

FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

BOLETIM No. ESPECIAL

CONTRIBUIÇÃO À
GEOLOGIA DA BACIA
DE TAUBATÉ

KENITIRO SUGUIO

SÃO PAULO · BRASIL · 1969

2131108



Instituto de Geociências



**Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da
Universidade de São Paulo
NESP(1969)**

CONTRIBUIÇÃO
À
GEOLOGIA
DA
BACIA
DE
TAUBATÉ

Vale do Paraíba — Estado de São Paulo

POR
KENITIRO SUGUIO



TESE DE DOUTORAMENTO
APRESENTADA À
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E
LETRAS DA UNIVERSIDADE DE S. PAULO

ÍNDICE

	PÁGINA
1. INTRODUÇÃO	11
2. TRABALHOS ANTERIORES	13
3. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA, GEOMORFOLOGIA E CLIMA	15
4. GEOLOGIA GERAL	17
4.1 — EMBASAMENTO CRISTALINO	17
4.2 — SEDIMENTOS ANTIGOS	18
4.3 — SEDIMENTOS ALUVIONARES (RECENTES)	20
5. BASES PARA O MAPA GEOLÓGICO	22
5.1 — TIPOS DE SOLOS DA BACIA DE TAUBATÉ	23
6. MEDIDAS DE SECÇÕES E AMOSTRAGEM DOS SEDIMENTOS	26
6.1 — SECÇÕES COLUNARES	26
6.2 — SECÇÕES GEOLÓGICAS	27
7. ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS	28
7.1 — AMOSTRAGEM	28
7.2 — FINALIDADES E MÉTODO	30
7.3 — DADOS ESTATÍSTICOS	32
7.3.1 — DIAGRAMAS TRIANGULARES — TIPOS DE SEDIMENTOS	32
7.3.2 — CURVAS ACUMULATIVAS — CORRELAÇÕES ESTATÍSTICAS	32
7.3.2.1 — MEDIDAS DE TENDÊNCIA CENTRAL	33
a) Diâmetro Mediano e Médio Aritmético	33
b) Classe Modal	34
c) Número de Classes Texturais	34
7.3.2.2 — MEDIDAS DE DISPERSÃO	35
a) Desvio Aritmético dos Quartéis	35
b) Desvio Geométrico dos Quartéis	35
c) Desvio Padrão	36
7.3.2.3. — ASSIMETRIA	36
a) Primeira Assimetria	36
b) Coeficiente de Assimetria de KRUMBEIN (1938)	37
7.3.2.4 — DIAGRAMAS CM	37

8.	ESFERICIDADE, FORMA E ARREDONDAMENTO DOS SEIXOS ..	39
8.1	— ESFERICIDADE E FORMA	40
8.2	— ARREDONDAMENTO	41
8.3	— CONCLUSÕES	41
9.	FREQÜÊNCIA DE FELDSPATOS NOS SEDIMENTOS	43
9.1	— MATERIAL, MÉTODO DE ESTUDO E RESULTADOS ..	44
9.2	— CONCLUSÕES	48
10.	ANÁLISES DE MINERAIS PESADOS	49
10.1	— DESCRIÇÃO DOS MINERAIS PESADOS (TRANSPARENTES)	50
10.1.1	— AMOSTRAS DE SEDIMENTOS	50
10.1.2	— AMOSTRAS DE REGOLITOS	52
10.2	— FREQÜÊNCIA DE MINERAIS PESADOS E CONCLUSÕES ..	52
11.	ARGILAS MONTMORILLONÍTIAS	55
11.1	— MATERIAL E MÉTODO USADOS NA IDENTIFICAÇÃO	56
11.2	— SEDIMENTOS ARGILOSOS DA BACIA DE TAUBATÉ . . .	57
11.2.1	— MINERAIS DE ARGILA PRESENTES	57
11.2.2	— COMPOSIÇÃO QUÍMICA	59
11.2.3	— AVALIAÇÃO QUANTITATIVA	60
11.2.4	— ROCHA MATRIZ DAS ARGILAS	61
11.3	— INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS MINERAIS ARGILOSOS	61
11.3.1	— ORIGEM E SIGNIFICADO DOS MINERAIS DE .. ARGILA NOS SEDIMENTOS	61
11.3.2	— AMBIENTE DE FORMAÇÃO DOS MINERAIS DE ARGILA	63
11.4	— CONCLUSÕES	64
12.	PROBLEMAS FACIOLÓGICOS	67
12.1	— RAZÃO ARENITO/FOLHELHO	67
13.	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	69
13.1	— ESTRUTURA SINGENÉTICAS	69
13.1.1	— TAMANHO E FORMA DOS CORPOS SEDIMENTARES	69
13.1.2	— ESTRATIFICAÇÃO E LAMINAÇÃO	70
13.1.3	— ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA	71
13.1.3.1	— REPRESENTAÇÃO GRÁFICA E INTERPRETAÇÃO	72
13.1.4	— MARCAS ONDULADAS	73
13.1.5	— LAMINAÇÃO CRUZADA RESULTANTE DA MIGRAÇÃO DE CRISTAS DE MARCAS ONDULADAS (“RIPPLE DRIFT CROSS LAMINATION”)	74
13.1.6	— ESTRATIFICAÇÃO GRADACIONAL	74
13.1.7	— MARCAS DE SOBRECARGA	75
13.1.8	— ESTRUTURAS DE ESCORREGAMENTO	75
13.1.9	— CONGLOMERADOS INTRAFORMACIONAIS	76
13.1.10	— FÓSSEIS	76
13.2	— ESTRUTURAS EPIGENÉTICAS	76
13.2.1	— NATUREZA DOS CONTATOS	76
13.2.2	— DOBRAS E FALHAS	78
13.2.3	— DIQUES CLÁSTICOS	79

14	TECTÔNICA	80
14.1	— DADOS TECTÔNICOS DE CAMPO	81
14.2	— MEDIDAS DE DIÁCLASES	85
14.2.1	— TRABALHO DE CAMPO E MÉTODO EMPREGADO	86
14.2.2	— REPRESENTAÇÃO GRÁFICA E CÁLCULOS EFETUADOS	86
14.2.3	— RESULTADOS ALCANÇADOS E CONCLUSÕES	87
15.	DESCRIÇÃO DA SONDAGEM N.º 42	89
15.1	— LITOLOGIA	89
15.2	— ESTRUTURAS SEDIMENTARES	90
15.3	— CALCIMETRIA	91
15.4	— OSTRACÓDIOS	91
15.5	— PEIXES	91
15.6	— RESTOS VEGETAIS	92
15.7	— ESPELHOS DE DESLIZE	92
15.8	— CÔR DOS SEDIMENTOS	92
16.	PERFIS GEOLÓGICOS DE POÇOS — FORMAÇÃO TREMEMBÉ	93
17.	CONCLUSÕES GERAIS	95
18.	BIBLIOGRAFIA	101

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS:

- n.º 1 — Mapa Geológico da Bacia de Taubaté (No envelope).
- n.º 2a-2c — Diagramas Triangulares com Resultados das Análises Granulométricas (Segundo SHEPARD, 1954, modificado, in BIGARELLA e SALAMUNI, 1962).
- n.º 3 — Frequências de Tipos de Sedimentos na Formação São Paulo, Bacia de Taubaté.
- n.º 4 — Frequência em Porcentagens de Incidência do Diâmetro Mediano nos Sedimentos da Formação São Paulo.
- n.º 5 — Frequência em Porcentagens de Incidência do Diâmetro Médio Aritmético nos Sedimentos da Formação São Paulo.
- n.º 6 — Frequência em Porcentagens de Incidência da Classe Modal nos Sedimentos da Formação São Paulo.
- n.º 7 — Número de Classes Texturais da Formação São Paulo.
- n.º 8 — Valores de Desvio Aritmético dos Quartéis em Porcentagens de Casos para os Sedimentos da Formação São Paulo.
- n.º 9 — Valores do Coeficiente de Seleção de TRASK (Desvio Geométrico dos Quartéis) em Porcentagens de Casos para os Sedimentos da Formação São Paulo.
- n.º 10 — Valores do Desvio Padrão em Porcentagens de Casos para os Sedimentos da Formação São Paulo.
- n.º 11 — Valores de Primeira Assimetria em Porcentagens de Casos para os Sedimentos da Formação São Paulo.
- n.º 12 — Valores do Coeficiente de Assimetria de KRUMBEIN em Porcentagens de Casos para os Sedimentos da Formação São Paulo.
- n.º 13 — Histogramas de Grau de Esfericidade de Seixos de Quartzo e Quartzito com 0,4 a 3,0 cm de Diâmetro Maior (Formação São Paulo).
- n.º 14 — Gráfico de Forma dos Seixos de Quartzo e Quartzito com 0,4 a 3,0 cm de Diâmetro Maior (Formação São Paulo).
- n.º 15 — Histogramas de Grau de Arredondamento de Seixos de Quartzo e Quartzito com 0,4 a 3,0 cm de Diâmetro Maior (Formação São Paulo).

- n.º 16a-16c — Gráficos de Frequência de Feldspatos nas Frações de 4,000 a 2,000; 2,000 a 1,000 e 1,000 a 0,500 mm de diâmetro.
- n.º 17 — Resultados de Exames de Minerais Pesados: Amostras de Sedimentos.
- n.º 18 — Resultados de Exames de Minerais Pesados: Regolitos de Rochas do Embasamento Cristalino.
- n.º 19 — Difractogramas de 4 amostras da Formação São Paulo.
- n.º 20 — Difractogramas de 3 amostras da Formação Tremembé e 1 amostra de “schlieren”.
- n.º 21 — Picos de Caulinita e Montmorillonita nos Diagramas de Difração de Raios X.
- n.º 22 — Principais Requisitos e Condições para Formação dos Minerais de Argila (Segundo DEGENS, 1965).
- n.º 23a-23b — Diagramas em Roseta de Estratificações Cruzadas.
- n.º 24a-24f — Dobras e Falhas nos Sedimentos da Formação São Paulo — Cortes da Rodovia Presidente Dutra entre km 292,0 a 294,6.
- n.º 25a-25k — Diagramas de Curvas de Contorno de Igual Frequência de Diáclases, Segundo Projeção no Estereograma de SCHMIDT-LAMBERT.
- n.º 26 — Perfil Composto da Sondagem n.º 42 — Município de Tremembé.
- n.º 27 — Mapa-Índice dos Perfis Geológicos de Poços.
- n.º 28a-28b — Perfis Geológicos n.º 1 e n.º 2 de Poços Perfurados no Município de Tremembé.
- n.º 29 — Mapa de Contorno Estrutural do Tópo do 1.º Nível de Folhelho Pirobetuminoso.

FOTOGRAFIAS:

- n.º 1 — Lenticularidade de Camadas.
- n.º 2 — Ação de Organismos na Formação Tremembé.
- n.º 3 — Gnaisse Biotítico Facoidal.
- n.º 4 — Camadas Horizontais e o Aspecto da Erosão.
- n.º 5 — Camadas Horizontais.
- n.º 6 — Formação Tremembé em Superfície.
- n.º 7 — Estratificação Cruzada com Seixos.
- n.º 8 — Laminação Cruzada de Migração de Cristas de Marcas Onduladas.
- n.º 9 — Estrutura de Escorregamento.
- n.º 10 — Pequenas Falhas e Dobras em Sedimentos Argilosos.
- n.º 11 — “Pelotas de Argila”.
- n.º 12 — Discordância Angular Local — Viaduto dos Remédios.
- n.º 13 — Discordância Angular Local — Estrada Jacareí a Usina Jaguari.
- n.º 14 — Contato entre as Formações Tremembé e São Paulo.

- n.º 15 — Afloramento de Gnaiss na Faixa Sedimentar.
- n.º 16 — Afloramento de Quartzo-Micaxisto dentro da Faixa Sedimentar.
- n.º 17 — Dobramentos Intensivos em Sedimentos Argilosos.
- n.º 18 — Diques Clásticos.
- n.º 19 — Camadas de Mergulhos Fortes.
- n.º 20 — Brecha Intraformacional.
- n.º 21 — Ação de Organismos.

ANEXOS:

- n.º I — Figuras I-1 a I-28: Secções Colunares
- n.º II — Figuras II-1 a II-4: Secções Geológicas.
- n.º III — Figuras III-1 a III-26: Curvas Acumulativas

1 INTRODUÇÃO

Este trabalho constitui um estudo sedimentológico, de interpretação integrada de dados, de características petrográficas das amostras coletadas no campo, aliadas às observações "in loco" de aspectos ligados às estruturas sedimentares, tectônica, dados e amostras de sondagens para pesquisa de folhelho pirobetuminoso em Tremembé e prospecção de água subterrânea entre Jacareí e São José dos Campos, da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo.

Para a realização deste estudo foram dispendidos cerca de 60 dias de campo e 200 dias de laboratório, em tempo de trabalho efetivo.

A área estudada ocupa uma superfície aproximada de 1.800 km², tendo como extremos as cidades de Jacareí e Cruzeiro, separadas uma da outra ale cerca de 150 km e com uma faixa de largura variando entre 10 a 15 km.

De longa data os pesquisadores se dedicaram ao estudo geológico desta bacia. No entanto, relativamente pouco se conhece sob o aspecto sedimentológico dos depósitos que preenchem a chamada fossa tectônica do Paraíba, na sua porção comumente conhecida como Bacia de Taubaté, em virtude da falta de trabalho sistemático. Mesmo as intensivas e extensivas pesquisas de folhelho pirobetuminoso efetuadas por diversas companhias não trouxeram contribuição mais pormenorizada nesse campo, em virtude de terem se dedicado a uma finalidade específica.

Se este trabalho puder preencher, pelo menos parcialmente, esta lacuna existente desde muito tempo, o autor se sentirá plenamente recompensado.

O autor se sente na obrigação de expressar os mais sinceros agradecimentos às seguintes entidades e pessoas:

— FUNDAÇÃO DE AMPARO À PESQUISA DO ESTADO DE SÃO PAULO, pelo imprescindível suporte financeiro para as viagens de campo;

— PETRÓLEO BRASILEIRO S. A. — PETROBRÁS, pela completa franquia dada para o acesso aos dados técnicos sobre a região de Tremembé;

— DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DAEE), pelo fornecimento de fôlhas do levantamento aerofotogramétrico do Vale do Paraíba, na escala 1:10.000;

— Firmas de perfuração de poços para água subterrânea: T. JANER, AIR LIFT POÇOS ARTESIANOS S. A. e CORNER S. A. pelo fornecimento de dados de poços perfurados na área;

— INSTITUTO AGRONÔMICO DE CAMPINAS (SECÇÃO DE AGROGEOLOGIA) pelas facilidades concedidas para a identificação dos minerais de argila pelo método de difração de raios X;

— COMPANHIA LITHOGRAPHICA YPIRANGA, sem a cuja colaboração não poderia ser a tese elaborada com esta apresentação.

— PROF. DR. SETEMBRINO PETRI, regente da Cadeira de Estratigrafia e Sedimentologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, pelo estímulo e valiosa orientação durante a elaboração deste trabalho;

— PROF. DR. VIKTOR LEINZ, diretor do Departamento de Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, pela permissão concedida para examinar os testemunhos da sondagem n.º 42, executada pelo Conselho Nacional do Petróleo.

— PROF. DR. VICENTE JOSÉ FÚLFARO, assistente da Cadeira de Estratigrafia e Sedimentologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, pelas críticas e sugestões;

— PROF. DR. ANDRÉ DAVINO, assistente da Cadeira de Geologia Estrutural e Geofísica Aplicada da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, pelas valiosas informações sobre dados gravimétricos;

— PROF. DR. UMBERTO G. CORDANI e PROF. KOJI KAWASHITA do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, anexa à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, pelo fornecimento de dados geocronológicos.

Além disso, é necessário que se estenda os agradecimentos ao Sr. DENIS WILLIAM ABREU DE MENDONÇA, pelo inestimável auxílio prestado durante a confecção das ilustrações, e a tôdas as pessoas que direta ou indiretamente colaboraram para que êste trabalho fôsse concretizado.

2. TRABALHOS ANTERIORES

Os sedimentos da Bacia de Taubaté são conhecidos desde muito tempo, e foram descritos mais ou menos sumariamente pelos primeiros geólogos que percorreram o Brasil pelos meados do século XIX.

O número de trabalhos que versam sobre estes depósitos é muito grande. Como causas determinantes para o aparecimento de muitos trabalhos poderiam ser citados os seguintes fatos:

a) É o principal preenchimento sedimentar cenozóico do Brasil Meridional, razão porque lhe é atribuída uma grande importância geológica.

b) A facilidade de acesso é muito grande, localizada que se acha entre os dois maiores centros urbanos do País.

c) O folhelho pirobetuminoso vem acenando, desde muito tempo, como possível fonte de material para aproveitamento econômico.

d) A espetacular feição estrutural de fossa tectônica moldada em forma de uma depressão retilínea, orientada mais ou menos segundo o alinhamento NE e ENE.

e) Descobertas de grande variedade de fósseis de peixes e outros organismos dentro dos folhelhos pirobetuminosos.

Entre as pesquisas feitas sobre os fósseis ocupam lugar de destaque os trabalhos concernentes aos peixes, sendo estudo pioneiro o de WOODWARD (1898) do British Museum of Natural History. Seguiram-se outros estudos feitos por IHERING (1898), SHAEFFER (1947), SANTOS E TRAVASSOS (1955). Outros autores têm versado sobre os mais variados tipos de fósseis, ainda encontrados nestes depósitos: SHUFELDT (1916) e SANTOS (1950) descreveram vestígios de aves fósseis, ROXO (1937) estudou os crocodilianos, BEURLIN (1950) tratou de alguns restos de crustáceos decápodes, COUTO (1952) identificou mamíferos do grupo dos morcegos (Chiroptera), MAZZALIRA (1956) mencionou uma fauna de crustáceos não determinados — ostracódios.

Outros trabalhos são de cunho geomorfológico, como o de TRICART E SILVA (1959) que descreveram aspectos gerais de sedimentação e tentaram uma interpretação paleogeográfica com base nos conhecimentos anteriores e numa rápida viagem de campo, RICH (1953) tentou elucidar

a gênese da bacia sedimentar e a relação de idade entre os sedimentos e os falhamentos, AB'SABER e BERNARDES (1956) trataram da geomorfologia e evolução geográfica (relêvo, hidrografia) da Bacia de Taubaté.

Sob o aspecto tectônico e geológico podem ser destacados os trabalhos de FREITAS (1956) que descreveu os sedimentos e discutiu a tectônica, além de apresentar um roteiro para excursão geológica; RIBEIRO FILHO (1948) descreveu os caracteres físicos e geológicos; MORAES (1945) que tratou de aspectos genéricos, fez referências à Bacia de Caçapava, descrita por OLIVEIRA (1937). Também pode ser citado o trabalho de REGO (1933) e ligeiras considerações sobre o assunto foram feitas por WASHBURNE (1930).

Sobre os folhelhos pirobetuminosos são encontrados os trabalhos executados por LEONARDOS (1924) e GUIMARÃES (1928). Além disso, têm-se os relatórios internos de companhias que se dedicaram à pesquisa do problema do aproveitamento econômico de rochas pirobetuminosas, estando entre elas o Conselho Nacional do Petróleo e Petrobrás (SIX).

O trabalho mais recente sobre a bacia é de autoria de FRANGIPANI e PANNUTI (1965) que realizaram estudos hidrogeológicos nesta área, entre as cidades de Jacareí e Quiririm.

Além disso, vale a pena ser lembrado um trabalho de pesquisa que considera as possibilidades de aproveitamento industrial de argilas montmorilloníticas, encontradas principalmente na Formação Tremembé (PAIVA NETTO e NASCIMENTO, 1956).

3 SITUAÇÃO GEOGRÁFICA, GEOMORFOLOGIA E CLIMA

O trecho do Vale do Rio Paraíba, ora em estudo, faz parte de um compartimento em forma de "corredor" alongado e estreito que se estende, com a direção geral NE, desde antes de Jacareí até Cruzeiro, ambas cidades do Estado de São Paulo (Ver mapa geológico: figura n.º 1). Este compartimento, com largura variável entre 15 a 20 km, tem um comprimento de aproximadamente 150 km. Compreende o trecho do Rio Paraíba, denominado de curso médio superior (Perfil Longitudinal do Rio Paraíba, de RIBEIRO FILHO, 1948), que tem como extremos as cidades de Guararema (altitude de 570 m) e Cachoeira Paulista (altitude de 513 m). A declividade média neste trecho possui um índice de 0,186 m/km.

Apresenta-se em forma de colinas de 500 a 550 m de altitude, de encostas muito suaves, da bacia sedimentar, entre as quais se acha entalhada, com percurso anastomosante e com largura variável, a planície de inundação moderna do Rio Paraíba. Esta planície de inundação tem, segundo VERDADE e outros (1961), 4 a 6 km de largura entre Jacareí e Pindamonhangaba, diminuindo em todos os locais onde estão implantadas as cidades mais importantes. A seguir estreita-se para quase desaparecer em Guaratinguetá, abrindo-se até um máximo de cerca de 5 km na altura da estação de Canas, fechando-se novamente em Cachoeira Paulista, e deixando uma faixa muito pequena em Cruzeiro. O canal principal do Rio Paraíba, no seu percurso dentro deste trecho, deixa uma faixa bem menor de terrenos sedimentares na sua margem direita, entre as cidades de Jacareí e Aparecida, quando nesta última localidade se encosta no embasamento cristalino da borda SE, assim continuando até o fim dos sedimentos em Cruzeiro. Este conjunto se acha comprimido entre a Serra da Mantiqueira a NW, que atinge de 1.200 até 2.000 m e as Serras de Quebra Cangalha e Bocaina a SE, que oscilam entre 800 e 1.000 m de altitude. ✕

Como já foram reconhecidas por AB'SABER e BERNARDES (1956), e são facilmente constatadas no campo, as formas de colinas moldadas nos sedimentos antigos da Bacia de Taubaté não são uniformes. Segundo estes autores três são os principais domínios de formas topográficas. Desde o km 357 da Rodovia Presidente Dutra, onde têm início os sedimentos, até pouco além da cidade de Jacareí, local em que o Rio Paraíba penetra atu-

almente na Bacia de Taubaté, são vistas as mais altas colinas sedimentares que, se não fôra a abertura dos cortes da rodovia, seria impossível distingui-las dos morros que constituem os primeiros contrafortes das serranias do embasamento cristalino. Além disso, o padrão de drenagem, essencialmente dendrítico, não apresenta qualquer diferença entre a área sedimentar e cristalina. Desde pouco antes de São José dos Campos até a cidade de Pindamonhangaba as colinas são mais extensas e suavizadas, e segundo AB'SABER e BERNARDES (1956) seriam um platô que caracterizaria o nível superior de sedimentação da área. Esta área é dissecada por cursos de água que, via de regra, sem muitos afluentes, vão desaguar no Rio Paraíba. Assim o padrão de drenagem é nitidamente diferenciado daquele encontrado no cristalino. Há um último trecho de colinas muito suavizadas, dando um aspecto de tabuleiros, que começando na região de Roseira-Tremembé vai até as proximidades de Cruzeiro. Nesta região também a rede hidrográfica se assemelha com aquela da área anterior.

Quanto ao clima atual do Vale do Paraíba, no trecho da Bacia de Taubaté, com respeito à pluviosidade, o Atlas Pluviométrico do Brasil acusa no período de 1914-1938 isoietas anuais, cujos valores estão entre 1.000 e mais de 1.500 mm, cifras estas que permitem enquadrá-lo entre as regiões mais chuvosas do Brasil. O mapa n.º 15 (do Atlas supracitado) abrange trechos dos Vales do Tietê e Paraíba, bem como parte da Serra da Mantiqueira, permitindo verificar serem maiores as precipitações no alto da Serra do Mar do que no da Mantiqueira, apesar da altitude mais elevada desta. Além disso, isoietas anuais de 1.000 a 1.250 mm, no citado período, delimitam três manchas de menor pluviosidade, compreendidas entre Parateí e Eugênio de Melo (cêrca de 750 km²), Tremembé a Aparecida (cêrca de 400 km²) e margem esquerda do Rio Paraíba, antes de atingir Guararema (cêrca de 450 km²). Estas ilhas de menor precipitação anual são mencionadas também por SCHRÖDER (in VERDADE e outros, 1961), como áreas de precipitação menor que 1.100 mm anuais, e não diferem substancialmente das acima mencionadas.

SETZER (in VERDADE e outros, 1961) classifica o clima da Bacia de Taubaté, baseado em KÖPPEN, de quente com inverno sêco (Cwa). O clima do subtipo Cwa caracteriza-se por apresentar no mês mais sêco, chuva inferior a 30 mm, e temperatura superior a 20°C no mês mais quente e inferior a 18°C no mês mais frio.

4. GEOLOGIA GERAL

Aqui serão vistos os aspectos gerais das unidades geológicas que compõem a área em estudo.

Os sedimentos aluvionares, de idade quaternária (recente), de deposição do Rio Paraíba e seus tributários, e as rochas do embasamento cristalino não constituem propriamente o objetivo deste estudo. De modo que serão apresentadas as descrições baseadas em observações de outros autores. Essas partes foram incluídas para a caracterização das mesmas, porque foram representadas no mapa geológico da bacia, e para dar seqüência ao trabalho.

4.1 — EMBASAMENTO CRISTALINO

O mapa geológico do Estado de São Paulo (1963) mostra para a região que circunda a Bacia de Taubaté, rochas metamórficas do Complexo Brasileiro, de idade precambriana, constituídas de gnaisses e micaxistos como rochas predominantes, perfazendo cerca de 65% do perímetro da bacia. Segundo FREITAS (1956) o gnaissé predominante é o “fitado, de cor cinzenta, com leitos claros de quartzo e feldspato alternados irregularmente com leitos menores de biotita” ALMEIDA (1964) descreve dois tipos principais de gnaisses, um tipo intensamente granitizado como ocorre no Vale do Parateí, e outro micáceo, de caráter leptinítico, que é o mesmo chamado de “fitado” pelo autor anterior, e considera o segundo como tipo predominante nos morros cristalinos.

Ainda, de acordo com o mapa supramencionado, seguem-se em ordem de importância pela extensão do perímetro de contato, rochas do Precambriano não discriminado, com 30%, granitos e granitos gnaissificados anteriores ao Grupo São Roque com 5% e micaxistos de idade precambriana média com 2% de perímetro aproximado da bacia.

Segundo dados recentes de CORDANI e outros (1968) a faixa de rochas metamórficas, denominada cinturão do Paraíba, apresenta idade primária de cerca de 600 milhões de anos, segundo determinações feitas, pelo método do Rb/Sr, nas amostras de rocha-total.

Acredita o autor que as cifras acima, de comprimentos do perímetro do contôrno atual da bacia (não muito diferentes da época de deposição, devido à idade relativamente nova), sejam importantes, porque explicariam a constituição mineralógica predominante dos sedimentos que preenchem esta bacia.

Segundo ALMEIDA (1964), ocorrências de mármore dos municípios de Cruzeiro, Lavrinhas, Santa Izabel, Barreiro e Taubaté, assim como algumas de quartzitos, são de pequeno significado. Vários diques de diabásio atravessam os gnaisses, paralelamente às suas direções, mas sem formarem elevações topográficas significativas, como freqüentemente soem acontecer quando êles atravessam terrenos sedimentares (FÚLFARO e SUGUIO, 1967).

4.2 — SEDIMENTOS ANTIGOS

Êstes sedimentos, de idade controvertida, entre o fim do Terciário e início do Quaternário, constituem o objetivo dêste estudo. Êles foram descobertos por DERBY (1895) e levantados por FLORENCE e PACHECO (1907). O contôrno foi grosseiramente representado no mapa geológico do Brasil de BRANNER (1918), e posteriormente com maior detalhe em um mapa geológico da Comissão Geográfica e Geológica, que acompanha o relatório de WASHBURNE (1930). Depois disso, o trabalho mais recente consiste de um mapa geológico parcial, entre Jacareí e Quiririm, feito por FRANGIPANI e PANNUTI (1965).

Parece que em 1930, WASHBURNE já reconhecia claramente a existência de dois pacotes sedimentares, quando observa: “Ela consiste principalmente de areias não consolidadas, seixos e argilas de origem fluvial. A parte inferior da formação é em sua maior parte argila não consolidada de côres variegadas, com camadas locais de linhito e folhelho petrolífero” Mas o têrmo “formação” não foi utilizado com o significado normalmente atribuído pelo Código Estratigráfico. Além disso, êle descreve as côres variegadas dos sedimentos argilosos em tais palavras que o leitor tem a impressão de se tratarem de primárias. A mesma impressão, de as côres variegadas serem primárias, se tem quando se lê o trabalho de FRANGIPANI e PANNUTI (1965) que na página 41 escrevem: “Os sedimentos esverdeados surgem após a falha reversa do km 357 da Rodovia Presidente Dutra, e se estendem até a várzea do Rio Paraíba onde desaparecem, pouco além da entrada de Jacareí. Os mesmos sedimentos foram encontrados, durante o levantamento geológico, capeando o gnaisse em vários trechos, não sendo observados em nenhum outro ponto. Êste fato de o sedimento estar sempre em contato com o gnaisse parece ser uma prova de que o mesmo foi o primeiro a ser depositado diretamente acima do embasamento cristalino.” Como posteriormente será visto neste estudo, pôde-se

chegar à conclusão de que a côr variegada não é privilégio da formação soto-posta, e quase tôdas as côres variegadas são resultados de intemperismo atual.

Por um ou por outro método, nem sempre claramente delineados, vários autores têm reconhecido a ocorrência de duas formações geológicas (WASHBURNE, 1930; ALMEIDA, 1955; FREITAS, 1956; AB'SABER e BERNARDES, 1956; TRICART e SILVA, 1959; ALMEIDA, 1964; SETZER, in FRANGIPANI e PANNUTI, 1965; FRANGIPANI e PANNUTI, 1965, e outros).

Neste trabalho será mantida a subdivisão em duas unidades litoestratigráficas que foram também reconhecidas pelo autor. Por questão de prioridade, e porque não foi encontrada qualquer razão para modificações, aqui serão mantidos os nomes: *Formação Tremembé*, para a unidade inferior, caracterizada pelos folhelhos pirobetuminosos e fósseis, proposto por ALMEIDA (1952) e, *Formação São Paulo*, para a superior, formada de argilitos, folhelhos, arenitos e conglomerados, nome usado pela primeira vez por REGO (1943). O nome Formação São Paulo foi atribuído através de correlações de bases litológicas e no pressuposto de que as bacias de Taubaté e São Paulo estivessem, em tempos idos, unidas de modo que houvesse continuidade geográfica de sedimentos. MEZZALIRA (1962) propõe a denominação de Série Taubaté (mais convenientemente Grupo Taubaté) para o conjunto das duas formações, de acôrdo com FLORENCE e PACHECO (1907).

Acima foi visto que a côr dos sedimentos não constitui caráter distintivo entre as duas formações. Então, em seguida, serão apresentados alguns critérios que o autor achou serem válidos para o reconhecimento das duas unidades, quando presentes:

Características	Formação São Paulo	Formação Tremembé
Textura dos sedimentos	Mais grosseira	Mais fina
Forma dos litossomas	Mais lenticulares	Mais persistentes
Fósseis	Ausentes	Presentes
Situação topográfica	Mais alta	Mais baixa
Minerais pesados(?)	Menos granada	Mais granada
Minerais de argila(?)	Menos montmorillonita	Mais montmorillonita

Os dois últimos itens carecem de informações suficientes para generalizações, então foram citados muito duvidosamente.

Além disso, as duas formações são, quase sempre, separadas por uma camada conglomerática. Este fato é reconhecido, tanto em afloramentos (km 333,0 da E.F.C.B.), como em subsuperfície (Correlações de sondagens: Perfis geológicos n.º 1 e n.º 2 — figuras 28a e 28b; perfis de poços de FRANGIPANI e PANNUTI, 1965, p. 20-23).

Na superfície aflora praticamente só a Formação São Paulo, e devido às dificuldades na delimitação das raras e pequenas manchas da Formação Tremembé, estas formações são representadas conjuntamente no Mapa Geológico (Figura n.º 1) sob o nome de *sedimentos antigos*.

Como fato mais notório dos sedimentos antigos que preenchem a Bacia de Taubaté, vale a pena ser mencionada a ocorrência de folhelhos pirobetuminosos. Estas rochas sedimentares vêm chamando a atenção de muitos pesquisadores, desde os primórdios do descobrimento desta bacia, voltados para as possibilidades de aproveitamento econômico para a extração do betume e gás (WHITE, 1907, in WASHBURNE, 1930; LEONARDOS, 1924; GUIMARÃES, 1928; WASHBURNE, 1930; Relatórios anuais do Diretor do Conselho Nacional do Petróleo: 1949, p. 46-48; 1950, p. 48-53; 1951, p. 221-234.).

Segundo RIBEIRO e outros (1964) a primeira concessão de lavra desses folhelhos coube a um escocês de nome CARLOS NORMATON em 1881. Depois disso, várias companhias vêm tentando desenvolver um processo mais adequado de industrialização, estando entre elas a Petrobrás (SIX), que atualmente está dando prioridade para os folhelhos pirobetuminosos da Formação Irati do Permiano da Bacia do Paraná, que são de superior qualidade.

São grandes as potencialidades econômicas desse depósito pelo seu volume de betume contido. Não há dúvida de que sua importância econômica é acrescida pela excelente posição geo-econômica, seguindo, assim, em importância, os depósitos da Formação Irati. A reserva total calculada de folhelho pirobetuminoso seria o suficiente para produzir 5 bilhões de barris, da qual poderiam ser explorados economicamente 1 bilhão e 850 milhões de barris (RIBEIRO e outros, 1964).

Os folhelhos pirobetuminosos são muitas vezes erroneamente denominados de xistos betuminosos.

✧ 4.3 — SEDIMENTOS ALUVIONARES (RECENTES)

Os sedimentos aluvionares recentes foram depositados em planícies de inundação em três degraus fisiográficos, definidos pelos correspondentes níveis de terraços. De baixo para cima os seguintes níveis são reconhecidos:

- | | |
|---------------------------|---------------------------------|
| 3 — 20 a 25 m | (Segundo AB'SABER e BERNARDES, |
| 2 — 10 a 15 m | 1956; FREITAS, 1956 e VERDADE e |
| 1 — Nível da várzea atual | outros, 1961). |

A grosso modo a planície de inundação do Rio Paraíba, na área estudada, e tributários pode ser dividida em três regiões, a primeira com-

preendida entre Jacareí e os limites do município de Caçapava, a segunda dêste local até a cidade de Guaratinguetá e a terceira, do último ponto até a cidade de Cruzeiro (VERDADE e outros, 1961). Na primeira são comuns sedimentos argilosos, solos originários de acúmulos de restos orgânicos. Na última região predominam sedimentos grosseiros. A segunda região, intermediária, apresenta características conjuntas dos extremos, isto é, sedimentação superficial predominantemente argilosa e acúmulo de matéria orgânica em algumas partes.

Na área de sedimentos que constituem as aluvisões recentes da Bacia de Taubaté o fato que sobressai é justamente a existência dessas bacias orgânicas (turfeiras). Essas bacias orgânicas já mereceram estudo genético bastante interessante, efetuado por VERDADE e HUNGRIA (1966). Segundo êles a bacia orgânica mais importante, situada entre São José dos Campos e Caçapava, possui extensão longitudinal de 15,9 km e a espessura da camada orgânica chega a 11 m de profundidade. Elas seriam formadas pela acomodação lenta de estratos sedimentares inorgânicos, que daria origem à depressão para o assoreamento orgânico.

Os sedimentos aluvionares recentes estão sendo objeto de estudo geomorfológico mais detalhado por parte de AB'SABER e seus auxiliares.

5 BASES PARA O MAPA GEOLÓGICO

O intemperismo das rochas na área estudada é profundo, principalmente em virtude da alta pluviosidade, aliada a outros fatores climáticos. WASHBURNE (1930), ao estudar a geologia do Estado de São Paulo, reconhecia as dificuldades inerentes ao problema, quando da elaboração do mapa geológico, e frisava a necessidade, em muitos casos, de contribuição da pedologia.

FRANGIPANI e PANNUTI (1965), ao pesquisarem os recursos hidrogeológicos da Bacia de Taubaté, entre Jacareí e Quiririm, reconheceram também a grande ajuda que a pedologia poderia prestar nos trabalhos de reconhecimento dos limites aproximados das unidades geológicas. De um modo geral, toda a área está coberta de solo e a posição mais precisa dos contadores dos sedimentos antigos com o embasamento cristalino não pode ser reconhecida em toda a extensão sendo, portanto, inferida em grande parte. A separação das várzeas atuais também foi feita, e consideradas como superpostas aos sedimentos antigos. No início aqueles autores haviam programado uma separação das áreas argilosas e arenosas mas, não somente a notável variação faciológica, mas também a cobertura de materiais formados pela mistura de vários outros, impossibilitaram o reconhecimento do verdadeiro caráter das diversificações do material subjacente. Então, eles utilizaram os dados do levantamento de reconhecimento de tipos de solos da Bacia de Taubaté (VERDADE e outros, 1961), e elaboraram, além de um mapa geológico, com a ajuda de suas observações de campo, um mapa de variações texturais dos solos (áreas arenosas e argilosas) com dados adaptados do estudo pedológico, entre Jacareí e Taubaté.

O autor do presente trabalho tomou como base o mapa geológico elaborado pelos pesquisadores supramencionados, até a área de Taubaté, e complementou o estudo abrangendo até Cruzeiro, com dados pedológicos de VERDADE e outros (1961) adaptados, com controle de campo de cerca de 30 observações de contatos, principalmente da passagem de sedimentos para o embasamento cristalino.

A fim de confeccionar o mapa-base para lançar os dados geológicos apresentados neste trabalho, foram utilizados: mapa geológico parcial de FRANGIPANI e PANNUTI (1965) desde Jacareí até Taubaté, escala 1:50.000; mapa topográfico escala 1:50.000 de redução realizada no IGG

(Instituto Geográfico e Geológico) a partir de fôlha do levantamento aerofotogramétrico, escala 1:10.000 (1957) do DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica) abrangendo desde Taubaté até pouco além de Guaratinguetá; o restante da área estudada, desde além de Guaratinguetá até Cruzeiro, e também um trecho antes de Jacareí, foi coberto pelas fôlhas topográficas do IGG (escala = 1:250.000) e mapas do levantamento de solos do Instituto Agrônômico de Campinas, de VERDADE e outros, 1961. Nos casos de dúvidas foram consultadas as fôlhas do DAEE, escala 1:10.000.

5.1 — TIPOS DE SOLOS DA BACIA DE TAUBATÉ

O trabalho de reconhecimento de solos, de autoria de VERDADE e outros (1961), teve em vista a determinação das características físicas e químicas dos diferentes tipos e distribuição aproximada em área de cada um deles. Este levantamento foi efetuado com a finalidade de fornecer dados para o planejamento geral de irrigação e drenagem.

As categorias de solos foram estabelecidas até séries monotípicas (tipos de solos), e usando-se um mapa-base na escala 1:100.000 foram delimitadas no campo até as unidades chamadas de associações de séries. Estes trabalhos vêm tendo prosseguimento no Instituto Agrônômico de Campinas com o levantamento detalhado delimitando em mapas na escala 1:10.000, as séries monotípicas.

As associações de séries, que constituem as unidades empregadas no levantamento, compreendem solos de um grupo, desenvolvidos em materiais de mesma origem geológica e reunidos segundo as texturas dos horizontes *A* e *B*. Justamente, neste critério, adotado para execução de mapa de solos da Bacia de Taubaté, se baseia o mapa geológico aqui apresentado, com as necessárias adaptações, com observações de campo do autor.

As unidades tipos assim delimitadas formam as seguintes associações de séries, que se acham acompanhadas de suas características texturais e interpretações quanto à possível derivação dos mesmos:

SEDIMENTOS ANTIGOS

Associação de séries A — São solos de textura argilosa, com horizonte *B* friável (Originários de sedimentos argilo-arenosos do chamado Terciário).

Associação de séries B — Apresenta textura grossa na superfície e argilosa em profundidade (Solos de sedimentos arenosos que cobrem camadas argilosas).

Associação de séries C — Textura grossa na superfície e argilosa na profundidade (Derivados de sedimentos argilo-arenosos do chamado Terciário, porém com menos argila do que os pertencentes à associação A).

Associação de séries D — São solos de textura argilosa, de perfil pouco profundo, aparecendo dentro de 1 m o material original, argilitos variegados dos sedimentos antigos (Originários dos argilitos dos sedimentos antigos).

Associação de séries E — Solos arenosos e argilosos, de drenagem má (Originados de materiais de origem recente e do chamado Terciário).

Associação de séries P — Solos arenosos que aparecem ao sul da cidade de São José dos Campos, formando platôs, correspondente ao nível superior dos depósitos de sedimentos antigos.

SEDIMENTOS RECENTES (Aluviões)

Aqui foram distinguidas 3 variedades diferentes:

De terraços —

Associação de séries F — Solos de textura média até grosseira (seriam as várzeas mais antigas do Rio Paraíba).

De aluvião —

Associação de séries G — Solos de textura argilosa e materiais grosseiros (ocupa a quase totalidade das várzeas).

Associação de séries H, I e J — Solos de texturas variadas (argilosos na superfície, areno-argilosos e arenosos na base).

Associação de séries R — Constituídos de associações *H, I e J*, porém em partes altas não atingidas pelas inundações.

Associação de séries S — Solos argilosos (idênticos às séries de associação *G*).

De "bog" —

Associação de séries M — Solos orgânicos (classificados como "bog" e "meio bog" — resultantes do acúmulo de matéria orgânica em ambiente redutor).

EMBASAMENTO CRISTALINO

Associação de séries N — Solos argilosos (derivados de micaxistos e gnaisses micáceos).

Associação de séries O — Solos argilosos (derivados de rochas metamórficas; não foram registrados casos ligados a granitos).

“SEDIMENTOS TERCIÁRIOS” — EMBASAMENTO CRISTALINO

Complexo de solos Q — Constituído de séries *A* e *N*, não delimitáveis no campo (mistura de características de *A* e *N*).

Como se pode verificar na relação acima, os autores do trabalho tentaram estabelecer a derivação dos solos que constituem as séries monotípicas. Embora para o fins propostos no trabalho supracitado, estas subdivisões possam abranger até as variações dentro das unidades geológicas fundamentais que constituem a Bacia de Taubaté, pois elas foram baseadas não somente nas características texturais, mas também nas propriedades físicas e químicas, que interessam aos problemas ligados à agricultura, o mesmo não pode ser feito em relação à delimitação das variações faciológicas dos sedimentos. Então, as diversas associações de séries foram agrupadas apenas em 3 unidades litoestratigráficas e os limites das mesmas foram estabelecidos, conforme o mapa de solos na escala 1:100.000 modificado, com controle de observações de campo efetuadas pelo autor. Desta maneira foram delimitadas as áreas dos sedimentos antigos (Formação Tremembé e Formação São Paulo), das aluviões recentes (do Rio Paraíba e seus tributários) e do embasamento cristalino.

6 MEDIDAS DE SECÇÕES E AMOSTRAGEM DOS SEDIMENTOS

6.1 — SECÇÕES COLUNARES

Foram levantadas 28 secções colunares isoladas, em seqüências sedimentares expostas, principalmente em cortes de rodovias, praticamente todas em afloramentos da Formação São Paulo, já que a Formação Tremembé raramente é verificada na superfície.

As altitudes (acima do nível do mar) foram determinadas com o altímetro Paulin, para as bases das secções, referidas às estações ferroviárias. As espessuras dos diversos estratos foram medidas com trenas em unidades de menos de 1,50 m de espessura, e por nivelamentos sucessivos com o auxílio do clinômetro da bússola Brunton ou clinômetro de Abney, quando as camadas eram mais espessas, conforme o método de HEWETT (KOTTLOWSKI, 1965). Para o cômputo das espessuras pelo nivelamento, as camadas foram consideradas horizontais.

A classificação textural dos sedimentos durante as descrições de campo foi efetuada com uma escala de Wentworth comparativa, confeccionada pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (U.S.G.S.), em que as diferentes granulações da fração areia são coladas em um cartão de papel, permitindo um rápido confronto visual sob uma lupa de mão. Para as descrições das côres dos sedimentos foi usada a “tabela de côres de rochas” (rock color chart) da Sociedade Geológica da América (G.S.A. — Second Printing, 1951). Estas escalas permitiram padronizar as descrições de campo durante as medidas das secções colunares, e também nas coletas de amostras isoladas.

Além disso foram verificados os detalhes de passagem (brusca ou transicional) de uma camada para outra, e as modificações texturais dentro de uma camada. Foram coletadas nas principais mudanças litológicas notáveis dentro de uma secção colunar.

As 28 secções colunares amostradas estão distribuídas da seguinte maneira: 10 em Jacareí, 8 em Taubaté e 10 em Guaratinguetá, conforme as três regiões em que foi dividida arbitrariamente a área estudada. Estas secções tiveram como finalidade, estabelecer exatamente a situação estratigráfica (vertical) e geográfica (horizontal) das amostras coletadas. Per-

mitiram também efetuar verificações mais cuidadosas de composição, textura, estrutura, coloração e outros detalhes dos sedimentos. Além disso permitiram visualizar aproximadamente a variação faciológica (textural) das 3 regiões, a partir do cálculo da razão arenito/folhelho. No cálculo desta razão, além das 28 secções colunares supra citadas, foram incluídas outras 7 sem amostragem, localizadas em cortes da E.F.C.B. (ramal de Parateí) entre o km 410 e 434, e as secções colunares medidas para efeito de construção das secções geológicas n.º 1 e n.º 2, sendo estas em número de 27

As 28 secções colunares medidas com amostragem podem ser vistas no anexo I: figuras I-1 a I-28, e as respectivas localizações geográficas no mapa geológico (figura n.º 1).

6.2 — SECÇÕES GEOLÓGICAS

As secções colunares têm a vantagem de mostrar os detalhes das seqüências estratigráficas, porém não permitem visualizar as variações laterais das diferentes unidades. Então, foram executadas medições de 4 secções geológicas em cortes de estradas, justamente com a finalidade de mostrar o comportamento lateral das camadas.

As secções geológicas n.º 1 e n.º 2 (ver anexo II: figuras II-1 e II-2) mostram aspectos da Formação São Paulo, antes de atingir Jacareí (rumo São Paulo — Rio de Janeiro). Aqui também foram medidas, 14 e 13 secções colunares, respectivamente nas secções geológicas n.º 1 e n.º 2; equidistantes entre si, que permitiram não somente localizar exatamente os pontos de amostragem, como também obter a configuração das camadas no plano do corte da rodovia. A foto n.º 1 mostra o aspecto do corte, onde foi efetuada a secção geológica n.º 2.

Na secção geológica n.º 3 (ver anexo II: figura II-3), as dimensões dos corpos de arenitos e argilitos foram medidas com trena. Este afloramento certamente deve representar a Formação Tremembé, já que o argilito se mostrou abundantemente fossilífero (ostrocódios), pois sabe-se que a Formação São Paulo é afossilífera. Na Formação Tremembé as camadas argilosas são bastante persistentes, como mostram as figuras n.º 28 a e n.º 28b, mas os corpos de arenito intercalados, esporadicamente, são irregulares e descontínuos. A lenticularidade das camadas de arenito é fato aqui também constatado. No argilito foram encontrados “tubos de vermes” (foto n.º 2).

A secção geológica n.º 4 é maior (ver anexo II: figura II-4). As distâncias foram aqui medidas com o velocímetro do jipe e o nivelamento efetuado com o altímetro Paulin. Representam manchas de sedimentos arenosos, muito feldspáticos, que foram preservados em reentrâncias do gnaisse, outro fato que parece sugerir a irregularidade da superfície do embasamento cristalino sobre a qual foram depositados os sedimentos.

7 ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

7.1 — AMOSTRAGEM

As amostras, do tipo pontual, foram colhidas nas principais unidades litológicas, durante as medidas das secções colunares e geológicas. Quando foi verificada uma diferenciação textural muito proeminente dentro de uma camada, foram tomadas duas amostras da mesma, uma no topo e outra na sua base. Conforme a localidade de coletas das amostras, distribuídas pelas três regiões em que foi dividida a área estudada, foram atribuídas as letras *J*, *T* ou *G*, respectivamente, Jacareí, Taubaté e Guaratinguetá, precedendo as numerações respectivas. O peso inicial das amostras colhidas foi de aproximadamente 500 gramas.

As localizações geográficas e estratigráficas das amostras podem ser verificadas nas secções colunares e secções geológicas (anexos I e II), que por sua vez se acham indicadas no mapa geológico da bacia.

Além das supra citadas, foram coletadas amostras pontuais esparsas em pontos indicados no mapa geológico com o prefixo ST (estação), e relacionados abaixo:

PONTO	LOCALIZAÇÃO	AMOSTRA
ST-1	Rodovia Presidente Dutra (km 292,0) 1 km a partir da entrada de Quiririm, rumo São Paulo	T3
ST-2	Rodovia Presidente Dutra (km 293,4) 2,15 km a partir da entrada de Quiririm, rumo São Paulo	T4 e T5
ST-3	Rodovia Presidente Dutra (km 292,0) 1 km a partir da entrada de Quiririm, rumo São Paulo	T6 e T7
ST-4	Rodovia Presidente Dutra (km 292,0) 1,0 km a partir da entrada de Quiririm, rumo São Paulo	T8
ST-5	Rodovia Presidente Dutra (km 295,5) 4,5 km a partir da entrada de Quiririm, rumo São Paulo	T16

PONTO	LOCALIZAÇÃO	AMOSTRA
ST-6	Estrada Caçapava-Monteiro Lobato 3,8 km a partir da ponte do rio Paraíba em Caçapava	T28
ST-7	Estrada Caçapava-Monteiro Lobato 6,4 km a partir da ponte sobre o Rio Paraíba em Caçapava, rumo M. Lobato	T33 e T34
ST-8	Rodovia Presidente Dutra (km 291,6) 600 m após entrada de Quiririm, rumo São Paulo	T35
ST-9	Estrada Caçapava-Caçapava Velha-Taubaté, 6 km a partir da Rod. Pres. Dutra e 800m após Caçapava Velha	T47
ST-10	Estrada Caçapava-Caçapava Velha-Taubaté 10,4 km da Rodovia Pres. Dutra e 4,4 km de Caçapava Velha	T48 e T49
ST-11	Estrada Caçapava Velha-Taubaté 6,6 km da Rodovia Pres. Dutra Entrada da Fazenda Conceição)	T50
ST-12	Ligação Tremembé à estrada Pindamonhangaba-Sto. Antônio do Pinhal (km 172,3)	G1 e G2
ST-13	Estr. Pindamonhangaba-Campos do Jordão 9,4 km após cruzamento da estrada para Sto. Antônio do Pinhal	G3 e G4
ST-14	Estr. Pindamonhangaba-Sta. Cruz Grande-Guaratinguetá; 12 km após cruzamento com Rod. Pindamonhangaba-C. do Jordão	G5 e G6
ST-15	Estrada Pindamonhangaba-Rod. Pres. Dutra 500 m antes da rodovia Pres. Dutra	G7
ST-16	Rod. Presidente Dutra (km 272,1) 700 m após a entrada de Pindamonhangaba rumo São Paulo	G11
ST-17	Guaratinguetá (Estádio Municipal)	G16
ST-18	Estrada Guaratinguetá-Colônia Piagui 5,5 km a partir da ponte velha do rio Paraíba em Guaratinguetá	G24 e G25 (Fm. Tremembé?)
ST-19	Estrada Guaratinguetá-Colônia Piagui-Lorena; 2,6 km após cruzamento na Colônia Piagui	G26 e G27 (F. Tremembé?)
ST-20	Estrada Lorena-Piquete (km 70) 100 m antes do cruzamento com a ferrovia Lorena-Piquete	G32

PONTO	LOCALIZAÇÃO	AMOSTRA
ST-21	Estrada Bela Vista-Embaú Velho 12 km após cruzamento com a estrada Lorena-Piquete	G33
ST-22	Estrada Bela Vista-Embaú Velho 200 m antes de Embaú Velho	G34
ST-23	Estrada Bela Vista-Embaú Velho 200 m após Embaú Velho	G35 e G36
ST-24	Estrada Cachoeira Paulista-Cruzeiro (antiga estrada do Rio de Janeiro, interrompida) 4 km após ponte do rio Paraíba em Cachoeira Paulista	G37
ST-25	Estrada Cruzeiro-Cachoeira Paulista 3,3 km do cruzamento estrada Cruzeiro-Túnel	G39 e G40

Essas amostras, incluindo aquelas coletadas em locais das secções colunares isoladas, secções geológicas e em pontos esparsos distribuídos pela Bacia de Taubaté, perfazem um total de 171, distribuídas da seguinte maneira: 60 na região de Jacareí; 59 na região de Taubaté e 52 na região de Guaratinguetá.

Embora tenham sido feitas algumas centenas de furos de sondagem para pesquisas de folhelho pirobetuminoso, não somente pelo Conselho Nacional do Petróleo e Petrobrás, mas também por diversas companhias particulares, entre Quiririm e Roseira; e mais de uma centena de poços para pesquisa de água subterrânea distribuídos pela bacia inteira, não foi possível obter amostras da Formação Tremembé, junto a essas companhias. Então, somente uma sondagem, efetuada pelo Conselho Nacional do Petróleo em 1951 no município de Tremembé, a sondagem n.º 42, cujas amostras estão armazenadas no Departamento de Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, permitiram um exame mais cuidadoso das características da Formação Tremembé. Entretanto, como, quase a seqüência toda era constituída de sedimentos argilosos e sílticos, foram feitas análises e observações não ligadas à granulometria das amostras.

7.2 — FINALIDADES E MÉTODO

Essas análises tiveram a finalidade principal de estabelecer as classes texturais para a caracterização dos tipos e a variação da distribuição dos mesmos nos sedimentos da Bacia de Taubaté, principalmente na Formação São Paulo, já que somente cerca de 10 amostras coletadas pertencem à Formação Tremembé, algumas muito duvidosamente.

O método seguido nas análises granulométricas foi o da pipetagem e peneiramento. Como pêso inicial para análise granulométrica foram utilizadas aproximadamente 50 gramas para materiais argilosos e silticos, e de 60 até 100 gramas para materiais arenosos e conglomeráticos. Para decantação foram usadas provetas graduadas com capacidade para 500 ml, e pipetas "Andreasen" de 10 ml para amostrar as suspensões das várias frações. As partículas menores do que 0,004 mm ($+ 8 \phi$) não foram separadas em frações menores, isto é, foram consideradas como parte integrante de uma única classe.

Normalmente os materiais eram isentos de cimento, sendo a consistência dada somente pela matriz argilosa freqüentemente presente, mesmo nos arenitos mais grosseiros. Então para auxiliar o processo de desagregação foi utilizada água oxigenada de 10 a 20 volumes de concentração. Para maiores detalhes sobre o comportamento dos sedimentos argilosos, quando tratados com água oxigenada, ver WEIHMANN (1955). A água oxigenada possui uma reação fracamente ácida, razão por que a argila desagregada por este método fica normalmente floculada. Então, para desflocular o material, antes da pipetagem, foi usado pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) em concentração 1/10 N.

Na fase de peneiramento, para obtenção de maior precisão nos cálculos estatísticos granulométricos, que serão posteriormente executados, alguns autores recomendam o emprêgo de peneiras com intervalos sucessivos de $1/4 \phi$. Aqui, as análises não foram encaminhadas com tanta precisão, já que não se pretende atribuir tal importância à granulometria neste trabalho, limitando-se a fazer correlações dos valores encontrados, dentro da Bacia de Taubaté, entre as três regiões em que foi dividida a área estudada. Os seixos maiores de 4,000 mm de diâmetro foram enquadrados em única classe. As diferentes classes da fração areia foram guardadas para o estudo dos minerais pesados contidos nestes sedimentos.

Os dados analíticos obtidos através da realização das análises granulométricas foram representados de duas maneiras: (a) diagramas triangulares e (b) curvas acumulativas. Os diagramas triangulares usados são baseados no de SHEPARD (1954), modificados por BIGARELLA e SALAMUNI (1962). O triângulo equilátero é dividido em 3 áreas correspondendo aos campos de argila, silte e areia. Estas divisões principais, simétricas entre si, são por sua vez subdivididas de modo a atender às necessidades de nomenclatura de amostras de composição mista que, por sinal, são as mais comuns. As curvas acumulativas foram construídas em papel de probabilidade aritmética, e estas permitiram calcular os dados estatísticos para correlacionar os dados texturais das amostras colhidas ao longo da bacia. Os parâmetros calculados foram baseados no esquema fornecido por BIGARELLA e SALAMUNI (1962). Então, embora correlações entre bacias não sejam tentadas neste trabalho, permitirá um rápido confronto com os dados conhecidos da Bacia de Curitiba.

7.3 — DADOS ESTATÍSTICOS

7.3.1 — Diagramas triangulares — Tipos de sedimentos

Nos diagramas triangulares (figuras 2a, 2b e 2c) foram representados os tipos de sedimentos, lançados conforme os diversos campos estabelecidos por BIGARELLA e SALAMUNI (1962). Além disso foi incluído um quarto fator, que enquadra as partículas maiores que 2,000 mm de diâmetro (maior que areia), compreendendo os grânulos e seixos. Assim, estão representados os sedimentos com granulação de areia, silte ou argila por meio de símbolos adequados para distinguir em cada caso, as amostras que são conglomeráticas (1 a 5% de partículas maiores que 2,000 mm); muito conglomeráticas (5 a 10% de partículas maiores que 2,000 mm) e conglomerados quando possuem mais de 10% de partículas maiores que 2,000 mm. O limite superior de mais de 10% de partículas maiores que 2,000 mm para as rochas sedimentares passarem a se chamar de conglomerados, foi estabelecido por PETTIJOHN (1957). As diferentes classificações de amostras com menos de 10% dessas partículas foram estabelecidas pelo autor, para subdividir e assim melhor caracterizar os sedimentos mais grosseiros da Formação São Paulo, na Bacia de Taubaté.

Na figura n.º 3 estão representadas as freqüências de tipos de sedimentos da Formação São Paulo, conforme a classificação baseada nos diagramas triangulares. Entre as 171 amostras analisadas foram estabelecidos 14 tipos diferentes que são: conglomerado, arenito muito conglomerático, arenito conglomerático, arenito, arenito siltico, arenito argiloso, arenito siltico-argiloso, siltito arenoso, siltito argiloso, siltito areno-argiloso, argilito, argilito arenoso, argilito siltico e argilito siltico-arenoso.

Os tipos de sedimentos da Bacia de Taubaté (Formação São Paulo) apresentam uma distribuição similar à da classe modal dos sedimentos, isto é, os tipos mais freqüentes se situam dentro da fração areia nas três regiões, sobressaindo também os sedimentos argilosos, principalmente na região de Taubaté.

7.3.2 — Curvas acumulativas — Correlações estatísticas

A partir das curvas acumulativas das 171 amostras analisadas, foram calculados os seguintes parâmetros estatísticos: diâmetro mediano (Md_{ϕ}) e diâmetro médio aritmético (M_{ϕ}), desvio aritmético (QD_{ϕ}) e desvio geométrico dos quartéis ($QDg = S_{\phi}$), desvio padrão (σ_{ϕ}) e primeira assimetria (α_{ϕ}). Em todos êsses cálculos foram feitas extrapolações das curvas até 1 ϕ , se estas fôsem suficientes, para encontrar os valores procurados nas curvas acumulativas, quando necessárias. Como na maioria

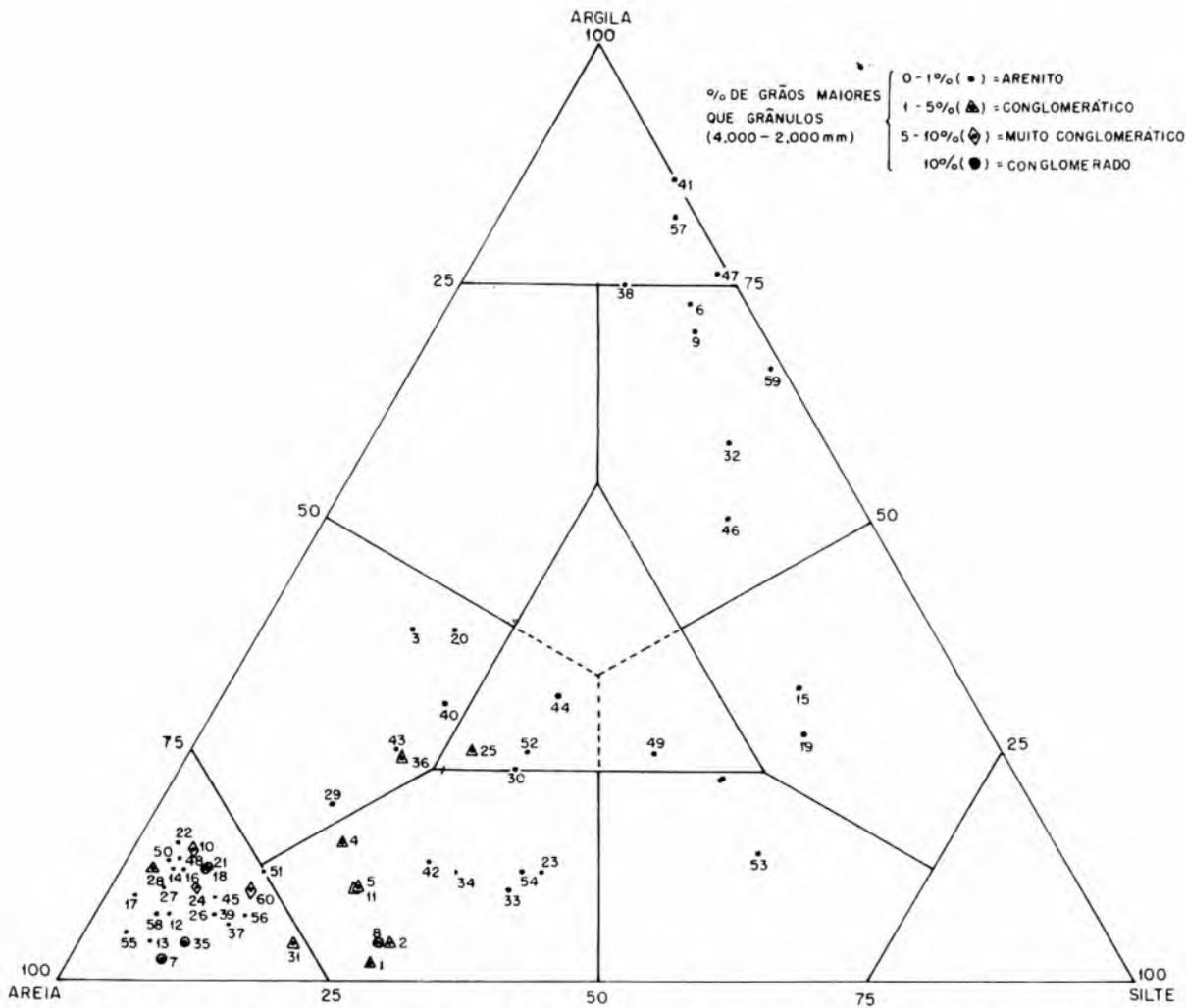


FIGURA Nº 2a-DIAGRAMA TRIANGULAR COM RESULTADOS DE ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS J1 - J60 (SEGUNDO SHEPARD, 1954 ; MODIFICADO, IN BIGARELLA E SALAMUNI, 1962).

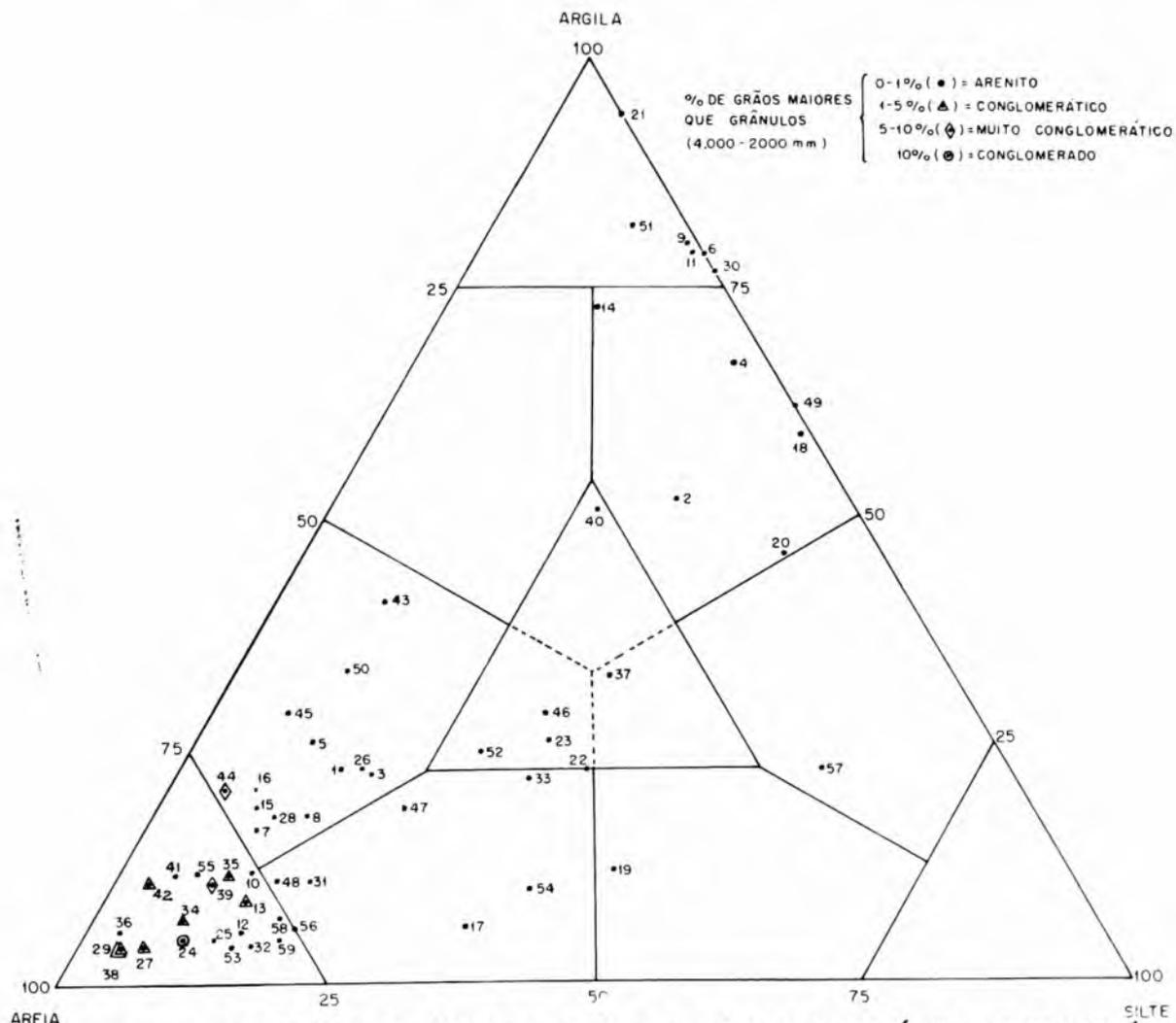


FIGURA Nº 2b-DIAGRAMA TRIANGULAR COM RESULTADOS DE ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS T1 - T59 (SEGUNDO SHEPARD, 1954 ; MODIFICADO, IN BIGARELLA E SALAMUNI, 1962).

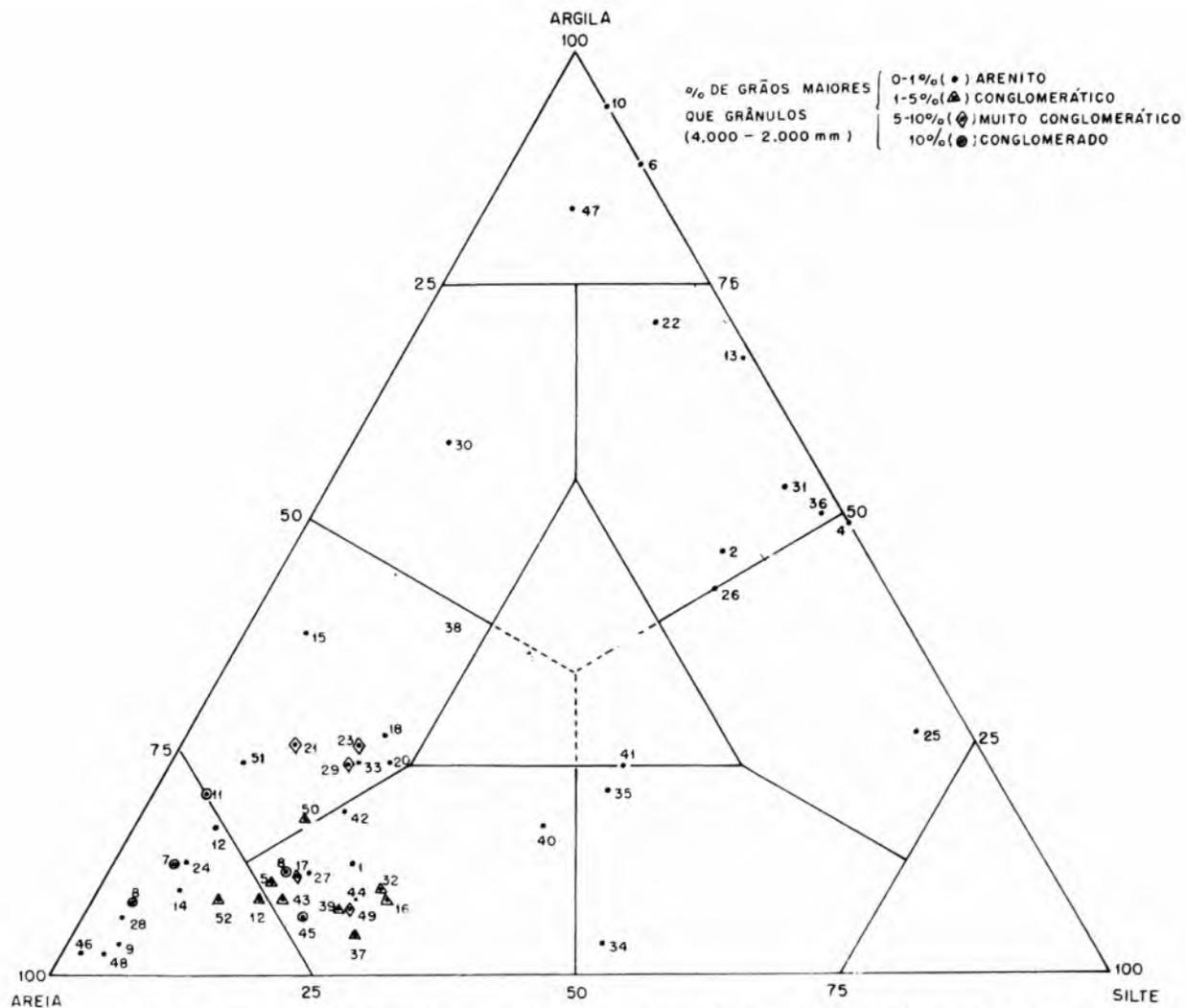
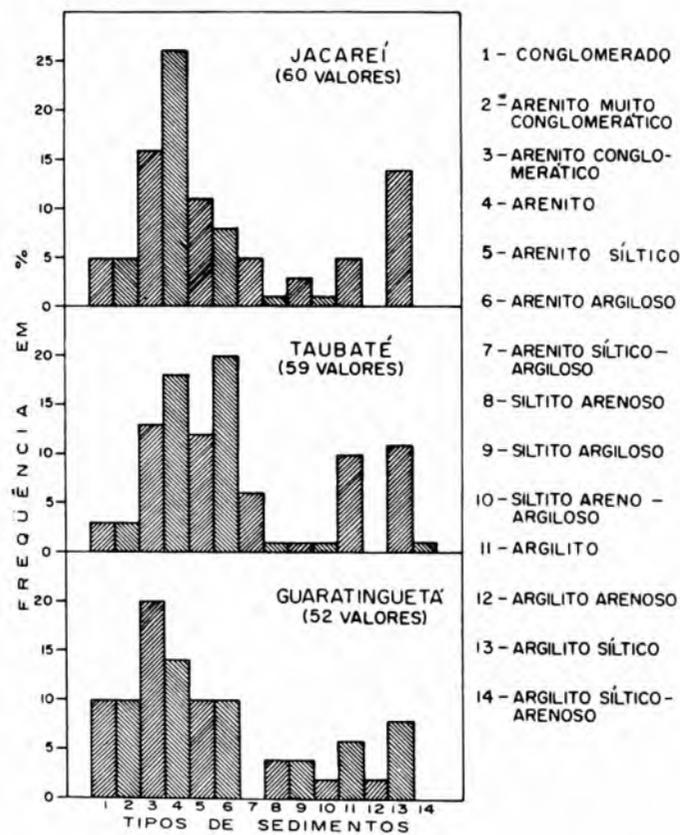


FIGURA Nº 2c- DIAGRAMA TRIANGULAR COM RESULTADOS DE ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS G1 - G52 (SEGUNDO SHEPARD, 1954; MODIFICADO IN BIGARELLA E SALAMUNI, 1962).

FIGURA Nº 3

FREQÜÊNCIAS DE TIPOS DE SEDIMENTOS NA FORMAÇÃO SÃO PAULO, BACIA DE TAUBATÉ



CLASSIFICAÇÃO SEGUNDO DIAGRAMA TRIANGULAR DE SHEPARD-1954, MODIFICADO POR BIGARELLA E SALAMUNI-1962

dos casos esta extrapolação foi insuficiente para encontrar os valores da segunda assimetria ($\propto 2\phi$), esta não foi calculada. Além dos parâmetros acima mencionados depois resolveu-se calcular o valor de $Skq\phi$ (coeficiente de assimetria de KRUMBEIN) que muitas vezes mostra melhor as tendências da assimetria das curvas. As curvas acumulativas estão no anexo III (figuras III-1 a III-26).

Além dos valores acima calculados a partir dos dados fornecidos pelas curvas acumulativas, aqui são apresentados dois outros parâmetros: porcentagem na classe modal e número de classes texturais, ambos encontrados como resultado das análises granulométricas, e de importância na definição dos caracteres texturais dos sedimentos detríticos.

7.3.2.1 — Medidas de tendência central

a) *Diâmetro mediano e médio aritmético* — O diâmetro mediano foi obtido diretamente nas curvas acumulativas. Este valor pode ser usado para a caracterização das variações texturais dos sedimentos em uma área, porque ele tem a faculdade de definir melhor o tamanho dos grãos mais abundantes.

O diâmetro médio aritmético permite a determinação da média de um grupo de amostras, o que não sucede com a mediana. Este valor foi calculado pela seguinte fórmula:

$$M\phi = 1/2 (\phi_{16} + \phi_{84}) \quad (\text{INMAN, 1952; BIGARELLA e SALAMUNI, 1962})$$

onde: $M\phi$ = diâmetro médio aritmético e ϕ_{16} e ϕ_{84} = diâmetros correspondentes às porcentagens 16 e 84, respectivamente, lidos diretamente nas curvas de frequência acumulada. Este parâmetro é muito afetado pelos valores extremos e pela assimetria.

As distribuições em frequência porcentual dos valores de $Md\phi$ e $M\phi$ dentro dos intervalos da classe Wentworth, definidos pelas 4 classes texturais principais, podem ser vistas nas figuras n.º 4 e n.º 5.

Confrontando-se os valores de $Md\phi$ verifica-se uma distribuição dos seus valores dentro das classes texturais areia, silte e argila. A classe de maior frequência de incidência desses valores se localiza entre as areias, nas regiões de Jacareí e Guaratinguetá, mas na região de Taubaté a mesma se desloca para a classe argila.

A frequência em porcentagem de incidência dos valores de $M\phi$ limita-se, nas três regiões consideradas, às classes texturais areia e silte. A classe de maior frequência de incidência desses valores se situa na fração areia nas regiões de Jacareí e Guaratinguetá, enquanto que na região de

Taubaté ela se desloca para a fração silte. Desta maneira, o valor de $M\phi$ mostra uma tendência semelhante àquela verificada para os valores de $Md\phi$.

Nos quadros A e B estão representados os valores extremos de medianas para a Bacia de Taubaté, e os valores extremos e as médias de diâmetro médio aritmético para as regiões consideradas.

Regiões	Diâmetro mediano (Md)			
	$Md\phi$		Md (mm)	
	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo
Jacareí	— 0,94	9,00	1,930	0,002
Taubaté	0,37	8,80	0,780	0,002
Guaratinguetá	— 0,05	8,80	1,035	0,002

QUADRO A: Valores extremos do Diâmetro Mediano (Md) conforme as regiões da Bacia de Taubaté.

Regiões	Diâmetro Médio Aritmético I					
	$M\phi$			M (mm)		
	Máximo	Médio	Mínimo	Máximo	Médio	Mínimo
Jacareí	0,23	3,36	6,18	0,850	0,161	0,014
Taubaté	1,10	3,97	6,23	0,468	0,105	0,013
Guaratinguetá	— 0,20	3,48	6,62	1,150	0,172	0,010

QUADRO B: Valores extremos e médias do Diâmetro Médio Aritmético conforme as Bacia de Taubaté.

b) *Classe Modal* — A classe modal indica o intervalo da Escala de Wentwrth que se apresenta com maior freqüência dentro de uma amostra.

Na figura n.º 6 se acha representada a freqüência em porcentagem de incidência da classe modal dentro das diversas classes granulométricas, nas três regiões da área em estudo. Quanto a êste aspecto textural os sedimentos da Bacia de Taubaté possuem um comportamento bastante regular na extensão de tôda a bacia, apresentando-se mais freqüentemente com as classes modais nas frações areia e argila. Dentro da fração areia o pico da região de Guaratinguetá possui uma distribuição mais ampla (+ 1 ϕ a + 3 ϕ), enquanto que os picos das duas outras regiões se situam entre + 2 ϕ a + 3 ϕ .

c) *Número de Classes Texturais* — O número de classes texturais mais freqüente, isto é, o número de intervalos da escala de Wentworth envolvidos em uma amostra sugere muitas vêzes o grau de competência do

agente depositante em selecionar o material transportado, ou então um transporte excessivamente curto para que possam entrar em jôgo quaisquer mecanismos de seleção das partículas.

As freqüências porcentuais de casos, com o respectivo número de classes texturais nas regiões estudadas estão representadas na figura n.º 7. Verifica-se que os sedimentos não possuem menos de 5 nem mais de 12 classes texturais, e fica também patenteada a tendência geral dos mesmos de apresentarem mais freqüentemente casos com 8 e 11 classes texturais, não importando a região considerada.

7.3.2.2 — Medidas de Dispersão

a) *Desvio Aritmético dos Quartéis* — Este parâmetro é calculado diretamente de dados extraídos das curvas acumulativas através da fórmula sugerida por KRUMBEIN (1938):

$$QD\phi = \frac{Q_3\phi - Q_1\phi}{2}$$

onde: $Q_3\phi$ e $Q_1\phi$ representam os valores do 3.º e 1.º quartéis, que indicam as granulações correspondentes a 75 e 25%, respectivamente, da distribuição nas curvas acumulativas. O desvio aritmético dos quartéis exprime diretamente o número de classes texturais da escala de Wentworth envolvido entre 25 e 75% da distribuição.

Os valores de $QD\phi$ para a área estudada variam de 0,36 a 4,0. Os valores mais freqüentes estão compreendidos entre 0,5 a 2,0. Dentro dêste intervalo a classe modal está entre os valores: 0,5 a 1,0; 0,5 a 1,0 e 1,0 a 1,5, respectivamente nas regiões de Jacaréí, Taubaté e Guaratinguetá. Ver figura n.º 8.

b) *Desvio Geométrico dos Quartéis* — Este coeficiente, proposto por TRASK (1932), é calculado pela seguinte expressão:

$$QDg = S_o = \sqrt{\frac{Q_3\phi}{Q_1\phi}}$$

onde: $QDg = S_o$ = coeficiente de seleção de TRASK ou desvio geométrico dos quartéis; $Q_3\phi$ e $Q_1\phi$ representam os valores do 3.º e 1.º quartéis, que indicam as granulações correspondentes a 75 e 25%, respectivamente, da distribuição das curvas acumulativas. Este coeficiente exprime o grau de seleção das partículas sedimentares que constituem a amostra.

Segundo RUSSELL (1939; in INMAN, 1949) a seleção pode se processar pela ação de três tipos de mecanismos diferentes: seleção local (durante deposição) e seleção progressiva (durante o transporte) ou ambos. O terceiro caso, ou seja, a seleção resultante de fenômenos durante o transporte e durante a deposição deve ser o caso comum, mas parece existirem situações em que uma outra predomina.

Os dados referentes ao grau de seleção dos sedimentos da Bacia de Taubaté (Formação São Paulo) têm demonstrado uma predominância de sedimentos relativamente bem selecionados (figura n.º 9); assim, as médias das três regiões variam entre 3,27 e 4,04, enquanto que os valores máximos estão acima de 10, chegando a 14,14 na região de Guaratinguetá. Não se nota qualquer tendência de maior seleção em um ou outro sentido do alongamento da bacia, entre Jacareí e Cruzeiro; fato que parece sugerir o completo mascaramento de qualquer seleção progressiva que eventualmente se tenha processado durante o transporte, devido ao grande gradiente e extrema proximidade das bordas laterais do embasamento cristalino, ativas fontes fornecedoras de detritos para o preenchimento desta bacia. Quanto às seleções locais foram constatadas durante a descrição das secções colunares, seleções estas que se manifestam por uma diminuição de granulação dos materiais rumo ao topo das camadas mais espessas de arenitos conglomeráticos, formando assim, muito freqüentemente, estratificações gradacionais.

c) *Desvio Padrão* — O desvio padrão é baseado nos percentis de 16 e 84%, cujos diâmetros correspondentes são encontrados nas curvas acumulativas. O seu valor foi calculado pela fórmula:

$$\sigma\phi = 1/2 (\phi_{84} - \phi_{16})$$

Segundo BIGARELLA e SALAMUNI (1962) os valores de $\sigma\phi$ obtidos pelo processo gráfico se afastam dos valores calculados de desvio padrão, quanto maior fôr a assimetria da distribuição.

Para a área estudada, os valores de desvio padrão variam entre 0,6 a 5,0; estando os casos mais freqüentes situados entre 2,0 a 3,0. Os valores de desvio padrão em porcentagens de casos para os sedimentos da Formação São Paulo, estão representados na figura n.º 10. Há uma ligeira diferença entre os valores das 3 regiões consideradas.

7.3.2.3 — Assimetria

a) *Primeira Assimetria* — A assimetria $\alpha\phi$ foi também calculada com os elementos extraídos das curvas acumulativas, de maneira que são valores aproximados. A fórmula empregada foi:

FIGURA N° 6

FREQÜÊNCIA EM PORCENTAGEM DE INCIDÊNCIA DA CLASSE MODAL NOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO

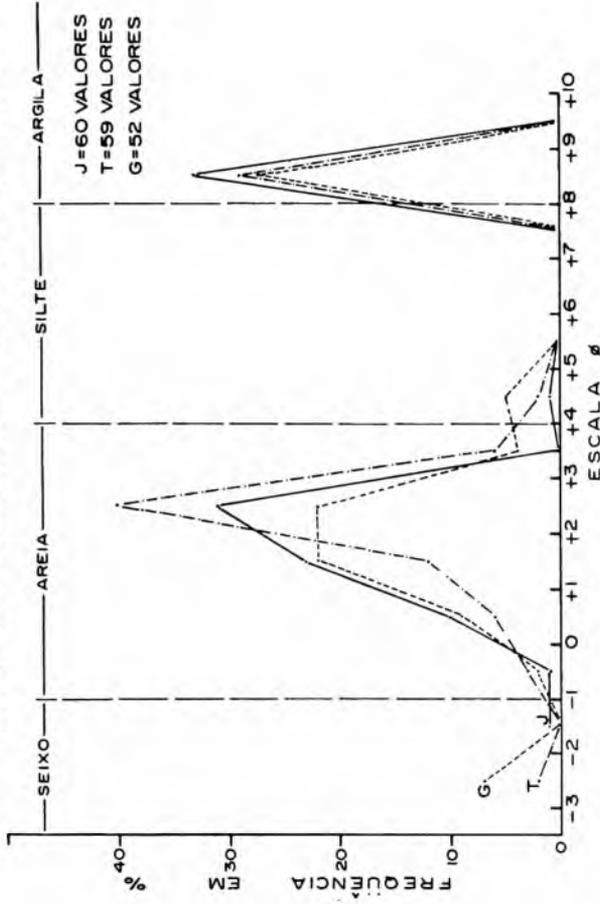


FIGURA N° 4

FREQÜÊNCIA EM PORCENTAGEM DE INCIDÊNCIA DE $Md\phi$ (DIÂMETRO MEDIANO) NOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO.

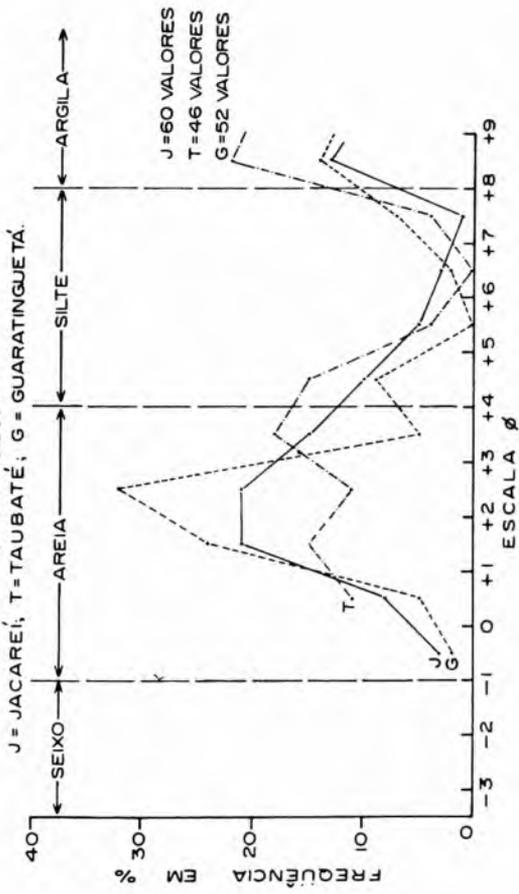


FIGURA N° 5

FREQÜÊNCIA EM PORCENTAGEM DE INCIDÊNCIA DE $M\phi$ (DIÂMETRO MÉDIO ARITMÉTICO) NOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO.

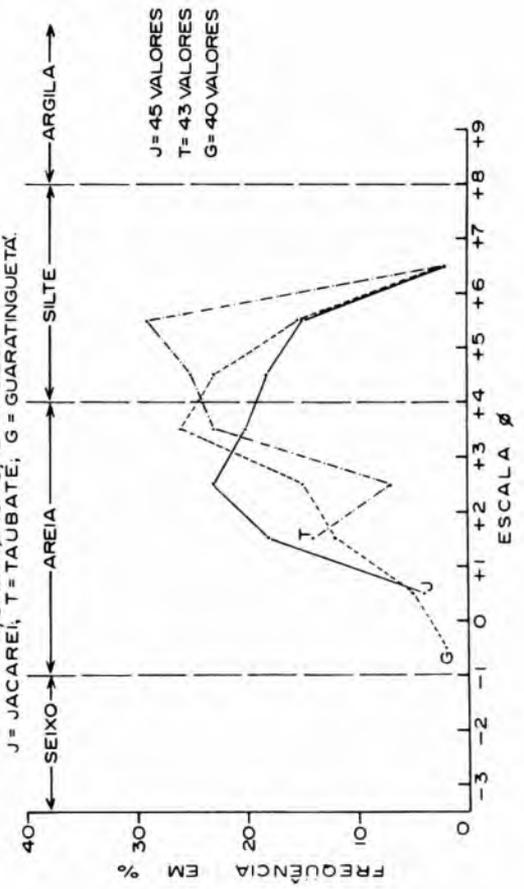


FIGURA N° 7

NÚMERO DE CLASSES TEXTURAIS DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO

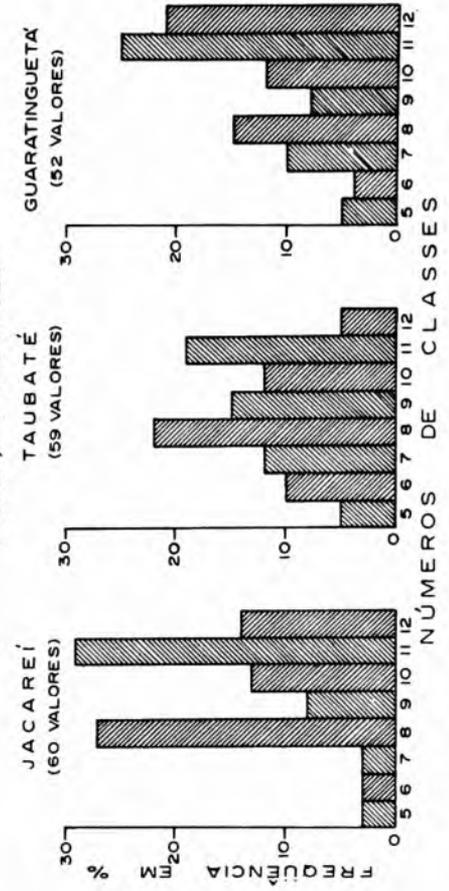


FIGURA N° 8

VALORES DE QD ϕ (DESVIO ARITMÉTICO DOS QUARTÉIS EM PORCENTAGENS DE CASOS PARA OS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO

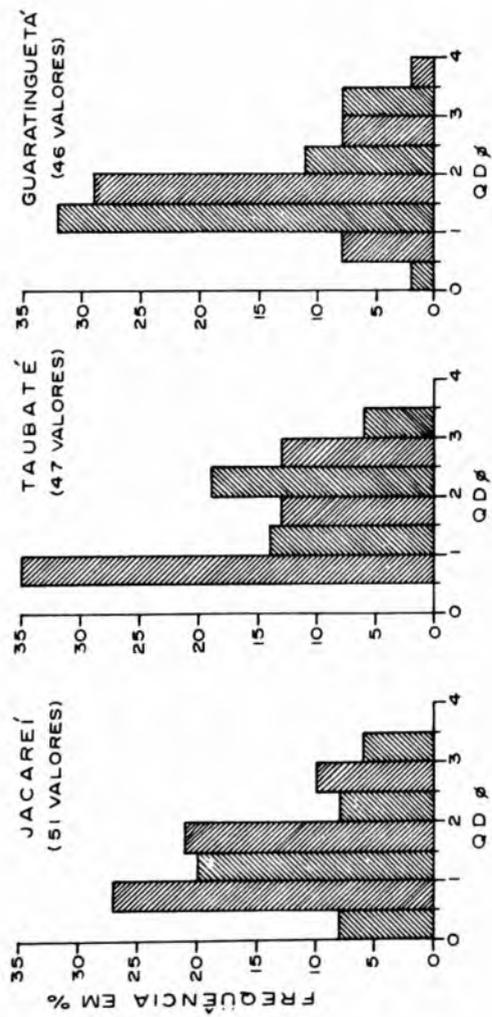
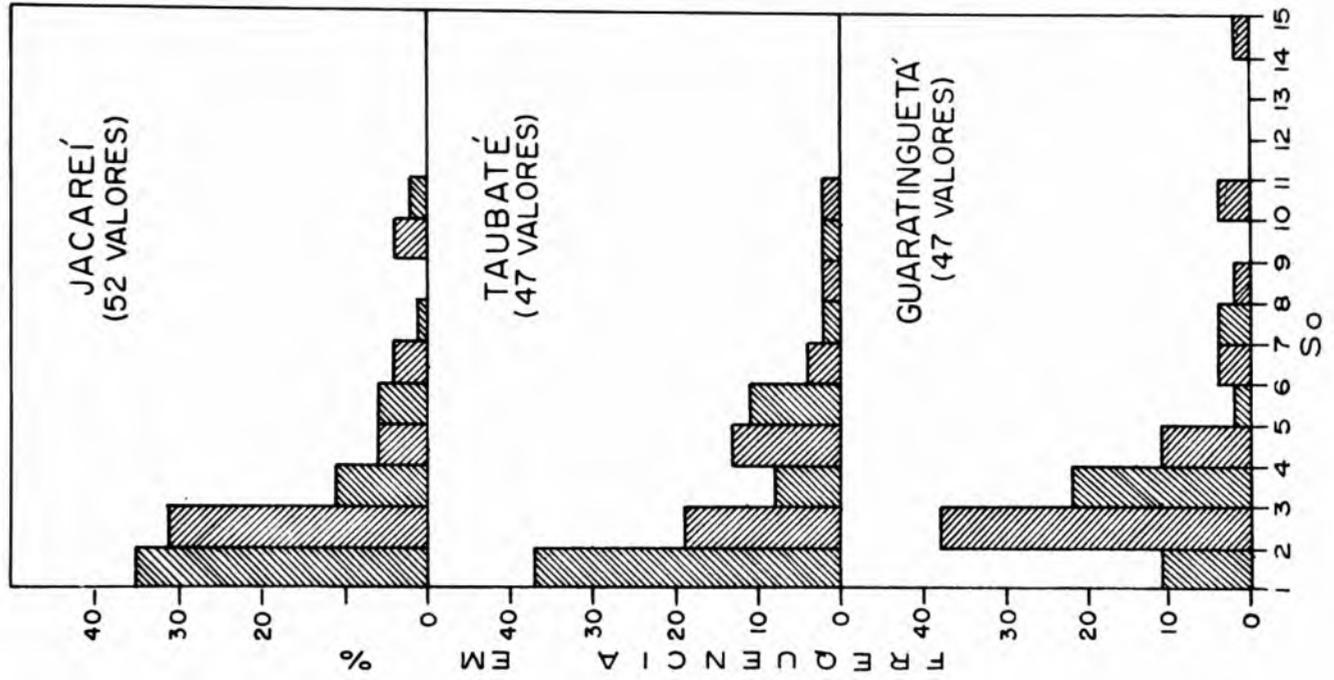


FIGURA N° 9

VALORES DE S₀ (COEFICIENTE DE SELEÇÃO DE TRASK) EM PORCENTAGENS DE CASOS PARA OS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO.



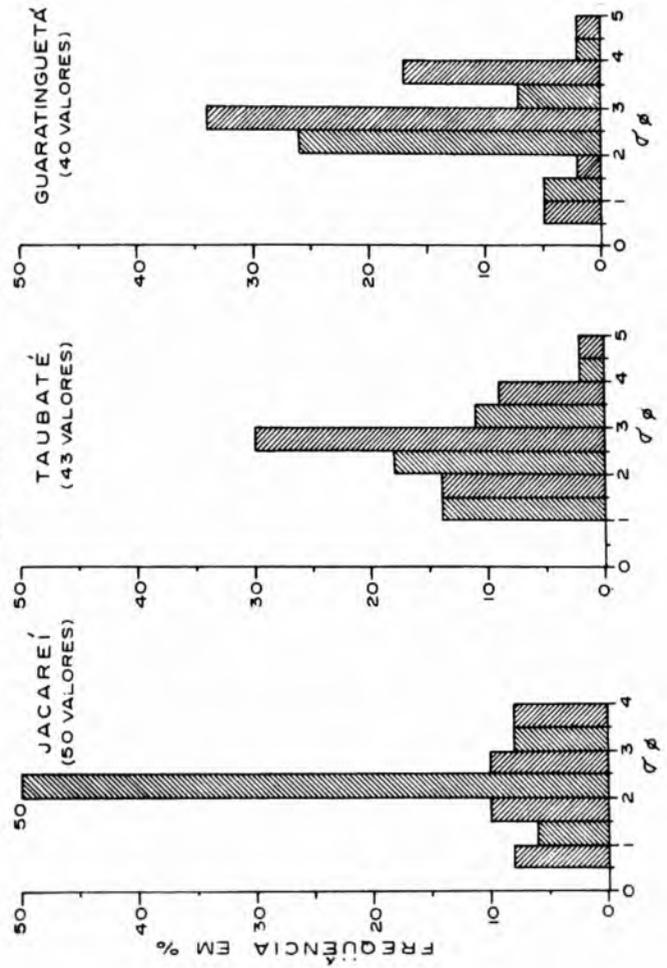
VALOR MÁXIMO = 10,48
VALOR MÍNIMO = 1,27
VALOR MÉDIO = 3,27

VALOR MÁXIMO = 10,31
VALOR MÍNIMO = 1,56
VALOR MÉDIO = 3,60

VALOR MÁXIMO = 14,14
VALOR MÍNIMO = 1,28
VALOR MÉDIO = 4,04

FIGURA N° 10

VALORES DE $\sigma\phi$ (DESVIO PADRÃO) EM PORCENTAGENS DE CASOS PARA OS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO



$$\alpha \phi = \frac{M\phi - Md\phi}{\sigma\phi}$$

Os valores de $\alpha \phi$ para os sedimentos da Bacia de Taubaté (Formação São Paulo) estão entre + 1,27 e — 0,15 para Jacareí, entre + 0,87 e — 0,26 para Taubaté e + 0,88 e — 0,26 para Guaratinguetá.

Os valores de $\alpha \phi$ em porcentagens de casos para os sedimentos analisados estão representados na figura n.º 11. As amostras analisadas que permitiram a sua determinação indicam para a grande maioria valores positivos, isto é,

Os valores da segunda assimetria e curtose, segundo as fórmulas propostas por INMAN (1952) não foram calculados devido às freqüentes dificuldades na obtenção de valores de diâmetros correspondentes aos percentis de 5 e 95%, que exigiam muita extrapolação nas curvas, diminuindo em consequência a precisão dos valores.

b) *Coefficiente de Assimetria de KRUMBEIN* (1938) — O coeficiente de assimetria $Skq\phi$, proposto por KRUMBEIN (1938), pode ser encontrado pelas medidas diretas dos quartéis e da mediana nas curvas acumulativas, na escala ϕ , segundo a expressão:

$$Skq\phi = \frac{Q_1\phi + Q_3\phi}{2} - Md\phi$$

Para a área estudada foram encontrados valores de $Skq\phi$, cujos máximos variam entre + 1,78 e + 3,29, e os mínimos entre — 0,77 e — 1,70, conforme a região considerada (figura n.º 12). Além disso, em toda a bacia os valores desse parâmetro são predominantemente positivos indicando que, na maioria dos casos, a assimetria (desvio) se dá para os valores de granulação mais fina (valores ϕ maiores).

7.3.2.4 — Diagramas CM

PASSEGA (1957) introduziu uma técnica de interpretação de dados de análises granulométricas, que se resume na construção de gráficos pontuais representando as variações, nas amostras de um depósito, de dois parâmetros (C = granulação correspondente a 1% e M = mediana; ambos obtidos nas curvas acumulativas). Os padrões pontuais assim construídos forneceriam, ao lado da interpretação do agente deposicional, alguns atributos do mesmo, tais como, a turbulência e a competência.

Os padrões CM, conforme estabelecidos pelo autor supra mencionado, foram construídos para os sedimentos analisados na área estudada. O total de 171 amostras foram lançadas, conforme as regiões consideradas de coleta das mesmas, nos diagramas CM. Entretanto, para o caso desses sedimentos os resultados não foram animadores, pois os pontos lançados ficaram bastante espalhados, e não chegaram a definir qualquer padrão característico. Esses resultados talvez possam ser atribuídos a duas causas: (a) ambiente tectônico, que tendo exercido papel preponderante no processo sedimentológico, mascarou completamente os eventuais atributos texturais ligados somente às características do meio transportador; (b) amostragem inadequada para esta finalidade, pois, como frisa o próprio autor que propôs o método, uma amostragem sistemática em rede, sem mistura de sedimentos de textura significativamente diferente, suplementada pela coleta de dados de sedimentos finamente interlaminados, é desejável para alcançar um bom resultado.

FIGURA Nº 12

VALORES DE $SKq\phi$ (COEFICIENTE DE ASSIMETRIA DE KRUMBEIN) EM PORCENTAGENS DE CASOS PARA OS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO

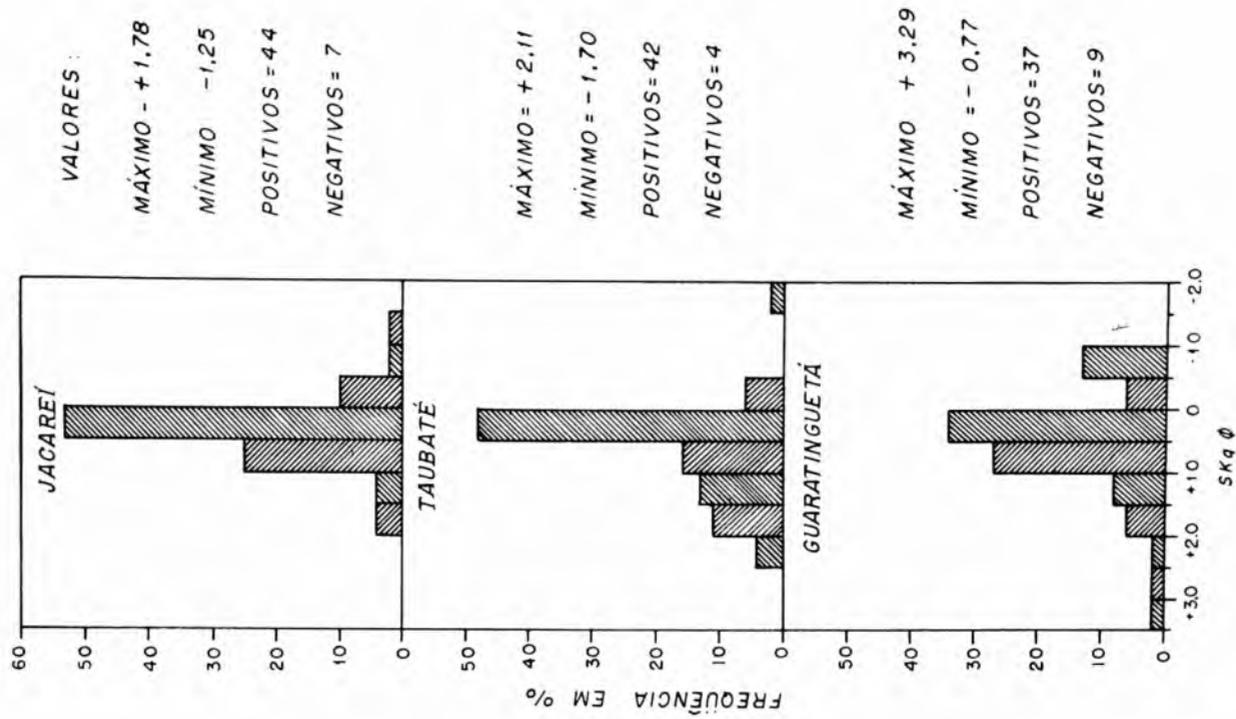
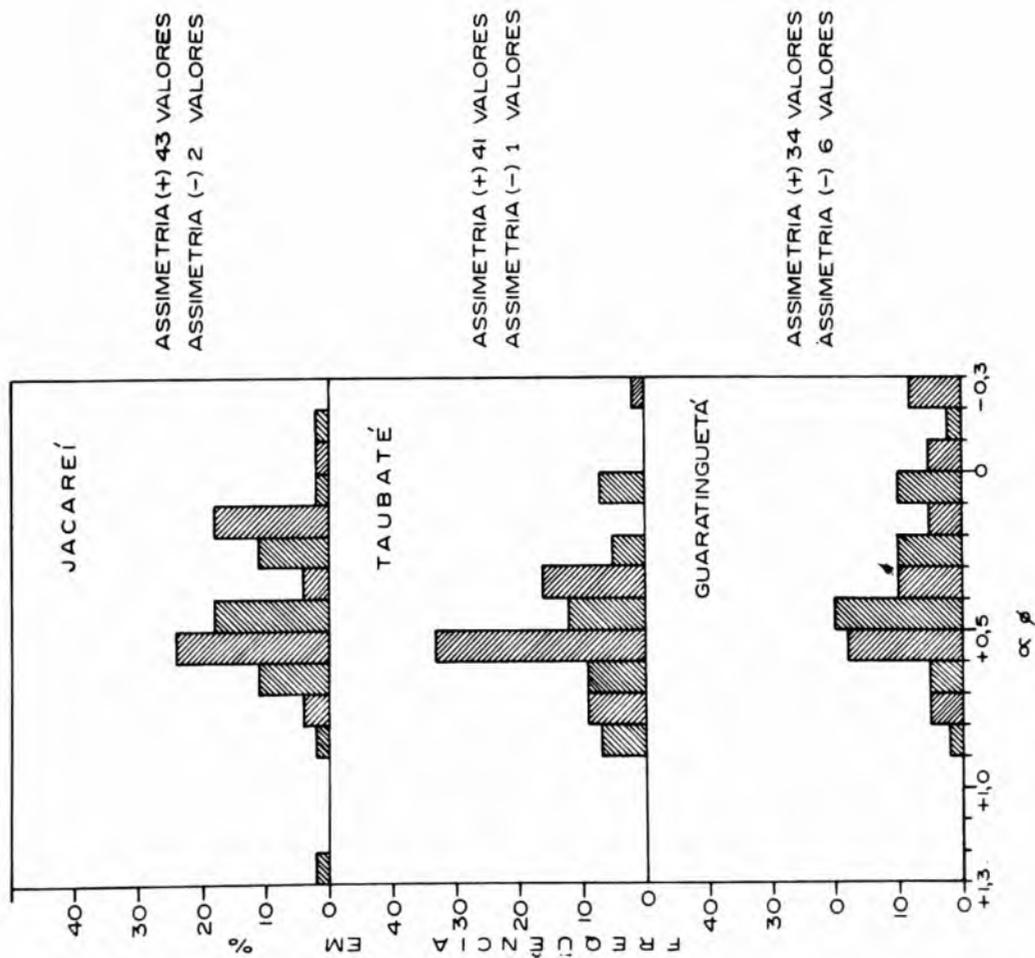


FIGURA Nº 11

VALORES DE $\alpha\phi$ (PRIMEIRA ASSIMETRIA) EM PORCENTAGENS DE CASOS PARA OS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO



8 ESFERICIDADE, FORMA E ARREDONDAMENTO DOS SEIXOS

De acôrdo com SAMES (1966) há sòmente alguns tipos litológicos que são apropriados para pesquisas morfométricas: são aquêles de constituição litológica isótropa e alta resistência ao intemperismo, tais como, sílex, quartzito e alguns tipos relacionados.

No presente estudo, foram medidas as características morfométricas ligadas aos três parâmetros acima referidos, de seixos constituintes dos níveis conglomeráticos da Formação São Paulo. Durante a amostragem sòmente seixos de quartzo e quartzito foram considerados. No início pensou-se em coletar sòmente seixos de quartzo, mas foi verificado que em alguns afloramentos os seixos são predominantemente de quartzito. Então, levando-se em conta que tanto o quartzo como o quartzito têm comportamento similar, em face dos processos de abrasão, principalmente em quartzitos de granulação mais fina, os seixos dêste material foram também considerados. A efetividade do meio aumenta em rochas de granulação mais grossa.

Entre os seixos de quartzo ou quartzito foi escolhido arbitrariamente o intervalo granulométrico 0,4 a 3,0 cm de diâmetro maior, por ser um tamanho bastante freqüente na maioria das ocorrências, e a avaliação foi feita em 100 seixos por amostra. Entre os seixos com o tamanho especificado, os seguintes foram eliminados:

- a) Tôdas as partículas com uma fratura fresca distinta; e
- b) Tôdas as partículas que, sob observação mais cuidadosa, mostram acentuadas heterogeneidades litológicas. Êste tipo é bastante comum em amostras coletadas de níveis conglomeráticos de sedimentos em afloramentos próximos ao embasamento cristalino, devido às freqüentes inclusões de fragmentos líticos.

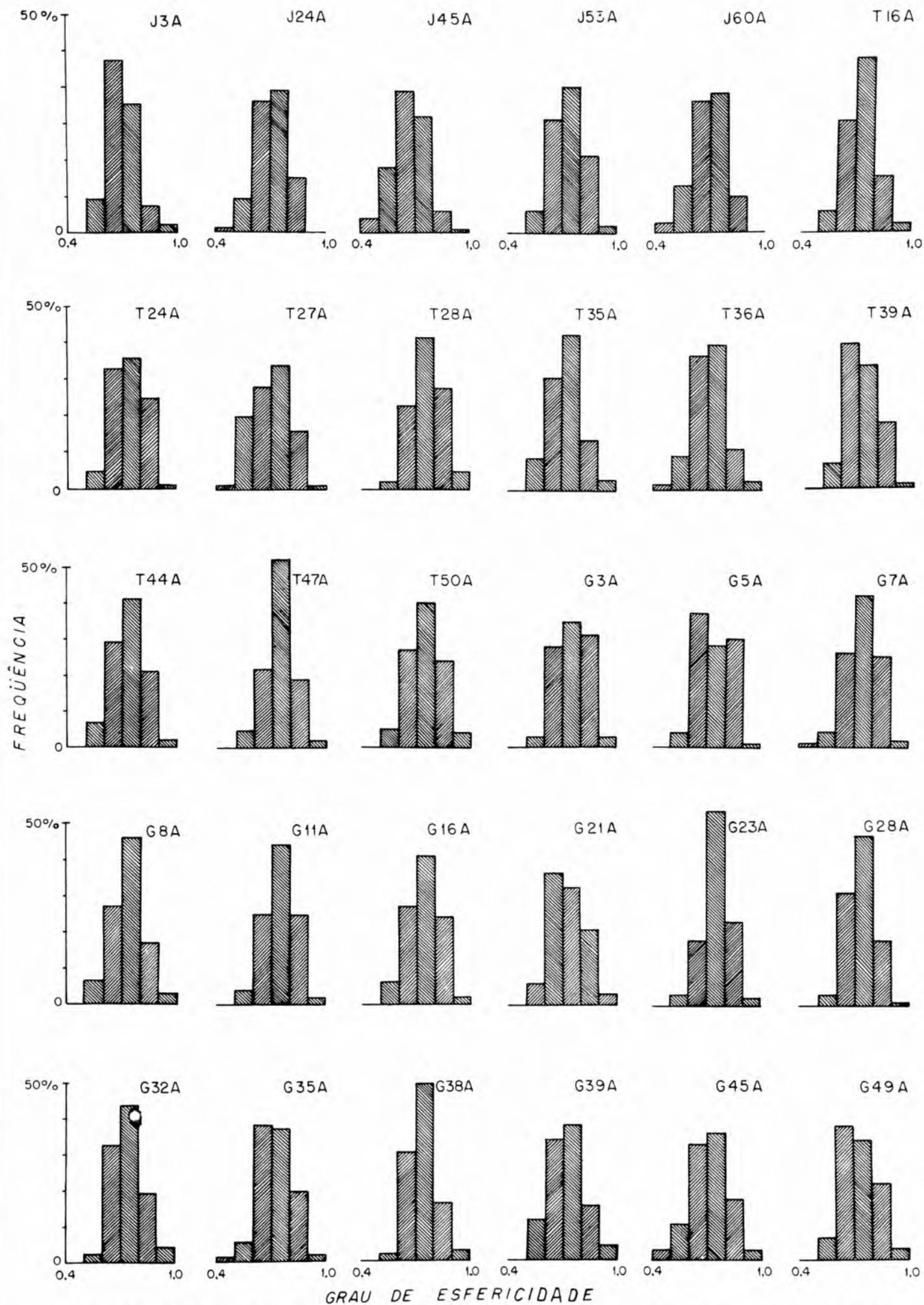
As amostras, em número de 30, são indicadas pelo mesmo critério usado para o material destinado às análises granulométricas, sòmente acrescentadas da letra *A*. Sempre foram coletadas nos níveis de amostragem para granulometria, de modo que os números correspondentes indicam mesma camada. As 30 amostras analisadas estão distribuídas da seguinte maneira: 5 na região de Jacareí, 10 na região de Taubaté e 15 na região de Guaratinguetá.

8.1 — ESFERICIDADE E FORMA

Os valores de esfericidade e características de forma dos seixos foram avaliados utilizando-se as tabelas desenvolvidas por CATACOSINOS (1965). Estas tabelas são derivadas do método de intersecção de KRUMBEIN (1941) e da classificação de formas de ZINGG (1935). Segundo o autor das citadas tabelas, estas apresentam uma série de vantagens sobre os métodos de intersecção anteriormente adotados, que podem ser resumidos nos seguintes itens: (1) elas permitem uma rápida determinação de forma e esfericidade; (2) elas eliminam erros que naturalmente caracterizam os métodos gráficos; (3) permitem uma rápida confirmação dos resultados, e (4) pela sua precisão, fornecem dados mais padronizados.

Na figura n.º 13 tem-se os histogramas de graus de esfericidade dos seixos. Verifica-se que, quando agrupadas em classes com intervalos variando de 0,1, os valores de esfericidade se distribuem por um número relativamente pequeno de classes, pois nunca ultrapassam a 6, sendo mais comuns casos com 5 classes. Nas três regiões consideradas, os valores de esfericidade estão com a classe modal situada no intervalo 0,7 a 0,8; e, secundariamente sobressaem os valores da classe 0,6 a 0,7. Nas 30 amostras analisadas, em nenhum dos casos a classe mais freqüente se situa fora do intervalo estabelecido pelas classes 0,6 a 0,7 e 0,7 a 0,8. Assim, é notável o comportamento bastante uniforme do grau de esfericidade dos seixos da Formação São Paulo na Bacia de Taubaté, pois verifica-se também que aproximadamente 90% dos seixos de cada amostra possuem graus de esfericidade situados no intervalo 0,5 a 0,9. Causa estranheza o fato de , maior contribuição sendo dos gnáisses, os graus de esfericidade serem tão altos. É possível que os seixos, estando ligados na maioria dos casos às rochas metamórficas porfiroblásticas, sejam mais esféricos do que nas rochas metamórficas aproximadamente equigranulares.

As formas dos seixos foram obtidas também das tabelas de CATACOSINOS (1965), durante a computação dos graus de esfericidade. São considerados quatro tipos de formas de seixos: esféricos, discóides, alongados e lamelares. Estas quatro formas correspondem àquelas estabelecidas por ZINGG (1935), conforme as relações entre os diâmetros: maior, intermediário e menor, perpendiculares entre si. Na figura n.º 14 é apresentado o gráfico onde estão representadas as freqüências relativas percentuais das quatro formas de seixos, conforme o sentido geral de transporte admitido para os sedimentos da Bacia de Taubaté (Jacareí para Cruzeiro). Em geral verifica-se a seguinte sucessão: discóides, esféricos, alongados e lamelares, segundo a ordem de diminuição de freqüência de tipos ao longo da bacia. Aquêles de formas discóides e lamelares se definem muito bem, como os tipos mais freqüente e menos freqüente, respectivamente. No en-

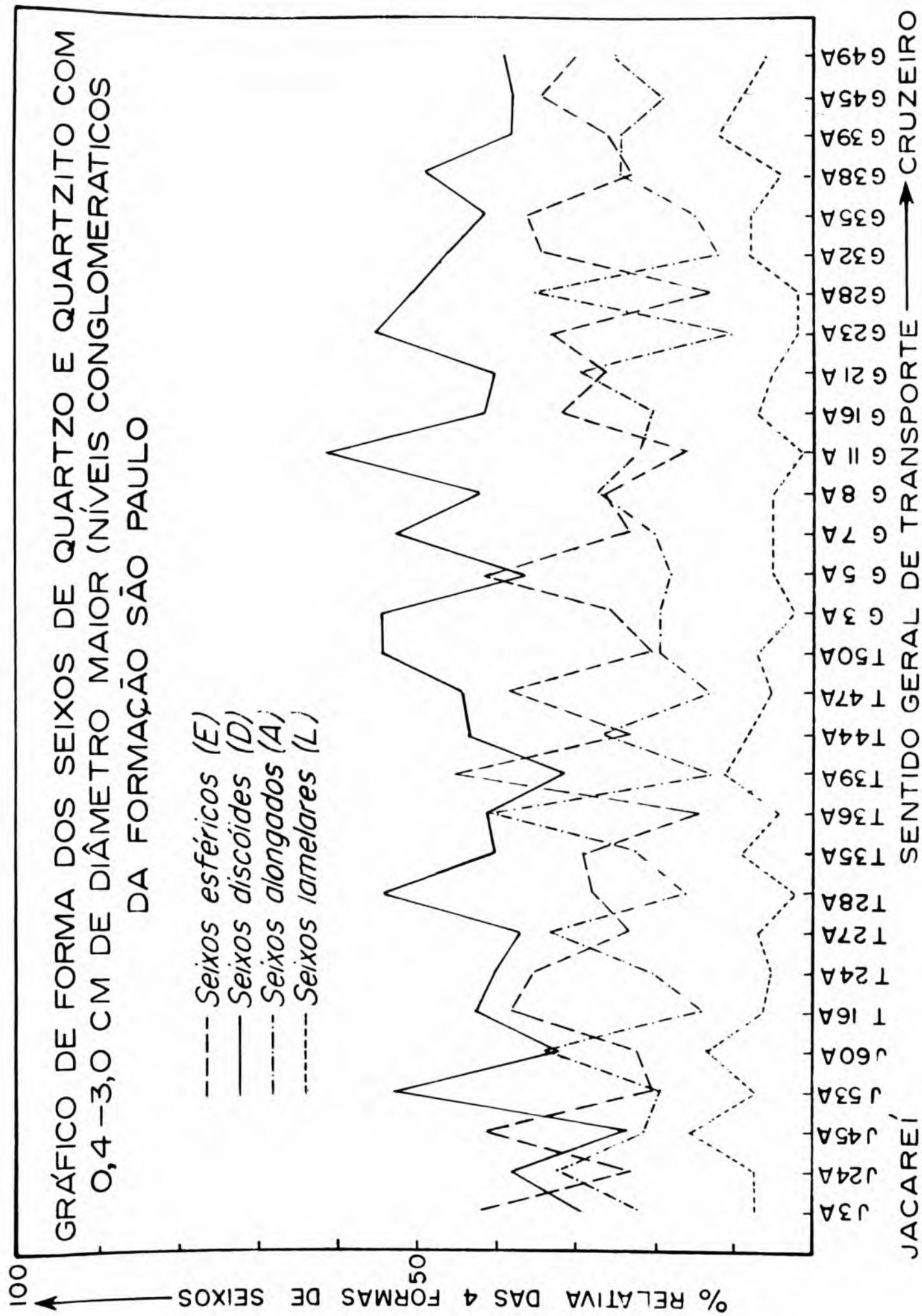


HISTOGRAMAS DE GRAU DE ESFERICIDADE DE SEIXOS DE QUARTZO E QUARTZITO COM 0,4 - 3,0 cm DE DIÂMETRO MAIOR.

(FORMAÇÃO SÃO PAULO)

FIGURA Nº 13

FIGURA Nº 14



tanto, os seixos esféricos e alongados não se destacam muito bem, mas parece haver uma ligeira predominância de casos com maior porcentagem de esféricos em relação aos alongados.

Não se percebe uma modificação muito nítida no padrão geral das frequências relativas das quatro formas de seixos, quando é considerado o sentido geral de transporte dos sedimentos da Bacia de Taubaté, na disposição das 30 amostras analisadas.

8.2 — Arredondamento

Os graus de arredondamento dos seixos foram determinados por comparação visual com tabelas padrões, usando-se para tal a carta de KRUMBEIN (1941). Com êste propósito foi usado o mesmo material da determinação de esfericidade e forma das partículas. Os graus de arredondamento das 30 amostras analisadas estão representados na figura n.º 15. Pode-se ver nesta figura que os graus de arredondamento apresentam um padrão completamente errático para os sedimentos da Formação São Paulo, na Bacia de Taubaté. Os valores situam-se entre um mínimo de arredondamento até 0,8. Algumas amostras exibem valores distribuídos por 6 classes, enquanto outros estão distribuídos em 3, ou, predominantemente, em 2 classes de graus de arredondamento, quando estabelecidas classes com variação de 0,1. Na maior parte dos casos, quando os seixos tendem a mostrar um arredondamento melhor (amostras: T47A; J60A; G23A, etc), as amostras exibem a classe modal nos intervalos 0,3 a 0,4 ou 0,4 a 0,5. Embora uma parcela das amostras acuse presença de seixos com arredondamento 0,6 a 0,7 ou até 0,7 a 0,8, êstes valores nunca chegam a se apresentar em qualquer frequência expressiva nas amostras (amostras: T47A; G7A; G11A, etc.). Quando a amostragem foi efetuada em níveis conglomeráticos de sedimentos superpostos na imediata vizinhança ou em contato lateral com rochas cristalinas do embasamento, os fragmentos quase sempre não apresentam arredondamento, predominando então o intervalo de valores 0 a 0,1 (amostras: J3A; G16A, etc.). Praticamente êsses fragmentos não foram alterados ao estado de regolitos.

8.3 — Conclusões

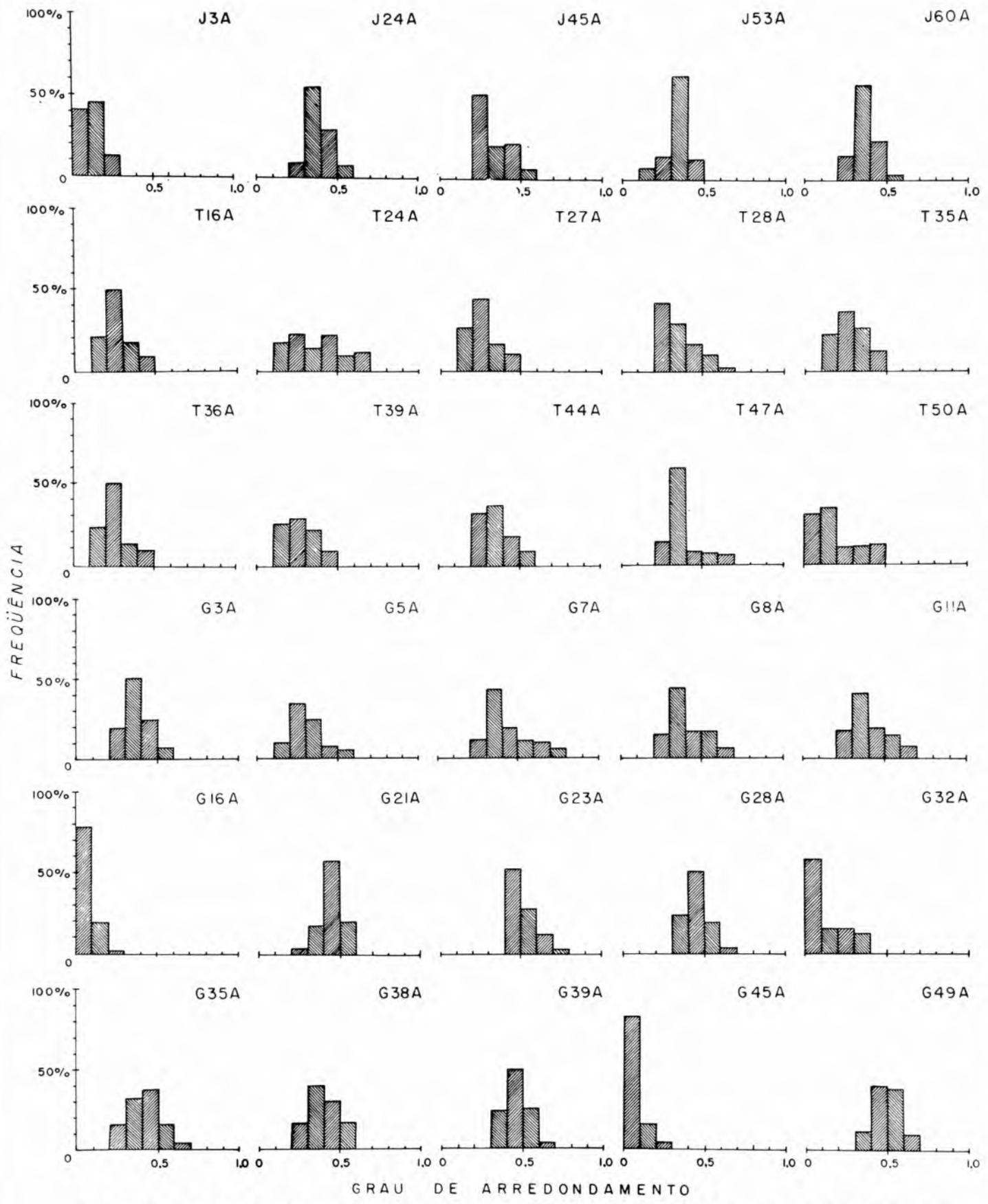
a) Os graus de esferidade dos seixos da Formação São Paulo na Bacia de Taubaté, mostram valores bastante altos (classe modal entre 0,6 a 0,7 ou 0,7 a 0,8), que se distribuem por um número relativamente pequeno de classes. É possível que os seixos, estando ligados na maioria dos casos às rochas metamórficas porfiroblásticas (gnaisses), sejam mais esféricos do que nas rochas metamórficas aproximadamente equigranulares.

b) Os valores de esfericidade dos seixos apresentam características bastante uniformes nas regiões em que foi dividida a área em estudo, fato que pode sugerir derivação predominantemente uniforme para os sedimentos que contêm os seixos.

c) Quanto à forma dos seixos, em geral, verifica-se a seguinte sucessão: discóides, esféricos, alongados e lamelares, segundo a ordem de diminuição de frequência dos tipos ao longo da bacia.

d) Os graus de arredondamento dos seixos apresentam valores geralmente baixos, freqüentemente abaixo de 0,5; nas proximidades do embasamento cristalino as amostras contêm quase que somente partículas sem arredondamento.

e) Tendo em vista os resultados dos três parâmetros morfométricos, aqui considerados, para os seixos provenientes de níveis conglomeráticos da Formação São Paulo, pode-se pensar que a esfericidade e forma estão praticamente inalteradas nas suas características iniciais (forma e esfericidade dessas partículas nas rochas do embasamento cristalino); já que os graus de arredondamento são muito pequenos, não somente devido à distância de transporte relativamente pequena, mas principalmente em virtude de grande contribuição lateral dos sedimentos. Esta contribuição parece ter sido tão grande que mascarou quaisquer modificações morfométricas ao longo do percurso de transporte dos sedimentos.



HISTOGRAMAS DE GRAU DE ARREDONDAMENTO DE SEIXOS DE QUARTZO E QUARTZITO COM 0,4 - 3,0 cm DE DIÂMETRO MAIOR (FORMAÇÃO SÃO PAULO)

FIGURA Nº 15

9 FREQUÊNCIA DE FELDSPATOS NOS SEDIMENTOS

É notável a presença de sedimentos conglomeráticos nesta bacia, principalmente na Formação São Paulo, com abundância de feldspatos entre os seus constituintes granulares.

O autor julga necessário se estender, muito além do normal, nas considerações sobre este assunto, não somente na parte introdutória, mas também nos métodos e mesmo nas conclusões porque, apesar de há pouco tempo o significado da presença de feldspatos nos sedimentos ter sido julgado como assunto praticamente resolvido, os últimos trabalhos têm mostrado resultados que tornam duvidosas muitas das premissas anteriormente estabelecidas.

Atualmente, os estudos feitos em areias de rios têm mostrado que o relevo acentuado nem sempre é requisito necessário para a formação de sedimentos feldspáticos e arcósios.

Nas areias fluviais de Illinois, são encontradas grandes quantidades de feldspatos. Segundo WILLMAM (1942) o conteúdo médio de feldspatos nas areias fluviais nas amostras testadas é de 21%, mas o seu valor varia nos diferentes rios. A porcentagem mais alta é encontrada nas areias do Rio Mississippi, sul de East St. Louis, onde as amostras contêm 32 a 34% de feldspatos. Estes resultados foram alcançados durante uma pesquisa visando o aproveitamento econômico dos feldspatos contidos nas areias. Muitos destes materiais carregados pelos rios são originários de depósitos glaciais, por erosão.

Segundo HAYES (1962), em Denver, a média de 10 amostras consecutivas do Rio Missouri consiste de 57% de quartzo, 27% de feldspato potássico e 16% de feldspato plagioclásio. À juzante, acima de sua junção com o Rio Mississippi apresenta um aumento de cerca de 10% de quartzo, e 1% de feldspato plagioclásio, enquanto que a porcentagem relativa de feldspato potássico decresce de 11%, passando a acusar uma média de 67% de quartzo, 16% de feldspato potássico e 17% de feldspato plagioclásio. Então a diminuição de feldspato total foi de 10% em 1.000 milhas. Enquanto isso, RUSSELL (1937) no Rio Mississippi verificou um decréscimo de 5% no feldspato total em 1.100 milhas.

PETTIJOHN (1957) confrontou os estudos de determinação do conteúdo feldspático ligado à estabilidade durante o transporte, executados por MACKIE (1896), RUSSELL (1937) e PLUMLEY (1948) concluindo que, o conteúdo feldspático das areias dos rios é rapidamente reduzido em rios de alto gradiente, mas é perdido lentamente em grandes rios de baixo gradiente.

Estudando a composição mineralógica dos sedimentos aluvionares dos três rios principais da região de Angatuba (SP), FÚLFARO (1966) encontrou na composição das duas frações consideradas, 0,125-0,250 mm e 0,074-0,125 mm, a seguinte situação:

Rio Paranapanema	= 8 a 13% de feldspatos
Rio Itapetininga	= 1%
Rio Guareí	= Pequena quantidade

Neste caso parece que as rochas originais não eram muito ricas em feldspatos, pois as porcentagens verificadas por WILLMAN (1942) e HAYES (1962) nos Rios Mississipi e Missouri foram bem maiores.

Certamente, mais dados relativos à estabilidade dos feldspatos durante o transporte fluvial são necessários antes que as porcentagens relativas deste mineral possam ser usadas como um critério definido de "distância transportada", e/ou de condições climáticas e ambientais específicas.

9.1 — MATERIAL, MÉTODO DE ESTUDO E RESULTADOS

As amostras estudadas quanto à porcentagem relativa de feldspato e quartzo são todas pertencentes à Formação São Paulo. São constituídas, em geral, de arenitos grosseiros e conglomerados, e foram selecionadas entre as amostras submetidas às análises granulométricas, como sendo as mais ricas em feldspatos.

O primeiro problema com que se defronta neste estudo é o da separação ou distinção dos grãos de feldspatos das partículas do componente principal, que é o quartzo. Na literatura existe uma farta referência aos métodos, que podem ser resumidos em dois grupos principais:

a) Separação e posterior contagem (ou pesagem);

b) Contagem em lâminas, com os grãos previamente tratados com a técnica do ácido fluorídrico e cobaltonitrito de sódio, descrita por HAYES e KLUGMAN (1959).

Entre os métodos do primeiro grupo poderia ser citado o da flotação (PUNDAREEKAKSHUDU, 1967) Este enfrenta dificuldades quando há variações de peso específico dos feldspatos devido à inclusão de outros

minerais. Foi constatado que, além disso, os sedimentos da Bacia de Taubaté apresentam feldspatos em diferentes graus de alteração (caulinização). Estes dois fatores impossibilitaram o emprêgo dêste método.

A caulinização diferencial também não permitiu o emprêgo apropriado do processo de coloração (staining), acima citado. Foi verificado que êste método funciona melhor em secções delgadas de rochas cristalinas, permitindo, quando executado com os necessários requisitos, distinguir os feldspatos potássicos dos plagioclásios.

Pensou-se também na determinação da freqüência em pêso, dos feldspatos em relação ao quartzo, moendo-se a amostra em um gral de madeira com pistilo revestido de borracha, para não afetar os grãos de quartzo. Essa idéia também não foi levada avante porque certamente uma parte dos grãos de quartzo, mesmo com a proteção, seria afetada e durante o peneiramento após a moagem dos feldspatos caulinizados, passaria pela peneira, aumentando em conseqüência a porcentagem do feldspato.

FIGUEIREDO FILHO (1966) ao estudar as formações sedimentares pregondwânicas na zona Caçapava-Lavras utilizou o método de raios X, com a finalidade de medir semiquantitativamente a relação entre quartzo e feldspato. Êle observou o comportamento das intensidades dos picos de 3,35 do quartzo e 3,20 do feldspato.

No caso em pauta recorreu-se então à separação manual dos grãos de feldspatos dos de quartzo, executando-se posteriormente a contagem e a pesagem das duas frações assim obtidas. O processo foi aplicado em 36 amostras, prèviamente escolhidas, após o peneiramento realizado durante as análises granulométricas. Êsse processo poderia ser enquadrado no 1.º grupo de métodos anteriormente citados. A separação foi feita à vista desarmada ou eventualmente com o auxílio de uma lupa de bolso. Na maior parte dos casos a distinção entre os grãos de quartzo e feldspato foi bastante facilitada em virtude da caulinização parcial de feldspatos. Tamanho muito pequeno e o número muito grande de grãos de feldspatos nas frações mais finas da escala areia (WENTWORTH) constituíram as limitações naturais. Esta dificuldade seria também enfrentada no processo da coloração.

Desta maneira, considerando-se que a separação efetuada em três frações mais grosseiras deveria mostrar aproximadamente as variações em freqüências, não só nas diferentes amostras selecionadas, mas também nas diferentes granulações, o trabalho foi efetuado. A êste propósito, para aquilatar o possível êrro ao qual se incorre, quando se tomam granulações diferentes para efeito de comparação do conteúdo de feldspatos, HAYES (1962) tomou 11 amostras selecionadas ao acaso dos rios Platte e South Platte. Cinco frações granulométricas, variando de areia muito grossa a areia muito fina, foram separadas em cada amostra e determinadas as porcentagens relativas de quartzo, feldspato potássio e feldspato plagioclásio.

Concluiu que as porcentagens relativas parecem não ser significativamente afetadas pela granulação, quando se considera o feldspato total. Entretanto, o conteúdo de feldspato decresce com a diminuição de granulação, e o conteúdo de feldspato plagiocásio aumenta com a diminuição do tamanho dos grãos.

De acordo com as conclusões de HAYES, parece lícito comparar porcentagens relativas de feldspato total de quaisquer intervalos granulométricos. Assim, devido à facilidade de processamento, no caso do método escolhido, foram selecionados os seguintes intervalos: 4,000 a 2,000 mm; 2,000 a 1,000 mm e 1,000 a 0,500 mm de diâmetro. A primeira fração está presente somente em 12 das 36 amostras. A quantidade total de grãos, resultantes das análises granulométricas, foi processada nas duas primeiras frações mais grosseiras, e na última, devido ao número excessivo de grãos, foi feita uma quarteação com o micro-quarteador de JONES, trabalhando-se assim com quantidades sempre em torno de 1,50 g que compreendiam cerca de 2.000 a 3.000 grãos de feldspato e quartzo. Assim, mesmo nas amostras mais pobres em feldspato, entre aquelas selecionadas, foram contadas sempre algumas centenas de grãos deste mineral, o que deve atribuir uma representatividade muito boa para os resultados destas análises.

Os resultados obtidos podem ser vistos nos gráficos de frequência relativa (figura n.º 16a-16c). Nas duas frações mais finas os resultados foram lançados em forma de frequência em número de grãos e frequência em peso. Verificou-se que há uma ligeira diferença entre as duas curvas, ora a frequência em número é maior do que a frequência em peso, ora sucede o inverso. As causas destas discrepâncias não devem possuir a mesma explicação para todas as amostras. Quando as amostras são suficientemente frescas os grãos de feldspato e quartzo devem possuir aproximadamente o mesmo peso específico. Então, se a frequência em peso der maior que a frequência numérica, significa que os grãos de feldspato são maiores, dentro daquele intervalo granulométrico, do que os grãos de quartzo. Isto parece acontecer nas amostras J7 e G45. Porém, mais frequentemente, os grãos de feldspato estão caulinizados, o que deve ocasionar não somente uma diminuição de peso específico, mas também uma fragmentação ou desgaste mais fácil, durante os processos naturais ou mesmo durante a análise granulométrica dos sedimentos. Assim é que, na maior parte dos casos, a frequência em peso foi menor do que em número (amostras J18, G3, G16, etc.). Verifica-se que essa tendência nem sempre é obedecida em uma determinada amostra, quando se confrontam frações granulométricas diferentes.

Apenas com a finalidade de completar o gráfico, as amostras que não possuíam a fração 4,000 a 2,000 mm, tiveram os dados interpolados com base na média aritmética das duas frações mais finas de cada amostra. De um modo geral, as amostras com muito feldspato na fração 4,000 e 2,000 mm são também muito ricas neste mineral nas frações mais finas. Confrontando-se

as duas frações mais finas nota-se uma maior regularidade quanto ao conteúdo feldspático. Porém a fração mais grosseira, apesar de não ter distribuição completa em tôdas as amostras, parece mostrar menor regularidade. Assim, a amostra J35 que apresenta quase 50% de feldspato na fração mais grosseira, nas frações menores êste teor não ultrapassa a cifra dos 20%. Amostra J18 apresenta uma situação diferente, pois, possuindo apenas um teor de 10% na fração mais grosseira, aumento para mais de 30% na fração 2,000 a 1,000 mm e finalmente para 50% na fração mais fina. Êstes resultados aparentemente vem contradizer as conclusões de HAYES (1962), já citadas, mas o autor dêste trabalho atribui êste fato ao intemperismo, que teria atuado nos sedimentos desta bacia, no sentido de alterar o conteúdo do original em feldspatos dêsses sedimentos.

As amostras estão dispostas, no gráfico (figura n.º 16a-16c), segundo o sentido de transporte admitido para os sedimentos da bacia, isto é, da região de Jacareí para Cruzeiro. As amostras da região de Jacareí exibem valores muito altos do conteúdo feldspático nas frações grosseiras das três primeiras amostras, devido à proximidade do embasamento cristalino. Êstes valores decrescem muito ràpidamente nas amostras subseqüentes até se localizar em tôrno de 20% de feldspatos. Êste fato parece estar ligado, baseado nas conclusões de PETTIJOHN (1957), a um gradiente altíssimo para as correntes de água que serviram como veículos transportador dos sedimentos, pois, embora não se tenha dados muito concretos quanto ao efeito da distância transportada sôbre o conteúdo feldspático, parece ser válido admitir que algumas dezenas de quilômetros transportados não seriam suficientes para introduzir qualquer alteração notável. Alguns "picos" mais proeminentes nos gráficos, quando localizados nas partes medianas das curvas, correspondem às amostras coletadas próximas ao embasamento cristalino nos limites laterais da bacia, ou, quando bastante afastados das fontes de suprimento, mostram uma contribuição mais efetiva de algumas correntes mais fortes que prevaleceram durante a sedimentação, provenientes das bordas laterais. Na região de Cruzeiro novamente se manifesta o fato proximidade do embasamento cristalino que implica em uma alta frequência de feldspatos. Nas regiões de Jacareí e Cruzeiro algumas amostras chegam a apresentar maior porcentagem de grãos de feldspatos do que de quartzo (Amostras J7, J8, G30 e G45).

Ainda, pelo gráfico pode ser concluído que sòmente duas amostras participam como representantes da região de Taubaté, que corresponde geograficamente à parte mediana da bacia. Êste fato pode ser atribuído a duas causas prováveis: maior intemperismo dos sedimentos, que teria ocasionado já a completa caulinização e eliminação conseqüente dos feldspatos, ou então já a escassez original nos sedimentos. Certamente os dois fatores podem ter contribuído, mas é difícil avaliar o grau de contribuição de cada um dêles. O autor não pôde verificar a influência do embasamento nesta faixa, por falta de afloramentos próximos à borda da bacia.

9.2 — CONCLUSÕES

a) Examinando-se os arenitos feldspáticos da Bacia de Taubaté (Formação São Paulo), das 36 amostras analisadas, 12 podem ser classificadas como arcósios (mais de 25% de feldspato), 22 como arenitos feldspáticos (menos de 25% e mais de 10% de feldspatos), 2 como arenitos pouco feldspáticos (menos de 10% de feldspatos). Estes limites de conteúdo feldspáticos foram baseados em CAROZZI (1960).

b) Para a formação desses sedimentos, freqüentemente bastante feldspáticos, além de uma rocha-mãe adequada (gnaisse), deve ter influído grandemente o relêvo abrupto existente na área, graças ao forte desnível entre a zona fornecedora e a bacia de sedimentação, em virtude de uma constante reativação das falhas durante a deposição da Formação São Paulo na Bacia de Taubaté. Pois, como atualmente se acredita, eles são mais favorecidos pela erosão rápida em uma área de relêvo acentuado do que por condições climáticas específicas. Os inúmeros trabalhos sobre o conteúdo feldspático em sedimentos fluviais servem para demonstrar que os feldspatos podem ser conservados em climas variando desde tropical até subártico.

c) Estes arenitos ricos em feldspatos parecem revelar, na sua gênese, uma contribuição inicial de feldspatos mais alta do que de quartzo, porque a matriz pode ser encarada como um produto de profundo intemperismo químico ou extrema desagregação mecânica destes minerais. Sob ação intempérica, forma-se a caulinita que, por compactação parcial e recristalização torna-se mais coerente, atribuindo até certa consistência aos sedimentos arenosos nos quais estão contidos. Este fato parece ser comprovado pelas amostras que, quando contém porcentagens excepcionalmente altas de feldspato (mais de 60%) são completamente friáveis e os grãos de feldspatos são bastante frescos; enquanto maior consistência é verificada nos arcósios que contêm menor quantidade de feldspatos, porque a maior parte já foi caulinizada passando a integrar a matriz dessas rochas, e os grãos de feldspatos estão bastante alterados.

FIGURA Nº 16a

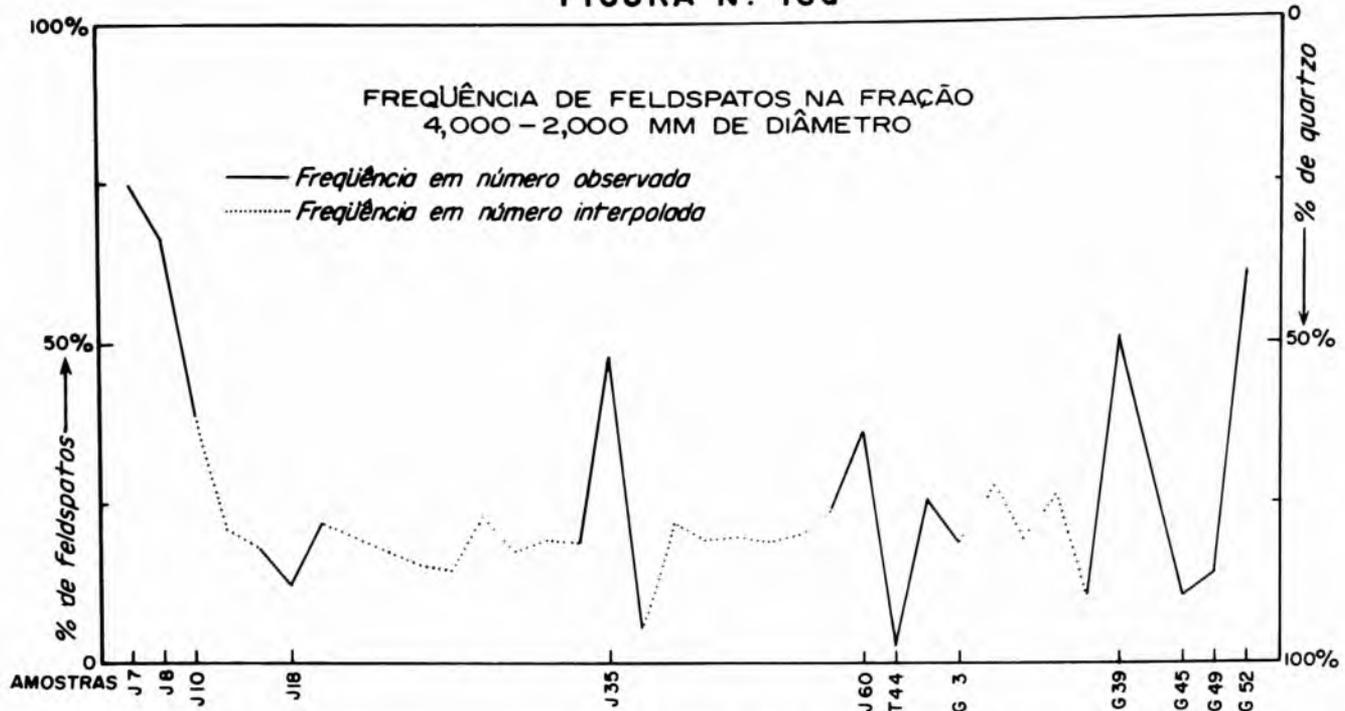


FIGURA Nº 16b

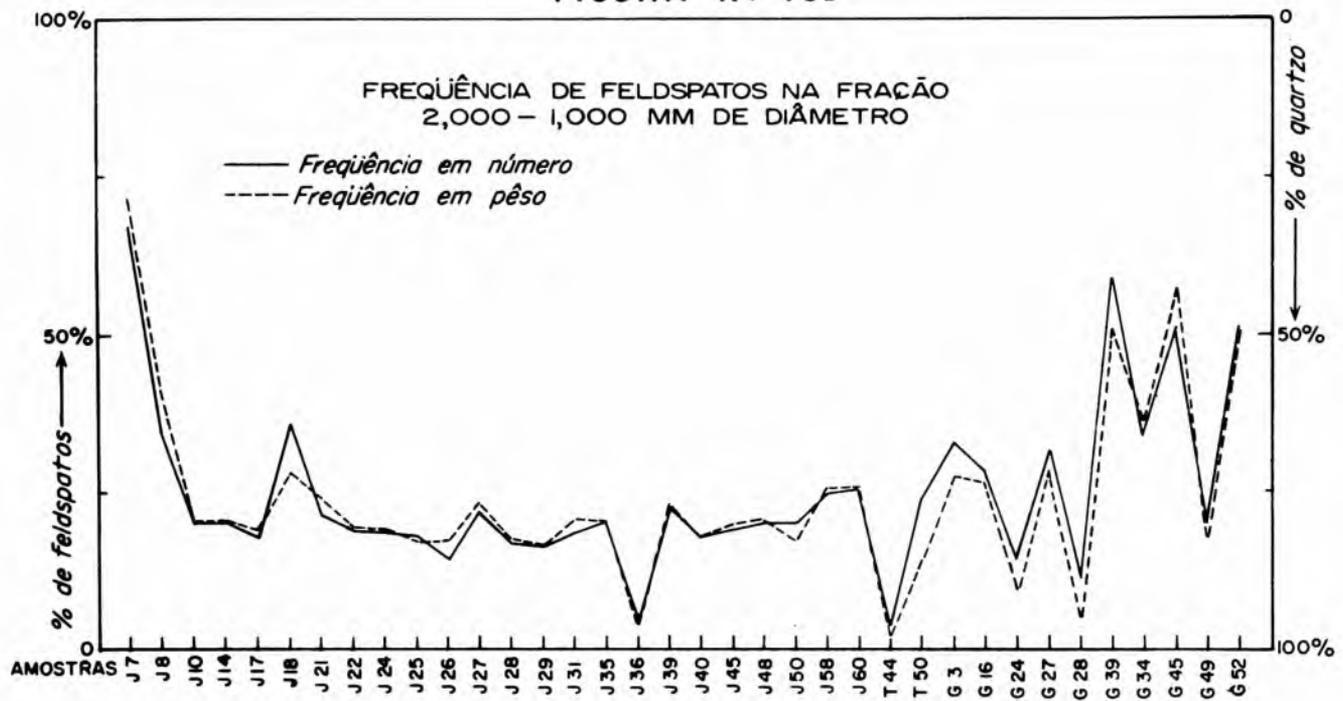


FIGURA Nº 16c



10. ANÁLISES DE MINERAIS PESADOS

Os primeiros observadores e contentaram em separar os minerais pesados, determiná-los por diversos métodos ópticos e atribuir-lhes um coeficiente subjetivo de frequência: raro, muito raro, comum, etc. Segundo BOUCART (1947; no prefácio do livro de DUPLAIX, 1957) foi EDELMAN o primeiro a introduzir nesta técnica os métodos quantitativos. No presente trabalho foi utilizado um processo semiquantitativo, que será explicado mais adiante.

Foram estudadas 83 amostras de sedimentos coletadas na superfície, das quais 78 são da Formação São Paulo e 5 da Formação Tremembé. Destas, 32 são da região de Jacareí, 22 de Taubaté e 29 de Guaratinguetá. Além disso, 2 amostras (n.ºs 821 e 832) da Formação Tremembé, procedentes da sondagem n.º 42, foram também estudadas. Para se entender mais claramente o problema da derivação desses minerais pesados, contidos nos sedimentos, foram estudados também minerais acessórios de 13 amostras de regolitos das rochas que constituem o embasamento cristalino. Os pontos de amostragem dos regolitos estão indicados no mapa geológico da bacia (figura n.º 1).

Nos sedimentos, os minerais pesados foram separados em apenas uma fração no intervalo 0,250 a 0,062 mm de diâmetro. Nos regolitos de rochas do embasamento o mesmo estudo foi efetuado no intervalo acima, porém, separado em duas frações, de 0,125 mm e 0,125 a 0,062 mm de diâmetro.

A separação dos minerais pesados foi feita com o auxílio de bromoformio, segundo a técnica descrita por KRUMBEIN e PETTIJOHN (1938). Depois, os opacos magnéticos foram eliminados com um ímã de bolso. Em seguida, após uma conveniente quarteação efetuada sobre uma folha de papel por divisões sucessivas em 4 partes aproximadamente iguais, quando atingida uma quantidade em torno de 150 a 200 grãos, os minerais foram montados em lâminas de vidro, usando-se como meio de montagem o bálsamo do Canadá. Depois foram feitas as identificações e a subsequente contagem de 100 grãos minerais transparentes, correndo-se sistematicamente a lâmina sobre a platina do microscópio petrográfico com o auxílio de um acessório ("charriot"). O autor preferiu chamar de semiquantitativas estas determinações, já que as quantidades relativas finais

não estão relacionadas ao conteúdo global de minerais pesados nas amostras e, além disso, 100 grãos é ainda uma quantidade pequena para ser considerada representativa da frequência real dos minerais nesses sedimentos. Para uma determinação quantitativa poder-se-ia seguir o método proposto por DUPLAIX (1957), mas tal processo não foi seguido aqui porque seria moroso e cairia fora dos propósitos para que foi incluído este capítulo.

O presente estudo de minerais pesados foi executado com mira nos seguintes objetivos: (a) conhecer a constituição mineralógica dos sedimentos, para relacionar à maturidade mineralógica e número de espécies presentes, e (b) obter dados possíveis para ajudar a interpretação paleogeográfica (derivação, distância de transporte, etc.).

10.1 — DESCRIÇÃO DOS MINERAIS PESADOS (TRANSPARENTES)

10.1.1 — Amostras de sedimentos

ZIRCÃO — O zircão se apresenta em forma de grãos prismáticos de comprimento variável, muitas vezes com extremidades piramidadas, mais freqüentemente encontrados nas granulações menores estudadas. Geralmente possuem inclusões, que podem ser de cristais sem orientação, mas freqüentemente eles são orientados formando zonas escuras que seguem os contornos dos grãos. BRAMMALL (1928) descreveu e esquematizou o zoneamento do zircão. O citado autor achou difícil determinar a origem desse zoneamento, mas ele atribuiu a hipótese de se tratarem de “suspensões” pulverulentas, provavelmente de ilmenita, dispondo-se em lâminas para determinar o zoneamento. Às vezes essas inclusões nos grãos de zircão da Bacia de Taubaté se tornam tão abundantes que o mineral fica quase opaco.

MONAZITA — Os grãos de monazita são amarelos, ovóides, e geralmente sem inclusões. Apresentam um relevo bastante acentuado no balsamo. Geralmente não mudam de cor quando cruzados os nícois, devido à birrefringência muito alta. Segundo HASSANO (1968) as lentes conglomeráticas da Formação São Paulo, na Bacia de Taubaté, apresentam anomalias radioativas altas, muito provavelmente em virtude da presença da monazita entre os minerais pesados desses sedimentos.

SILLIMANITA — Este mineral possui uma forma prismática ripiforme, com extremidades arredondadas, estriada longitudinalmente. Freqüentemente aparecem fraturas perpendiculares às estrias. Apresentam-se em tamanhos grandes dentro do intervalo granulométrico analisado.

TURMALINA — São encontradas três variedades de turmalinas, de cores castanha, preta e azul. A variedade acastanhada é, de longe, a mais comum. São de forma prismática e com freqüentes inclusões, quase sempre seguindo o alongamento e apresentam forte pleocroísmo. A turmalina azul é bastante rara; aparece mais comumente em forma de grãos irregulares quebrados. A turmalina acastanhada apresenta dimensões maiores do que a turmalina azul, talvez por ocorrerem em cristais geralmente inteiros. Além disso, a variedade acastanhada apresenta freqüentes inclusões. Durante as análises granulométricas foi verificado que algumas amostras apresentavam, principalmente nas frações mais grosseiras (entre 0,500 e 4,000 mm de diâmetro), certa freqüência de um mineral prismático preto que, observado na lupa binocular, foi determinado como turmalina preta.

EPÍDOTO — O epídoto aparece em forma de grãos arredondados, de conformação botrioidal e cor típica amarelo clara a amarelo esverdeada. São comuns e abundantes as inclusões que dão, muitas vezes, um aspecto todo perfurado. Sob este aspecto é muito semelhante à estaurolita, que freqüentemente apresenta-se com muitas inclusões que lhe atribui uma similaridade com “queijo suíço”. Porém, parece que a estaurolita está ausente.

BIOTITA — A biotita é, muitas vezes, um mineral bastante abundante entre os minerais pesados dos sedimentos. Normalmente são grandes e formam placas descoloridas, de cor castanha avermelhada, em virtude da ação do intemperismo. Mas, por vezes, podem ser pretas, quase opacas ou com tons esverdeados. São comuns placas que apresentam um comportamento isotrópico, extinção quase completa sob nícois cruzados, devido à clivagem basal proeminente e pelo fato do ângulo 2V ser muito pequeno.

APATITA — Os grãos de apatita são prismáticos, praticamente incolores; caracterizam-se, além disso, por um relêvo muito baixo. São geralmente isentos de inclusões.

RUTILO — O rutilo possui cor características vermelha a castanho avermelhada, e se apresenta em pequenos cristais prismáticos, estriados longitudinalmente. Foram verificados alguns casos de cristais com “geminção em joelho”, bastante característica deste mineral. É um mineral muito freqüente, embora seja pouco abundante.

GRANADA — Os grãos de granada se caracterizam pela fratura concoidal e isotropismo. Geralmente se apresentam em cristais bastante pequenos e raros. Apresentam-se em duas variedades, uma rósea e outra esverdeada, sendo a primeira muito mais comum.

10.1.2 — Amostras de regolitos

Todos os minerais acima descritos foram verificados nos regolitos, com a diferença de serem menos alterados. Esta alteração diferencial parece manifestar-se particularmente na biotita, pois nas amostras de regolitos ela é mais escura, preta, enquanto que minerais mais resistentes ao intemperismo, zircão e a turmalina permanecem praticamente inalterados, isto é, são iguais nas amostras de sedimentos como nas de regolitos. Nessas amostras foi verificada a ocorrência de hornblenda verde que não foi constatada nas amostras de sedimentos. Ela se apresenta em forma de fragmentos com extremidades serrilhadas, mais ou menos alongadas e com cor “verde garrafa”.

10.2 — FREQUÊNCIA DE MINERAIS PESADOS E CONCLUSÕES

As frequências porcentuais verificadas em determinações semiquantitativas, de contagem dos minerais pesados transparentes, tanto nas amostras de sedimentos, conforme as regiões consideradas da área em estudo, como nas amostras de regolitos das rochas do embasamento cristalino, estão representadas nas figuras n.º 17 e n.º 18. As amostras possuem a mesma numeração da análise granulométrica, no caso de sedimentos da Formação São Paulo.

As amostras de regolitos foram coletadas em locais, indicados no mapa geológico da bacia, e nunca muito distantes da borda atual dos sedimentos da bacia (no máximo 10 a 15 km); e algumas são procedentes de afloramentos do embasamento, dentro da faixa atual de sedimentos.

Nas amostras de sedimentos das 3 regiões juntas chegam a ocorrer 9 espécies diferentes de minerais pesados transparentes, mas basicamente, 5 espécies perfazem a maior parte dessa associação, que são, em ordem aproximada de decréscimo de frequência: zircão, biotita, turmalina (incluindo as variedades castanha e azul), epidoto e monazita. No entanto, comparando-se as três regiões verifica-se que, enquanto o zircão e a biotita se tornam mais abundantes em Guaratinguetá em relação às regiões Jacareí-Taubaté, a frequência de turmalina decresce na primeira. Outros minerais que chegam a se sobressair apresentam este comportamento de caráter muito local, como é o caso da apatita. Outros minerais, como o rutilo, são bastante frequentes, mas nunca chegam a ser abundantes. A granada, por outro lado, é um mineral muito raro nestes sedimentos, e quando presente nunca chega a uma quantidade expressiva.

Duas amostras da sondagem n.º 42, analisadas, revelaram um comportamento, no conteúdo de minerais pesados, bastante diverso daquelas amostras coletadas na superfície. Pois, embora certamente 5 destas amos-

FIGURA Nº 17
RESULTADOS DE EXAMES DE MINERAIS PESADOS

AMOSTRAS DE SEDIMENTOS

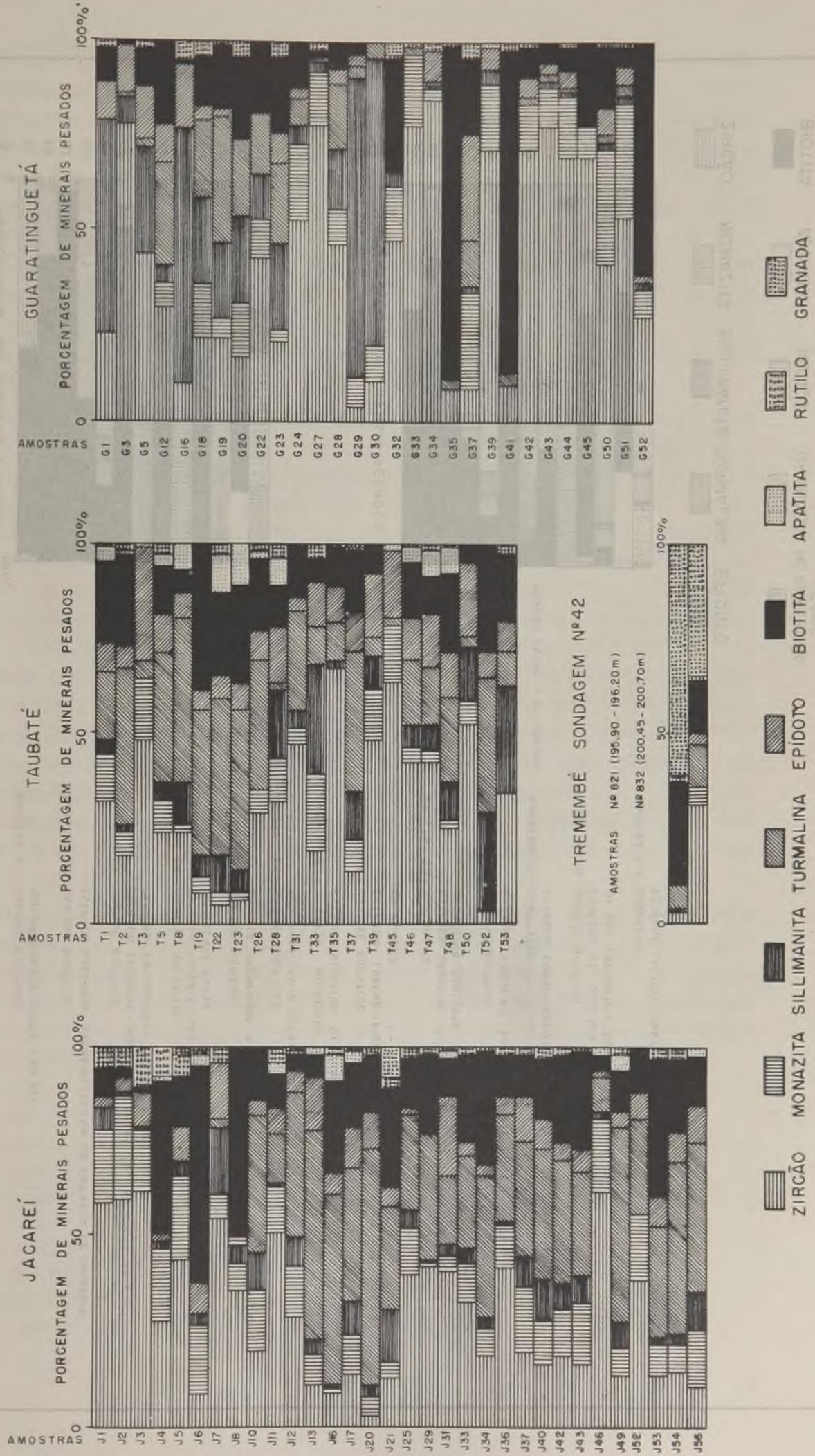
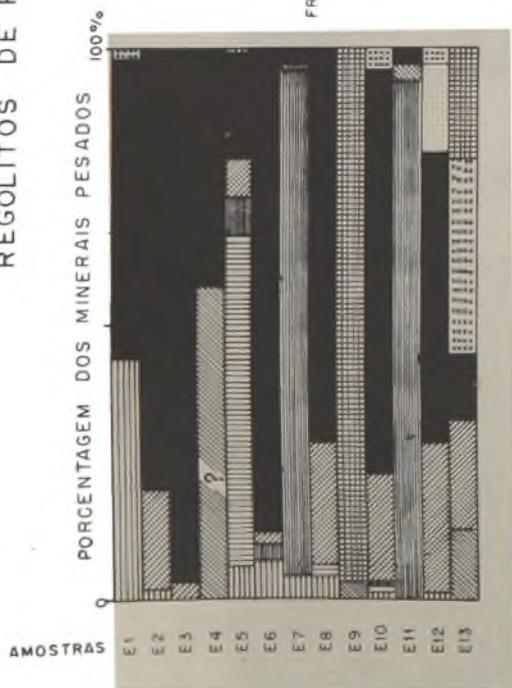


FIGURA Nº 18

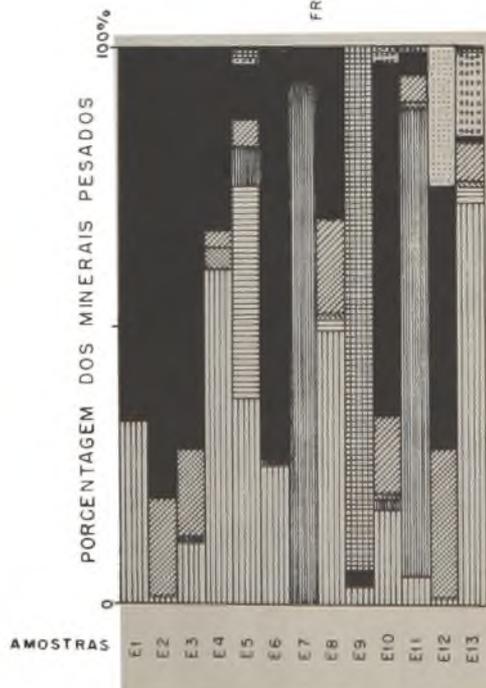
RESULTADOS DE EXAMES DE MINERAIS PESADOS

REGOLITOS DE ROCHAS DO EMBASAMENTO CRISTALINO

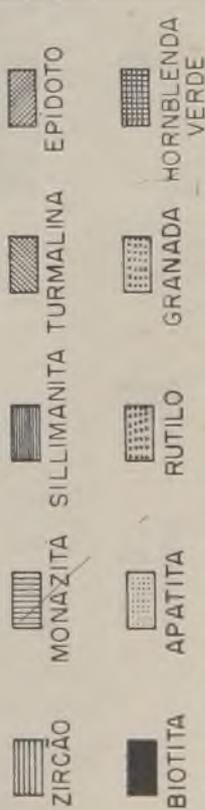


FRAÇÃO ENTRE 0,250-0,125mm

- AMOSTRA E1 - GNAISSE BIOTÍTICO
ROD. PRESIDENTE DUTRA - Km 357
- AMOSTRA E2 - GNAISSE BIOTÍTICO
ESTRADA CAÇAPAVA - JAMBEIRO (13,7 Km DA ENTRADA DE CAÇAPAVA)
- AMOSTRA E3 - GNAISSE BIOTÍTICO
ESTRADA CAÇAPAVA - MONTEIRO LOBATO 7Km DA PONTE DO RIO
PARAIBA EM CAÇAPAVA
- AMOSTRA E4 - QUARTZO MICAXISTO
ESTRADA TAUBATÉ - SÃO LUIZ DO PARAÍTINGA 6Km DA ROD.
PRESIDENTE DUTRA
- AMOSTRA E5 - GNAISSE BIOTÍTICO
ESTRADA TREMEMBRÉ A ROD. PINDAMONHANGABA - CAMPOS DE JORDÃO
- AMOSTRA E6 - GNAISSE BIOTÍTICO
ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 232
- AMOSTRA E7 - QUARTZO MICAXISTO
ESTÁDIO MUNICIPAL DE GUARATINGUETÁ
- AMOSTRA E8 - GNAISSE BIOTÍTICO
ESTRADA LORENA - PIQUETE - 7 Km DA PONTE DO RIO PARAÍBA
EM LORENA
- AMOSTRA E9 - ANFIBOLITO
ESTRADA CRUZEIRO - TÚNEL - 8 Km DO CRUZAMENTO CRUZEIRO -
CACHOEIRA PAULISTA
- AMOSTRA E10 - GNAISSE BIOTÍTICO
ESTRADA CRUZEIRO - ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 261
- AMOSTRA E11 - QUARTZITO
ESTRADA EMBAÚ VELHO - PIQUETE - 6 Km DE EMBAÚ VELHO
- AMOSTRA E12 - GNAISSE BIOTÍTICO
ESTRADA SÃO JOSÉ DOS CAMPOS - CARAGUATATUBA Km 125 (12 Km
DA ROD. PRESIDENTE DUTRA)
- AMOSTRA E13 - QUARTZITO
ESTRADA JACAREÍ - SANTA BRANCA - 2 Km DA SAÍDA DE JACAREÍ



FRAÇÃO ENTRE 0,125-0,062mm



tras sejam da Formação Tremembé como aquelas da sondagem n.º 42, elas apresentaram um conteúdo mineralógico bastante diferente. Estão presentes nas duas amostras de subsuperfície minerais comuns nas amostras de afloramentos, como zircão, turmalina, biotita e outros, mas a diferença reside no fato de ocorrer nas duas, uma quantidade muito grande de granada rósea, diminuindo em conseqüência a freqüência relativa dos outros constituintes. Infelizmente, o número de amostras de sondagem da Formação Tremembé, e também, os casos de amostras comprovadamente pertencentes a esta formação coletadas na superfície são poucos, que não se pode estabelecer qualquer conclusão definitiva. É curiosa, no entanto, a ocorrência tão abundante de granadas, porque foge à regra que parece ser geral para êstes sedimentos.

Dos regolitos que constituem o embasamento cristalino da bacia foram colhidas 13 amostras. Estas, preparadas e analisadas, mostraram resultados bem diferentes daqueles dos sedimentos. O número total de minerais presente foi de 10, devido à ocorrência da hornblenda verde, fato notado particularmente na amostra E9, nas duas frações do intervalo analisado (0,250 — 0,125 mm e 0,125 a 0,062 mm), e também em mínimas quantidades nas amostras E5 e E6, na fração entre 0,125 a 0,062 mm. A principal diferença quanto à constituição de minerais pesados transparentes entre o regolito e os sedimentos é que no primeiro, quando um mineral acessório característico da rocha fresca está presente, geralmente êle predomina sôbre os demais, diminuindo em conseqüência, o número de espécies e a freqüência relativa dos outros minerais. Para exemplificar êste fato pode-se tomar a amostra E11, que é regolito de um quartzito; ela apresenta 85% de sillimanita na fração menor. Desta maneira, certamente, os sedimentos ricos neste mineral tiveram grande contribuição a partir dos quartzitos dêste tipo. Outro caso similar é o da amostra E4, que foi coletada de um regolito de quartzo-micaxisto.

Baseado nos resultados da determinação microscópica das 13 amostras de regolitos, em confronto com os dados de minerais pesados das 85 amostras de sedimentos, pode-se apresentar, como uma tentativa para se chegar à derivação dos sedimentos da Bacia de Taubaté (Formação São Paulo, principalmente) a seguinte relação entre os minerais pesados e as rochas matrizes originais:

Zircão	}	Gnaisse Biotítico	Sillimanita	}	quartzito e quartzo-micaxisto
Biotita			Turmalina		
Epídoto			Rutilo		
Monazita			Epídoto (?)		
Apatita					
Granada				}	Anfibolito
Rutilo (?)			Hornblenda		
Sillimanita (?)			Verde		
Hornblenda (?)					

Além disso, outro fato que pôde ser verificado com êste estudo refere-se à maturidade dos sedimentos, permitindo classificar os depósitos da Formação São Paulo como mineralogicamente imaturos. Minerais como epidoto, e, talvez, a biotita, seriam destruídos se o transporte fôsse longo, ou os sedimentos fôsem muito antigos, pois êstes se situam entre os primeiros nas séries de estabilidade mineral crescente propostas por vários autores. A ausência da hornblenda verde nos sedimentos indica que o transporte dêstes sedimentos foi suficiente para destruir êste componente.

11 ARGILAS MONTMORILLONÍTIICAS

As argilas da Bacia de Taubaté são notáveis pela sua cor predominante esverdeada (10Y 6/2 = verde oliva pálida, quando seca e, 10Y 4/2 = verde oliva cinzenta, quando úmida) em amostras de afloramentos não intemperizados ou testemunhos de sondagem.

Essa coloração esverdeada é geral em todos os sedimentos mais antigos da bacia, tanto na Formação São Paulo, como na Formação Tremembé, emprestando não somente aos clásticos finos mas também aos grosseiros (arenitos e conglomerados) aquela cor, que vem chamando a atenção dos pesquisadores já há muito tempo. Os constituintes verdes das rochas sedimentares comuns estão presentes normalmente na fração argilosa. Eles têm sido identificados como membros do grupo de minerais argilosos da illita ou montmorillonita.

Quando sofrem a ação intempérica as argilas tomam coloração variegada, onde sobressaem as várias tonalidades das cores vermelha, laranja e amarela (5RP 6/2; 5R 2/6; 5YR 8/4; 5Y 6/4; 10R 4/6, etc.). Neste caso, pequenas partículas sílticas colorem as argilas e são constituídas muito provavelmente de agregados de Fe_2O_3 em diversos estágios de hidratação. MAC CARTHY (1926), que estudou mais detalhadamente as cores dos minerais, com especial ênfase das argilas e outros constituintes mineralógicos dos sedimentos, concluiu que: “ excetuando as cores orgânicas e ocasionais argilas tingidas de manganês, os compostos de ferro, de um ou de outro modo parecem ser quase o único responsável por essas cores” As partículas que formam o agente da coloração dos sedimentos permanecem como agregados, durante as análises granulométricas. Estas partículas agregadas, durante a desagregação dos sedimentos, são isolados dos componentes clásticos que, por sua vez, ficam descoloridos em suspensão aquosa. Este fato foi verificado durante as análises granulométricas de sedimentos variegados em amostras processadas pelo autor deste trabalho. Os agregados foram referidos como granulitos limoníticos e cristalitos cor de vinho por PAIVA NETTO e NASCIMENTO (1956), os quais quando separados perfazem cerca de 1% do material.

Os autores supra citados apresentaram um trabalho sobre essas argilas examinando pelo processo das análises térmicas diferencial e química, principalmente os argilitos intercalados entre os folhelhos pirobetuminosos da

Formação Tremembé. Eles fazem considerações também sobre os problemas de escorregamento de terrenos, devido à presença da montmorillonita nas argilas, que os autores chamaram de bentonita, quando são feitos cortes ou aterros de estradas.

Durante os levantamentos de campo, a atenção do autor deste trabalho também foi despertada pela constância da cor verde nos sedimentos de afloramentos menos alterados, presente principalmente antes de atingir Jacareí, no sentido São Paulo-Rio de Janeiro, nos cortes da Rodovia Presidente Dutra. Desta maneira, foi realizada uma análise dos minerais de argila de siltitos e argilitos utilizando-se, para tanto, a técnica de difração de raios X. Este estudo, além de confirmar os resultados de PAIVA NETTO e NASCIMENTO (1956) no que diz respeito à Formação Tremembé, permitiu identificar a presença dos mesmos minerais também na Formação São Paulo, e possibilitou chegar a importantes conclusões.

11 1 — MATERIAL E MÉTODO USADOS NA IDENTIFICAÇÃO

A fim de efetuar a identificação dos minerais de argila, as amostras de argilitos e siltitos argilosos foram selecionadas entre as coletadas no campo para análises granulométricas. Além disso foram examinadas algumas amostras da sondagem n.º 42.

Destas, 29 amostras pertencem à Formação São Paulo. Da Formação sotoposta, Tremembé, foram examinadas 9 amostras, sendo 2 de afloramentos e 7 de fragmentos de testemunhos da sondagem n.º 42, executada pelo Conselho Nacional do Petróleo no Município de Tremembé.

O material, antes de ser analisado, sofreu os seguintes tratamentos:

(a) Desagregação em H₂O₂ (10 volumes) e dispersor, durante 10 a 15 minutos;

(b) Decantação em proveta graduada de 1000 ml, durante cerca de 2 horas;

(c) Após decorridas duas horas, somente o material em suspensão foi filtrado no funil de Büchner, ligado a uma bomba de vácuo;

(d) O material retido no papel do filtro foi secado na estufa à temperatura não superior a 60° C, durante 5 a 6 horas;

(e) Após a secagem, o material forma uma película mais ou menos coesa de argila sobre a folha de papel de filtro, razão por que foi efetuada a moagem em almofariz de porcelana e depois peneirado, sendo recolhida somente a fração que passou pela peneira de 100 "meshes"

Êstes tratamentos tiveram a finalidade de eliminar, o máximo possível, os minerais não argilosos (quartzo, feldspato, etc.).

O material assim preparado foi colocado no suporte do difratógrafo NORELCO, sendo utilizado tubo de cobre. As corridas foram realizadas usando-se 35 KV e 20 MA.

Foram preparados agregados orientados, umedecendo-se o material com etileno-glicol a 10% sobre uma lâmina de vidro e alisando-se a pasta assim formada com uma espátula metálica. A utilização de agregados orientados aumenta muito as possibilidades de reflexões basais e suprime bastante as outras, de tal modo que uma interpretação mais fácil destas reflexões é obtida (NAGELSCHMIDT, 1941; MAC EWAN, 1951; in BRINDLEY, 1955).

As leituras das difratogramas foram feitas em papel registrador, entre os ângulos de 2 a 30°, que possibilitaram o reconhecimento dos principais minerais do grupo das argilas presentes.

Com êste processo procurava-se determinar os espaçamentos característicos de 7, 10 e 14Å, que são com relativa facilidade identificados. Como êstes espaçamentos correspondem ou podem corresponder a mais de um mineral, então freqüentemente teve que se recorrer ao emprêgo de técnicas auxiliares, a fim de se poder decidir entre um mineral e outro. Essas técnicas, apresentadas por GRIM (1953), baseiam-se na contração ou expansão do espaçamento basal, por ação de temperatura ou de moléculas polares.

11.2 — SEDIMENTOS ARGILOSOS DA BACIA DE TAUBATÉ

11.2.1 — Minerais de argila presentes

Nas amostras provenientes da Formação Tremembé foram identificadas a montmorillonita e a caulinita. Outros minerais presentes que puderam ser verificados no intervalo corrido ($2\theta = 2^\circ$ e 30°) do difratograma foram mica e quartzo, e eventualmente feldspato.

Admite-se que os silicatos de ferro esverdeados ou verdes incluem vários minerais, entre os quais está a montmorillonita, quando rica em Fe. O ferro férrico acompanhado do ferro ferroso, dentro da estrutura dos silicatos, caracteriza os minerais verdes. É sugerido por KELLER (1953) que a coordenação dentro da rede cristalina dos silicatos é de maior consequência na produção da cor verde do que propriamente a valência do Fe.

As argilas montmorilloníticas haviam sido identificadas na Formação Tremembé por PAIVA NETTO e NASCIMENTO (1956) pelo método de análise térmica diferencial. Segundo os citados autores são argilas que mostram a coloração verde azeitona, azul e muito semelhantes às argilas bentoníticas de Nutfield e Somersetshire; possuem propriedades gerais das

argilas bentoníticas, tanto nas cores como na composição química, pH e permuta catiônica.

Nas figuras n.º 19 e n.º 20 estão representados os difratogramas de 7 amostras de sedimentos argilosos da Bacia de Taubaté, 4 da Formação São Paulo e 3 da Formação Tremembé; e 1 de "schlieren" biotítico alterado.

Na figura n.º 19, os dois primeiros registros são resultados de amostras coletadas na secção colunar SC-12 (Região de Taubaté). A amostra n.º T21 está situada mais acima na secção e apresenta cores variegadas (vários tons de vermelho: 10R 6/6; 10R 6/2; 10YR 6/6 e 10YR 8/2). A amostra n.º T18, situada mais abaixo na secção, apresenta cores variando entre 10Y 6/2 (verde oliva pálida = seca) e 10Y 4/2 (verde oliva cinzenta = úmida). Estas duas amostras diferem no fato de a segunda apresentar montmorillonita e, em consequência, os "picos" de outros minerais são bem menores.

As amostras J57 e J46 (figura n.º 19) foram coletadas, respectivamente, nas secções colunares SC-9 e SC-7, ambas secções medidas na região de Jacareí. Examinando-se a figura, verifica-se que essas amostras apresentam cores 5B 7/1 (cinza azulada clara) e 10Y 4/2 (verde oliva cinzenta). No primeiro caso a montmorillonita está ausente, enquanto que no segundo, o "pico" correspondente a este mineral aparece muito acentuado.

Entre as amostras da Formação Tremembé, examinadas pela difração de raios X, foram selecionados 3 difratogramas característicos, sendo um de amostra de superfície (T30), de cor 5GY 6/1 (cinza esverdeada) e dois de amostras de subsuperfície, da sondagem n.º 42 (199,45 — 199,70 m e 171,00 a 171,25 m de profundidade), de cores 5R 6/6 (vermelha clara) e 10Y 4/2 (verde oliva cinzenta), respectivamente. A amostra de superfície indica um "pico" de montmorillonita bem caracterizado. Enquanto que, embora as duas amostras de subsuperfície exibam "picos" daquele mineral, no difratograma da amostra n.º 731 é muito mais característico e definido. Este fato poderia ser explicado pela maior ou menor "cristalinidade" dos minerais montmorilloníticos presentes (ver figura n.º 20):

O primeiro difratograma da figura n.º 20 é de uma amostra de "schlieren" biotítico alterado, apresentando-se com uma cor similar à maioria dos sedimentos da bacia, isto é, 10Y 6/2 (verde oliva pálida). Este material foi coletado dentro de um gnaiss biotítico (Rodovia Presidente Dutra — km 339, entrada de Jacareí), e mostrou comportamento similar ao dos sedimentos, exibindo também um "pico" de montmorillonita bem definido.

Estas argilas parecem ser similares, também, à argila arenosa verde, não marinha da Formação Morrison (cores entre 10GY 5/2 e 5G 5/2 na tabela de cores do National Research Council, 1948), referida por KELLER (1953). Na Formação Morrison atribui-se a cor verde às mont-

morillonitas, que sempre estavam presentes nas amostras. GRIM (1951) notou que a montmorillonita pode ser branca, amarela, vermelha, verde ou cinza, dependendo de sua composição.

11.2.2 — Composição química

No quadro C, a seguir, tem-se a composição química das argilas da localidade tipo de Montmorillon, França, em confronto com a constituição das argilas, ora em estudo.

Comparando-se os dados do quadro verifica-se que a composição química das argilas montmorilloníticas da Bacia de Taubaté é bastante diferente daquela da localidade tipo de Montmorillon.

QUADRO C: Composição química de argilas

	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	51,14	46,10	43,86
Al ₂ O ₃	19,76	21,70	21,34
Fe ₂ O ₃	0,83	8,50	6,50
FeO	—	0,90	2,64
MgO		2,50	2,60
CaO	1,62	0,48	1,24
K ₂ O	0,11	2,02	3,19
Na ₂ O	0,04	0,20	0,33
TiO ₂	—	1,16	1,12
P ₂ O ₅	—	0,13	0,27
MnO	—	0,17	0,24
C	—	0,55	0,90
H ₂ O 105° C	14,81	8,16	7,92
H ₂ O + 105° C	7,99	7,41	7,92
	99,52%	99,98%	100,07%

(1) Localidade tipo de Montmorillon, França. (ROSS and HENDRICKS, 1946)

(2) Bacia de Taubaté — São Paulo

Média de 3 amostras com propriedades coloidais mais intensas PAIVA NETTO e NASCIMENTO, 1956)

(3) Bacia de Taubaté — São Paulo.

Média de 8 amostras da massa total de camadas montmorilloníticas (PAIVA I NETTO e NASCIMENTO, 1956).

Entre as montmorillonóides da Bacia de Taubaté, deve estar presente, também a nontronita, pois o teor em ferro observado deve em parte provir da rêde cristalina mineral de ergia (PAIVA NETTO e NASCIMENTO 1956). Outras diferenças na composição química entre êsses sedimentos e a argila da localidade tipo devem estar ligadas à pureza do material, que deve ser muito maior em Montmorillon, enquanto ocorre muita caulinita entre as argilas montmorilloníticas da Bacia de Taubaté.

11.2.3 — Avaliação quantitativa

A avaliação quantitativa é muito difícil em difratogramas de raios X, e sòmente estimativas muito grosseiras podem ser feitas. Esta dificuldade surge pelo fato que a capacidade de difração dos minerais de argila varia com a composição, granulometria, orientação e grau de cristalinidade.

Nas amostras analisadas, a orientação e granulometria poderiam ser consideradas aproximadamente constantes, já que sofrem o mesmo processamento. Ainda, pelo fato de provirem da mesma bacia, de depósitos não muito diferentes em idade, o grau de cristalinidade não deve variar muito. Então, as alturas dos “picos” poderiam ser tomadas como dependentes do tipo do material presente.

De acôrdo com WEAVER (1958) quantidades iguais a illita (10Å) e montmorillonita (14Å) dariam intensidades de “picos” em que a primeira teria aproximadamente 3 vêzes o valor da segunda; e quantidades iguais de illita e caulinita (7Å) resultariam em alturas de “picos” em que a primeira teria aproximadamente 2 a 3 vêzes o valor da segunda. Então, pode-se concluir que, quantidades iguais ou aproximadamente iguais de montmorillonita e caulinita devem dar “picos” de intensidades aproximadamente iguais, quando os outros fatôres são considerados constantes.

Partindo dessas premissas, foram construídos gráficos (figuras n.º 21a e n.º 21b) que mostram as variações das intensidades dos “picos”, segundo uma escala arbitrária relacionada às propriedades de difração dos minerais de argila presentes.

Nas duas formações consideradas, quando a montmorillonita está presente o “pico” de caulinita diminui muito de intensidade, e, quando a caulinita não está acompanhada pela montmorillonita, o valor do “pico” de caulinita é bem maior.

Na Formação São Paulo, as amostras da região de Jacareí são, quase totalmente, montmorilloníticas, enquanto que na área de Taubaté poucas amostras o são. Na região de Cruzeiro o mineral de argila presente é sòmente caulinita.

Na Formação Tremembé a montmorillonita está sempre presente, tanto nas amostras de superfície como nos testemunhos de sondagem.

11.2.4 — Rocha matriz das argilas

A rocha que maior contribuição forneceu aos sedimentos da Bacia de Taubaté foi, sem dúvida, o gnaiss biotítico, do tipo leptinítico, que recebe o nome de “gnaiss do Paraíba”

Esta rocha, freqüentemente porfiroblástica, apresenta-se com grandes cristais (até cerca de 3 a 4 cm de comprimento) de feldspatos (ver foto n.º 3). A biotita, além de ter uma distribuição geral dentro da rocha, definindo muito bem os planos de gnaissificação, ainda está associada às estruturas chamadas “schlieren”, muito comuns neste gnaiss, chegando a determinar concentrações muito puras deste mineral.

Na Rodovia Presidente Dutra (km 339), próxima à entrada de Jacareí, aflora este gnaiss que apresenta um “schlieren” de biotita, com passagem gradual para uma auréola de alteração intempérica constituída de material argiloso, côr 10Y 6/2 (verde oliva pálida), portanto da mesma tonalidade dos argilitos e siltitos da bacia. Os resultados da análise deste material podem ser vistos no difratograma da figura n.º 20, já discutido. Esta alteração deve ser “fóssil”, isto é, deve corresponder a um fenômeno que se verificou quando os sedimentos da bacia estavam sendo depositados, e somente com o corte da estrada apareceu na superfície. Esta afirmação é corroborada pela observação de sedimentos intemperizados da bacia (região de Taubaté) e rochas do embasamento na região, que alterados geralmente mostram uma composição caulínica. Então a alteração do “schlieren” não poderia ter ocorrido nos dias atuais, pois parece que não existem condições climáticas apropriadas para a formação dos minerais do grupo montmorillonita, na área em estudo, atualmente.

11.3 — INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DOS MINERAIS ARGILOSOS

11.3.1 — Origem e significado dos minerais de argila nos sedimentos

Quando se tem em conta que mais de 50% dos minerais de rochas sedimentares são de natureza argilosa, que os folhelhos abrangem entre 50 a 80% das secções geológicas, e que provavelmente mais de 95% das rochas sedimentares contêm minerais de argila, desaparece qualquer necessidade de apontar a importância do estudo dos minerais de argila.

O estudo de argilas tem sido desenvolvido sobremaneira pelos pedólogos, que têm se preocupado com as propriedades, como a capacidade de absorção de elementos e de troca de cátions. Do ponto de vista geológico, a estrutura básica dos minerais, que é herdada da matéria original, é o parâmetro mais significativo dos minerais de argila.

WEAVER (1958), após observação de um número muito grande de dados sobre os minerais de argila, estabeleceu as seguintes inferências:

(a) Nenhum mineral de argila particular está restrito a um ambiente específico.

(b) Illita, montmorillonita e argila de “camadas mistas” (mixed layers) podem ocorrer, em abundância, freqüentemente como únicos minerais de argila presentes em quaisquer dos ambientes deposicionais principais.

(c) A caulinita é dominante, principalmente em ambientes fluviais, embora possa ocorrer em abundância em todos os ambientes.

(d) A clorita é rara, nunca é argila predominante, e em geral é a menos abundante nos folhelhos marinhos.

(e) Os folhelhos de origem continental são raramente, senão nunca, completamente monominerálicos.

Devem ser tomadas precauções quando se tenta estabelecer inferências geológicas a partir de uma rocha ou mineral, em relação à origem, porque rochas ou minerais podem não ter sido formados onde se encontram atualmente. Além disso, na gênese de alguns minerais, o efeito dos materiais originais é predominante; em outros o fator determinante é o ambiente (da área fonte ou da área de deposição).

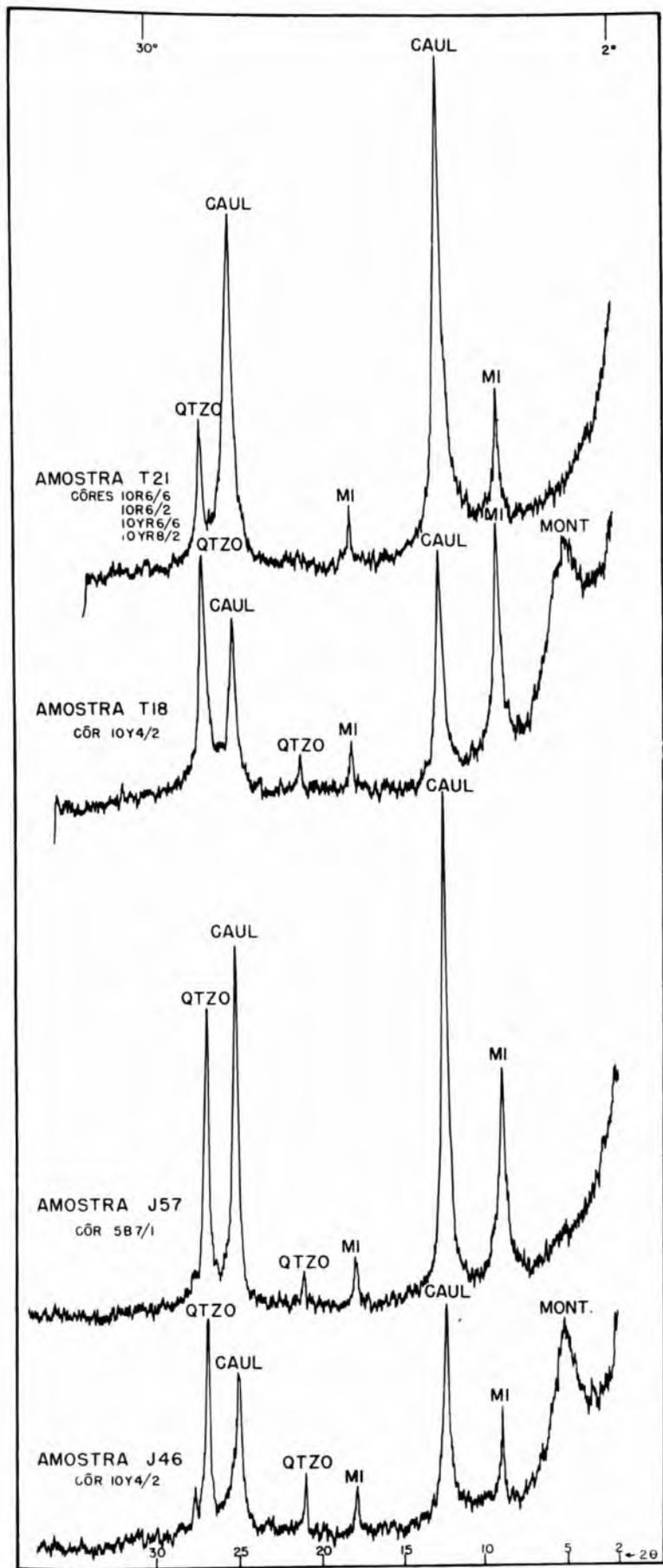
Acreditava-se que os minerais de argila eram notavelmente sensíveis, sob o aspecto qualitativo, aos ambientes físicos e químicos durante a deposição e diagênese, e, portanto, os minerais de argila que resultam da sedimentação tornar-se-iam um indicador da natureza daqueles ambientes (ROSS, 1943; ROSS e HENDRICKS, 1945; KELLER, 1946; MILLOT, 1949; GRIM, DIETZ e BRADLEY, 1949; KELLER e TING, 1950; GRIM, 1951 e KELLER, 1952; in KELLER, 1958).

WEAVER (1958) acha que a grande maioria dos minerais de argila em rochas sedimentares é de origem detrítica, refletindo fortemente o caráter do material da fonte, e sendo só ligeiramente modificado no ambiente de deposição.

De acordo com MILNE e EARLY (1958) o clima na área fonte pode ser o fator mais importante na determinação da associação de minerais de argila.

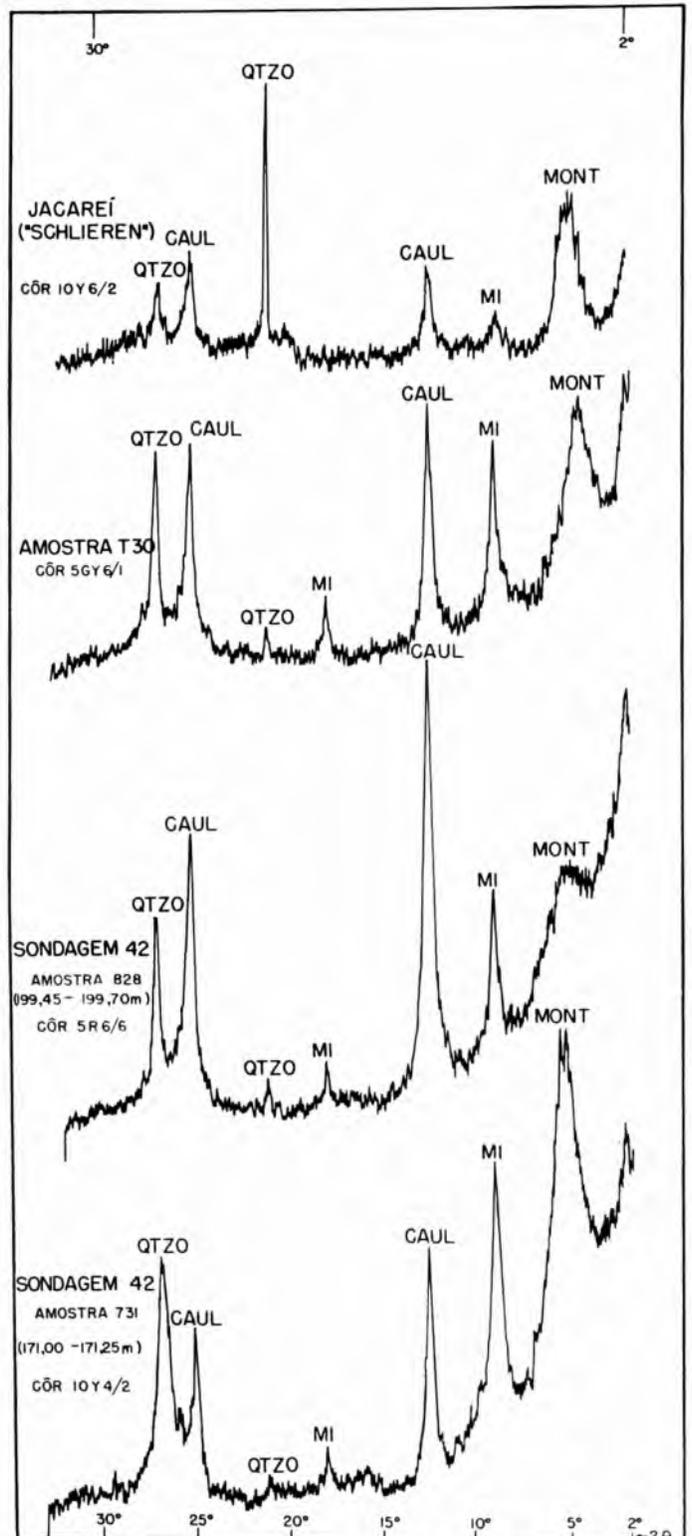
A compactação e o soterramento dos sedimentos, que produzem os processos diagenéticos, aparentemente resultam em alteração muito pequena dos minerais de argila. Freqüentemente, os efeitos da diagênese se estendem a menos de 5% do material argiloso.

Parece que ainda faltam elementos suficientes para avaliar completamente o grau de utilidade da mineralogia das argilas como instrumento



DIFRATOGRAMAS DE 4 AMOSTRAS DA FORMAÇÃO SÃO PAULO
QTZO (QUARTZO), GAUL (CAULINITA), MI (MICA), MONT (MONTMORILLONITA)

FIGURA Nº 19

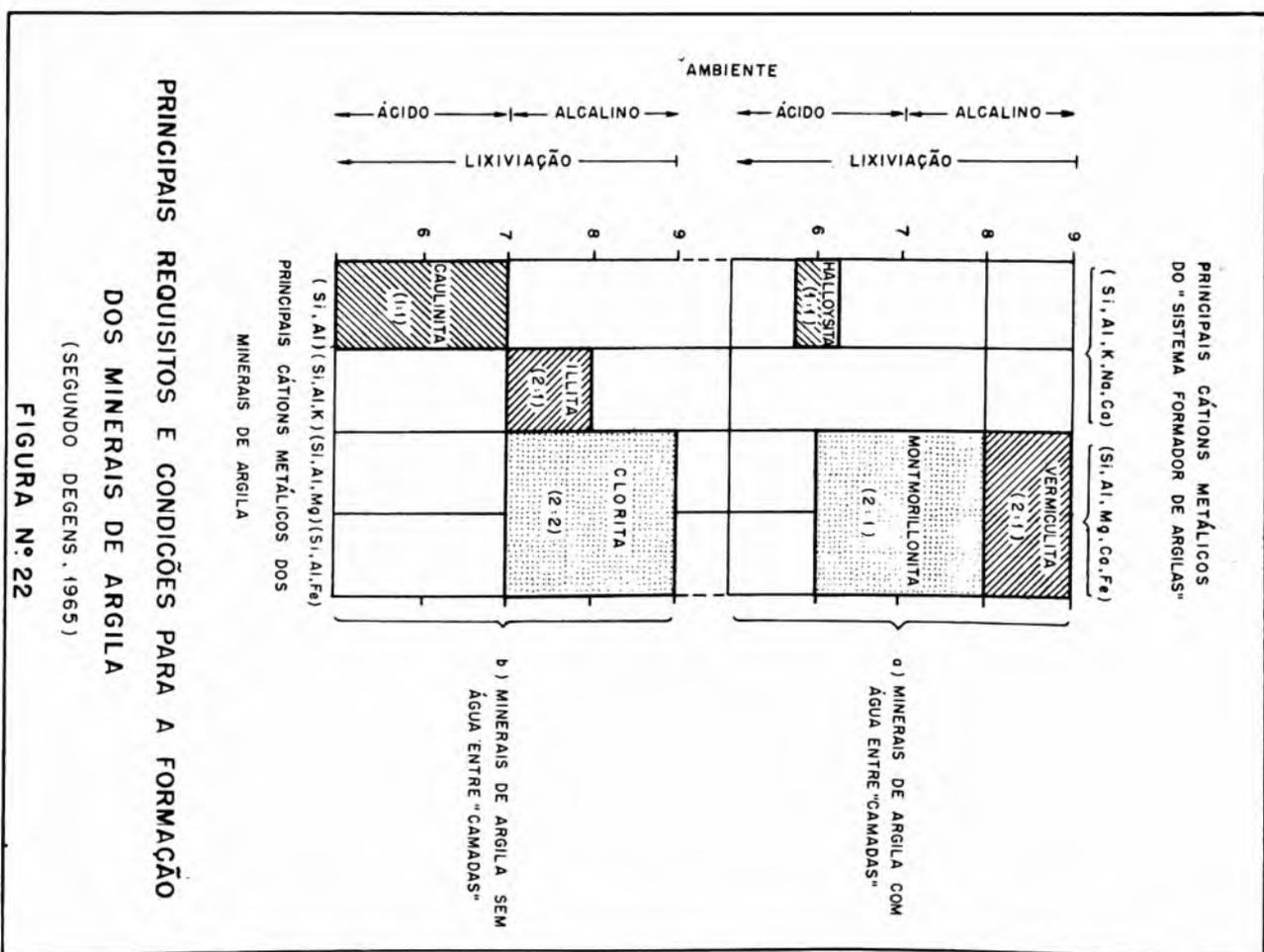
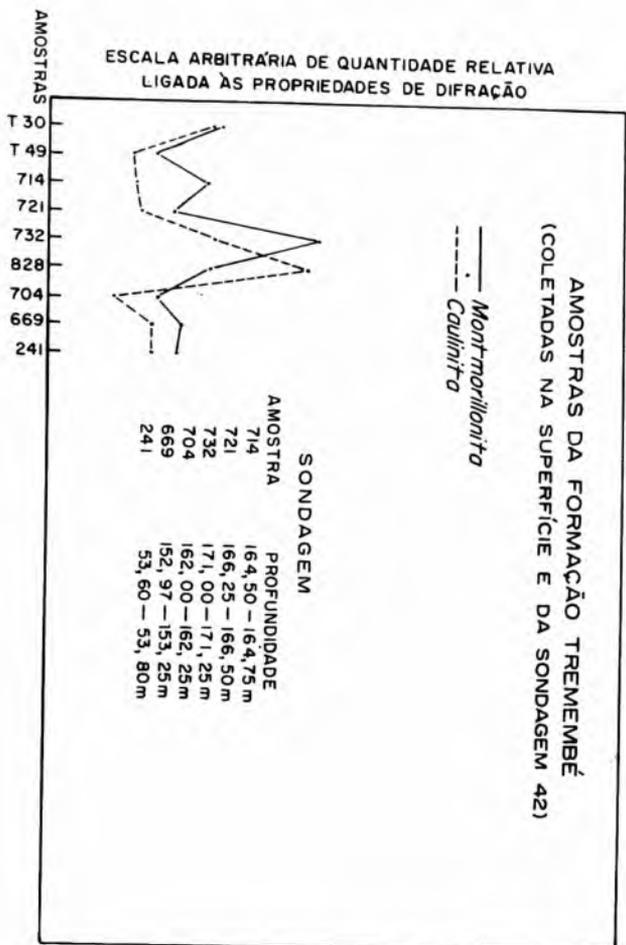
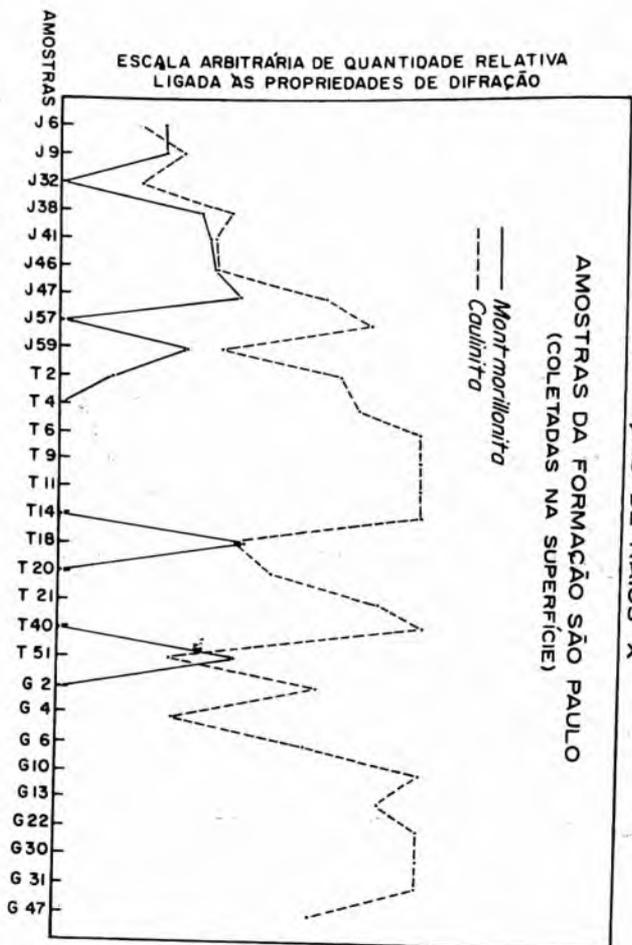


DIFRATOGRAMAS DE 3 AMOSTRAS DA FORMAÇÃO TREMEMBÉ
E 1 AMOSTRA DE "SCHLIEREN"

QTZO (QUARTZO), GAUL (CAULINITA), MI (MICA), MONT (MONTMORILLONITA)

FIGURA Nº 20

FIGURA Nº 21
 PICOS DE MONTMORILLONITA E CAULINITA NOS DIAGRAMAS DE DIFRAÇÃO DE RAIOS X



estratigráfico. Entretanto, as evidências disponíveis sugerem que uma análise cuidadosa da mineralogia das argilas pode ajudar na interpretação de numerosos fenômenos geológicos. Dêste modo, um conjunto de minerais argilosos específicos pode ser relacionado com ambientes particulares, mas é raro que os mesmos critérios de ambientes possam ser aplicados em outras bacias, a menos que elas tenham áreas-fontes similares e tipo similar de desenvolvimento tectônico. Feitas as necessárias ponderações, os dados obtidos a partir de minerais de argila são extremamente úteis nos estudos sobre intemperismo, fonte, mecanismo de transporte, ambiente, fácies, tectônica e eventualmente diagênese.

11.3.2 — Ambiente de formação dos minerais de argila

Os ambientes de formação dos minerais de argila poderiam ser descritos em um sentido vago e amplo, relacionados à aceção corriqueira do termo “clima”. Mas, é inadequado descrever o “clima” do ambiente onde se situa o sistema formador de minerais de argila por termos meteorológicos de sentido amplo; parâmetros mais definidos incluem pH, Eh, concentração de íons em reação, como foram estabelecidos por KRUMBEIN e GARRELS (1952), no seu importante trabalho sobre os sedimentos químicos.

O adágio: “o presente é a chave do passado”, pode ser seguido na determinação do ambiente geológico em que os minerais de argila foram formados. Grupos de solos que são caracterizados por certos minerais de argila parecem ocorrer em ambientes distintos. Por exemplo, os minerais de argila do tipo da caulinita são formados em solos do SE dos Estados Unidos, onde a precipitação excede a evaporação, isto é, onde a lixiviação é intensa e forte oxidação de matérias orgânicas e inorgânicas prevalecem. Em contraste aos solos cauliniticos, aqueles contendo montmorillonita são formados no W dos Estados Unidos, onde a precipitação é menor do que a evaporação. A água que entra na zona de intemperização é suficiente apenas para o efeito de hidrólise das rochas, mas a maior parte dos cátions metálicos e sílica liberados durante a hidrólise permanece ativa no sistema, porque a água é muito pouca para lixiviá-los.

DEGENS (1965) apresenta um gráfico sumariando as condições básicas requeridas para a formação dos principais minerais de argila, considerando os “micro-climas” ou “climas micro-químicos” (figura n.º 22).

MOHR e BAREN (1954; in KELLER, 1956) mostraram que uma espécie de rocha matriz pode dar origem à laterita em uma localidade e à montmorillonita em outro local próximo, mesmo dentro de um mesmo ambiente climático.

Sendo somente minerais do grupo da caulinita e montmorillonita que constituem as argilas da Bacia de Taubaté, serão apresentados alguns detalhes sobre os ambientes de formação destes minerais (segundo KELLER, 1956).

(a) *Minerais do grupo da caulinita:*

- 1) Excesso de H^+ e remoção de Ca, Mg, Fe, Na e K.
 - Precipitação excede a evaporação (como o clima do SE dos Estados Unidos).
 - Lixiviação intensa; água não estagnante e rochas permeáveis.
 - Oxidação de Fe para Fe_2O_3 ou FeS_2 (remoção de Fe do sistema).
- 2) Alta razão Al: Si. Remoção de sílica.
 - Sílica estabilizada na solução por Na^+ e K^+ (granitos e outras rochas ricas de Na e K).

(b) *Minerais do grupo da montmorillonita:*

- 1) Retenção de Ca, Mg e Fe. Sem excesso de H^+ .
 - Evaporação excede a precipitação (semi-aridez, solos do W dos Estados Unidos).
 - Águas paradas e lixiviação pobre. Cinzas e tufos em lagos e mares.
 - Condições alcalinas.
 - Fe^{++} permanece no sistema.
 - Silicatos altamente susceptíveis à alteração, como cinzas vulcânicas.
- 2) Alta razão Si: Al Retenção de sílica.
 - Flocculação por Ca e Mg.
 - Lixiviação ineficiente.

Pelo acima exposto percebe-se que os minerais do grupo da caulinita são formados sob condições opostas daquelas da gênese da montmorillonita.

A maior parte dos autores atribui à formação de argilas montmorilloníticas um clima semi-árido e existência de silicatos facilmente alteráveis como as cinzas vulcânicas, mas, nem a semi-aridez, nem as cinzas vulcânicas parecem constituir condições essenciais à sua formação.

11.4 — CONCLUSÕES

Analisando o conteúdo mineralógico das argilas da Bacia de Taubaté, feitas as necessárias ponderações em confronto às modernas teorias exis-

tentes sobre a formação daqueles minerais, as seguintes conclusões podem ser tiradas:

a) A cor verde das argilas da Bacia de Taubaté deve ser atribuída aos minerais do grupo montmorillonita (nontronita ?), cuja existência foi comprovada, tanto pela análise térmica diferencial (PAIVA NETTO e NASCIMENTO, 1956), como no presente estudo, através dos difratogramas de raios X. Entre os minerais de argila do grupo da montmorillonita poderia existir a nontronita devido ao teor em ferro. Além disso, este mineral reconhecido pelos autores supra mencionados na Formação Tremembé, foi também verificado na Formação São Paulo, em afloramentos não intemperizados.

b) O mineral que deu origem às argilas do grupo das montmorillonitas foi a biotita e, a caulinita primária parece ter provindo de feldspatos, provavelmente de feldspatos potássicos. Tanto a biotita, como os feldspatos foram fornecidos pelo "gnaisse leptinitico do Paraíba"

c) Originalmente poderiam ter sido formadas argilas mistas de constituição montmorillonítica-cauliníticas, em um ambiente que não preenchia integralmente, nenhum dos extremos caracterizados por WEAVER (1958), quanto às condições que devem prevalecer no ambiente para a formação de um ou do outro mineral.

d) As amostras de cores variegadas acusaram ausência de montmorillonita, sugerindo a possibilidade de ter ocorrido uma transformação deste mineral para caulinita, sob condições de intemperismo em clima atual quente e úmido, com precipitação predominando sobre a evaporação. Neste caso parte de caulinita seria autógena, formada às expansões da montmorillonita alterada. Essa transformação sob condições de intemperismo (pressão e temperatura baixas) tem sido observada em muitas localidades (DEGENS, 1965, p. 37). Essas alterações pós-deposicionais podem ser particularmente efetivadas em arenitos porosos e permeáveis, em virtude da facilidade com que as águas percolam favorecendo uma intensa lixiviação (WEAVER, 1958).

e) A alteração da biotita deve ter liberado íons de Mg^{++} e Fe^{++} , que então existiriam em excesso. Assim, poderia ser removido do "sistema formador de argilas" sendo oxidado para um composto insolúvel (hematita ou goethita) ou reduzido a sulfeto (pirita ou marcassita). Como o ambiente de formação dessas argilas não teria sido bastante oxidante, fato comprovado pela natureza dos sedimentos escuros (folhelhos pirobotuminosos), era de se esperar que o ferro em excesso, caso a remoção ocorresse, seria em forma de pirita ou marcassita. No entanto, algumas centenas de poços para pesquisa de folhelho pirobotuminoso, perfurados pela Petrobás e Conselho Nacional de Petróleo, na região de Tremembé, revelaram a presença da pirita, somente em alguns poços, em quantidades

insignificantes. O Fe^{++} então, em estado ativo, deve ter sido em grande parte incorporado ao "sistema formador de argilas".

f) Os elementos texturais e mineralógicos indicam que o transporte dos sedimentos foi muito pequeno. Parece que na Bacia de Taubaté as condições climáticas da área-fonte e da área de deposição seriam mais ou menos similares. De acôrdo com a opinião da maior parte dos autores o clima quente e relativamente sêco (clima semi-árido) propiciaria o aparecimento de "ambientes micro-químicos" (condições de pH, Eh, etc.) favoráveis à formação da montmorillonita. Então, seria de clima semi-árido, o ambiente de deposição dos sedimentos desta bacia? Esta pergunta não pode ser respondida afirmativamente, sem a corroboração de outras evidências, pois, como bem frisou KELLER (1956), a aridez não é único ambiente em que a montmorillonita é formada.

g) O alto conteúdo orgânico, presente sob a forma de pirobetume, nos folhelhos da Formação Tremembé, está ligado também à constituição montmorillonítica das argilas. O mesmo fenômeno acontece na Formação Irati, do Permiano da Bacia do Paraná. A razão desta "preferência", segundo DEGENS (1965), estaria ligada à superfície interna maior que pode ser saturada por qualquer cátion particular. Este conhecimento é aplicado também na exploração do petróleo. Parece que há uma interessante relação em que as bacias com muita montmorillonita e outras argilas com capacidade de expansão, também contêm e produzem, em média, mais petróleo do que locais onde predominam minerais de argila de tipos diferentes destes.

h) Como frisavam PAIVA NETTO e NASCIMENTO (1956) essas argilas podem ser eventualmente aproveitadas para as finalidades já conhecidas das argilas montmorilloníticas, especialmente as chamadas bentonitas. Sua eficiência é muito grande na confecção de misturas para moldes de fundição e como impermeabilizante nas barragens, canais de irrigação e poços de petróleo, etc.

12. PROBLEMAS FACIOLÓGICOS

Os problemas faciológicos poderiam ser apresentados em forma de mapas de litofácies de diversos tipos, que ilustrariam muito bem alguns aspectos paleogeográficos da bacia de sedimentação.

Se a determinação textural e de outras características sedimentares dos solos tivesse sido encaminhada com os requisitos que preenchem as finalidades a que se propõem os mapas faciológicos, isto é, com maior precisão, principalmente em relação à granulometria, os dados poderiam eventualmente servir para a confecção destes mapas. Entretanto, a precisão exigida para a caracterização textural nos trabalhos de pedologia não é suficiente.

Neste trabalho, os estudos foram concentrados mormente na caracterização e interpretação dos sedimentos que constituem as Formações Tremembé e São Paulo.

Então, para se ter uma idéia da variação faciológica dos sedimentos detríticos, que constituem as duas formações sedimentares mais antigas da Bacia de Taubaté, os dados disponíveis foram apenas os resultados de medidas de secções colunares e secções geológicas em cortes de rodovias e ferrovias, principalmente.

12.1 — RAZÃO ARENITO / FOLHELHO

As espessuras dos diferentes tipos de litossomas nas secções colunares e secções geológicas das 3 regiões, em que foi subdividida a área em estudo, foram relacionadas pela razão arenito/folhelho. A razão arenito/folhelho é encontrada pela seguinte relação:

$$\text{R.A.F. (razão arenito-folhelho)} = \frac{\text{Conglomerados} + \text{Arenitos}}{\text{Siltitos} + \text{Folhelhos}}$$

(KRUMBEIN e SLOSS, 1963)

Se a distribuição dos pontos em que foram efetuados os cálculos acima fôsse suficientemente grande e bem espalhada, poder-se-ia tentar confeccionar mapas faciológicos da isorazão arenito/folhelho, que certamente mostraria a variação em área dêste parâmetro. Ainda que isto não fôsse possível, se existisse um horizonte guia dentro da formação São Paulo, poderia ser tentada a construção de um mapa de variação vertical de fácies. Qualquer um dêstes mapas seria de grande valor na interpretação paleogeográfica da Formação São Paulo. Entretanto, como os afloramentos são esparsos e em número muito pequeno, e além disso, a variação faciológica, tanto lateral como vertical, é muito grande, dentro dos depósitos dessa formação; assim fica-se impossibilitado de se tentar a elaboração dêsse tipo de mapa.

Então as razões arenito-folhelho foram calculadas conforme os dados de secções colunares isoladas e naquelas medidas para efeito de confecção de secções geológicas. No quadro *D*, abaixo, tem-se um resumo dos resultados obtidos.

QUADRO D: VALORES DA RAZÃO ARENITO/FOLHELHO FORMAÇÃO SÃO PAULO-BACIA DE TAUBATÉ.

Região	Razão Arenito/Folhelho			N.º de Secções	Espessuras Medidas (m)
	Máxima	Média	Mínima		
Jacareí (Via Dutra)	∞	2,36	0,54	36	431,15
Jacareí (EFCB)	∞	2,76	1,02	7	113,45
Taubaté	∞	4,66	0,94	7	86,95
Guaratinguetá	∞	4,12	0,54	10	71,05

Pode-se verificar no quadro que a razão arenito/folhelho é menor na região de Jacareí do que no restante da bacia.

Foi tentado também o mesmo levantamento a partir de dados de sub-superfície, fornecidos por resultados de perfurações de mais de uma centena de poços para água subterrânea. No entanto, o autor acha que os resultados não merecem muito crédito, pois forneceram razões bastante discrepantes e bem mais baixas do que aquêstos observados acima. Parece que isto deve advir de uma descrição litológica inadequada para a precisão exigida nesses cálculos, de modo que êsses dados foram abandonados.

13 ESTRUTURAS SEDIMENTARES

Serão descritas neste trabalho as estruturas sedimentares, tanto de origem singenética, como epigenética, que não tenham evidentes ligações diretas com os fenômenos tectônicos. Não são raros também os casos de estruturas que podem ser tanto de uma como de outra origem. Além disso, conforme a situação das mesmas nos corpos rochosos, qualquer que seja a origem, singenéticas ou epigenéticas, podem ser subdivididas em internas ou externas.

As estruturas sedimentares que ocorrem na Formação Tremembé foram descritas e interpretadas com algum detalhe, graças às amostras de testemunhos de sondagem do poço n.º 42, estudadas mais adiante. De modo que, aqui serão vistas mais particularmente as estruturas sedimentares apresentadas pelos depósitos da Formação São Paulo, verificadas somente em afloramentos. Entre as estruturas sedimentares apresentadas pela Formação São Paulo serão consideradas com muito mais detalhe as estratificações cruzadas, que foram também usadas para a reconstrução do paleodeclive durante o tempo de sedimentação desta unidade estratigráfica.

13.1 — ESTRUTURAS SINGENÉTICAS

13.1.1 — Tamanho e forma dos corpos sedimentares

O tamanho e a forma dos corpos que constituem os depósitos são bastante variáveis mas, em geral, predomina o caráter lenticular, que atribui aos litossomas uma extensão bastante limitada. A lenticularidade dos litossomas que constituem a seqüência sedimentar superior é verificada na foto n.º 1 (Localidade da secção geológica SG-2). Os corpos de arenitos apresentam-se mais lenticulares do que os sedimentos mais finos. Mas, mesmo assim, em alguns casos as camadas podem ser seguidas por algumas centenas de metros (fotos n.º 4 e n.º 5).

Esse caráter parece se acentuar nos raros corpos de arenitos que estão incluídos dentro dos sedimentos sílticos e argilosos da Formação Tremembé. Além disso, eles se apresentam em posições incomuns sugerindo talvez

tratarem-se, em alguns casos, de corpos arenosos rompidos e deformados após escorregamento penecontemporâneo à deposição, que os localizou na situação atual (Ver figura II-3: secção geológica SG-3 e foto n.º 6). Os folhelhos e argilitos que constituem a litologia predominante dessa formação mostram-se com extensão lateral não verificada na Formação São Paulo. Parece que a continuidade de algumas camadas pode chegar a cerca de 10 km em algumas partes, pois o perfil geológico n.º 1 (figura n.º 28.^a), com o comprimento total superior a 5 km, mostrou que estas camadas podem ser facilmente correlacionadas nos poços perfurados, simplesmente pelas características litológicas.

13.1.2 — Estratificação e laminação

MC KEE e WEIR (1953) desenvolveram uma classificação das unidades litológicas estratificadas que será seguida nesta discussão. Segundo estes autores têm-se: lâmina fina = 0,1 a 0,2 cm; lâmina = 0,2 a 1,0 cm; camada muito fina = 1,0 a 5,0 cm; camada fina = 5,0 a 60 cm; camada espessa = 60 a 150 cm e camada muito espessa = 150 a 1.000 cm.

Usando-se a classificação acima verifica-se para os sedimentos da Baía de Taubaté, estratos que correspondem a lâminas finas até camadas muito espessas. Na Formação São Paulo podem ser distinguidas as regiões de Jacareí e Guaratinguetá que, em geral, apresentam estratificações mais espessas do que as chamadas camadas finas, e a região de Taubaté que freqüentemente mostra ao lado dos estratos mais espessos que camadas finas, aquêles com verdadeiras laminações, caracterizando os folhelhos observados em cortes da rodovia Presidente Dutra, entre Caçapava e Taubaté.

Freqüentes camadas de material fino e grosseiro misturados, que podem ser classificados como muito espessas, ocorrem nas regiões de Jacareí e Cruzeiro, muitas vezes, sem estrutura interna visível (maciça), sugerindo terem se originado de fluxos viscosos de lama. Resultam em uma litologia que poderia ser chamada de argilito conglomerático, pois, como que suspensos dentro de uma massa abundante argilo-sítica, aparecem seixos e grânulos de quartzo e feldspato.

A Formação Tremembé, descrita nos resultados da sondagem n.º 42, contém rochas que mostram finas laminações (folhelhos pirobetuminosos) até camadas muito espessas (arenitos e argilitos). Quando os argilitos da Formação Tremembé ficam expostos ao ressecamento em cortes, adquirem uma pseudo-estratificação paralela às laminações dos folhelhos pirobetuminosos. Este fato deve estar ligado à constituição montmorillonítica dessas rochas, que por desidratação perdem muita água diminuindo de volume, fato que ocasiona êsses fraturamentos que podem parecer estratificações.

13.1.3 — Estratificação cruzada

As estratificações cruzadas não são muito abundantes nos sedimentos da Formação São Paulo, na Bacia de Taubaté. Nos sedimentos da Formação Tremembé não puderam ser verificadas.

Os raros locais na Formação São Paulo que apresentam essas estruturas, também sofrem soluções de continuidade lateral, ou ainda, são pouco evidentes devido a sua formação incipiente ou dificuldade de preservação, explicada pelo baixo grau de consolidação dos sedimentos que as contêm. Devido a estas dificuldades, não puderam ser feitos levantamentos muito detalhados quanto à seqüência vertical e morfologia dessas estruturas. No entanto, parece que elas não apresentam grandes dimensões, talvez, algumas dezenas de cm a alguns m, e as camadas frontais parecem ser plano-paralelos.

As estratificações cruzadas presentes nos sedimentos da Bacia de Taubaté, podem ser agrupadas em dois tipos diferentes:

- a) Estratificações cruzadas de lentes de arenitos;
- b) Estratificações cruzadas de camadas muito finas alternadas de folhelho e arenito.

O primeiro tipo apresenta uma distribuição regional mais ampla, mas localmente muito poucas medidas podem ser efetuadas, pois, normalmente estas estruturas não têm grande continuidade através das camadas que as contêm. Sòmente em uma localidade (2,15 km a partir da entrada de Quiririm, rumo Taubaté-Caçapava, na rodovia P. Dutra) puderam ser efetuadas 40 medidas em um lado do corte e 10 no outro lado.

Em outras partes da bacia, sòmente medidas esparsas e em pequeno número puderam ser obtidas, porque nunca foi possível acompanhar as camadas que as contêm por distâncias maiores do que 4 a 5 m. Êste tipo comumente contém seixos que acompanham as estratificações das camadas inclinadas. Estas camadas inclinadas podem ser, tanto camadas frontais (foreset beds) como camadas posteriores (backset beds). A gradação textural é o principal fato que determina o sentido de fluxo da corrente que formou os estratos cruzados. Eventualmente, mudanças mineralógicas podem ajudar a resolver o problema. Estas mudanças mineralógicas podem se manifestar por concentração de minerais mais pesados nas partes onde a textura é mais grosseira, quando ocorre também a gradação textural. Estratificações cruzadas em arenitos conglomeráticos, com os seixos acompanhando estas estruturas foram observadas nos cortes da E.F.C.B., ramal de Parateí, nos km 416 e 434 (foto n.º 7). No primeiro caso, apesar de não haver gradação textural, fato que dificulta a distinção se são frontais ou posteriores, como a atitude dos estratos inclinados coincide com a maior

parte das outras medidas, parecem ser camadas frontais. Na segunda ocorrência (km 434) a atitude dos estratos cruzados está também de acôrdo com as outras medidas, mas ocorre uma nítida gradação textural, onde os grãos maiores se concentram na parte basal das camadas inclinadas, sugerindo tratarem-se de camadas posteriores. POWER JR. (1961), ao estudar as camadas posteriores de estratos cruzados na Formação Coso (Condado de Inyo, California) ilustra muito bem o critério de distinção entre as camadas frontais e posteriores. Segundo êste autor, a escassez de registros de estratificações cruzadas orientadas contra a correnteza, na literatura, seria indício da raridade dêsses fenômenos.

Quando os arenitos estão interestratificados com folhelhos, as atitudes das estratificações cruzadas variam muito. Êste tipo foi verificado em duas localidades: 1 km a partir da entrada de Quiririm (rumo Taubaté — Caçapava), na rodovia Presidente Dutra, onde foram obtidas 6 medidas e a 6,3 km do viaduto dos Remédios (E.F.C.B. — rumo Rio de Janeiro), onde 50 medidas foram realizadas.

13.1.3.1 — Representação gráfica e interpretação

A relação entre as estratificações cruzadas ou qualquer outra estrutura direcional e o declive inicial (paleodeclive) é crítica para a interpretação regional.

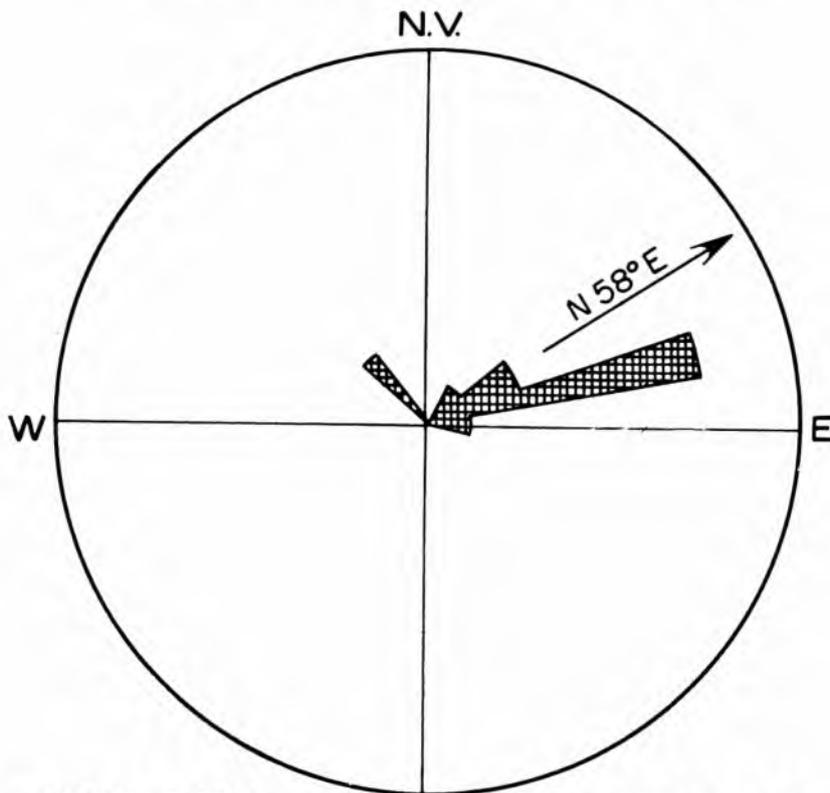
Estudos integrados efetuados por vários autores (MC DOWELL, 1957; PELLETIER, 1958; PRYOR, 1960, e outros) fornecem importantes bases para suportar a suposição estabelecida “a priori”, que as estratificações cruzadas em arenitos de ambientes predominantemente fluviais e deltaicos, se forem medidas em uma área suficientemente extensa, refletem precisamente o paleodeclive regional.

As estratificações cruzadas, apesar de pouco abundantes na bacia, apresentam uma distribuição geográfica razoável dentro dos sedimentos da Formação São Paulo, e assim são estruturas singenéticas que melhor se prestaram para resolver o problema de sentido de transporte dos sedimentos. O autor acredita que somente esta estrutura é o suficiente para definir êste problema, já que, pela própria conformação da bacia, a direção está determinada, e assim coube às estratificações cruzadas definir o sentido.

Não foi possível estabelecer um plano prévio de medidas, devido principalmente a sua escassez. Assim, teve que se sujeitar a efetuar medidas nos raros locais de ocorrência das mesmas. Frequentemente, embora presentes, não foi possível obter em uma localidade um número suficiente de medidas que possibilitasse atribuir um tratamento estatístico.

As leituras obtidas no campo foram agrupadas em três conjuntos: (a) estratificações cruzadas em lente de arenito de uma localidade (40

DIAGRAMAS EM ROSETA
ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS



LOCALIDADE:
Conjunto de medidas esparsas
distribuídas pela Bacia

S NÚMERO DE MEDIDAS = 24
RUMO MÉDIO DE MERGULHO = N 58° E
FATOR DE CONSISTÊNCIA = 0,85

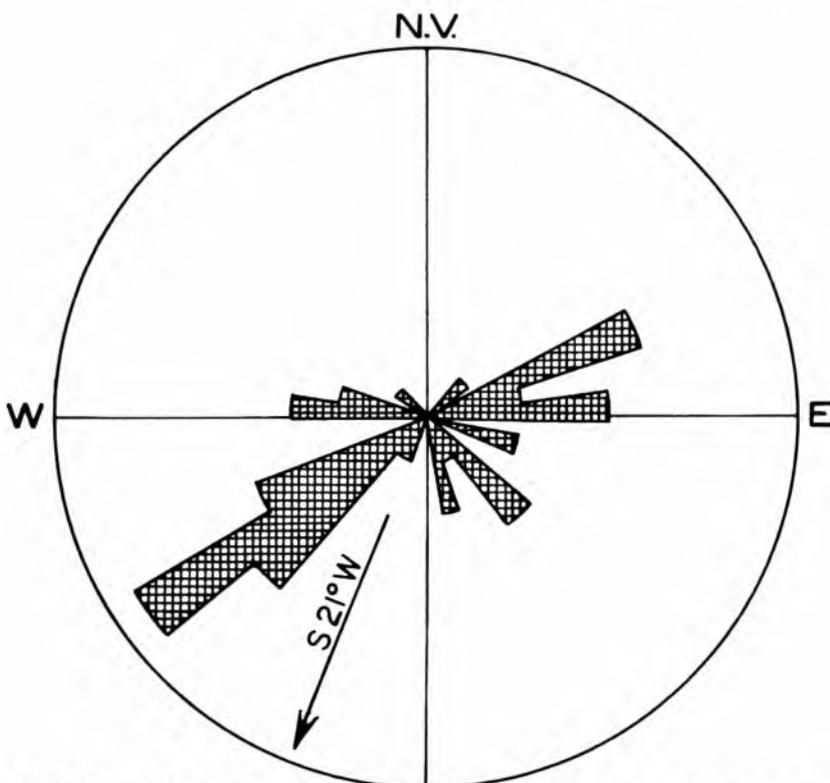
MERGULHOS:

MÁXIMO = 26°

MÍNIMO = 4°

MÉDIO = 12°

FIGURA Nº 23a



LOCALIDADE:
E.F.C.B. - 6,3 Km do Viaduto dos
Remédios (rumo Rio de Janeiro)

S NÚMERO DE MEDIDAS = 50
RUMO MÉDIO DE MERGULHO = S 21° W
FATOR DE CONSISTÊNCIA = 0,35

MERGULHOS:

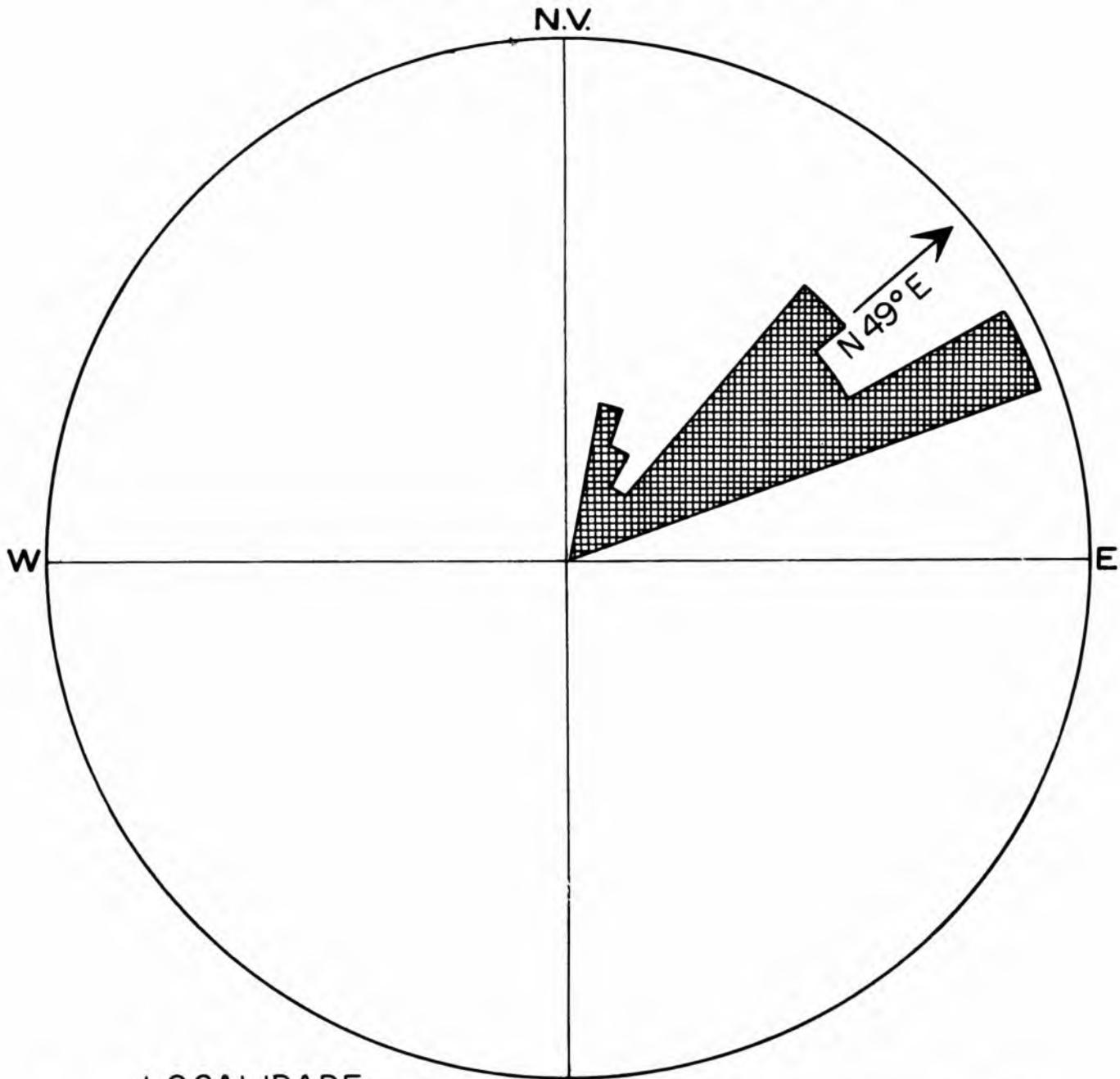
MÁXIMO = 23°

MÍNIMO = 4°

MÉDIO = 10°

FIGURA Nº 23b

DIAGRAMA EM ROSETA
ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS



LOCALIDADE.
Rodovia Presidente Dutra
(2,15 Km da entrada de Quiririm, rumo
Taubaté — Caçapava).

NÚMERO DE MEDIDAS = 40
RUMO MÉDIO DE MERGULHO = N49°E
FATOR DE CONSISTