

FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS DA UNIVERSIDADE DE

SÃO PAULO



hidro-geologia da camada perfurada
GEOLOGIA E PETROLOGIA DE PERFURAÇÕES REALIZADAS NA

FOZ DO AMAZONAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900007718

Tese de doutoramento apresentada

SÉRGIO ESTANISLAU DO AMARAL

1954

INDICE

I - INTRODUÇÃO	1
1 - Dados técnicos sobre as perfurações	2
2 - Physiografia e geologia da região	3
3 - Métodos usados	5
a) Granulometria	5
b) Minerais pesados	9
c) Análise mineralógica	10
d) Arredondamento	10
e) Densidade e porosidade	11
II - DESCRIÇÃO DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM	12
1 - Perfuração de Limoeiro	12
a) Descrição macroscópica	12
b) Composição mineralógica	19
arenitos	19
siltitos	22
argilitos	23
c) Estratificação e condições de deposição	23
d) Cor dos sedimentos	26
2 - Perfuração de Gururu	27
a) Sedimentos marinhos (146 a 1.470 m)	28
litologia	28
glauconita e diatomáceas	28
composição mineralógica geral	29
b) Sedimentos parálicos finos (1.720 a 2.375 m)	30
litologia	30
composição mineralógica geral	31
c) Sedimentos deltaicos grosseiros (2.505 a 3.675m)	31
litologia e estratificação	31
composição mineralógica e coloração	33
d) Diabásio (3.729 a 3.741 m)	34
e) Sedimento arcossiano e argilito (3.742 a 3.510m)	34
f) Embasamento (3.862 a 4.048 m)	35
3 - Perfuração de Badajós	36

III - GRANULOMETRIA	39
1 - sedimentos de Limoeiro	40
2 - Sedimentos de Cururu	41
3 - Considerações sobre os dados estatísticos	42
IV - ARREDONDAMENTO	44
V - MINERAIS PESADOS E DERIVAÇÃO DOS SEDIMENTOS	48
1 - Arenitos de Limoeiro	49
2 - Arenitos de Cururu	53
3 - Considerações gerais	54
VI - AMBIENTE E TECTONISMO	56
1 - Sedimentos inferiores	57
a) Limoeiro	57
b) Cururu	62
c) Ambiente tectônico geral	62
2 - Sedimentos superiores	65
a) Limoeiro	65
b) Cururu	67
VII - IDADE GEOLÓGICA	68
1 - Complexidade da composição mineralógica	69
2 - Diatomáceas	70
3 - Índices de vulcanismo	71
VIII- COMPACTAÇÃO E POROSIDADE	74
1 - Arenitos	75
2 - siltitos	76
3 - Argilitos	76
4 - Considerações sobre a descontinuidade das curvas ...	78
IX - RELAÇÕES COM A SÉRIE BARREIRAS	79
X - CONCLUSÕES	81
XI - AMBIENTE PALEOGEOGRÁFICO	85
OBRAS CITADAS	89

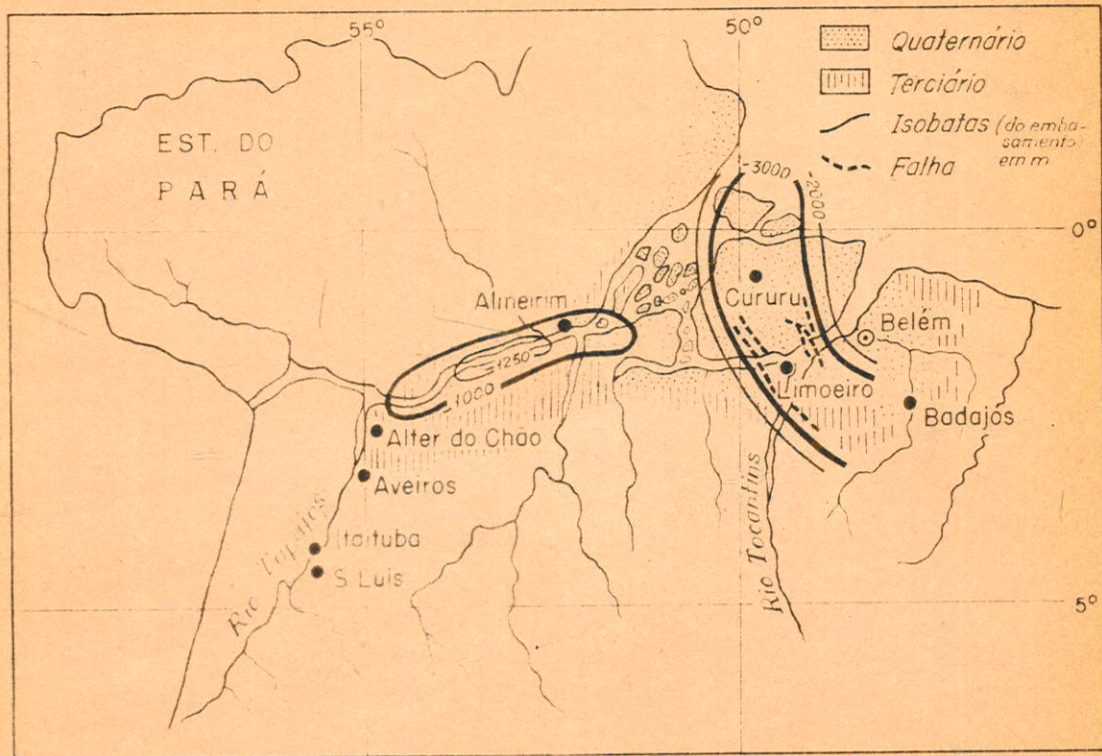
GEOLOGIA E PETROLOGIA DE PERFURAÇÕES REALIZADAS

NA FOZ DO AMAZONAS

I - Introdução

Em princípios de 1946 o Conselho Nacional do Petróleo iniciou seus estudos sísmicos na foz do rio Amazonas, tendo então averiguado a existência de uma fossa de 60 mil km², com espessuras entre mil e três mil metros. Como vemos na fig. 1, esta fossa inicia-se aproximadamente a 200 km ao sul de Belém, estendendo-se mais de 500 km para o norte, atravessando as ilhas de Marajó e Mexiana, prolongando-se pelo oceano Atlântico. Sua largura é de aproximadamente 120 km. Uma segunda fossa com mil metros de espessura de sedimentos foi assinalada pelos estudos geofísicos do Conselho Nacional do Petróleo, sendo seu eixo aproximadamente concordante com o curso do rio Amazonas, estendendo-se até os arredores de Monte Alegre. Nas proximidades de Antonio Lemos, uma elevação do cristalino indica a separação das duas fossas, sendo que a segunda é limitada ao norte e ao sul por afloramentos do cristalino nos rios Jari, Para e Xingu. (Dados lidos nos Relatórios do Conselho Nacional do Petróleo). Processos geofísicos de refração e reflexão indicaram a existência de falhamentos e de estruturas favoráveis ao acúmulo de petróleo (anticlinais) em três localidades; Lincoiro, Gururu e Badajós (fig. 1). Uma vez feitas as perfurações nessas três localidades, com resultados negativos para petróleo, infelizmente, aproveitamos os testemunhos das

LOCALIZAÇÃO DAS FOSSAS E DOS LUGARES CITADOS NO TRABALHO



- Fig. 1 -

Heinrich Maffei - Murajóska.

duas primeiras perfurações, com o objetivo de procurarmos esclarecer a estrutura geral das camadas, condições de formação dos sedimentos amostrados, ambiente geográfico e tectônico e provável idade das rochas estudadas. Por motivo de força maior não nos foi possível estudar a testemunhagem da terceira perfuração. Limitamo-nos a estudar alguns fragmentos típicos, mais representativos, gentilmente cedidos pelo Dr. Setembrino Petri. Deixo aqui os meus agradecimentos ao Conselho Nacional do Petróleo pelas facilidades que nos foram proporcionadas a fim de que pudéssemos realizar tal trabalho. Agradeço também ao Prof. Dr. Viktor Leinz pela criteriosa orientação dada ao presente estudo.

1 - Dados técnicos sobre as perfurações:

a) Limoeiro: a sondagem atingiu 4.027 m de profundidade sem ter perfurado o embasamento. Foram testemunhados cerca de 400 m, porém, frequentemente, o sedimento era de tal modo incoerente, que a recuperação era de poucos palmos. (Em condições ideais deveria ter três metros). Desta maneira, pudemos observar diretamente quase 6% dos 4.027 metros perfurados, fora as amostras de calha. A temperatura da lama circulante tomada à boca do poço é de 100°C. Este valor deve ser aumentado para a rocha situada no fundo, dado o resfriamento parcial da lama durante sua ascensão.

b) Cururu: 4.048 m de profundidade. Foi atingido o embasamento cristalino a 3.858 m. Talvez seja a perfuração mais profunda da América do Sul. Na maior parte dos testemunhos a recuperação foi

pequena, dada a grande incoerência dos arenitos. Por este motivo, não puderam ser observados diretamente e estudados mais que 4% dos 4.048 m perfurados. As temperaturas medidas foram as seguintes: (também da lama circulante, tomada à boca do poço).

3.021 m - 146° C

3.845 m - 176°

3.872 m - 178°

Sendo em volta de 25° a temperatura média da região, calculamos um valor de 25 metros, aproximadamente, para o grau geotérmico naquela região.

2 - Fisiografia e geologia da região

Como podemos ver na fig. 1, a região onde se localizam as perfurações é coberta por sedimentos recentes, que formam em extensa área, grandes e temporários alagadiços na época das enchentes. Em certos lugares desenvolve-se uma grande e cerrada mata, recebendo a denominação local de igapó. Quando ausente a mata, denomina-se várzea; nesta, deposita-se continuamente os detritos trazidos pelas águas do rio Amazonas e tributários, por ocasião das enchentes. Nesses detritos encontra-se principalmente argila rica em material orgânico, ácidos húmicos e areia fina, segundo estudos de Katzer, (1903), que fez aprofundados estudos geológicos na Amazônia. Diz Euelides da Cunha tratar-se de terra ainda em formação essa da Amazônia. Não há dúvida de que tal afirmativa é válida para o caso das várzeas, nas quais "decantam-se-lhes as águas carregadas de detritos, numa colmatagem plenamente generalizada. Baixam as águas e nota-se que o terreno

creceu;..." é o que se lê em À Margem da História, de Euclides da Cunha. Cerca de seis a quinze metros acima do nível médio das marés, estende-se o chamado "teso", que é a planície enxada; trata-se de um terraço formado por sedimentos mais antigos que os sedimentos holocenos das regiões alagadiças. Segundo Pedro de Moura, (1944) os tesos são de idade pleistocena, sendo formados por levantamento epirogenético recente.

Outra movimentação epirogenética anterior a essa, teria elevado de 200 a 300 metros os sedimentos terciários da Amazônia, dando origem às chamadas "terras firmes", que formam grande parte da planície amazônica, na qual os rios quase atingiram o seu perfil de equilíbrio, erodindo os sedimentos pouco consistentes do Terciário. Algumas serras tabulares testemunham a antiga espessura das camadas terciárias erodidas, como as de Almeirim, (serra de Paranaquara) com 300 metros de altitude, o morro da Piroca próximo de Santarém, com 120 metros, e várias outras elevações, que acompanham de um modo geral o curso do rio Amazonas. As encostas dessas elevações, quando abruptas, e as barrancas dos rios, constituem na Amazônia os únicos afloramentos, razão pela qual é difícil a geologia de detalhes naquela região.

Os recentes estudos geofísicos do Conselho Nacional do Petróleo esclareceram a forma do embasamento de uma grande área situada nas proximidades do leito do rio Amazonas e a nossa contribuição foi a de estudar com pormenores, sob diversos aspectos petrográficos, o material testemunhado. Tivemos o objetivo de esclarecer os fenômenos geológicos que determinaram a formação do espesso pacote sedimentar. Para este fim estudamos pouco mais de cem amostras da perfu-

verna
prof. do.

ração de Limoeiro, das quais, pormenorizadamente, 37 arenitos, sob diversos pontos de vista. Da perfuração de Gururu estudamos pouco mais de cinquenta amostras, das quais, 35 arenitos com pormenores.

Procedemos ao estudo dos arenitos sob vários pontos de vista: granulometria, composição mineralógica, minerais pesados, tipo de estratificação, arredondamento dos grãos e porosidade relacionada à profundidade.

Em alguns casos, quando a coerência era favorável à execução de seções delgadas estudamos a textura. Os siltitos e argilitos foram estudados sob a lupa binocular e microscópio petrográfico, tendo sido feitos estudos sobre a respectiva "compactação" em função da profundidade. Todas as amostras foram examinadas sob luz fluorescente, sendo que nenhuma delas acusou qualquer fluorescência.

3 - Métodos usados:

a) Granulometria: das diversas escalas existentes no estudo granulométrico, adotamos a de Wentworth. Segundo a opinião de Correns (1934) não existe nenhuma escala que seja satisfatória sob todos os pontos de vista. Com efeito, todas têm seus inconvenientes, seja pelo artificialismo e critério pessoal na subdivisão, ou seja pela dificuldade na visualização do tamanho das frações, como é o caso da escala "fi", na qual dificilmente ^{se} relaciona o número da escala ao tamanho do grão.

Adotamos neste trabalho a escala de Wentworth (1929), na qual o autor ^{se} baseia na velocidade da queda das partículas na água, segundo a lei de Stoke (p. 789 do trabalho citado). Wentworth,

neste mesmo trabalho argumenta que a escala logarítmica por ele adotada é tão natural como a aritmética, tendo a vantagem da possibilidade de representação gráfica tal, que mostre diferenças entre variações sub-milimétricas e centimétricas, simultaneamente. Esta escala é a mais usada na literatura norte americana sendo pois, a mais divulgada e seguida no nosso meio; desta forma, torna-se mais fácil a comparação com outros sedimentos. Além disso, o intervalo das subdivisões é menor (portanto, maior número de frações) do que a escala adotada pelos europeus, que é a escala de Atterberg. Esta possui a vantagem de ser fundamentada em dados físicos, portanto, de tender a ser natural quanto ao critério de classificação das diferentes frações, pois, as classifica em base do valor capilar. Este valor é de importância para a classificação de solos, pois, é esta a principal finalidade desta escala, que foi adotada pelos sedimentólogos na classificação de rochas sedimentares.

sendo maior o número de subdivisões, torna-se menor o erro da interpolação dos valores para a construção da curva acumulativa, com a qual ^{se} torna possível a obtenção de outro gráfico segundo outra escala qualquer, caso seja necessário, para efeito de comparação. Além disso, a bateria de peneiras por nós usada tem as malhas classificadas pelos tamanhos da escala de Wentworth.

Para determinarmos a fração argilosa, (menor que 4 microns) usamos a pipeta de Andreasen, cuja descrição e funcionamento encontramos em Krumbein e Pettijohn (1938). Embora não haja grande exatidão nos resultados, a grande vantagem é a rapidez nas determinações; uma partícula de 4 microns de diâmetro com densidade igual a do quar-

tzo, leva seis horas e nove minutos para decantar numa altura de 30 cm. Sendo necessárias cinco retiradas no mínimo para cada amostra, levar-se-iam 30 horas se se pudesse trabalhar ininterruptamente, o que ^épraticamente ~~X~~ impossível. Com a pipeta, em poucas horas pode-se fazer a determinação de teor aproximado em argila de um sedimento. Em seguida, eram determinadas as frações silticas pelas decantações contínuas, até limpar o material. A quantidade de argila já determinada pela pipeta, é subtraída da primeira retirada da decantação, que vai conter parte do silte, mais a argila. Neste processo são tratadas 100 gramas do sedimento, que são dispersas em tubos de um litro, com 40 cm de altura, aproximadamente. É de grande importância a quantidade de água em relação a de sedimento, pois, se este for muito rico em argila haverá um aumento na viscosidade da água e conseqüente diminuição na velocidade de queda das partículas. Lembremos aqui que o fator viscosidade é multiplicado por 9 na fórmula de Stokes. A primeira série de retiradas por decantação vai conter partículas argilosas mais silte de 4 a 8 microns de diâmetro. Para evitar que a argila obstrua os poros do papel de filtro, adicionávamos pouco menos de meia grama de sulfato de alumínio, que ocasionava a imediata floculação, impedindo desta maneira a formação de um ultra filtro que tornaria a filtração muito lenta. (De alguns dias, só para a argila). Esta técnica não deixa de introduzir um pequeno fator de erro, dado pelo acréscimo do sal flocculante que não pode ser descontado, pois, nem todo sal é ativo na floculação. Parte dele é levado dissolvido pela água que passa pelo papel de filtro. A quantidade, porém, é mínima em relação ao peso total da

amostra estudada, (100 g) e o pequeno erro introduzido é compensado pelo tempo ganho na filtração. Para evitarmos a flocculação durante o processo de decantação, usamos além da água destilada o amoníaco em quantidades variáveis conforme o comportamento da amostra, ou oxalato de sódio, segundo a técnica recomendada por Krumbein e Pettijohn (obra citada). Certos sedimentos flocculavam todas as vezes, apesar de adicionarmos diversos anti-floculantes em diversas concentrações.

De um modo geral os sedimentos ricos em cimento carbonático ou ricos em óxidos de ferro são os mais propícios à flocculação, segundo as nossas observações. Uma vez retirado o material argiloso e parte do silte, (de 4 a 8 microns), passamos a usar água comum, de torneira, porque somente a argila floccula. Retiramos então os grãos contidos entre 8 e 16 microns e finalmente os de 16 a 32 microns. Fizemos diversas verificações ao microscópio medindo as partículas decantadas. Concluímos que quase todas elas obedecem realmente à lei de Stokes, que é válida para partículas esféricas da mesma densidade. Fazem exceção os grãos micáceos geralmente raros, e os grãos de forma alongada. As partículas maiores que 32 microns são separadas na peneira automática tipo Ro-Tap. É importante o tempo de funcionamento da peneira, que vai depender da abertura da malha. Trabalhos experimentais de Berthois (1951) e Wentworth (1927) demonstram que um tempo muito prolongado promoverá um quebramento dos grãos de feldspato e outros minerais mais moles que o quartzo que existam no sedimento, aumentando assim a fração fina em detrimen-

to da grosseira. Por outro lado, um tempo demasiadamente curto não permite a passagem total dos grãos finos, a não ser que se usasse uma quantidade pequena de material. Dessa forma haveria certamente um maior erro, pois, é inevitável a perda de grãos que sempre ficam presos nas malhas da peneira, ou em suspensão no ar, ao passarem da peneira para a balança. Baseando-nos na tabela apresentada por Wentworth, (obra citada) achamos razoável peneirar por 10 minutos os grãos maiores que 125 microns (inclusive) e 20 minutos para os mais finos, trabalhando com 70 a 80 g de material, conforme o teor em silte mais argila existente nas 100 g iniciais, retirados na decantação. As malhas das peneiras usadas no presente estudo possuíam as seguintes aberturas: 1.000, 500, 297, 246, 210, 125, 105, 74, 61, 53 e 43 microns.

b) Minerais pesados: na separação dos minerais pesados adotamos a técnica comum aconselhada pelos livros textos. O bromofórmio de densidade 2,89 é colocado em funis simples, sendo retirados simultaneamente os grãos retidos na peneira 125, 105 e 74 microns, frações estas, existentes em quase todas as amostras estudadas, sendo portanto mais correta a correlação. A observação de outras frações da mesma amostra foi feita separadamente. Os minerais opacos não foram estudados; foram separados com um ímã forte e desprezados, pelo fato de serem poucas as variações mineralógicas e de difícil identificação. Para estabelecermos as proporções entre os minerais pesados, fizemos a contagem de 150 a 200 grãos e em seguida, a verificação da totalidade dos grãos existentes na lâmina, para que fos-

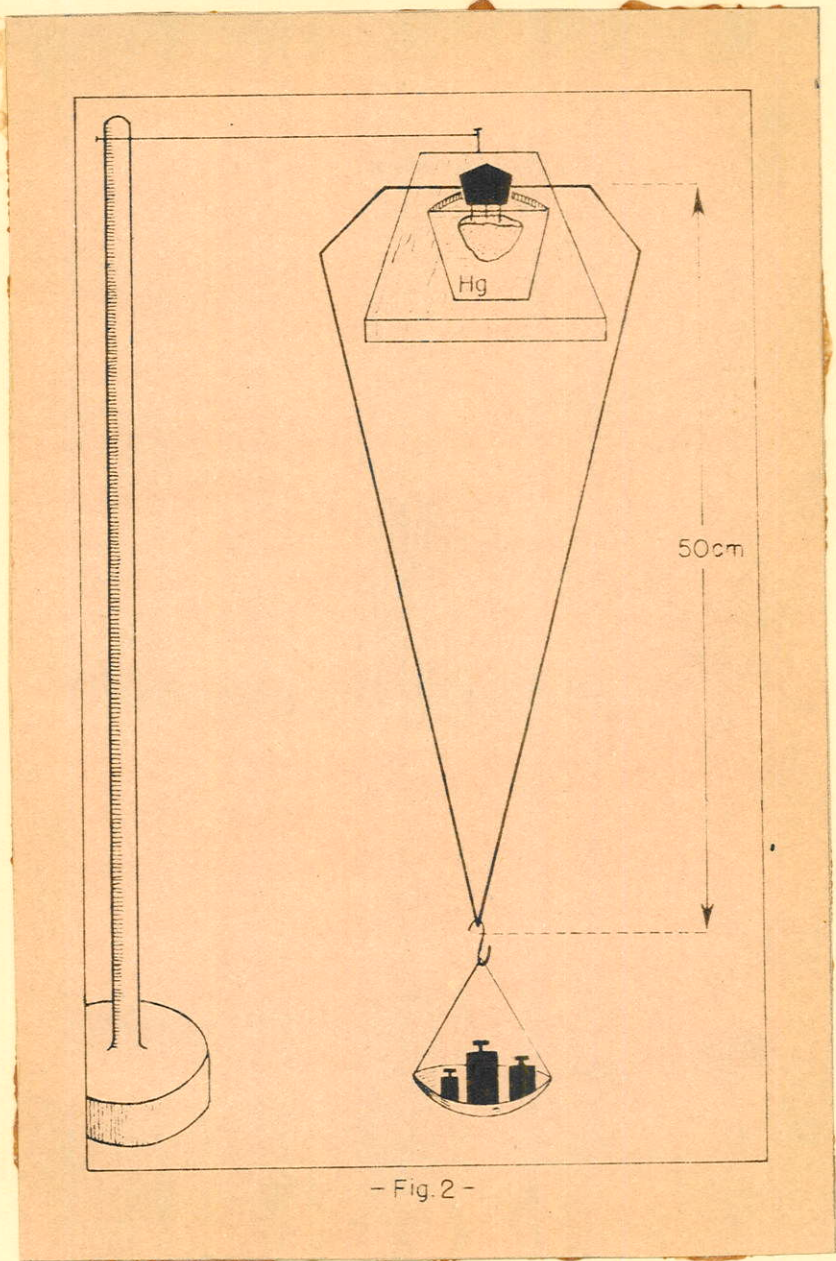
sem assinalados os minerais raros, que podiam escapar à observação.

c) Análise mineralógica: todas as frações peneiradas para o estudo granulométrico foram guardadas e estudadas separadamente sob a lupa e sob o microscópio petrográfico, tendo em vista a verificação das variações existentes entre cada fração da mesma amostra. Foram tiradas as médias ponderais nas proporções das respectivas percentagens para o cálculo da composição mineralógica total. Os grãos superiores a 0,2 mm foram estudados sob a lupa binocular, dada a dificuldade da montagem de lâminas. Devenos ao Prof. Elysiario Fávora a gentileza de ter analisado a fração argilosa de várias amostras pelo raio X, método do pó.

d) Arredondamento: nossa finalidade foi a de estudar o caráter da superfície do grão independente da sua esfericidade. Esta medida pode em certos casos dar ideia da derivação dos grãos; os alongados ou achatados devem derivar-se preferencialmente de rochas metamórficas, e os equidimensionais, de rochas plutônicas, segundo Bokman, (1952). A superfície do grão, seja qual for sua forma, indica o grau de desgaste. No nosso estudo, aproveitamos as frações separadas pelas peneiras, observando sob a lupa binocular desde os grãos mais grosseiros até os mais finos, contando cerca de 50 grãos e estabelecendo as proporções dos grãos com seus respectivos graus de relamento. (Ver figs. 25 e 26). Seguimos a técnica adotada por Russel e Taylor, (1937) que fizeram pormenorizado estudo do arredondamento das areias do Mississipi. A técnica consiste em avaliar o grau de desgaste, comparando a sua angulosidade com um gráfico pro-

posto por Pettijohn (1949, p. 52) e adotado por diversos estudiosos. A vantagem deste método é permitir a observação de vários grãos em pouco tempo, facilitando a comparação com outros sedimentos estudados.

e) Densidade e porosidade: foram determinados, com a finalidade de verificarmos a "compactação" em função da profundidade. Adotamos duas técnicas, de acordo com a natureza do sedimento. Para os siltitos e argilitos, usamos o aparelho descrito por Fancher (1950, p. 693) e idealizado por W.L. Russel. Como os poros do sedimento são muito finos, não há penetração do mercúrio, o que acontece no caso de arenitos friáveis e porosos, dada a pressão hidrostática da coluna de mercúrio. A marcação do tubo graduado é em décimos de centímetro cúbico; obtendo-se o peso da amostra com a exatidão de um centésimo de grama, determinamos a densidade da amostra com erro de mais ou menos dois centésimos, sendo necessário para isso que o volume da amostra seja pouco menor que 10 cc. Desta maneira, um erro mais ou menos de 0,1 cc no volume não afetará o gráfico que fizemos para mostrar a variação da densidade com a profundidade da amostra. Não há, pois, no nosso caso, necessidade de maior exatidão. Este método não se presta para arenitos pouco coerentes e porosos, pois é grande a penetração de mercúrio na amostra. Adotamos o processo de Athy, (1930) com modificações originais, que ao nosso ver simplificaram o processo original sem alterar a exatidão que necessitamos, isto é, o valor da densidade na segunda casa decimal. Na fig. 2 vemos o esquema do aparelho, que difere na forma (esta é de grande importância, pois,



- Fig. 2 -

dela depende a estabilidade do aparelho) e na falta da mola da balança de Jolly, que julgamos desnecessária para calcularmos a densidade até a segunda casa decimal. O peso da amostra mais o peso do aparelho (que deve ser pesado com exatidão) mais os pesos adicionados para haver o equilíbrio visto na fig. 2, divididos pela densidade do mercúrio nos vão dar o volume da amostra. Esta deve ser aparelhada de maneira tal a facilitar o ajuste com os estiletos de aço, (em número de três) que devem afundar o mínimo no mercúrio quando o conjunto estiver flutuando. Esta operação é delicada, pois a tensão superficial do mercúrio faz com que seja ultrapassado de muito, o peso exato para o aparelho flutuar afundando a amostra. É mais fácil retirarmos aos poucos os pesos colocados em ligeiro excesso do que os adicionarmos, pelo motivo explicado. A principal causa de erro é dada pelas três pontas que tocam a amostra, sendo pois, obrigadas a mergulhar no mercúrio. Contudo, para as nossas finalidades, este erro pode ser desprezado.

II - Descrição dos testemunhos de sondagem

1 - Perfuração de Limoeiro

a) Descrição macroscópica: Passemos a descrever a litologia do material testemunhado em Limoeiro. Foram estudados somente os testemunhos. As amostras de calha, isto é, o material trazido pela lama da sonda Rotary, não só é muito fraturado, como também sofre um processo de seleção artificial dos fragmentos, havendo um enriqueci-

mento dos fragmentos silteicos mais resistentes em detrimento do material arenoso, geralmente incoerente, que se perde no processo da lavagem do material. Por este motivo, somente em casos excepcionais estudamos as amostras de calha. Especificaremos as amostras estudadas segundo sua profundidade em metros. Em alguns casos, onde a recuperação foi total, pudemos traçar alguns perfis que vemos na fig. 3. Observamos nestes perfis a sequência, espessura dos sedimentos e simbolizamos o tipo de estratificação ou sua ausência. Quanto ao tipo, distinguimos no gráfico, conforme a disposição dos símbolos, se a estratificação é horizontal, inclinada ou cruzada. Em outro gráfico esquematizamos os casos mais interessantes de estratificação. (fig. 4). Procuramos também, na fig. 3, esquematizar a granulação dos arenitos de maneira aproximada. Na maior parte das vezes não nos foi possível anotar os perfis pormenorizados pelo fato da recuperação não ser total, consequência da alta friabilidade da maior parte dos arenitos e consequente destruição pela pressão da broca.

Coerência: na descrição deste caráter usaremos a expressão coerente, para o material que não se desfaz com os dedos, ou com dificuldade, e incoerente para aquele que se desfaz facilmente ao ser manuseado.

Granulação: em se tratando de uma descrição sumária de toda a testemunhagem, classificaremos os arenitos por critério visual, pois, a finalidade é dar-nos uma ideia das principais feições macroscópicas, sequência e predominância aproximada dos sedimentos observados.

Como consequência da pequena recuperação dos testemunhos, não traçamos o perfil litológico de toda a perfuração, pois, seria inexato; descreveremos apenas os sedimentos observados, macroscópica e sumariamente. As espessuras citadas são as observadas diretamente no testemunho, ou, 3 m quando completo; trata-se portanto da espessura mínima, podendo esta ser maior, considerando-se a parte não testemunhada.

244 a 275 - Argilitos e siltitos, nas mesmas proporções. Argilitos variegados, manchados de vermelho, amarelo e branco. Siltitos claros, sem estratificação, incoerentes. Há passagens graduais entre eles, sendo as espessuras observadas de 1 m ou de poucos decímetros.

318 a 396 - Predominam os arenitos finos, cinzentos claros, incoerentes, sem estratificação; menos frequentemente vemos algumas amostras de siltito cinzento e de argilito amarelado ou cinzento. Em seis níveis foram vistos conglomerados; os seixos apresentavam-se soltos, sem a matriz; possuem um a três cm de diâmetro, predominando os seixos de quartzo leitoso, ou de cor escura. Muito raramente são vistos pequenos seixos provavelmente de calcedões.

