. É nesta região que são caracterizados os níveis de arenitos grosseiros, mal classificados, que foram considerados pertencerem ao topo do Membro Itaim.

Em alguns alforamentos, constatou-se a presença de fósseis. Aproximadamente a 24 quilômetros de Tocantínia, na estrada para Lizarda, foi verificada ocorrência de Spongiophyton; em Novo Acordo, nas margens do rio do Sono, são frequentes tubos de vermes e Spongiophyton. Em um único afloramento, na margem direita do rio das Balsas e aproximadamente a 2,5 quilômetros a jusante da barra do rib. Gameleira, foram encontrados moldes e contramoldes de braquiópodes.



Nas colunas de Kegel (1953) e de Mesner e Wool-  
drige (1964) consta a Formação Pimenteiras como eodevoniana.  
Brito e Santos (1956), baseando-se em microfósseis, atribuem  
idade siluriana para o Membro Itaim.



6.6

DEVONIANO MÉDIO - FORMAÇÃO CABEÇAS

Plumer (1946) foi quem introduziu o nome de Formação Cabeças na literatura geológica, para definir uma sequência de arenitos na localidade homônima, no Estado do Piauí. Dividiu-se em três membros: Ipiranga (superior), Oeiras (médio) e Passagem (inferior).

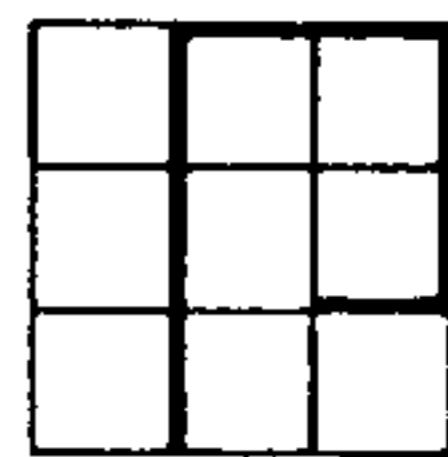
Campbell (1949) manteve o nome da formação, no entanto, abandonou a divisão em membros.

Moore (1963) inclui na formação os paraconglomerados de Carolina, antes constituintes da Formação Longã.

Rodrigues (1967), baseado em estudo sedimentológicos, dividiu-a novamente em três membros: Ribeirãozinho (superior), Testa Branca (médio) e Tem Medo (inferior).

Perillo e Nahasse (1968) e Andrade (1972) não consideraram a divisão proposta e denominaram-na exclusivamente Formação Cabeças. No presente trabalho foi adotado o mesmo critério.

A Formação Cabeças é caracterizada pela presença na base de arenito amarelo, cinza e avermelhado, granulação fina a média, grãos angulares e subangulares, medianamente classificados e raras lentes conglomeráticas, com seixos de quartzito duro, silicificado. Ocorrem inferiormente intercalações de folhelho cinza e vermelho (limonitizado) com lentes de arenito fino. O conjunto possui aproximadamente 70 metros de espessura.



Medianamente tem-se arenito amarelo e rosa, friável, granulação média e grosseira, mal classificado, com pedregulhos esparsos e, por vezes, consistente e ferruginoso, com espessura de 30 metros.

No topo, com 25 metros de espessura, ocorre siltito argiloso, esverdeado, micáceo, com pequenos seixos esparsos de quartzo e, raramente, micaxisto (paraconglomerado) e níveis de conglomerado, com 1 e 2 metros, contendo seixos de quartzo e quartzito de até 20 cm. Superiormente tem-se arenito de coloração amarela, granulação fina a média, grãos subangulares e bem selecionado (fig. nº 41).

A espessura da Formação Cabeças possui uma variação de NNW para SE. Na Folha de Itacajá ocorre somente sua unidade média, com espessura máxima de 40 metros. Nas demais folhas, no sentido SE, começa a tornar-se mais espessa, atingindo cerca de 215 metros, na Folha de Ponte Alta do Norte, segundo seção composta feita no rio do Sono, entre o seu tributário, o rio Espingarda e a cidades de Novo Acordo. Neste seção a sequência litológica da formação ocorre completa.

A área de afloramento compreende uma faixa com direção NNW, predominantemente a leste dos rios do Sono e das Balsas, com aproximadamente 15 quilômetros de largura, situada em parte das Folhas de Itacajá (SW) e Dianópolis (NE) e atravessando as Folhas de Lizarda e Ponte Alta do Norte.

Ocorre ainda na metade SW e NW da Folha de Miracema do Norte, à margem esquerda do rio Tocantins.



# FORMAÇÃO CABEÇAS

(E-311)

(E-252)

(G-62)

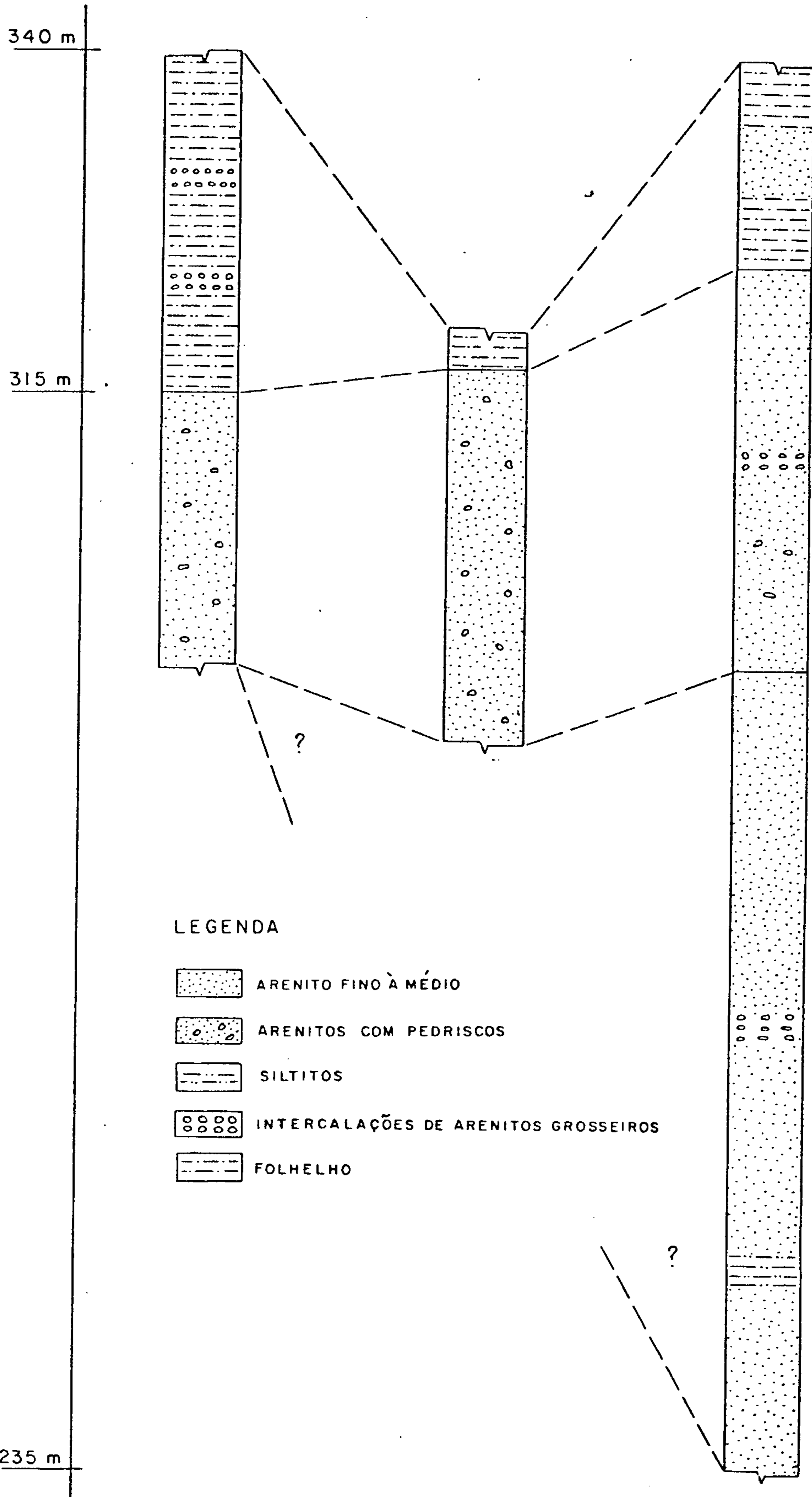
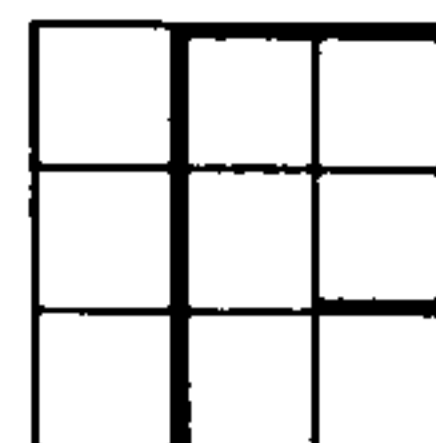


Fig. Nº 41 - Perfis estratigráficos da Formação Cabeças



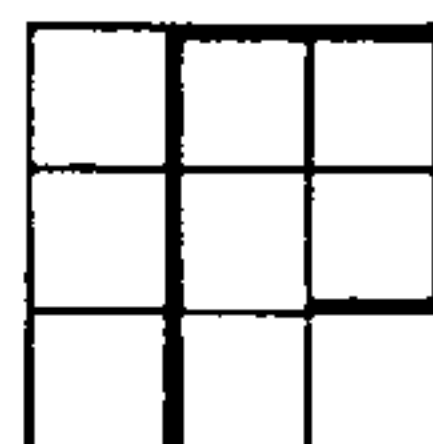
Aflora predominantemente nas vertentes das chapadas que compreendem a Formação Longã, possuindo em muitos locais relevos ruiformes, dados pelo arenito médio da formação (foto nº 50).

O contato da Formação Cabeças, quando é realizado através do conglomerado basal da Formação Longã, é discordante localmente. Quando dá-se nos folhelhos do Longã com o arenito médio do Cabeças, é brusco e bastante visível. Geralmente os folhelhos ocorrem decompostos com declives suaves e os arenitos com vertentes verticalizadas (foto nº 51).

Predomina na formação o fácies arenoso-conglomerático. Localmente observam-se variações laterais bruscas, passando as rochas de fácies siltico-argilosos a fácies arenosos, principalmente na unidade superior.

A bibliografia consultada (Guimarães, 1974; citado por Andrade, 1972) indica idade Devoniana Média para a formação, de acordo com datações de fósseis (esporos) encontrados na sua parte inferior, determinados por Sommer.

No presente trabalho, não foram encontrados fósseis.

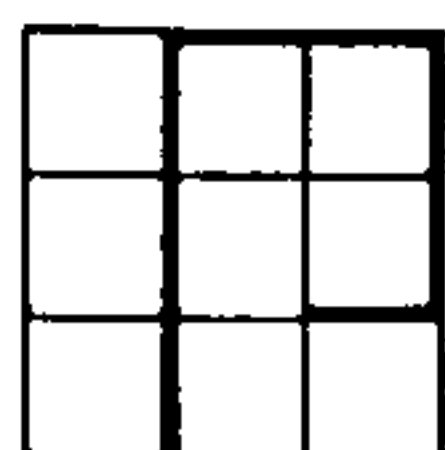


O termo Formação Longã deve-se a Albuquerque e Dequech (1945), que designaram os folhelhos escuros que afloram no vale do rio do mesmo nome, ao longo da estrada Campo Maior - Castelo (PI). Posteriormente, já em 1963, Benjamin Moore, trabalhando ao sul da Bacia do Maranhão, dividiu esta formação em três membros, baseado em características exclusivamente litológicas.

Finalmente, Perillo e Nahass, (1968) e Andrade (1972) em segmentos das Folhas de Lizarda e Itacajá, conservaram esta denominação e também dividiram-na informalmente em três membros.

No presente trabalho foi possível distinguir essas três unidades, que apresentam as seguintes características litológicas.

Unidade Superior, constituída por uma sequência gradacional de arenito fino, micáceo, siltitos e folhelhos com cores variegadas e estratificação ondulada (foto nº 52) Presença de intercalações de arenito marron (limonítico), granulação fina e arenito grosseiro, conglomerático ferruginoso. O conjunto apresenta 10 metros de espessura. Arenitos róseos, cinza avermelhados e amarelos, granulação fina, micáceo com micro estratificação cruzada com 6 metros de espessura. Intercalações contímétricas de siltito e arenito fino micáceo acinzentado. Níveis lenticulares de siltito limonitizado. Folhelhos marrons e creme, micáceo e leitons mosqueados distintos (15 metros), com intercalações de arenito duro, grosseiro, conglomerático da ordem de 20 a 30 centímetros.



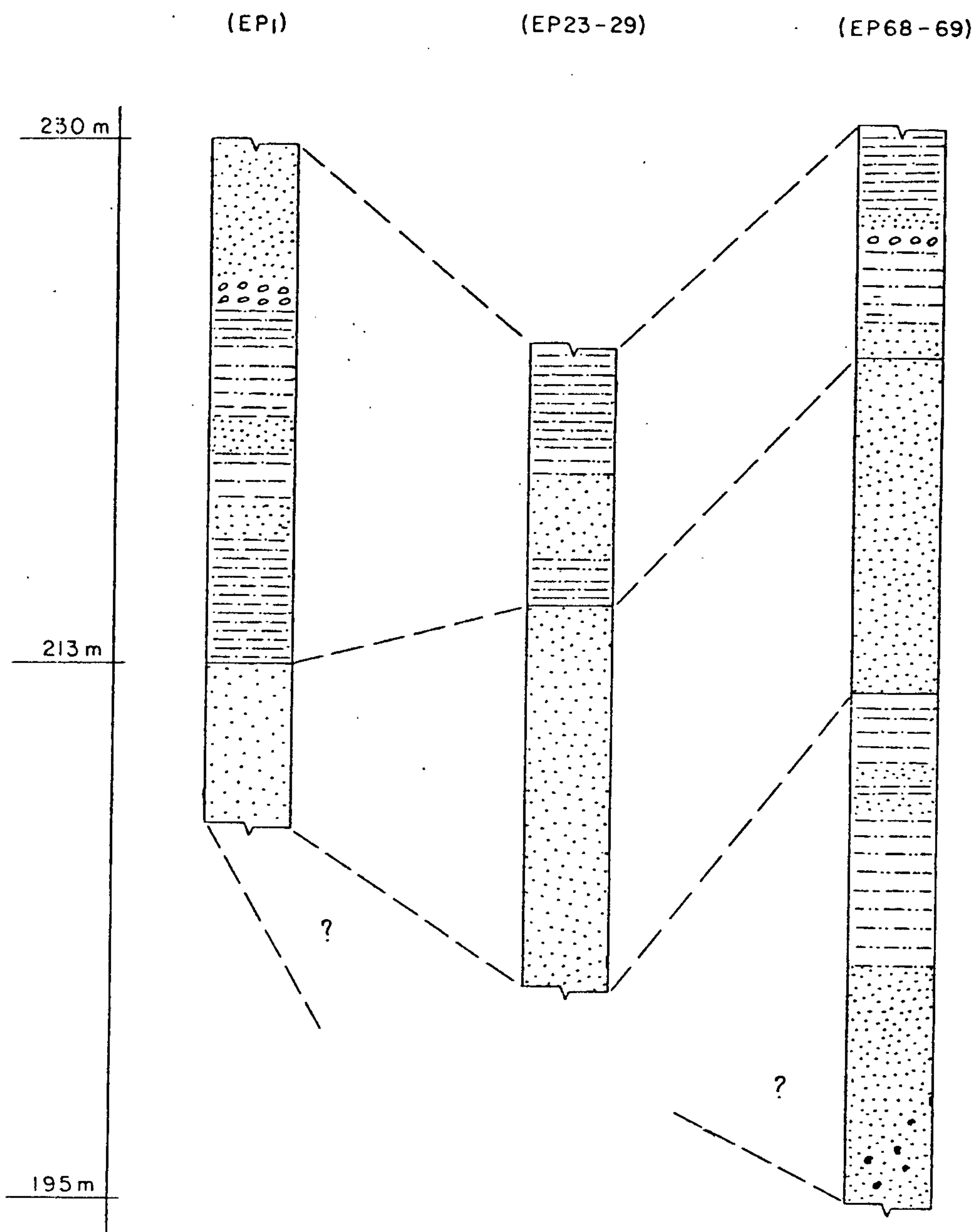
Unidade Média, apresentando arenito esverdeado, granulação fina a muito fina, micáceo, em camadas e bancos, passando para a base a plaqueado (estratificação laminar) com marcas ondulares e tubos de vermes, com espessura de aproximadamente 25 metros. Graða lateralmente para arenito creme e amarelo, com manchas ferruginosas, granulação grossa, pouco micáceo, matriz argilosa e estraficação cruzada. Intercalam-se siltitos, folhelhos e arenitos muito finos.

A unidade Inferior compreende siltitos argilosos e folhelhos creme, plaqueados, com intercalações de arenito fino, calcífero em lentes centimétricas (foto nº 53). Para a base da sequência pelítica tornam-se cinza-escuro. Localmente tem-se a presença de arenitos grosseiros, conglomeráticos com matriz argilosa. Apresenta uma espessura total de 15 metros (fig. nº 42).

A espessura da Formação Longã varia de aproximadamente 60 a 70 metros e 45 a 55 metros, a sul e NE respectivamente, da área mapeada. Possui boas exposições do seu membro superior junto as vertentes do rio Manuel Alves Pequeno, na cidade de Itacajã e proximidade da fazenda Cedro a NNW de Novo Acordo. Seu membro médio está bem representado na estrada Rio do Sono - Lizarda, ponte sobre o rio da Prata e na seção EP-39 a SE de Itacajã. O membro inferior aflora ao longo da estrada Itacajã - Tupiratins e a SW da fazenda Santa Maria afloramentos (EP-68 e 69).

Possui uma área de afloramento constituindo uma faixa de aproximadamente 10 km de largura com direção geral NNW, atravessando a totalidade da Folha de Lizarda e partes das Folhas de Itacajã e Ponte Alta do Norte.

# FORMAÇÃO LONGÁ



## LEGENDA

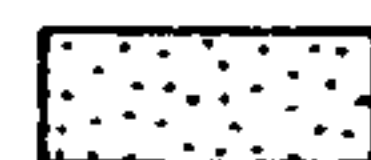
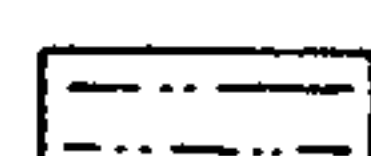
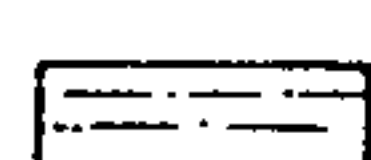


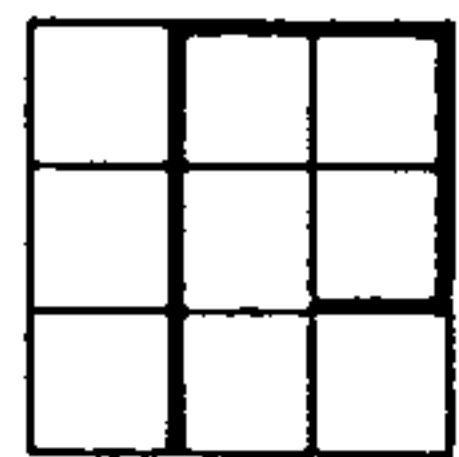
-  ARENITOS FINOS À MÉDIOS
-  SILTITO
-  FOLHELHO
-  NÍVEIS DE ARENITOS GROSSEIROS E CONGLOMERÁTICOS
-  ARENITO COM PEDRISCOS

Fig. Nº 42 - Perfis estratigráficos da Formação Longá



6.7

#### CARBONÍFERO INFERIOR - FORMAÇÃO POTI.

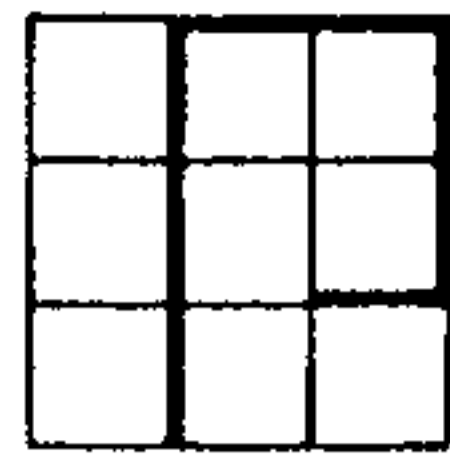
Lisboa (1914) foi quem introduziu o nome Poti na coluna estratigráfica do paleozóico da Bacia do Maranhão para indicar a ocorrência de folhelhos calcíferos em um certo trecho do rio homônimo, no Estado do Piauí.

Clycon de Paiva (1937) propôs o nome Série Poti, para camadas do poço nº 125 (DNPM), próximo a Terezina (PI), situadas no intervalo 219 a 503 metros de profundidade. Campbell (1949), baseado no mesmo poço, chamou de formação Poti as rochas do intervalo 219-423 metros de profundidade.

Perillo e Nahass (1968) e Andrade (1972) mapearam essa formação em partes das folhas de Itacajá, respectivamente. No presente trabalho foi seguido o critério usado pelos dois últimos, para sua definição e separação estratigráfica.

A Formação Poti apresenta dois conjuntos litológicos marcantes; o inferior, constituído predominantemente por uma sequência areno-conglomerática e o superior, apresentando unidades bem mais pelíticas (arenitos finos, siltitos e folhelhos).

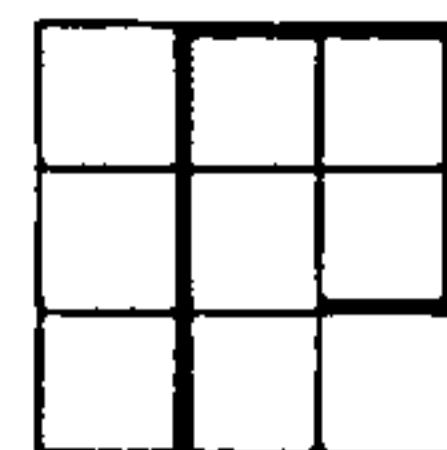
O membro inferior compreende arenitos róseos, amarelos e cinza, micáceos, granulação fina a média, grãos subarredondados e subangulares medianamente classificados, maciços, com estratificação cruzada e espessura máxima de 60 metros.



O contato superior com a Formação Poti é concordante e gradacional. Geralmente é representado pelo nível de folhelhos, da sequência gradacional superior com os arenitos róseos e amarelos finos a médios da Formação Poti. Este contato é facilmente identificável em fotografias aéreas pela presença de vegetação mais densa e constitui nascentes dos ribeirões devido à manutenção do nível freático pelo folhelho.

O fácies predominante da formação é o argilo-silitoso, que grada para arenoso no membro intermediário e conglomerático naqueles ocasionais níveis grosseiros. A variação dá-se geralmente na vertical, pois as camadas Longã apresentam uma boa continuidade lateral.

Neste trabalho não foram encontrados fósseis na Formação Longã. Sua posição estratigráfica, deve ser referida segundo as datações de Kegel (1953) em função dos fósseis Asteroppyge, Janeia, Schuchertella e Müller (1962), está baseado em estudos palinológicos, que a colocaram no Devoniano Superior.



Intercalam-se siltitos e folhelhos micáceos avermelhados, arenitos em lentes, cor rosa, granulação grosseira e níveis conglomeráticos com seixos de quartzo e arenito silicificado em matriz arenosa.

Intermediariamente tem-se siltitos, bandeados, micáceos com intercalações de folhelhos cinza e avermelhados, possuindo o conjunto a espessura total de 15 metros aproximadamente.

Mais para o topo ocorrem arenitos com cores variadas, granulação fina a grosseira em camadas variáveis de 0,50 metro a 2,00 metros, possuindo uma espessura total de 60 metros.

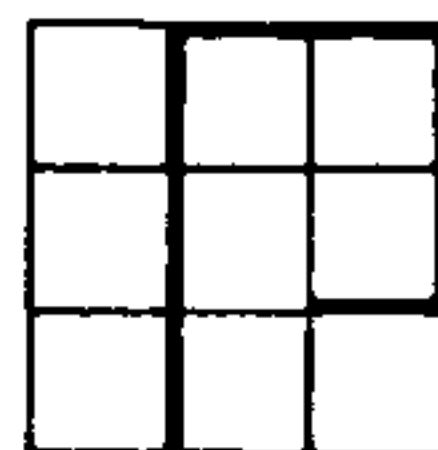
Intercalam-se nesses arenitos, camadas conglomeráticas (1 a 3 metros), possuindo seixos e matacões ovóides e alongados de quartzo, arenito silicificado, siltito, metarcó-sio e gnaisse com diâmetros variando de 4 a 5 cm até 20 cm. A matriz varia de arenosa a siltico-argilosa, dependendo da camada em que ocorre. (foto nº 54).

Apresentam em muitos locais, estratificação com delgados níveis de seixos segundo seus "foresets". (foto nº 55).

A medida que se alcança o topo da sequência as conglomeráticas tornam-se cada vez mais esparsas, predominando um arenito cinza claro, alterando-se para vermelho com horizontes calcíferos consistentes.

O membro superior, contém siltitos e folhelhos





acinzentados, às vezes arroxeados com intercalações de arenitos róseos, granulação fina a média e marcas ondulares simétricas.

Em certos locais, tem-se conglomerado com matriz rosa-arroxeadada, argilosa e micácea e seixos dispersos de quartzo e arenito silicificado. (fig. nº 43).

A espessura total desta unidade atinge 70 metros.

A espessura da Formação Poti é de difícil cálculo, devido à sua grande extensão areal e à falta de seções completas aflorantes.

O seu membro inferior, está bem representado na estrada que liga a faz. Santa maria à Faz. Novo acordo (Folha do Itacajã) e no rio do Sono a montante da cidade de Novo Acordo (Folha de Lizarda). Nestes locais apresenta espessuras que variam de 110 a 130 m.

O seu membro superior ocorre relativamente bem exposto a oeste da faz. São Félix (Folha de Itacajã) e no rio Perdida entre as barras do ribeirão Taboca e rio Vermelho (Folha de Lizarda), com espessuras de aproximadamente 70 metros.

Possui uma área aflorante bastante extensa, compreendendo uma faixa NNW com larguras aproximadas de 30 a 80 quilômetros, atravessando as folhas de Itacajã, Lizarda e Ponte Alta do Norte. A sul, termina ocupando uma porção íntima da Folha de Dianópolis.

O contato com a Formação Piauí é discordante. In

# FORMAÇÃO POTÍ

EST. GOIA NORTE  
RIB. TOA

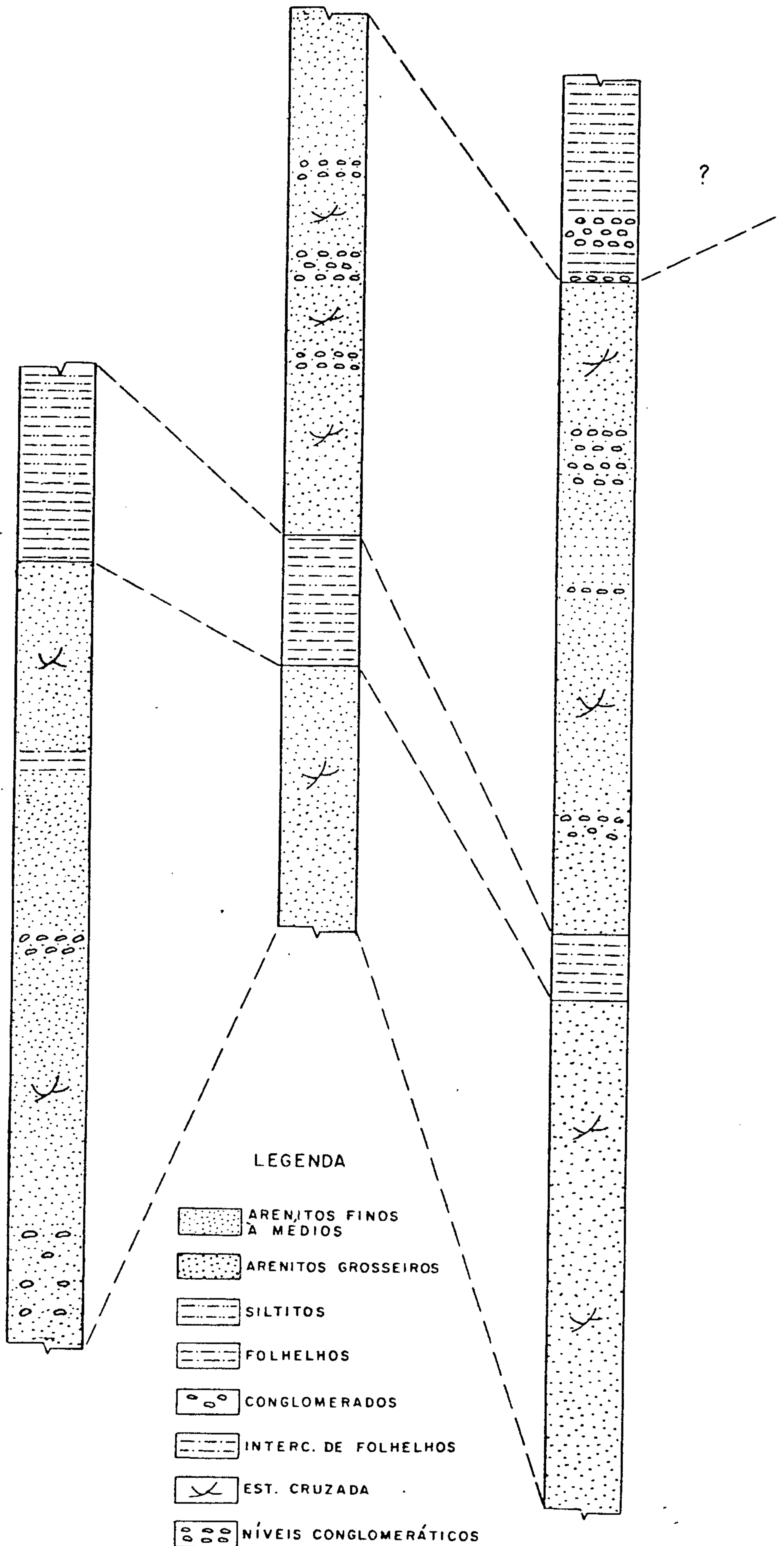
RIO SONO  
(ACIMA CIDADE NOVO ACORDO)

EST. FAZ. SANTA MARIA  
(FOLHA ITACAJÁ)

257 m

230 m

141 m



## LEGENDA

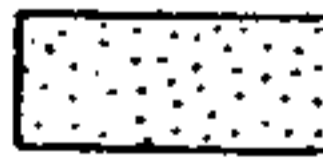

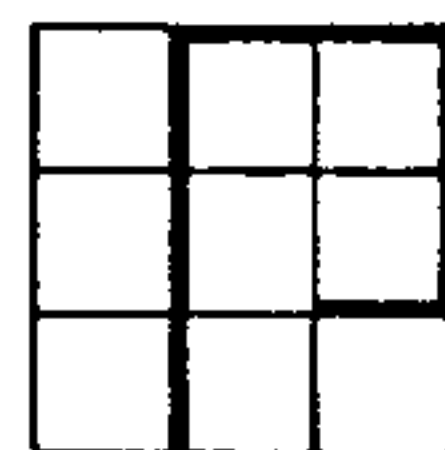
-  ARENITOS FINOS A MEDIOS
-  ARENITOS GROSSEIROS
-  SILTITOS
-  FOLHELHOS
-  CONGLOMERADOS
-  INTERC. DE FOLHELHOS
-  EST. CRUZADA
-  NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS

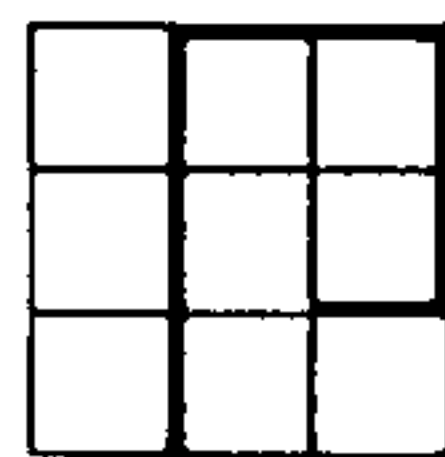
Fig. N° 43 - Perfis estratigráficos da Formação Potí



dícios desta discordância são o conglomerado basal do Piauí (Perrillo e Nahass - 1968 e Andrade - 1972) não observado por nós e a variação brusca das rochas sedimentares, que são pelíticas no topo da Formação Poti e possivelmente de origem marinha e litorânea e arenosas na base da Formação Piauí, com estratificação cruzada, grãos foscos, etc., que as caracterizam como continentais.

A unidade inferior possui uma fácies predominantemente arenosa e conglomerática, enquanto a unidade superior mostra uma fácies pelítica (arenitos finos, siltitos e folhelhos), localmente com fácies calcítica.

Dados palinológicos, Muller (1962) colocam-na como de idade carbonífera inferior. Neste trabalho não foram encontrados fósseis.



Small (1914) usou o nome Série Piauí para designar as rochas sedimentares paleozóicas da bacia do Maranhão. Posteriormente, Duarte (1936), baseado no perfil do poço nº 125 (DNPM), perfurado em Terezina (PI) restringiu a Série Piauí, às rochas acima dos 219 metros da perfuração e atribuiu-lhes idade pensilvaniana.

Dequech e Kegel (1948) confirmaram essa divisão e usaram o nome de Formação Piauí para designar as camadas entre os arenitos da Formação Poti e os silex da Formação Pedra de Fogo.

Perillo e Nahass (1968) e Andrade (1972) consagraram este critério, sendo o também usado neste trabalho.

A Formação Piauí apresenta dois membros. O membro inferior possui arenitos vermelhos a rosa, granulação média, grãos subangulares a subarredondados, matriz pouco argilosa e estratificação cruzada tabular (foto nº 56). Este arenito varia para granulação fina a muito fina, com frações granulométricas médias de grãos arredondados e foscos, segundo a estratificação laminar ou acompanhando os "forests" da estratificação cruzada. Possui matriz argilosa e característica de composição poligonal. Ocorrem intercalações de siltito carmin, com folhelhos vermelhos subordinados, que chegam a atingir 25 metros de espessura.

Afloram em extensas áreas, sendo cobertos e muitos locais por sedimentos arenosos, provenientes de seu retrabalhamento.



O membro superior é caracterizado por arenito rosa, granulação média e grosseira, grãos subangulares e subarredondados, medianamente classificado, matriz pouco argilosa e estratificação cruzada torrencial. Para o topo, grada a arenito amarelo, maciço, às vezes bandeado (marrom e amarelo), granulação fina a média, grãos subangulares e subarredondados, medianamente classificado e rara estratificação cruzada torrencial. Intercalam-se camadas pouco espessas de siltitos rosa, roxos e vermelhos, maciços, com estrutura "blocky", às vezes silicificados e raros níveis de silex (fig. nº 44).

Microscopicamente os arenitos possuem de 60 a 80% de quartzo, 15 a 20% de matriz argilosa, 0 (zero) a 10% de feldspato, 0 (zero) a 10% de óxido de ferro, 0 (zero) a 5% de fragmentos de rocha e, como acessório, turmalina.

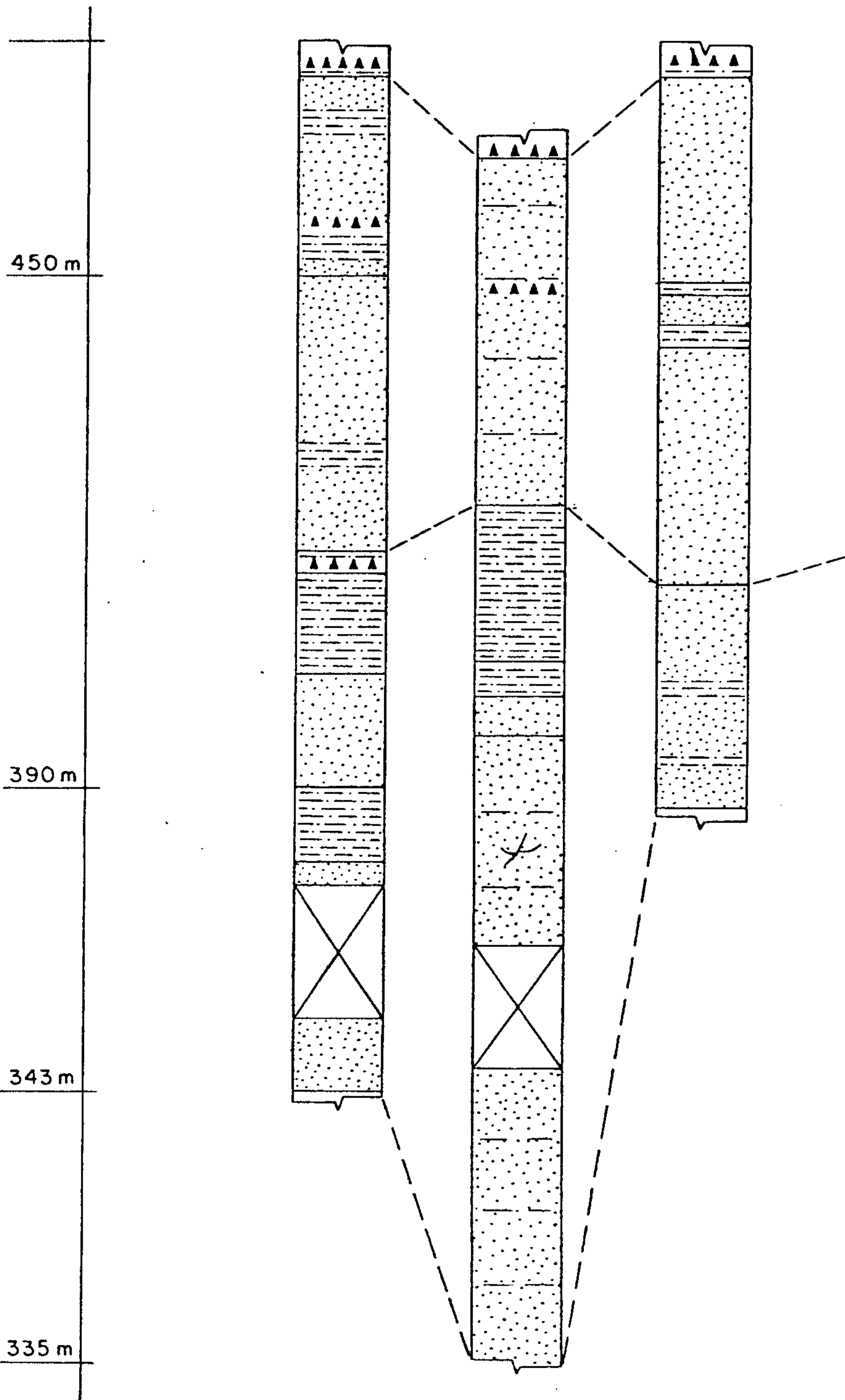
Os siltitos mostram uma composição de 40% de quartzo, com granulometria do tamanho silte, 45% de argila e 15% de óxido de ferro disseminado.

A espessura máxima da Formação Piauí foi encontrada na serra Geral (limite Goiás-Maranhão, Folha de Lizarda), através da composição de perfis estratigráficos (Ladeiras Terra Nova), Piabanha e Galheiro - fig. nº 44), apresentando 190 metros. A discrepância deste resultado com o trabalho da PETROBRÁS. (Perrillo e Nahass, 1968) e a defesa de Tese (Andrade, 1972), que encontraram 240 metros e 215 metros, respectivamente, medidos a NW daquele na mesma serra, deve-se ao espessamento das camadas Piauí para o norte.


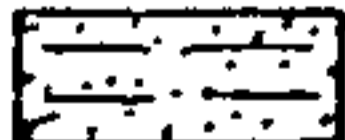
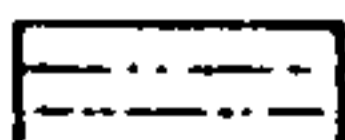

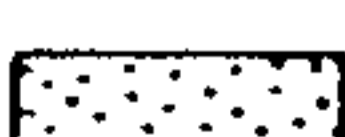

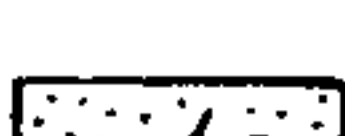
Para sul da serra Geral (sul da Folha de Lizarda,

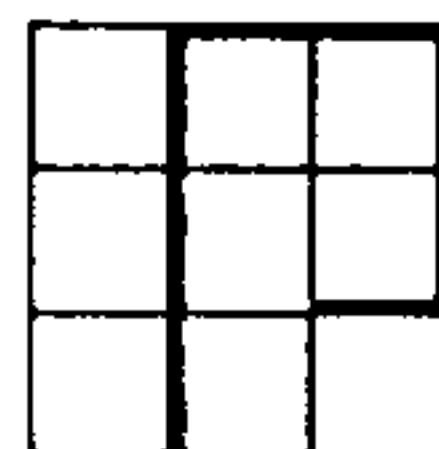
# FORMAÇÃO PIAUÍ

LADEIRA      LADEIRA DA      LADEIRA DO  
TERRA NOVA    PIABANHA      GALHEIRO  
(EP-83,85 e 86) (EP-92,93 e 94) (EP-98,99,100 e 101)



## LEGENDA

-  ARENITO FINO
-  ARENITO FINO A MÉDIO C/ MATRIZ ARGILOSA
-  SILTITO
-  ENCOBERTO
-  ARENITO FINO A MÉDIO
-  NÍVEL DE SÍLEX
-  EST. CRUZADA



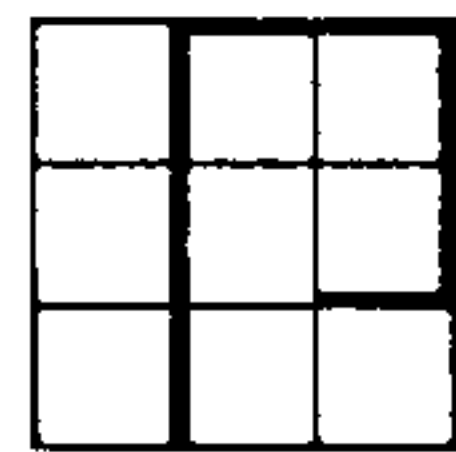
Folha de Ponte Alta do Norte e norte da Folha de Dianópolis) e a leste das Folhas, próximo ao contato com a Formação Poti, as espessuras das camadas Piauí diminuem, não se observando o seu membro superior. Este começa a aparecer somente nas cabeceiras do rio Perdida e mantém sua continuidade para N e NNW, até o fim da Folha de Itacajá.

A Leste da serra Geral, a formação Piauí ocorre nas cabeceiras dos rios das Balsas e Medonho. A oeste, ocorre na quase totalidade da escarpa da serra Geral e em grande porção da superfície inferior. Constitui uma faixa com direção aproximada NS, com largura considerável na Folha de Itacajá e Lizarda e estreitando-se cada vez mais no sentido sul, através das Folhas de Ponte Alta do Norte e Dianópolis, possuindo nesta uma diminuta exposição areal.

Forma um relevo de superfícies tabulares estruturais, submetidas a processos de pedimentação, com formas localizadas de mesas escalonadas, devido à erosão diferencial de arenitos e siltitos. Na região dos "grabens", Folhas de Itacajá e Lizarda, as mesas realçam-se na topografia e apresentam formas alongadas e dissecadas, delimitadas por escarpas retilíneas (falhamentos).

O contato da Formação Piauí com a Formação Pedra de Fogo é concordante. Dá-se no topo do arenito rosa e amarelo e as camadas basais de siltitos com níveis de sílex, de modo transicional.

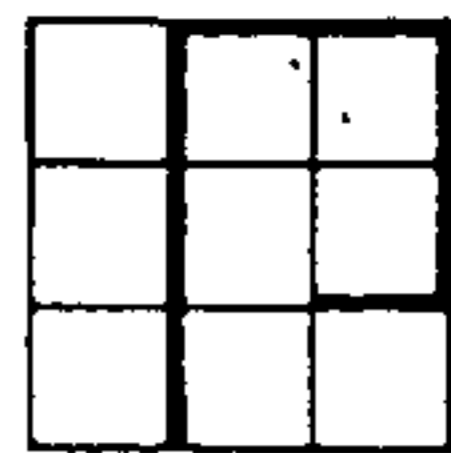
A formação Piauí possui uma fácies predominantemente arenosa, com variações laterais e verticais para fácies argilo-arenosa em ambos os membros da formação.



Na área mapeada somente foi encontrado um tipo de fóssil (Beleroophon), em concreções sílticas ocorrentes no topo da formação, próximo à localidade de Salto. Isto deve-se ao fato de não ocorrerem na área as camadas calcíferas superiores, que são fossilíferas.

Segundo idade estabelecida (Muller, 1962) para os esporos e polens desta unidade, tem-se a Formação Piauí como Carbonífero Superior.

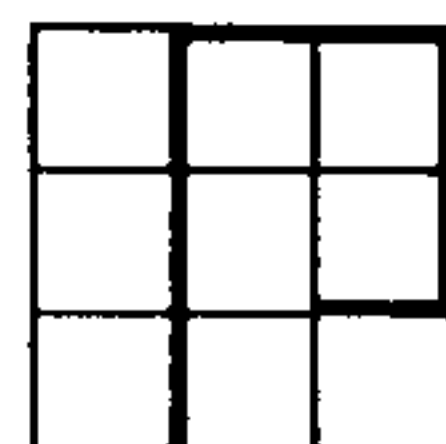




Lisboa (1914) chamou de Série Parnaíba, entre outros, as rochas que continham troncos de Psaronius e afloram no vale do rio Parnaíba. Plumer (1946) identificou estas rochas no riacho Pedra de Fogo entre as cidades de Pastos Bons e Nova Iork, Maranhão, e propôs o nome de Formação Pedra de Fogo para as camadas de silex e Psaronius. Northfleet e Neves (1966), Perillo e Nahass (1968) e Andrade (1972), mapearam essas rochas em parte das Folhas de Lizarda e Itacajá, usando o mesmo critério acima o qual é também referenciado nesse trabalho.

A Formação Pedra de Fogo, na área mapeada, é constituída pela seguinte sequência. Na parte inferior, siltitos arenosos, lilás, vermelhos e cores variegadas, maciços e com estratificação ondulada, dada por níveis de silex contorcidos. Possuem intercalações de até 1,5 metro de arenito creme e amarelo, granulação média, grãos subarredondados, medianamente classificados e matriz argilosa. Apresentam espessura geral de 25 metros. Próximo à base e o topo ocorrem intercalações centimétricas de vários níveis de sílex branco, que devido ao pequeno intervalo de ocorrência formam verdadeiras camadas (silex-siltito) que atingem até 6 metros de espessura. Ainda possuem delgados níveis com correções de sílexito e troncos silicificados de Psaronius, Tieteaia e Pinheiro, encontrados em material coluvial subjacente.

A parte média ocorre com espessura de 20 metros e é constituída por arenito rosa, amarelo avermelhado, granulação fina a média, grãos subangulares e subarredondados, matriz argilosa e estratificação cruzada.



A parte superior, com espessura de 33 metros, possui na base siltitos creme e lilás, micáceos, maciços, estrutura "blocky" (17 metros), com intercalações centimétricas a 1 metro de arenito rosa, granulação fina a média, grãos subangulares a angulares, bem a medianamente classificados, matriz argilosa e estratificação cruzada. No topo, siltito lilás, avermelhado (14 metros), maciço, com níveis esparsos de siltito creme, silicificado e silex (fig. nº 45).

A espessura da Formação Pedra de Fogo é variável, atingindo poucos metros a sul (5 a 15 metros) e dezenas de metros a norte (aproximadamente 80 metros).

Esta descontinuidade deve-se ao truncamento das camadas superiores Pedra de Fogo (imediações e SW de Lizarda) pela superfície erosional de discordância referida por Northfle<sup>et</sup> e Neves (1966), entre esta e a Formação Sambaiba.

Localiza-se na metade leste das Folhas de Lizarda e Itacajã, possuindo como limites a oeste e a leste as partes superiores das chapadas, que servem de divisor de águas entre as bacias hidrográficas dos rios Tocantins e Parnaíba.

Ao norte de Lizarda orienta-se segundo uma faixa NW, que na localidade de Salto toma um rumo aproximado NS e, posteriormente, penetra na Folha de Ponte Alta do Norte.

Morfolocigamente, a NNW e NNE de Lizarda, é constituída por um extenso platô com bordos festonados e intensamente dissecado, cortado por vales de paredes abruptas e fundo plano. O topo do platô é sustentado pelo nível de sílex superior

# FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

(EP-81-82)

(EP, 97, 98, 99 e 100) (EP-95-96)

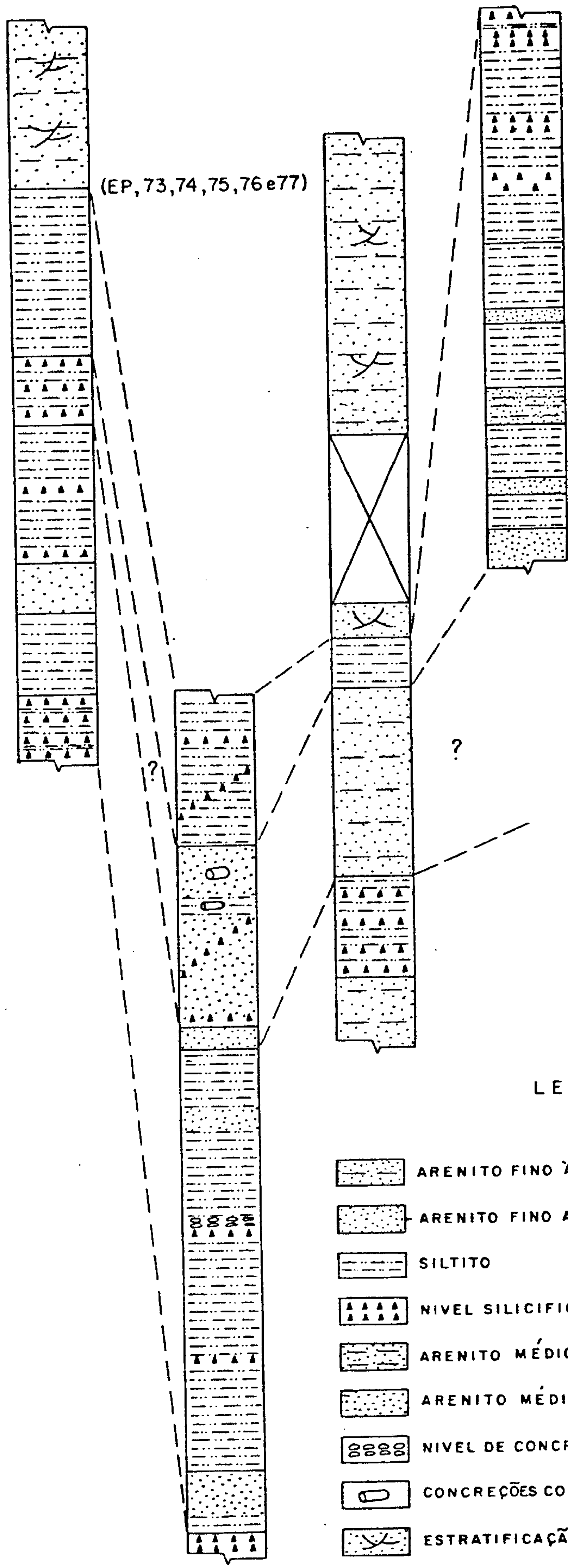
500 m

480 m

479 m

467 m

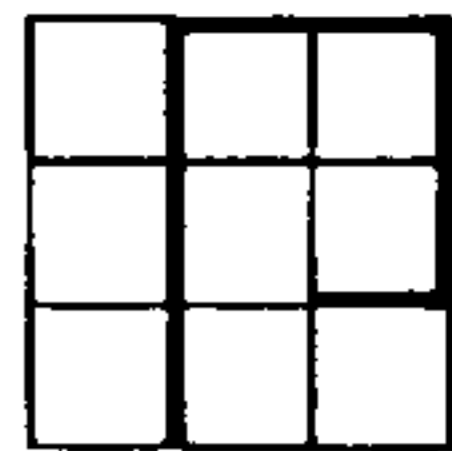
(EP, 73, 74, 75, 76 e 77)



## LEGENDA

- ARENITO FINO À MÉDIO C/ MATRIZ ARGILOSA
- ARENITO FINO A MÉDIO
- SILTITO
- NIVEL SILICIFICADO
- ARENITO MÉDIO C/ MATRIZ ARGILOSA
- ARENITO MÉDIO
- NIVEL DE CONCREÇÕES CONCÊNTRICAS
- CONCREÇÕES CONCÊNTRICAS ARREDONDADAS
- ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA

Fig. Nº 45 - Perfis estratigráficos da Formação Pedra de Fogo



das camadas basais da formação, funcionando no mapeamento como camada-guia devido à sua grande extensão areal. Os afloramentos ocorrem exclusivamente na escarpa. No fundo dos vales, até a primeira ruptura de pendente, já começam a aparecer as camadas de arenitos pertencentes à Formação Piauí (foto nº 57).

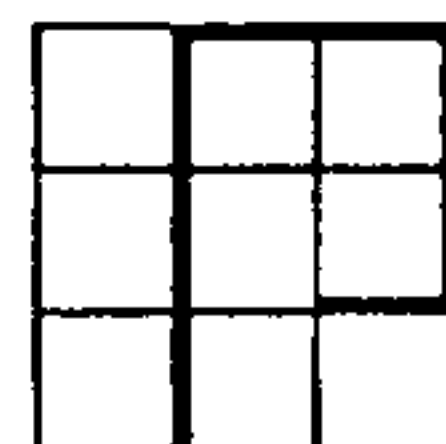
A NW de Lizarda, devido ao intenso dissecamento dessa superfície, estão englobados os arenitos da Formação Piauí na limitação da Formação Pedra do Fogo.

Sobrepostas ao platô, em muitos locais, ocorrem mesas alongadas, constituindo resquícios erosivos, onde afloram as unidades mais superiores da formação.

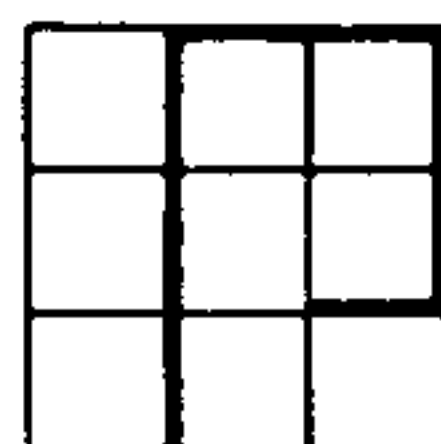
A SW de Salto, até o limite sul da formação, já na Folha de Ponte Alta, o platô perde sua continuidade e as unidades são representadas por morros testemunhas alongados e descontínuos.

O contato da Formação Pedra de Fogo com a Formação Sambaiba é discordante. Na maioria dos locais, este contato é encoberto por colúvios arenosos, provenientes do retrabalhamento dos solos dos arenitos Sambaiba.

Não há variação lateral de fácies na Formação Pedra de Fogo. O que foi observado nas seções realizadas foram variações de cor, que estão na dependência da oxidação de minerais ferrosos e posição topográfica.



A idade da Formação está baseada na presença de troncos silicificados de Psaronius que a colocam no Permiano. Foram encontrados também troncos silicificados de Tiетеia, fósil característico no Permiano da Bacia do Paraná.



6.11

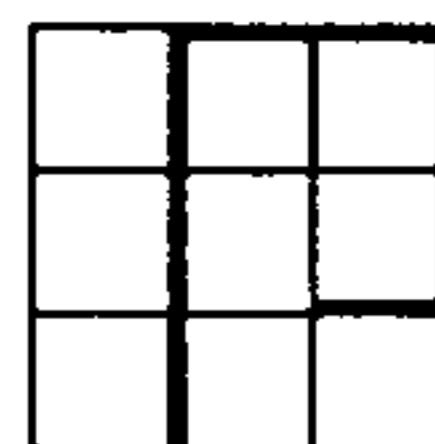
## JURÁSSICO-CRETÁCEO - FORMAÇÃO SAMBAÍBA

O termo Sambaíba foi usado pela primeira vez por Plumer (1946) para caracterizar os arenitos que constituíam o membro superior da Formação Melancieiras. Campbell (1949) incluiu os arenitos Sambaíba como membro de sua Formação Pastos Bons. Mesner e Wooldridge (1962) elevaram à categoria de formação, sobreposta à Formação Pastos Bons de Campbell. Northfleet e Neves (1966) conservaram esta denominação, o que também é observado no presente trabalho.

A Formação Sambaíba é constituída exclusivamente por arenitos terrígenos com ocorrência de grãos arredondados e foscos e estratificação cruzada típica de deposição eólica.

Compõe-se de duas unidades, a inferior representada por arenito rosa claro, esbranquiçado, granulação fina, grãos subarredondados e arredondados, com uma fração média de grãos arredondados e foscos, caulínico e estratificação laminar e cruzada no topo. A unidade superior é constituída por arenito vermelho, granulação fina a média, grãos subarredondados a arredondados, medianamente classificados, matriz argilosa e estratificação cruzada.

Em microscópio apresentam uma composição de 70 a 80% de quartzo, 10 a 30% de matriz argilosa, 0 (zero) a 10% de óxido de ferro disseminado e, como minerais acessórios, turmalina e rutilo acicular incluso no quartzo. O quartzo apresenta granulometria variando de areia grossa até areia muito fina. A fração granulométrica maior apresenta grãos bem arredondados com esfericidade alta. Na fração menor os grãos são subarredondados e subangulares.



"O fino nível conglomerático com grânulos de quartzo e seixos de silex na base da formação", referidos por Northleet e Neves (1966), não foi observado no presente trabalho.

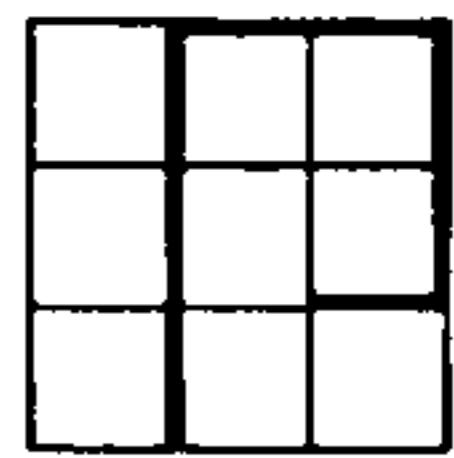
Sua espessura máxima é de aproximadamente 100 metros na Folha de Lizarda e de 30 metros na Folha de Ponte Alta do Norte.

Seus afloramentos estão representados por "morros testemunhos", capeados por rochas básicas nas imediações de Lizarda. Próximo à fazenda Ponte da Serra, o basalto deixa de existir, talvez caracterizando seu adelgaçamento para o sul.

"Os morros testemunhos" ocorrem dentro de extensas áreas, com topografia suave ondulada, recobertos por sedimentos arenosos coluviais. Estes sedimentos são provenientes do retrabalhamento eólico sobre o solo desenvolvido pelo arenito, dando origem a perfis com horizontes decapitados (horizontes A e B).

Localiza-se predominantemente na Folha de Lizarda, a nordeste da cidade homônica e a sul em uma estreita faixa E-W, que inflete para o sul, próximo à localidade de Salto, continuando até a Folha de Ponte Alta do Norte.

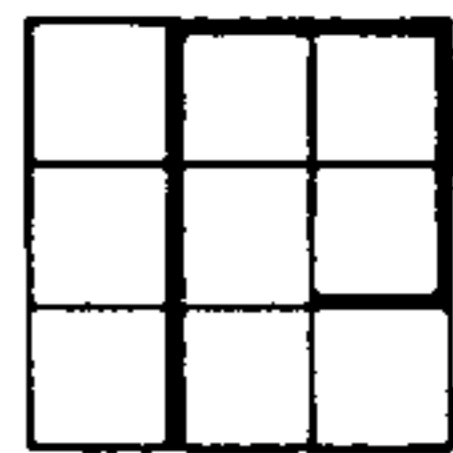
O contato superior é discordante com o basalto. Próximo ao contato com o basalto, o arenito apresenta-se endurecido devido ao efeito térmico provocado pelo derrame. À medida que se dirigem para o sul, as camadas arenosas tornam-se menos individualizadas e confundem-se com os leitos inferiores da Formação Urucuia, sendo então direto o seu contato, sem a presença das camadas basálticas.



O comportamento litológico, na área mapeada, é homogêneo, não havendo variações de fácies na formação.

Não foram encontrados fósseis na formação. A bibliografia consultada também não faz referência a eles, portanto, seu posicionamento cronoestratigráfico, jurássico-cretáceo, deve ser referido pela idade de suas unidades inferior (Motuca) e superior (basalto), que apresentam datações baseadas em fósseis (peixes, ostracóides e estherias) e geocronologia (125 m.a.), respectivamente.





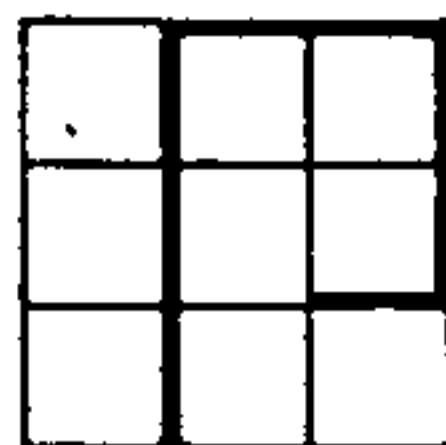
## 6.12 CRETÁCEO INFERIOR

### 6.12.1 Basaltos

Quem primeiro, segundo Northfleet e Neves, mencionou a ocorrência de rochas básicas na área mapeada foi Anderson (1960) que, no entanto, considerou-as de caráter intrusivo. Posteriormente, Moore (1963-1964b), mapeando em reconhecimento tal área, atribuiu ao basalto idade jurássica, por encontrá-lo abaixo da Formação Urucuia de idade cretácica. Finalmente, Northfleet e Neves (1966) colocaram-no em idade neo-cretácica, baseados em datações realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo, para os derrames da área de Grajaú, segundo Resende (1964).

São Rochas cinza-escuras e arroxeadas quando alteradas, textura porfirítica com fenocristais aciculares de plagioclásio de até 2,5 mm de comprimento. Ocorrem geralmente de compostas, com cores variegadas em marrom, roxo e lilás. Microscopicamente mostram 45% de plagioclásio (labradorita) em ripas com geminação albita perfeita, 30% de piroxênio (augita) em pequenos prismas alterando para clorita, 5% de olivina parcialmente cloritizada, 5% de clorita e 15% de opacos.

Sua estrutura em afloramento é constituída por 3 zonas: amigdalóide (vesicular), em geral no topo do derrame, disjunção colunar pouco desenvolvida na parte intermediária e vítrea, na base, em contato com o arenito Sambaíba. Em alguns locais, possui diques cortando a encaixante (arenito Sambaíba) da mesma composição da rocha regional. Apresenta às vezes tex



tura afanítica, dando como alteração, esfoliação esferoidal, constituindo blocos arredondados em superfície.

O solo resultante de sua decomposição é bastante ferruginoso é fértil, porém de pouca espessura (litosol).

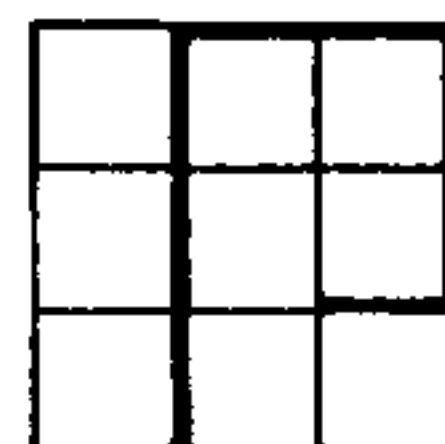
A espessura do basalto é bastante variável; quando sobre os "morros testemunhos" da Formação Sambaíba, possui de 5 a 25 metros de espessura e na região ao sul de Lizarda, onde forma escarpa, apresenta uma espessura de até 60 metros.

Sua ocorrência é restrita à Folha de Lizarda, a sul, nordeste e sudoeste da localidade homônima.

Afloram constituindo duas feições morfológicas bastante distintas: vertentes com encostas abruptas e em pequenas mesas, capeando os arenitos sotopostos, diferenciando-se destes pela vegetação mais desenvolvida e a formação de declives mais acentuadas. Esta ruptura de declive (cornija) é bem notória em fotografias aéreas de terrestres. (foto nº 58).

O contato entre o basalto e a Formação Urucua é discordante. Não se encontrou contato direto entre essas formações, este geralmente está encoberto pelos sedimentos arenosos provenientes do retrabalhamento dos solos da Formação Urucua.

O resultado da datação da amostra E-20 (Laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo) forneceu uma idade de 125 milhões de anos; pode-se, portanto, colocar o basalto no Cretáceo Inferior.



## 6.12.2 Cretáceo - Formação Areado

Riman (1917) foi quem introduziu o termo Formação Areado na literatura geológica.

Freyberg (1932) fez uma boa descrição das camadas da formação, chamando-a de Gonduwana. Todas as outras notas relatam apenas reconhecimentos sumários.

Posteriormente Barbosa (1963), Projeto Brasília, percorreu os itinerários de Freyberg e outros e dividiu a Formação Areado em três membros: Abaeté, Quiricó e Três Barras.

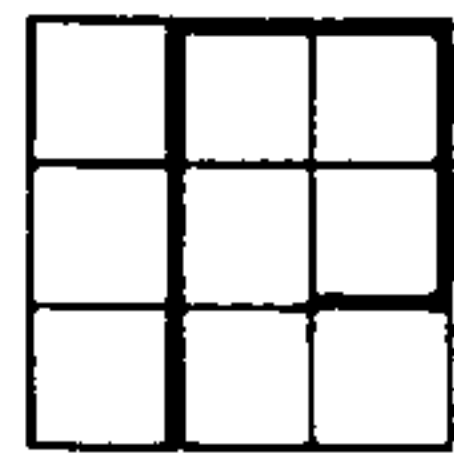
A Formação Areado compreende três unidades litológicas definidas através de poucas seções realizadas na Folha de Veredão.

A unidade superior é constituída por arenito fino, argiloso, passando gradativamente a siltito argiloso, avermelhado, micáceo e calcífero com finas intercalações de folhelhos e arenitos calcíferos.

Na base possui pequenas lentes de conglomerado polimicto, com matriz areno-argilosa e seixos de quartzo, quartzito, xisto e filito.

O conjunto possui espessura de aproximadamente 20m.

A unidade média é caracterizada por arenitos avermelhados, granulação muito fina a média, mal classificados, matriz argilosa, com presença de pedriscos e seixos esparsos de quartzo,



quartzito, arenito e siltito que variam de angulares a bem arredondados na base. A espessura total dessa unidade é de 16 metros.

A unidade inferior possui predominância de folhelhos sílticos e argilosos, com cores variegadas, físseis, com intercalações esparsas e pouco espessas de lâminas de calcita e arenito fino calcífero. Apresentam estrutura "cone-in-cone". Mais para a base possuem seixos esparsos. A espessura média da unidade é de 36m (fig. nº 46).

Segundo a composição de dois perfis estratigráficos, observados na Folha de Veredão, Estrada Corrente. Riacho Frio e cabeceira do riacho Buritirana até a barra deste com o riacho do Angico, calculou-se a espessura total aproximada de 76 metros para a formação.

Aflora de maneira descontínua do sul de Corrente para o norte, tendo pouca expressão areal.

Transgride sobre as rochas pré-cambrianas e paleozônicas, sendo sobreposta pela Formação Urucuia, provavelmente em discordância.

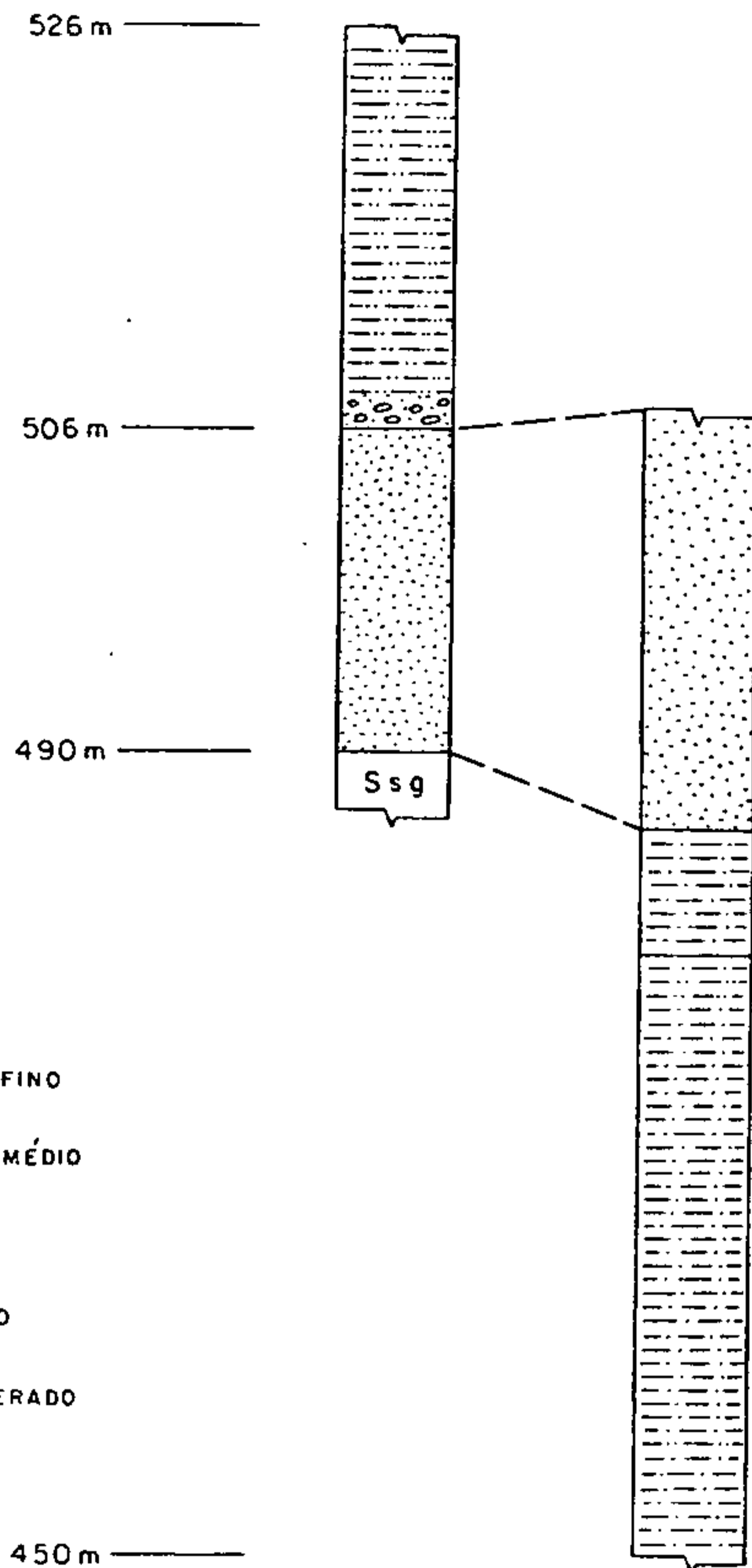
Predomina uma fácies pelítica (arenitos finos, siltitos e folhelhos) com variações ocasionais para fácies arenó-conglomeráticas.

Essa formação é fossilífera tendo sido encontrados afloramentos com "Estherias" em quase toda sua extensão.

# FORMAÇÃO AREADO

Rch. Boritirana  
Rch. do Angico  
(Bordo da Bacia)

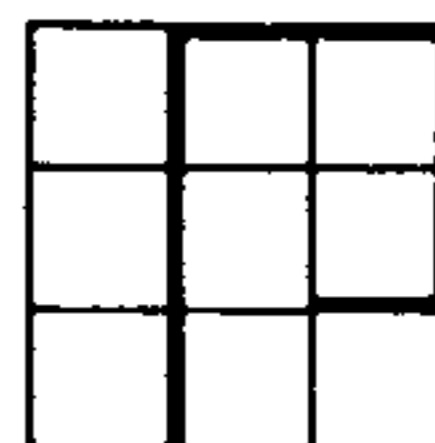
Est. Corrente  
Rch. Frio  
(Prox. Corrente)



## LEGENDA

-  ARENITO FINO
-  ARENITO MÉDIO
-  SILTITO
-  FOLHELHO
-  CONGLOMERADO

Fig. Nº 46 - Perfis estratigráficos da Formação Areado



### 6.11.3 Cretáceo - Formação Urucuia

Euzébio de Oliveira (1943) foi quem usou pela primeira vez a denominação de Formação Urucuia, para designar as camadas sedimentares que formam o chapadão de Urucuia no noroeste de Minas Gerais.

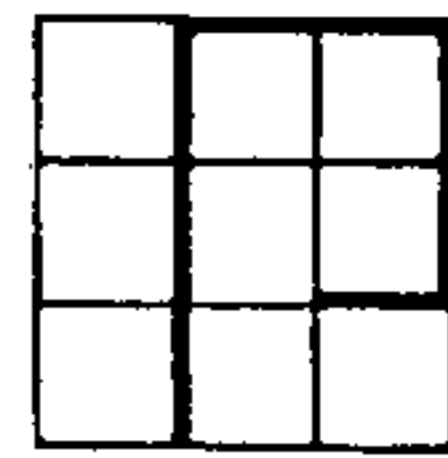
Muitos outros geólogos estudaram esses sedimentos desde o século passado; Lisboa (1914) chamou-os de "Camadas Itapicuru", Rego (1926) denominou-os de "Arenito das Chapadas", Anderson (1960), Mesuer e Wooldridge (1962) chamaram-nos de "Cretáceo Indiferenciado", etc.

Mais recentemente, Oliveira (1962) e Moore (1964) e Northfleet e Baeta (1966) estudaram a Formação Urucuia a sul da Bacia Mesozóica do Maranhão.

A Formação Urucuia é representada por uma sequência essencialmente arenosa, constituída do topo para a base:

- 30 metros - Arenito branco, granulação média, grãos arredondados e subarredondados, bem classificados e intensamente silicificados. A sul, na Folha de Dianópolis, não ocorre este arenito silicificado e sim um conglomerado com matriz argilo-arenosa e seixos e blocos de arenito silicificado, sílexitos e concreções de caolim com 10 a 20 metros de espessura.

- 90 metros - Arenito rosa e branco, caolínico, granulação média, grãos subarredondados e subangulares; bem classificado com estratificação cruzada na base e maciço no topo (fig. nº 59).



- 100 metros - Arenito vermelho, friável, granulação média a grosseira, grãos subangulares e angulares, com estratificação laminar e cruzada.

- 40 metros - Arenito caolínico, granulação média a grosseira, grãos subangulares e angulares, consistente, com níveis silicificados no topo e bancos esparsos de arenitos finos, duros e diaclasados.

- 80 metros - Arenito rosa, friável, granulação média a grosseira, grãos subarredondados e arredondados com estratificação laminar e cruzada.

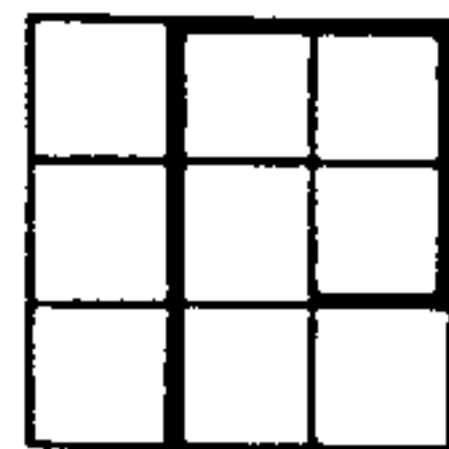
- 15 metros - Arenito marrom, granulação fina, bem classificado, intensamente lateritizado com estratificação laminar cruzada.

A espessura da Formação Urucuia é de aproximadamente 360 metros. Ocorre em cerca de 75% das rochas mesozóicas ocupando a porção sul e leste.

Constitui a formação superior da sequência mesozóica sendo seu contato inferior já descrito anteriormente.

Constitui uma fácies essencialmente arenosa, com variações locais a areno-argilosa.

Na área mapeada a Formação Urucuia não é fossilífera. Referências bibliográficas colocam-na como de idade cretácica em função de datações de restos de peixes e polens (Oliveira 1962).



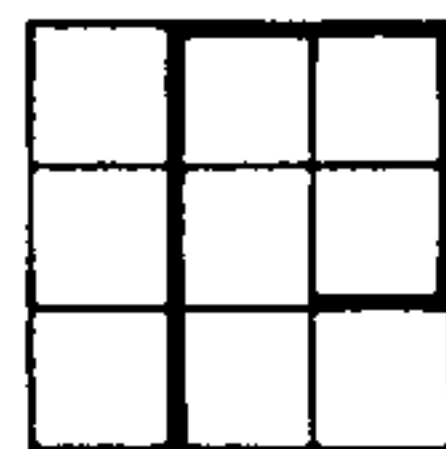
6.13

TERCIÁRIO QUATERNÁRIO - COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA

A cobertura detrito laterítica, já referida no capítulo Geomorfologia constitui uma superfície aplainada, bem caracterizada, a da serra do Carmo.

Compreende extensa área na Folha de Miracema do Norte e oeste da Folha de Lizarda. Para sul, na Folha de Porto Nacional, perde a sua individualidade, sendo representada por testemunhos recobre a Formação Pimenteiras, constituindo cangas com material detrítico, granulação variável e matriz terrosa intensamente limonitizada. Apresenta uma espessura em torno de 30 metros, com solos do tipo litosol.

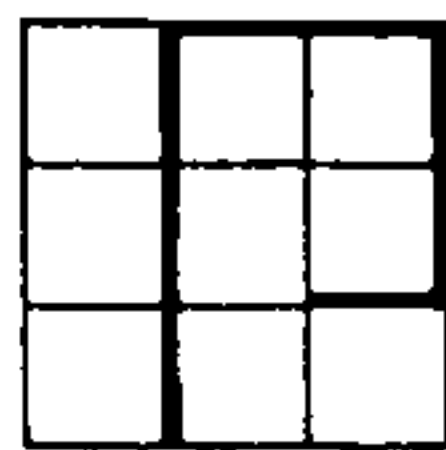




6.14

QUATERNÁRIO - AREIAS COLUVIAIS

As areias coluviais, também já referidas no capítulo Geomorfologia, possuem duas maneiras de ocorrência, na Folha de Miracema do Norte, a oeste do rio Tocantins; penetrando na Folha de Porto Nacional em forma de cunha, assentam-se sobre as Formações Pimenteiras e Cabeças e constituem colúvios arenosos endurecidos e com espessuras que chegam a atingir 20 metros; na Folha de Lizarda, em seu canto nordeste recobrem as rochas básicas, constituindo sedimentos arenosos não consolidados, possivelmente provenientes da Formação Urucuia sobreposta.

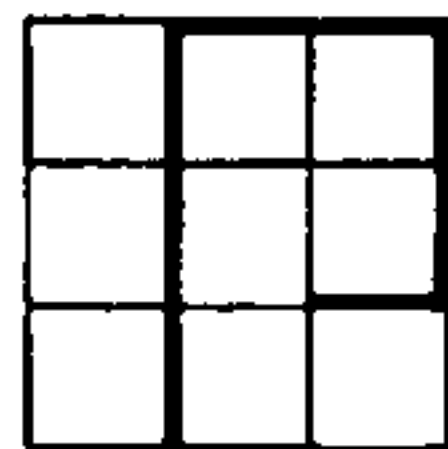


6.15

#### QUATERNÁRIO - ALUVIÕES

Os depósitos recentes (planícies aluviais) e antigos (terraços aluviais) aparecem principalmente ao longo dos rios Tocantins e do Sono, a partir de seu curso médio, Vermelho e na maioria dos tributários do rio Parnaíba. São constituídos por uma sedimentação detrítica, areno-argilosa com intercalações de leitos de cascalhos.

Na drenagem secundária nota-se, na Folha de Ponte Alta do Norte, uma planície aluvial ao longo do rio Novo.

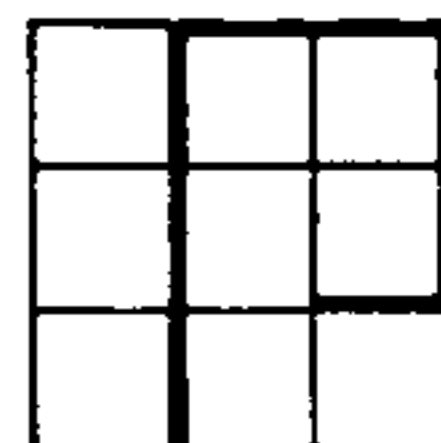


## 7. TECTÔNICA

### 7.1 UNIDADES TECTÔNICAS PRÉ-CAMBRIANAS

Considera-se como Unidade Tectônica uma determinada porção da crosta terrestre integrando um conjunto de elementos estruturais, regionais, definidores e característicos de sua história geológica em um determinado ciclo evolutivo.

Na área do Projeto LETOS foram reconhecidas as seguintes unidades tectônicas: Antéclise do São Francisco (ou Craton do São Francisco), Sinéclise da Bacia do Maranhão, Zona Pericratônica do São Francisco, Zona Miogeossinclinal, Zona Transicional Miogeossinclinal/Miogeanticlinal/Pericratônica da chapada Diamantina, -Zona Pericratônica do Alto Rio Pardo, Região de Dobramento de Goiás, Região de Dobramentos Pré-Espinhaço (anexo nº 5).



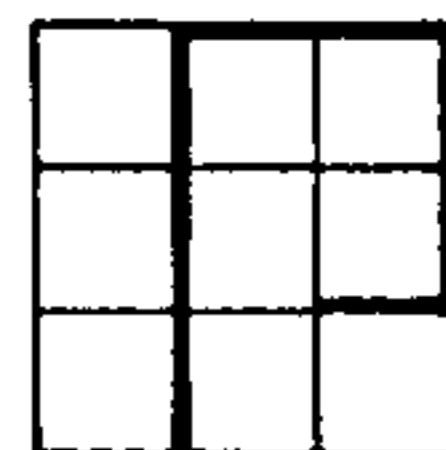
### 7.1.1 Antéclise do São Francisco

Também denominado Craton do São Francisco, constitui uma zona orogeneticamente estável a distorções lineares durante a evolução dos ciclos de sedimentações Espinhaço e Bambuí.

Seu arcabouço é formado por um embasamento Pré-Espinhaço, localmente aflorante em janelas erosivas, sendo mantido por Coberturas Tabulares de Plataforma do Pré-Cambriano Superior (Grupo Bambuí), Cretáceo (Formações Areado e Urucuia) e Terciário/Quaternário.

Sua individualização como Antéclise processou-se durante a Evolução do Super-Grupo Espinhaço, sob a forma de "Ante-País" ou "Externides", localmente servindo como porção emersa doadora de sedimentos para as calhas marginais. Após o término da deposição do Espinhaço Superior sofreu subsidência para receber uma vasta e pouco espessa sedimentação de plataforma (Grupo Bambuí, fácies cratônica), progressivamente mais jovem em direção ao seu núcleo, e com variações faciológicas entre membros carbonatados e pelíticos/silticos (q.v. item 6.2.6).

A zona cratônica pouco foi afetada por esforços tangenciais da periferia, com vergência em direção ao seu núcleo, responsáveis pela última fase de dobramento do Pré-Cambriano Superior. Sua cobertura mostra tão somente distorções locais, idiomórficas sob a forma de flexuramentos, arrastos ao longo de falhas normais de pequeno rejeito, dobras supradelgadas controladas por altos submersos de um paleo-relevo, ondulações, etc...



7.1.2

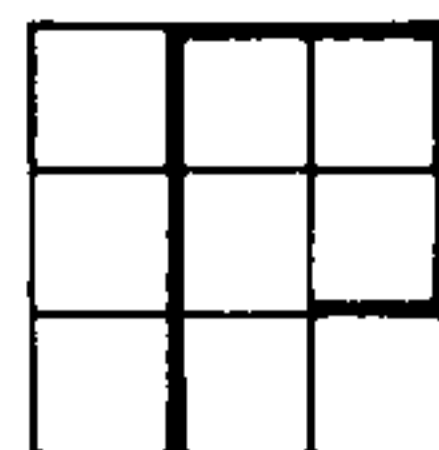
Zona Pericratônica do São Francisco

Na área do Projeto essa zona, quando não coberta pelo Cretáceo, desenvolve-se pela periferia do núcleo cratônico e noroeste (Folha de Dianópolis, Goiás), ao norte (Folhas de Barreiras, Ibipetuba e Itajuí) e a sudeste (Folhas de Guanambi e Monte Azul).

É caracterizada por um estilo de deformação intermediário entre o linear holomórfico da faixa miogéssinclinal norte e oriental e o idiomórfico. O holomorfismo da zona é tão acentuado em sua parte setentrional, a ponto de poder ser a mesma considerada como miogéssinclinal, em uma aparente associação com sedimentação flischoide.

Regionalmente, essa zona mostra dobramentos de primeira ordem com grande comprimento de onda e amplitude baixíssima, com alta penetratividade da foliação de plano axial direcionada periféricamente e com mergulhos divergentes ao núcleo estável, indicando uma vergência convergente ao mesmo núcleo.

As partes noroeste e setentrional são ocupadas apenas pelo Grupo Bambuí, enquanto que a zona a sudeste engloba formações dos Grupos Bambuí, Macaúbas e Espinhaço Superior, refletindo neste último setor uma individualização mais antiga que o núcleo cratônico. Pode-se, entretanto, adiantar que grande parte da zona pericratônica principiou sua formação como zona de subsidência logo após a fase orogenética do Espinhaço Médio.



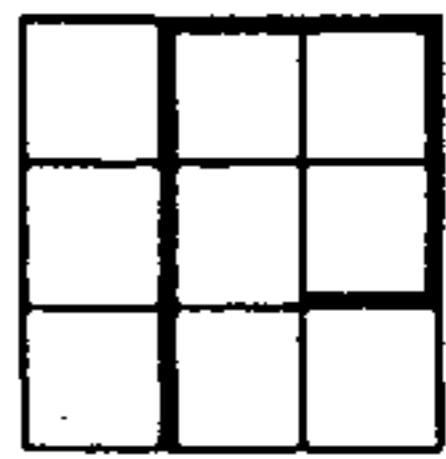
### 7.1.3 Zona Miogeossinclinal setentrional e oriental

Estruturada pelo Super-Grupo Espinhaço ao norte da zona pericratônica setentrional, Miganticlinório do Estreito-Boqueirão, serras de Santo Onofre e Macúbas (também denominada neste projeto, de Espinhaço propriamente dito, (exceto chapa da Diamantina), e Platô do Alto Rio Pardo.

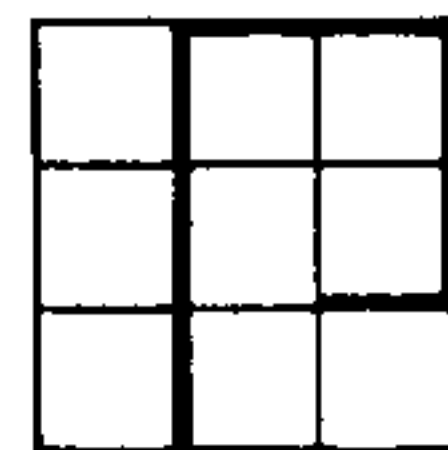
Com dois "trends" regionais de dobramento, um sub-meridiano na parte oriental e outro segundo N65E na parte setentrional, a faixa estrutura-se em um estilo holomórfico perfeito, com idiomorfismo provocado por redobramentos de direções não paralelas entre si. As formas estruturais maiores compõem grandes anticlinórios e sinclinórios, invertidos ou não, com dobras menores variando de abertas a isoclinais, de flexuramento ou cizalhante, cônicas ou cilíndricas, com um ou mais sistemas de foliação de alfuço, tipo "plano-axial".

O tecto-fácies desenvolvidos varia de sub-geanticlinal, nerítico, ao longo dos núcleos estáveis e emersos, para uma sedimentação orogenética, flischoide e rítmica. A sedimentação flischoide é progressivamente mais jovem em direção ao topo da coluna e em direção ao núcleo cratônico, resultando num vector tempo polarizado para um centro convergente e com gradiente variando de sub-vertical a horizontal.

A formação da calha miogeossinclinal principia com um vulcanismo ácido, característico de bordas siálicas em estágio de paraplataforma (geanticlinais do Paramirim e Monte Azul), bordas essas que, permanecendo emersas, serviram de origem da sedimentação clástica posterior. O capítulo seguinte pretende mostrar melhor o progresso dessa evolução (q.v.).



As principais feições disruptivas são constituídas por extensos sistemas de falhas com movimentações diversas durante a evolução do Miogeossinclíneo. O sistema de movimentos de acavamento está mais concentrados ao longo dos limites com as zonas geanticlinais, empurradas que foram de dobramento nas últimas fases de deformação do Espinhaço Superior causadores da inversão do relevo.



7.1.4

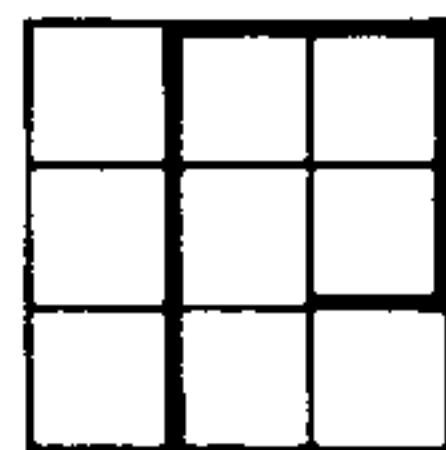
Zona Transicional da Chapada Diamantina

(Miogeossinclinal/Miogeossinclinal/Pericratônica)

A parte da chapada Diamantina dentro da área do projeto compreende uma unidade com estilo tectônico difícil de ser enquadrado em uma classificação simples. Enquanto que Ferreira (1970) a coloca em uma "Cobertura Dobrada" e Pflug et alii (1969) em uma zona miogeossinclinal, resolveu-se aqui adotar o termo "transicional" por melhor exprimir a feição regional. Como estilo de dobramento regional, o Super-Grupo Espinhaço exhibe na chapada a variedade linear holomórfica aberta, contrastando com a fachada, da faixa miogeossinclina descrita anteriormente. Esse fato, sem dúvida, reflete uma maior estabilidade relativa. A suite sedimentar, fracamente a não metamorfizada, estrutura-se dentro de sistemas abertos, sinclinais e anticlinais; com dobramentos apertados localizados nas proximidades de falhamentos longitudinais, desenvolvendo litotopos bastante variados, sendo notáveis as fácies nerítico, "off-shore", lagunares, aparecendo e desaparecendo ciclicamente durante a evolução dos três grupos estratigráficos. Não cabe dentro dos objetivos desse projeto a discussão dos ambientes peleogeográficos, considerando-se a escala e tempo utilizados em sua elaboração. Esse item pretende, simplesmente, apresentar o quadro geométrico geral com um ou dois "hints" especulativos.

O capítulo seguinte (8) resume a história evolutiva dessa zona tectônica, mostrando a sincronicidade dos eventos de cada lado ao Alto do Paramirim.





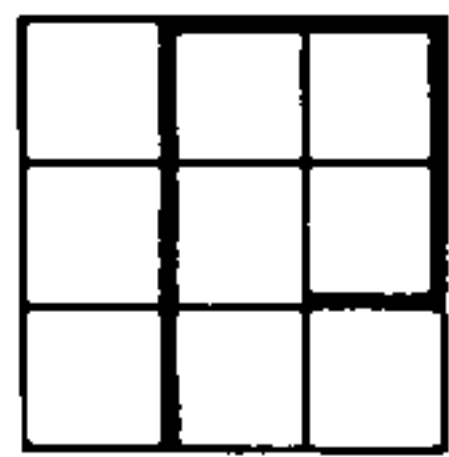
7.1.5

Zona Pericratônica da Chapada Diamantina

Corresponde ao litotopo do Grupo Una, individualizado após orogênese do Espinhaço Superior, o qual lhe serviu de embasamento.

Possui uma direção de deformação própria e quase ortogonal com a da zona transicional vizinha.

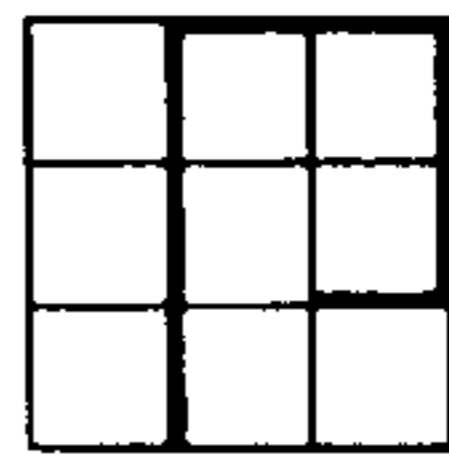
As distorções encontradas, na escala regional, foram produtos de tensões quase que inteiramente absorvidas pelo próprio Grupo Una, com pouca ou quase nenhuma propagação dos esforços para dentro das unidades vizinhas. Acredita-se que essas tensões originaram-se por movimentações vertical de blocos da infraestrutura do Super-Grupo Espinhaço, blocos esses que permaneceram relativamente rígidos durante a deformação da supra-estrutura do Grupo Una, reologicamente incompetente e susceptível de sofrer os efeitos apresentados.



7.1.6

Zona Pericratônica do Alto Rio Pardo

Compreende o domínio do Grupo Macúbas a leste da serra do Espinhaço, em pequeno trecho da Folha de Monte Azul. Devido à extensão restrita do mesmo, sua classificação é bastante provisória e permanece sem maiores comentários que os já apresentados no capítulo 6.2.6.



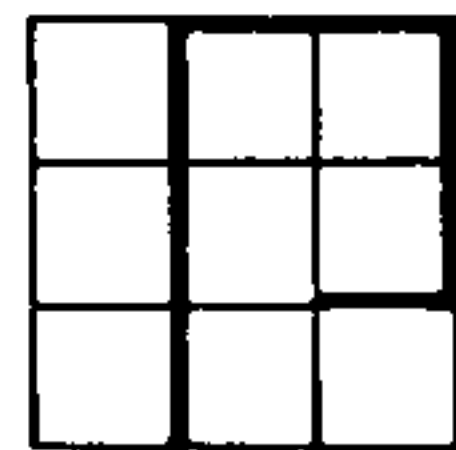
7.1.7

Região de Dobramentos Pré-Espinhaço

Como será visto no capítulo seguinte, o limite superior do Pré-Espinhaço marca um total transformação das condições da crosta siálica na área do projeto.

O Pré-Espinhaço em tempos Espinhaço e São Francisco, serviu de embasamento estruturador das unidades tectônicas já descritas, participando nas bordas das zonas miogeossinclinais dos dobramentos do Pré-Cambriano Superior. Excetuando-se essas zonas, onde essa associação foi linearizada, o comportamento tectônico foi regionalmente epirogenético (e não orogênico) nesse mesmo período.

Entretanto, ao recuar-se para os próprios tempos de formação do Pré-Espinhaço, nota-se que o mesmo é composto de várias sub-unidades, as quais, por possuírem uma íntima ligação entre feições geométricas e composicionais, não devem ser classificadas como unidades tectônicas no sentido aqui empregado. Dessa forma, o Pré-Espinhaço representa o resultado de uma estabilidade alcançada pelo longo desenvolvimento de suas unidades litológicas; os complexos metamórficos de xisto-verde, com formas irregulares, ramificantes e amebóides, envolvendo plutônios e migmatitos móveis a elas soldados. Nesse palco as cenas se processaram regidas por fenômenos metamórficos de pressão intermediária (xisto-verde, anfibolito e granulito), migmáticos, magmático plutônico (básico, ultrabásico, ácido e intermediário), magmático vulcânico (dominantemente básico), metamórfico de baixa pressão, tipo optálico, metamórfico dinâmico, enfim, uma gama de processos atuando em combinações das mais variadas e em diferentes escalas.

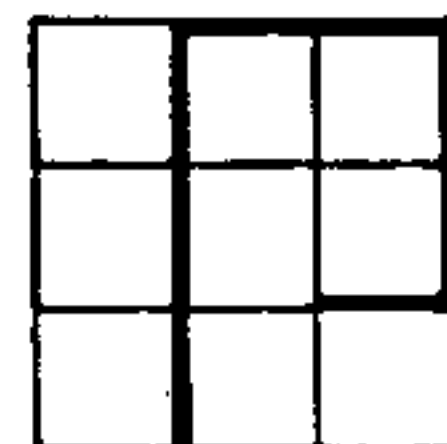


7.1.8

Região de Dobramentos de Goiás

Repetem-se aqui os mesmos traços evolutivos do Pré-Espinhaço para a Associação Basal de Goiás. Não obstante, foi colocada dentro dessa unidade tectônica restos de uma faixa miogeossinclinal do Pré-Cambriano Superior, com o Grupo Natividade (equiparado em tempo ao Super-Grupo Espinhaço) e o fácies miogeossinclinal do Grupo Bambuí.

Apesar da semelhança qualitativa (composicional) entre a Associação Basal e o Pré-Espinhaço, ressaltam-se na primeira, zonas mais extensas de metamorfismo mais alto e uma grande abundância de faixas de cataclasitos/filonitos.



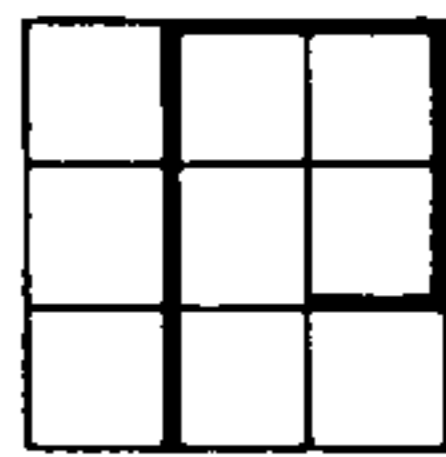
## 7.2 ANÁLISE PETROFÁBRICA MACROSCÓPICA

### 7.2.1 Espinhaço Ocidental

Com referência à fig. nº 47 os máximos e sub-máximos alinham-se segundo um grande círculo de simetria ( $\mathbb{N} \frac{g,b}{1}$ ) com polo em  $\mathbb{N} \frac{g,b}{1}$  este representando um eixo de dobramento com atitude 38º/58º. Verifica-se, também, que o Círculo  $\mathbb{N} \frac{g,b}{1}$  divide simetricamente o aglomerado semi-axial em torno do máximo da fig. nº 51B (polos de foliação do Espinhaço de Monte Azul). É evidente que o Círculo  $\mathbb{N} \frac{g,b}{1}$  representa um Círculo conjugado dos máximos e sub-máximos das foliações ao longo da serra do Espinhaço, cujo polo ( $\mathbb{N} \frac{g,b}{1}$ ) coincide com um eixo  $\beta_2$  responsável pela componente rotacional que provocou as deflexões nas atitudes do "trend" regional do Espinhaço, entre o Sul da Folha de Monte Azul, até o norte da Folha de Bom Jesus da Lapa, numa distância de mais de 350 km.

O exame dos diagramas de foliação do Super-Grupo Espinhaço nessas folhas e, mais para o norte, na Folha de Paratinga, revela ainda que, em relação ao mesmo elemento (foliação), a simetria é mais elevada nos trechos Folha de Guanambi e Bom Jesus da Lapa, embora as maiores concentrações (7%) por unidade de área se encontrem no Espinhaço de Monte Azul (figs. nºs 50A e 50B). Já na Folha de Paratinga as dispersões são bastante elevadas e as concentrações máximas as menores (2%). Esse panorama sinótico é o resultado de diferentes valores e variação na intensidade dos ângulos entre as foliações nos diversos trechos do Espinhaço.

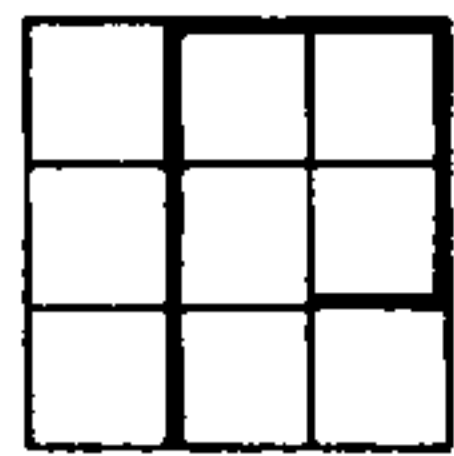
De sul para norte, nota-se que as foliações são



preferencialmente sub-paralelas até a Folha de Bom Jesus da Lapa, quando elas passam a desenvolver ângulos mais variados, em torno do "trend" regional, na Folha de Paratinga. O quadro geométrico reflete uma abertura das estruturas coesivas de sul para norte, consequência de uma atenuação gradativa da polaridade tectônica, mas acentuada no trecho meridional (vergência para W) até desaparecer por completo no trecho do Espinhaço de Paratinga (desde ao norte de Boquira, na Folha de Bom Jesus da Lapa).

É realmente notável a caracterização do eixo  $\eta_{1^{g,b}}$  que, geometricamente, constitui o polo do grande círculo  $\eta$  e, também, a interseção das três principais direções de foliação de Monte Azul ( $S_1^m$ ), Guanambi ( $S_1^g$ ), Bom Jesus da Lapa ( $S_1^b$ ), sendo que,  $S_1^g$  é, aproximadamente, o plano bi-setor das outras duas direções. A simetria sinótica desses elementos (fig. nº 47) é monoclínica, quase-ortorrômbica. Relativamente a esse elemento de simetria (foliação) e ao eixo  $\eta$ , o Super-Grupo Espinhaço constitui um megatectonito do tipo  $B_1 \wedge B_2$  (quase  $B_1 \perp B_2$ ).

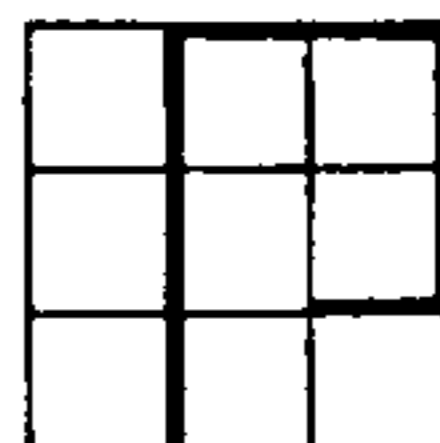
Por força da simetria,  $\beta_2$  representa a charneira torno da qual  $\beta_1$  ("Trend" regional) ondula ao longo de variações submeridianas. Justamente pelo efeito produzido por  $\beta_2$ , o eixo  $\beta_1$  não é marcante nos estereogramas. Dessa forma, não sendo possível deduzir as posições de  $\beta_1$  ao longo do Espinhaço (direção e plunge), melhor referir apenas à direção do plano  $A_1 B_1$  do elipsoide de deformação, onde ele está contido: os mergulhos deste plano também são difícies de precisar visto a simetria sinótica não ser ortorrômbica. Assim, o plano AB varia de N30N no trecho norte, com mergulhos preferen



ciais indeterminados para ESE e ENE. Ainda em relação ao plano AB, geometricamente, o eixo  $\beta_1$  aproxima-se do eixo  $B_1$  e o eixo  $\beta_2$  do eixo  $A_1$ , entretanto, dentro do quadro cinemático, o eixo  $\beta_2$  não corresponde a um eixo  $A_1$  de transporte tectônico de mesma "idade" de  $\beta_2 = B_1$ , e sim a um mais novo eixo  $B_2$ , concordante com  $A_1$ , que provoca deflexões, como já foi visto, do eixo  $B_1$ .

Essa rápida análise estrutural diz respeito ao quadro geral desenvolvido pela estrutura interna definida apenas por um elemento de simetria - foliação. Para que o quadro estivesse mais completo, seria preciso conjugar a estrutura interna com aquela dada pela composição das "formas" estruturais, por exemplo, dobras, ou melhor, distorções (mudanças de forma) externas do próprio acamamento. Entretanto, a distinção de superfícies  $S_0$ , primárias, são difíceis de serem verificadas visto às diversas transposições causadas pela foliação mais marcante. Os poucos dados obtidos, p.ex., na Folha de Paratinga (fig. nº 52A) permitem apenas inferir um dobramento aberto, assimétrico, talvez cilíndrico, em torno de um eixo regional com plunge suave para NNW.

Já em Monte Azul, a simetria quase-axial poderia tanto indicar dobramento linear-holomórfico, fechado a isoclinal revirado, com uma simples estruturação homoclinal com ondulações monoclinais. Os dados de campo apontam mais fortemente para o 2º caso, apesar de serem encontrados reviramentos de dobras (escala de afloramento) ao longo de superfícies de falhas inversas, direcionais).



A fig. nº 48A mostra de forma esquemática, o desenvolvimento espacial das superfícies preferenciais da foliação do Super-Grupo Espinhaço nas três folhas discutidas (os mergulhos foram acentuados para efeito de ilustração),  $\beta_1$  é o eixo principal do dobramento relativamente mais antigo que  $\beta_2$ . "m", "n" e "o" são possíveis posições do plano A, B, do elipsoide de deformação (strain) para o trecho x-y. A fig. nº 48B ilustra, para o trecho z-p, o plano  $A_1 C_1$  do elipsóide com as possíveis posições da tensão principal  $\sigma_1$  do elipsóide de tensões. A tensão intermediária  $\beta_2$  coincidem com a posição de  $\beta_1$ .

O plano  $\pi$  é figurado a partir de sua posição da fig. nº 47, com suas normais  $\beta_2$ .



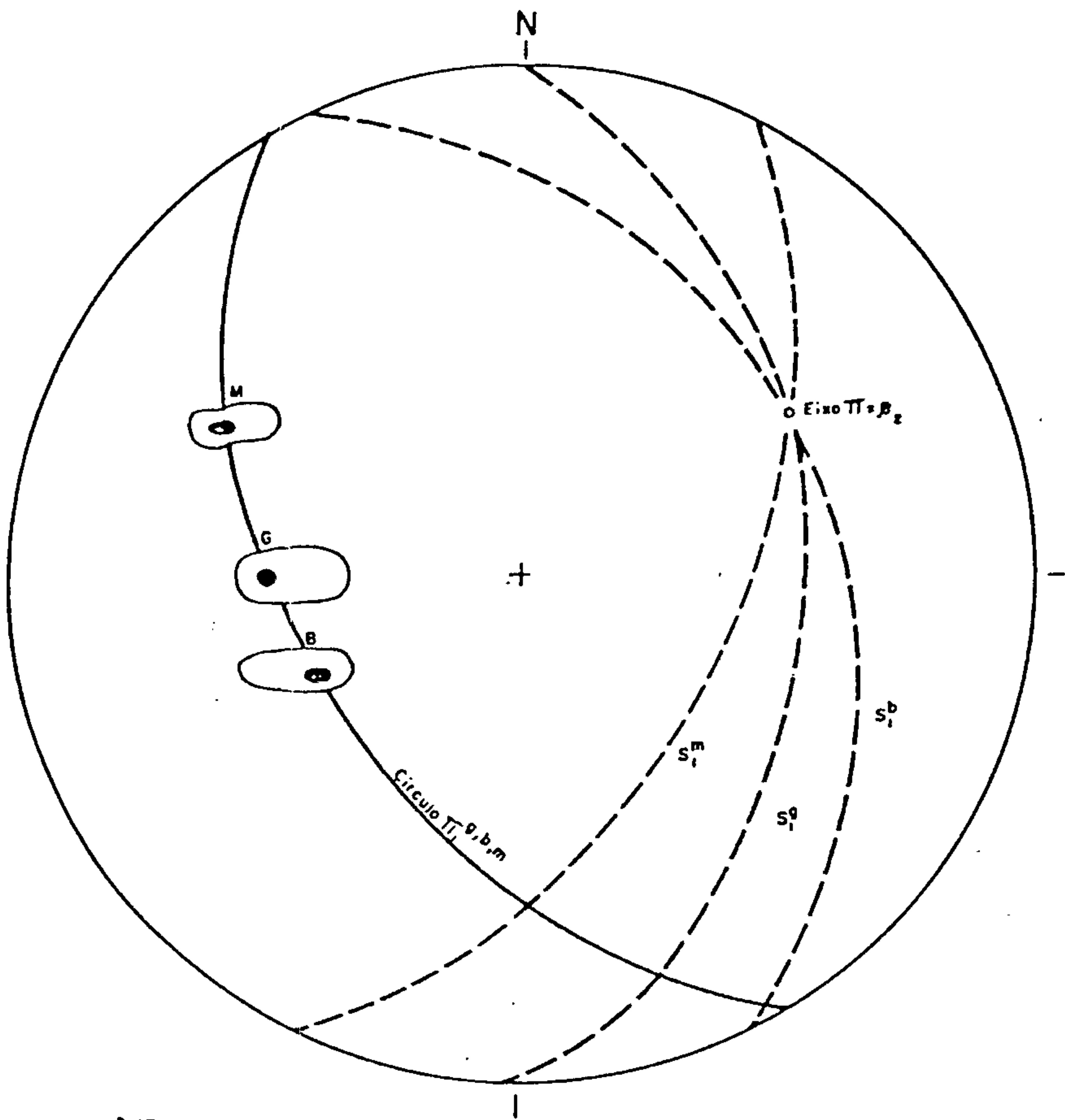


FIG. Nº 47

Diagrama sinótico onde estão representados os máximos e sub-máximos dos polos de foliação do S.G. Espinheiro das folhas, Monte Azul (M), Guanambi (G) e Bom Jesus do Lapa (B). Os grandes círculos S representam as divisões preferenciais da foliação e o plano  $\Pi$  o plano de simetria monoclinico.

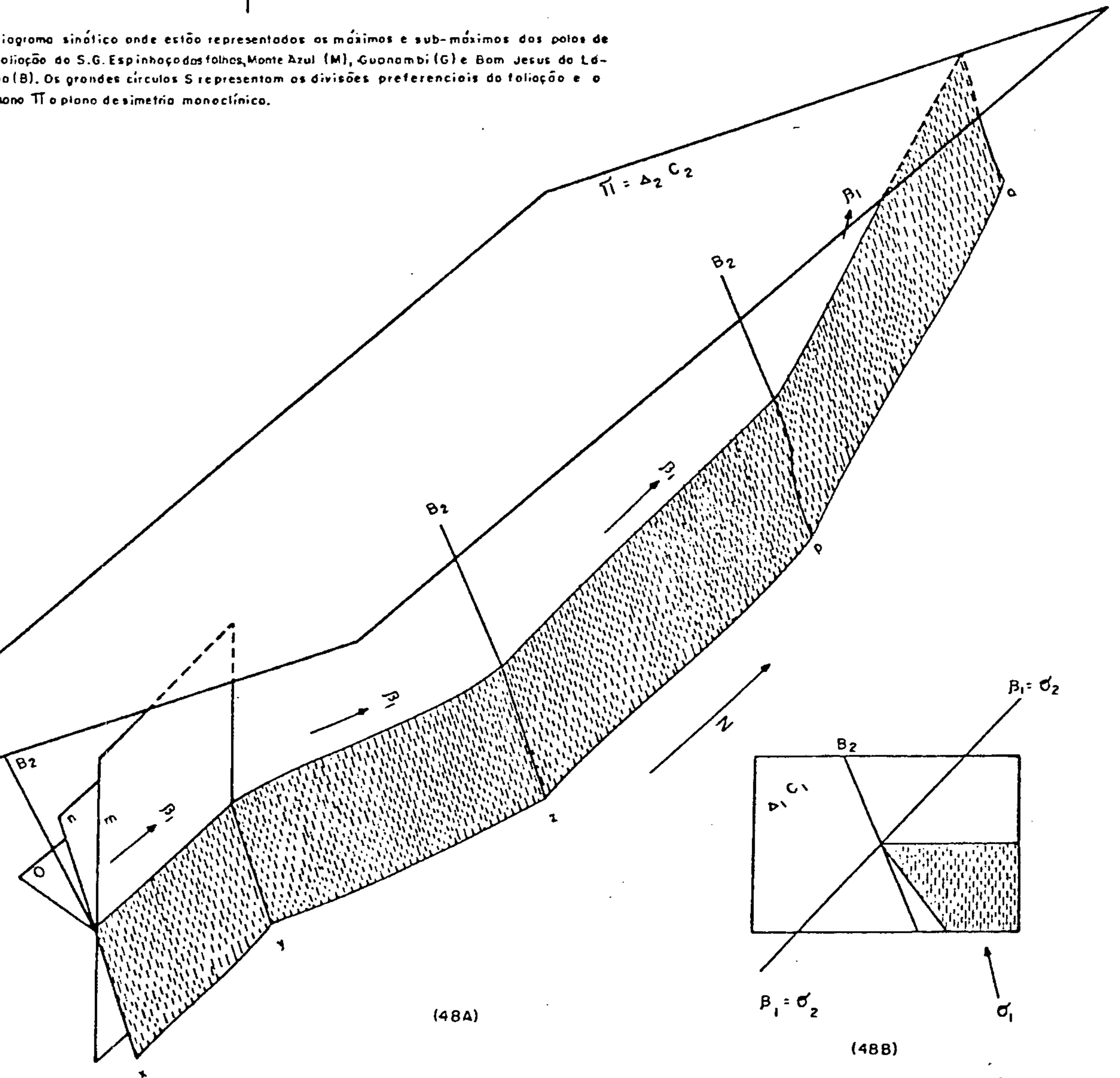


Fig. (nº 48) - Explicação no texto.

ACAMAMENTO

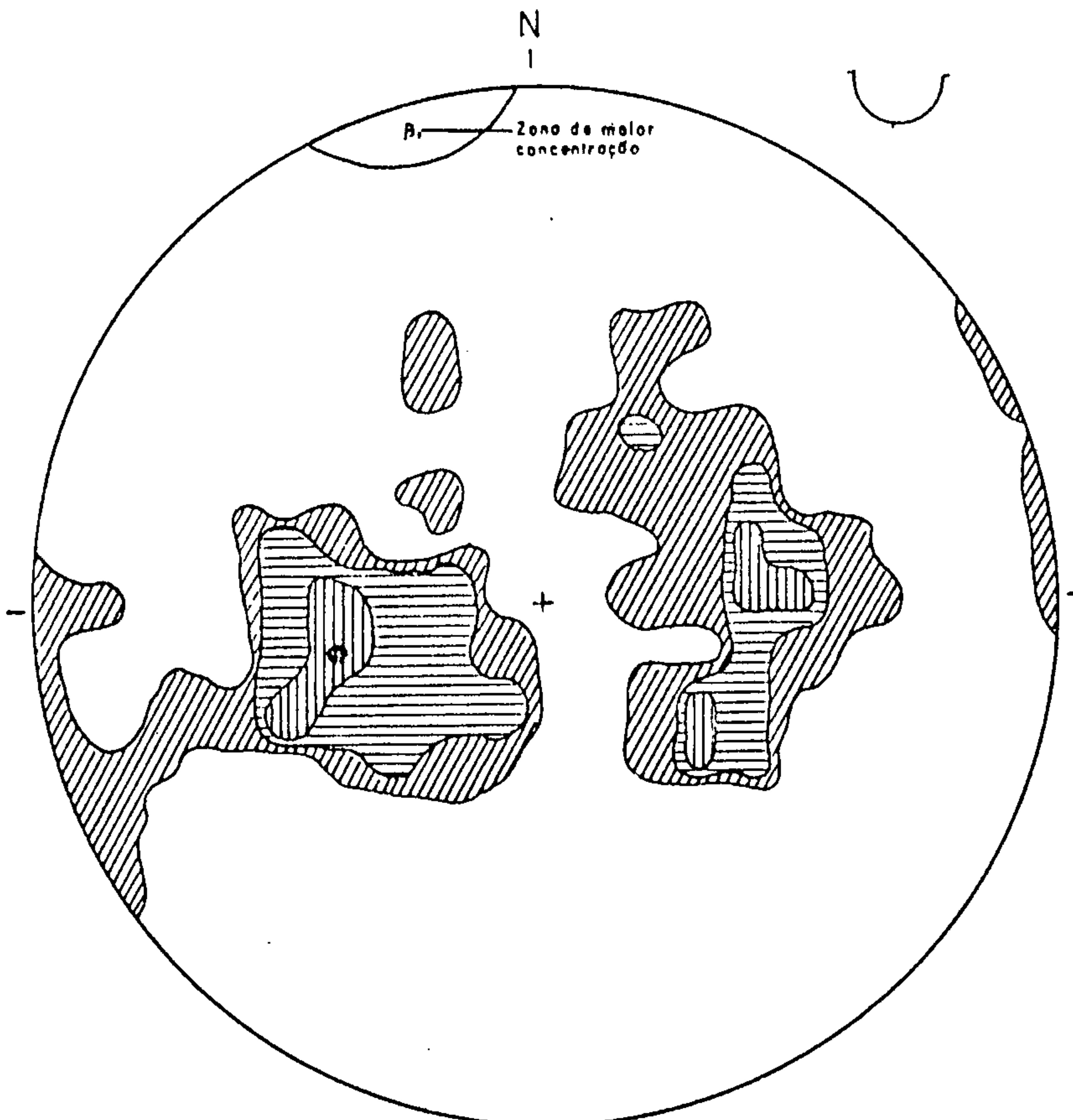


FIG: NR 49A

TOTAL: 247 PONTOS

SERRA DO ESPINHAÇO  
FOLHA: PARATINGA

CURVAS DE: 0,5%, 1%, 2%, 4% POR 1% DE ÁREA

FOLIAÇÃO

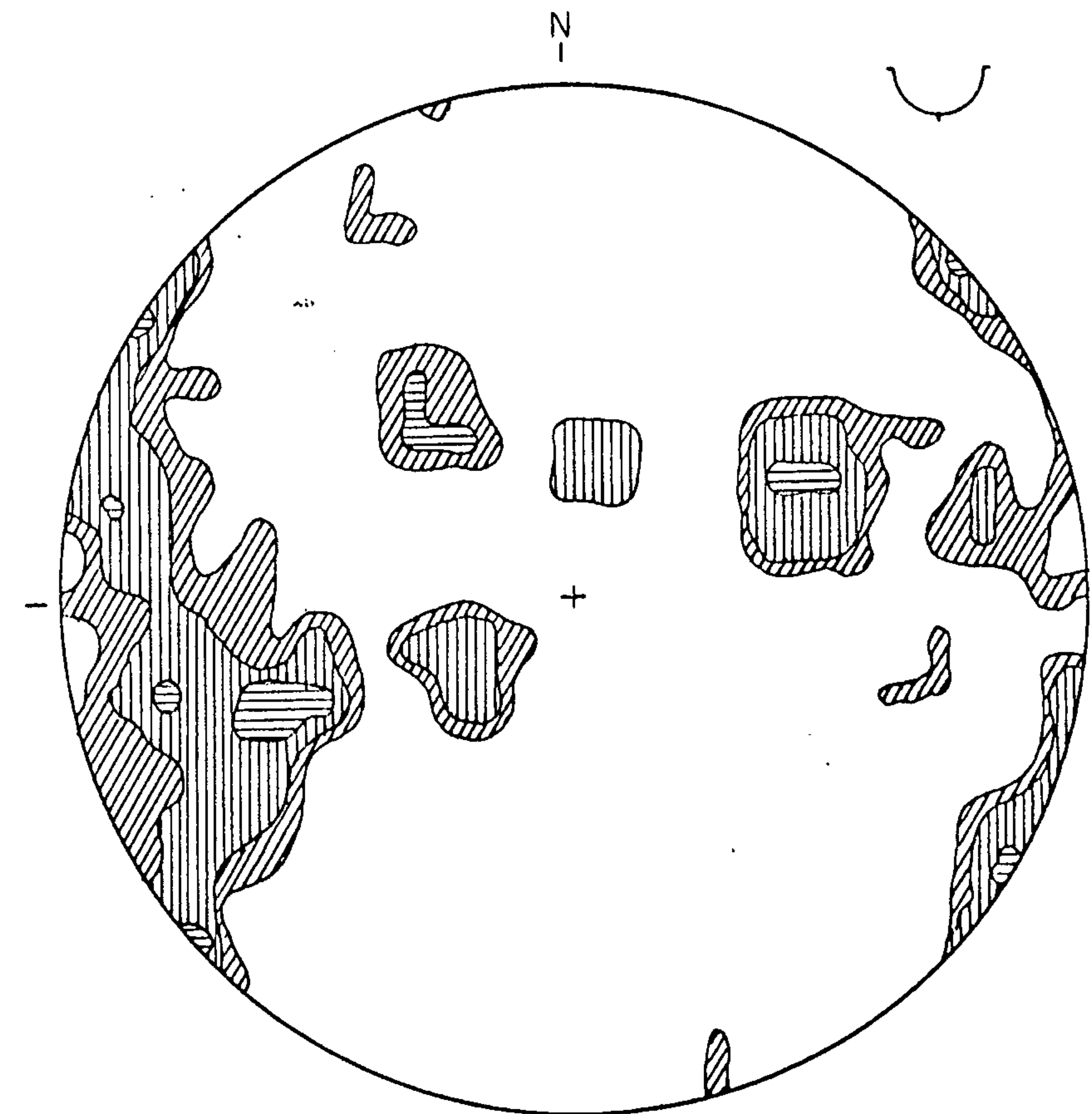
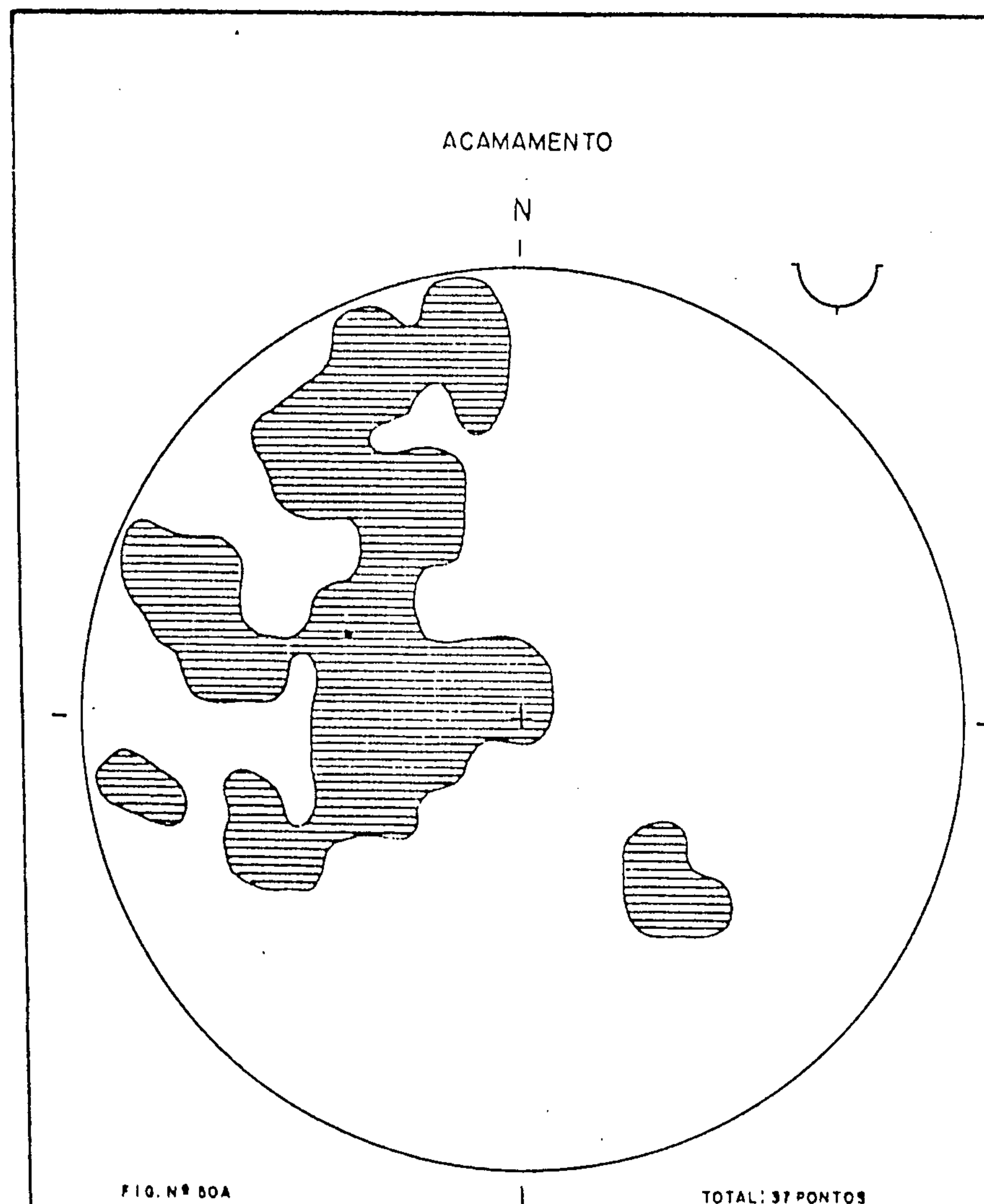


FIG: NR 49B

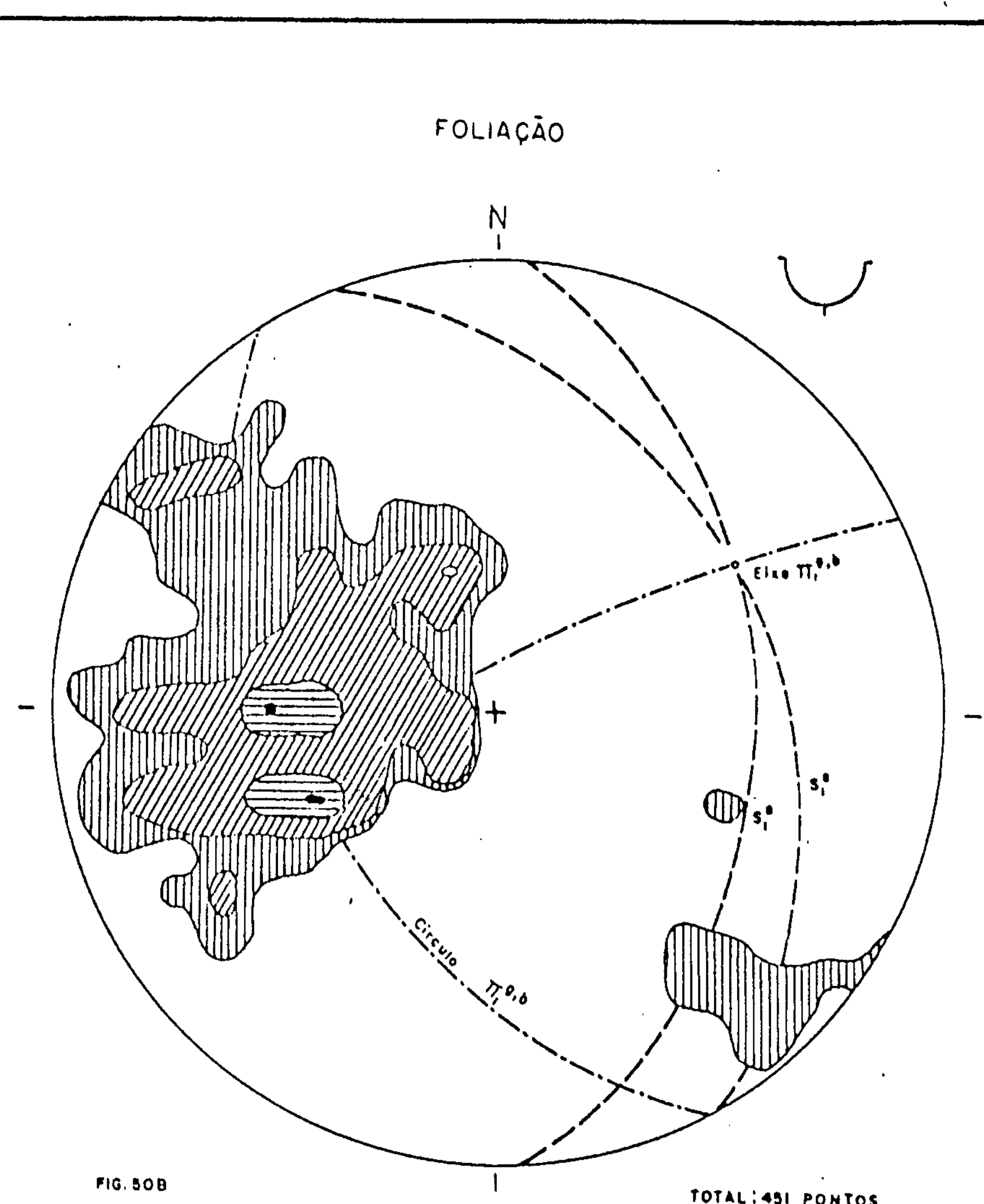
TOTAL: 187 PONTOS

SERRA DO ESPINHAÇO  
FOLHA: PARATINGA

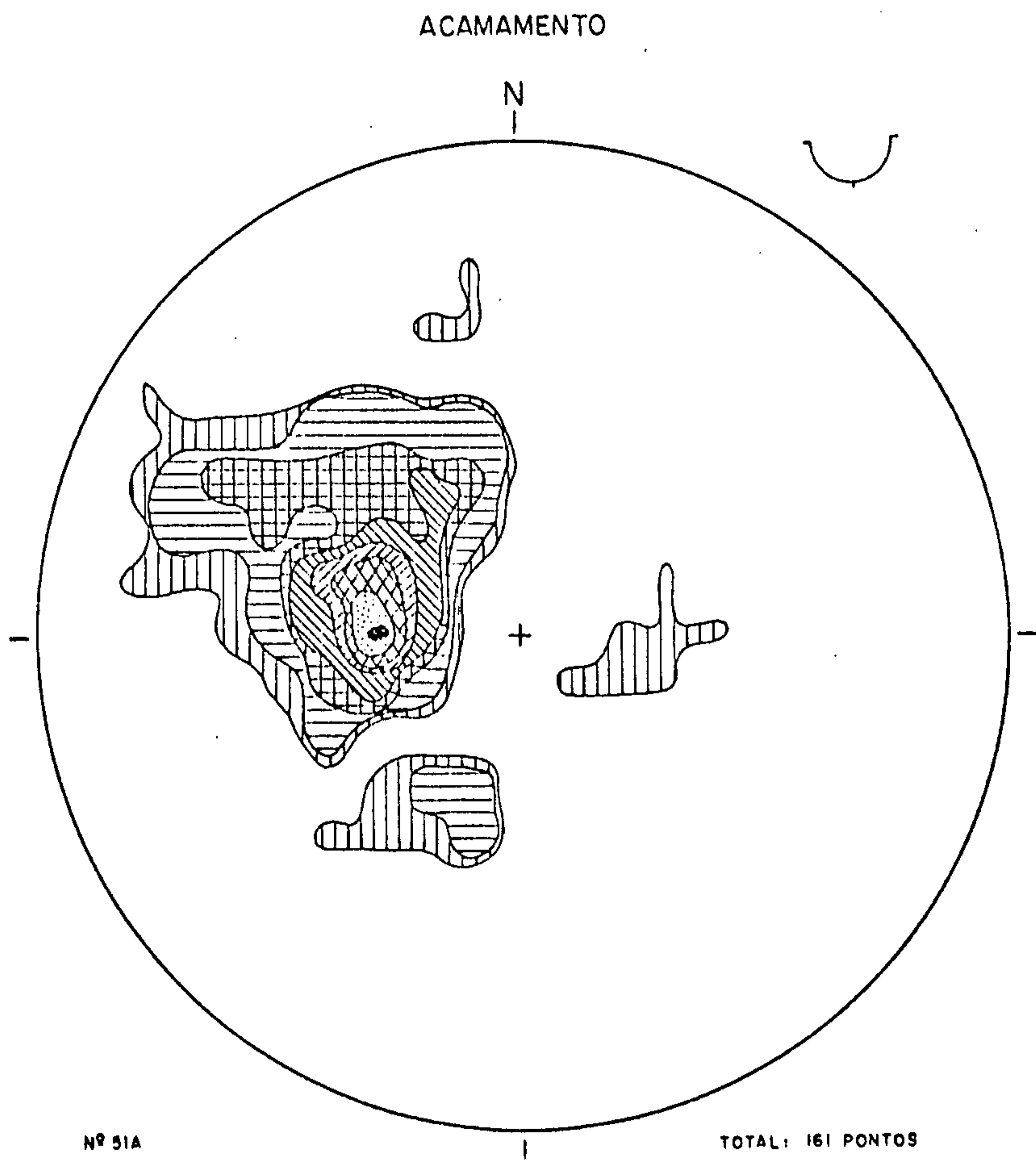
CURVAS DE: 0,5%, 1%, 2% POR 1% DE ÁREA.



SERRA DO ESPINHAÇO  
 FOLHAS : B. J. DA LAPA, GUANAMBI  
 CURVAS DE 1% POR 1% DE ÁREA

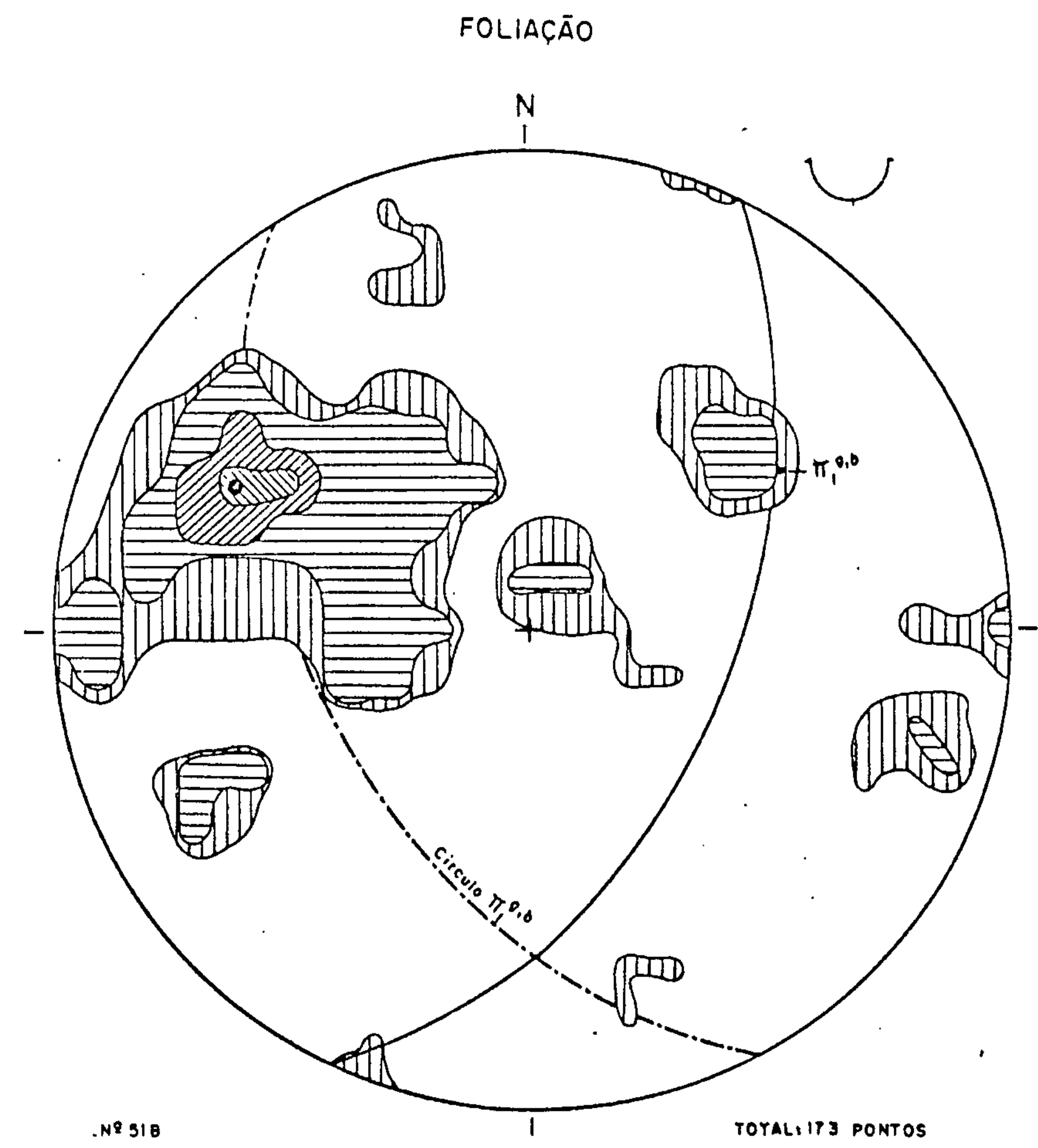


SERRA DO ESPINHAÇO  
 FOLHAS : B. J. DA LAPA, GUANAMBI  
 CURVAS DE: 0,5%, 1%, 2%, 5% POR 1% DE ÁREA



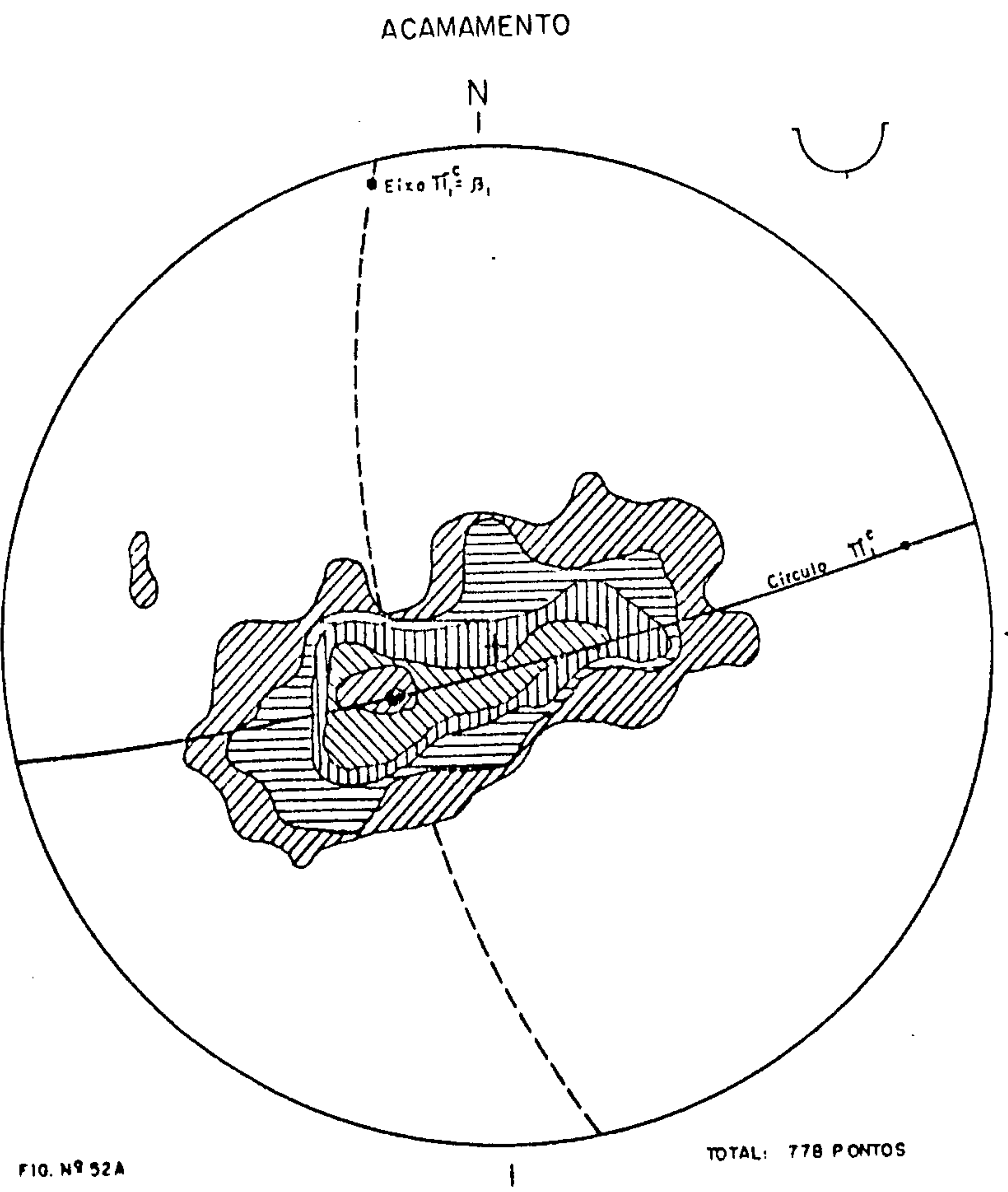
SERRA DO ESPINHAÇO  
FOLHA: MONTE AZUL

CURVAS DE: 0,5%; 1%; 2%; 3%; 5%; 7%; 8% POR 1% DE ÁREA.

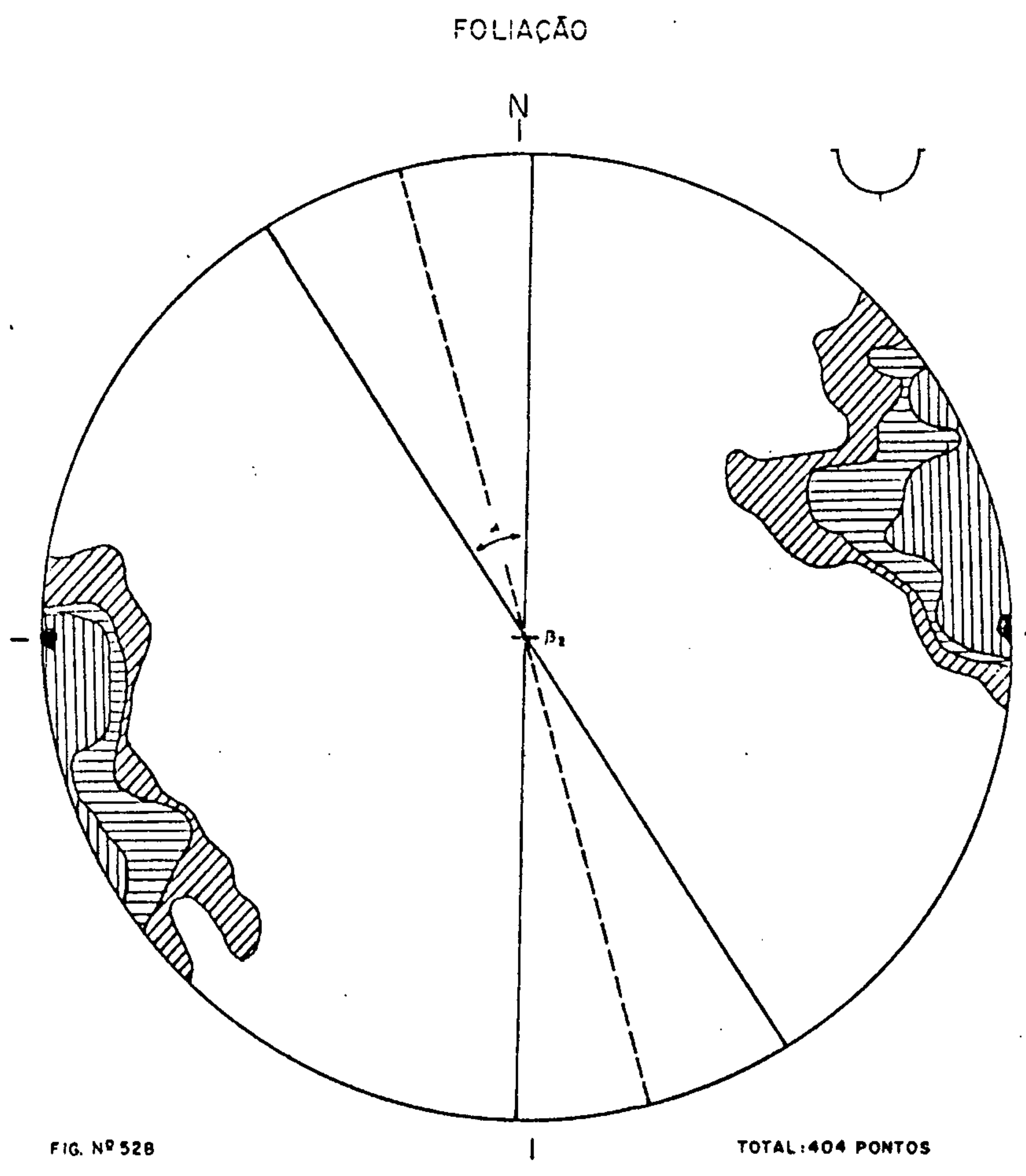


SERRA DO ESPINHAÇO  
FOLHA: MONTE AZUL

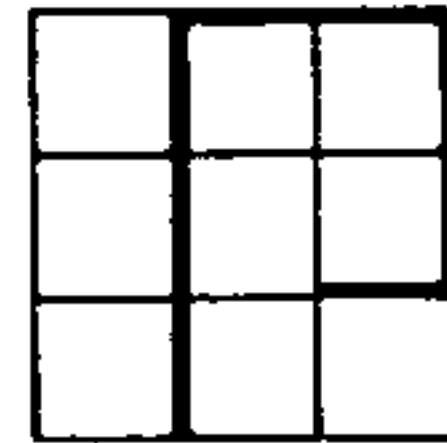
CURVAS DE: 0,5%; 1%; 3%; 5%; 7% POR 1% DE ÁREA.



CHAPADA DIAMANTINA  
 FOLHAS: BARRA, B. J. DA LAPA, PARATINGA  
 CURVAS DE: 0,5% : 1% : 2% : 3% : 4% : 6% POR 1% DE ÁREA.



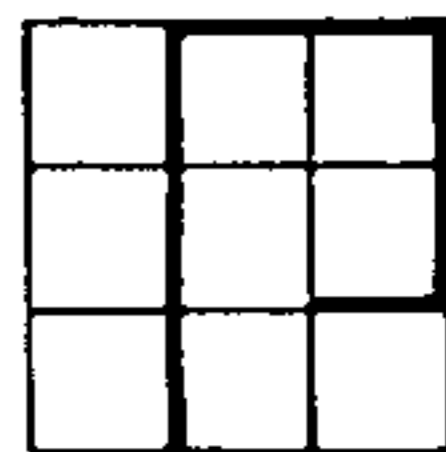
CHAPADA DIAMANTINA  
 FOLHAS: BARRA, B. J. DA LAPA, PARATINGA  
 CURVAS DE: 0,5% : 1% : 2% : 4% POR 1% DE ÁREA.



7.2.2

Chapada Diamantina

Os estereogramas de polos de foliação e acamamento (figs. nºs 52A e 52B) do Super-Grupo Espinhaço, no domínio da chapada Diamantina, refletem um tectotopo relativamente mais simples que do outro domínio. Os acamamentos constroem uma simetria monoclínica quase ortorrômbica, bastante acentuada pelo plano  $\pi^C_1$  e eixo de simetria  $\pi^C_1 =$  eixo de dobramento  $\beta_1$ . A "forma" estrutural do dobramento é linear, holomórfica, aberta, ligeiramente assimétrica. Já o quadro geométrico composto pela estrutura interna (no caso, utilizando o elemento foliação), apesar de indicar um dobramento holomórfico, apresenta uma simetria monoclinar de plano horizontal e eixo de simetria vertical ( $\beta_2$  da figura nº 52B). O eixo  $\beta_2$  pode representar intersecções regionais e sub-verticais de foliações de plano axial, convergentes nos fechamentos de dobras ligeiramente plungeantes, ou ondulações de planos axiais originalmente sub-paralelos. No primeiro caso  $\beta_2$  seria concordante com o eixo  $C_1$  do plano  $B_1 C_1$  do elipsóide de deformação. No segundo caso, o eixo  $\beta_2$  representaria um eixo  $B_2$  de geração posterior a  $\beta_1 = B_1$ . Acredita-se que os dois processos tenham estado presentes na região. Os planos axiais das dobras maiores parecem ter sofrido rotações em torno de ângulo " $\alpha$ " da fig. nº 52B, segundo uma charneira  $\beta_2$ , porém, é muito provável que exista um eixo de simetria próximo ao máximo da fig. nº 52A que seria a expressão geométrica das intersecções em C de foliações radiais.



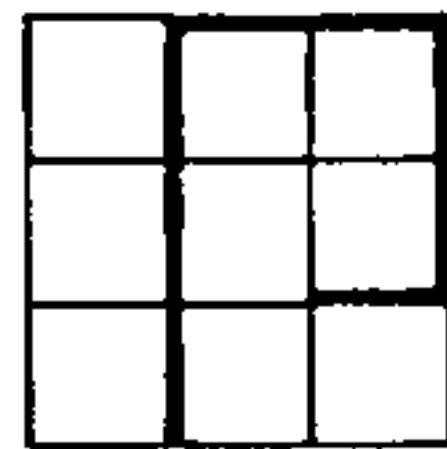
### 7.3 ESTRUTURAS DA BACIA DO MARANHÃO

#### 7.3.1 Estrutura Regional

A estrutura da porção sudoeste da bacia sedimentar do Maranhão pode ser descrita como um homoclinal com suaves ondulações e mergulhos muito baixos para o quadrante nordeste nas proximidades de suas bordas, adquirindo para o interior uma atitude praticamente horizontalizada.

Tal bacia foi, de modo geral, pouco afetada pela tectônica rígida a qual apenas ocasionou aqui e ali faixas de faturamento de gravidade com pequeno rejeito vertical. Essas faixas, nas folhas de Itacajá, Lizarda, Miracema do Norte e Porto Nacional, seguem um padrão que varia pouco em torno da direção norte-sul e são caracterizadas pela sua grande extensão, formando falhamentos escalonados e, por vezes, estruturas de tipo "horst" e "graben". Já nas folhas de Gurupi, Ponte Alta e Dianópolis o "trend" estrutural tanto no embasamento como no pacote sedimentar assume uma direção nitidamente NE-SW, apresentando faixas de grande largura com intenso cizalhamento naquelas rochas do complexo cristalino pré-cambriano e passando, a leste, a uma orientação NW.SE.

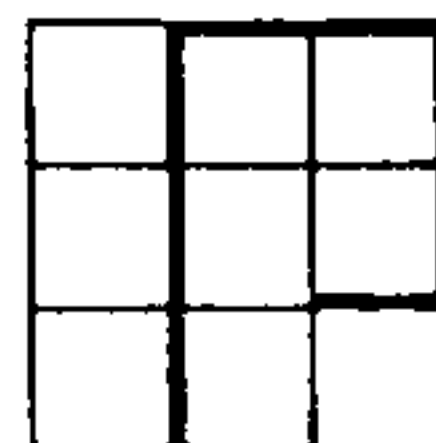
O mergulho regional dos sedimentos na borda da bacia é da ordem de 0,5 a 1° o que provoca uma sequência estratigráfica composta por faixas de formações com relativamente pouca largura. Tal foi mencionado, acarretando, nas folhas de Itacajá e Lizarda e também naquelas de Tasso Fragoso e Balsas, estudadas em caráter de fotointerpretação, largas faixas de exposição das Formações Piauí e Pedra de Fogo, esta última consti



tuindo extensos chapadões com escarpas abruptas e estratos perfeitamente horizontalizados (serra Geral e do Penitente).

Segundo Andrade (1972), suaves dobramentos locais de pequeno fechamento, formando anticlinais e domos, aparecem superimpostos à estrutura regional. Estas dobras resultam de esforços verticais ascendentes que levantaram cada uma separadamente ou também podem ter sido causadas por subsidência, na qual as cristas das dobras afundaram mais lentamente do que as áreas adjacentes (dobras de acomodação). A idade desses dobramentos é seguramente posterior à deposição da Formação Piauí.

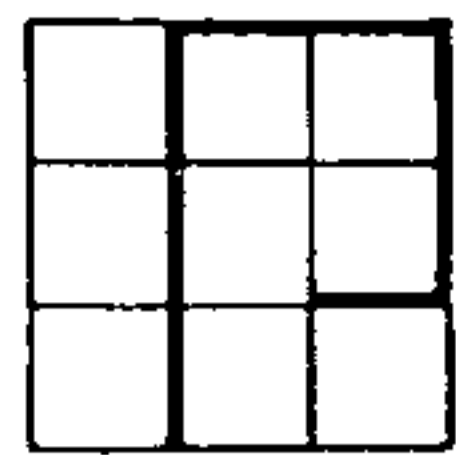




### 7.3.2 Estruturas Locais

Dentre os sistemas de fraturamento norte-sul cita-se aquele que passa pela cidade de Itacajá e que tem continuidade até às cabeceiras do ribeirão Aldeia, na quadrícula Lizarda-I, possuindo cerca de 120 km de extensão e atingindo as Formações Poti, Longã e Cabeças. Outro sistema semelhante, maior, desenvolve-se desde o extremo sudeste da quadrícula Lizarda-V até a região do alto curso do rio Vermelho, afluente do rio Manuel Alves Grande, tendo prosseguimento descontínuo até as proximidades da serra da Cangalha na quadrícula Itacajá-III. Possui mais de 150 km de extensão, atingindo as Formações Poti e Piauí e é responsável pela existência de uma série de estruturas de tipo "horst" e "grabens" do rio Vermelho e das Macaúbas, assim denominados em virtude do primeiro cortar o curso daquele rio e o segundo estar localizado na região denominada Macaúbas. Ambos situam-se no canto sudeste da quadrícula Itacajá-II e estão separados por uma estrutura de tipo "horst". Os rejeitos verticais são da ordem de 30 a 40 metros (Andrade, 1972). O "graben" de São Salvador, localizado na serra do mesmo nome (quadrícula Itacajá-V), apresenta rejeitos verticais da ordem de 30 a 50 metros (op.cit.). O sistema de "horst" e "graben" de Mansinha, situado no povoado homônimo, localiza-se nas quadrículas Lizarda II e V e próximo a ele acha-se outra estrutura, o "graben" do rio Monte Santo, na porção sudoeste da quadrícula Lizarda-V.

O terceiro e último grande sistema de fraturamento norte-sul corre aproximadamente ao longo do rio Tocantins, entre as quadrículas Miracema do Norte-III e Gurupi-III, tendo em seu terço norte um caráter bastante descontínuo e formando

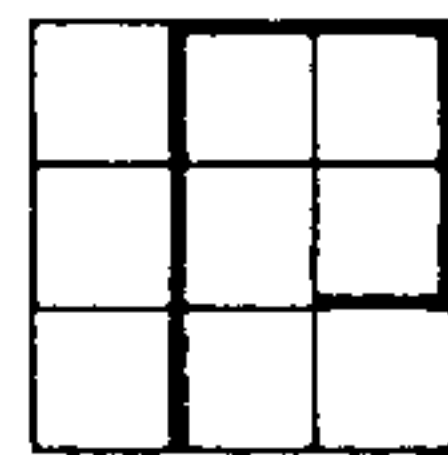


em sua porção principal um intrincado sistema de fraturamento, com blocos escalonados e estruturas de tipo "horst" e "graben".

Finalmente, cabe mencionar um pequeno aglomerado descontínuo de falhamentos escalonados de direção norte-sul que aparece entre o rio Caracol e as cabeceiras do rio Perdida, na parte oeste da quadrícula de Lizarda-V.

O maior sistema de fraturamento da área é indubiatamente aquele que corta as folhas de Gurupi, Dianópolis, Ponte Alta e Lizarda, perdendo-se para sul por debaixo de coberturas terciário-quadernárias e tendo provável continuidade para a Folha de Santa Filomena onde a fotointerpretação identificou uma sugestiva orientação da drenagem concordante com o "trend" estrutural.

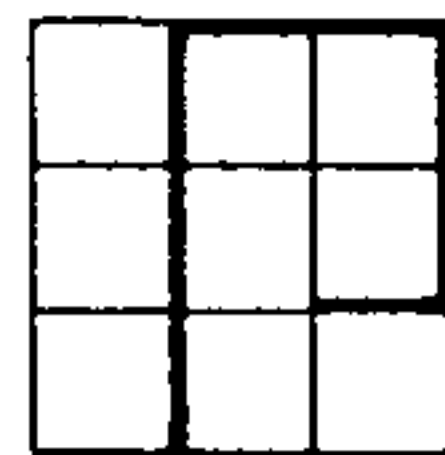
Tal fraturamento tem uma orientação NE-SW sendo a parte norte representada por uma única falha e a parte sul por uma faixa de falhamento com aproximadamente 50 km de largura, a qual atingiu e cataclasou intensamente as rochas do embasamento cristalino. As falhas que compõem este sistema desaparecem, em sua maior parte, por sob a cobertura cretácica. Realmente, na parte sudoeste do bloco mapeado (parte das folhas de Gurupi e Dianópolis) o embasamento pré-paleozóico mostra uma fechada malha de fraturamento que varia de uma direção SW-NE na parte ocidental até NW-SE na porção oriental e que desaparece debaixo dos sedimentos cretácicos. Decorre daí a possibilidade de aquela falha única, que representa o sistema em sua porção norte, constituir uma reativação posterior de uma falha maior que fazia parte do dito sistema. O conjunto todo tem, na área mapeada, numa extensão de aproximadamente 250 km.



Não foi verificada nenhuma interferência entre os sistemas norte-sul e NE-SW, não havendo, portanto, dados significativos sobre a idade relativa de ambos.

Falhamentos de direção aleatória, com pequena extensão, são observados nas porções norte e noroeste da Folha de Ponte Alta.

Uma estrutura circular causada, possivelmente, por intrusão ígnea não aflorante em superfície foi identificada na parte nordeste da folha de Itacajá (quadrícula Itacajá-III) constituindo o acidente geográfico denominado serra da Cangalha e interessando rochas pertencentes às Formações Piauí e Pedra de Fogo. Possui um sistema de fraturamento singular que proporciona, em sua parte externa uma estrutura de forma aproximadamente octogonal e com diâmetro de cerca de 10 km. Apresenta um sistema de diques circundantes, camadas com mergulho centrífugo cujo valor aumenta das bordas para o centro, drenagem de tipos anelar e radial centrífugo e tem uma expressão morfológica notável, possuindo sua estrutura central um desnível superior a 100 metros.



8. GEOLOGIA HISTÓRICA

8.1 PRÉ-CAMBRIANO

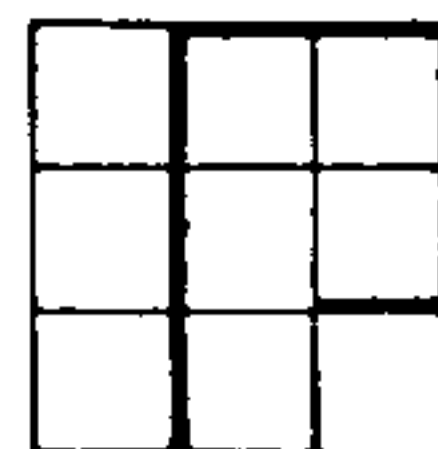
I. Período Prê-Espinhaço (anexo nº 6)

1. Tempos pré-geológicos até formação da crosta primária: domínio das suites máfico/ultramáficos. Estágios políciclicos de magmatismo vulcânico e plutônico - tectonismo e metamorfismo. Atmosfera rarefeita. Primeiras contribuições de vapor d'água juvenil.

2. Formação de pequenos núcleos crustais mais estáveis, crosta ainda predominante básica, dominando as contribuições simáticas e do manto superior. Continuam os processos pluto-vulcanogênicos.

3. Arcos de ilha mais bem individualizados. Vulcanismo básico. Aparecimento de pequenas e alongadas bacias de sedimentação vulcanogênica nos proto-oceanos. Atmosfera rica em vapor d'água oxigenada, devido ao bombardeamento intenso de raios ultravioletas sobre os vapores da superfície terrestre desprotegida da camada protetora de ozônio da estratosfera (em desenvolvimento).

Formação de proto-itabiritos através de contribuição vulcânica e vulcanoquímica, em menor proporção vulcano-clástica. Acompanham os processos as deposições de cherts, dolomitos e margas sílico-manganesíferas e carbonato-mangansíferas. Esses proto-sedimentos, após metamorfismo, iriam dar lugar aos proto-minérios de manganês (gonditos e queluzitos e cal



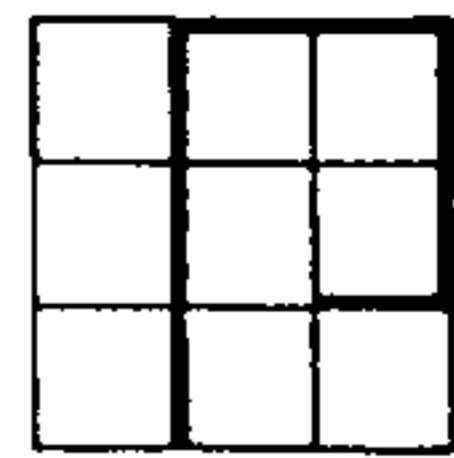
co-xistos granatíferos), itabiritos, metacherts (quartzitos puros), mármore dolomíticos, anfibolitos, intimamente associados com produtos metamórficos dos magmatitos básicos e básico/ultra básicos. Seria esse conjunto o responsável pelos "greentones".

Intrusões periódicas de complexos máfico-ultramáficos em zonas sub-vulcânicas. Mineralização de sulfetos de Ni-Cu nas intrusivas colocadas em ambientes de estabilidade suficiente para permitir diferenciação magmática (corpos estratiformes e pseudo-estratiformes). Serpentinização incipiente nesses corpos. Serpentinização e talcificação mais acentuada nos ambientes de maior instabilidade sinorogênica.

4. Importante etapa de metamorfismo regional, polifásico, acompanhado de intensa migmatização, metassomatismo ácido, intrusão de corpos diapíricos de composições tonalítica e adamelítica no núcleo de anticlinais e micro-anticlinórios (sinorogênicos). Intrusões mais tardias de plutonitos tonalíticos circunscritos e de plutonitos potássicos (graníticos e sieníticos).

Recorrência das mineralizações de sulfetos de Pb-Zn nos "greenstones" (tipo Boquira). Mineralização de ouro acompanhando filões de quartzo encaixados nas faixas cizalhadas dos "greenstones" de Dianópolis, em íntima associação com o "emplacement" dos complexos tonalíticos (diatexíticos e metatexíticos).

5. Os processos acima moldaram as formas ameboides típicas dos cinturões de rochas verdes do "Arqueano" brasileiro (e de outras partes do mundo).



Adiantado estado de "sialização" da crosta. Individualização de diversos núcleos com características reológicas de verdadeiro "Sial". Esses acontecimentos marcam o final do período Prê-Espinhaço.

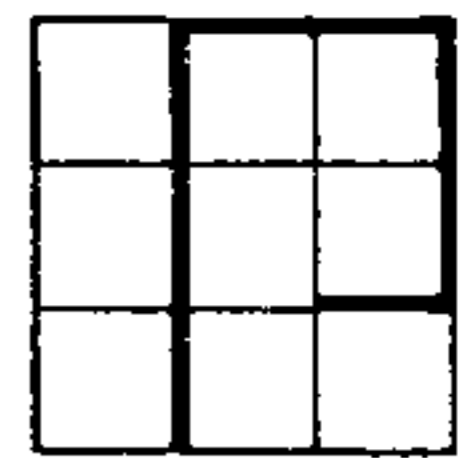
II. Período Espinhaço (ãnexo nº 6)

1. Reativação de antigas geoclases e aparecimento de novas "fraturas de Fundo", gerando faixas estreitas, lineares e elíticas, de subsidência acentuada. Individualização de unidades tectônicas positivas e negativas (altos estruturais e bacias de subsidência) com diferentes graus de estabilidade tectogenética. (Formação do Alto do Paramirim, Craton do São Francisco, Alto de Caculé, etc...).

2. Acompanhando o remodelamento geomórfico do Prê-Espinhaço, intensa fase de erupção de lavas ácidas originárias de refusão dos núcleos siálicos, ao longo das zonas fronteiriças de rutura das novas bacias. Princípio da formação da base do Grupo Espinhaço Inferior em um tectotopo peri-miogeossinclinal e peri-miogeanticlinal, com deposição de quartzo-pórfiros, quartzo-keratófiros, ignimbritos, aglomerados vulcânicos e pircoclastos diversos.

Epiclastos subordinados na base

3. Progresso na diferenciação paleogeográfica dos ambientes de sedimentação (marinha e continental). Épocas de recorrência de vulcanismo félsico. Sedimentação epiclástica imatura. Diminuição gradativa das fases

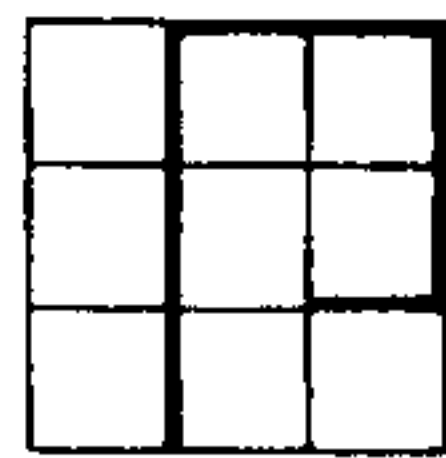


extrusivas. Mineralização de Sn e Au nos vulcanitos e Au em filões de quartzo preenchendo fissuras nos sedimentos. As mineralizações ocorrem nas últimas fases de deformação do grupo.

4. Tectogênese, metamorfismo e orogênese do Espinhaço Inferior, seguindo-se erosão em uma crosta cada vez sob maior estabilidade, isto é, com fases de estabilidade mais longas que os estágios intermediários de instabilidade (orogenética e epirogenética). Cessa o vulcanismo fêlsico. Períodos de erosão prolongada sincrônico ao desenvolvimento do Grupo Espinhaço Médio.

5. Deposição do Espinhaço Médio, dominando, em vários ambientes de lenta subsidência litorâneos, formações neríticas de sedimentos maduros e bem classificados (arenitos ortoquartzíticos). Extensas e espessas deposições de conglomerados polimictos, fanglomeráticos, ao longo das bordas de bacias de rápida subsidência (fossas limitadas por falhamentos sinsedimentares, com bordos escarpados dos pilares vizinhos, borda meridional do Alto do Caculé, borda oriental do Alto do Paramirim, etc...). Na borda ocidental do Paramirim e do Alto de Caculé, as unidades clásticas intercalam-se em diferentes frações granulométricas, com variações laterais entre zonas estáveis (quartzitos e ortoquartzitos) e instáveis (sucessão de conglomerados intraformacionais e quartzitos e metapelitos).

Torna-se cada vez mais acentuada a diferenciação paleogeográfica, aumentando a complexidade dos fácies sedimentares e tectônicos. É notável a evidência de um mais amplo espraçamento da bacia Espinhaço Médio, ocupando uma superfície



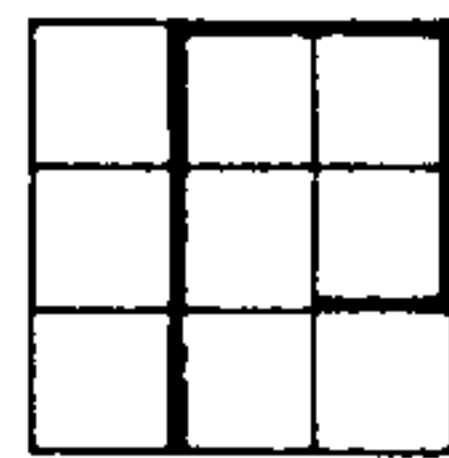
maior, com transgressões não só sobre o Grupo Inferior, como também sobre o Prê-Espinhaço.

6. Segunda fase de deformação e metamorfismo do Super-Grupo Espinhaço, localizada em diferentes estilos e intensidades de acordo com os diversos tectotopos, fatores estes de difícil definição devido à superposição de processos semelhantes e mais marcantes do final do Espinhaço Superior.

7. Época de intenso fraturamento (e falhamento normal) durante os últimos estágios de deformação dos tempos Espinhaço Médio, acompanhada de intrusões de rochas básicas (diabásios e dioritos) sob as formas de diques, "sills", lacolitos, facolitos, lopolitos e "stocks". Os "sills" localizam-se, invariavelmente, ao longo do contato de camadas pelíticas e margosas com clastos médios e grosseiros, metamorfizando-as em verdadeiros escarnitos e hornfelses. Alguns "sills" chegaram a produzir diferenciados ultrabásicos nas zonas basais, posteriormente serpentinizados e mineralizados localmente com crisotila. Em outras encontra-se associação estreita, porém indefinida, com os filões de quartzo aurífero do Distrito de Gentio do Ouro, (A época dessa mineralização poderia ser do final do Espinhaço Superior). A grande maioria dessas intrusivas encontra-se transformada por processos autometamórficos em epidioritólitos e epidioritos.

Mineralização epigenética, filoneana de cassiterita no Espinhaço Inferior e de quartzo e ametista no Espinhaço Inferior. Também as mineralizações de rutilo e de quartzo rutilado no Espinhaço Inferior devem datar desta fase orogenética.

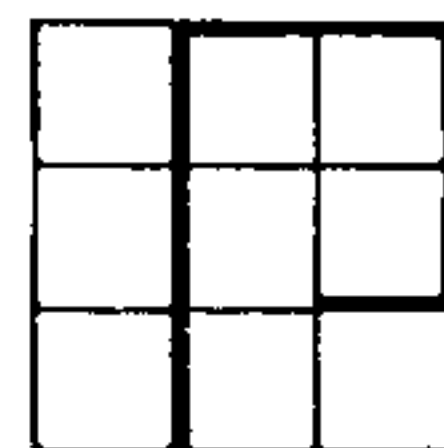




8. Inversão orogenética no final do Espinhaço Médio, seguida de rosão, remodelamento das bacias e transgressão do Grupo Espinhaço Superior sobre o Espinhaço Médio e Pré-Espinhaço.

No domínio atual, chapada Diamantina, desenvolve-se uma nova sedimentação de arenitos e conglomerados diamantíferos intraformacionais, em aparente discordância paralela na base do grupo (Formação Lavras); ainda na chapada, na parte ocidental da região do Açuruá, pequenas deformações desta formação e do grupo médio, precederam a deposição dos arenitos da Formação Tombador, transgressivos localmente em uma superfície de discordância angular. Mais para o topo, seguem-se em diacronia as formações Caboclo, predominantemente pelítica e silto-pelítica com membros subordinados de clastos arenosos impuros e Morro do Chapéu, predominantemente arenosa e passando, localmente, para cima a membros argilosos. Algumas zonas manganésíferas são encontradas esporadicamente na Formação Caboclo, sob a forma de enriquecimento superficial em siltitos e pelitos impregnados em óxidos primários de Mn.

Na faixa do Espinhaço Ocidental, o grupo superior penetra em um tectotopo distinto, com variações cíclicas de sedimentação de unidades políticas e arenosas (puras a impuras), aparentemente "flishoide", contrastando com a suite tipo "plataforma" da chapada Diamantina e da borda leste-meridional do craton do São Francisco. Nota-se uma migração do eixo da bacia situada entre este craton e o Alto do Paramirim no sentido do ocidente, isto é, o grupo superior deposita-se sobre e lateralmente ao Espinhaço Médio.



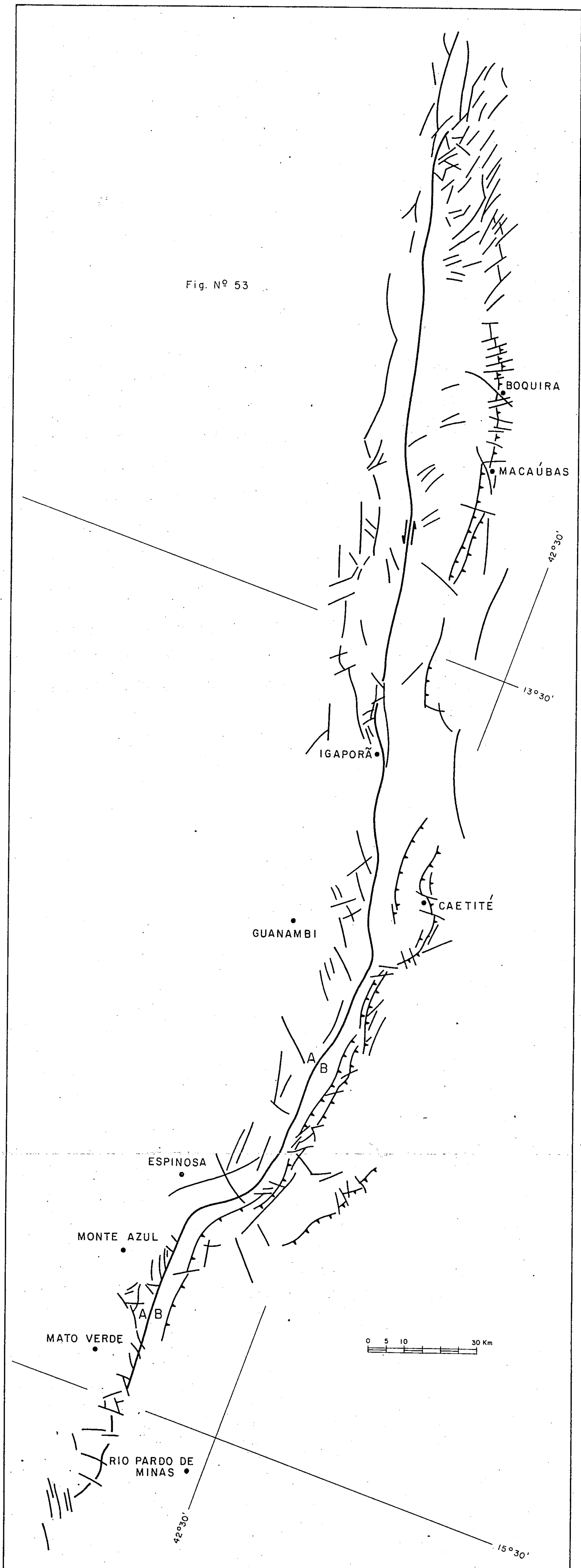
A mais importante fase de paroxismo deformacional e metamórfico dessa parte do precambriano brasileiro vai marcar o fechamento do "período" Espinhaço, com transformações impostas, em diferentes graus e estilos, sobre todas as unidades já constituídas. É essa fase tecto-orogênética que prenuncia a individualização das bacias do período seguinte, que irão receber as sedimentações São Francisco e Una.

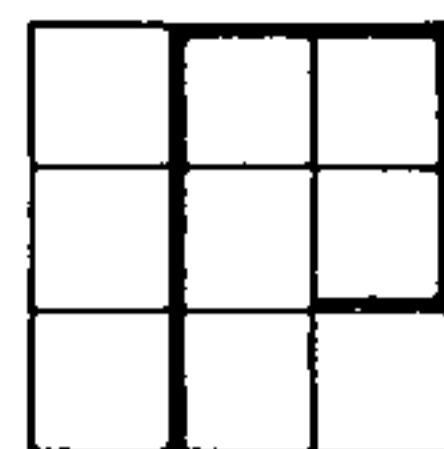
Como mais marcantes feições de rutura destacam-se o falhamento de Santo Onofre, com extensão sub-meridiana a 600 quilômetros e história bastante complexa, com movimentação transcorrente e normal, e o sistema de falhas inversas, muitas vezes do tipo "escamas", desenvolvido ao longo da borda leste do Espinhaço Ocidental, desde Licínio de Almeida até alguns quilômetros ao norte de Boquira. Nesse trecho o bloco de Caculé-Parimirim foi empurrado com vergência oeste sobre as formações do Super-Grupo Espinhaço, nela imprimindo um marcante sistema de foliações regionais e mesoscópicas com direções ortogonais ao sentido de movimentação, sistema esses concordante ao gerado sincronicamente nas unidades do Prê-Espinhaço nas vizinhanças dos falhamentos. Acredita-se que os falhamentos de empurrão precederam os movimentos finais da falha de Santo Onofre, esta mais atuante nas fases finais do ciclos de deformação (fig. nº 53).

Acompanhando a zona de falhamento inverso, as unidades do Prê-Espinhaço passaram pelo mesmo gradiente PT responsável pelo metamorfismo progressivo até o fácies xisto-verde nas formações do Espinhaço Superior. Conseqüentemente, o metamorfismo regional sobre o Prê-Espinhaço foi regressivo, sendo notável a passagem de verdadeiros anfibolitos para xistos

Fig. nº 53: Principais linhas de rutura (fratura e falha) da serra do Espinhaço. É notável a continuidade da Falha de Santo Onofre, estendendo-se sub-mediana—mente por 400 km. É uma falha longitudinal que, de região para região, apresenta predomínio distinto entre rejeitos direcionais e de mergulho. As falhas de empurrão, sub-paralelas, são acompanhadas de sistemas diagonais de rutura, alguns com rejeitos direcionais. Este sistema possui direções que variam dentro de um ângulo de  $70^\circ$ , entre  $S10^\circ W$  e  $S80^\circ W$ , com dominâncias diversas para diferentes áreas.

Fig. Nº 53

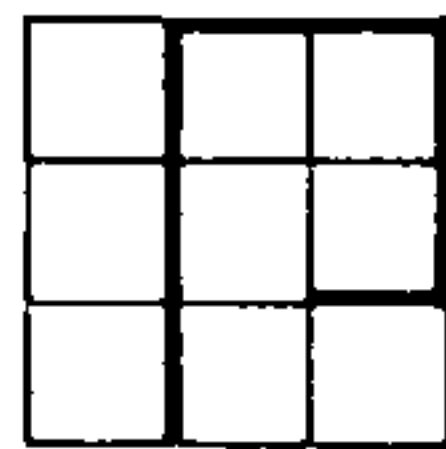




"diaforéticos" do fácies xisto-verde médio a alto (clorita-biotita-granda). Em outras zonas, nota-se igualmente uma regressão do fácies metamórfico de anfibolito alto para anfibolito baixo (calaulolita-xistos) nas faixas de rochas verdes. As unidades do Espinhaço Médio no núcleo do Anticlinório do Estreito-Boqueirão e no Platô do Alto Rio Pardo elevaram seus fácies até anfibolito baixo, mantendo, contudo nos outros tectotopos do Espinhaço, o fácies xisto-verde. Na chapada Diamantina, tanto os grupos médio e superior sofreram menor influência encerrando uma paragênese do fácies xisto-verde, só que pouco acima do "fácies" diagenético, apesar de terem passado, localmente, por efeitos intensos de distorção. O Grupo Espinhaço Inferior apresenta uma problemática quanto ao seu desenvolvimento metamórfico nas zonas de falhamento, os vulcanitos perdem a textura isótropa para produtos xistosos e filoníticos, sendo evidentes os fenômenos de regressão através da sericitização de feldspatos (metavulcanitos transformados em filitos e sericita-xistos), permanecendo intrigante o aparecimento de cianita. Com absoluta certeza pode-se assegurar que a cianita - neste caso - não é um mineral de metamorfismo regional, progressivo, e sua gênese está intimamente ligada a um ambiente PT tal que o "stress" (tensão) foi um fator dominante na formação das rochas em que ela está como acessório.

É possível que a localização dos veios de bari-ta, encaixados tanto no Pré-Espinhaço, como nos grupos Médio e Inferior (localmente no Superior) tenha se processado imediatamente após a fase orogenética do Espinhaço Superior.

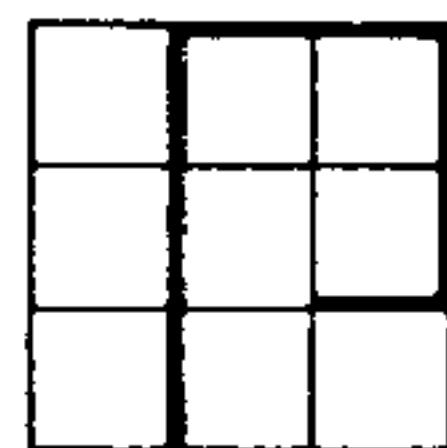
9. Época mista de inversão geral do relevo Espinhaço e Pré-Espinhaço, erosão e subsidên



cia de bacias intracratônicas. Inicia a sedimentação São Francisco-Una, nos cratons do São Francisco e de Lençóis.

10. Ao longo das margens ocupadas pelo Espinhaço, as novas bacias recebem espessa deposição clástica imatura com variações litofaciológicas bruscas entre psamitos, psamitos e pelitos, dominando o fácies paraconglomerático (diamictito) do Grupo Macaúbas, melhor desenvolvido na área no Platô do Alto Rio Pardo. Na borda sudeste do Craton do São Francisco, o fácies conglomerático do Grupo Macaúbas é restrito a essa margem. Para o interior da bacia, a sedimentação Bambuí principia clástica fina nessas vizinhanças passando a unidades calcíferas em direção oeste e norte. As unidades calcíferas variam lateralmente entre litologias calcárias de diversos tipos (calcários plaqueados, maciços, oolíticos ou não) e margas, intercalando-se em siltitos e ardósias com uma frequência e possança variáveis. Mais para o topo da coluna, parecem predominar em algumas zonas sedimentações mais grosseiras de arenitos líticos e arcósios, aparentemente marcando a regressão final do mar Bambuí. Os arcósios ao sul do craton poderiam ser correlacionados ao grupo Pirapora de Moutinho da Costa e Angelinas (1969 à 1970), porém não há base segura para uma afirmação. Um exame detalhado do mapa de fácies (Anexo nº 3) dispensa maiores comentários.

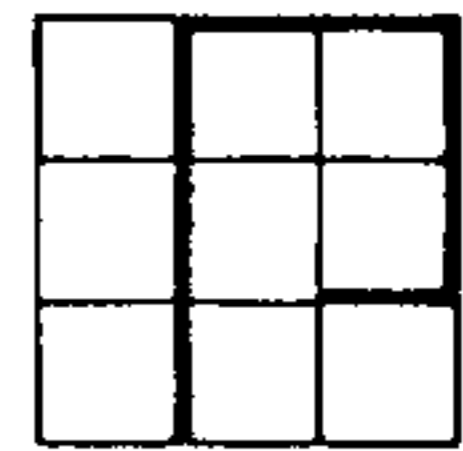
O Grupo Bambuí distribui-se por diferentes tectotopos no denominado Craton Franciscano (ou Craton do São Francisco, ou Antécise do São Francisco). Ao norte de Barreiras, tanto o litofácies, quanto o tectofácies são do tipo "flyshoide", rítmico, dobrado holomorficamente em um ambiente transicional entre miogessinclinal a pericratônico, lembrando uma zona mista



semelhante aos Tectonogrupos Formosa e João Pinheiro definidos por Moutinho da Costa e Angeiras na borda oeste do craton .... (1971). Semelhante ambiente regional é o encontrado pelo Bambuí na Folha de Dianópolis em Goiás. Já na parte central e oriental da região de Bom Jesus da Lapa o tectotopo é semelhante ao descrito pelos mesmos autores (op. cit.) como Tectonogrupo Sete Lagoas, com deformações idiomórficas e não deformados na parte sudeste do craton, margeando as serras Central e de Janaúba. O Grupo Bambuí apresenta-se localmente deformado ao longo do contato de falha com o Grupo Macaúbas a leste. Esses falhamentos de borda fazem parte de uma tectogênese final do Super Grupo São Francisco, afetando as formações vizinhas do Grupo Espinhaço Superior (zona do rio Preto, serra do Boqueirão), serra Central, etc...) e do Grupo Macaúbas. As vergências são, na maior parte das vezes, em direção ao centro cratônico. São comuns nas partes centrais, em torno de altos do embasamento Pré-Espinhaço, sistemas irregulares de falhas normais e flexuramentos.

No craton de Lençóis, nas regiões de Xique-Xique e Barra do Mendes a unidade sincrônica, Grupo Una, desenvolve um dobramento regional com envolvente aberta e foliação de mergulho forte, com direções quase ortogonais com seu embasamento local do Espinhaço Superior, em total discordância estratigráfica e estrutural.

As mineralizações singenéticas ligadas ao Grupo Bambuí são do tipo estratiforme (tipo Vale do Mississipi) de fluorita, chumbo e zinco, prata e vanádio (pirita em menor quantidade). Falhamentos e rupturas da fase orogenética final provocam aberturas e preenchimento epigenético dos mesmos minerais, atestando uma segunda fase de mineralização.



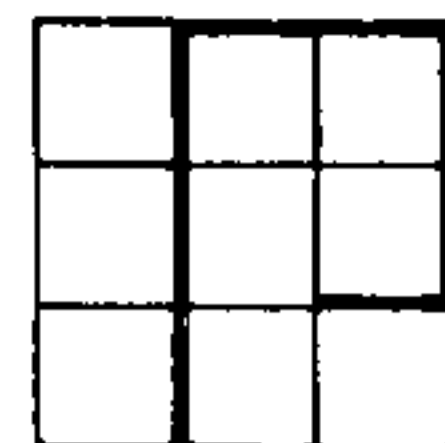
Resta mencionar, brevemente, o aparecimento de intrusivas félsicas cortando o Grupo Macaúbas na região de Taio beiras. Esses plutonitos representam um apêndice minúsculo na área do projeto da vasta zona de granitização do Escudo Atlântico. Na área do LETOS, fases pegmatíticas ligadas a essas intrusões são responsáveis pelos garimpos locais de "escória de berilo".

Este resumo que, redundantemente, pode ser chamado de breve, condensa as principais linhas evolutivas diacrônicas do pré-cambriano brasileiro na área do "Projeto LETOS". Dezenas de efeitos e processos sedimentares, estruturais, metamórficos e ígneos foram omitidos a bem de se evitar maiores especulações não condizentes com a escala de mapeamento realizado.

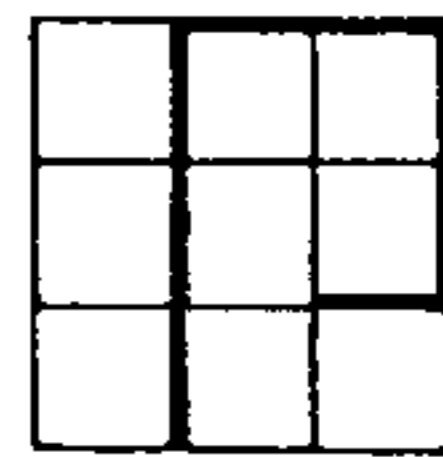
A "vão de pássaro" por alguns bilhões de anos fotografou-se três importantes características do pré-cambriano brasileiro. Os tempos Pré-Espinhaço com domínio dos "greenstone belts" e suas estritas relações com migmatitos móveis e plutonitos félsicos nas fases responsáveis pela primeira construção de uma crosta "sializada".

É durante o Pré-Espinhaço que a crosta se individualiza do manto superior. É o Pré-Espinhaço o domínio dos silicatos plutônicos e vulcânicos e da sedimentação vulcanoquímica, reinando os proto-itabiritos, proto-gonditos e queluzitos. Quase não há sedimentação detrítica. O Super-Grupo Espinhaço, à semelhança do Proterozóico da África do Sul e Canadá, constitui a seguir o primeiro grande período de sedimentação clástica do Pré-Cambriano, sendo precedido por uma formação de transição, que foi colocada no Grupo Inferior, de vulcanitos





félsicos. O Espinhaço é o domínio dos arenitos das primeiras praias com estabilidade suficiente para formação de sedimentos de alta maturidade. E, como terceiro e último litotopo pré-cambriano, aparece na coluna geológica, o domínio dos carbonatos (Grupo Bambuí).



## 8.2

### PALEOZÓICO E MESOZÓICO

A coluna estratigráfica da área estudada permite inferir sua história geológica desde o Siluriano até o Cretáceo.

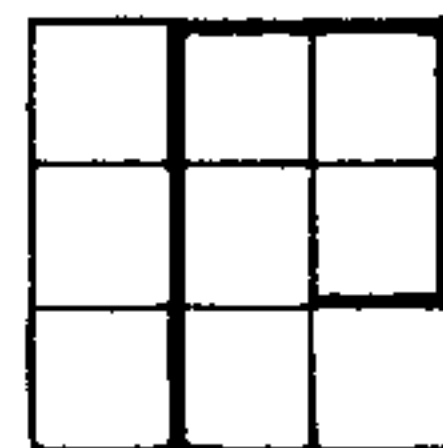
A deposição paleozóica começou com sedimentos clásticos grosseiros, estratificação cruzada, possivelmente em ambiente litorâneo de alta energia.

Com a transgressão marinha, deu-se, mais afastado da costa a deposição do membro Itaim da Formação Pimenteiras, com sedimentação intermediária entre o ambiente litorâneo e nerítico.

Com a área fonte em estágio de aplainamento fornecendo sedimentos finos e a bacia estável, com subsidência lenta, depositou-se o Membro Picos.

A sedimentação Cabeças já foi marcada por uma mudança brusca, ou seja, elevação da área fonte com fornecimento de clásticos grosseiros passando por uma fase intermediária de sedimentação mais fina representada pelos arenitos finos e siltitos basais da formação.

No início da sedimentação Longã provavelmente houve a repetição das condições ocorrentes durante a deposição do membro Picos. Área fonte aplainada com contribuição de sedimentos finos e oscilações do nível do mar de caráter transgressivo propiciaram a deposição do membro inferior da Formação Longã em plataforma de águas rasas.



No Longã médio houve um rejuvenescimento incipiente da área fonte que forneceu sedimentos mais grosseiros, areno-siltosos com transporte de alguma areia grossa.

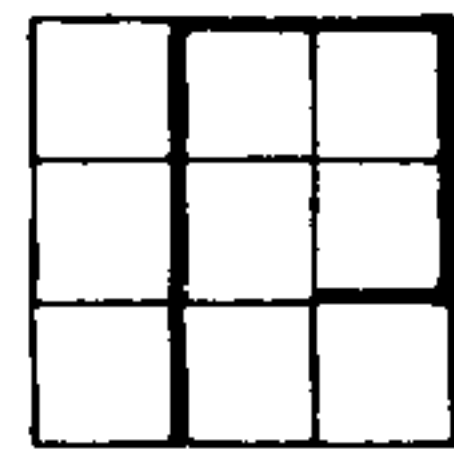
No Longã superior voltaram a ocorrer as condições primitivas e predominou uma deposição pelítica (areias finas, siltes e argilas).

A passagem do Devoniano para o Carbonífero Inferior constituiu numa mudança também brusca, houve um rejuvenescimento da área fonte, o mar retirou-se parcialmente da bacia e depositou o membro inferior da Formação Poti em ambiente litorâneo de alta energia. Os rios adquiriram capacidade e competência para chegar na bacia de deposição com grande quantidade de sedimentos de granulometria do tamanho areis até ma matacões.

Com a regressão marinha formaram-se em alguns locais lagoas interiorizadas que deram origem à deposição dos sedimentos finos do Membro Superior.

A presença do conglomerado basal da Formação Piauí, bem como a mudança total do ambiente deposicional sugere uma fase de erosão de iniciar a sedimentação do Carbonífero Superior.

Esta começa com o levantamento acentuado da área fonte e o predomínio de um ambiente flúvio-eólico (arenitos com estratificação cruzada, granulação fina a média, grãos arredondados, etc) e restos de mares interiores onde depositaram-se os folhelhos e siltitos que ocorrem na Formação Piauí.



Finalmente o ciclo paleozóico completou-se com a sedimentação permiana onde possivelmente a área fonte já se encontrava em estágio de aplainamento e o ambiente era marinho sobre plataforma de águas rasas com áreas restritas e precipitação de evaporitos.

Durante o Mesozóico houve uma sedimentação exclusivamente continental predominando o ambiente eólico e fluvial com clima possivelmente árido e semiárido.

No início do Cretáceo a bacia mesozóica foi afetada por intensa atividade ígnea que deu origem a diques e derrames de magma básico.

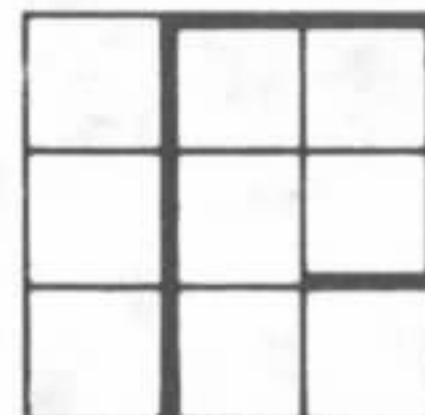


FOTO Nº 1 - Vista do maciço Granítico de Caetité sobre a planície do Paramirim. Nos fundos, a Chapada Diamantina entre a região de Itanajé e Paramirim.



FOTO Nº 2 - Vista da Chapada Diamantina sobre a planície do Paramirim. Nos fundos, a Serra do Espinhaço, da região de Macaúbas.

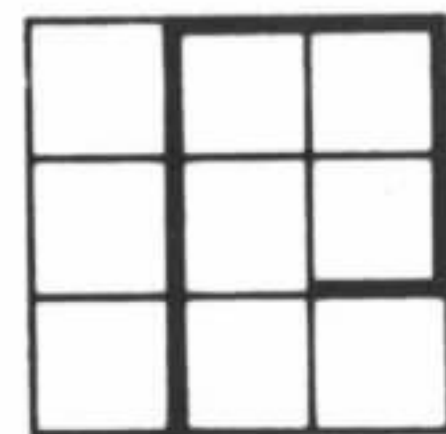


FOTO Nº 3 - "Lâpies" desenvolvidos nos calcários do Grupo Bambuí serra do Ramalho, porção SE da Folha de Sta. Maria da Vitória.



FOTO Nº 4 - "Lâpies" nos calcários maciços do Grupo Bambuí. Proximidades de Cocos (BA).

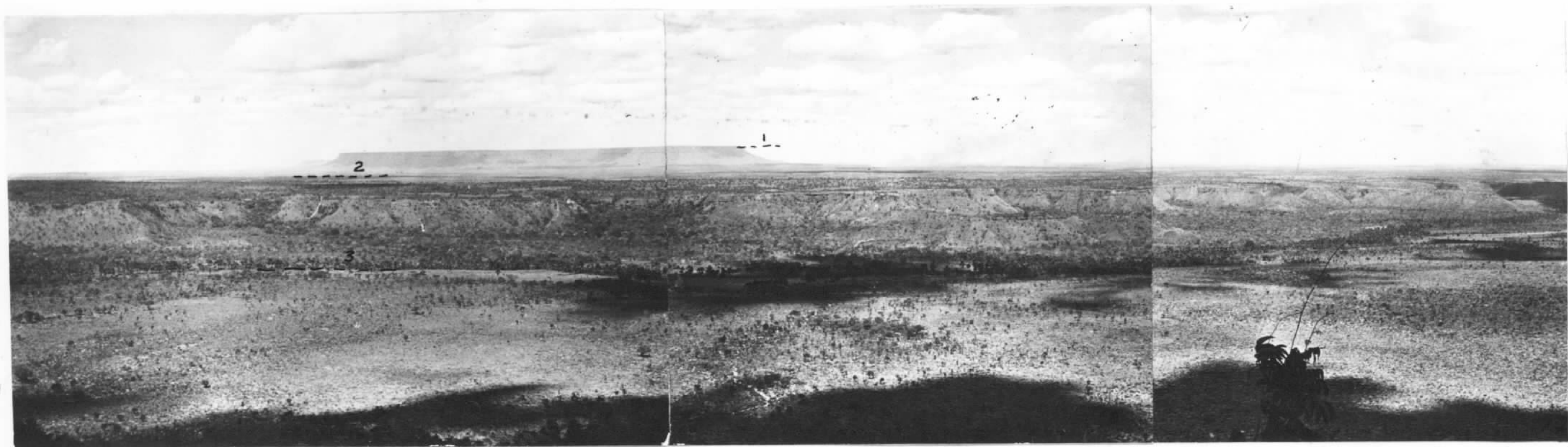
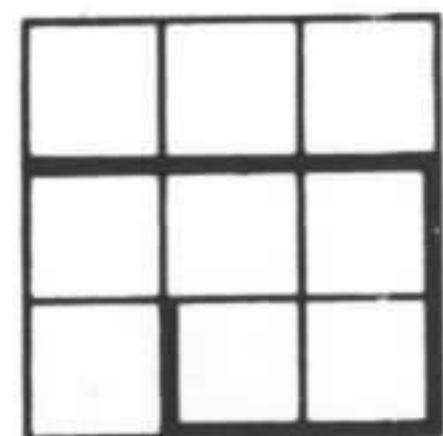


FOTO Nº 5 - Vista panorâmica mostrando três superfícies tabulares estruturais, moldadas em arenitos da Formação Urucuia (1 e 2) e níveis basais da Formação Pedra de Fogo (3). As altitudes médias aproximadas são: 1 (800m), 2 (500-550m) e 3 (450-500m), região do Jalapão, a sudeste do morro Mandacarú, tendo-se ao fundo (sup. 1) a serra da Jalapinha.



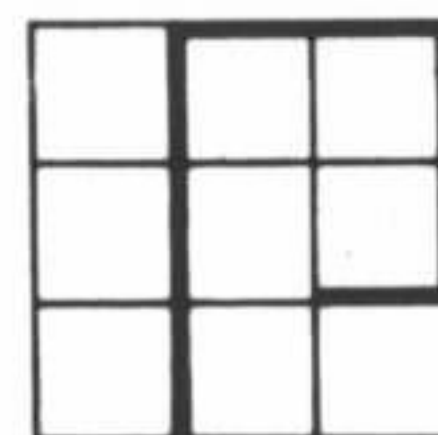


FOTO Nº 6 - Linha de falha de direção NS, mostrando nítido deslocamento dos arenitos da Formação Serra Grande (Ssg). Esta foto mostra em primeiro plano a planície do Tocantins (200-250m), ao fundo o relevo cuestiforme da Serra do Carmo e entre ambos o relevo dissecado de transição. Estrada Porto Nacional - Tocantínia (84km de Porto Nacional).



FOTO Nº 7 - Morro da Cara Suja, Riacho de Santana, BA. Variedade de sienito porfirítico. Os fenocristais hipidiomórficos, localmente corroidos são de microclina rosa. A matriz grosseira, escura, é composta predominantemente por anfibólio.



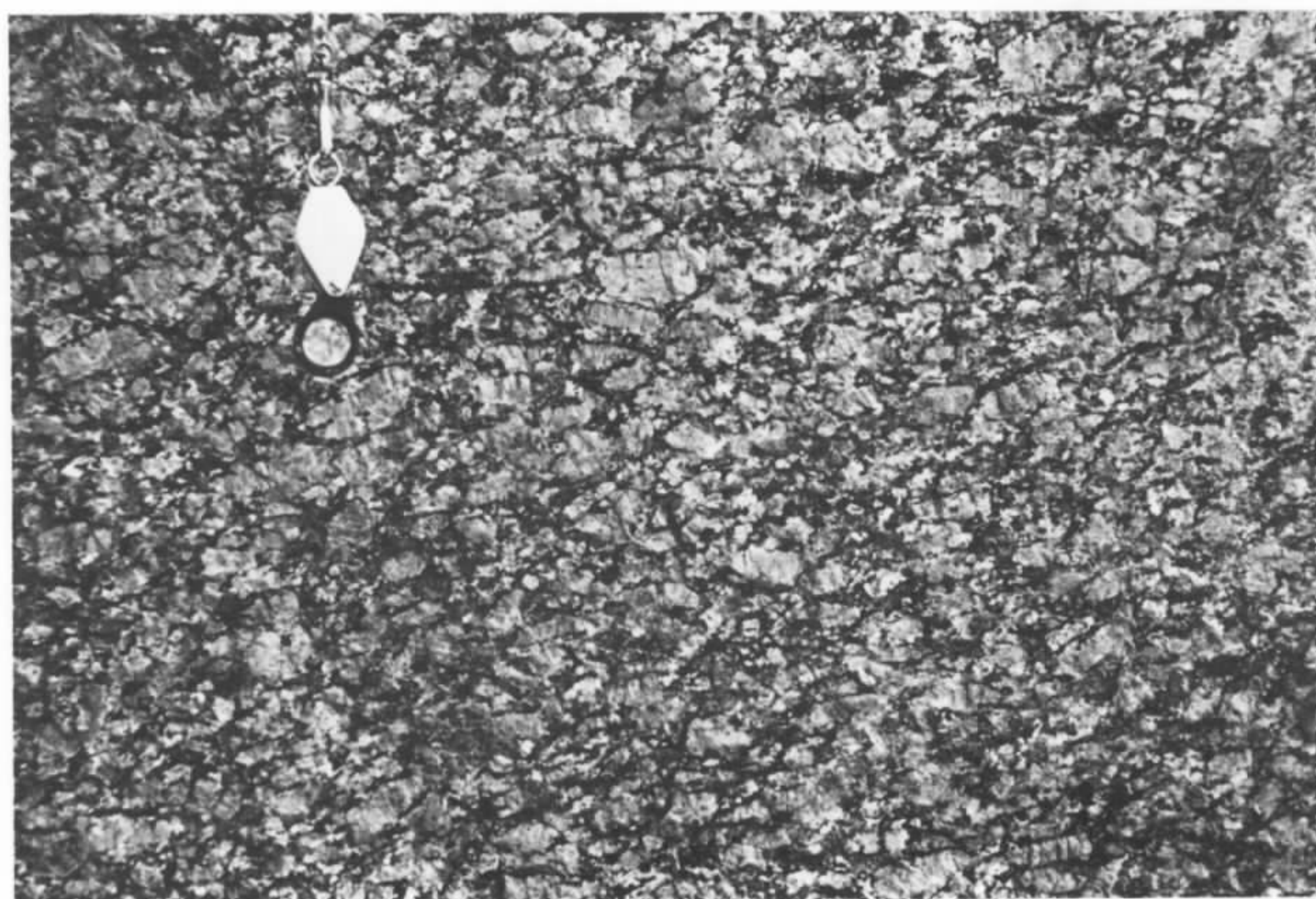
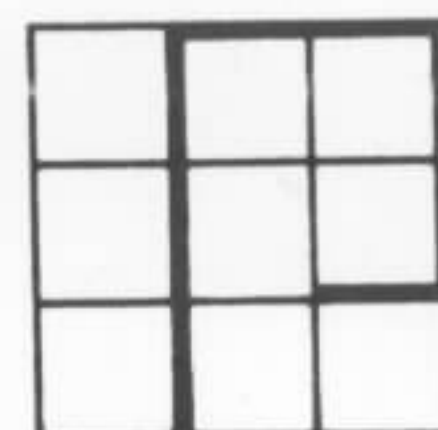


FOTO Nº 8 - Plutonito de composição granítica, porfirítico, evidenciando fenocristais de microclina. Afloramento próximo a Matinha, sul de riacho de Santana.



FOTO Nº 9 - Granito pegmatóide mostrando fenocristais de microclina de até 15cm de comprimento. Planície do São Francisco próximo à localidade de Matinha.

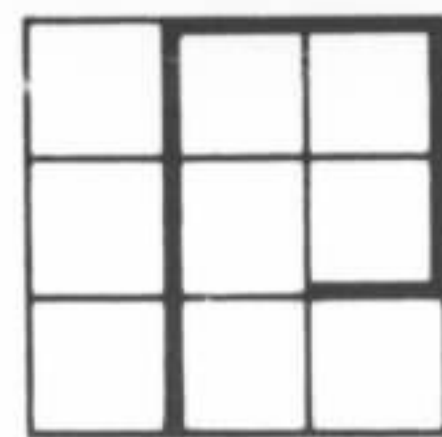


FOTO Nº 10 - Migmatito heterogêneo. Massas escuras com predomínio de biotita e mostrando formas angulosas (paleosoma) encravadas em neossoma quartzo-feldspático de granulação grosseira (estr. agmatítica). Próximo ao pov. de Jaborandi, cerca de 25km a norte de Coribe.



FOTO Nº 11 - Migmatito heterogêneo, bandeado, evidenciando dobras ptigmáticas e maior tendência a pequenos deslocamentos em uma das fraturas de cisalhamento. Estrada Monte Azul - Espinosa.



FOTO Nº 12 - Biotita gnaissé, com foliação bem marcada, cortado por veios de rocha clara, quartzo-feldspática, textura pegmatítica, com distribuição paralela a subparalela em relação à foliação. Aparecem xenólitos do gnaissé dentro dos veios quartzo-feldspáticos. Estrada que acompanha a Vereda dos Angicos (faz. Boa Vista).

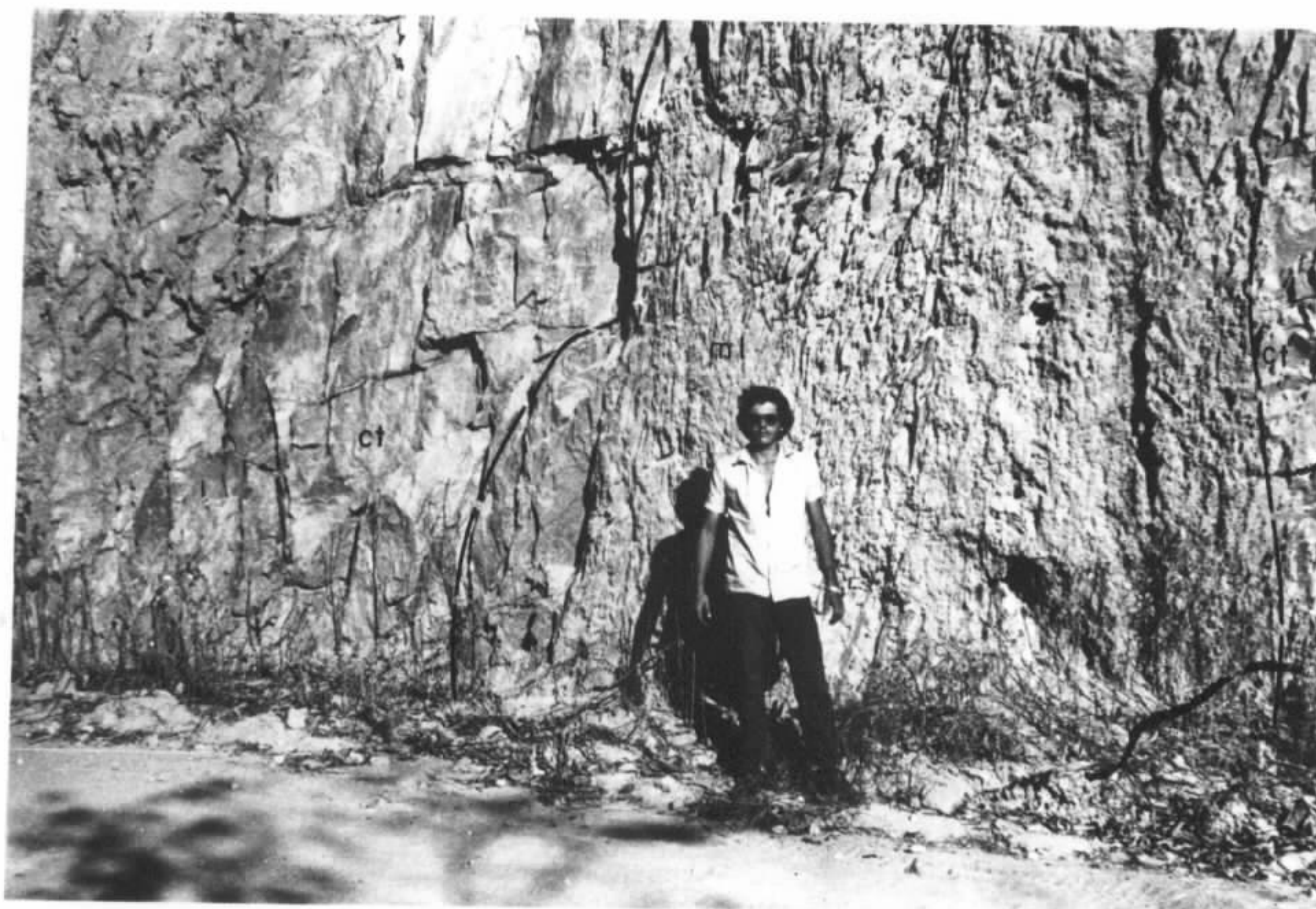


FOTO Nº 13 - Faixas de milonito (ml) em zonas cataclásticas (ct) de gnaisses da Associação Prê-Espinhaço. Corte de estrada entre Janaúba e Porteirinha.

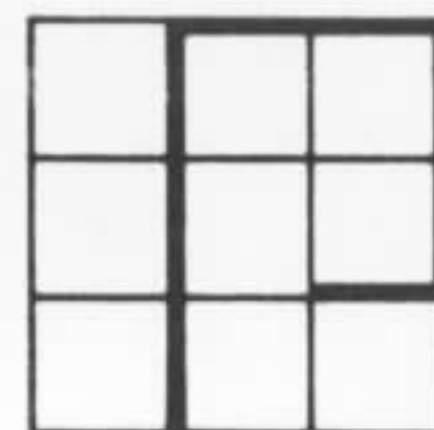


FOTO Nº 14 - Xistos verdes do complexo metamórfico do Pré-Espinhaço. Observam-se dois planos "S" nítidos. Corte na estrada de ferro entre Licínio de Almeida - Urandi.



FOTO Nº 15 - Bordo leste da serra do Espinhaço. Xistos verdes alterados em dobras "chevron". Região mangnesífera. Folha de Guanambi (Estrada Licínio de Almeida - Urandi).



FOTO Nº 16 - Metaconglomerado (mcg) polimicto, brechado e basal do Grupo Espinhaço Inferior, ocorrendo em estreita faixa NS entre sericita xistos (cm) esverdeados do complexo metamórfico e rochas vulcânicas ácidas (v) e intermediárias. A sudeste de Monte Azul.

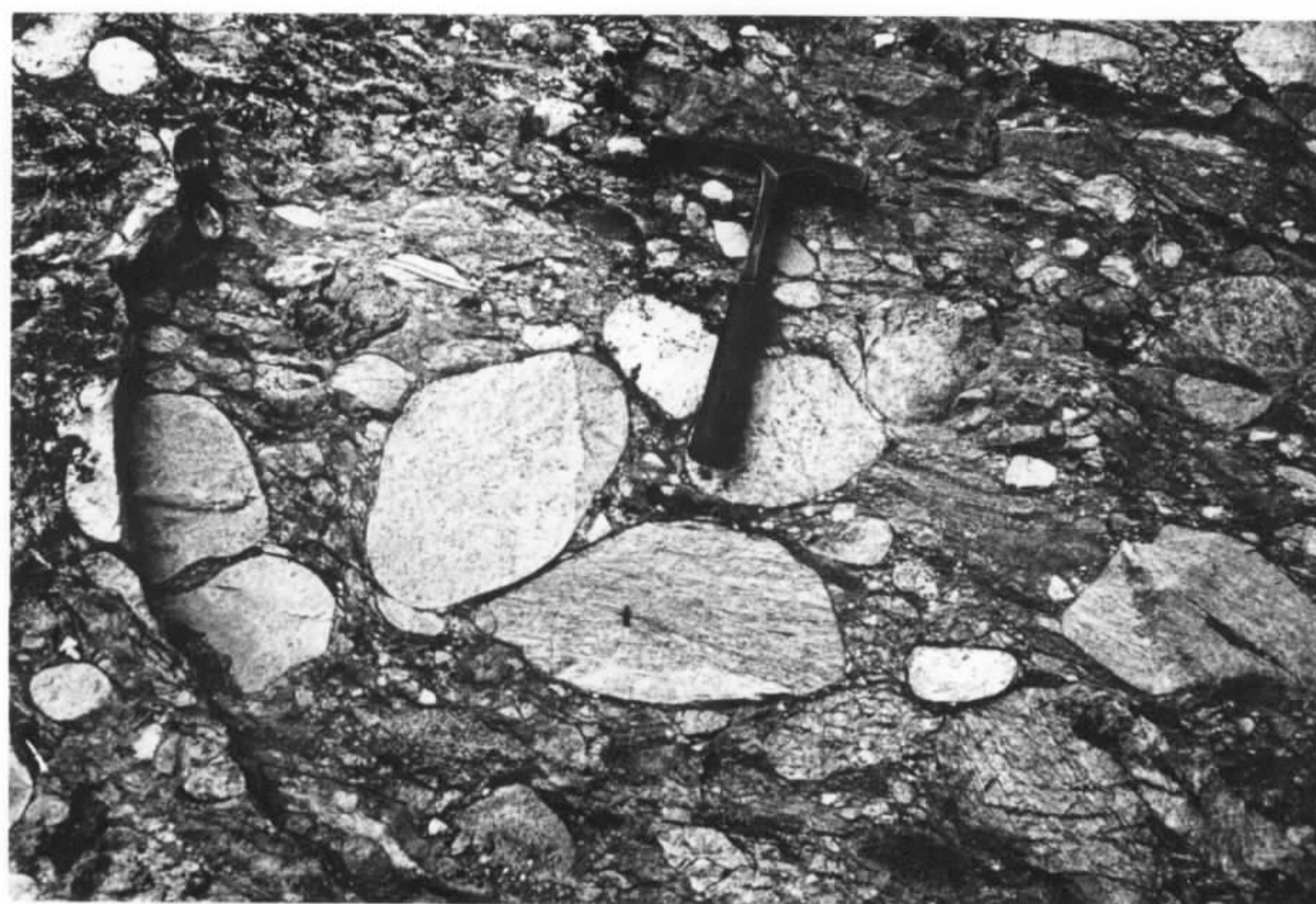


FOTO Nº 17 - Detalhe do metaconglomerado polimicto, com seixos arredondados e fusiformes de gnaíse e quartzo (pre<sub>2</sub> dominantes) em matriz quartzo micácea bem orientada. A nordeste de Monte Azul.

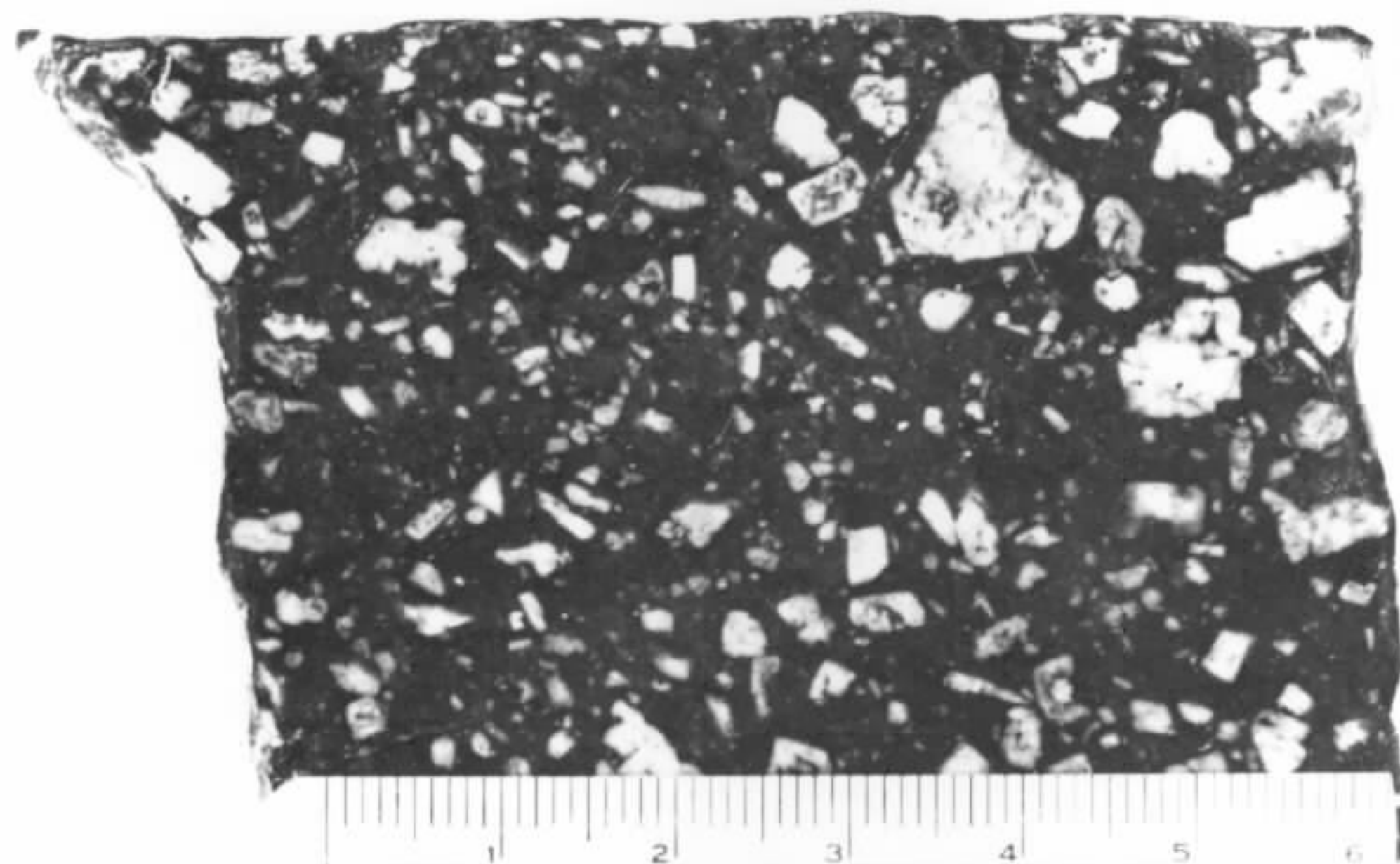


FOTO Nº 18 - Quartzo-keratófiro de Remédios, BA (Gr. Esp. Inferior), mostrando textura porfirítica (felsítica); fenocristais de anortoclásio envolvidos por uma matriz felsítica quartzo-feldspática.



FOTO Nº 19 - Quartzito (qtzo) do Espinhaço Médio, assentado sobre o quartzo-porfiro (qzp). Morro Dois Irmãos, Estrada Tanque Novo.

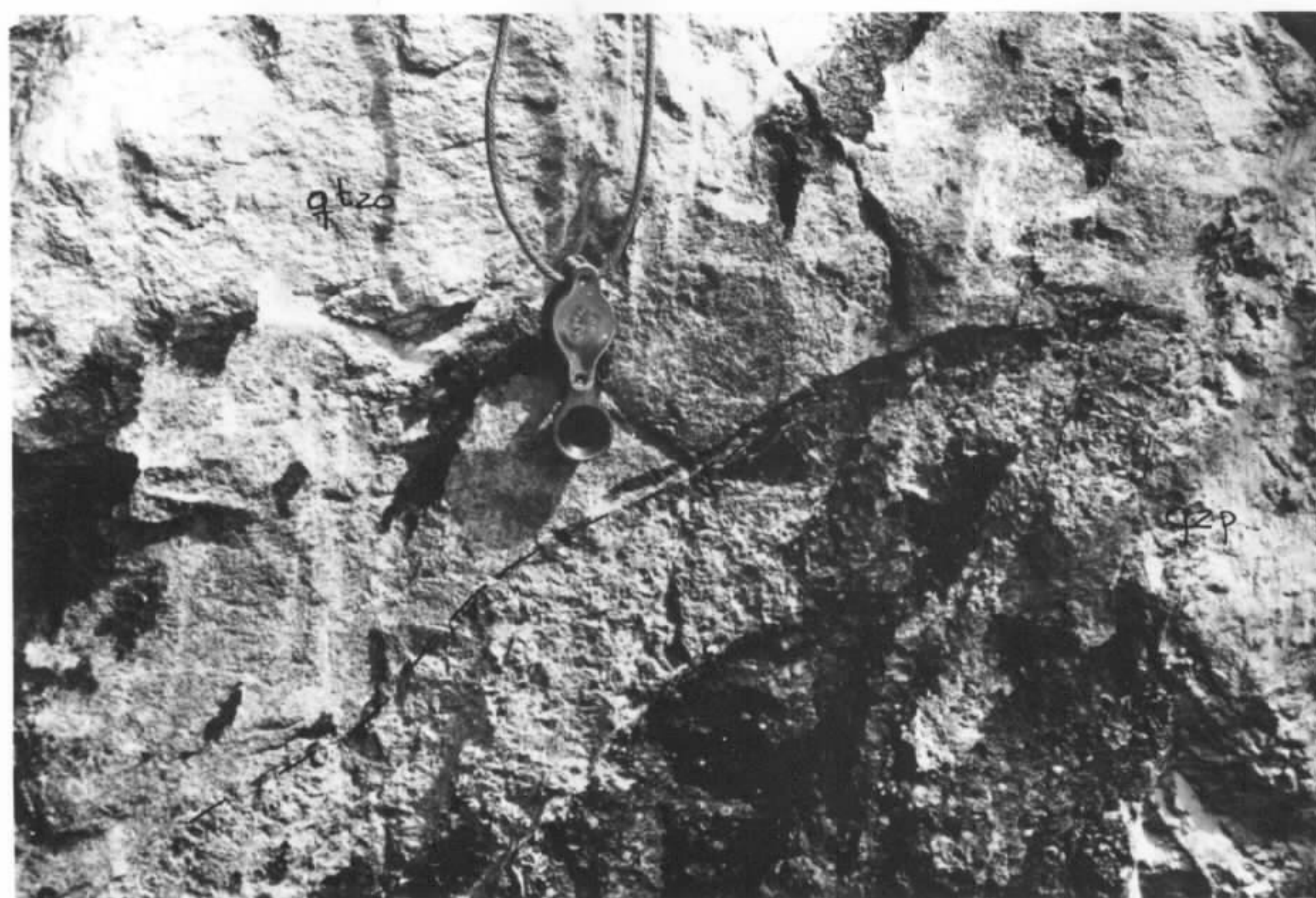


FOTO Nº 20 - Detalhe da foto anterior.

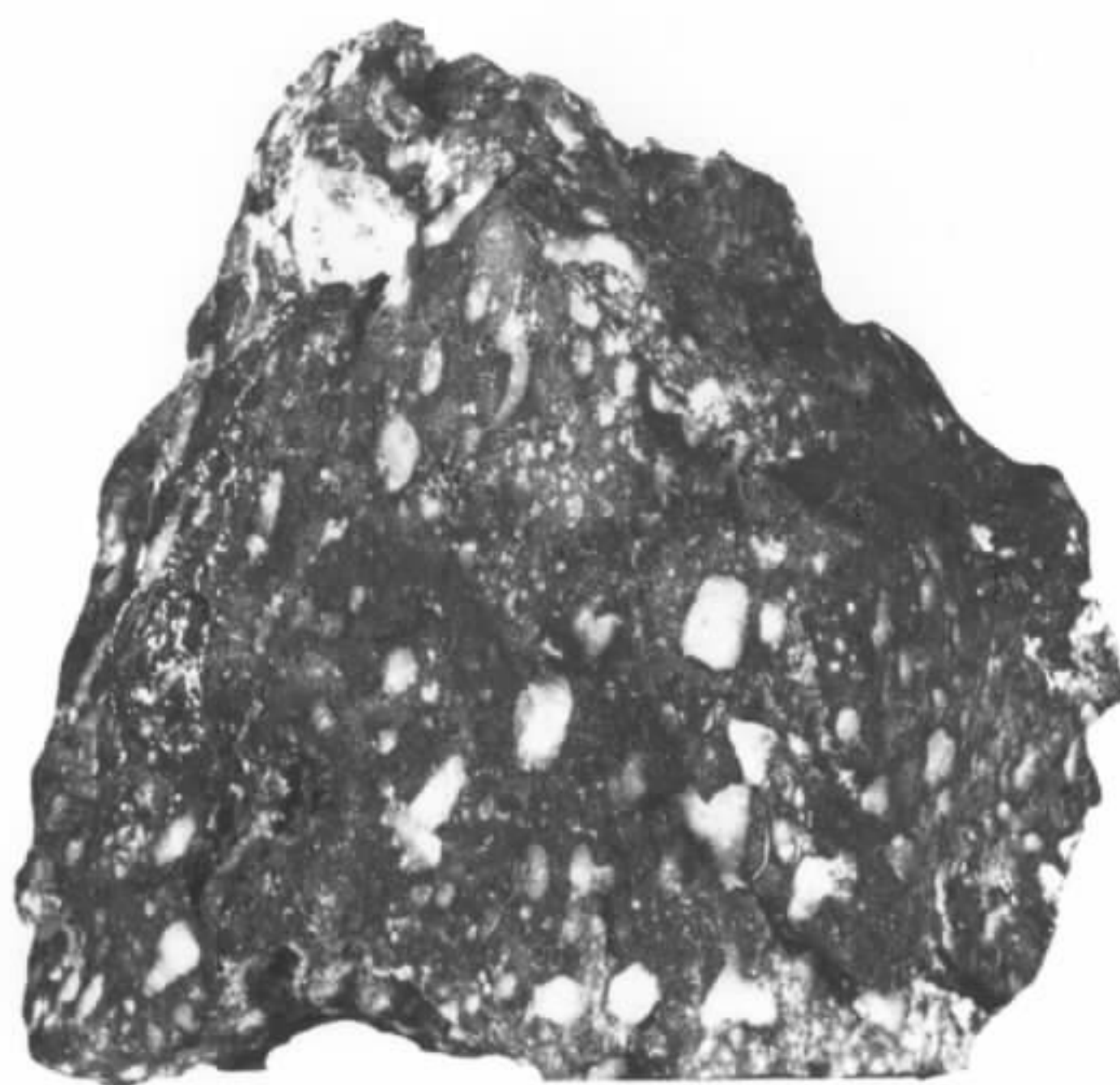


FOTO Nº 21 - Quartzo-porfiro aglomerático, Espinhaço Inferior, Macaúbas, BA. Os fenocristais ovóides são de quartzo.

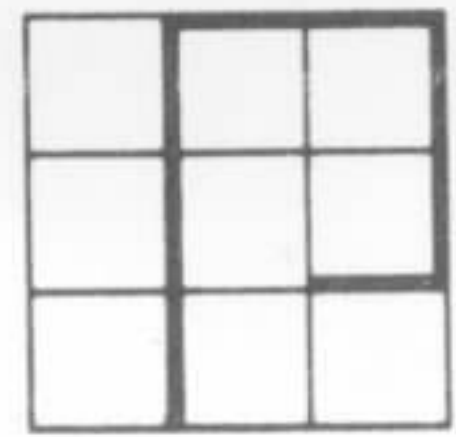


FOTO Nº 22 - Quartzo-pórfito do Espinhaço Inferior, Caldeiras, BA. Os fenocristais ovóides são de quartzo opalescentes.



FOTO Nº 23 - Discordância angular entre quartzitos (qtzo) subhorizontais do Grupo Espinhaço Médio e a sequência de metaconglomerado (mcg) polimicto e rochas vulcânicas ácidas e intermediárias (v) filonitizadas com estrutura "S<sub>1</sub>" bem desenvolvida do Grupo Espinhaço Inferior. O embasamento desta sequência é composto por gnaisses tonalíticos (mtx). Escarpa da serra do Espinhaço a norte do povoado de São João do Bonito.



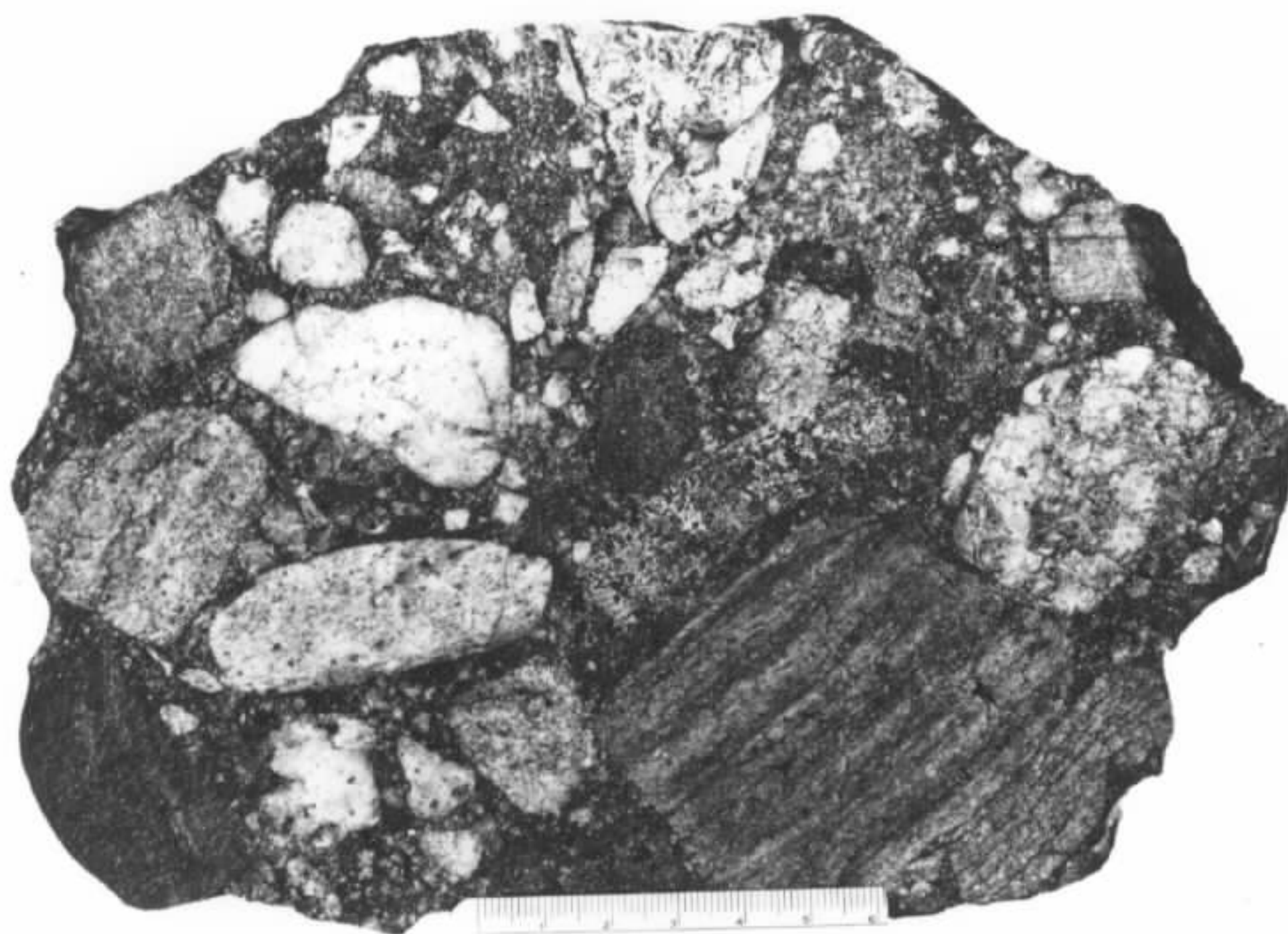
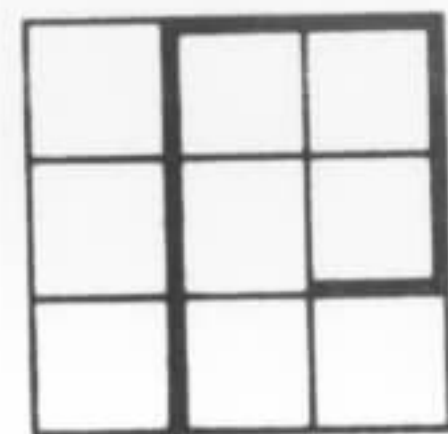


FOTO Nº 24 - Metaconglomerado polimicto do Espinhaço Médio, Ouri curi do Ouro, BA. Seixos de gnaisses, granitos e quartzo leitoso.

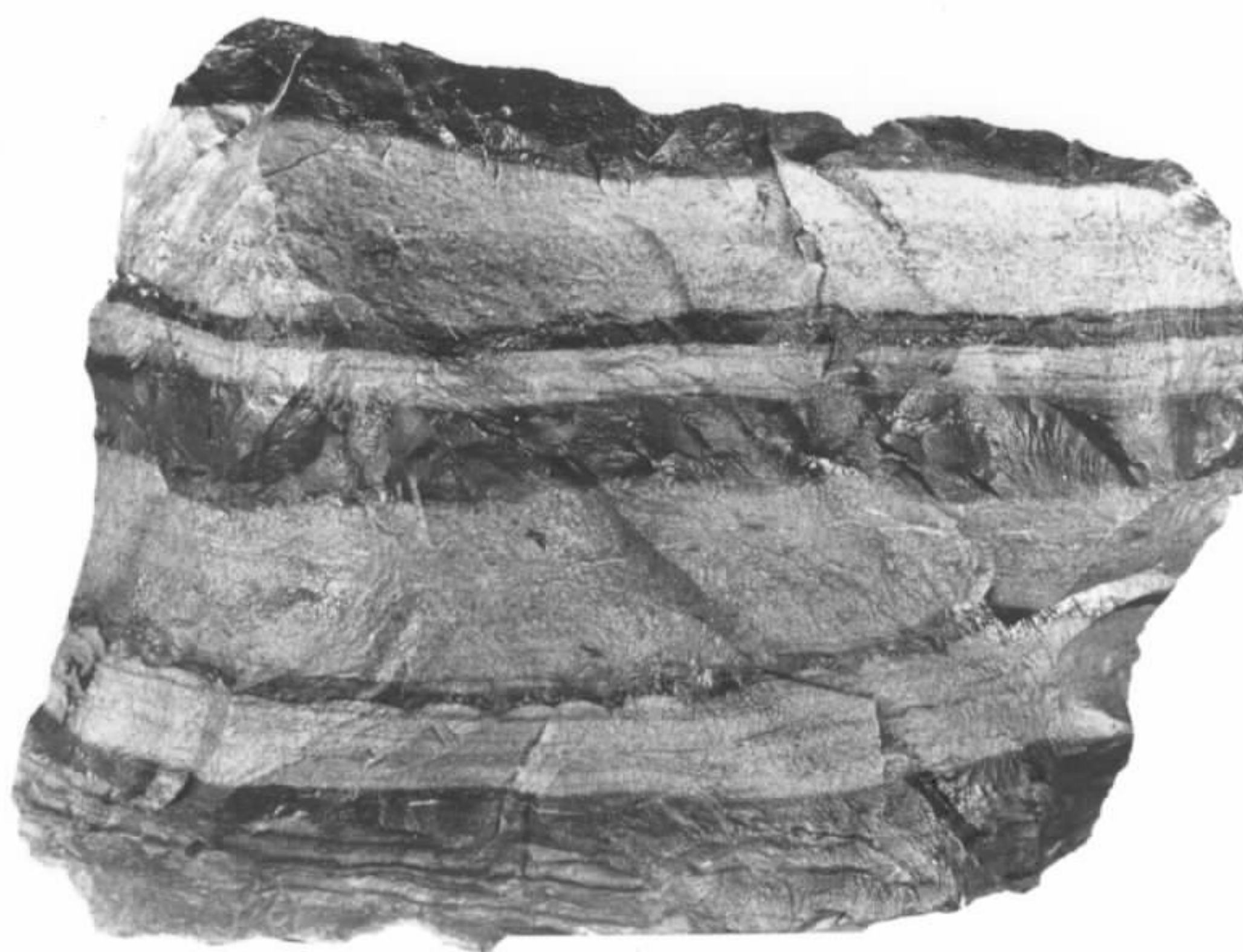


FOTO Nº 25 - Amostra do Grupo Espinhaço Médio, Lagoa de Dentro, BA. Escarnito - as camadas escuras são calco-pelíticas e as cinzentas calco-arenosas. Amostra colada no contato com intrusivas básicas.

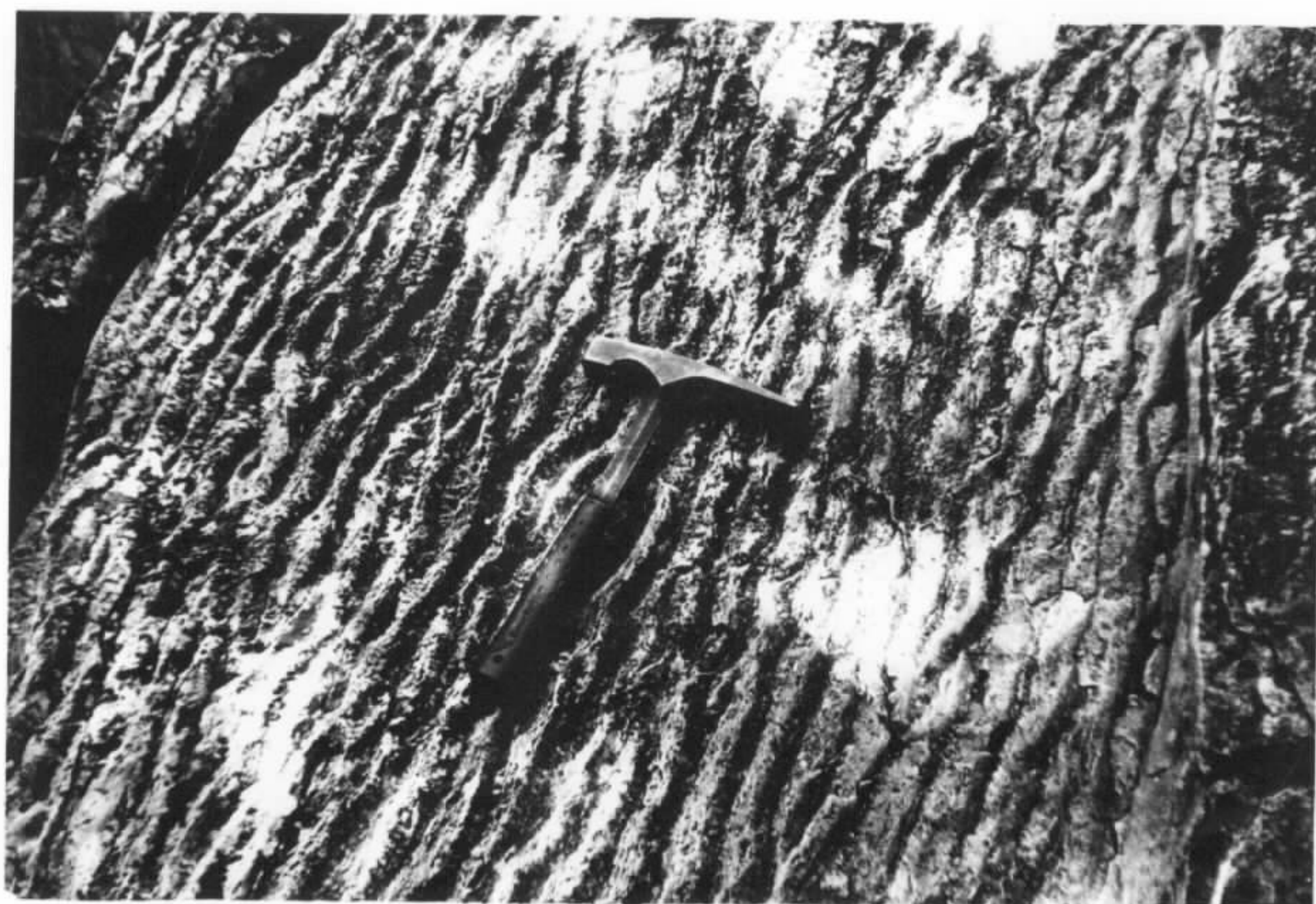
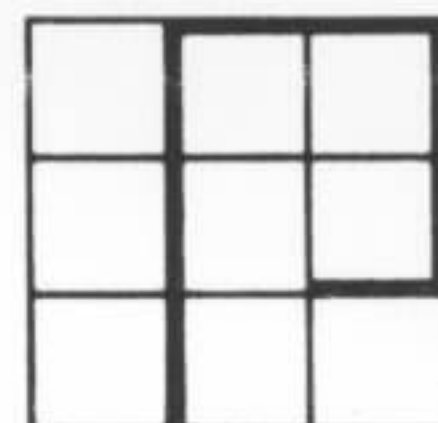


FOTO Nº 26 - Marcas ondulares em quartzito do Grupo Espinhaço Médio. Boqueirão do rio Mosquito.

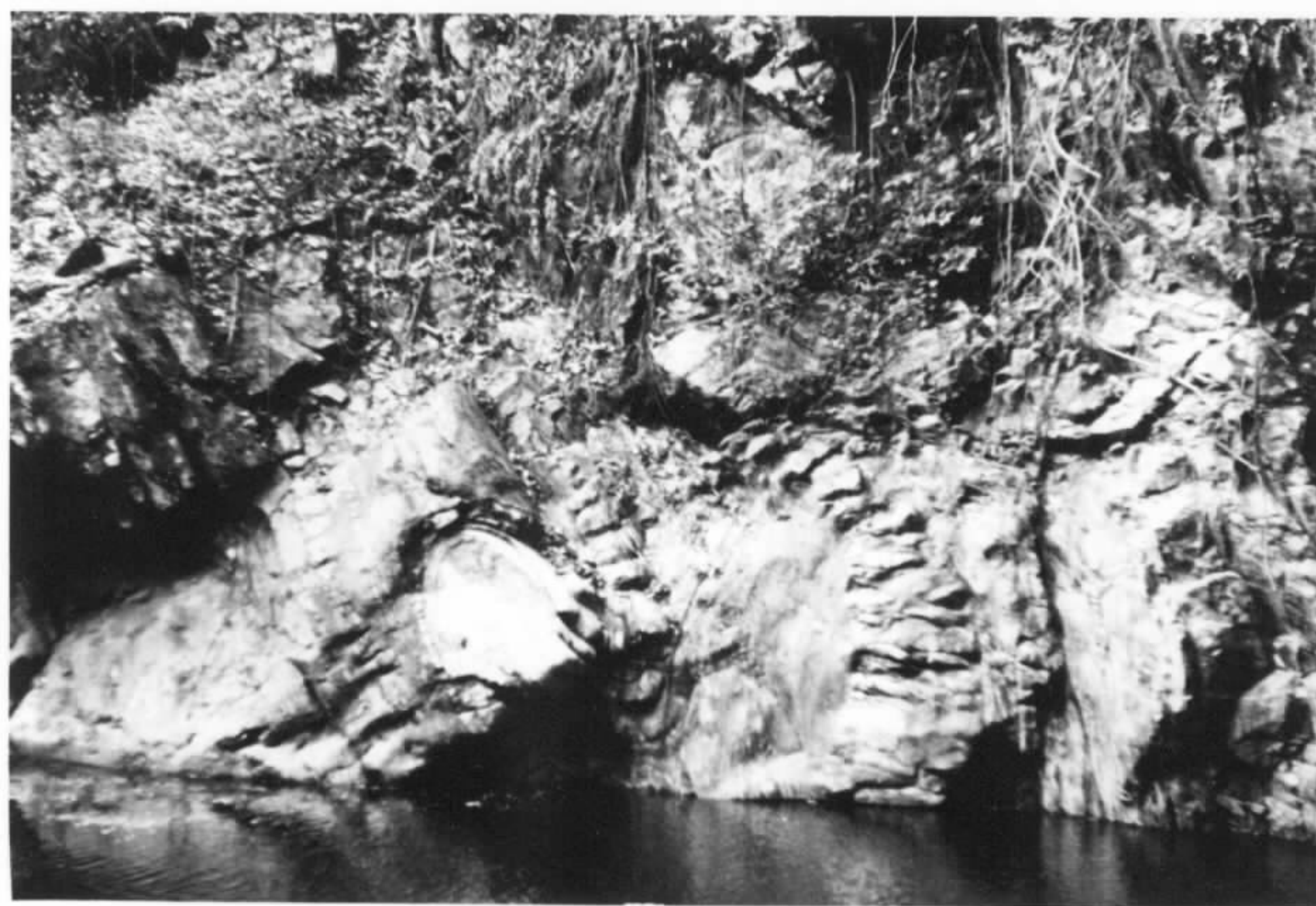


FOTO Nº 27 - Aspecto do estilo de dobramento das rochas do Espinhaço Superior, localidade de Mata Virgem.

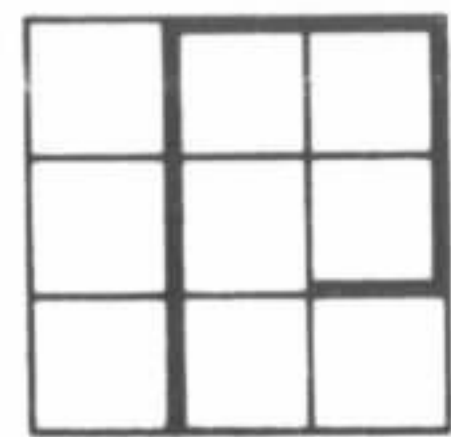


FOTO Nº 28 - Estilo de dobramento observado nos quartzitos do Grupo Espinhaço Superior. Corte na estrada de ferro, entre Licínio de Almeida e Urandi.



FOTO Nº 29 - Estilo de dobramento observado nos quartzitos do Grupo Espinhaço Superior. Corte na estrada de ferro, entre Licínio de Almeida e Urandi.

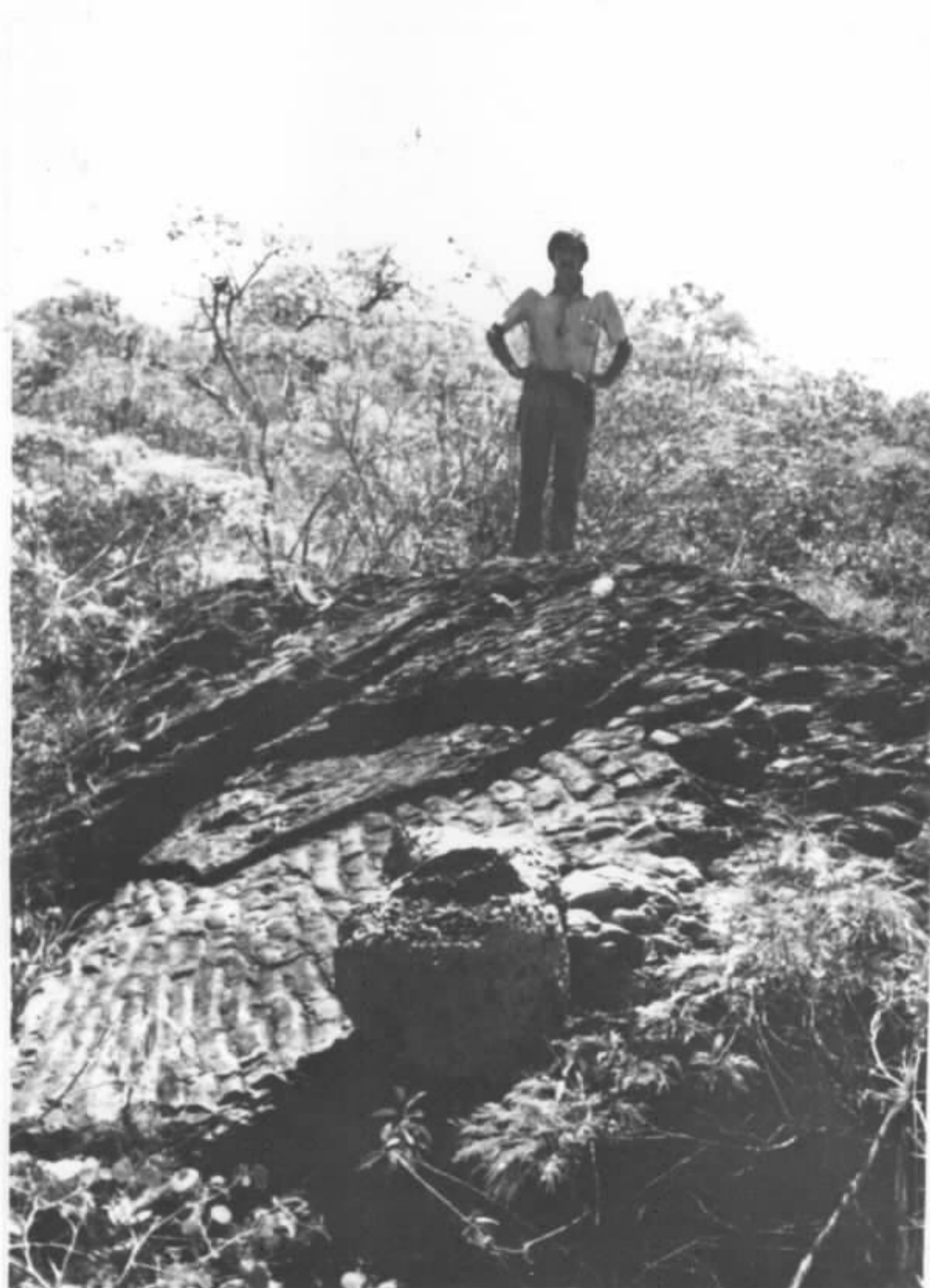
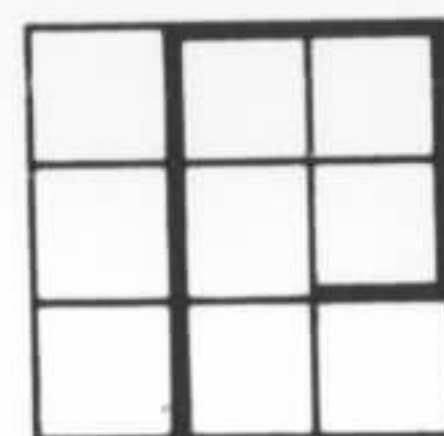


FOTO Nº 30 - Estruturas em "mullion" (?) nos quartzitos finos do Grupo Espinhaço Superior; serra Central (norte) a SW de Espinosa.



FOTO Nº 31 - Detalhe da foto anterior.

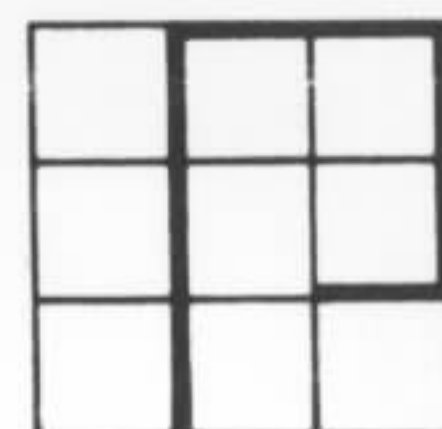


FOTO Nº 32 - Metadiamictito do Grupo Macaúbas, polimictito, com seixos de diversas dimensões. Estrada Espinosa - Itamirim; afloramento no rio Verde Pequeno.



FOTO Nº 33 - Metadiamictito do Grupo Macaúbas, com seixos de diversas dimensões. Estrada Espinosa - Itamirim; afloramento no rio Verde Pequeno.

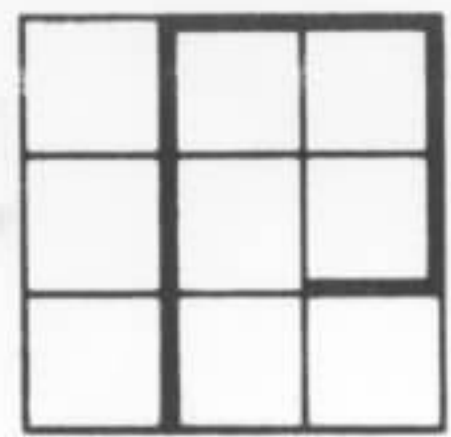


FOTO Nº 34 - "Cobble" de rocha gnáissica com diâmetro maior que 1 metro, nos metadiamictitos do Grupo Macaúbas. Estrada Espinosa - Itamirim; afloramento no rio Verde Pequeno.



FOTO Nº 35 - Metadiamictito do Grupo Macaúbas com plano "S<sub>1</sub>" mergulhando forte para SE. Estrada Espinosa - Itamirim; afloramento no rio Verde Pequeno.

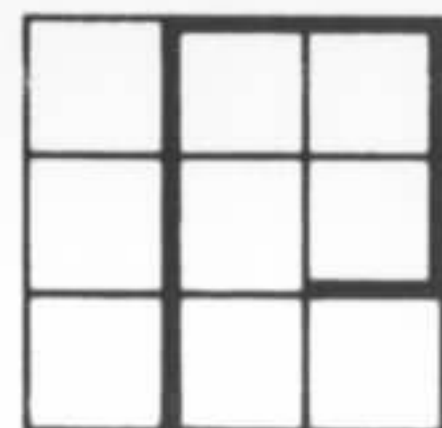


FOTO Nº 36 - Metaconglomerado polimicto do Grupo Macaúbas com seixos arredondados em matriz subgrauvânica. Estrada Taiobeiras - Ferreirópolis.



FOTO Nº 37 - Estruturas desenvolvidas nas metagrauwacas do Grupo Macaúbas. Estrada Taiobeiras - Ferreirópolis.

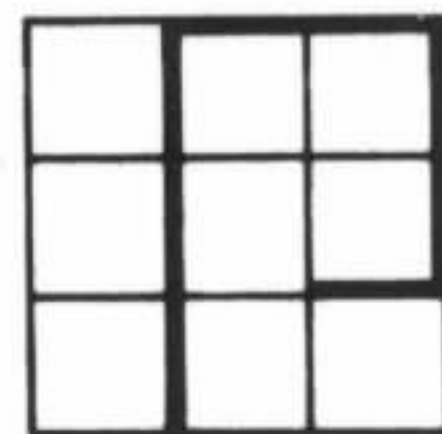


FOTO Nº 38 - Estratificação cruzada nas metagrauvacas do Grupo Macaúbas. Estrada Taiobeiras - Ferreirópolis.



FOTO Nº 39 - Fendas e cavernas em calcário plaqueado microcristalino, horizontalizado. Serra do Engrunado, próximo ao povoado de Descoberto.



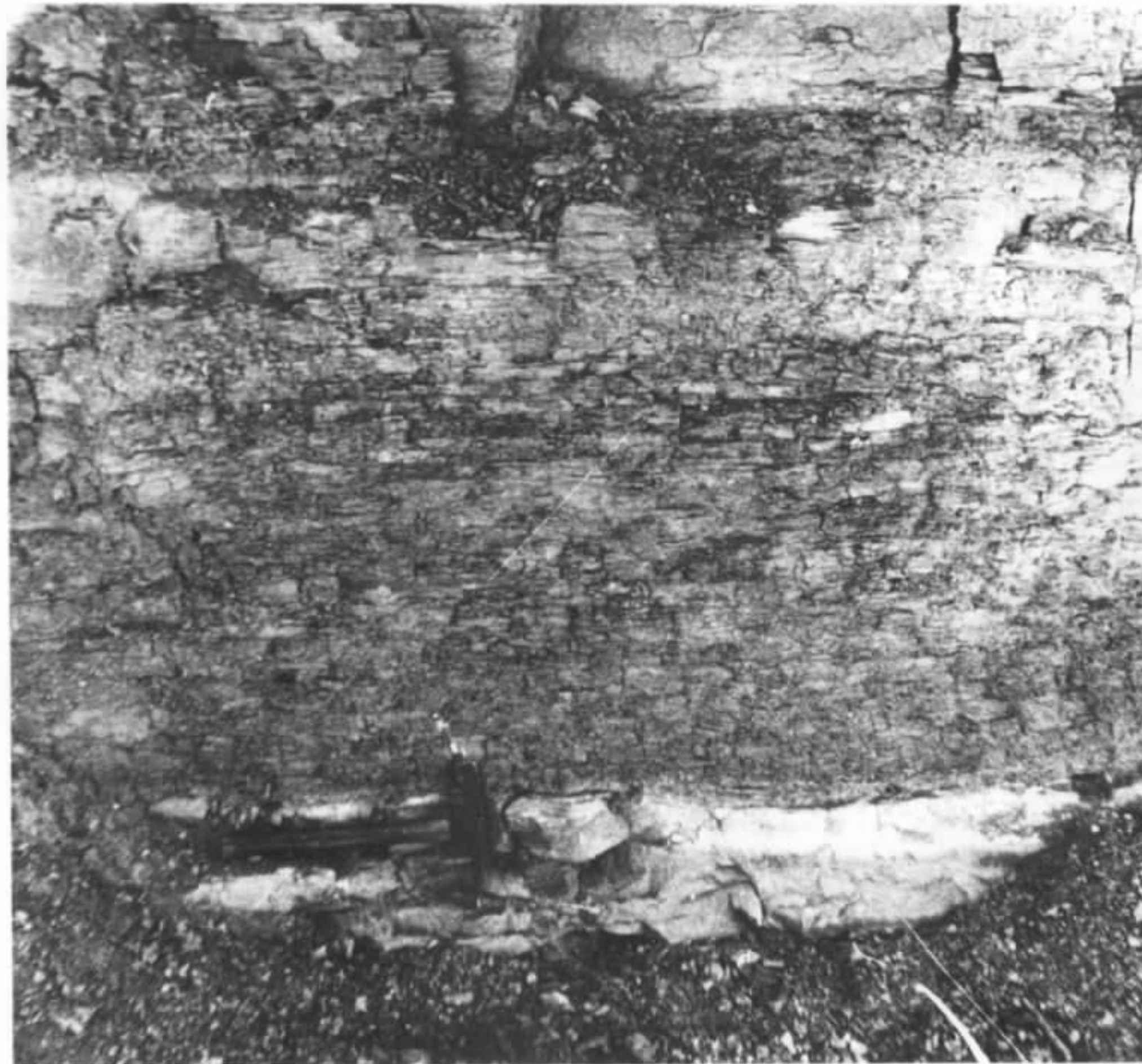
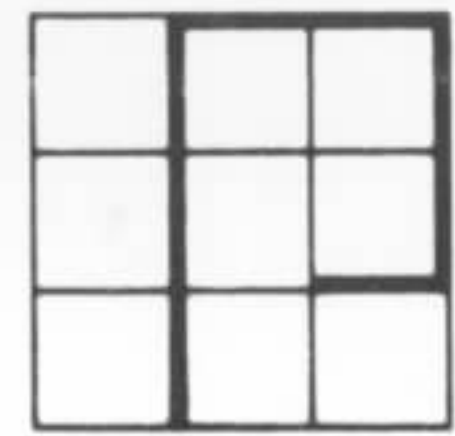


FOTO Nº 40 - Metassiltito argiloso horizontalizado, decomposto, de coloração creme-esverdeada. O martelo marca um nível de calcário argiloso em camada descontínua e com espessura máxima de 0,50m. Estrada Sta. Maria da Vitória - Açudina, a cerca de 7km a NE de Sta. Maria da Vitória.



FOTO Nº 41 - Calcário plaqueado cinza-claro e microcristalino. Nordeste da cidade de Cocos (BA).

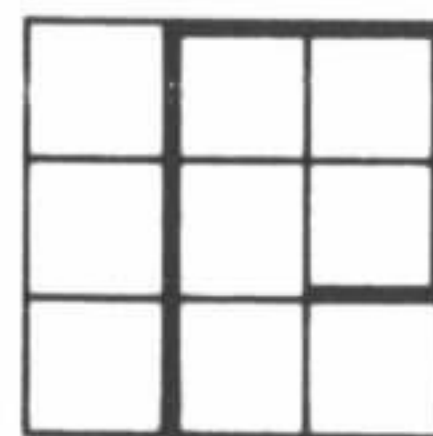


FOTO Nº 42 - Estratos subhorizontais de metarcócio (espessura entre 1 e 2m) intercalados em metassiltito esverdeado, bem estratificado e com níveis calcíferos do Grupo Bambuí. A WSW da Serra das Araras.



FOTO Nº 43 - Relação da foliação e do acamamento nas margas e metassiltitos do Grupo Bambuí. O acamamento é horizontal e a foliação mergulha 35 para N20W. Estrada ligando Cariparé ao vale do rio Branco. ←

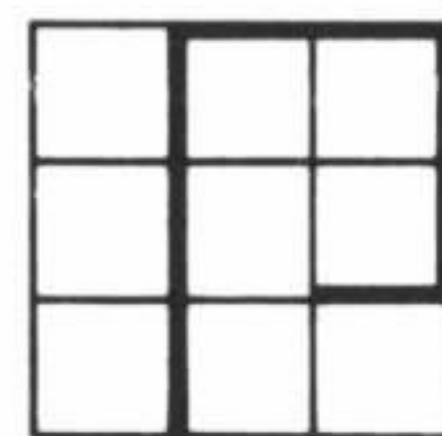


FOTO Nº 44 - Dobra do tipo concêntrica, com eixo suavemente mergulhante para nordeste e atingindo camadas de calcários argilosos e/ou margas do Grupo Bambuí. Estrada entre Barreiras e São Desidério, a cerca de 23km a sul de Barreiras (BA).

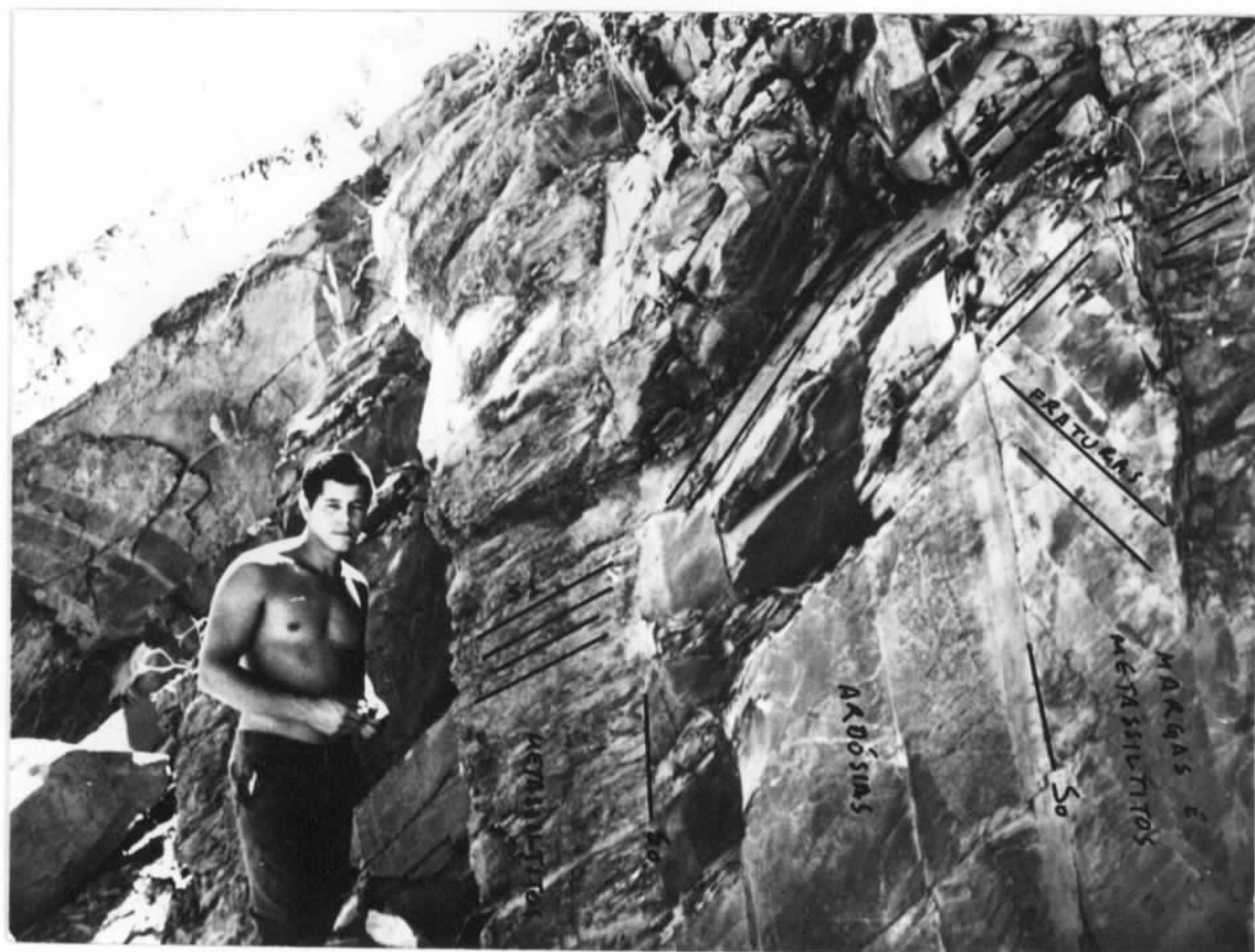


FOTO Nº 45 - Camadas dobradas de ardósias, margas e/ou calcários argilosos e metassiltitos, do Grupo Bambuí, com eixo suavemente mergulhante para noroeste. Mostra refração da foliação "S<sub>1</sub>" nas camadas. Serra do Saco, rodovia BR-242 a cerca de 12km a leste de Barreiras (BA).

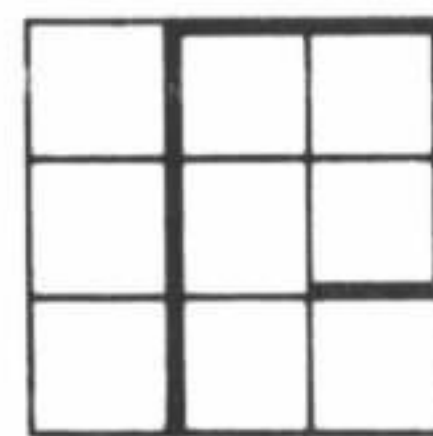


FOTO Nº 46 - Vênulas milimétricas de calcita branca com duas direções preferenciais, encaixadas no calcários de granulação fina do Grupo Bambuí. Próximo ao povoado de Ôlho d'Água, cerca de 15km a noroeste da cidade de Wamderley (BA).

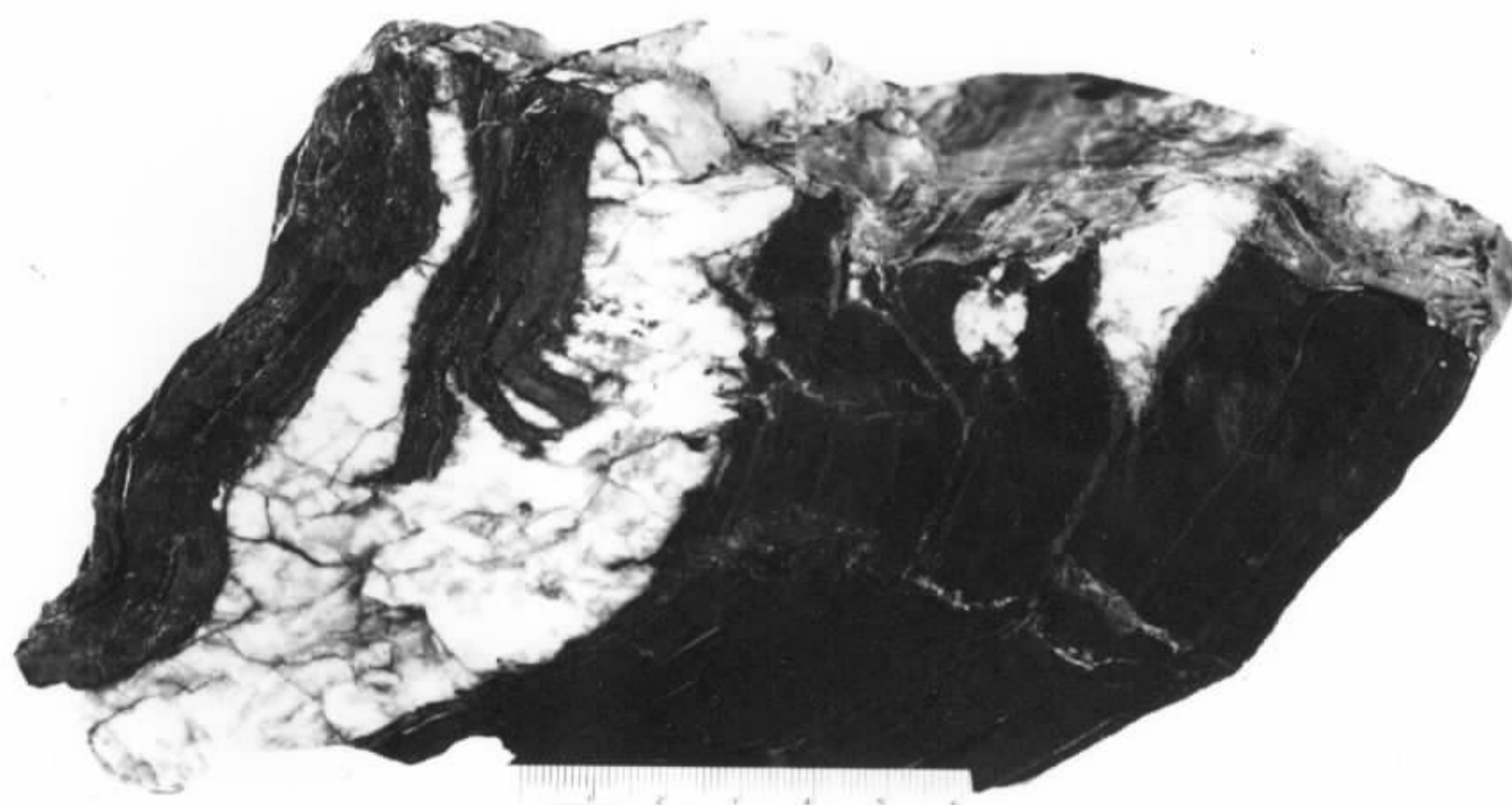


FOTO Nº 47 - Calcário dobrado e microfalhado do Grupo Una, Xique-Xique, BA.

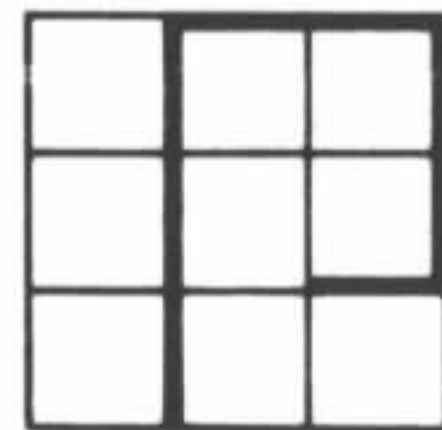


FOTO Nº 48 - Detalhe de uma camada de conglomerado monomictico, mostrando frequência de seixos de quartzo (1-2cm), com espessura de 0,50m intercalando-se em arenito grosseiro, mal classificado e com níveis conglomeráticos da Formação Serra Grande. Vale do rio Negro.



FOTO Nº 49 - Contato entre os membros Itaim (inferior) e Picos (superior) da Formação Pimenteiras (SDp). Abaixo da linha de contato ve-se um arenito, bem estratificado com espessura de 40 metros e acima folhelhos com intercalações subordinadas de arenito fino, micáceo. Flanco oriental da serra do Carmo, cabeceiras do córrego Pacu.

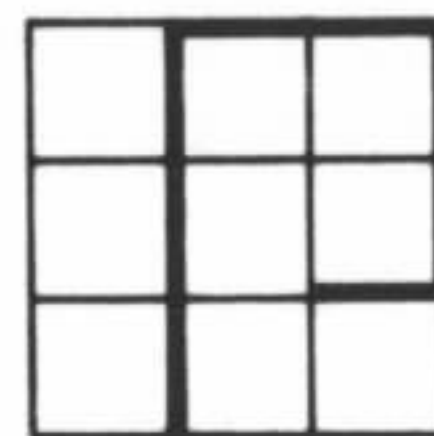


FOTO Nº 50 - Forma erosiva típica do arenito grosseiro, médio, da Formação Cabeças. Próximo ao ribeirão Caracol.



FOTO Nº 51 - Aspecto característico do contato entre o arenito grosseiro da Formação Cabeças (Dcs) e folhelhos e arenitos muito finos da Formação Longã (Dla). Estrada Novo Acordo - Ponte Alta do Norte, via fazenda São Bento.

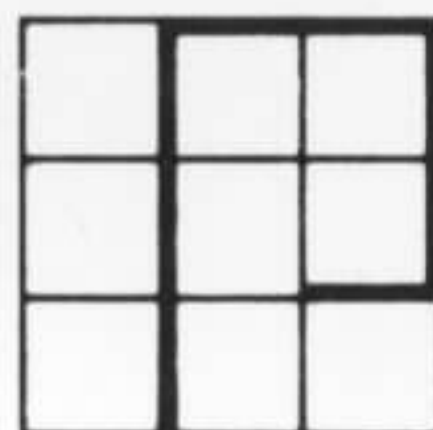


FOTO Nº 52 - Sequência gradacional de arenitos finos plaqueados, siltitos e folhelhos do membro superior da Formação Longã. Estrada Itacajã - Tupiratins (GO).

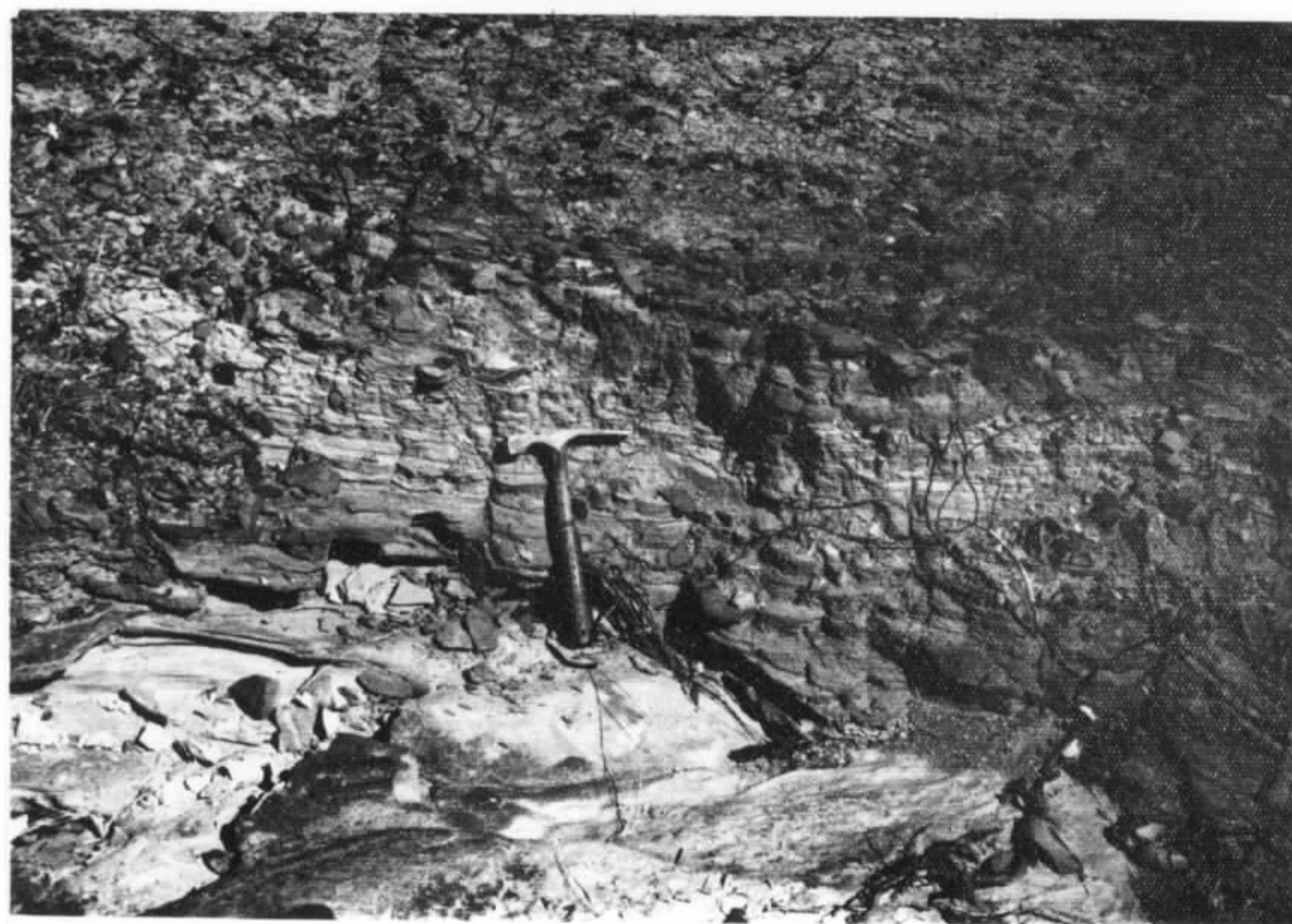


FOTO Nº 53 - Folhelhos e siltitos argilosos, cinza-escuro do membro inferior da Formação Longã. Sudoeste da fazenda Santa Maria - Estrada Itacajã-Pedro Afonso (GO).

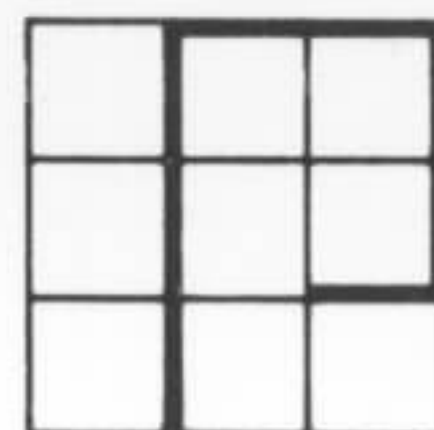


FOTO Nº 54 - Camada de conglomerado polimictico, do membro inferior da Formação Poti, constituído por seixos arredondados de quartzo e arenito silicificado em matriz de arenito fino avermelhado. Estrada faz. Novo Acordo - São Félix (GO).

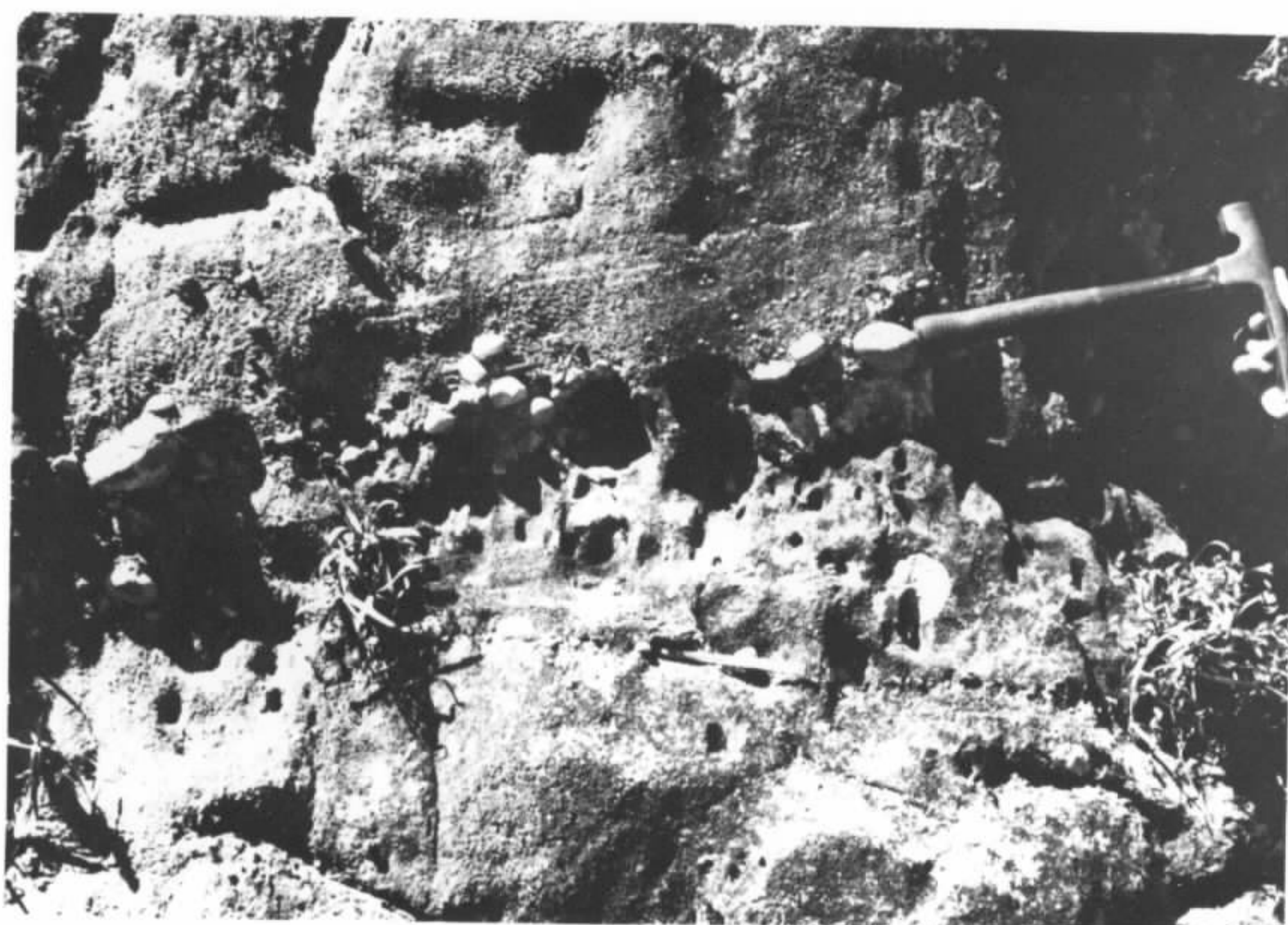


FOTO Nº 55 - Níveis conglomeráticos segundo os "foresets" da estratificação cruzada do arenito róseo da Formação Poti. Sudeste da fazenda Novo Acordo (GO).



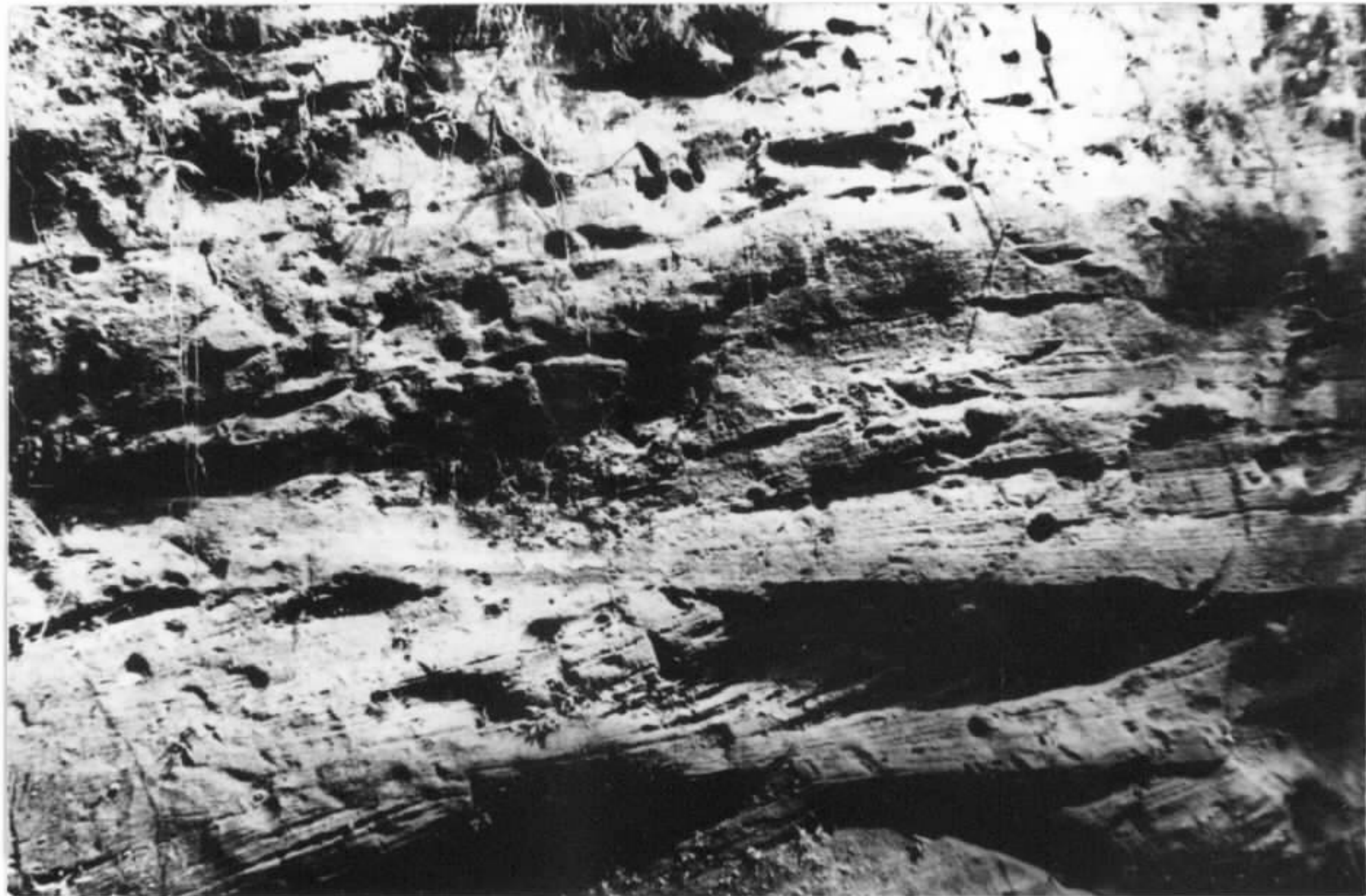
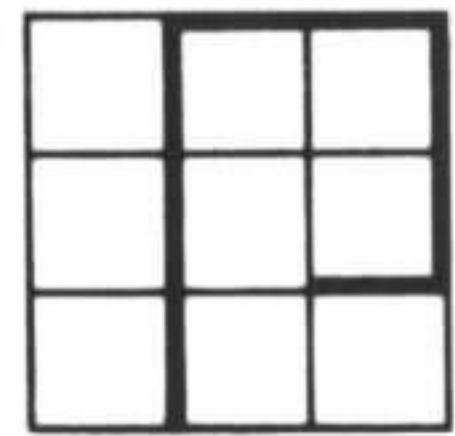


FOTO Nº 56 - Típica estratificação cruzada do arenito vermelho, granulação fina do membro inferior da Formação Piauí. Noroeste da faz. Novo Sítio - Folha de Lizarda (GO).



FOTO Nº 57 - Vista parcial da ruptura de pendente no contato das Formações Pedra de Fogo (Ppf) e Piauí (Cpi). Norte de Lizarda, próximo da localidade de Barreiro.

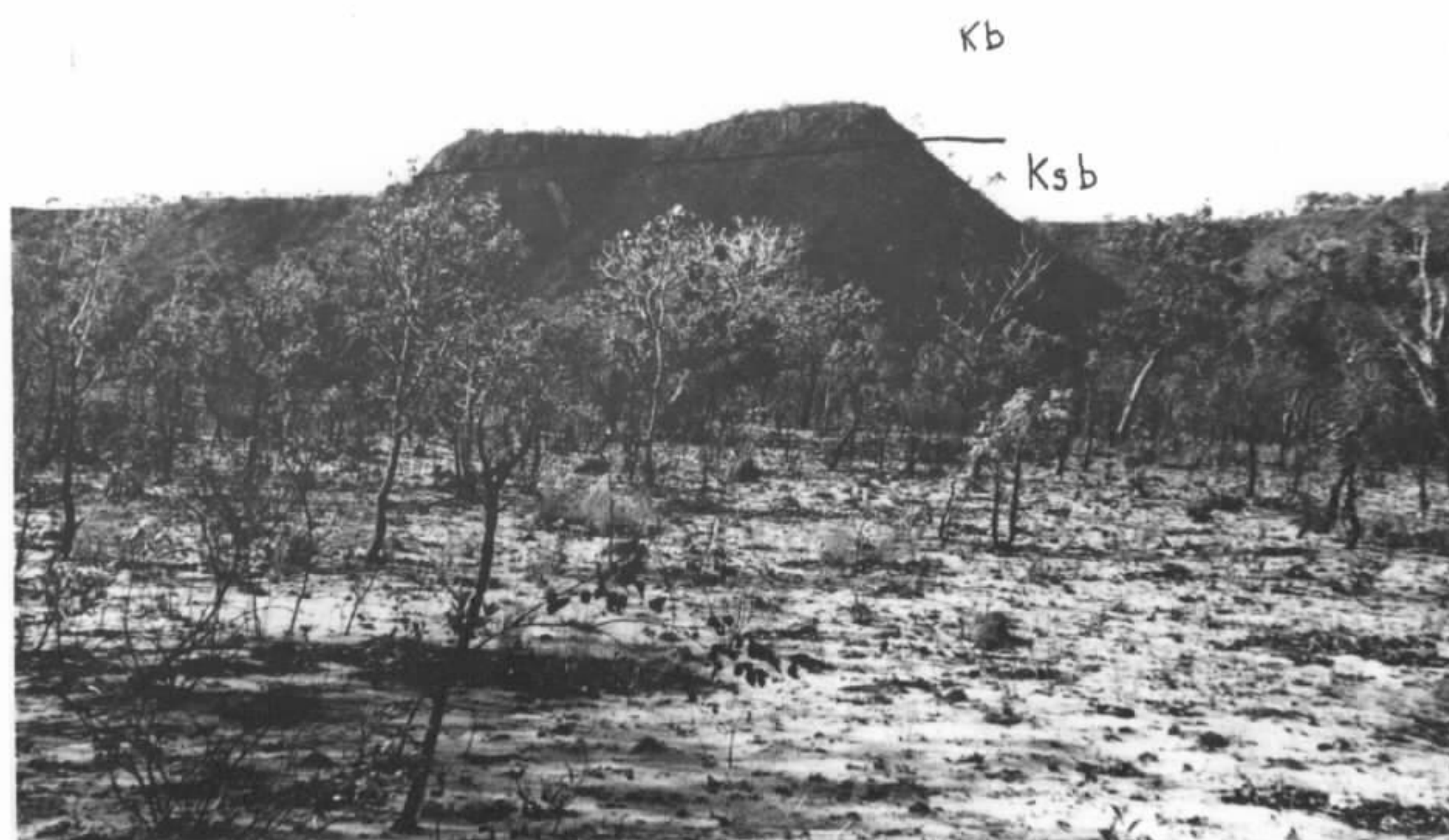
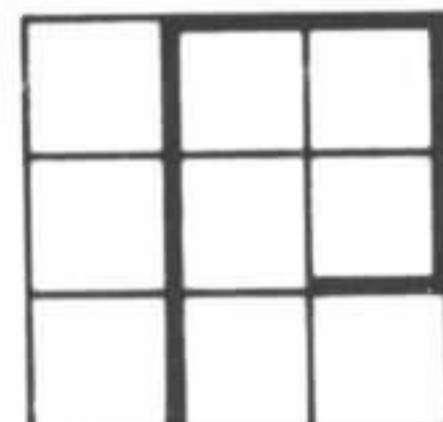


FOTO Nº 58 - "Cornija", contato basalto (Kb) com a Formação Sambaíba (Ksb). Estrada Lizarda - Alto Parnaíba, próximo à divisa GO-MA.



FOTO Nº 59 - "Figura" desenvolvida nos arenitos róseos da Formação Urucuaia mostrando estratificação cruzada tabular. Estrada para o aeroporto de Barreiras (BA).

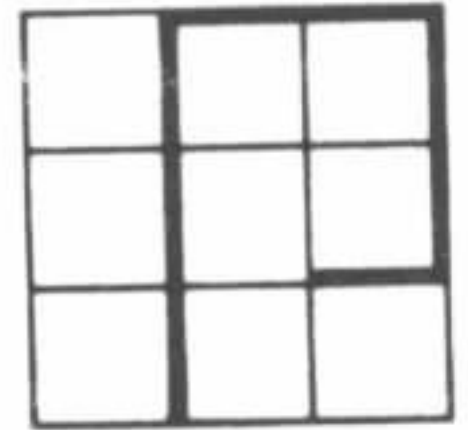


FOTO Nº 60 - Mina de manganês do Boqueirão do Pedrinho. Ao longe área já trabalhada sobre a Formação Caboclo. Em primeiro plano área objeto de Lavra.



FOTO Nº 61 - Mina de manganês do Boqueirão do Pedrinho. Beneficiamento do minério de manganês retirado dos colúvios existentes sobre a Formação Caboclo.

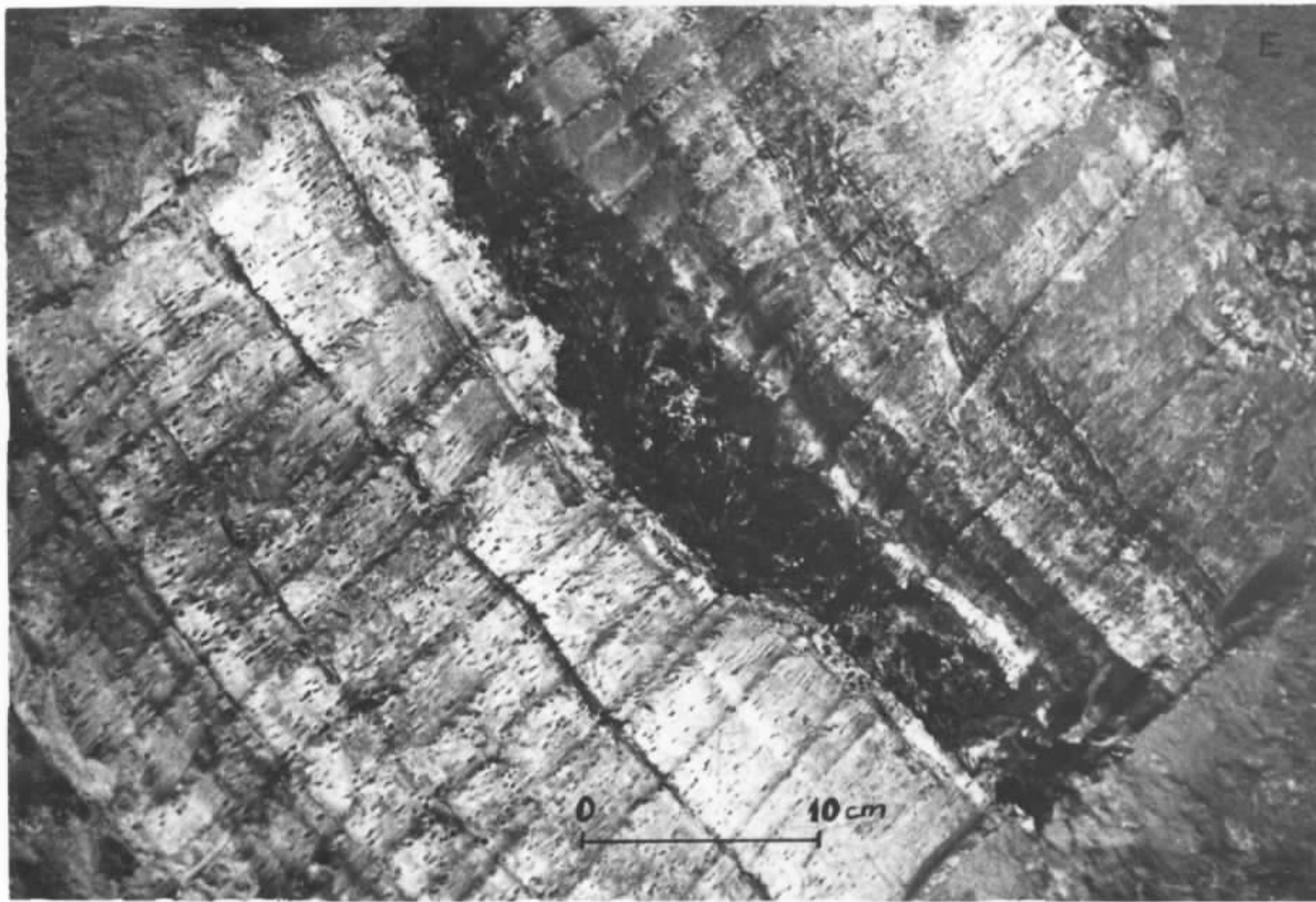
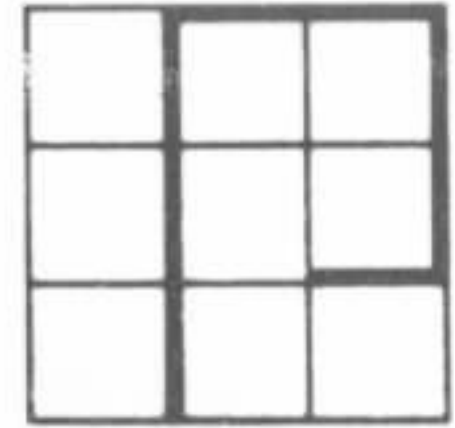


FOTO Nº 62 - Gondito mergulhando para leste. Mina de manganês da Pedra Preta, município de Licínio de Almeida (BA). Complexo Metamórfico (fácies xisto verde e anfibolito).

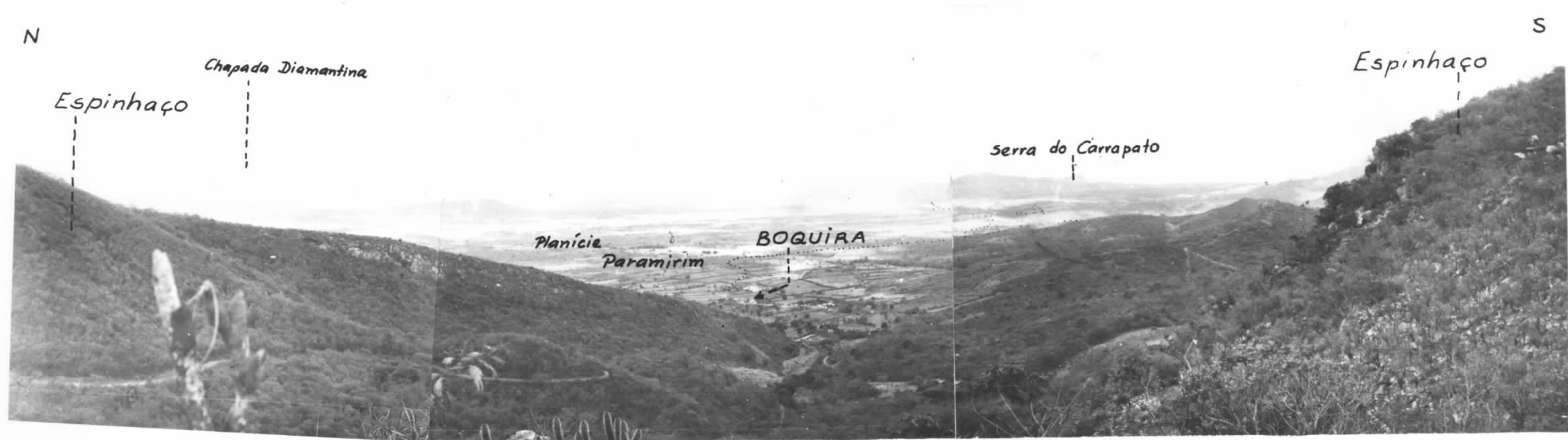
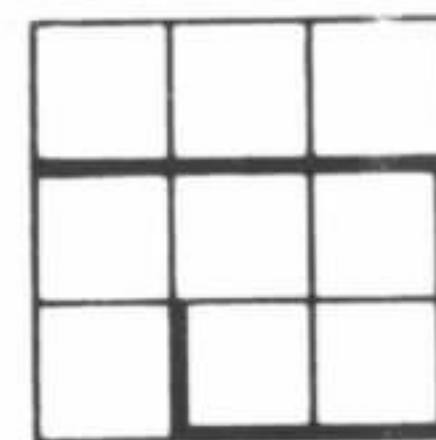


FOTO Nº 63 - Boquira, Estado da Bahia. Vista para leste sobre a Planície de Paramirim e a Serra do Carrapato. Em primeiro plano, escarpa falhada da Serra do Espinhaço e em último plano, Chapada Diamantina.



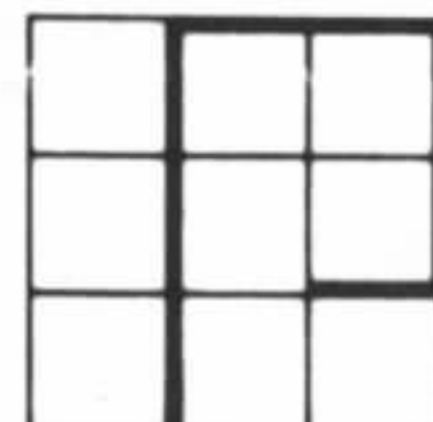


FOTO Nº 64 - Vista parcial, de SE para NW, dos trabalhos executados na Mina Grande, Itacarambi, MG.



FOTO Nº 65 - Filão de cassiterita descoberto em 1971, no quartzo pórfito milonitizado. Cata de 5 metros de profundidade. Brejo Sta. Tereza - Município de Paramirim (BA).



FOTO Nº 66 - Fratura preenchida por cassiterita, localmente com ramificações. Brejo Sta. Tereza - Município de Paramirim (BA).



FOTO Nº 67 - Quartzo pórfiro sericitizado com filão de quartzo leitoso limonitizado com esparsos grãos de cassiterita. Brejo Sta. Tereza Município de Paramirim (BA).

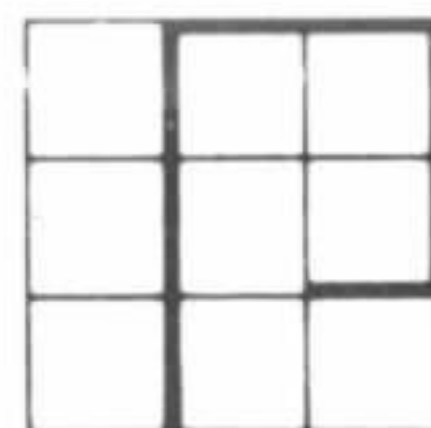
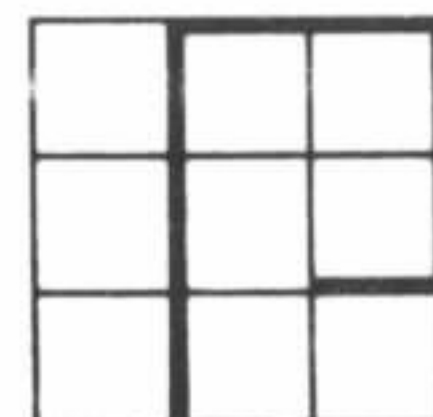


FOTO Nº 68 - "Stockwork" de quartzo leitoso limonitizado, contendo às vezes pequenas concentrações de cassiterita, pirita, arsenopirita (?) e faíscas de ouro. O quartzo pórfito contém às vezes feldspatos de 2cm de comprimento. Brejo Sta. Tereza - Município de Paramirim (BA).



FOTO Nº 69 - Catas para extrair concreções de cassiterita em quartzo pórfito sericitizado. Crianças coletam grãos de cassiterita na superfície do solo, após as chuvas. Águas Claras - Município de Paramirim (BA).





← N

→ S



FOTO Nº 70 - Vista sobre o flanco oeste da Sinclinal de Água Quente. Camada de quartzitos sobre quartzopórfiro milonitizado com mineralizações de cassiterita. Faz. Butim - Município de Paramirim (BA).



FOTO Nº 71 - Concentração de cassiterita na bateia. Material coletado no aluvião a 900 metros de altitude. Faz. Butim - Município de Paramirim (BA).

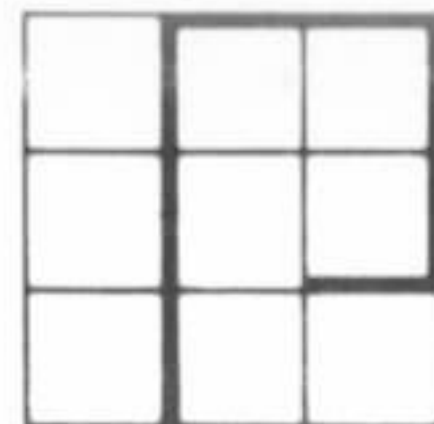


FOTO Nº 72 - Cata aberta em 1971, seguindo um filão de cassiterita ao longo de uma fratura inclinada para W, no quartzo pórfito sericitizado. Faz. Jurití - Município de Paramirim (BA).



FOTO Nº 73 - Quartzo pórfito milonitizado e alterado, com cassiterita. Faz. Mimoso - Município de Paramirim (BA).

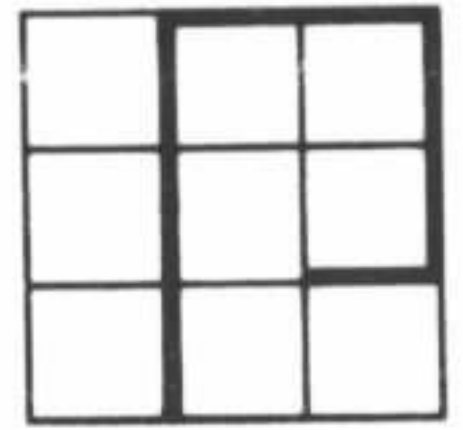


FOTO Nº 74 - Faiscação de ouro em camada de cascalho lateritizado e aurífero, com seixos angulosos de quartzito. Faiscação da Marcela - Sul de Gentio do Ouro (BA).



FOTO Nº 75 - Faiscação de Ouro e Cassiterita nas cascalheiras do rio Paramirim das Crioulas, a 1.000 metros de altitude. Município de Água Quente (BA).

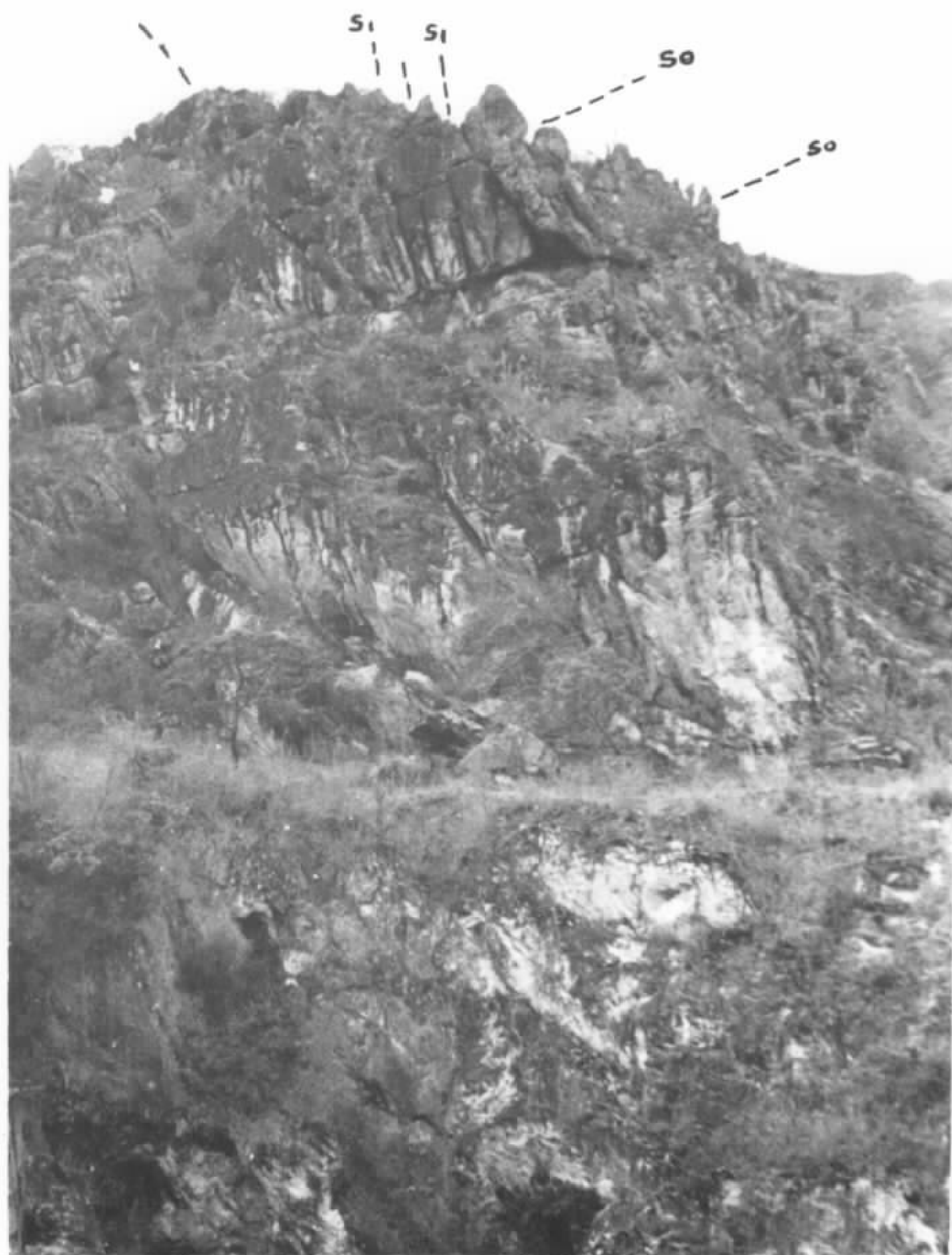
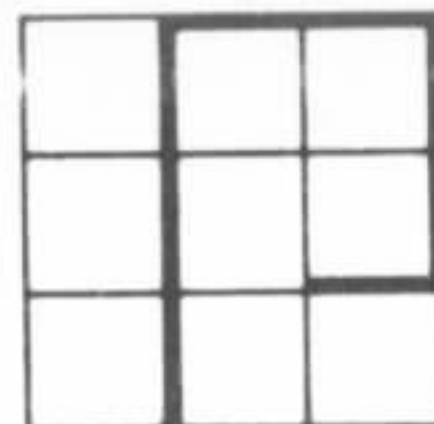


FOTO Nº 76 - Mina do Joel, Município de Montalvânia, MG. Calcário maciço intensamente fraturado do Grupo Bambuí. Mineralizações de fluorita, prata e galena.



FOTO Nº 77 - Município de Cocos, Bahia; Fazenda Tolda. Filão de fluorita encaixado em calcários colíticos plaqueados do Grupo Bambuí.

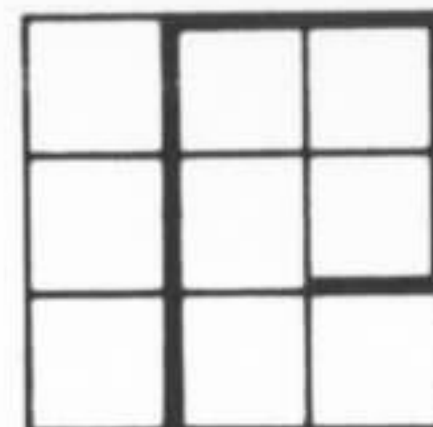


FOTO Nº 78 - Vista parcial das escavações em calcário e dolomito do Grupo Bambuí. Mina de fluorita do Fabião, Itacarambí (MG).



FOTO Nº 79 - Veio de barita, com alguma specularita, encaixado em cataclasito de vulcânica. Distrito de Remédios (BA).

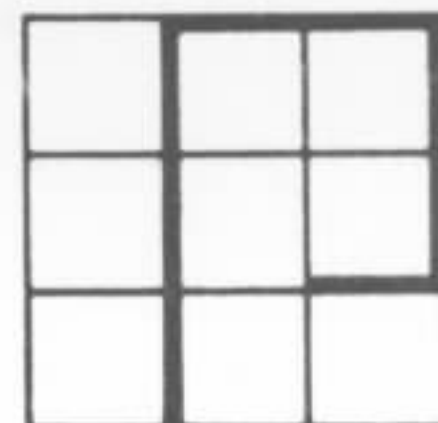


FOTO Nº 80 - Vista geral dos trabalhos abandonados no garimpo de diamante da Mangabeira; área de exposição da Formação Lavras. SE de Santo Inácio (BA).



FOTO Nº 81 - Metaconglomerado Lavras diamantífero, com seixos de quartzo e quartzito e matriz arenosa. Garimpo do Buriti a NW de Santo Inácio (BA).

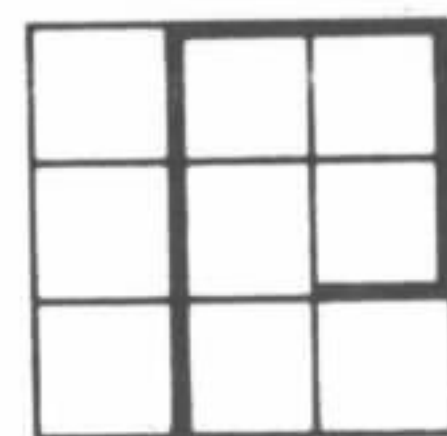


FOTO Nº 82 - Vista de uma típica área de trabalho de garimpagem em metaconglomerados diamantíferos da Formação Lavras. Garimpo do Buriti, NW de Santo Inácio (BA).



FOTO Nº 83 - Vista parcial das escavações no garimpo de diamante do Canoão a norte de Saudavel (BA).

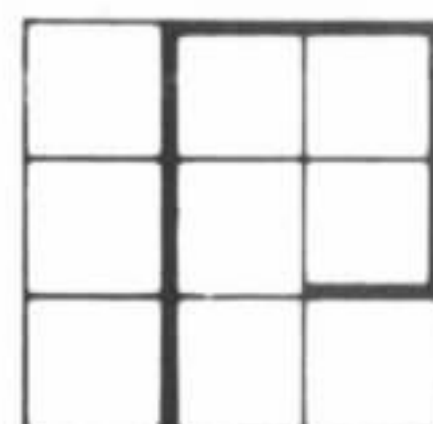


FOTO Nº 84 - Vista parcial dos trabalhos executados em grupiaras do córrego Gameleira. Garimpo de diamante da Gameleira, Almas (GO).

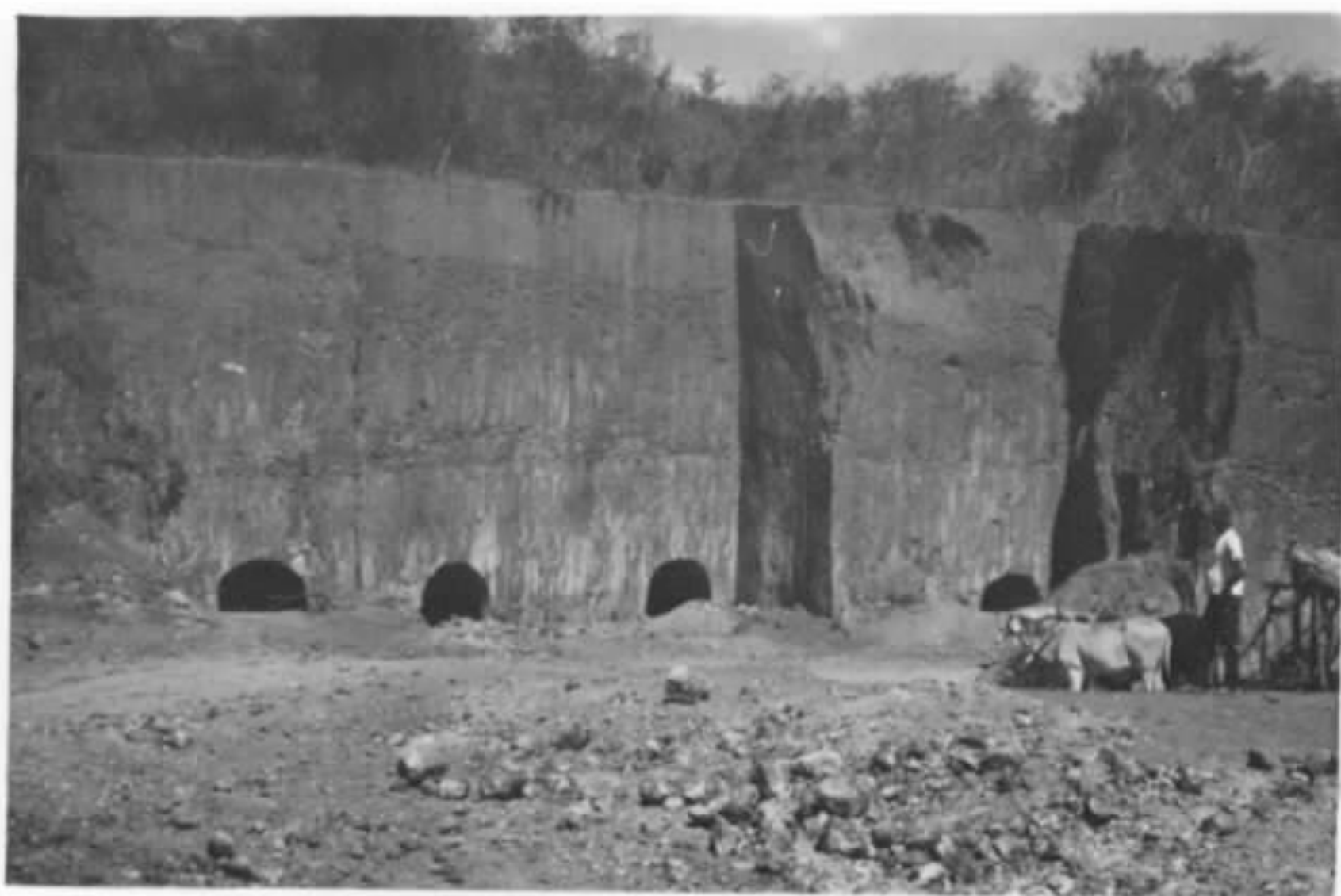


FOTO Nº 85 - Vista das "grunas", onde a camada de cascalho, contendo ametista, é lavrada via subterrânea. Mineração de ametista da Califórnia, Caetité (BA).



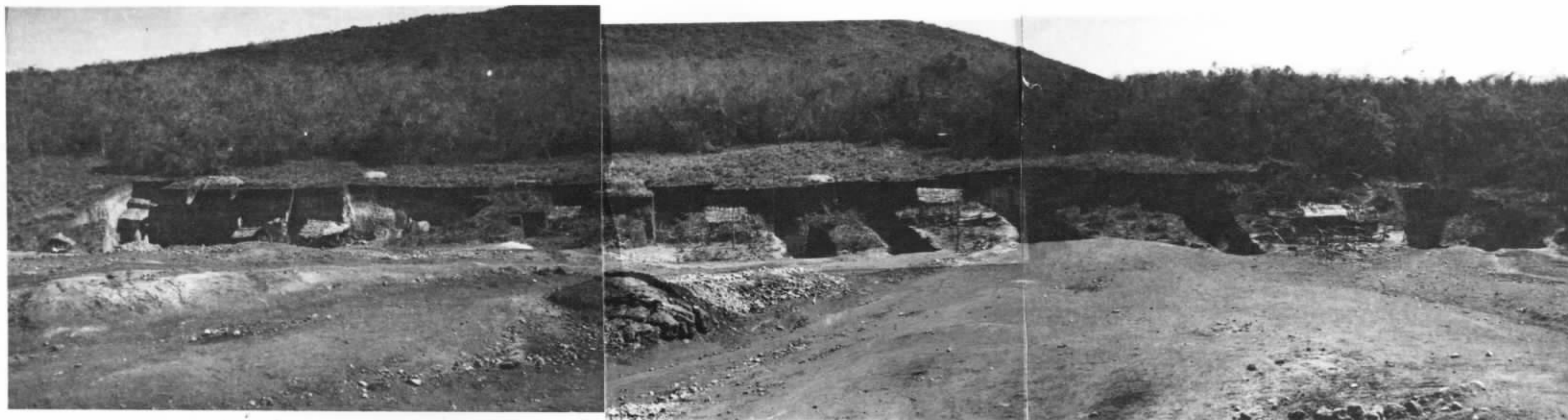
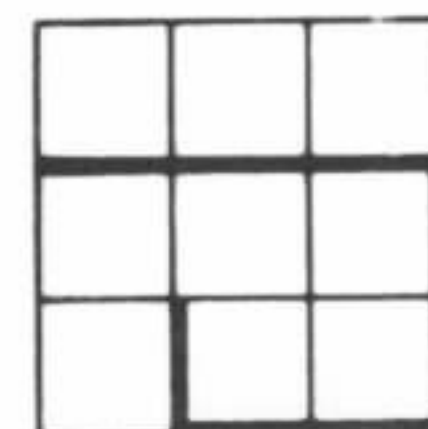


FOTO Nº 86 - Frente de lavra na exploração a céu aberto da camada de cascalho contendo seixos e fragmentos de ametista. Garimpo Novo, Caetité (BA).



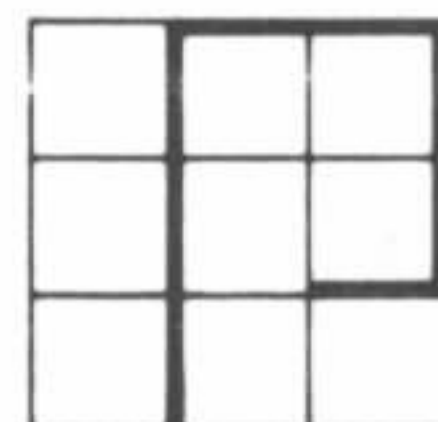


FOTO Nº 87 - Aspectos da mineração subterrânea de ametista em galerias (denominadas "grunas" pelos garimpeiros). Mineração da Rapa, Caetitê (BA).

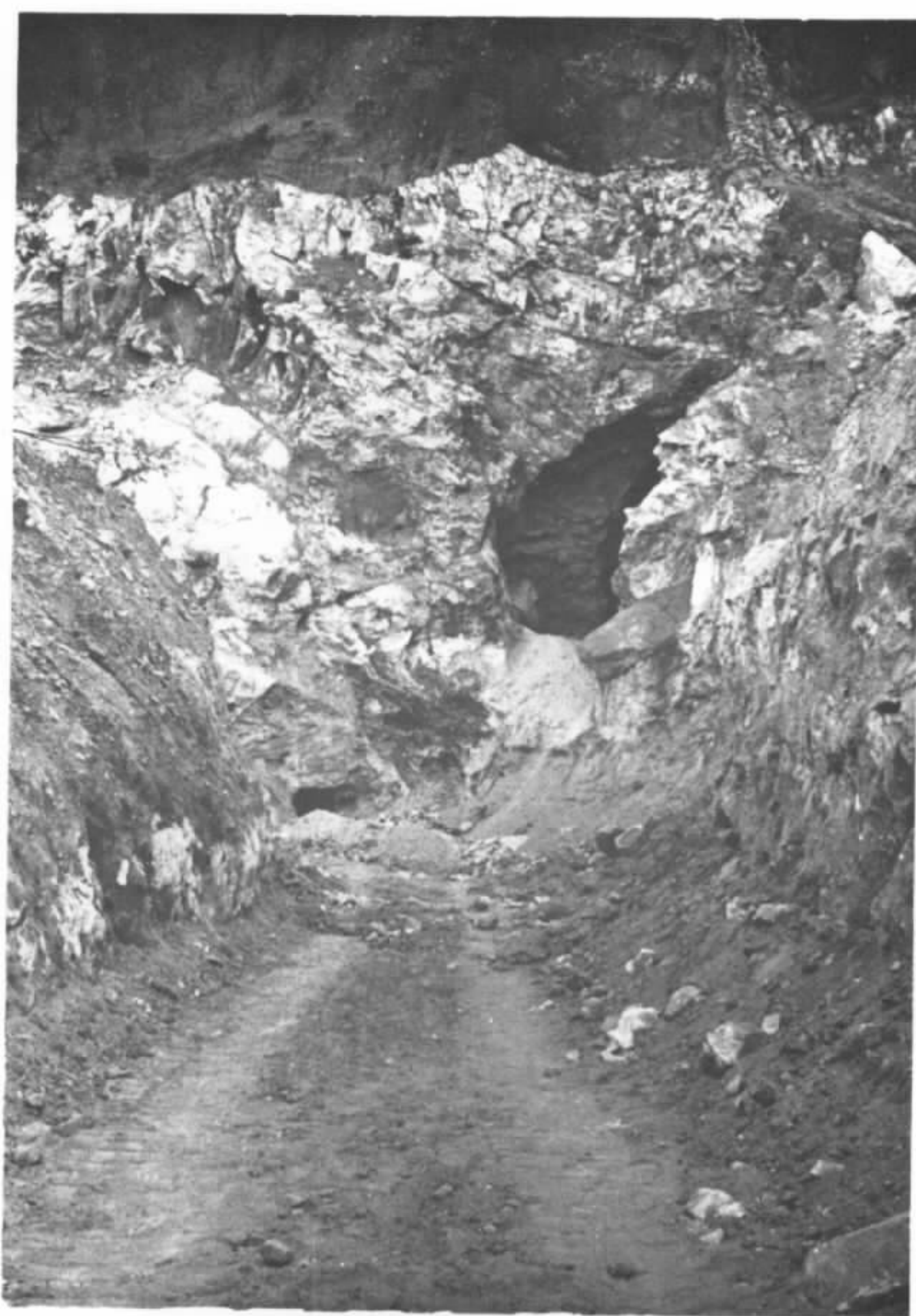


FOTO Nº 88 - Sistemas de veios de quartzo, cortando quartzitos do Grupo Espinhaço Médio. Cata de quartzo do Vai ou Racha, Oliveira dos Brejinhos (BA).

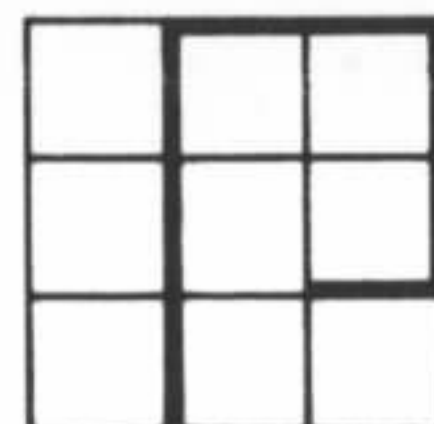


FOTO Nº 89 - Cata de quartzo de São Domingos, Ibitiara (BA).  
Beneficiamento local das lascas de quartzo.



FOTO Nº 90 - Vista de algumas escavações que ocorrem na Cober-  
tura Terciária - Quaternária, oriundas da cata de  
rutilo. Garimpo das Pedrinhas a sul de Parnaguá  
(PI).

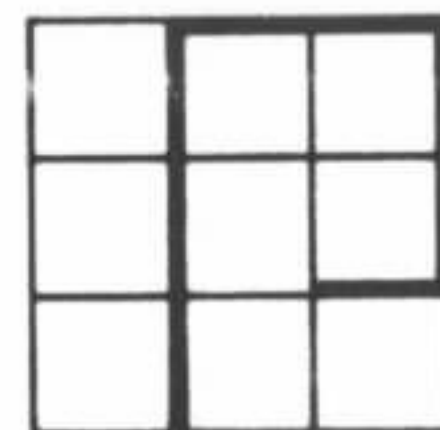
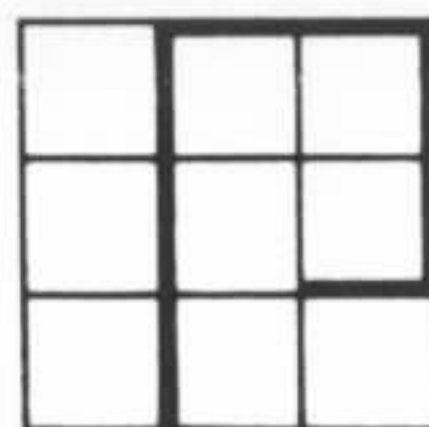


FOTO Nº 91 - Bloco de quartzito dumortierítico da pedreira do Taquari, Boquira (BA).

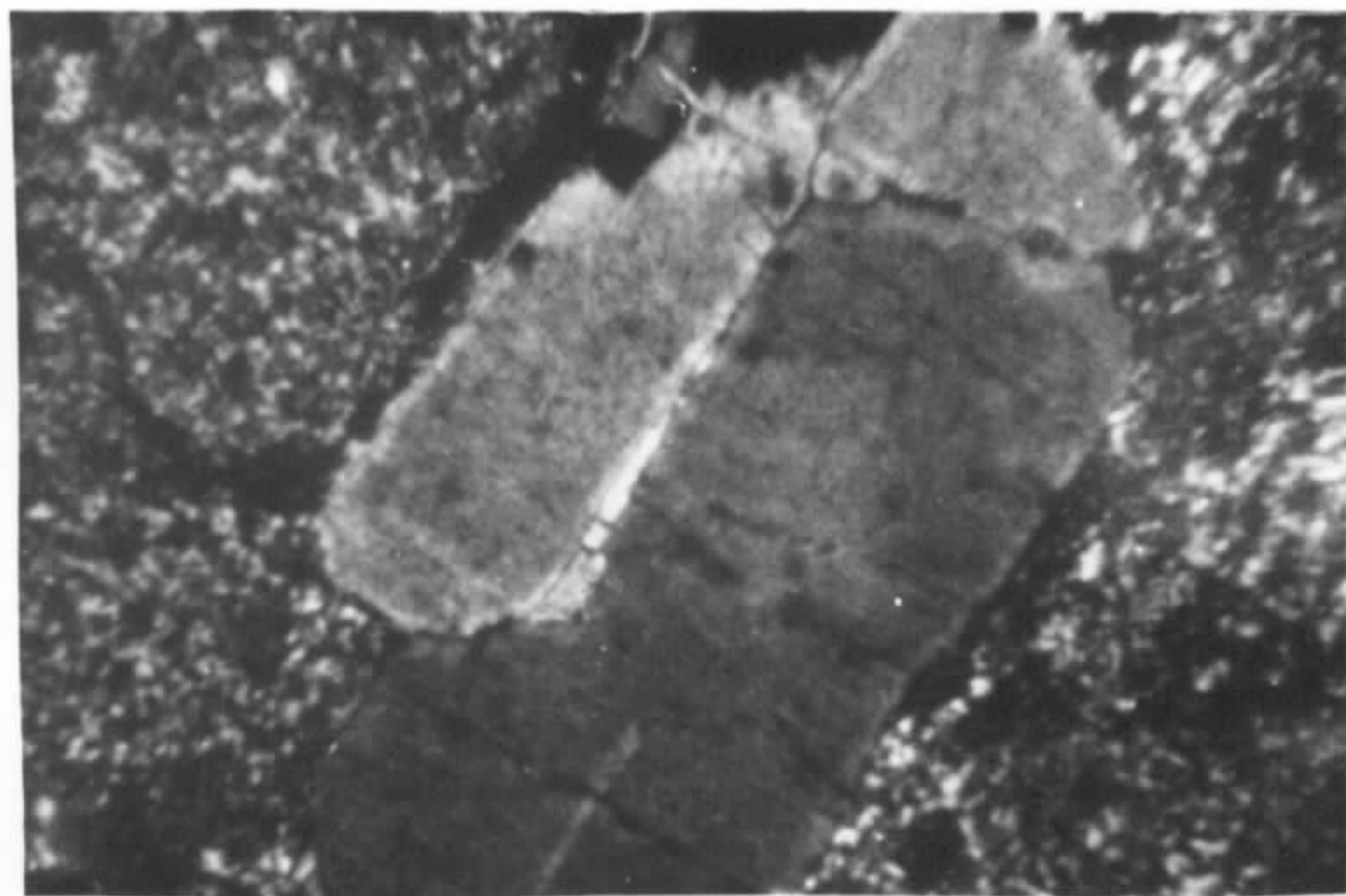


FOTO Nº 92 - Pedreira de quartzito dumortierítico da Vaca Morta, Boquira (BA).



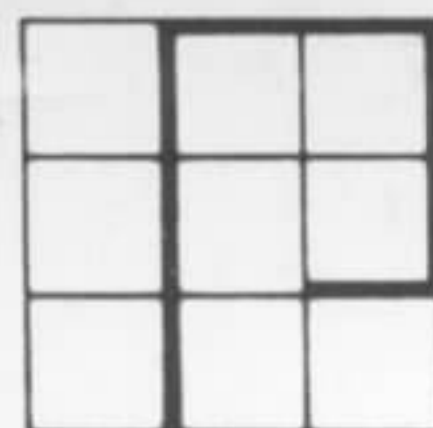
Fotomicrografia Nº 1

Quartzo-pórfito - fenocristal de feldspato potássico em uma matriz microcristalina de quartzo, feldspatos e sericita. 35X, nicóis cruzados. Amostra B-682, ficha petrográfica - 1469.



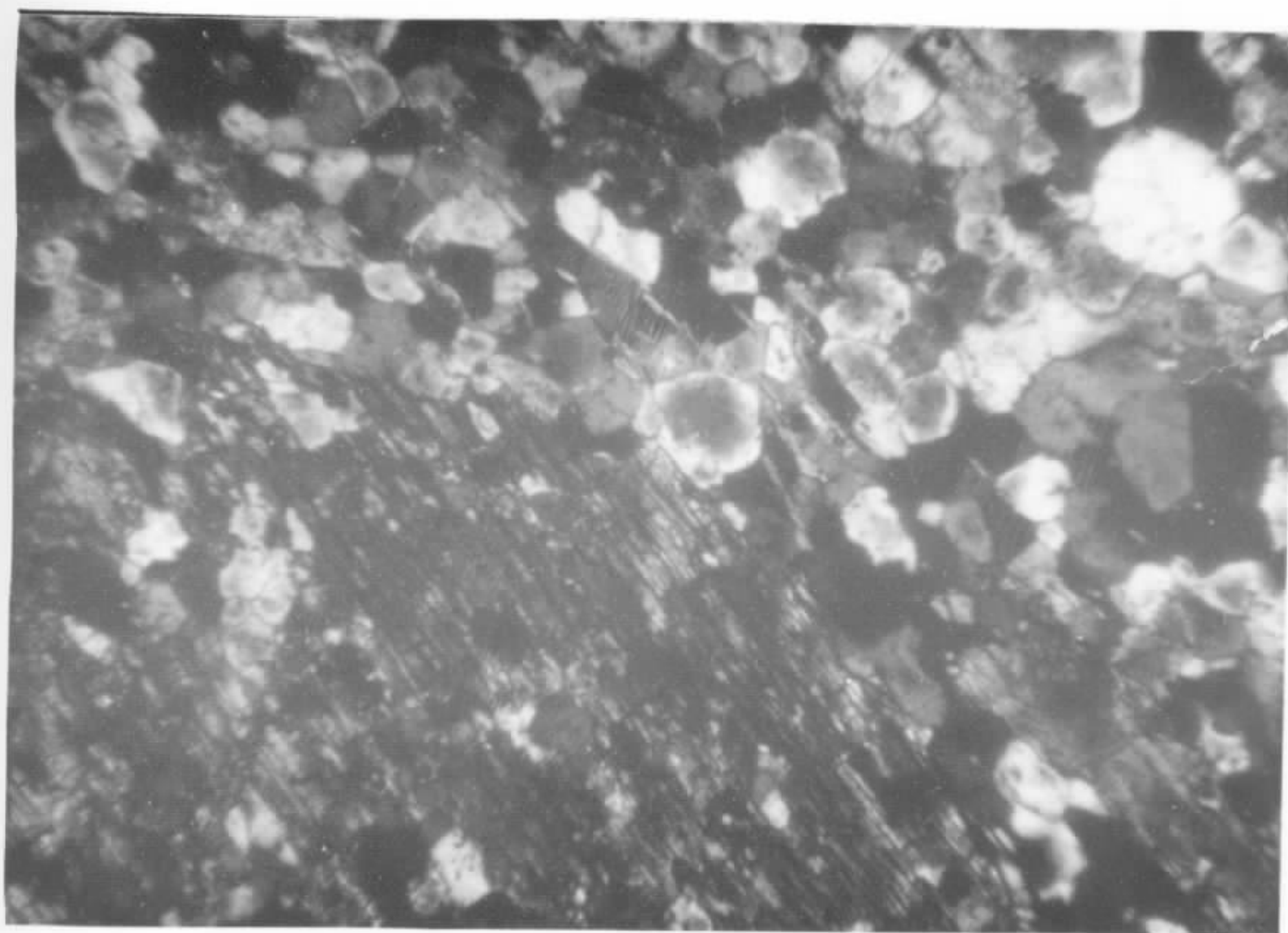
Fotomicrografia Nº 2

Quartzo-pórfito - fenocristal de feldspato potássico em matriz microcristalina metavulcânica. 35X, nicóis cruzados. Amostra B-551, ficha petrográfica - 1324.



Fotomicrografia Nº 3

Quartzo-pórfito - fenocristal de quartzo com bordos corroídos, em matriz metavulcânica de quartzo, feldspatos e sericita. 35X, nicóis cruzados. Amostra R-965, ficha petrográfica - 1840.



Fotomicrografia Nº 4

Cianita-quartzito - porfiroblastos de cianita em matriz de quartzo e sericita. 35X, nicóis cruzados. Amostra S-767, ficha petrográfica - 1868.