580 a 672 - Nos primeiros 30 metros predominam os arenitos, sempre finos, cinzentos claros, alguns milimetricamente estratificados, de camadas róseas e claras. Espessuras até de um metro. Entre os sedimentos restantes, predominam os argilitos variegados ou esverdeados com intercalações finas de siltitos esverdeados ou claros, dispostos horizontalmente. Espessuras de três metros de siltito claro, sem estratificação. Neste intervalo assinalamos três níveis

de conglomerados; seixos no máximo de 1,5 cm de diâmetro, predominando os de quartzo.

764 a 789 - Predominam os argilitos variegados; vermelho e branco, e alguns cinzentos claros. Devem atingir até 8 m de espessura. Subordinadamente ocorrem siltitos claros, sem estratificação.

855 a 870 - Argilitos variegados análogos aos anteriores e siltitos cinzentos claros sem estratificação.

943 a 951 - Siltito cinzento claro sem estratificação e um nível de conglomerado com seixos de 1 até 4 cm de diâmetro. Predominam os de quartzo; presentes seixos de calcedônia clara.

1129 a 1162 - Predominam os siltitos claros, sem estratificação, talvez com mais de três metros de espessura. Os argilitos são variegados ou marrons; são subordinados. Muito raramente são vistos arenitos finos róseos.

1222 a 1234 - Siltitos cinzentos fragmentados.

1480 a 1492 - Arenitos finos, claros, incoerentes, com espessuras até de três metros. Argilitos pretos, carbonosos, às vezes folhelhosos de poucos dm e dois níveis de conglomerado; seixos de 0,5 a 1 cm de quartzo, às vezes avermelhado.

1543 a 1546 - Arenitos médios, claros, incoerentes e conglomerado; seixos de 0,5 a 1 cm de quartzo.

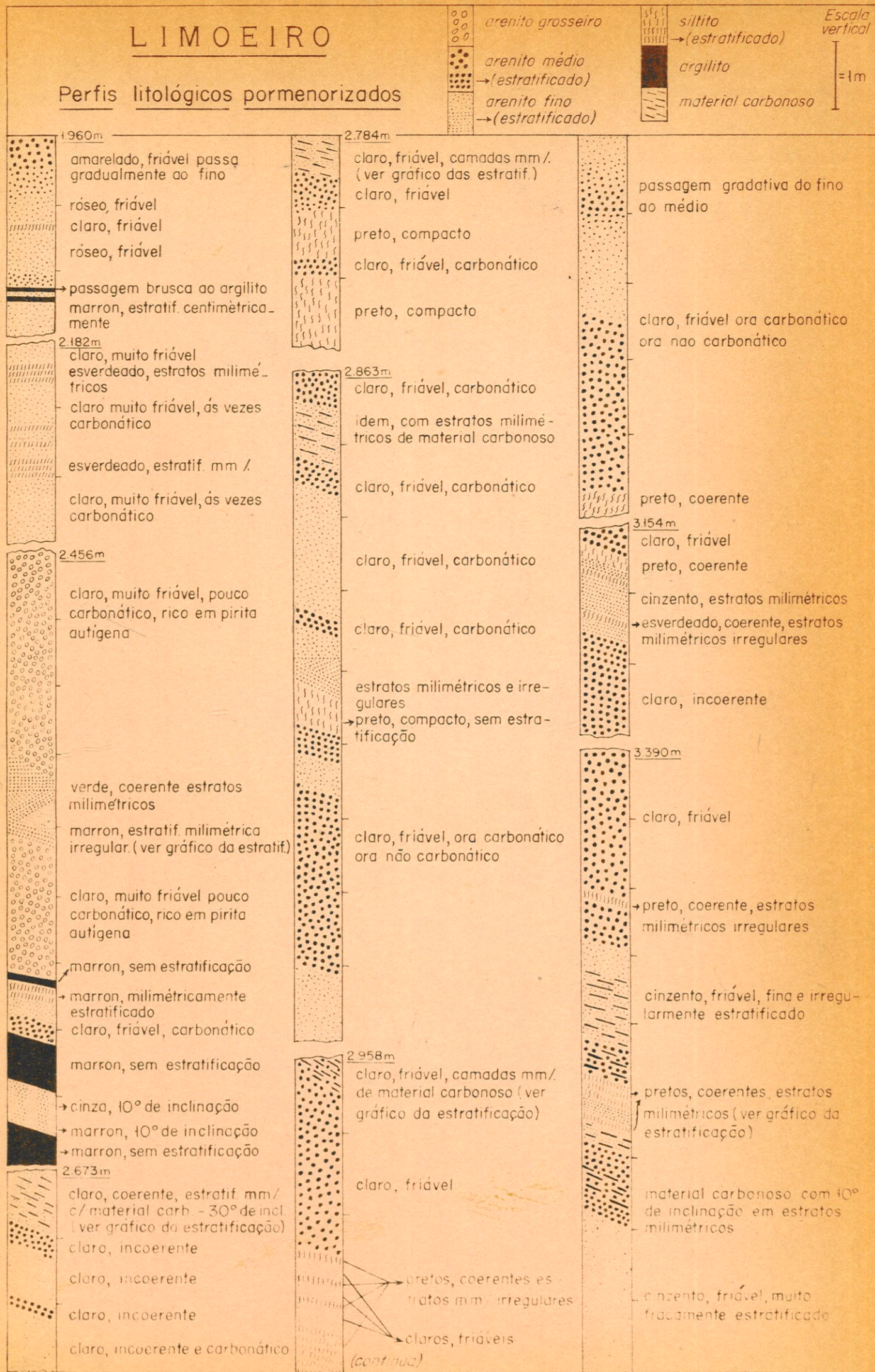
- 1652 a 1655 - Arenitos finos, claros, incoerentes. 3 m de espessura.
- 1740 a 1749 - Arenitos finos, róseos, incoerentes, às vezes irregularmente estratificados. 3 m de espessura.
- 1845 a 1857 - Arenitos finos, róseos, incoerentes, às vezes irregularmente estratificados. 3 m de espessura.
- 1957 a 1963 - Arenitos finos, róseos, incoerentes, às vezes irregularmente estratificados. 3 m de espessura. (Ver fig. 3).
- 2170 a 2173 - Arenitos finos, claros, incoerentes, sem estratificação, de 2,5 m de espessura e siltito cinzento, estratificado milimetricamente, com 0,5 m de espessura.
- 2230 a 2249 - Arenitos finos, claros, incoerentes, ora sem, ora com estratificação irregular e milimétrica, com espessura até 5 m. Raramente encontramos siltitos escuros, carbonosos, em camadas delgadas no arenito.
- 2282 a 2393 - Argilitos compactos, homogêneos, cinzentos claros, ou vermelhos, com espessura de 2 m; juntamente, arenito fino, claro, incoerente, com camadas milimétricas de siltito escuro.
- 2455 a 2466 - Arenitos grosseiros, claros, sem estratificação, incoerentes, com 2,5 m de espessura, e subordinadamente siltito esverdeado fino, irregular e obliquamente estratificado. Seguem arenitos médios, marrons, fina, irregular e obliquamente estratificados. (Ver fig. 3).
- 2570 a 4027 - Nestes 1.457 metros predominam os arenitos. São na

maioria finos a médios, havendo um nível apenas com arenitos grosseiros. Predominam os de coloração clara, são quase sempre coerentes e, quando estratificados, são sempre obliquamente em relação à direção da sonda que deve ter sido vertical. (Ver fig. 3). Estes predominam em relação aos não estratificados. A inclinação é da ordem de 20 a 30°, sendo em um caso de 45°. (fig. 4 - 2.958 m). A estratificação é dada pela alternância de finos leitos lenticulares de siltito carbonoso.

Na fig. 3 observamos a sequência litológica, a predominância e tipo de estratificação, quando presente, e as espessuras dos sedimentos. Aham-se representados em escala aproximada de 1:65, tendo sido escolhidos os testemunhos completos mais interessantes. Procuramos representar de modo natural o ângulo de inclinação das camadas e as suas respectivas sequências, quando as condições de preservação permitiram. Verificamos em certos testemunhos, (não foram representados no perfil por serem muito homogêneos) 6 metros consecutivos de arenito claro, com pequenas variações na granulação, (testemunho 3.758 m) sem indícios macroscópicos de estratificação. Neste arenito acha-se presente uma camada centimétrica de carvão vegetal fortemente inclinada, com 50° em relação ao plano do horizonte. Abordaremos novamente esta questão mais adiante. Outro exemplo interessante é o intervalo entre o testemunho 2.873 m até o último, em baixo, (4.026 m); neste intervalo de mais de 1.000 m encontramos

LIMOEIRO

Perfis litológicos pormenorizados



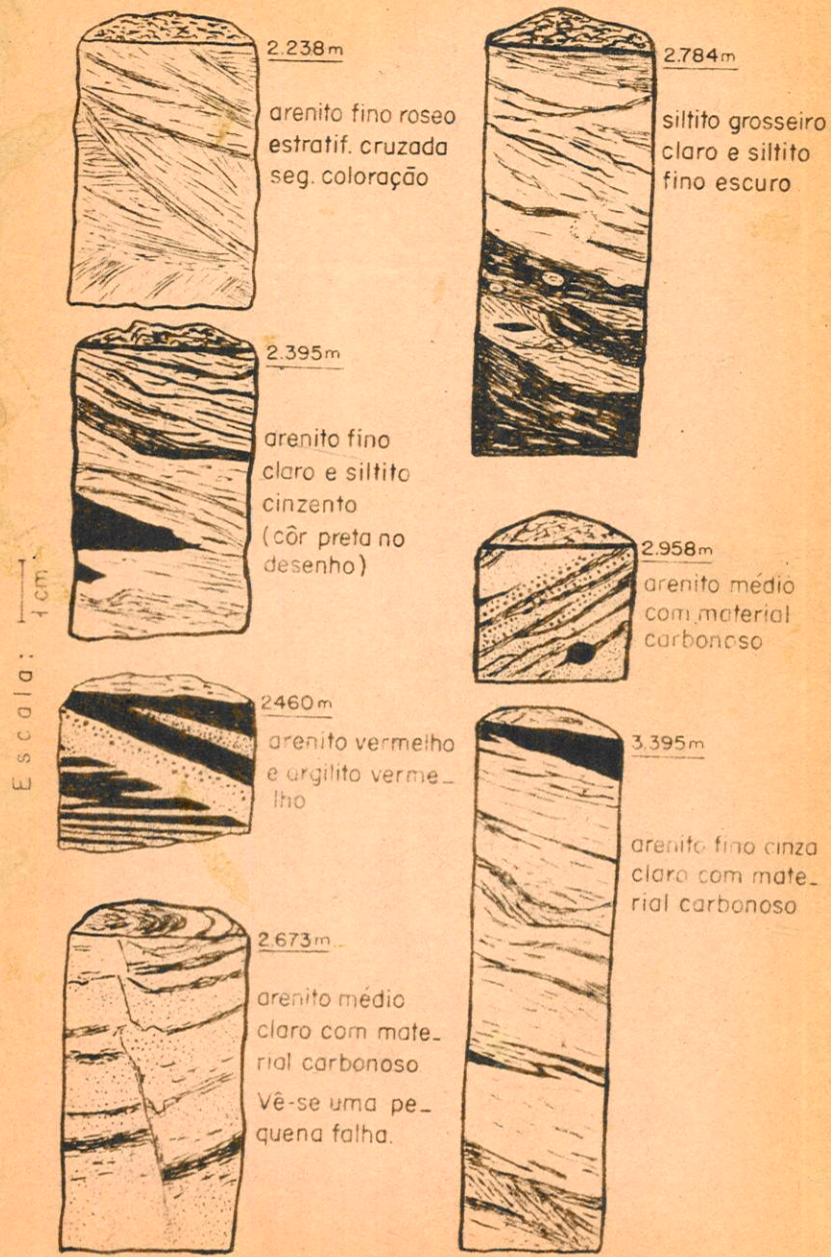
- Fig. 3 -

unicamente arenitos nos testemunhos, sendo muito raros e delgados os siltitos existentes. Estes só aparecem em quantidade apreciável nas amostras de calha, neste intervalo. Podemos admitir, portanto, a existência de espessuras consideráveis de arenitos. Não deve ter havido perda dos siltitos na recuperação dos testemunhos, pois, são bastante coerentes, duros, sendo este o motivo do seu enriquecimento nas amostras de calha. O arenito friável desmancha-se facilmente e perde-se junto à lama.

Os siltitos são sempre escuros, cinzentos a pretos, ora com ora sem estratificação; esta é fina, sempre inclinada, irregular, decorrente da diferença de coloração; camadas claras e escuras.

Em resumo, verificamos que a metade superior da perfuração é constituída preferencialmente por sedimentos finos, todos olásticos: arenitos muito finos, siltitos e argilitos, com 14 níveis testemunhados de conglomerados. Os arenitos são sempre incoerentes, cinzentos claros, ou róseos, raramente estratificados e quando são, as camadas apresentam-se horizontais, milimétricas. Os siltitos e argilitos são ora claros ora variegados de branco, vermelho e amarelo, ou são totalmente amarelos. A metade inferior constitui-se na sua quase totalidade de arenitos médios a finos, claros, com estratificação inclinada quando estratificados e raros siltitos escuros. Nas respectivas amostras de calha encontram-se com frequência fragmentos centimétricos róseos de calcita fibrosa, de aspecto típico das formadas em fendas. Nunca vimos este mineral nos testemunhos, certamente porque se quebram durante a penetração da sonda, indo acumular-se junto aos fragmentos moídos. Dada a frequência deste mineral e a

LIMOEIRO : tipos de estratificação inclinada



- Fig. 4 -

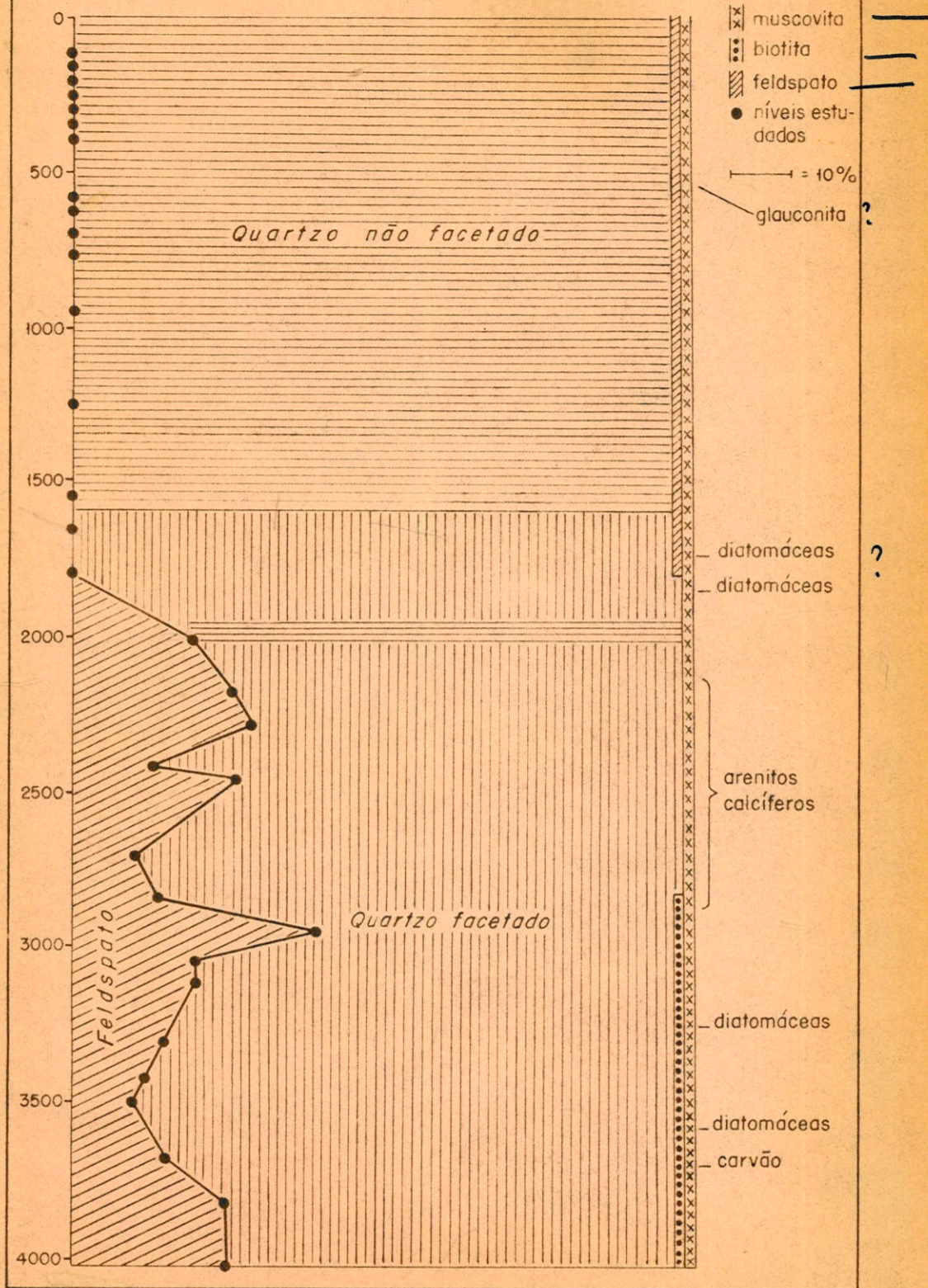
ausência de carbonatos que talvez se precipitassem durante a formação dos arenitos, supomos que essa calcita seja originada da dissolução por águas descendentes e precipitação nas fendas.

É interessante notar que a diferença na litologia é coincidente com a diferença na composição mineralógica dos arenitos e na existência de grãos de quartzo com faces cristalinas, dos quais discorreremos oportunamente. (Ver fig. 5). Na metade inferior, onde predominam os arenitos, há grande frequência de feldspatos e quartzo facetado, enquanto que na metade superior, o feldspato torna-se raro, desaparecendo os grãos facetados. É digno de ser mencionado previamente que fato análogo acontece com os sedimentos da perfuração de Cururu, concordando com a correlação efetuada por meio dos minerais pesados, assunto que será abordado adiante.

b) Composição mineralógica: Arenitos - a particularidade mais notável quanto à composição mineralógica é a variação da metade inferior e da superior, em relação à quantidade de feldspato. Na fig. 5 está simbolizada esta variação, que coincide aproximadamente com a presença de quartzo facetado, isto é, está presente nos arenitos mais feldspáticos.

quartzo - ao microscópio, de um modo geral, os grãos de quartzo apresentam-se hialinos com frequentes inclusões de bolhas orientadas ou de cristais aciculares, provavelmente de apatita ou rutilo. Menos frequentemente ocorrem grãos leitosos, ou turvos. Os frequentes agregados são na maioria de quartzo. Possivelmente sejam grãos fragmentados de quartzitos. Comumente encontramos agrega-

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS ARENITOS DE LIMOEIRO



- Fig. 5 -

dos finos, formados possivelmente pela aglutinação de material argiloso e siltico. Trataremos à parte dos grãos de quartzo facetado, ao abordarmos o problema da idade dos sedimentos.

Feldspatos - predomina o ortoclásio, ora alterado, ora sem alteração alguma, límpido, observado ao microscópio. Os grãos grosseiros quase sempre possuem coloração rósea, sob a lupa binocular. Encontramos com frequência plagioclásios sempre sódicos; estes são mais frequentemente alterados. Em raras amostras ocorre a micro peritita. De um modo geral os feldspatos tornam-se muito mais frequentes nas frações finas dos arenitos, certamente, dada sua clivagem, que os reduz de tamanho mais facilmente.

Micas - como vemos na fig. 5, todos os arenitos contêm a muscovita. Nas amostras inferiores a 2.700 m, além da muscovita encontramos com certa frequência a biotita, sempre alterada, com uma coloração esverdeada. Nas placas de mica dos arenitos inferiores, observamos marcas impressas bem nítidas e profundas dos grãos adjacentes; como não são observadas nos arenitos superiores, atribuímos a tais marcas a maior pressão dos sedimentos acima colocados.

Carvão - é interessante a ocorrência de um fino leito de carvão de poucos milímetros de espessura, obliquamente colocado no arenito de 3.760 metros. Comporta-se à chana de modo análogo ao carvão antracítico, deixando 10% de uma cinza avermelhada; possuindo 10% de água. Deve ter sua origem relacionada ao rápido sepultamento da matéria orgânica e conseqüente aumento na temperatura, promovendo-se então a carbonização. Segundo Stutzer, (1940, p. 291) o fator tempo

não tem influência decisiva na formação do carvão; por este motivo, acreditamos que a existência deste carvão não implica na idade de tais rochas e sim, é consequência de condições anormais de sepultamento. Adeante veremos que a idade pode ser datada como cretácea superior, no máximo. Entre outros argumentos que serão discutidos oportunamente, temos no presente caso que ponderar a presença de diatomáceas encontradas nesses arenitos inferiores, cujas profundidades acham-se assinaladas na fig. 5; segundo a literatura as diatomáceas nunca se encontram em rochas mais antigas que as cretáceas.

Quanto à composição mineralógica da fração silteica e argilosa dos arenitos, temos a dizer que há poucas variações. Sempre predomina o quartzo. O mineral argiloso é quase sempre o caulim; quando este se apresenta sob a forma de leque ou vermiforme, maneiras mais comuns de ocorrência, acreditamos tratar-se de caulim autógeno. Hilner, (1952, p. 499) atribui o caráter de autógeno ao caulim, de um modo geral; embora seja provável a existência de caulim detrítico, o que nada impede, no nosso caso parece realmente ser oriundo da alteração dos feldspatos do próprio arenito, que se tornam muito aumentados nas frações finas e que devem ser mais facilmente alterados, dada sua maior superfície relativa de contacto aos agentes percolantes promovedores da alteração. Nos argilitos adjacentes a esses arenitos caulínicos, nunca vimos o caulim igual ao dos arenitos, fato este que nos levou a tal conclusão. Como se vê na fig. 5, foram observadas junto ao silte, diatomáceas em quatro níveis. São fragmentos de carapaças presentes nas frações decantadas, entre 8 e 32 microns. Somente foram observadas nos arenitos, não tendo

sido vistas nos sedimentos mais finos, quando estudados ao microscópio.

Quanto aos minerais autógenos encontrados nos arenitos da perfuração de Limoeiro citamos os seguintes: calcita, às vezes em romboedros perfeitos (sólidos de clivagem?) outras vezes informe, sempre em quantidade pequena. Uma amostra somente, (1.485 m) mostra-se intensamente cimentada e endurecida por dolomita. Nos demais sedimentos carbonáticos não se nota o menor aumento de coerência pela presença do carbonato. A pirita idiomorfa em pequenos cubos é encontrada em raras amostras. (2.460 e 2.390 m). Outro mineral autógeno de interesse no estudo do ambiente de deposição que ainda será referido, é a glauconita, encontrada no nível 592 metros. Apresenta-se com dimensões de 15 a 40 microns, perfazendo menos que 5% da totalidade do silte grosseiro. Nos grãos de 20 microns, mais frequentes que os de 40, a glauconita torna-se translúcida, percebendo-se sua coloração verde por transparência, ao microscópio petrográfico. Os grãos maiores possuem a cor verde tão carregada, que se tornam opacos; percebe-se a cor verde somente com luz refletida. Nos grãos transparentes, menores, determinamos o índice de refração 1,62; este valor confirma a classificação, pois, a variação do índice de refração da glauconita é pequena, apesar de ser muito variada a sua composição química.

Siltitos - há dois tipos de siltitos, segundo sua profundidade. Os siltitos situados na metade inferior da perfuração, são diferentes dos da metade superior. Os primeiros acham-se localizados junto aos arenitos feldspáticos com grãos de quartzo idiomorfos.

São siltitos compactos, escuros; quando estratificados, são de maneira oblíqua em relação à direção da sonda, (que deve ter sido vertical) da mesma maneira que os arenitos. Estes siltitos são constituídos essencialmente de quartzo, são sempre feldspáticos e micáceos. Predomina a biotita alterada entre os micáceos, de coloração esverdeada, como nos arenitos. A coloração escura é dada por substâncias carbonosas, derivadas de matéria orgânica; aquecendo-se ao rubro desaparece a cor preta, sem nenhum desprendimento gasoso; não transmite coloração alguma à solução concentrada de hidróxido de potássio.

Os siltitos da metade superior da perfuração caracterizam-se pela incoerência, coloração cinza clara e amarelada e, ao contrário dos primeiros, não possuem feldspatos. Em todos eles predomina o quartzo, havendo mais material argiloso do que nos siltitos inferiores.

Argilitos - não foram estudados com pormenores. Temos apenas a dizer que são sempre silticos, ricos em quartzo, e agregados anisótricos de índice de refração sempre superior a 1.54. Os agregados argilosos são diferentes no aspecto da argila encontrada nos arenitos, que, como já vimos, é quase sempre caulínica, sendo característica sua forma em leque, o que não se vê nos argilitos. Tal fato vem confirmar a suposição da origem autógena do caulim existente nos arenitos, quando em forma de leques.

o) Estratificação e condições de deposição: Em todos os sedimentos estudados a estratificação é determinada pela cor juntamente com a granulação. Tanto os arenitos como os siltitos apresentam

a estratificação causada por estes dois fatores, simultaneamente. O tipo de estratificação está aliado de um modo geral à litologia, que muda na metade da perfuração. Assim, na metade superior, onde predominam sedimentos mais finos, como já vimos, a estratificação, quando existente, é horizontal ou levemente inclinada. Os argilitos não são estratificados, de um modo geral; são manchados irregularmente de vermelho ou amarelo. Os siltitos raramente são estratificados. Quando o são, sempre observamos a coloração mais clara relacionada à granulação mais grosseira. Este fenômeno é facilmente explicado pela maior facilidade de acúmulo de matéria orgânica (a responsável pela coloração escura) nas ocasiões de maior calma das águas, onde vão predominar os clásticos finos. Os estratos são quase sempre milimétricos e sub-milimétricos.

A predominância de sedimentos finos, como também a raridade na estratificação deles, (sendo a estratificação horizontal quando existente) indicam condições calmas e monótonas de deposição. Os níveis de conglomerados existentes nessa primeira metade da perfuração, evidenciam mudanças na velocidade da água, que certamente foi o agente transportador dos sedimentos estudados da perfuração de Limociro e Cururu. Ao abordarmos o ambiente de sedimentação voltaremos a ponderar esses tópicos. Os seixos dos conglomerados ora estão em matriz arenosa, fina ou grosseira; num caso achavam-se em matriz argilosa.

Os sedimentos da metade inferior, (onde predominam como já vimos, os clásticos arenosos) possuem estratificação diferente dos sedimentos de cima. Os estratos são sempre inclinados, sendo o ângulo em volta de 20 a 35°. Em uma amostra atinge anormalmente o valor

de 50° , ângulo que não pode ser original em nenhum sedimento; deve ter havido alguma perturbação cuja natureza não sabemos, posterior à estratificação original. Aproximadamente a metade das amostras observadas não apresentam estratificação. Das amostras mais coerentes foram feitas algumas secções delgadas, não tendo sido observada estratificação microscópica. Nos arenitos, havendo estratificação, esta se relaciona à cor e à granulação. Intercalam-se finos, irregulares, às vezes lenticulares, sempre inclinados, leitos de sedimento escuro carbonoso e quase sempre muito micáceo. Frequentemente o arenito grosseiro passa bruscamente ao siltite preto, cuja espessura raramente excede 0,5 m. Na fig. 4 vemos os diferentes aspectos da estratificação; na amostra 2.238 m observamos a forma característica da estratificação cruzada produzida por água corrente. (Shrock, 1948, p. 245). Para desenharmos o fragmento de testemunho, o serramos longitudinalmente na serra de diamante e desgastamos a face obtida com carborundun fino. Desta forma, podemos observar e esquematizar no plano os diversos tipos de estratificação; notamos a estratificação cruzada, diagonal, sendo as camadas de formas irregulares; lentes delgadas ou cunhas. O siltite ou o material carbonoso dispõem-se sempre de maneira inclinada, formando delgadas lentes com frequentes estratificações cruzadas. Na amostra 2.673 m vemos uma pequena falha, sendo que no plano da falha notamos delgada camada do mesmo material carbonoso. Dada a falta de amostras não podemos opinar se se trata de uma falha de acomodação ou de uma falha tectônica.

Deve ser frisado que nos dois mil metros finais, do fundo, consecutivos, encontramos arenitos e siltitos com o mesmo tipo de es-

tratificação, indicando pois, muita uniformidade nas condições de deposição. Trataremos deste assunto com mais pormenores ao discutirmos o ambiente de formação desses sedimentos. Em outros casos, a causa da estratificação é somente a granulação, porém, a forma é sempre a mesma; estratos inclinados de espessuras variáveis, mais comumente centimétricos, mostrando estratificação cruzada.

d) Cór dos sedimentos: Predomina de um modo geral a cór cinza clara entre os arenitos; a cór preta a cinza escura entre os siltitos da segunda metade inferior e cores variegadas (clara, vermelha, amarela e verde) nos sedimentos finos da primeira metade da perfuração.

Não temos elementos para afirmar se as cores são primárias ou secundárias. Em alguns casos podemos afirmar que é secundária, pela variação irregular; é o caso dos siltitos e argilitos existentes nos mil primeiros metros de cima para baixo, que são vermelhos, amarelos, brancos, esverdeados ou variegados. A cór vermelha é de um modo geral dada pelo cimento argiloso mais ou menos abundante conforme o sedimento. Nos arenitos e siltitos nota-se comumente ao microscópio uma película delgada vermelha de óxido de ferro cobrindo os grãos. Em raros casos a cór vermelha é dada por pequenos pontos vermelhos salpicados na superfície dos grãos, de maneira análoga aos siltitos vermelhos da série das Barreiras do rio Tapajós estudados pelo autor. (Amaral, 1954). Estes pontos têm de um a poucos microns de diâmetro. Também são vistos nos sedimentos verdes com o mesmo aspecto, porém, destituídos da cór vermelha; tornam-se esverdeados.

Acreditamos que a cor verde seja proveniente da redução dos sais ferrícos dos sedimentos vermelhos, dada a irregularidade da cor verde entre os sedimentos vermelhos, vistos macroscopicamente. Quanto à cor preta dos siltitos inferiores, deve ser primária, motivada por material orgânico, carbonoso, pois ao fogo perde rapidamente a cor escura. O ácido sulfúrico e a solução concentrada de hidróxido de potássio não alteram a cor escura. Ao microscópio não distinguimos estrutura alguma que pudesse identificar a natureza animal ou vegetal, contudo, a presença de carvão e de restos de resina encontrados, faz com que se pense em detritos preferencialmente vegetais contribuindo para essa coloração preta dos siltitos mais profundos. Por ser muito pequena a quantidade de resina, não nos foi possível a análise química, que poderia indicar a sua origem animal ou vegetal.

2 - Perfuração de Gururu

De um modo geral, a distribuição dos sedimentos é semelhante nas duas perfurações, pois, em ambas predominam clásticos grossieiros na metade inferior e clásticos finos na metade superior. Em Gururu o limite divisório não é exatamente a metade, e sim, o nível 2.500 m. Diversas outras semelhanças serão expostas no decorrer da descrição. A recuperação dos testemunhos foi menor que a de Lincoiro, não permitindo uma descrição pormenorizada; por este motivo, não nos é possível citar com precisão as espessuras e a predominância dos tipos litológicos estudados. Em virtude do número de observações ser reduzido, não há a necessidade de separarmos os diversos assuntos estudados, como fizemos com o material de Lincoiro. Assim, des-

creverenos simultaneamente o tipo de granulação, coerência, composição mineralógica, estratificação e cor, observando quando possível a predominância desta ou daquela rocha.

a) Sedimentos marinhos (146 a 1.470 m)

Litologia: Até a profundidade de 1.500 m predomina o siltito ou arenito muito fino. São sempre muito friáveis, levemente acinzentados, às vezes esverdeados, quando muito glauconíticos. Raros são os que apresentam estratificação. Esta, quando existente, é pouco nítida e horizontal, havendo alternância de arenito fino e siltito, em camadas de menos de meio centímetro de espessura. A amostra situada no nível 620 m apresenta-se estratificada como consequência da intercalação sub-milimétrica de camadas constituídas de restos vegetais linhitizados no siltito claro, levemente micáceo. Outras vezes, alternam-se finos e irregulares leitos de siltito claro e argilito levemente esverdeado. (amostra 495 m).

Glauconita e diatomáceas: O fato mais notável é a presença de glauconita nas amostras existentes no intervalo de 495 m até 1.468 m, consecutivamente, evidenciando a existência de sedimentos formados em ambiente marinho. A glauconita é encontrada somente nos arenitos e siltitos, junto aos grãos de 20 a 100 microns de diâmetro. A quantidade é muito variável em relação a outros minerais; geralmente é mais abundante entre os grãos de 30 a 50 microns, perfazendo 5%, no máximo, dos grãos observados. Considerando o sedimento todo, a glauconita perfaz em volta de 0,5 a 1% dos grãos. Como as de Linoeiro, são transparentes somente os grãos mais finos que 20 microns, quan-

do observados em lâmina, com luz transmitida. Sob a lupa, com luz refletida, apresentam-se com a forma globoide que faz lembrar a forma das globigerinas. Não só esta forma, como também a cor (verde escura a verde mais pálida) são tão características da glauconita, que julgamos desnecessário procurar outros caracteres físicos para confirmar a classificação.

Neste intervalo foram encontrados por Petri, (1954) uns poucos foraminíferos fraturados, que podem ocorrer em água salobra ou salgada. Os fósseis certamente marinhos encontrados por esse autor, acima de 460 m indicam águas quentes, (corais e briozoários). Ao abordarmos a questão do ambiente de deposição, veremos que é provável a ausência de glauconita, que, segundo Hadding, (1932) forma-se preferencialmente em águas frias. Encontramos na fração siltica das amostras 495 m e 1470 m algumas diatomáceas; as da amostra 495 m assemelham-se à *Melosira italica* comparando-se as formas e as dimensões com uma das diatomáceas estudadas por Gkuno (1952, p. 13, pl. 5); trata-se de uma diatomácea de água doce. Certamente foi transportada e depositada junto a sedimentos marinhos. Já nos referimos que os sedimentos acima deste nível são certamente marinhos, segundo Petri (obra citada).

Composição mineralógica geral: Quanto à composição mineralógica dos arenitos e siltitos deste intervalo, temos somente a dizer que pouco varia. Predomina o quartzo límpido. Nas frações inferiores a 0,1 mm aparecem raros grãos de feldspato, quase sempre frescos. São de ortoclásio, havendo também plagioclásio sempre sódio. Nos grãos abaixo de 40 microns encontramos às vezes o caulim,

com a aparência de autígeno, como os de Lincoeiro. Apenas uma das amostras é rica em feldspato, (no nível 732 m); outra amostra que merece ser citada novamente pela variação na composição mineralógica é a do nível 620 m, pela riqueza em fragmentos de restos vegetais na fase correspondente ao linhito. Esta amostra é também anormalmente rica em feldspato e glauconita; como todas as demais, é bastante friável. A muscovita acha-se presente em quase todas as amostras deste intervalo, sempre em quantidade subordinada.

b) Sedimentos parálicos finos (1.720 a 2.375 m)

Litologia: Nestes 655 metros predominam os argilitos; os siltitos são subordinados e os arenitos muito raros. São nitidamente mais coerentes que os superiores já descritos, exceto os arenitos. Em dois níveis (1945 e 2375 m) ocorrem folhelhos pretos carbonosos, com porcentagem apreciável de restos vegetais em fase correspondente ao linhito, que dão forte coloração marron à solução concentrada de hidróxido de potássio. A quantidade de material volátil varia entre 20 e 30%. Certos fragmentos chegam a arder à chama. Distinguem-se às vezes restos vegetais, porém sem estrutura favorável a uma classificação segura. Segundo informação verbal do Dr. Octavio Barbosa, há grande possibilidade de tratar-se de folhas de Monocotiledôneas. Os argilitos e siltitos pretos a cinzentos, frequentes nesse intervalo, têm sua cor sempre relacionada à presença de restos vegetais linhitzados; nos siltitos dispõe-se às vezes sob a forma de camadas finas, de poucos décimos de milímetro de espessura. Os argilitos não apresentam estratificação, de um modo geral, e os siltitos, às

vezes. Quando apresentam, esta é pouco nítida, fina e irregular.

Composição mineralógica geral: Os siltitos e os raros arenitos são feldspáticos. O feldspato, cujo teor varia entre 10 a 20%, é normalmente límpido, predominando o ortoclásio. Os demais grãos são de quartzo límpido. A muscovita ocorre subordinadamente, em poucas amostras. Um dos arenitos (2.295 m) é interessante pelo fato de apresentar pequenos cristais de dolomita de 20 a 40 microns de diâmetro aderidos à superfície dos grãos acima de 100 microns. Nas frações mais finas desse arenito esses cristais acham-se soltos junto aos grãos de quartzo. O caulim está sempre presente na fração siltica dos arenitos que contêm feldspato, devendo provavelmente provir da alteração deles; caso semelhante ao de Limoeiro, descrito atrás.

c) Sedimentos deltaicos grosseiros (2.505 a 3.675 m)

Litologia e estratificação: Neste intervalo muda a litologia; predominam nestes 1.170 metros os arenitos. São todos cinzentos claros, muito pouco coerentes, sem estratificação, exceto a amostra do nível 2.505 m, que se encontra próxima aos siltitos estratificados; trata-se de um arenito fracamente estratificado, apresentando raros e delgados leitos sub-milimétricos de material carbonoso que se dispõem fazendo um ângulo de 20 graus de inclinação. Nas demais amostras não se nota macroscopicamente estratificação, talvez pelo fato de serem muito fraturadas, dada a sua pequena coerência. Em alguns níveis encontram-se seixos de quartzo de quase um centímetro de diâmetro, porém esparsos, em pequena quantidade. (2.643 m e 2.718m).

Outros arenitos são conglomeráticos, (ver fig. 7) sendo que os seixos nunca ultrapassam 1 cm de diâmetro. A grande predominância é de seixos inferiores a 0,5 cm, predominando sempre o quartzo.

Apenas em um nível (3.510 m) foi testemunhado um argilito duro, avermelhado, cheio de espelhos de fricção. Ao microscópio vêem-se manchas irregulares vermelhas dando a coloração aos agregados argilosos. Quanto aos raros siltitos, são compactos, cinzentos escuros com intercalações milimétricas de siltito claro. Estes possuem formas lenticulares, irregulares e inclinadas; possuem granulação mais grosseira que o siltito escuro, como em todos os casos até agora vistos. São encontrados no nível 2.565 m. A inclinação das camadas é de 10 a 20°. É interessante o fato deste siltito possuir quase dois metros observados de espessura, sempre com a estratificação oblíqua em relação à direção da sondagem. Segundo informações verbais a direção foi sempre vertical, não sofreu inclinações durante a penetração, não ocasionando pois, erro na espessura dos testemunhos. Além disso, as variações do ângulo de inclinação e a semelhança com a maioria dos sedimentos estudados desse nível, excluem a possibilidade de tratar-se de causas tectônicas para tais inclinações. Assim sendo, este siltito provavelmente tenha se formado em ambiente de águas levemente movimentadas, com pequenas oscilações na velocidade de deposição. A predominância de clásticos grosseiros adjacentes a esse siltito e a frequência de material carbonoso de origem vegetal favorecem a suposição de tratar-se de sedimentos continentais. Oportunamente discutiremos a origem deltaica, atribuída aos Mesmos.

Composição mineralógica e coloração: A composição mineralógica desses arenitos é muito monótona até o nível 3.457 m. em todos eles predomina o quartzo, ocorrendo sempre o feldspato, que se torna mais frequente nas frações silticas. Predomina sempre o ortoclásio, aparentemente fresco, sendo muito frequentes plagioclásios sódicos. Na fração siltica de uns poucos arenitos encontra-se o caulim vermiciforme ou sob a forma de leques; nem todos os arenitos o possuem, não obstante serem feldspáticos. Possuem coloração cinzenta clara a quase branca.

É digno de nota o fato de encontrarmos com grande frequência em algumas amostras, grãos de quartzo facetados, semelhantes às amostras de Lincoire. De 2.505 m até 3.162 m são frequentes em todos os arenitos estudados. Seguem 500 m sem os termos encontrado e finalmente, a amostra 3.675 m os possui em quantidade apreciável. A importância destes grãos facetados será discutida ao referirmo-nos à idade dos sedimentos em estudo.

De 3.510 m até 3.675 m muda o caráter dos sedimentos. Passam a vermelho, mais coerentes, às vezes calcíferos, sendo que um deles é excepcionalmente rico em feldspato e anfibólio. Quanto aos siltitos, são micáceos e feldspáticos. A coloração escura é dada por material orgânico, possivelmente vegetal, transformando na fase correspondente ao linhito; ocorre em pequena quantidade, pois, dá uma coloração muito leve na solução concentrada de KOH. São frequentes nesses siltitos, pequenos nódulos de alguns milímetros de diâmetro de pirita, certamente autógena, formada talvez a partir dos processos orgânicos, que são evidenciados pela cor escura do sedimento.

d) Diabásio (3.729 a 3.741 m)

Neste intervalo foram atravessados pela sondagem treze metros de diabásio. Os contactos com os sedimentos não foram testemunhados, por isso, nada pode ser afirmado quanto ao tipo de jazimento, pois, não sabemos se se trata de intrusão ou derrame. O exame da textura sugere tratar-se de uma intrusão, seja na forma de "sill" ou de dique inclinado. A textura do diabásio é intersticial. As ripas de feldspato são de 0,1 a 0,5 mm; a augita, raramente encontrada, ocupa os interstícios entre os plagioclásios, interstícios estes, que são ocupados por uma massa avermelhada anisótropa, microcristalina de vidro desvitrificado. Macroscopicamente nota-se no testemunho um plano quase vertical (tendo como base a direção da sondagem) no qual houve intensa movimentação, tendo se formado uma zona milonítica. Nesta, formaram-se secundariamente clorita e calcita. O resto é constituído de uma massa muito fina, triturada e endurecida por cimento hematítico.

e) Sedimento arenoso e argilito (3.742 e 3.510 m)

Após o diabásio a sondagem perfurou mais 70 m de sedimentos, dos quais observamos dois níveis: o superior, 3.742 m é representado por um arenito pouco coerente, vermelho, com manchas irregulares verdes, secundárias. Encontra-se neste sedimento o feldspato fresco; ortoclásio, raros plagioclásios e raras pertitas. Além dos feldspatos, há grande quantidade de grãos avermelhados, constituídos por um material microcristalino, às vezes assemelhando-se a uma textura porfirítica, quando examinados em secções delgadas. São

certamente detríticos, pois, os grãos retidos na peneira de 500 microns apresentam-se nitidamente sub arredondados. Os mais finos são angulosos. Supomos tratar-se de fragmentos de alguma rocha vulcânica, pela grande frequência na textura semelhante à porfirítica. Tratar-se-ia de uma lava rica em óxidos de ferro, dada a intensa penetração de limonita hematitizada nos grãos da suposta lava.

Entre os demais grãos, encontramos o quartzo, que perfaz menos de 20% dos grãos e raras placas de biotita. Podemos desta maneira, classificar estes sedimentos como um arcócio com tendências a uma grauvaça.

Finalizando, a última amostra estudada, a 3.812 m de profundidade trata-se de um argilito duro, vermelho, muito semelhante ao 3.510 m, já descrito.

f) Embasamento (3.862 a 4.048 m)

Embasamento cristalino. Atingido a 3.862 m e perfurado até 4.048 m. Predominam amostras de um granito róseo, às vezes evidenciando pequena alteração, quando observados macroscopicamente. A natureza desta alteração não foi estudada por falta de material amostrado. Uma das amostras, fresca no aspecto macroscópico, vista em seção delgada mostrou o feldspato sericitizado parcialmente, porém, em todos os cristais examinados. Trata-se de um albita granito, com a particularidade rara de não possuir feldspato potássico (soda-clase - tonalito de Johannsen) sendo o plagioclásio An 5%. Apresenta, apatita, titanita, zirconita e magnetita, como minerais acessórios, e clorita, calcita, epidoto e leucoxênio, como minerais de al-

teração. A granulação é grosseira, tendo os cristais de albita e quartzo cerca de 0,5 cm de diâmetro máximo.

Outra amostra do embasamento, menos frequente, estudada em secção delgada é um diorito. Macroscopicamente é de coloração verde escura, compacta, cheia de espelhos tectônicos; sua granulação é milimétrica. Ao microscópio mostra-se constituída essencialmente de hornblenda e feldspatos, predominando este último. A hornblenda é verde escura e marron clara, conforme a posição de maior ou menor absorção. Os cristais atingem pouco mais de um milímetro de comprimento. Entre os feldspatos encontramos o ortoclásio, que parece predominar, e plagioclásio sódico, provavelmente albita. Os feldspatos estão todos alterados; medem de 0,3 a 0,6 mm de tamanho. Muito raramente ocorre o quartzo e a calcita.

3 - Perfuração de Badajós

Embora não tenha sido possível o estudo de toda a testemunhagem, pudemos examinar algumas amostras representativas dos sedimentos perfurados. A perfuração tem pouco mais de 2.180 m; atravessa exclusivamente sedimentos elásticos e termina no embasamento.

Nos primeiros 1.500 metros de cima para baixo, examinamos siltitos, que predominam, e argilitos. Estes são avermelhados, duros, sem estratificação. Às vezes apresentam manchas verdes formadas secundariamente. Os siltitos, mais frequentes do que os argilitos, são cinzentos, mal estratificados ou sem nenhuma estratificação, apresentando o característico interessante de serem todos eles muito semelhantes nos seguintes caracteres: são altamente feldspáticos,

sendo o feldspato quase sempre fresco; são levemente micáceos e possuem todos eles os mesmos minerais pesados. Faz exceção o primeiro testemunho, situado a 90 metros de profundidade. Trata-se de um sedimento fino, branco, altamente caulínico. É provável ter havido a transformação total do feldspato, ausente nessa amostra e frequente nas demais. A granada, mineral pouco estável, torna-se rara; talvez tenha sido destruída pelos mesmos fatores que caulinizaram o feldspato. Esta suposição fundamenta-se no fato da granada existir em todos os siltitos examinados e às vezes em alta porcentagem, como na amostra 1.246 m, que possui 90% de granada. É também possível que a granada não existisse desde o início da formação desse sedimento. Quanto aos demais minerais pesados existentes na amostra caulínica em estudo, (Testemunho nº 1 - 90 m) são os seguintes: zircónita, (mais de 90%) turmalina e raros grãos de distênio e apatita. Nos demais siltitos existentes nos primeiros 1.500 m, os minerais pesados são sempre os mesmos. A zircónita predominando quase sempre, e em seguida a granada, sempre frequente; às vezes ocorre a apatita. A turmalina é rara; é encontrada às vezes nos sedimentos mais profundos que 1.500 metros.

Estes fatores todos, fazem com que se suponha ter havido condições monótonas nos processos genéticos desses 1.500 m de sedimentos. Assim, a área erodida que forneceu tais detritos deve ter sido a mesma durante todo o tempo em que se sedimentaram esses 1.500 metros. Deve ter ocorrido um afundamento lento, contínuo em topografia entre senil e madura. Os sedimentos devem ter sido formados em águas calmas e pouco profundas, tendo sofrido a ação dos agentes

oxidantes superficiais, transformando os sais ferrosos em férricos, que provavelmente dão coloração aos sedimentos estudados.

Nos últimos 600 metros, além de siltitos cinzentos, encontramos arenitos. Os siltitos examinados são finamente estratificados de maneira irregular, não são feldspáticos como os de cima, sendo semelhantes apenas no conteúdo em minerais pesados. Os arenitos são ora cinzentos claros, ora levemente avermelhados ou acinzentados. Não evidenciam estratificação nítida. Quando presente, é centimétrica e conseqüente da diferença de coloração. Examinados ao microscópio apresentam-se constituídos quase que exclusivamente de quartzo. Todos eles possuem pequena variedade de minerais pesados, e em pequena quantidade; a zirconita e a turmalina estão sempre presentes e granada às vezes. É frequente ocorrer uma variedade rósea de zirconita que só vimos nos sedimentos de Cururu. Também a granada é semelhante no aspecto às granadas de Cururu e diferentes das dos sedimentos de Limoeiro, que são bem características na sua forma escalonada do rombododecaedro. Característica digna de nota que apresentam três desses arenitos é o fato de apresentarem grande parte de seus grãos de meio a um décimo de milímetro de diâmetro, bem facetados, sendo frequentes os cristais bi-terminados, examinando-se os grãos previamente desagregados sob a lupa binocular. Tal fato foi verificado nas amostras situadas a 1.500 m, 2.049 m e 2.157 m. O exame sob o microscópio, com os grãos imersos em óleo de cravo, (cujo índice de refração é próximo ao do bálsamo do Canadá) revelou tratar-se de crescimento secundário em todos os cristais estudados, sendo bem nítido o quartzo acrescido, límpido e sem inclusões sobre o primitivo

grão, quase sempre bem arredondado, impuro e cheio de inclusões.

Finalizando, no embasamento examinamos dois tipos de rochas; a de 2.164 m de profundidade, que é um quartzo diorito. Macroscopicamente assemelha-se a um diabásio, pois é escura, granular e de cristais sub-milimétricos. Constitui-se essencialmente de hornblenda, plagioclásio ácido, biotita e quartzo em menor quantidade. São frequentes os halos pleocroicos na biotita, constatando pois, a sua antiguidade. Abaixo desta rocha, a 2.185 m perfurou-se um quartzo escuro, interessante pela quantidade grande em ortoclásio e biotita frequentemente cloritizada, estando esta sempre com a mesma orientação, graças aos esforços sofridos no processo metamórfico. Em pequena quantidade é encontrada a zircónita, epidoto e muito raramente, pequenos prismas de apatita.

III - Granulometria

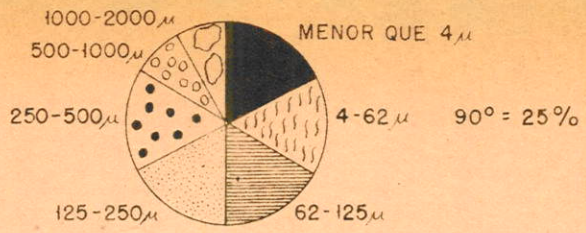
Tivemos como finalidade a comparação dos arenitos com outros, estudados por outros autores, para daí, julgarmos o provável ambiente de sedimentação, comparando os dados obtidos, como, curvas acumulativas, valores estatísticos e gráficos granulométricos. Preferimos ao em vez de histogramas, representar os sedimentos como vemos nas figuras 6 e 7; deste modo, torna-se possível a representação de maior número de amostras em espaço menor, o que facilita a comparação entre eles em conjunto, tornando-se além disso, mais fácil a visualização das proporções entre os diversos tamanhos, segundo a escala adotada por Wentworth. É bem nítida a predominância de areni-

tos finos; em poucos casos predomina a fração grosseira nestes arenitos, que são mais frequentes nos sedimentos de Cururu. Notamos a presença da fração argilosa em quase todas as amostras de Limoeiro, não se dando o mesmo com as de Cururu. É possível que a maior quantidade de feldspatos nos arenitos de Limoeiro uma vez alterados, produzam o caulim que ^{se}ajuntar-se à argila detritica. Como não temos meios para estabelecermos a proporção entre caulim suposto autígeno e o restante certamente detritico da argila, incluiremos tudo entre os elementos clásticos que compõem os arenitos estudados. Como já foi referido, supomos tratar-se de caulim autígeno pelo fato de não encontrarmos nos argilitos adjacentes, esse mineral com a forma característica fibra radiada observada no arenito, quando examinados ao microscópio. Sendo a quantidade de argila existente nos arenitos raramente considerável, não demos importância a esse provável pequeno fator de erro.

1 - Sedimentos de Limoeiro

Examinando-se o gráfico da granulometria dos sedimentos estudados de Limoeiro, e o respectivo conjunto de curvas acumulativas, constata-se que predominam na metade superior da perfuração, sedimentos mais finos do que na metade inferior. Tivemos a precaução de estudar as amostras mais comuns, que melhor representassem a testemunhagem amostrada. Assim é, que das 17 amostras situadas na metade inferior da perfuração, 14 delas, ou, 80% delas possuem grãos maiores que 250 microns em quantidade apreciável, (areia média de Wentworth) sendo que em três, figura também a areia grosseira, de grãos maiores que 500 microns. Já na metade inferior não se verifica o mes-

LIMOEIRO

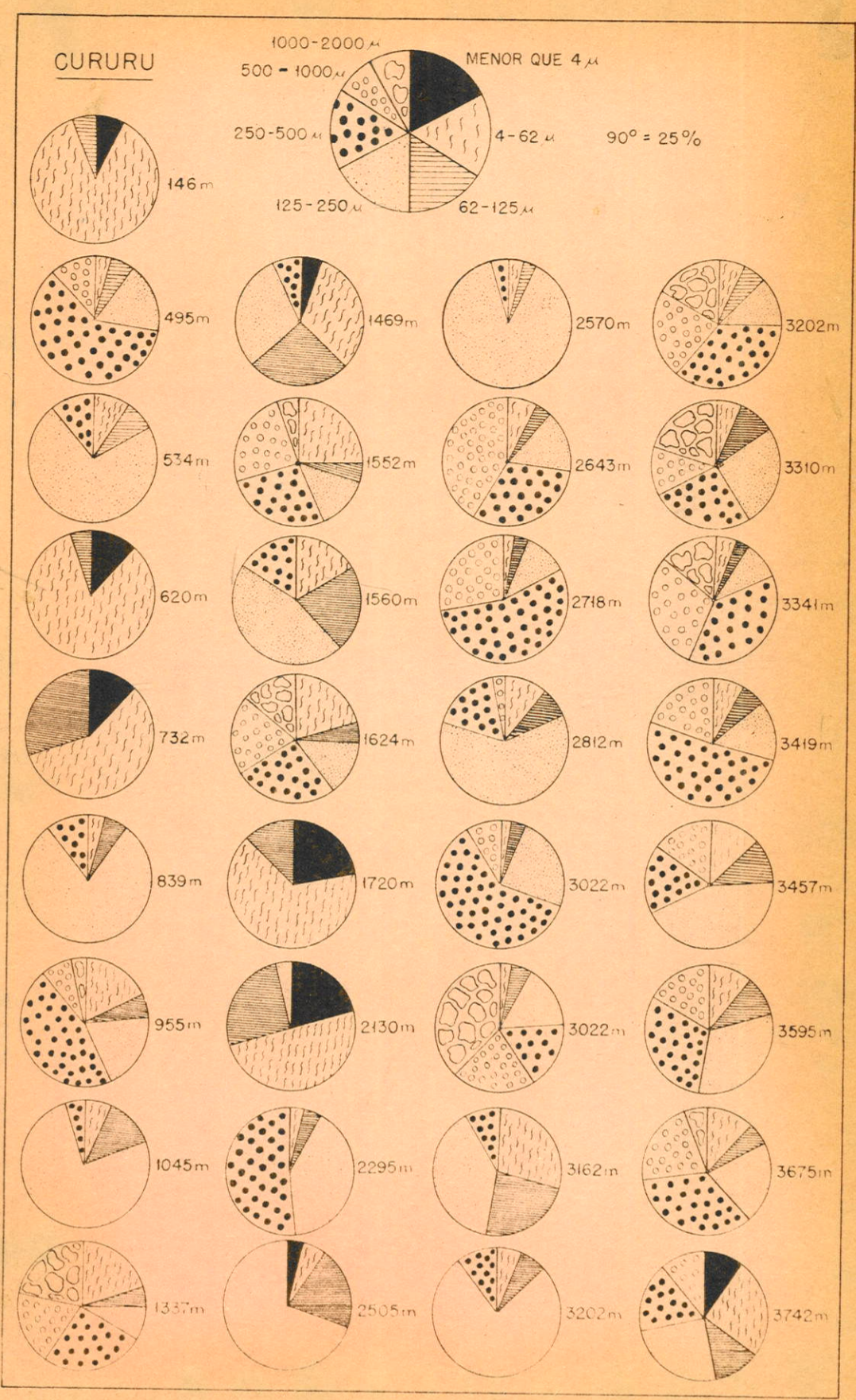


- Fig. 6 -

no; em 19 amostras, apenas 8 delas (40%) é que possuem quantidade apreciável de grãos maiores do que 250 microns. Examinando-se a tabela dos valores estatísticos notamos nítida diferença entre os valores da distribuição média dos sedimentos superiores e inferiores. Entre os sedimentos superiores sempre predominam valores menores, comparando-se com os sedimentos inferiores. Quanto à fração argilosa, somente em quatro amostras está ausente, sendo que a argila sempre figura em proporção raramente superior a 10%; este fato é de importância no estudo da maturidade dos sedimentos, que será abordado no capítulo referente ao ambiente de sedimentação.

2 - Sedimentos de Cururu

Examinando-se o gráfico referente ao estudo granulométrico dos sedimentos de Cururu, comparando-se com o gráfico de Limoeiro, notamos duas diferenças bem frizantes: a primeira, como já nos referimos atrás, quanto ao teor em argila. Das 33 amostras postas em gráfico, apenas 8 contém a fração argilosa. Os dois siltitos, 1.720 m e 2.130 m, são as únicas amostras estudadas de Cururu onde a fração argilosa atinge pouco mais de 20%. Outra diferença é na maior porcentagem de arenitos nos quais figuram as frações entre 500 e 1.000 microns (areia grosseira) e entre 1 e 2 mm (areia muito grosseira). A fração areia grosseira é encontrada apenas em oito amostras de Limoeiro, sendo que destas oito, somente duas apresentam a fração muito grosseira, ao passo que nos sedimentos de Cururu, dezoito amostras contêm grãos grosseiros, sendo que destas dezoito, nove possuem também a fração muito grosseira. A predominância de arenitos grossei-



- Fig 7 -

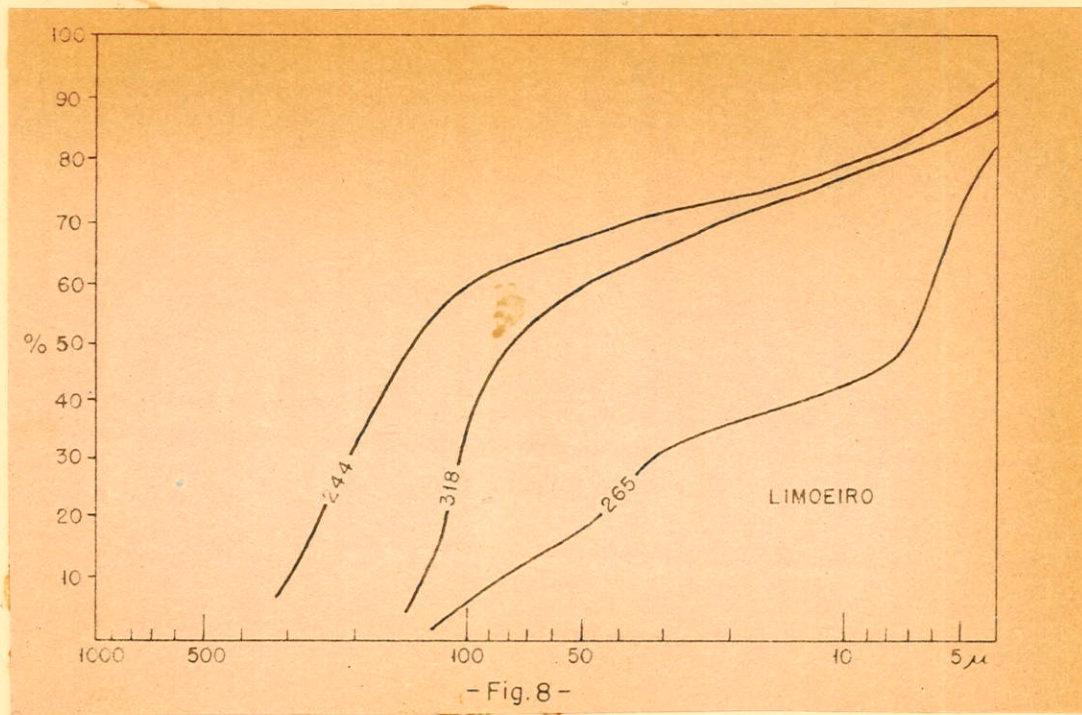
ros na parte inferior da perfuração e de arenitos finos na parte superior, é um dos fatores também correlacionáveis com Lincoeiro, com um desnível também de 500 m aproximadamente. Este fato é mostrado no gráfico da correlação, fig. 29; é nítida a predominância dos arenitos ricos na fração média e grosseira situados abaixo do nível 2.600 metros. O mesmo podemos observar quanto aos valores da mediana, que se torna diminuída para os sedimentos acima deste nível, e aumentada para os sedimentos inferiormente situados.

3 - Considerações sobre os dados estatísticos

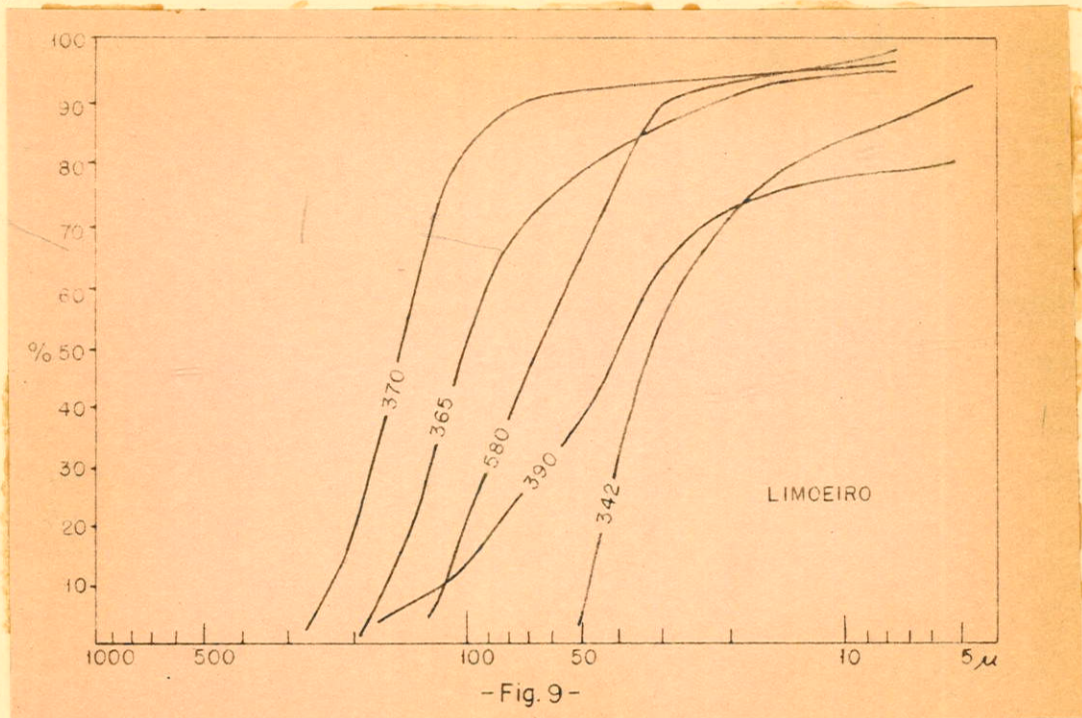
Para que o nosso estudo possa eventualmente servir para futuras comparações, julgamos conveniente a apresentação das curvas acumulativas. (figs. 8 a 23) que representam as proporções dos diferentes tamanhos dos grãos de maneira mais natural do que qualquer outro tipo de representação gráfica, pois, sua configuração independe da escala granulométrica adotada. Por meio das curvas acumulativas determinamos os valores dos seguintes dados estatísticos: primeiro quartel, (75% - Q_1) segundo quartel, (25% - Q_3), mediana, (50% - D_n) e seleção, (80) valores esses dispostos na tabela ao lado. As amostras estão designadas segundo suas profundidades em metros e os valores dos quartéis e mediana, em fração de milímetro. Julgamos conveniente construir um gráfico mostrando a relação entre os valores da mediana e da seleção, facilitando assim, a visualização de tais dados como se vê na fig. 24. Vemos em primeiro lugar que 80% dos sedimentos estudados apresentam-se bem selecionados. Dos 20% restantes, apenas um deles é mal selecionado, tendo os demais se-

leção normal, de acordo com o critério proposto por Trask e adotado por diversos autores, entre eles, Twenhofel e Tyler, (1941, p. 111). Em segundo lugar, notamos que 40 amostras possuem suas medianas compreendidas entre os valores 100 e 300 microns; outras 20 amostras, tendo as medianas entre 20 e 100 microns, e as 12 restantes, com medianas maiores que 300 microns. Além disso, em terceiro lugar, notamos uma certa concordância com as verificações feitas por Wentworth em 800 amostras estudadas, (trabalho citado por Inman, (1949) de cujo estudo estabeleceu-se que, tendo a mediana aproximadamente 180 microns, a seleção é mais alta, em se tratando de sedimentos formados por águas correntes. Os sedimentos que possuem a mediana acima ou abaixo de 180 microns possuem estatisticamente, um menor grau de seleção. No nosso estudo o número das amostras estudadas é insuficiente para conclusões seguras de natureza estatística; não obstante, podemos notar uma certa concordância com o estudo citado de Wentworth, sendo que no nosso caso a maior seleção é a das amostras com mediana entre 100 e 300 microns, como podemos ver no gráfico anexo. Notamos também que das amostras mais altamente selecionadas, sete delas estão compreendidas entre 140 e 190 microns, valores próximos aos de Wentworth. Ao examinarmos as curvas acumulativas em conjunto, verificamos com grande clareza o que foi exposto, principalmente no gráfico das amostras 592 m a 1.160 m, (fig. 10) e de 244 m a 318 m de Limoeiro (fig. 8) onde é bem nítida a inclinação da curva, denotando menor seleção. Nas curvas acumulativas de Cururu vemos o mesmo, para as amostras 3.742 m (fig. 23) 3.022-b m (fig. 21), 1.720 m (fig. 19) e 620 m (fig. 17) principalmente.

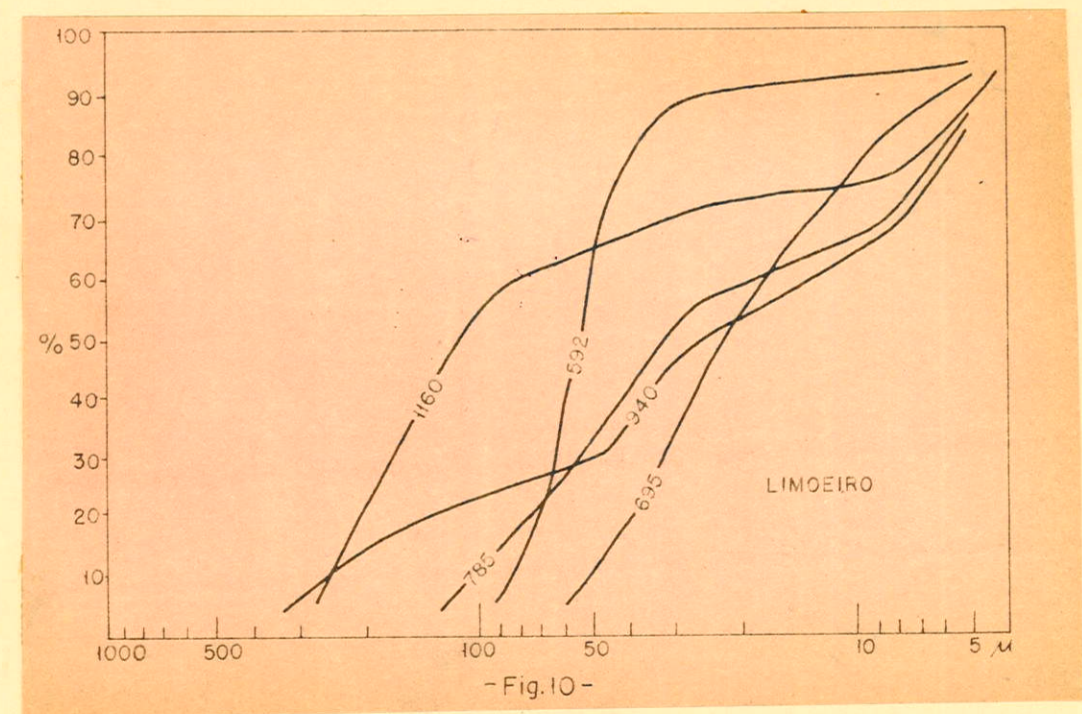
Julgamos oportuno chamar a atenção para as curvas 580 m e



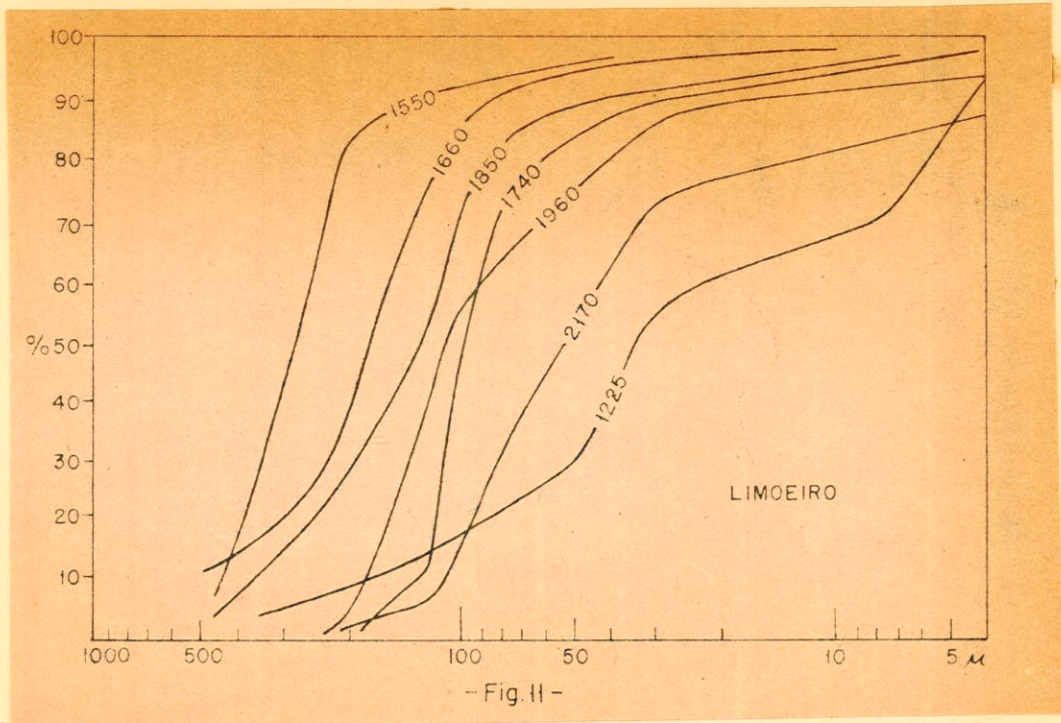
- Fig. 8 -



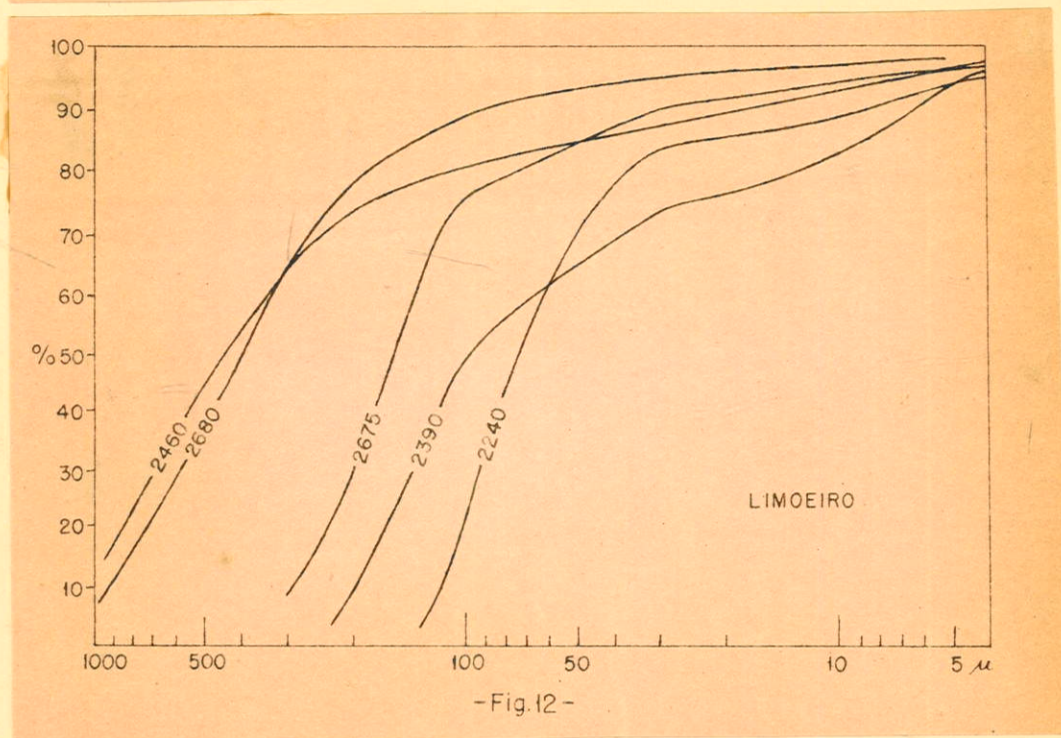
- Fig. 9 -



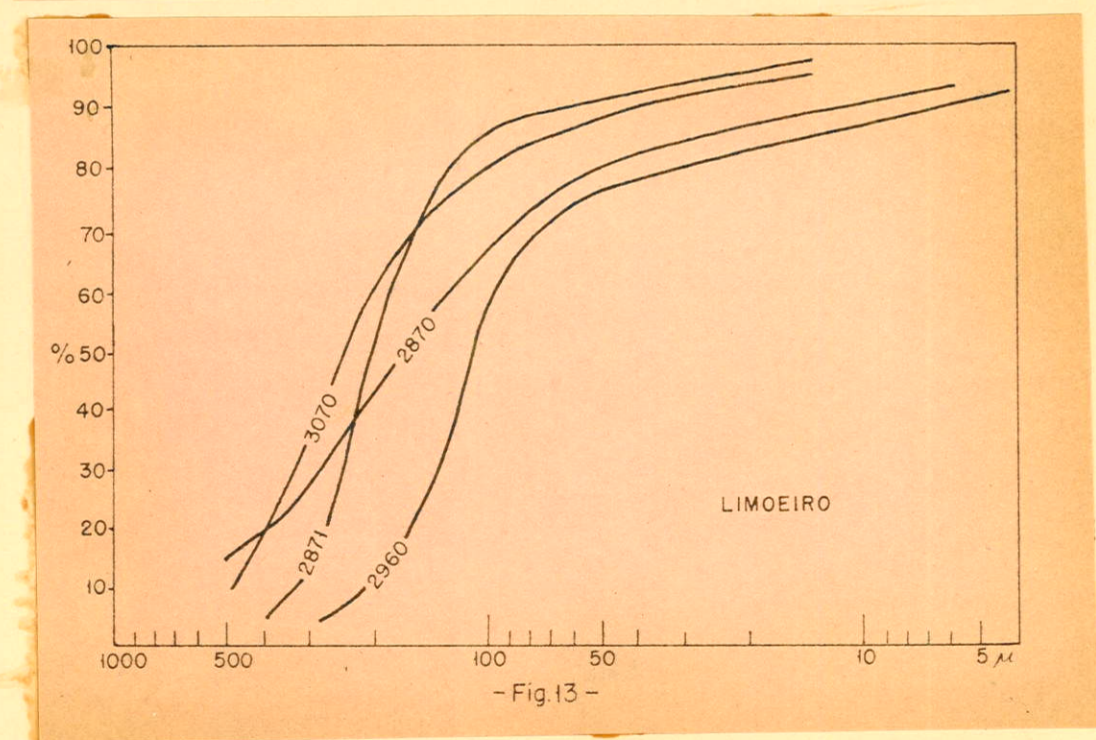
- Fig. 10 -



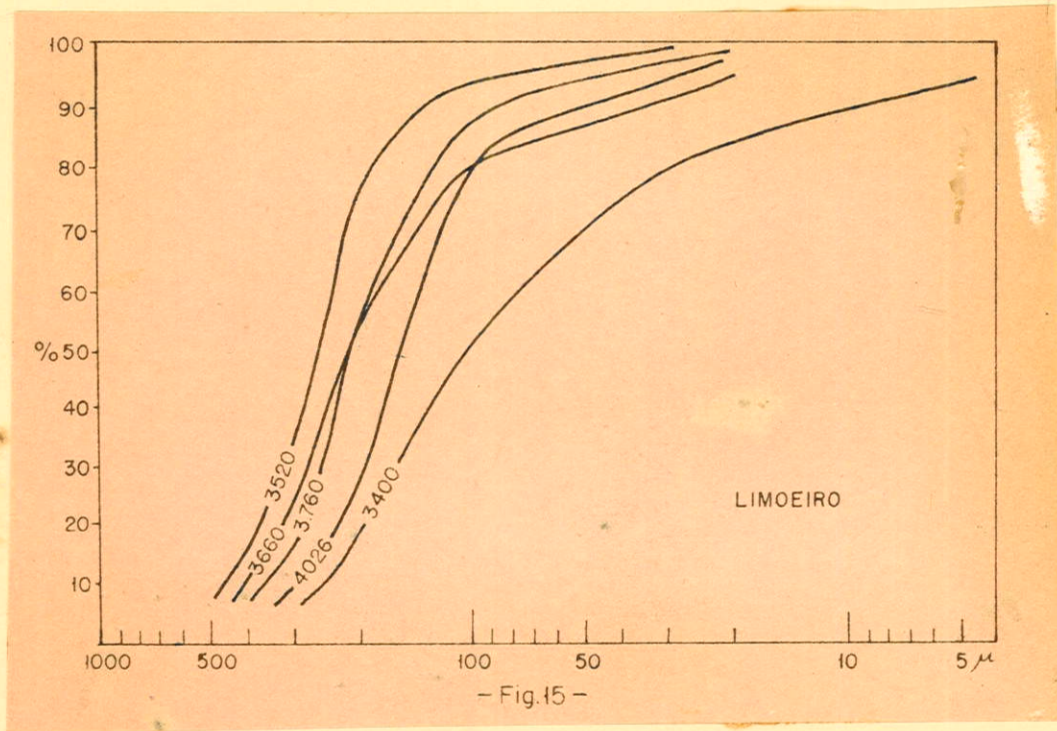
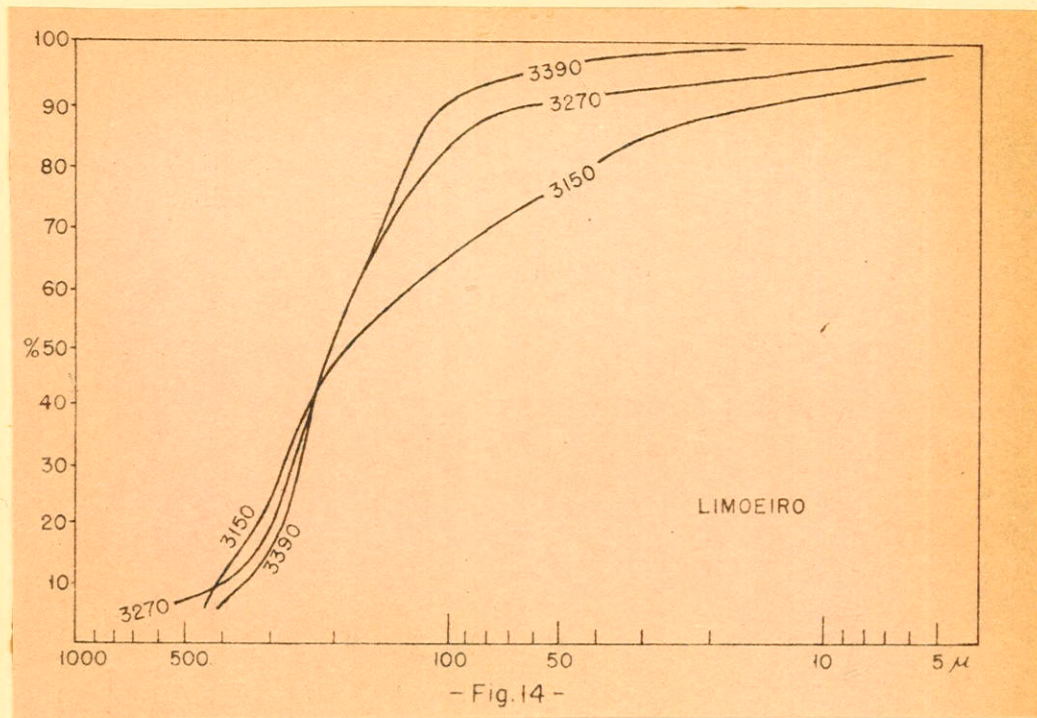
- Fig. 11 -

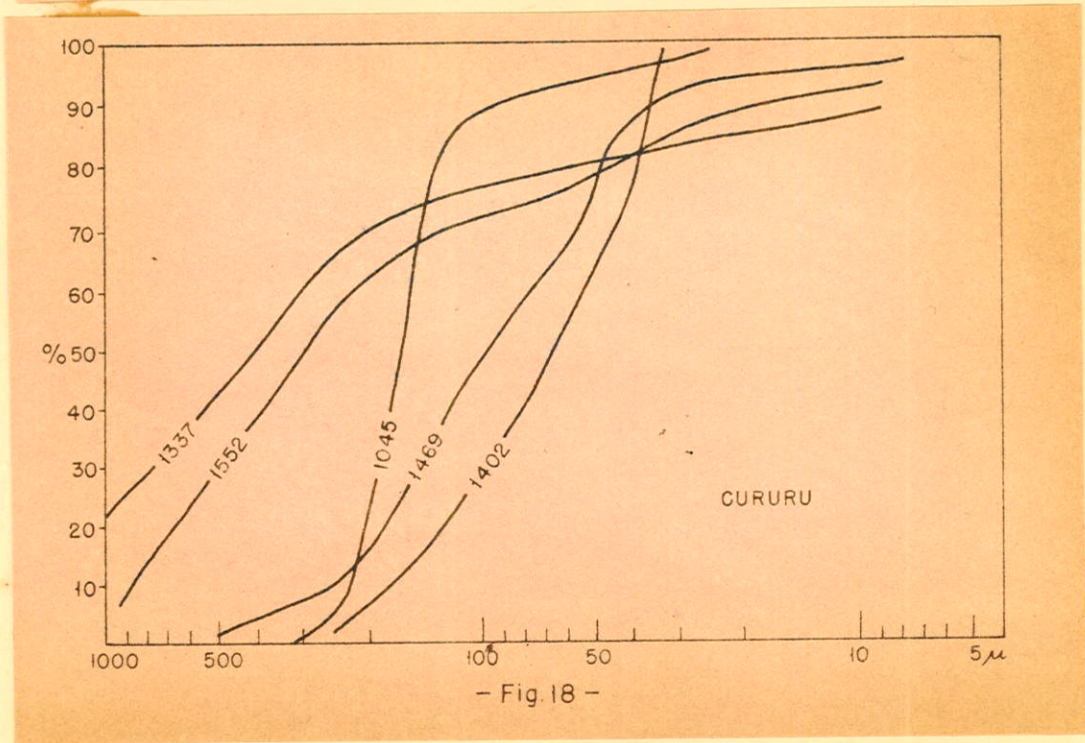
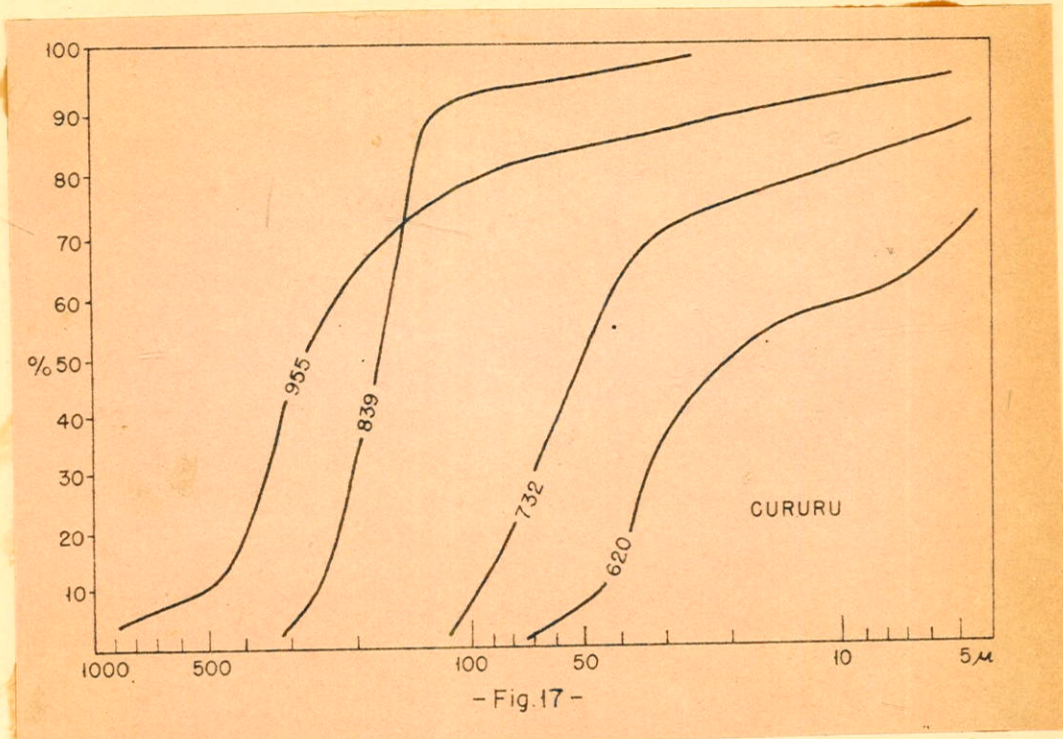
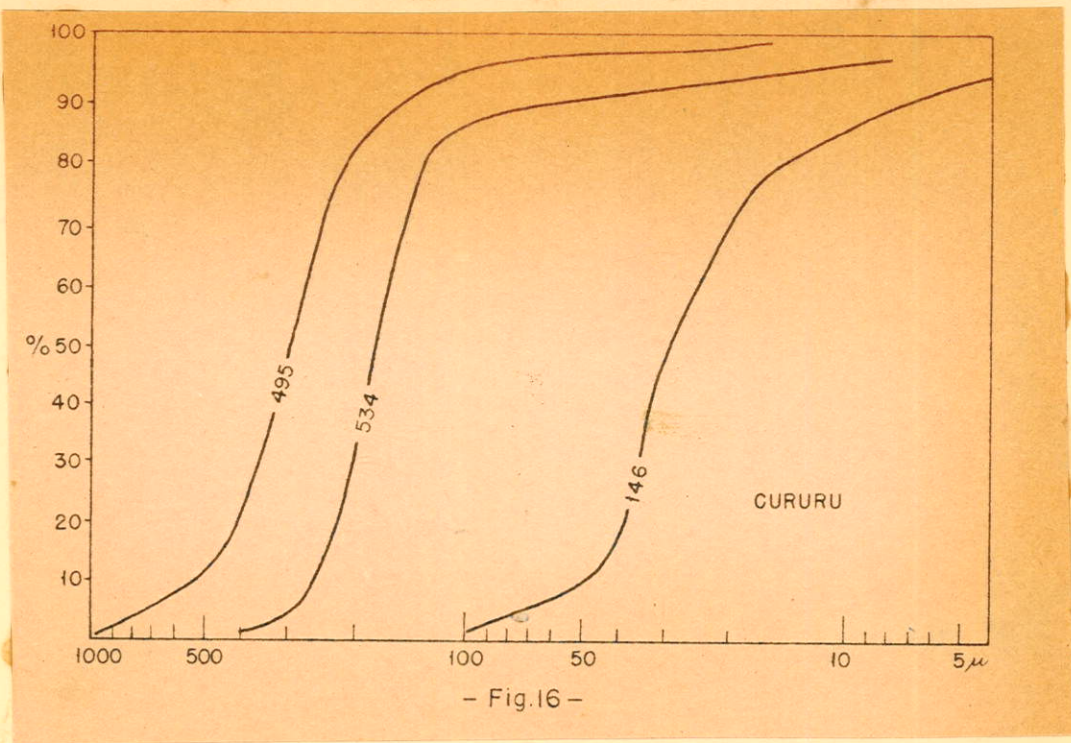


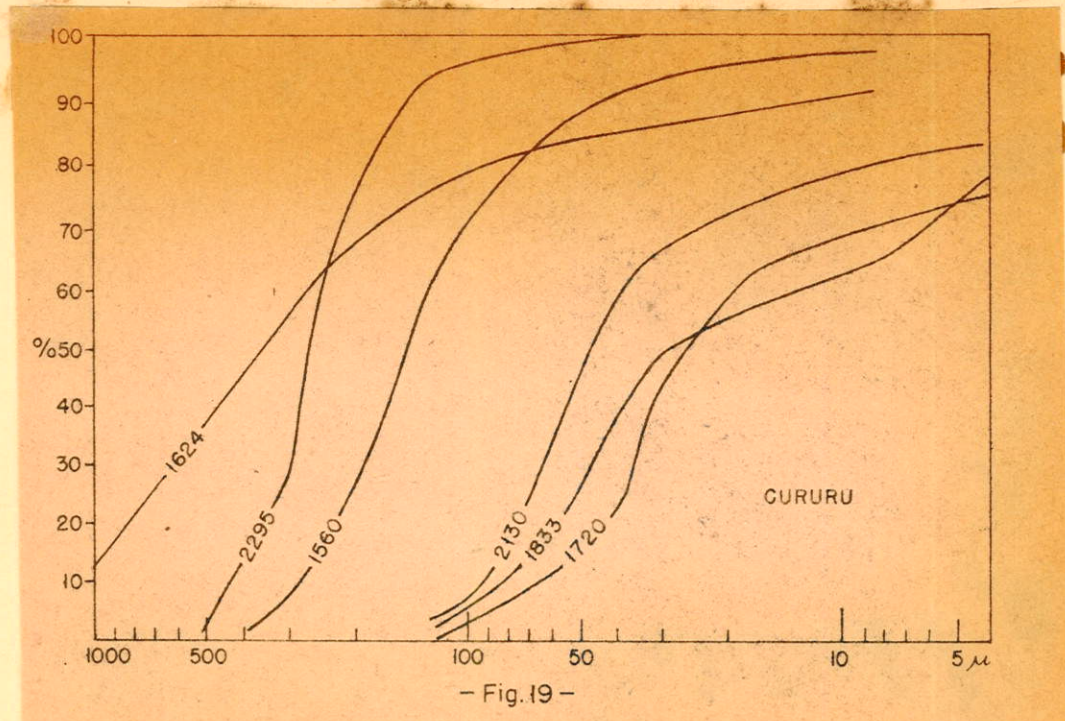
- Fig. 12 -



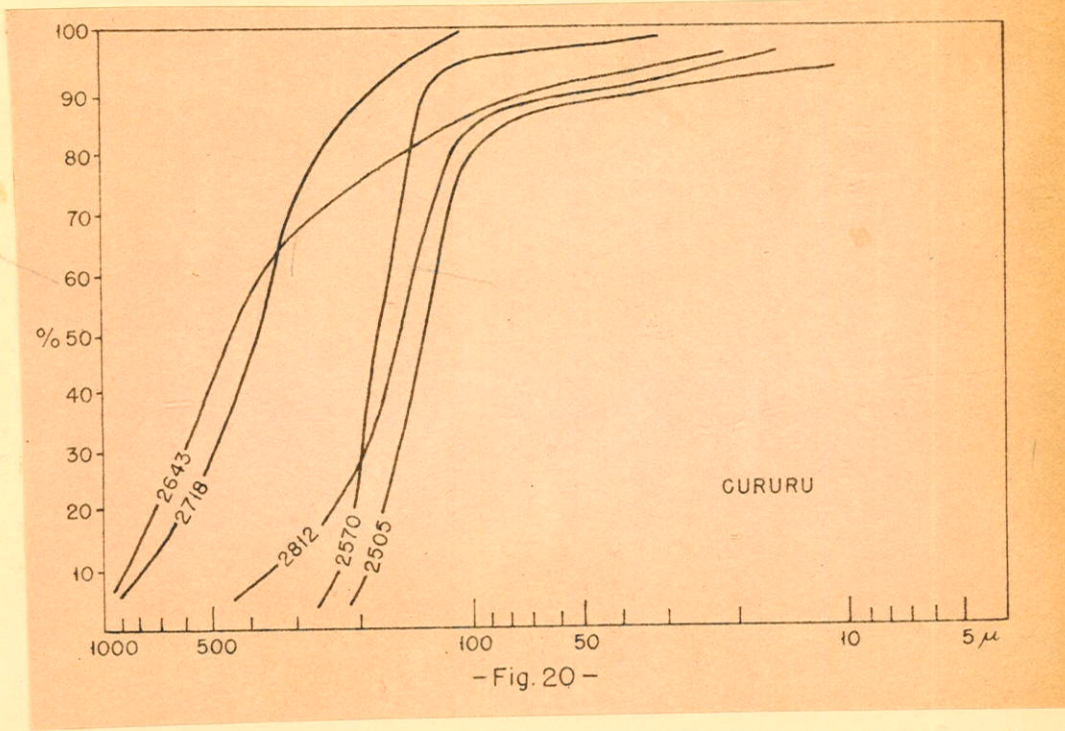
- Fig. 13 -



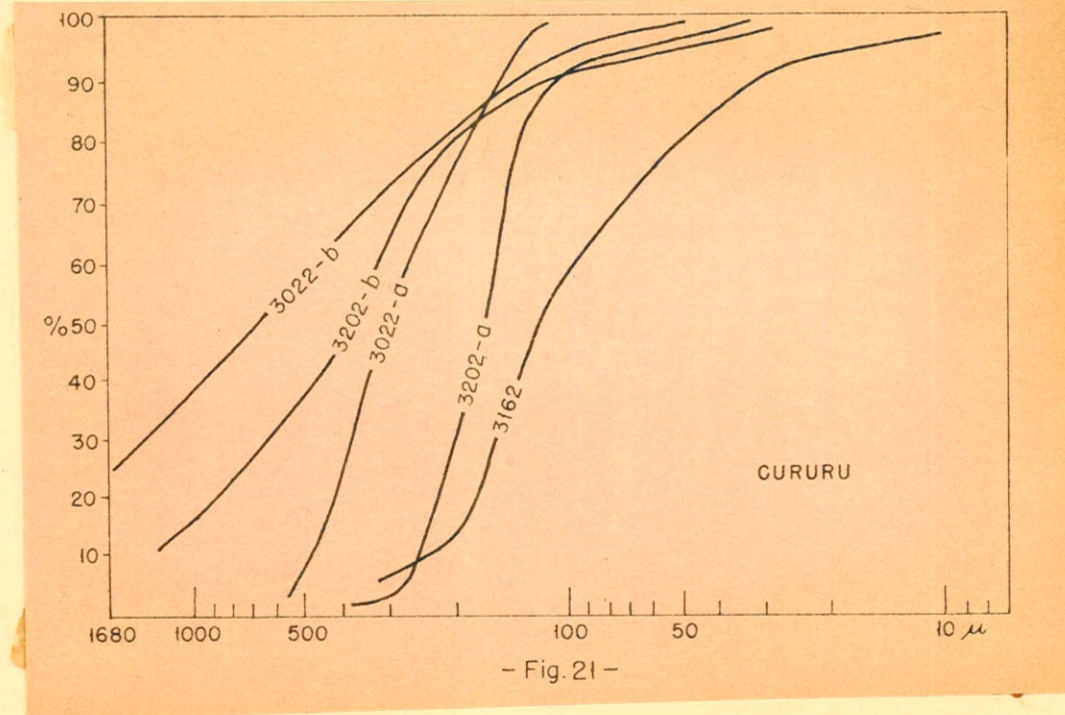




- Fig. 19 -



- Fig. 20 -



- Fig. 21 -

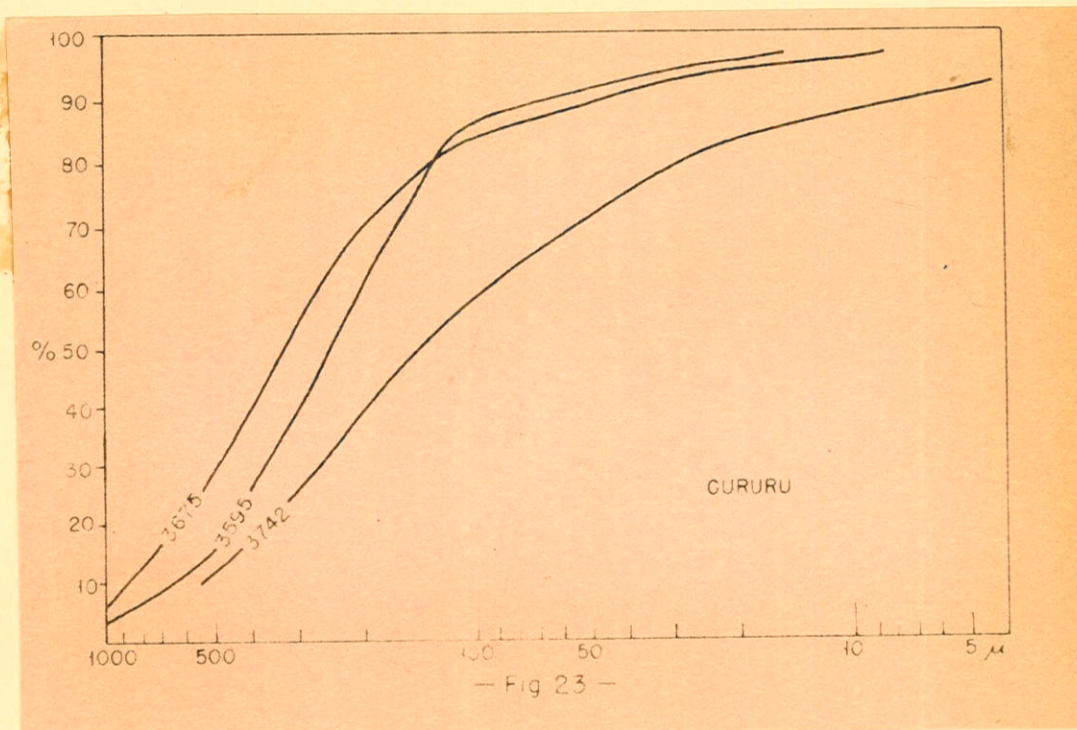
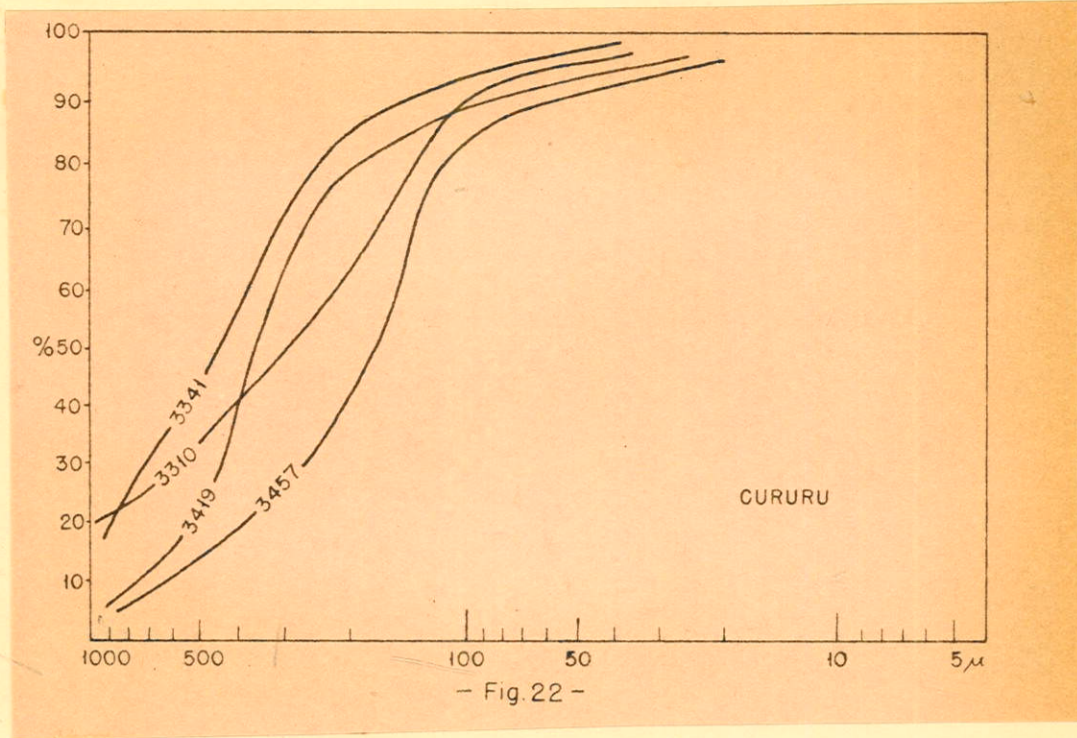
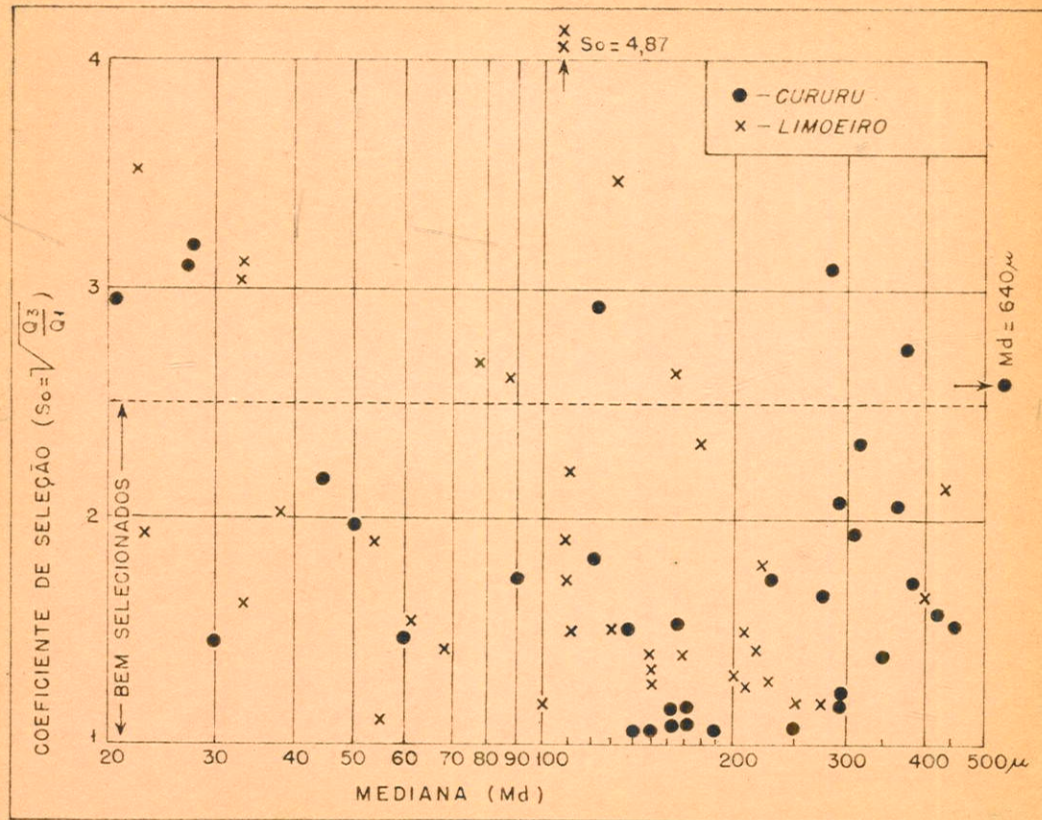


TABELA DOS QUARTEIS, MEDIANA E COEFICIENTE DE SELEÇÃO
valores em mm

<u>Linoeiro</u>					<u>Gururu</u>				
Am.	Dm	Q1	Q3	So	Am.	Dm	Q1	Q3	So
244m	0,130	0,020	0,230	3,39	146m	0,030	0,017	0,036	1,45
265	0,007	0,005	0,037	2,72	495	0,300	0,230	0,380	1,28
318	0,080	0,016	0,115	2,69	534	0,170	0,145	0,210	1,20
342	0,034	0,017	0,044	1,61	620	0,019	0,004	0,035	2,96
365	0,110	0,060	0,140	1,53	732	0,050	0,018	0,070	1,97
370	0,150	0,110	0,200	1,35	839	0,170	0,140	0,220	1,25
390	0,038	0,016	0,065	2,02	955	0,270	0,125	0,400	1,79
580	0,060	0,038	0,090	1,54	1045	0,150	0,135	0,180	1,15
592	0,055	0,044	0,064	1,21	1337	0,370	0,115	0,860	2,74
695	0,022	0,010	0,036	1,90	1402	0,060	0,040	0,105	1,62
785	0,035	0,006	0,060	3,16	1469	0,090	0,050	0,150	1,73
940	0,023	0,006	0,074	3,50	1552	0,280	0,057	0,570	3,16
1160	0,115	0,008	0,190	4,87	1560	0,140	0,085	0,200	1,53
1225	0,035	0,007	0,065	3,06	1624	0,330	0,125	0,670	2,32
1550	0,280	0,230	0,380	1,29	1720	0,026	0,004	0,039	3,13
1660	0,170	0,125	0,260	1,44	1833	0,028	0,005	0,050	3,16
1740	0,100	0,074	0,115	1,25	2130	0,044	0,014	0,068	2,20
1850	0,130	0,100	0,230	1,52	2295	0,250	0,190	0,300	1,25
1960	0,110	0,052	0,150	1,70	2505	0,180	0,115	0,160	1,18
2170	0,053	0,027	0,090	1,83	2570	0,190	0,160	0,220	1,17
2240	0,070	0,045	0,094	1,44	2643	0,410	0,210	0,660	1,77
2390	0,090	0,020	0,140	2,64	2718	0,370	0,280	0,520	2,02
2460	0,430	0,165	0,780	2,18	2812	0,165	0,135	0,220	1,28
2675	0,145	0,094	0,200	1,46	3022-a	0,300	0,220	0,400	1,35
2680	0,400	0,230	0,675	1,71	3022-b	0,640	0,230	1,500	2,56
2870	0,165	0,046	0,320	2,64	3162	0,120	0,052	0,165	1,79
2871	0,220	0,140	0,250	1,34	3202-a	0,160	0,135	0,215	1,26
2960	0,110	0,044	0,145	1,82	3202-b	0,380	0,250	0,700	1,67
3070	0,230	0,125	0,350	1,68	3310	0,300	0,150	0,700	2,16
3150	0,180	0,053	0,280	2,30	3341	0,450	0,280	0,780	1,67
3270	0,210	0,130	0,260	1,41	3419	0,350	0,230	0,470	1,43
3390	0,200	0,140	0,260	1,36	3457	0,170	0,130	0,300	1,52
3400	0,110	0,038	0,190	2,24	3595	0,240	0,130	0,400	1,76
3520	0,250	0,210	0,340	1,27	3675	0,310	0,150	0,510	1,85
3660	0,210	0,125	0,300	1,55	3742	0,130	0,035	0,290	2,88
3760	0,210	0,140	0,270	1,39					
4026	0,150	0,110	0,210	1,38					



- Fig.24 -

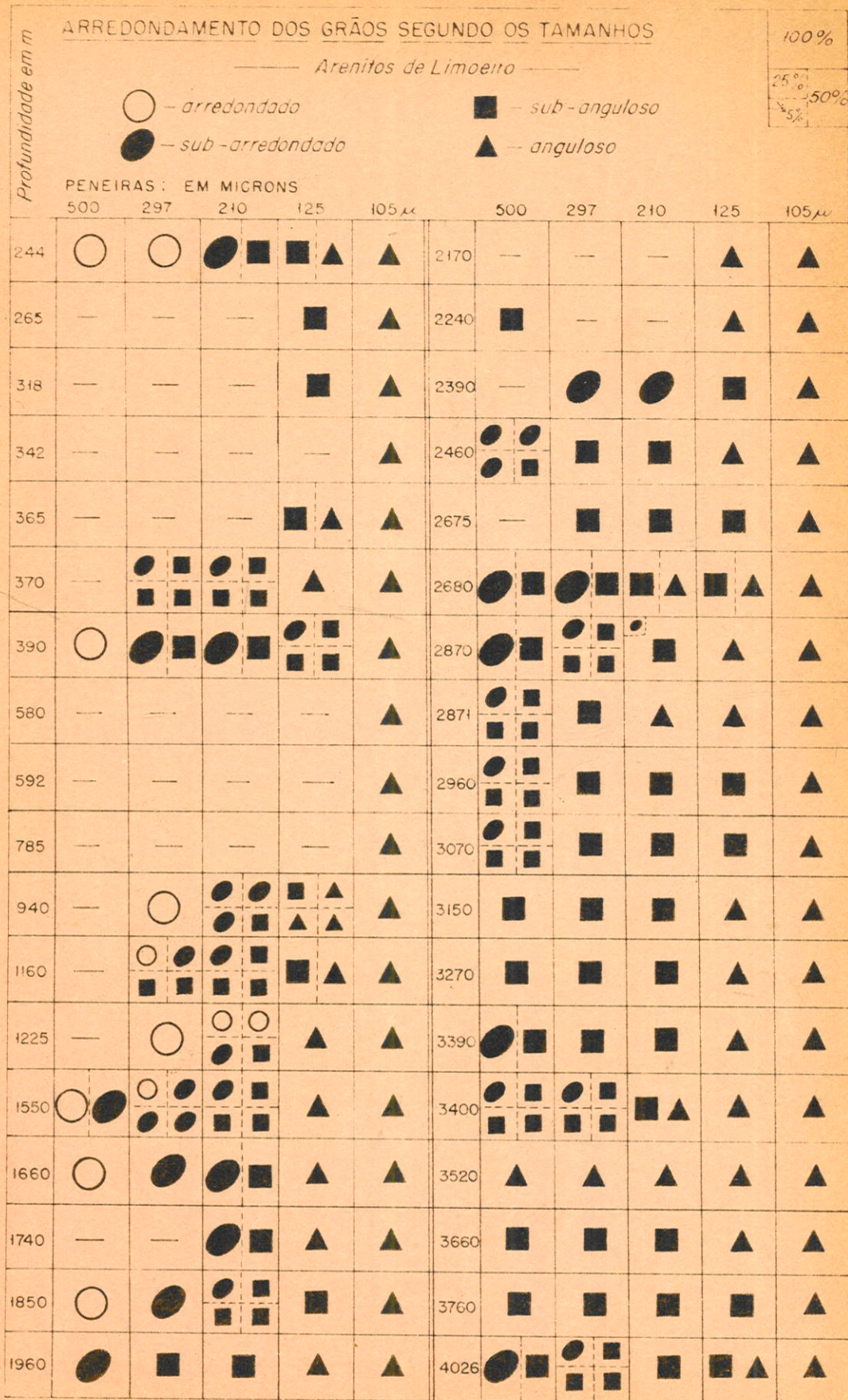
592 m (fig. 9 e 10) de Lincoire, cujo aspecto de boa seleção é compatível com o ambiente marinho em que se formaram, tendo em vista, como já vimos, a presença de glauconita em um deles. O mesmo observamos nas figs. 16 a 18, para os sedimentos glauconíticos de Gururu. Chama a atenção a falta de seleção da amostra 1.337 m, fig. 18, que não é glauconítica, nem se assemelha no aspecto da curva acumulativa a sedimento marinho; encontra-se contudo, entre sedimentos glauconíticos marinhos.

IV - Arredondamento

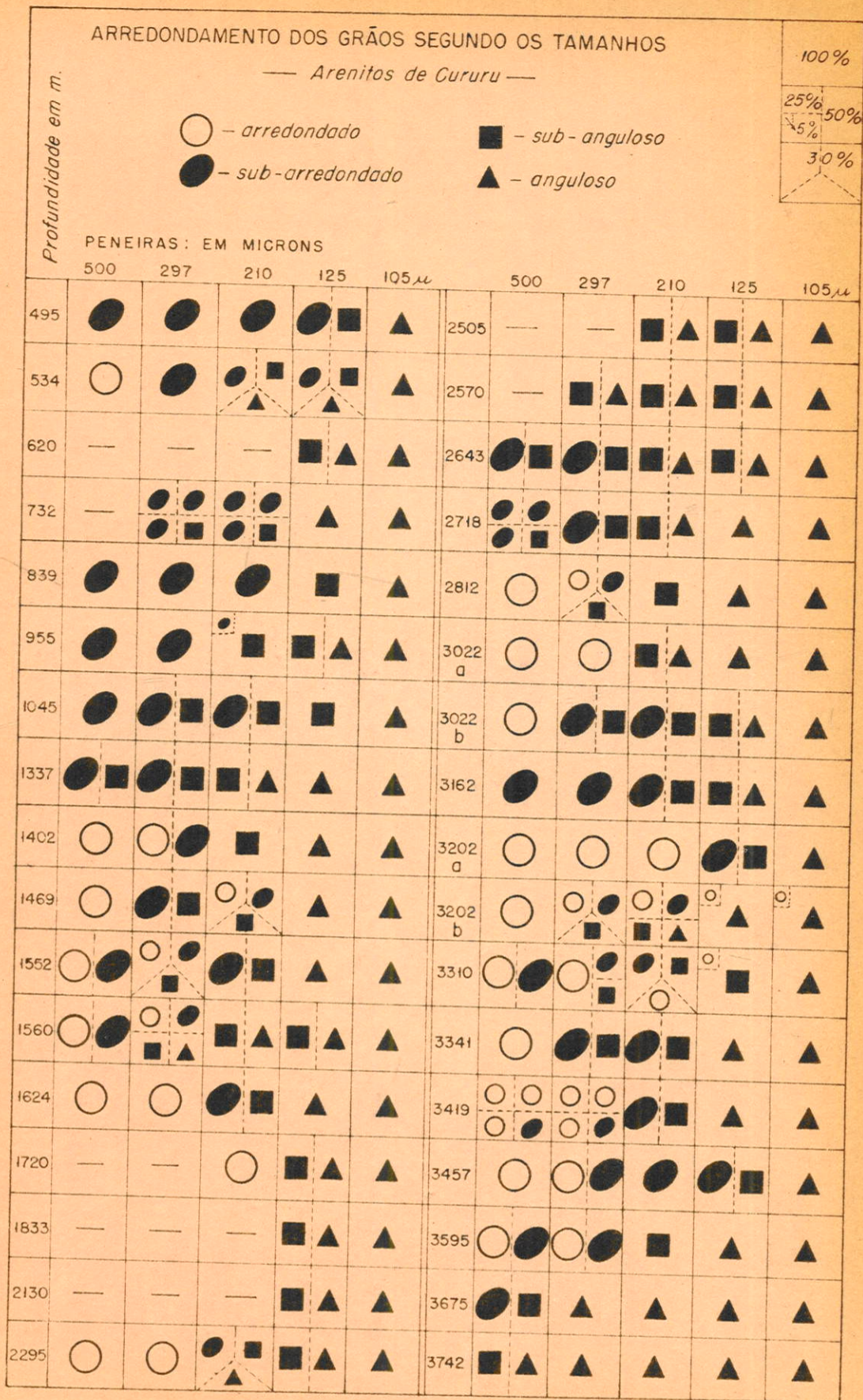
Ao estudarmos o arredondamento dos grãos, não levamos em consideração a esfericidade, que nada tem a ver com o arredondamento, pois, um grão pode ser bem arredondado e alongado ou achatado, e vice e versa; pode ser equidimensional, aproximadamente esférico e apresentar arestas agudas, evidenciando pequeno desgaste. A importância da esfericidade pode relacionar-se à derivação do grão. O confronto das nossas verificações com os estudos de Boisman, (1952) sugere que a contribuição de rochas metamórficas é pequena para a formação dos detritos de quartzo, mineral que forma a grande massa dos arenitos estudados, pois, muito raramente é observado um grão alongado ou achatado. São todos, via de regra, equidimensionais. Parece-nos, contudo, que tal conclusão não deve ser generalizada para todas as rochas metamórficas. Nas de alto grau de metamorfismo (gnaisses) o quartzo apresenta-se com a forma equidimensional, não

havendo portanto, motivo para que se torne alongado ou achatado nos sedimentos, após desagregação e transporte. Em base dos estudos dos minerais pesados, vemos que houve a contribuição de rochas metamórficas, devendo provavelmente predominar as de catazona. Para podermos observar o grau de arredondamento em função do tamanho do grão, construímos os gráficos das figs. 25 e 26. Simbolizamos as proporções aproximadas entre os grãos arredondados, sub-arredondados, sub-angulosos e angulosos. (ver métodos usados). Tivemos como finalidade simbolizar a predominância deste ou daquele tipo, contando os grãos sob a lupa binocular, com luz refletida. Assim, esquematizamos a totalidade, a metade, a terça e a quarta parte dos tipos observados e contados sob a lupa binocular. Colocamos no gráfico as frações retidas nas peneiras de malhas de 500, 297, 210, 125 e 105 microns, sendo estas frações suficientes para ter-se ideia da variação do arredondamento segundo os tamanhos, pois, todos os grãos menores que 105 microns são angulosos e os grãos maiores que 500 microns não só são pouco frequentes, como também são de um modo geral arredondados, iguais aos de 500 microns. Julgamos desnecessária a representação dos grãos bem arredondados por serem muito pouco frequentes. Reunimos portanto numa só categoria - arredondados.

Do exame dos gráficos, figs. 25 e 26, verificamos o seguinte: diminuindo o diâmetro dos grãos para qualquer sedimento, aumenta a angulosidade. Em duas amostras apenas de Cururu, (3202-b e 3.310 m) encontramos uns poucos grãos arredondados entre os grãos finos e muito finos; nas demais amostras todos os grãos apresentam-se angulosos, com diâmetro de 105 a 125 microns. Entre os grãos de



— Fig. 25 —



— Fig. 26 —

125 e 210 microns, as arestas mostram em algumas amostras um início de desgaste, (grãos sub-angulosos); em raros casos são sub-arredondados. Veremos adiante que estes arenitos estudados são de origem sub-aquática, tendo sido transportados por águas correntes. Assim sendo, estabelecemos para o nosso caso, um limite entre 0,1 a 0,2 mm, abaixo do qual não há mais desgaste pelo rolamento sob a água dos grãos de quartzo. Digo para o nosso caso, porque na literatura não encontramos uniformidade para esse valor limite. Assim, para Grout (1932, p. 315) esse limite é de 0,05 mm e para Ziegler, (autor citado por Tyrrel, (1929, p. 195) é de 0,75 mm, sempre para o quartzo. O valor determinado em base das nossas observações é bem próximo ao obtido por Russel e Faylor (1937, p. 267) para as areias do rio Mississippi; o limite determinado por estes autores é de 0,147 a 0,208mm.

Quanto ao arredondamento dos grãos maiores que 0,3 mm, representados nas colunas referentes às peneiras 297 e 500 microns, notamos diferenças entre os arenitos de Limoeiro e Cururu. Analisemos os de Limoeiro, fig. 25: observamos claramente a maior frequência de grãos arredondados nos sedimentos da metade superior do poço. Os grãos maiores que 0,5 mm são todos arredondados ou sub-arredondados, nas seis amostras onde figura esta fração. Os grãos maiores que 0,3 mm, mais frequentes que os anteriores, apresentam-se comumente sub-arredondados a arredondados. Das 10 amostras, apenas em quatro aparecem grãos sub-angulosos. Na metade inferior do poço o aspecto é diferente; os arenitos apresentam seus grãos com angulosidade bem mais pronunciada que os da metade superior. Mesmo entre os grãos maiores que 0,5 mm, predominam os sub-angulosos; são raros os grãos

sub-arredondados de um modo geral.

Com os arenitos de Cururu não se dá o mesmo. É bem nítida a predominância dos tipos arredondados ou sub-arredondados entre os grãos maiores que 0,3 mm. Exceto as duas últimas amostras inferiores, vemos que quase todos os grãos maiores que 0,5 mm apresentam-se arredondados ou sub-arredondados, ou ambos conjuntamente. Nos grãos de 0,3 mm a 0,5 mm, ainda são mais frequentes os arredondados a sub-arredondados do que os sub-angulosos. Em dezolito amostras encontramos ainda os grãos sub-arredondados e arredondados nas frações maiores que 0,2 mm, evidenciando tratar-se de alto grau de desgaste, pois, é evidente que quanto mais finos os grãos, maior é a dificuldade para dar-se o desgaste, fato este evidenciado pelo gráfico e facilmente explicável por si mesmo. De acordo com os estudos de Anderson, (1926) é necessário que os grãos de areia percorram uma distância considerável para que se tornem arredondados. Teriam que percorrer várias vezes a distância do centro de qualquer continente ao mar; Anderson conclui então, da necessidade de ter ocorrido o retrabalhamento de antigos sedimentos, ou melhor, vários ciclos de erosão e deposição, para que os grãos arenosos tornem-se arredondados. Desta forma, o estudo do rolamento dos grãos de sedimentos do passado não implica na velocidade das águas que por último transportaram e depositaram tais grãos. Implica num passado bem mais complexo e remoto havendo também a possibilidade do trabalho milenar das ondas, caso o sedimento seja praiano, onde o vai e vem das águas equivale a longo transporte. A presença de grãos arredondados nas frações finas e muito finas das amostras 3.202-b e 3.310 de Cururu, como já

nos referimos, pode ser explicada pela contribuição de grãos eólicos; poder-se-ia admitir uma mudança temporária do clima, o que é muito improvável, ou então, a erosão de antigos sedimentos eólicos, o que é mais verossímil, pelas considerações que passaremos a expôr: segundo observações de Anderson, (obra citada) de oito desertos estudados da Asia, em dois apenas, os grãos de areia mostravam-se bem arredondados, sendo que nos restantes, as condições de topografia e direção de ventos eram ideais para o desgaste intenso dos grãos, o que não houve. Anderson explica que o processo é bastante lento, da mesma maneira que para os grãos arenosos aquáticos. No nosso caso, suponho que seria necessário longo período desértico para que os grãos adquirissem o rolamento; se isso acontecesse, não há dúvida que a porcentagem dos grãos eólicos seria bem mais elevada.

Muito embora não haja ainda na literatura dados seguros e objetivos sobre o arredondamento dos grãos dos sedimentos, para efeito de comparação, apesar dos inúmeros e antigos trabalhos a respeito do assunto, (cuja grande dificuldade é a de reproduzir no laboratório as condições da natureza) o estudo que fizemos a respeito, associado ao tipo de estratificação, sequência e espessura dos sedimentos adjacentes e da análise mineralógica, estudos estes feitos em conjunto, podemos tirar conclusões no que diz respeito à maturidade, condições de transporte e ambiente de sedimentação de tais sedimentos, que passaremos a considerar nos próximos capítulos.

V - Minerais pesados e derivação dos sedimentos

O estudo dos minerais pesados dos arenitos das perfurações

teve em vista a determinação da correlação entre os sedimentos, saber quais as rochas fornecedoras dos detritos que originaram os sedimentos estudados e o seu grau de maturidade, em base da frequência dos minerais de menor estabilidade, considerando também a forma dos grãos e o grau de arredondamento dos minerais pesados. Nas tabelas apresentadas, os números das colunas correspondentes a cada mineral referem-se às suas respectivas porcentagens, (do número de grãos contados) tendo sido retirados das peneiras 125, 105 e às vezes da 74 microns, quando a quantidade de sedimento era insuficiente. Foram desprezados os minerais opacos. Retiramos separadamente os minerais pesados dos grãos retidos na peneira 210 microns dos sedimentos de Limoeiro, a fim de constatar qual a diferença nas proporções entre os constituintes pesados segundo a granulação. Na descrição de cada mineral abordaremos esta questão.

1 - Arenitos de Limoeiro

Vemos na respectiva tabela que o mineral predominante é a zirconita; encontra-se em todos os arenitos estudados, inclusive nos siltitos, que não figuram na tabela. Nos arenitos, a zirconita acha-se somente nas frações inferiores a 0,12 mm (inclusive) de diâmetro. Não vimos um grão sequer com diâmetro acima de 0,2 mm, tendo sido examinadas todas as amostras nessa fração, separadamente. A zirconita de Limoeiro é sempre hialina e na grande maioria das vezes apresenta-se bem arredondada, inclusive nos grãos de 0,1 mm de diâmetro. Embora o tamanho limite para dar-se o arredondamento da zirconita seja inferior ao do quartzo, pela maior densidade, suponho,

baseando-nos na opinião de Sindovsky (1949) e na de FettiJohn, (1949, p. 98) que tais zirconitas tenham se derivado ou de xistos para-metamórficos (que são igualmente antigos sedimentos) ou de antigos sedimentos retrabalhados. A mesma conclusão tiramos ao examinarmos a turmalina, mineral que também ocorre em todas as amostras estudadas. Nos primeiros 1.200 m de cima para baixo, a turmalina é sempre prismática, angulosa; todas as demais, de 1.200 m até o fundo, apresentam-se quase sempre bem arredondadas. A discrepância aparente destes 1.200 m iniciais, entre turmalina prismática e zirconita bem arredondada é explicada pela diversidade das rochas erodidas, que forneceram os detritos. A grande variedade em minerais pesados indica uma grande e complexa área de erosão e a pequena variação dos diversos tipos encontrados vem sugerir monotonia nas condições preteritas de degradação da área que forneceu os detritos dos nossos sedimentos. A maior parte das turmalinas observadas deve ter sido formada primariamente em xistos, que possivelmente foram erodidos, resultando daí a formação de antigos sedimentos cuja história não sabemos, (se voltaram a ser rocha metamórfica ou simplesmente sedimentos retrabalhados) e, como consequência destes retrabalhamentos resultou o arredondamento dos grãos de turmalina. A suposição da derivação de xistos é baseada na ausência ou raridade em bolhas ou inclusões, que caracterizam a turmalina derivada de granitos. (Krynine, 1946). As turmalinas existentes nos 1.200 metros iniciais diferem das demais apenas no arredondamento. Quanto à coloração e ausência de inclusões são semelhantes às demais. Ora possuem coloração verde a quase negra, segundo a maior ou menor absorção, ora são pardacentas, mais ou menos carregadas, a

negras, dado o intenso pleocroísmo. A turmalina é encontrada entre os grãos da peneira 210 microns; sua proporção relativa a outros minerais pesados não é alterada nesta fração. É pois, penetrante em todas as frações, quando o sedimento é rico em turmalina.

Outro mineral que ocorre em quase todas as amostras de Limoeiro é o rutilo. Este mineral pode derivar-se de diversas rochas. Sua quantidade torna-se aumentada nas amostras acima de 1.200 metros. (Ver tabela). Nas demais, raramente aparece em quantidade superior a 2%. Acha-se sempre presente junto aos grãos inferiores a 0,1 mm, e sempre prismático. Quanto à baritina, cuja derivação é incerta, predomina nos sedimentos inferiores. Às vezes é certamente detritica, pelo seu aspecto arredondado; possivelmente nas amostras 2.675 m e 2.680 m, onde ela predomina sobre os demais minerais pesados, seja autógena, pela sua forma muito angulosa. Como a alta friabilidade da amostra dificulta o preparo de uma secção delgada, continuamos na dúvida.

quanto à granada vemos na tabela que este mineral ocorre em quantidade apreciável nos 1.600 m finais da perfuração. Neste intervalo, todas as granadas têm o característico particular de apresentar nítido escalonamento em suas faces. As raras granadas existentes nas amostras superiores não se apresentam com esta forma, que por sinal só foi observada em um arenito da parte profunda do poço de Badajós, e nas amostras 2.457 m e 3.419 m de Gururu. Esta distribuição é compatível com a correlação geral das camadas, que será abordada posteriormente. Já a estauroлита e o distênio, minerais

característicos de rochas de alto grau de metamorfismo, (da mesma forma que a granada) ocupam distribuição contrária a da granada. Tornam-se mais frequentes nos sedimentos mais próximos da superfície.

A estaurólita encontra-se em quase todas as amostras acima de 3.070 m, e o distênio somente acima de 1.550 m. Da mesma maneira que a granada, a estaurólita e o distênio tornam-se mais frequentes entre os grãos maiores que 0,2 mm de diâmetro; nesta fração é a granada o mineral que mais aumenta suas proporções em relação aos demais minerais pesados. Assim é, que em diversas amostras onde este mineral aparece em quantidade inferior a 1%, (nas frações inferiores a 0,12 mm) na fração superior a 0,2 mm será o mineral predominante. É de importância frizarmos este fato, que demonstra o cuidado que se deve tomar ao procurar-se estabelecer uma correlação. É necessário que se examine sempre as mesmas frações. Como a fração entre 0,1 e 0,2 mm é a mais frequente entre os arenitos estudados, foi a escolhida para o nosso trabalho.

Dos minerais derivados preferencialmente das rochas magnéticas, encontramos a apatita, que por sinal se acumula nas amostras ricas em biotita. A apatita, torna-se muito frequente na fração da peneira 210 microns. A monazita distribui-se irregularmente e a hornblenda ocorre em algumas amostras mais profundas, sempre em quantidade subordinada. O anatásio, cuja derivação é duvidosa, podendo mesmo ser autógeno, é encontrado de preferência nos arenitos mais profundos.

LIMOEIRO - FREQUÊNCIA EM PORCENTAGEM DOS MINERAIS PESADOS

Limoeiro Prof. em m	Zircônia	Turmalina	Granada	Rutilo	Apatita	Andalusita	Baritina	Estaurolita	Monazita	Distênio	Anatásio	Siderita	Anfibólio
244	49	20	-	tr	-	-	tr	8	-	23	-	-	-
265	60	15	-	16	-	-	tr	6	tr	tr	-	-	-
318	90	tr	-	10	-	-	-	tr	-	tr	-	-	-
342	75	10	-	12	tr	-	-	tr	-	tr	tr	-	-
365	70	10	-	12	tr	tr	-	4	-	4	-	-	-
370	10	tr	tr	tr	tr	tr	tr	35	-	12	-	35	-
390	66	10	-	5	tr	tr	-	5	-	13	tr	-	-
580	66	14	-	11	tr	tr	-	tr	-	9	-	-	-
592	76	9	-	12	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	-
695	64	19	-	11	tr	tr	-	-	-	tr	-	-	-
785	82	12	tr	6	tr	tr	-	tr	-	tr	-	-	-
940	55	12	tr	12	-	-	-	15	tr	6	-	-	-
1160	25	34	-	12	-	-	-	25	-	4	-	-	-
1225	35	55	-	7	-	tr	-	tr	tr	3	-	-	-
1550	29	10	tr	-	tr	19	-	10	32	tr	-	-	-
1660	85	11	tr	4	tr	-	-	tr	tr	-	-	-	-
1740	69	19	-	12	-	-	-	tr	-	-	-	-	-
1850	91	5	-	tr	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-
1960	80	6	-	tr	14	tr	-	tr	tr	-	-	-	-
2170	91	tr	tr	tr	tr	6	-	-	-	-	-	-	-
2240	86	tr	-	tr	14	-	-	-	tr	-	-	-	-
2390	62	tr	11	6	6	15	tr	-	-	-	-	-	-
2460	31	tr	46	-	8	5	10	tr	-	-	-	-	-
2675	23	tr	tr	tr	7	10	52	-	-	-	-	7	-
2680	tr	tr	12	-	tr	-	62	tr	-	-	-	26	-
2870	72	7	7	tr	tr	-	14	tr	tr	-	tr	-	-
2871	68	4	tr	tr	tr	tr	28	tr	-	-	-	-	tr
2960	50	11	tr	-	39	-	-	-	-	-	-	-	-
3070	40	9	10	5	36	-	tr	tr	-	tr	tr	tr	-
3150	44	tr	15	tr	32	-	tr	-	tr	-	9	-	-
3270	79	5	5	-	-	-	-	-	-	-	11	-	-
3390	22	8	5	-	65	-	-	-	-	-	-	-	-
3400	31	6	10	tr	31	12	tr	-	tr	-	10	-	-
3520	22	6	8	-	29	-	-	-	tr	-	33	-	-
3660	60	tr	tr	tr	15	22	-	-	-	-	-	-	-
3760	50	tr	8	tr	14	-	-	-	tr	-	9	19	tr
4026	55	tr	tr	tr	14	-	-	-	-	-	tr	31	tr

2 - Arenitos de Cururu

São pequenas as diferenças existentes entre os minerais pesados de Limoeiro e Cururu, como podemos ver, comparando as duas tabelas. Analisemos pois, as principais diferenças encontradas. Principiando com a zircônia, que é igualmente o mineral mais comum e que ocorre em todas as amostras estudadas, temos a dizer o seguinte: são muito frequentes as zircônias prismáticas, mal arredondadas, características de rochas magmáticas ácidas. Estas zircônias acham-se distribuídas de maneira irregular entre as amostras estudadas. Ora predominam, ora estão junto das bem arredondadas, e em outras amostras predominam as bem arredondadas. Comumente encontramos zircônias avermelhadas ou róseas, não observadas nas amostras de Limoeiro; esta variedade torna-se mais frequente nas amostras existentes entre 0-1.500m. A turmalina é muito semelhante às de Limoeiro, sob diversos aspectos. Já a granada apresenta-se com a forma diferente. Em algumas amostras (abaixo de 3.500 m) é rósea ou avermelhada e em duas amostras apresenta-se semelhante na forma à granada de Limoeiro, como já foi referido. (com escalonamento das faces). A raridade em apatita é outro fator que difere nas duas perfurações. Em sete amostras apenas foi encontrado este mineral, e em pequena quantidade. O anfibólio, também raro, está quase sempre presente nas amostras onde ocorre a apatita. É provável que ambos se derivam da mesma rocha; segundo a literatura, deveria ter sido uma rocha ígnea ácida. Em três amostras apenas ocorrem topázio e fluorita, minerais que caracterizam a fase magmática fluida, seja do próprio magma, seja da rocha encaixante atuada pelos

CURURU - FREQUÊNCIA EM PORCENTAGEM DOS MINERAIS PESADOS

Cururu Prof. em m	Zircônia	Turmalina	Granada	Rutilo	Apatita	Andalusita	Beritina	Estaurolita	Monazita	Distênio	Anfíbólio	Epidoço	Brookita	Titanita	Topazio	Fluorita
146	22	17	8	-	4	11	25	-	-	-	12	-	-	-	-	-
495	67	14	-	tr	-	-	-	4	-	4	-	-	-	-	10	-
534	56	8	6	5	-	4	tr	19	-	tr	-	tr	-	-	-	-
620	57	11	-	-	15	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-
732	34	22	tr	tr	3	tr	18	6	tr	6	-	7	-	-	-	-
839	71	9	-	2	-	-	-	3	-	6	-	8	-	tr	-	-
955	60	26	-	tr	-	-	-	3	-	9	-	tr	-	-	-	-
1045	51	20	-	2	-	3	-	9	-	6	-	tr	-	-	6	-
1337	68	11	tr	6	4	-	tr	9	-	-	-	tr	-	-	-	-
1402	47	28	tr	tr	-	-	6	7	-	11	-	tr	-	-	-	-
1469	46	31	tr	2	-	tr	3	10	-	7	-	-	-	-	-	-
1552	43	20	10	3	-	-	5	13	-	4	tr	tr	-	-	-	-
1560	28	22	7	3	-	2	12	14	-	6	4	tr	-	-	-	-
1624	30	16	16	-	2	-	10	15	-	tr	8	-	-	-	-	-
1720	11	35	-	7	-	9	28	8	-	tr	-	tr	-	-	-	-
1833	20	45	-	7	-	tr	-	27	-	-	-	-	-	-	-	-
2130	9	19	tr	tr	-	-	69	2	-	-	-	tr	-	-	-	-
2295	48	20	6	5	-	-	tr	20	-	-	-	-	-	-	-	-
2505	54	21	10	2	-	-	-	13	-	-	tr	-	-	-	-	-
2570	21	45	tr	tr	-	-	3	30	-	-	-	-	-	-	-	-
2643	70	12	5	-	-	-	-	12	-	tr	-	-	-	-	-	-
2718	55	20	tr	tr	-	-	-	13	11	-	-	-	-	-	-	-
2812	72	11	-	9	-	-	2	5	-	-	-	-	-	-	-	-
3022	27	7	57	1	-	tr	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-
3162	39	16	32	9	-	tr	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-
3202	39	6	44	3	-	-	-	7	-	-	tr	-	-	-	-	-
3310	84	13	2	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-
3341	77	8	7	tr	-	-	-	7	-	-	tr	-	-	-	-	-
3419	9	14	73	-	-	tr	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-
3457	20	9	40	tr	-	-	-	tr	30	-	-	-	-	-	-	-
3595	5	-	17	tr	4	8	-	tr	-	-	61	-	4	-	-	-
3675	7	tr	10	tr	tr	-	4	-	-	-	77	-	-	-	-	tr
3742	42	-	43	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	14	-	-

gases ricos em fluor.

3 - Considerações gerais

Em resumo, da análise mineralógica geral, (resíduo pesado e fração leve, conjuntamente) concluímos o seguinte quanto ao problema da derivação dos sedimentos:

a) Uma única, extensa e heterogênea área forneceu os detritos da fossa oriental amazônica, única e extensa, pela identidade litológica (deduzida pela correlação) existente entre as duas perfurações. Havendo cerca de 150 km entre uma e outra perfuração e sendo ambas correlacionáveis, devemos admitir uma área de abastecimento de extensão considerável. Heterogênea, pela grande variedade em espécies mineralógicas características de vários tipos de rochas.

b) O fornecimento dos detritos não foi uniforme e simultâneo durante o processo de sedimentação. Houve, em menor escala, e de maneira local, variações litológicas na área de abastecimento, fato este, inferido da observação de diversos minerais característicos para uma ou outra perfuração, como zircónita vermelha, fluorita, topázio, epidoto, etc. em Cururu, que não encontramos em Limoeiro, que por sua vez, possui anatásio, siderita provavelmente detrítica e grana em cristais característicos, que não encontramos em Cururu; também a biotita de uma e outra perfuração são bem diferentes. As de Cururu são pardas e as de Limoeiro são esverdeadas, vistas ao microscópio.

c) Durante a sedimentação dos arenitos mais profundos de Limoeiro houve proximidade de rocha magnética (ácida e básica) que foi a principal fornecedora de detritos. Esta conclusão é fundamentada na abundância em ortoclásio, plagioclásios, biotita, associados à apatita, hornblenda e muscovita.

d) Em ordem de importância, são as seguintes as rochas que forneceram os detritos; 1ª) para os sedimentos de Limoeiro; rochas de alto grau de metamorfismo, (xistos) incluindo sedimentos retrabalhados, rochas ígneas ácidas e rochas ígneas básicas. 2ª) para os sedimentos de Cururu; rochas de alto grau de metamorfismo ao lado das ígneas ácidas e muito escassamente rochas básicas. Em raros casos, rochas derivadas da fase magnética fluida, pneumatolítica.

e) Os sedimentos de Limoeiro situam-se mais próximos à rocha fornecedora do que os sedimentos de Cururu. Os primeiros são nitidamente mais ricos em minerais de menor estabilidade, como apatita e feldspatos. Tendo em vista a inclinação das camadas obtidas pela correlação, o fornecimento da maior parte dos detritos deve ter sido aproximadamente de sul para norte, estando pois, os sedimentos de Limoeiro mais próximos da rocha fornecedora.

f) Na formação dos sedimentos inferiores de Limoeiro e Cururu deve ter havido entre as rochas fornecedoras, rochas derivadas de tufos vulcânicos ácidos, pela presença de grãos de quartzo idiomorfos, certamente de origem magnética. Este assunto será tratado mais adiante, ao discutirmos a idade dos sedimentos.

VI - Ambiente e Tectonismo

Abordaremos neste capítulo não só o ambiente de deposição como também o ambiente e as condições da área de degradação, juntamente com as condições tectônicas que deviam imperar durante a deposição. Admite-se que não só os diversos tipos de sedimentos como também suas diversas associações dependem em grande parte das condições tectônicas gerais, não somente do ambiente de deposição como também do ambiente de degradação. O ambiente geográfico encarado separadamente não explica a diversidade de associações que podem ser encontradas em um mesmo ambiente, pois, em um caso pode reinar estabilidade tectônica e noutro, instabilidade; é certo que o produto da sedimentação será função da reunião de todos esses fatores em conjunto. Por este motivo a identificação do ambiente de formação de uma rocha sedimentar é assunto delicado, que exige uma série de observações, sendo de grande importância as paleontológicas, que faltam no nosso caso. É importante também o conhecimento das variações laterais, da existência e tipo das formações lenticulares e as feições em maior escala da estratificação. Pelo fato de estudarmos amostras de sondagens, carecemos destes dados, assim como também dos paleontológicos, pela escassez de fósseis índices para ambiente. Quanto às condições da área de degradação, sua topografia e sua tectônica também é assunto que exige muitos dados de campo; por carecermos deles, estamos sujeitos a falhas na interpretação dos dados. Além disso, são numerosas as condições que interagem e igualmente numerosas as combinações entre estas condições e suas respectivas intensidades,

que vão determinar o aspecto final do sedimento estudado em conjunto, isto é, da associação litológica. Como exemplo destas condições, citaremos tipos de decomposição, topografia, litologia, vegetação, transporte, tipo de deposição, fatores ôstos, sempre associados às condições tectônicas, que por sua vez, influem e podem mesmo determinar as condições já citadas.

1 - Sedimentos inferiores

a) Lincoiro: Analisemos então os sedimentos de Lincoiro, iniciando com os mais profundos. Como já foi referido na descrição da litologia, a primeira metade inferior desta perfuração constitui-se de arenitos raramente estratificados e siltitos escuros subordinados, com estratificação oblíqua. (vêr fig. 3 e 4). Um dado de real valor seria o da orientação dos testemunhos, a fim de verificar-se a existência ou ausência de uma direção preferencial na inclinação das camadas, fato de importância na classificação do ambiente. Com os dados de que dispomos, contudo, podemos afirmar que tais sedimentos foram transportados por águas correntes, cuja velocidade dificilmente pode ser precisada, dadas as grandes variações existentes numa mesma correnteza, conforme o lugar considerado e as turbulências na movimentação das águas. No trabalho de Hjulström, (1939) temos sobre as dificuldades e a complexidade do transporte aquático. Segundo o gráfico apresentado por este autor, a velocidade mínima que transportaria em suspensão as partículas dos nossos sedimentos, seria muito diminuta; a maioria dos grãos, contudo, deve ter sido transportada por arrastamento, o que exige uma velocidade maior, velocidade esta,

que, por sua vez, é inferior à do eixo do rio, dado o atrito mais intenso próximo ao fundo. De acordo com as nossas observações dos sedimentos das margens do rio Amazonas e alguns afluentes e segundo as descrições da granulometria deste material feitas por Katzer, (1903) a velocidade atual das águas deve ser pouco menor do que a velocidade das águas que transportaram os detritos dos nossos sedimentos em estudo.

Durante a sedimentação dos arenitos inferiores (2.000 a 4.000 m) de Limoeiro, muito provavelmente não devem ter havido modificações grandes na velocidade das águas, nem modificações de natureza topográfica na área de fornecimento, dada a homogeneidade da granulometria. Podemos admitir pois, a predominância de um regime de afundamento contínuo, tendo havido uma distância não muito grande da rocha fornecedora e uma topografia abrupta. Esta suposição é fundamentada também na abundância em feldspatos frescos e em minerais de relativa instabilidade como a granada e apatita. Vem fortalecer a nossa suposição um exemplo semelhante ao nosso, sob diversos pontos de vista; foi estudado e descrito por Krynine, (1935) no golfo Campeche, região sul do golfo do México, onde há 4.000 metros de sedimentos terciários, cuja descrição muito se assemelha aos nossos. Outro exemplo muito interessante pela grande semelhança com os nossos estudos são os sedimentos do distrito de Ventura, Califórnia, U.S.A., cuja descrição lemos no trabalho de Cartwright (1928). A semelhança é sob diversos pontos de vista; associação litológica, variação da mesma em relação à profundidade, caracteres estruturais e idade. Imaginamos pois, terem ocorrido condições tectônicas e também de ambiente muito semelhan-

tes às das nossas perfurações estudadas. Um terceiro exemplo de fossa tectônica aproximadamente sincrônica aos exemplos citados é a fossa do Recôncavo baiano, com 3.000 m de profundidade de sedimentos. Difere contudo, na litologia; predominam os clásticos mais finos, folhelhos e arenitos silticos. Muito provavelmente tenham atuado nestas áreas citadas, condições tectônicas semelhantes, juntamente com as mesmas variações nas respectivas intensidades e talvez aproximadamente sincrônicas no tempo geológico. Tais coincidências nos levam a supor a existência de uma faixa provavelmente descontínua, instável, sujeita em determinada época a processos tectônicos similares, que deveriam ter atuado em larga escala, e em época geológica não muito remota.

Os restos vegetais carbonizados que ocorrem nos arenitos inferiores, vêm reforçar a nossa suposição quanto às condições de formação, já descritas, de acordo com Gloss e Krusbein, (1949, p. 91), de um afundamento rápido e deposição rápida, determinando desta maneira um conjunto de sedimentos com características tais, que se relacionem com um ambiente tectônico comum. Os autores citados acima denominam tectótopo a tal tipo de associação; temos pois, no nosso caso, 2.000 metros e entínuos de um único tectótopo. A presença de siltito não deve implicar em mudança das condições tectônicas pois, os siltitos são também muito feldspáticos, semelhantes aos arenitos e de espessuras pequenas. Além disso, encontram-se os siltitos quase sempre associados a arenitos cuja granulação indica maior velocidade das águas. É pouco provável que correspondam às fases oscilatórias de afundamento, que determinariam a paralização das águas du-

rante a ascensão. Segundo Barrel, autor citado por Krumbein e Sloss, (1951) o afundamento nunca é contínuo. Faz-se por numerosas oscilações das quais resultam numerosos diastemas e inconformidades. É possível que tenham ocorrido no nosso caso, (o que não pode ser provado em amostras descontínuas de sondagem) porém, não necessariamente, determinando como consequência a formação dos siltitos, que exigem condições de menor velocidade das águas, ao se depositarem. Basta que tivessem ocorrido modificações locais como represamentos esparsos, frequentes nos "topsets" sub-aéreos dos ambientes deltaicos, (Twenhofel, 1932) para que se depositassem sedimentos mais finos, siltíticos. Frequentemente ocorre este fenômeno em sedimentos fluviais; é muito frequente a deposição de material argiloso sobre conglomerados ou arenitos, pela formação de qualquer obstáculo que represe localmente a água. Este aspecto é muito frequente nos sedimentos recentes do rio Paraná, segundo nossas observações pessoais.

Nas perfurações em estudo, a provável totalidade dos detritos é de derivação continental, dada a predominância absoluta de clásticos grosseiros. A presença de sedimentos marinhos em ambas as perfurações, na parte superior, vem indicar o caráter intermediário entre ambiente continental e marinho.

Pela frequência na estratificação inclinada ou cruzada, de modo irregular, pela frequência em siltitos pretos carbonosos e pela ausência em calcários julgamos admissível o ambiente deltaico, predominando o "topset", ora sub-aéreo ora sub-aquático, dependendo das condições locais determinadas pelo afundamento da bacia. Além da associação litológica compatível com a de ambiente deltaico, (seg.

descrição de Iwenhofel, (1932, p. 836) o exame da granulometria dos arenitos também favorece esta suposição, pelo aspecto característico das curvas acumulativas, indicando boa seleção, valor aproximado da moda e teor em argila. Entre os diversos autores que serviram de base para a comparação, citaremos um trabalho clássico de Udden (1914, p. 655) que apresenta as análises granulométricas de 371 amostras de diferentes ambientes.

Quanto ao fator maturidade destes arenitos, temos a considerar o seguinte: a boa seleção, característica para os sedimentos arenosos formados nos ambientes de grandes extensões é um indicio de maturidade; quanto mais longo for o transporte, mais selecionado torna-se o sedimento. Por outro lado, a presença constante em argila, e a angulosidade dos grãos, dão aos arenitos o caráter de sub-maturidade a imaturidade textural, segundo o critério da classificação de Folk, (1951, p. 127). O caráter sub-maturo desses arenitos é compatível com a energia originada pelas condições de relevo, condições tectônicas da área de fornecimento dos detritos e também das mesmas condições para a área de deposição, segundo Pettijohn, (1949, p. 236). De acordo com este autor, não só a intensidade dos fatores, como também o tempo de atuação destes, dão ao sedimento o grau de maturidade. No nesse caso o fator tempo está também em concordância com os demais fatores, pois, veremos adiante que os nossos sedimentos são no máximo do Cretáceo superior.

A frequência com que aparece a cor preta deve ser explicada em base da velocidade de sepultamento que permitiu a preservação da matéria orgânica. A coloração vermelha, muito rara nestes sedimentos

da metade inferior, também indica pouca oxidação. Somente as amostras 2.460 m, 2.393 m e 2.281 m, apresentam-se com a coloração vermelha.

b) Cururu: O considerado delta deveria ter sido de grandes dimensões, comparável aos maiores atuais em extensão, em vista da correlação existente entre as perfurações de Limoeiro e Cururu, cuja distância é de 150 km, aproximadamente. Assim sendo, o que foi dito até agora para Limoeiro é perfeitamente válido para os 1.500 m contados a partir do fundo, excluindo evidentemente, o embasamento que não foi atingido em Limoeiro. Quanto à posição do diabásio de Cururu, situado a 3.736 m, não temos elementos para afirmar se é intrusivo nos sedimentos desse conjunto, ou se é intrusivo em sedimentos mais antigos. Não conseguimos dados suficientes que permitam a correlação segura dos sedimentos inferiores ao diabásio, com os demais sedimentos correlacionáveis, cuja semelhança e cuja correlação permitem a generalização do tipo de ambiente geográfico e também tectônico.

c) Ambiente tectônico geral: faltam-nos elementos para dar-nos uma classificação precisa ao ambiente tectônico que reinou durante a deposição dos sedimentos inferiores em estudo. Mesmo em áreas expostas, onde os afloramentos e as feições topográficas auxiliam o geólogo, não é problema simples o da distinção entre os ambientes tectônicos que determinaram certos depósitos sedimentares. Tal é o exemplo do Triássico de Connecticut, formação Newark, situado em uma depressão entre dois maciços de rochas cristalinas mais antigas, no vale do rio Connecticut. (Foye, 1922). O primeiro estudioso atribuiu àquela depressão um afundamento sem falhas e mais tarde, o estudo por-

menorizado de fan-glomerados provou tratar-se de uma série de falhamentos. É certo que os efeitos determinados pela "subsidência" ou pelo abatimento resultante de falhas serão semelhantes, se forem encarados de maneira local e, na hipótese de haver equivalência nas respectivas intensidades. Não há motivo algum para a litologia diferir num e noutro caso. Da mesma forma, o estudo pormenorizado de uma extensa área indicará da possibilidade da existência ou ausência de uma geossinclinal, onde predomina o regime de "subsidência" em relação ao de falhamento. Segundo Krumbein e Gloss, (1951) entre os diversos fatores que vão determinar os caracteres de um sedimento, temos a intensidade, tipo e distribuição do tectonismo, não só da área de deposição como também da área de erosão. Pela falta de observações suficientes, não podemos afirmar categoricamente se houve uma série de falhamentos conjugados ou se houve abaixamento por inflexão do substrato instável, ou ambos conjugados. Como regra geral, há no centro das bacias tipo geossinclinal, um maior afundamento do que nas bordas, determinando assim uma variação litológica no sentido horizontal e também no sentido vertical, fato verificado em todos os sedimentos de geossinclinal. Embora nas nossas perfurações a distribuição dos sedimentos não indique este tipo de variação, não podemos aplicar este raciocínio ao nosso caso, pelo fato de conhecermos apenas duas perfurações. Pelos dados geofísicos, (fig. 1) observamos que a topografia do embasamento sobe abruptamente próximo ao local dos poços. Onde a profundidade do embasamento é pequena, corresponde provavelmente à área estável, denominada "craton". Assim, a zona entre Lincoire e Gururu, (sendo ambos os poços perfeitamente corre-

lacionáveis entre si) representa a zona de afundamento, próxima e paralela ao craton, que, não obstante sua estabilidade, por definição, pode ter sofrido levantamento epirogenético rápido e contínuo. Poderíamos desta forma, supor com certas reservas para os nossos sedimentos, a possibilidade da existência de uma zeugogeossinclinal, (do grego, zeugos, parêlha) segundo a classificação de Kay, transcrita por Krumbein e Gloss (1951). Trata-se de uma série de bacias alongadas em afundamento, paralelas ao craton e separadas d'este por falhamentos. De acordo com os dados geofísicos relativos à profundidade do embasamento, foi determinada uma bacia aberta, o que está de acordo com o tipo e distribuição dos sedimentos. Se fôsse fechada haveria a retenção da água e formação de sedimentos característicos de águas calmas, tranquilas, o que não se verifica. A grande predominância é de sedimentos característicos de águas correntes. O suposto tipo - zeugogeossinclinal, é uma das três variedades de parageossinclinal, que são áreas onde o afundamento do substrato é menor do que nos ortogeossinclinais; são também de duração mais curta que estes e de forma ovalada. A formação Newark do Triássico de Connecticut é citada por Krumbein e Gloss (1951) como um exemplo de zeugogeossinclinal onde houve espessa formação de arcólios em um dos lados da bacia, caso semelhante ao nosso. A ausência de calcários (uma das rochas existentes na associação litológica de zeugogeossinclinal) não invalida a nossa suposição. A explicação plausível é a maior proximidade com o craton continental em ascensão epirogenética contínua, determinando um regime predominantemente de águas correntes, sendo por isso mais propícia a formação de arenitos.

2 - Sedimentos superiores

a) Limoeiro: Os sedimentos de Limoeiro situados nos primeiros dois mil metros a partir da superfície apresentam monotonia e calma nas condições de deposição, assim como nas condições tectônicas que regeram a sua formação. A grande predominância em clásticos finos, como argilitos e siltitos, a horizontalidade da estratificação, a ausência de estratificação cruzada, a frequente ausência na estratificação quando existente e a ausência de camadas lenticulares ou irregulares vem evidenciar condições calmas de deposição. Assim é, que podemos observar espessuras de 12 m consecutivos de argilitos, próximo ao nível 760 m de profundidade. Outras vezes observamos perto de 10 m também consecutivos de siltitos. A coloração vermelha ou amarelada torna-se muito frequente, sendo pois possível, ter havido modificações de natureza climática juntamente com as mudanças tectônicas. Quanto ao tectonismo, temos a dizer que o abaixamento da bacia e o levantamento do continente continuaram, porém, em grau bem mais reduzido, não só na velocidade do abaixamento como também no grau de erosão, que se tornou mais lento. Ao discorrermos sobre a "compactação" dos sedimentos, abordaremos a possibilidade de haver uma falha separando estas duas metades, tão distintas sob tantos aspectos diferentes. Torna-se bem raro o feldspato, o mesmo acontecendo com a granada, cuja estabilidade à decomposição química é relativamente pequena, segundo Sindowski (1949).

Admitimos ter perdurado o ambiente intermediário entre mar e continente, tipo parálico, onde predomina a influência do continen-

te na derivação dos detritos. Segundo J. Tercier, autor citado por Pettijohn (1949, p. 438) os sedimentos parálicos podem atingir muitas centenas de metros, sempre predominando os elásticos, ora depositados em água salobra, ou doce, ou marinha, com menor frequência a última. Na amostra do nível 592 m determinamos quantidade apreciável de grãos de glauconita junto à fração siltica; além disso, a alta seleção (ver fig. 10 e tabela estatística) e a semelhança com histogramas de sedimentos marinhos, como podemos ver no gráfico da granulometria, (fig. 6) "mutatis mutandis", comprovam o ambiente marinho, e não intermediário para aquele nível, cuja espessura não conhecemos por falta de amostras. A ocorrência dos 14 níveis de conglomerados existentes neste intervalo pode ser explicada pela presença de rios que temporariamente vagueavam naquele ambiente, depositando os seixos, centimétricos e bem arredondados; parece-nos ser mais plausível esta suposição, pois o aspecto dos arenitos adjacentes aos seixos condiz mais com o ambiente fluvial, dada a presença de argila e dado o aspecto granulométrico característico. É provável também que esses níveis de conglomerados correspondam a fases de afundamento mais ativo, fazendo com que os rios aumentassem sua velocidade e portanto, sua competência para o transporte. É altamente improvável haver relação com os falhamentos situados nas proximidades das perfurações, (assinalados por processos geofísicos) pois, a pequena distância entre as falhas e o local perfurado não é suficiente para promover o desgaste a ponto de arredondar os seixos. Houve, certamente, longo transporte para ter-se dado o arredondamento, devendo ter sido em ambiente fluvial. Adiantamos aqui, que as falhas assinaladas

geofísicamente parecem concordar com os nossos estudos sobre a sedimentação da fossa, nada tendo a ver, portanto com a formação dos sedimentos em estudo.

b) Cururu: Quanto aos sedimentos de Cururu situados acima do nível já referido, 2.500 m (notar a correlação com o nível 2.000 m de Limoeiro, fig. 29) embora sejam diferentes sob alguns aspectos dos de Limoeiro, podemos considerar as mesmas condições tectônicas, variando por vezes o ambiente geográfico. A grande predominância em sedimentos clásticos finos indicam também, como em Limoeiro, condições tectônicas mais calmas. Nestes 2.500 m de cima para baixo predomina a cor escura, às vezes preta, denotando ausência de processos oxidantes. Não devem ter sido expostos em contacto com a atmosfera, como em Limoeiro. Admitimos a existência de um ambiente de lagoas marginais próximas ao mar, em afundamento lento, porém, sempre contínuo. Da mesma maneira que em Limoeiro, por vezes mudava o ambiente para fluvial. É fato comum os rios mudarem de lugar graças à formação de barreiras nos lugares limítrofes com o mar, pela meandragem, determinando assim, intercalações de sedimentos fluviais e fluvio lacustres junto aos sedimentos de ambiente parálico. Finalizando, vemos na fig. 29 que mais acima ^{se} evidenciamos o ambiente marinho pela presença da glauconita. A amostra mais profunda glauconítica é a 1.469 m, indo até a amostra 495 m, acima da qual não vimos mais glauconita, porém, continuando o ambiente marinho até 245 m, ~~acima da qual não vimos mais glauconita, porém, continuando o ambiente marinho até 245 m,~~ segundo estudos paleontológicos de Petri (1954, p. 17). Em todo este intervalo, a única amostra não glauconítica estudada é a 1.337 m, coincidindo perfeitamente com a falta de aparência de arenito marinho, segundo a granulometria. Vemos nas figs. 7 e 18, que se trata de um arenito com quase 50% de grãos acima de meio milímetro, e um valor mais ele-

vado para a seleção, ($S_o = 2,74$) em relação aos arenitos marinhos adjacentes. Segundo Petri, o intervalo 460 m a 245 m apresenta características marinhas bem nítidas, segundo os fósseis. Embora tenhamos observado somente a amostra do nível 146 m, amostra esta, não glauconítica, suponemos com reservas que neste intervalo não haja mais glauconita, dada a abundância em fragmentos de corais e briozoários, estudados por Petri. É improvável que se desenvolvessem juntamente com a glauconita, por motivos climáticos. Segundo Hadding, (1932, p.159) a glauconita não se forma em temperaturas quentes e ambiente oxidante. Por este motivo, não ocorre junto a corais nem briozoários, fósseis estes, encontrados no intervalo 460 a 245 m. Tal fato vem sugerir a possibilidade de ter ocorrido uma mudança climática, na hipótese dos corais serem de recife, isto é, de águas quentes. As demais condições necessárias para a formação da glauconita, como, proximidade do litoral, águas no máximo até 200 m de profundidade, ausência de oxigenação do meio e pequeno grau de deposição de detritos durante sua formação, concorda plenamente com os caracteres litológicos e com a associação litológica do ambiente tectônico e geográfico, já descrito atrás, juntamente com as condições climáticas; além disso, a frequente presença de substâncias vegetais na fase linhítica e a ausência da coloração vermelha nos sedimentos deste intervalo, vêm concordar com as condições apresentadas por Hadding, isto é, predominância de condições não oxidantes.

VII - Idade Geológica

Não temos dados suficientes e seguros para determinarmos

com certeza a idade dos sedimentos estudados. Podemos apenas limitar a idade ao Jurássico inferior, no máximo, havendo contudo, maior possibilidade de serem sedimentos do Cretáceo Superior a Terciário, os situados na parte mais profunda dos poços, cuja correlação permite que sejam abordados conjuntamente. Citaremos então os argumentos que nos levaram a tais conclusões:

1 - Complexidade da composição mineralógica

Segundo Pettijohn, (1941) quanto mais antigo for o sedimento, mais simples se torna o seu conteúdo mineralógico, predominando os minerais mais estáveis. Temos no nosso caso, não só uma composição complexa, isto é, número grande de espécies mineralógicas, como também vários minerais instáveis característicos de sedimentos cenozóicos. Entre eles, a andalusita, que se encontra em rochas da idade mesozóica a recente, seg. Pettijohn (1941). É mineral raríssimo em sedimentos paleozóicos, e mais ou menos comum nos pré-paleozóicos, fato este que não intervem no nosso caso. Também a hornblenda e o epidoto podem ser citados, confirmando a idade cenozóica, embora sua frequência seja pequena. Uma discrepância aparente é notada quanto ao número de espécies de minerais pesados em relação ao gráfico da página 616 do trabalho citado de Pettijohn, gráfico que relaciona o número de espécies mineralógicas segundo a idade do sedimento. Os nossos sedimentos deveriam conter cerca de 12 espécies diferentes, para que fossem considerados terciários. Pettijohn estabeleceu, baseado em dados estatísticos, números mais elevados de espécies mineralógicas para os sedimentos mais recentes, pela razão da maior possibilidade de ter havido a dissolução dos minerais menos estáveis

nos sedimentos mais antigos. Em nossas tabelas referentes aos minerais pesados, vemos que o número de espécies mineralógicas é sempre inferior a 12. A razão disto é o fato de termos desprezado os minerais opacos, sempre presentes em todas as amostras estudadas, e muitas vezes em grande predominância, contudo, sem interêsse na correlação, pelo fato de serem penetrantes nas duas perfurações e de difícil reconhecimento.

2 - Diatomáceas

Na fig. 5 estão assinalados os níveis em Limoeiro nos quais encontramos diatomáceas, sempre nos arenitos, junto à fração síltica, entre 16 e 32 microns, e sempre em quantidade muito pequena. A ocorrência mais interessante, evidentemente, é a do nível 3.760 m (Limoeiro) por ser a mais profunda. Por uma casualidade, os raros fragmentos de diatomáceas encontrados (sendo apenas duas inteiras) achavam-se neste fragmento estudado, pois, em outras amostras da mesma profundidade não tornamos a encontrá-las. Tivemos a precaução de examinar a lama da sonda, aderida à mesma amostra, e concluímos não ter havido contaminação. Essa amostra (3.760 m de Limoeiro) foi tratada com água destilada. As demais, tratadas com água de torneira, não devem ter sido contaminadas, pois, segundo informações verbais do Prof. Jordano Naniero, estudioso no assunto, não há resíduos de diatomáceas nas nossas águas de torneira. Trata-se provavelmente do gen. Denticula, pela semelhança com as diatomáceas estudadas por Ruttner (1932), que as encontrou no plancton e nos sedimentos do lago Toba, Sumatra. Embora não haja certeza absoluta, não se acredita

na existência de diatomáceas em sedimentos mais antigos que o Jurássico inferior. (Eberger, 1944, p. 58). Confirmando este limite para a idade, encontramos em Cururu nos níveis 1950 m e 2360 m, folhelhos altamente carbonosos com restos de plantas provavelmente monocotiledôneas, que também só existem em sedimentos do Jurássico superior ao recente.

3 - Indícios de vulcanismo

Já nos referimos da abundância com que são encontrados grãos de quartzo com faces cristalinas. Achan-se nos arenitos da parte mais profunda das três perfurações, sendo que em Limoeiro e Cururu, o limite destes arenitos acompanha a correlação geral, como vemos na fig. 29. Não vimos nenhum cristal perfeito, e sim, faces frequentemente esparsas em escalonamento pela superfície dos grãos. A fim de constatar a continuidade e a frequência dos arenitos com tais grãos, observamos sob a lupa quase 50 amostras de diferentes níveis, no intervalo 4.026 m até 1.600 m de Limoeiro; observamos que todos eles continham maior ou menor quantidade de quartzo facetado, cuja quantidade é variável; em raros casos atinge 50% dos grãos contidos nas frações entre 0,15 a 0,30 mm aproximadamente. Os mais finos e os mais grossos que esses limites muito raramente apresentam facetas. Como se vê na fig. 5, a presença destes grãos em Limoeiro coincide com a presença de arcólios e também com o período de atividade tectônica mais intensa.

Este tipo de grão deve ter origem vulcânica; não há outra explicação para a existência de uma quantidade tão grande de cristais

idionorfos. Devem pois, ter origem análoga aos tufos ácidos depositados no lago Toba, Sumatra, estudados por Leinz, (1933) com a diferença que estes tufos apresentam cristais idionorfos bem preservados, pois, sofreram curto transporte. Além do caráter idionórfico dos grãos facetados das perfurações, cuja melhor explicação está na derivação vulcânica, temos a favor desta suposição os seguintes argumentos: a) - Ocorrência de vidro vulcânico em sedimentos da série Barreiras em Alter do Chão, Pará, estudadas pelo autor, (Amaral, 1954) indicando ter havido vulcanismo terciário. b) - Constatação de vulcanismo post Cretáceo citado por Moura, (1938, p. 65) que descreve camadas cretáceas fossilíferas, (folhas de dicotiledôneas) perturbadas pela atividade vulcânica, posta no Cretáceo com reservas, pelo autor citado, que acha que "muito temerária seria, sem mais elementos, a fixação de sua idade no terciário"... "uma vez que não se tenha notícias do vulcanismo andino no Brasil". c) - A instabilidade tectônica recente, segundo estudos geomorfológicos e constatações de terremotos na Amazônia feitas por Sternberg, (1950) são fatores compatíveis com a existência de atividades vulcânicas não muito remotas. d) - As atividades vulcânicas andinas durante todo o terciário, no Peru, (Cordilheira dos Andes) caracterizam-se pela sua acidez, tendo havido grandes intrusões de granodiorito e andesito riolítico, segundo Steinmann, (1930, p. 316), que cita a ocorrência de muitas centenas de metros de tufos ácidos e brechas vulcânicas, tendo predominado o vulcanismo ácido explosivo. Tais tufos, depois de terem sido espalhados pela explosão poderiam ser retrabalhados e transportados. e) - Ocorrem fragmentos muito semelhan-

tes a quartzo pórfiro entre os grãos inferiores a 0,12 mm de um arenito da perfuração de Limoeiro, 1550 metros de profundidade.

Encarados estes tópicos em conjunto, aventamos a possibilidade da contribuição de detritos derivados das atividades vulcânicas terciárias, da fase andina, após o retrabalhamento dos tufo previamente depositados. Verificamos assim, a coincidência interessante do diastrofismo andino (cujo material vulcânico foi transportado por uma drenagem de oeste para este) com a intensa atividade tectônica no lado oriental que foi responsável pelos arenitos arcósiolos de Limoeiro. Segundo Katzer, (1903, p. 238) a drenagem na bacia Amazônica era de este para oeste, tendo invertido após o levantamento andino, que teria ocorrido no Mioceno médio; esta data está em desacordo com os estudos mais recentes e mais pormenorizados de Steinmann, e também com a determinação de idade em bases paleontológicas estabelecidas por Petri, que determinou camadas miocênicas no topo da perfuração de Cururu. A parte superior das perfurações, situada acima do nível 1.600 m para Limoeiro e acima de 2.300 m para Cururu, (linha que separa a presença e ausência de quartzo facetado, fig.29), onde os sedimentos estão em provável discordância com os inferiores, (como será visto adiante, ao tratarmos da "compactação") são postos no Eoceno ou Oligoceno por Petri, em base dos foraminíferos encontrados no intervalo 1.692 m a 740 m da perfuração de Cururu.

Além das perfurações, o autor encontrou grãos de quartzo facetados em mais duas localidades do Pará: Aveiros e São Luis (fig. 1). Em Aveiros, nos arenitos da série Barreiras e em São Luis em um quartzo pórfiro, cuja idade é discutida pelo autor. Nessas localidades, a causa das facetas nos grãos de quartzo é o crescimento secundário.

dário, sempre verificado nos grãos superiores a 0,5 mm, graças à menor superfície relativa de contacto que vem determinar uma tensão de vapor menor, permitindo portanto a deposição secundária da sílica, (Keller, 1954, p. 67) que se dá em perfeita continuidade ótica, portanto estrutural com o grão primitivo. É interessante o fato dos próprios fenocristais do quartzo pórfiro de São Luis apresentarem esse aspecto de crescimento secundário; examinamos um fragmento intemperizado, que, pela incoerência do feldspato alterado, permitiu que fossem isolados e observados ao microscópio os fenocristais de quartzo. Tendo o meio se tornado alcalino graças aos processos intempericos que alteraram o feldspato, pode talvez ser a sílica localmente dissolvida e precipitada com a forma cristalina sobre a superfície dos fenocristais.

Entre os grãos facetados existentes nas nossas perfurações, ocorrem também, com grande frequência, grãos com nítido crescimento secundário, cuja origem vulcânica é incerta. Em outros grãos vemos nitidamente uma continuidade entre a parte externa, facetada, e o centro do grão. Esta continuidade (evidenciada pela continuidade das inclusões) vem demonstrar que a causa das facetas é primária, devendo portanto, tratar-se de antigos fenocristais.

VIII - Compactação e Porosidade

Seja-nos permitido fazer uso deste neologismo, por não encontrarmos termo que melhor exprima o efeito da pressão, fazendo diminuir o volume dos poros, aumentando portanto a densidade aparente; a técnica adotada encontra-se no início do trabalho. (ver métodos)

1 - Arenitos

Para os arenitos, além da densidade, determinamos também a sua porosidade total, assinalando ambos os valores no mesmo gráfico. Desta maneira, torna-se fácil a verificação da diminuição da porosidade em função da profundidade. Graças à pequena variação da granulação, arredondamento dos grãos e teor em argila dos arenitos, (fatores esses que intervêm na porosidade, e na densidade; ver fig. 26 e 27) obtivemos uma variação aproximadamente regular, tornando possível a obtenção de curvas. No gráfico de Limoeiro vemos que os arenitos de 230 m e 1.140 m possuem densidade anormalmente altas e porosidade baixa, pelo fato de serem ricos em material fino, que toma o lugar dos poros que deveriam existir, se a granulação fosse mais homogênea. Esta variação para os arenitos somente pode ser observada em espessuras muito grandes, com um grande número de observações, levando-se sempre em consideração, além dos fatores já citados, a cimentação por carbonatos ou pela sílica. Já descrevemos atrás sobre a deposição secundária de sílica em nossos arenitos, determinando a formação de parte dos grãos facetados; contudo a intensidade deste processo foi tão reduzida, que não deve ter interferido nos resultados gerais. Athy, (1930, p. 8) cita o exemplo de arenitos a 1.200 m de profundidade com porosidade maior e conseqüente densidade menor do que arenitos de pequenas profundidades, sem ter havido preenchimento secundário no arenito menos poroso. Segundo este autor, o efeito da pressão sobre os arenitos é mínimo, tendo em vista os efeitos produzidos por diversos outros agentes, como cimentação e arranjo dos grãos, fator este que vai depender da seleção e da forma dos grãos.

Contudo, de acordo com os nossos dados, há nítida relação entre profundidade e compactação, como podemos ver nos gráficos anexos. A explicação desta divergência com as verificações de Athy pode ser explicada da seguinte maneira: a profundidade que estudamos é muito maior do que a profundidade estudada por Athy, e a uniformidade dos nossos arenitos é tal, (quanto aos caracteres já citados que fazem alterar a compactação dos arenitos) que permitiu evidenciar a variação determinada pela pressão. Além da densidade e porosidade, também a coerência é afetada pela pressão das camadas superiores. Os arenitos mais profundos são de um modo geral muito menos incoerentes que os superiores. O mesmo fato se dá com os argilitos e siltitos. Os inferiores são bem mais duros, não se desfazendo com a pressão dos dedos, o que se verifica nas amostras superiores, mais ou menos de 1.500 m para cima.

2 - siltitos

Quanto aos siltitos, vemos no gráfico de Limoeiro, onde há maior número de dados que há também nítida variação conforme a profundidade, se forem observados em conjunto. A discrepância dos valores dos três siltitos de Limoeiro (entre 200 e 350 m) não é facilmente explicável, uma vez que não encontramos diferenças na coloração nem impurezas de carbonatos; as demais amostras têm ^{valores} aproximadamente iguais aos valores dos argilitos.

3 - Argilitos

Os efeitos da profundidade são mais evidentes nos sedimentos argilosos; nestes, a compactação depende da pressão e também, em

menor escala, segundo nossa opinião, do tempo de atuação da pressão. Athy, baseado em dados experimentais chegou a estabelecer diferenças na densidade de argilitos carboníferos, ($d = 2,55$) permianos ($d = 2,15$) e atuais, ($d = 1,50$). Tais dados, contudo, não podem ser aplicados a outras regiões, pelo fato das condições tectônicas de sedimentação variarem muito com o local e com a época. Assim é, que determinamos o valor máximo de 2,66 para o argilito situado a 3.150 m de profundidade em Lincoiro, valor superior ao do argilito de idade carbonífera citado por Athy. Os valores das densidades dos nossos argilitos são sempre inferiores aos valores encontrados por Athy, inclusive para as nossas amostras mais profundas e mais densas, apesar do gráfico de Athy atingir somente 2.070 m de profundidade. Se fizermos a extrapolação do gráfico de Athy até 4.000 m de profundidade, (admitindo-se uma continuidade na curva) determinaremos valores tais, que serão sempre maiores do que os nossos, comparando-se as mesmas profundidades. Assim é, que os nossos argilitos da mesma profundidade dos de Athy possuem quase sempre 0,4 a menos, no valor da densidade. Deve ser esclarecido que não há a possibilidade de ter havido diminuição (pela erosão de eventuais camadas superiores) das espessuras de Athy; este autor tomou as devidas precauções na construção de sua curva, para não proceder tal erro. Parece-nos que a explicação mais razoável deve fundamentar-se na diferença de idade. Os argilitos estudados por Athy são do Carbonífero e Permiano. Sendo os nossos de idade terciária, atribuímos ao fator tempo a causa desta diminuição da densidade, portanto, da compactação.

4 - Considerações sobre a descontinuidade das curvas

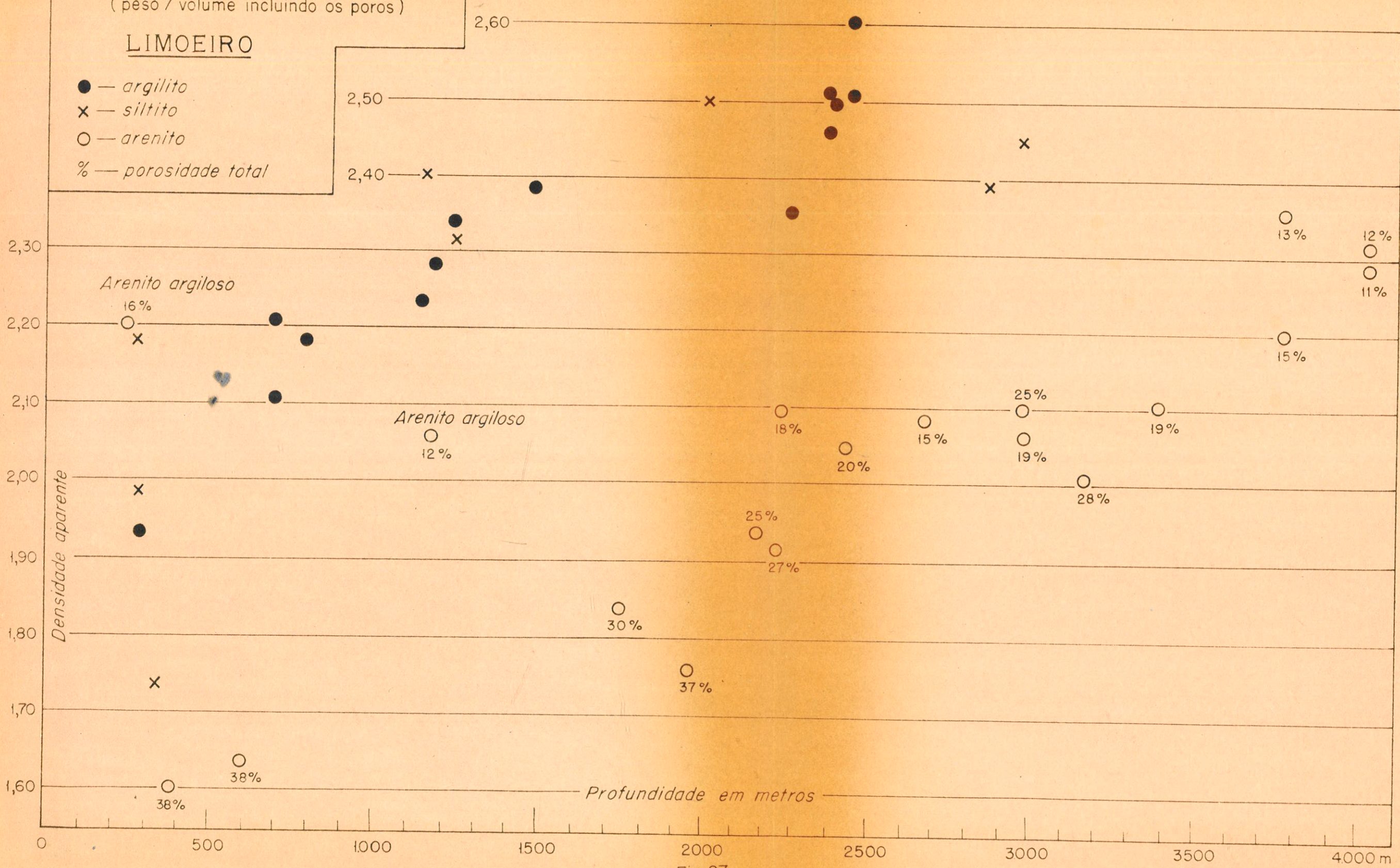
Como já nos referimos, acima dos níveis 2.000 m em Lincoi-ro e 2.500 m em Gururu, muda a litologia; vão predominar sedimentos mais finos, formados sob condições mais tranquilas. Examinando-se as figuras 27 e 28, notamos nesses níveis citados, uma possível quebra na continuidade da curva dos argilitos de Lincoi-ro e também na curva dos arenitos de Gururu. (nestes, de modo menos visível). Vemos que a densidade dos sedimentos inferiores aos níveis citados devia ser mais alta, se a curva fosse homogênea. Uma possível explicação seria a existência de uma falha inversa cujo plano teria sido atravessado pela sondagem. Teríamos então, que imaginar a coincidência da sonda ter atravessado o plano da falha num ponto situado bem próximo à separação das duas zonas, superior e inferior. Em outras palavras, a sondagem atingiu o plano da falha e a separação das duas metades, (superior e inferior) aproximadamente no nível 2.000 m em Lincoi-ro e 2.500 m em Gururu. Como consequência da falha os sedimentos foram rebalizados a um nível inferior, mais profundo, sem ter havido ainda um ajuste nas condições de compactação, provavelmente por falta de tempo suficiente. Esta suposição coaduna-se com a existência de falhamentos situados próximos ao local das perfurações. Como estas falhas teriam se realizado de maneira semelhante nas duas perfurações, não há discrepância com a correlação geral das camadas, havendo apenas uma pequena diferença no ângulo de inclinação, assunto que será abordado na correlação das perfurações.

Há também a possibilidade das condições de sedimentação dos argilitos mais profundos terem influído na intensidade do aumento pro-

Variação da densidade aparente
(peso / volume incluindo os poros)

LIMOEIRO

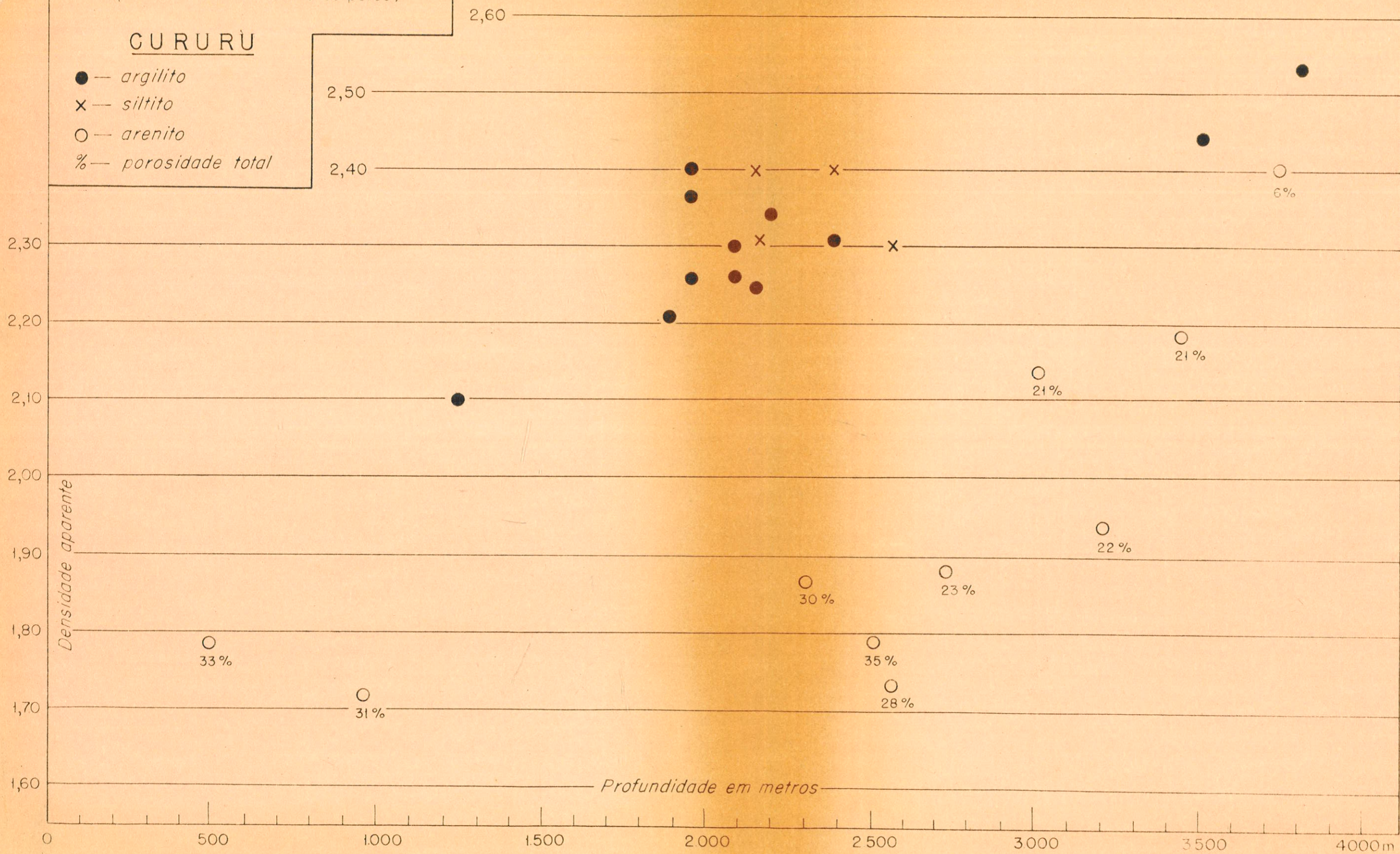
- — argilito
- × — silito
- — arenito
- % — porosidade total



Variação da densidade aparente
(peso / volume incluindo os poros)

CURURU

- — argilito
- × — silito
- — arenito
- % — porosidade total



— Fig. 28 —

gressivo da compactação. Já vimos que os ambientes e as condições tectônicas foram bem diferentes para os sedimentos superiores e inferiores.

Outro efeito interessante produzido pela pressão dos sedimentos superiores consiste nas impressões negativas dos grãos de areia gravadas nas placas de mica dos arenitos mais profundos. Nos arenitos inferiores a 2.000 m de Limoeiro, nos quais é frequente a biotita e a muscovita, encontramos estas marcas com muita frequência. Não existem, evidentemente, nas placas olivadas durante a desagregação do arenito.

IX - Relações com a Série Barreiras

Não possuímos elementos suficientemente seguros para estabelecermos com certeza, relações entre os sedimentos das perfurações e a série Barreiras, pois, estudamos apenas alguns afloramentos do vale do rio Tapajós. Segundo as nossas observações e segundo a descrição que encontramos em diversos autores, concluímos ser pouco provável a correlação cronológica entre os sedimentos inferiores das perfurações (abaixo de 2.000 m em Limoeiro e abaixo de 2.500 m em Gururu) com a série Barreiras, pela grande diversidade existente nas condições tectônicas e topográficas que reinaram na área de deposição e na área de denudação para um e outro caso. As associações litológicas e o tipo de arenito são muito diferentes nos dois casos. As condições de rápida deposição, rápido e contínuo levantamento, e erosão intensiva numa topografia abrupta, condições estas que reinaram durante a for-

mação dos arenitos arcóscios de Limoeiro não poderiam coexistir com a formação dos sedimentos da série Barreiras, típicos de águas tranquilas e muita calma tectônica. Não nos aventuramos estabelecer a idade relativa de ambos - série Barreiras e perfurações. O material de origem vulcânica nada indica, pois, o vulcanismo foi bastante prolongado, estendendo-se por todo o terciário. O feldspato, abundante em Limoeiro e muito raro na série Barreiras estudada pelo autor, também não serve de base, pois, basta ter havido uma área heterogênea de degradação, estando os granitos mais próximos de Limoeiro, para que aí se acumulassem os feldspatos.

Contudo, a semelhança litológica (inclusive na frequência da coloração vermelha) e a semelhança nas condições tectônicas de formação, sugerem a maior possibilidade de ser plausível a correlação entre os sedimentos da série Barreiras e os sedimentos superiores das perfurações; (nível 2.000 m em Limoeiro e 2.500 m em Cururu). Em ambos os casos identificamos condições brandas de tectonismo, ambiente de águas calmas e alguns outros fatores que reforçam esta suposição, como: o arenito situado à profundidade de 1.547 m de Limoeiro possui quantidade apreciável de grãos muito semelhantes a fragmentos de quartzo-porfiro; estes fragmentos poderiam ser relacionados com o material vulcânico de Alter do Chão, (vidros alterados) pertencentes à série Barreiras; estes vidros são encontrados em grande quantidade, não só pelo tamanho dos afloramentos como também pelo teor nos sedimentos estudados.

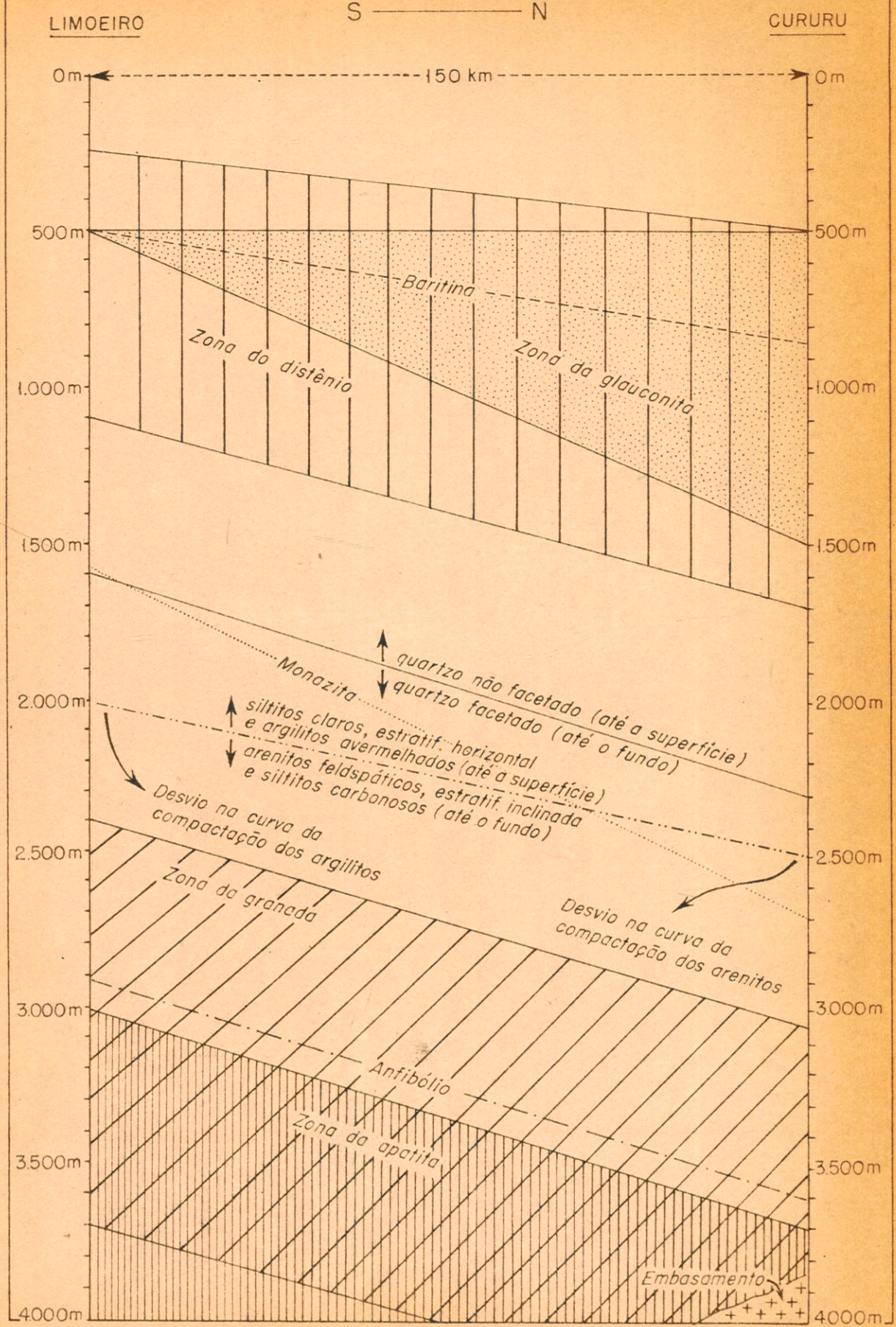
Outra semelhança interessante é a seguinte: em Cururu, o siltito vermelho de 2.087 m de profundidade apresenta-se colorido de maneira análoga aos siltitos vermelhos da série Barreiras do Tapajós,

que o autor interpretou como tendo coloração primária. (Anaral, 1954). Este tipo de pigmentação, raramente encontrado nas amostras estudadas das perfurações, e existente em todos os siltitos vermelhos de Tapajós é o seguinte: pontos vermelhos bem distintos de pouco mais de um micron de diâmetro, salpicando a superfície dos grãos de quartzo ou dos agregados argilosos. Este siltito de Cururu situa-se próximo a um arenito contendo baritina detritica, mineral que ocorre em abundância em todas as amostras da série de Tapajós, segundo verificações do autor. Essa amostra de Cururu e a de Lincoiro, citadas atrás, acham-se dispostas segundo a direção geral da correlação, isto é, há entre elas 540 m de diferença, com a inclinação voltada para Cururu. Não encontramos nos nossos testemunhos vestígios de "cabeça de jacaré" também denominadas pedra do Pará, tão frequentes nas margens dos rios do Estado do Pará. Trata-se de arenitos grosseiros quaternários, segundo Katzer, (1903, p. 94) que discute a origem e idade destas rochas.

X - Conclusões

1 - Correlação entre Lincoiro e Cururu: de acordo com os nossos dados, há perfeita correlação entre as duas perfurações; são vários os fatores correlacionáveis, como, presença ou ausência de diversos minerais pesados, mudança da associação litológica, presença e ausência de quartzo facetado e condições tectônicas de formação. (ver fig. 29). Nossa correlação vem confirmar a correlação estabelecida com interrogações por Petri, (1954, p. 24) que se baseou em dados paleontológicos, na maior parte das vezes, podendo

CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA



- Fig. 29 -

desta maneira, ser omitidas as interrogações, cautelosamente postas por esse autor.

2 - Inclinação das camadas: caem para norte, cêrea de 3 a 4 metros por km. (500 a 600 m em 150 km). Podem pois, ser consideradas praticamente horizontais. É possível ter sido maior esta inclinação, originalmente, tendo sido diminuída graças a um levantamento posterior dos sedimentos, determinado por falhas; estas teriam levantado o embasamento (cujas amostras evidenciam movimentações) que foi atingido pela sondagem, o mesmo não acontecendo em Limoeiro. Por serem mais frequentes, mais espessos os sedimentos de ambiente marinho em Cururu do que em Limoeiro, tendo as águas corrido de sul para norte (fato que já abordamos no capítulo referente aos minerais pesados, p. 55) supomos ser original a inclinação das camadas, não se tratando, pois, de causas tectônicas.

3 - Possibilidades de petróleo: dada a queda original das camadas para o norte, e o aumento de sedimentos de ambiente marinho em Cururu, há maiores possibilidades do petróleo ser encontrado ao norte da perfuração de Cururu. Os falhamentos existentes poderiam determinar estruturas acumuladoras; os arenitos possuem boas qualidades como rocha armazenadora, (ver porosidade, figs. 27 e 28), os argilitos como rocha protetora e os folhelhos pretos, ricos em matéria carbonosa vegetal indicam ter ocorrido ambiente propício à conservação de substâncias que poderiam gerar o petróleo.

4 - Granulação dos arenitos: predomina quase sempre a fração média a fina de Wentworth; a grande maioria enquadra-se em (H.W.) *Wentworth*

tre os bem seleccionados. O teor em argila, a abundância em minerais instáveis e o grau de arredondamento dão aos arenitos o carácter de sub-maturidade.

5 - Derivações dos detritos: a frequência em grãos de zircónita bem arredondados e a frequência do arredondamento nos grãos sub milimétricos de quartzo vêm demonstrar a derivação parcial de antigos sedimentos retrabalhados. Por outro lado, a complexidade no número de variedades mineralógicas vem demonstrar a heterogeneidade da área de degradação que forneceu os detritos. As principais fontes de abastecimento dos detritos foram: rochas vulcânicas ácidas, rochas de alto grau de metamorfismo, rochas ígneas ácidas de profundidade e raramente básicas.

6 - Sedimentos e ambiente geográfico: em ambas as perfurações, a totalidade dos sedimentos examinados é de natureza elástica, formados em condição sub aquosa, predominando os detritos derivados da área continental. Os sedimentos abaixo do limite 2.000 m de Lincoeiro - 2.500 m de Cururu são formados em ambiente deltaico, presidindo condições de intenso tectonismo e os sedimentos acima deste limite são característicos de condições menos intensas de tectonismo. Em Lincoeiro o ambiente devia ter sido o de lagoas rasas, próximas ao mar. Em Cururu o ambiente seria o de lagoas mais profundas, passando posteriormente a marinho nerítico. Não foram observados sedimentos químicos nem evaporitos.

7 - Ambiente tectônico: é altamente provável a existência de um ambiente do tipo ~~zeugocessinclinal~~. Tudo indica a existência

de uma fossa aberta, não havendo evidências que venham sugerir o represamento das águas durante a "subsidência" que deu origem à fossa.

8 - Idade: atribuímos aos sedimentos mais profundos da fossa a idade terciária, em base da presença de grãos de quartzo derivados de vulcanismo terciário, provavelmente andino.

9 - Efeitos da "compactação": não só os argilitos e siltitos, mas também os arenitos sofreram o efeito da "compactação" como consequência da pressão das camadas superiores, alterando a densidade, a porosidade e também a coerência dos sedimentos. As densidades dos argilitos estão em desacordo com a idade geológica que lhes foi atribuída, pelo fato de terem atingido uma grande profundidade em tempo relativamente curto. Quanto à idade geológica são pois, relativamente mais compactos. Contudo, quanto ao fator profundidade, os nossos valores são relativamente baixos, uma vez comparados com os argilitos mais antigos, da mesma profundidade dada a ação do tempo relativamente curto em que atuou a pressão.

10 - Relações com a série Barreiras: é provável haver relação entre a série Barreiras e os sedimentos situados acima do nível 2.000 m em Lincoire e 2.500 m em Gururu e improvável a relação com a parte inferior.

11 - Interesse em estudos posteriores: a fim de ser elucidado o problema da relação dos nossos sedimentos com a série Barreiras e com o vulcanismo andino, é de alto interesse o estudo petrográfico e estratigráfico da série Barreiras e dos sedimentos tuftícos

próximos aos Andes, onde foi intenso o vulcanismo, que muito provavelmente, se relacione aos sedimentos da fossa do Marajó.

XI - Ambiente Paleogeográfico

Tendo em base as nossas conclusões sobre o ambiente local de sedimentação juntamente com as condições tectônicas gerais que reinaram durante a formação dos sedimentos estudados, passaremos a considerar quais teriam sido as paisagens em conjunto que teriam imperado no decorrer do processo sedimentar. Principiando com os sedimentos mais profundos, temos a ponderar que a paisagem que mais condiz com o tipo de sedimentação seria a seguinte: a principal área de erosão já correspondia à atual, ~~exposta~~ ^{presentemente}. Tratava-se de uma topografia elevada, com formas abruptas em contínua e intensiva elevação epirogenética e também orogenética, considerando a região andina, que influiu na formação dos nossos sedimentos. Grandes áreas do embasamento cristalino e de formações sedimentares estavam expostas, sendo intensamente erodidas, e os seus respectivos detritos transportados por águas que corriam para este. No local da deposição ocorria uma contínua e igualmente rápida "subsidência", numa faixa alongada na direção norte-sul. Tal faixa, adjacente à área continental em ascensão situava-se em nível próximo ao do mar; daí, a formação de um extenso delta, crescendo rumo norte, mar a dentro. A velocidade de sedimentação correspondia sempre à de "subsidência", motivo pelo qual não houve alterações na profundidade das águas onde se depositavam os detritos. A extensão do delta formado deveria ser

por que!

equiparada à dos maiores atuais, sendo a sua velocidade de crescimento anormalmente elevada, como consequência da topografia altamente acentuada do continente. Neste, a erosão devia estar em estágio de juventude, tudo indicando a existência de velozes águas transportando os detritos em questão. O diastrofismo andino, num crescente ativo nesta época, refletiu no nosso território não só no fornecimento de detritos como também na drenagem. Esta, que antigamente era rumo oeste, passou a ser rumo este, e os tufos vulcânicos ácidos, muito abundantes, (sendo mesmo característicos do vulcanismo andino do terciário) passaram consequentemente a ser transportados para este. Em se tratando de material incoerente, facilmente desagregável, o grau de fornecimento devia ter sido muito intenso. Segundo exemplos de hoje, como o conhecido vulcão Katmai, sabe-se que o vulcanismo ácido é predominantemente explosivo. Seus produtos podem ser lançados e acumulados a grandes distâncias, sendo então facilmente erodidos e transportados. Acreditamos que fato análogo tenha se dado no nosso caso, durante a formação dos sedimentos da metade inferior das perfurações.

Quanto ao clima, vegetação, fatores de grande importância no tipo de degradação, não temos elementos seguros para opinar; são muito variadas e numerosas as causas que podem determinar as mesmas feições nos sedimentos. Acreditamos contudo, em base das nossas observações e estudos da literatura a esse respeito, que é mais provável um clima chuvoso, para que houvesse rápido e intenso transporte. Quanto aos demais fatores, preferimos não abordá-los, para não abusarmos da especulação.

Num determinada época houve então a tendência para ser atingido o perfil de equilíbrio, entulhando-se a área de deposição e aplainando-se a área de degradação. Principiaram-se desta maneira a depositar-se os sedimentos da metade superior das perfurações. A paisagem assumiu, pois, configuração diferente quanto à topografia; consequentemente mudou também a intensidade de transporte e de degradação. O relevo tornou-se mais suave, devendo ter predominado a degradação química. O perfil de equilíbrio, que provavelmente tenha sido realmente atingido por diversas vezes, era rompido temporariamente graças a suaves levantamentos e correspondentes suaves "subsidiências" da área de deposição. O caráter plano da paisagem não só caracterizava a área de degradação, como também a área de sedimentação.

*transporte
diminuiu*

A região de Limoeiro devia ter sido nesta época constituída por extensos e rasos alagadiços situados em nível próximo ao do mar. Os sedimentos deviam ter sido expostos muito frequentemente à ação atmosférica. De tempos em tempos meandravam rios neste ambiente, contribuindo assim, para a formação dos arenitos fluviais. Em determinada ocasião, a "subsidiência" foi tal, que permitiu a invasão temporária do mar; ou diminuiu a velocidade de sedimentação ou aumentou a velocidade de "subsidiência". O mar, contudo, tornou a recuar, voltando o mesmo ambiente que reinava antes. Essa grande baixada em lenta "subsidiência" prolongava-se até a região de Cururu, onde havia maior proximidade com o mar. Como consequência desta maior proximidade, deveria haver maior profundidade nas águas que recebiam os detritos. Com isso, impossibilitou-se a ação oxidante, podendo então dar-se a preservação dos restos vegetais. Finalmente, tendo havido uma "subsidiência"

mais intensiva, sem ser acompanhada pela respectiva intensidade na deposição, deu-se a invasão do mar, tendo-se depositado mais de mil metros de sedimentos provavelmente neríticos. Enquanto isso, na área de Limoeiro perdurava a extensa baixada, acompanhado sempre a lenta "subsidência" geral determinando a conseqüente sedimentação de detritos finos, quase sempre avermelhados a amarelados.

Apesar de ter havido grande mudança nas condições de sedimentação dos sedimentos inferiores e superiores, a correlação e a variação do tipo de ambiente vêm indicar que não se alterou a principal direção da drenagem na área de deposição. É possível que a já citada elevação do embasamento em Antonio Lemos, (local situado entre as duas fossas esquematizadas na fig. 1) tenha desviado as águas vindas de oeste, fazendo com que tivessem direção de sul para norte antes de atingir a desembocadura.

Para finalizar as nossas conjecturas acrescentamos que recentemente, no quaternário, deu-se novo levantamento epirogenético que está sendo o responsável pela atual erosão da área da desembocadura do Amazonas. Havendo continuidade física dos sedimentos do quaternário com os sedimentos superiores estudados, podemos supor que tal levantamento corresponda a uma das oscilações no processo geral de "subsidência". É provável, pois, no caso de haver continuidade, que perdure o mesmo fenômeno do passado, muito embora presentemente, esteja o maior rio do mundo em fase predominantemente erosiva, destituído de um atual delta, destacando-se nele a função destruidora, no dizer do nosso escritor e engenheiro patricio, Euclides da Cunha.

OBRAS CITADAS

- Anaral, S.E. do, 1954, Nota sobre a série das Barreiras no vale do rio Tapajoz: Bol. Soc. Bras. Geol., v. 3, n. 1 (no prelo).
- Anderson, G.E., 1926, Experiments on the Rate of Wear of Sand Grains: Journ. Geol., v. 34, p. 144-158.
- Athy, L.F., 1930, Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks: Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 14, p. 1-35.
- Berthois, L. et C., 1951, Note sur la Precision des Tamisages Mécaniques: Bull. Soc. Geol. Fr., 1951, p. 87-92.
- Bokman, J., 1952, Clastic Quartz Particles as Indices of Provenance: Journ. Sed. Petr., v. 22, p. 17-24.
- Cartwright, L.D. Jr., 1928, Sedimentation of the Pico Formation in the Ventura Quadrangle, California: Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 12, p. 235-269.
- Correns, C.W., 1934, Centralblatt f. Min, Abt.A., n. 11, p. 321-331.
- Emberger, L., 1944, Les Plantes Fossiles, dans leur rapports avec Les Vegetaux Vivants: Masson et Cie., Paris.
- Fancher, G.H., 1950, The Porosity and Permeability of Clastic Sediments and Rocks: In Subsurface Geologic Methods, 2a. ed. de L.W. LeRoy, Colorado School of Mines, p. 685-713.
- Folk, R.L., 1951, Stages of Textural Maturity in Sedimentary Rocks: Journ. Sed. Petr., v. 21, p. 127-130.
- Foye, W.G., 1922, Origin of the Triassic Trough of Connecticut: Journ. Geol., v. 30, p. 690-699.
- Grout, F.F., 1932, Petrography and Petrology: McGraw-Hill Book Co, New York.
- Hadding, A., 1932, The Pre-Quaternary Sedimentary Rocks of Sweden: Meddelanden fran Lunds Geol. Min. Inst.

- Hjulström, F., 1939, Recent Marine Sediments: Symposium de P.D. Trask, da Am. Ass. Petr. Geol., p. 5-31.
- Inman, D.L., 1949, Sorting of Sediments in the Light of Fluid Mechanics: Journ. Sed. Petr., v. 19, p. 51-70.
- Kataer, F., 1903, Grundzüge der Geologie des unteren Amazonas Gebietes (des Staates Pará in Brasilien): Trad. port. de Hugo Mense, Bol. Museu Paraense, t. IX, 1933.
- Keller, W.D., 1954, The Energy Factor in Sedimentation: Journ. Sed. Petr., v. 24, p. 62-68.
- Krumbein, W.C. and F.J. Pettijohn, 1938, Manual of Sedimentary Petrography: Appleton - Century, N.Y.
- and L.L. Sloss, 1951, Stratigraphy and Sedimentation: W.H. Freeman, California.
- Krynine, P., 1935, Arkose Deposits in the Humid Tropics.: Am. Journ. Sci., n. 172, p. 353-363.
- , 1946, The Tourmaline Group in Sediments: Journ. Geol., v. 54, p. 65-87.
- Leins, V., 1933, Petrographische Untersuchung der Sedimente des Tobasees (Nord-Sumatra): Archiv Hydrobiologie, Supple. Bd. XII, p. 635-669.
- Milner, H.B., 1952, Sedimentary Petrography: 3a. ed. Thomas Murby Co., London.
- Noura, P. de, 1938, Geologia do Baixo Amazonas: Bol. 91, Serv. Geol. Min. do D.N.P.M., Rio de Janeiro.
- , 1944, Artigo de Amazonia Brasileira: Exertes da "Rev. Bras. Geogr.", Ed. do Cons. Nac. Geogr. do "X Congr. Bras. Geogr.", Inst. Bras. Geogr. Est. Rio de Janeiro.
- Okuno, H., 1952, Atlas of Fossil Diatoms from Japanese Diatomite Deposits: Bot. Inst., Un. Ind. Arts and Textiles Fibers Kani-kyoku, Kyoto.

Petri, S., 1954, Foraminíferos Fósseis da Bacia do Marajó: Bol. Fac. Fil. Ciên. Letr. Un. S.P., Geologia nº 11.

Pettijohn, F.J., 1941, Persistence of Heavy Minerals and Geologic Age: Journ. Geol., v. 49, p. 610-625.

—————, 1949, Sedimentary Rocks: Harper and Brothers, N.Y.

Russel, R.D. and R.E. Taylor, 1937, Roundness and shape of Mississippi River Sands: Journ. Geol. v. 45, p. 225-267.

Ruttner, F., 1932, Seenstudien in Niederländisch-Indien: Mittl. Geograph. Gesellsch., v. 75, Wien, p. 114-146.

Shrock, R.R., 1948, Sequence in Layered Rocks: 1a. ed. McGraw-Hill Book Co., London.

Sindowski, F.K.H., 1949, Results and Problems of Heavy Minerals Analysis in Germany: A Review of Sedimentary-Petrological Papers, 1936-1948, Journ. Sed. Petr., v. 19, p. 3-25.

Sloss, L.L., W.C. Krumbein and E.C. Dapples, 1949, Integrated Facies Analysis: Memoirs n. 39, Geol. Soc. Am., p. 91-124.

Steinmann, G., 1930, Geologia del Perú: Trad. esp. Carl Winters. Heidelberg.

Sternberg, H.O., 1950, Vales Tectônicos na Planície Amazonica?: Rev. Bras. Geogr., n. 4, p. 511-534.

Stutzer, O., 1940, Geology of Coal: Trad. de Adolph C. Noé, The Un. of Chicago.

Tverhofel, W.H., 1932, Treatise on Sedimentation: 2a. ed. The Williams & Wilkins Co., Baltimore, U.S.A.

—————, and S.A. Tyler, 1941, Methods of Study of Sediments: 1a. ed. McGraw-Hill Book Co., N.Y.

Tyrrell, G.W., 1929, The Principles of Petrology: 2a. ed. E.P. Dutton and Co., N.Y.

Udden, J.A., 1914, Mechanical Composition of Clastic Sediments: Bull. Geol. Soc. Am., v. 25, p. 655-744.

Wentworth, C.K., 1927, The Accuracy of Mechanical Analysis: Am. Journ. Sci., n. 73, p. 399-408.

_____, 1929, Method of Computing Mechanical Composition Types in Sediments: Bull. Geol. Soc. Am., v. 40, p. 771-790.

São Paulo, setembro, 1954

Sérgio Estanislau de Azevedo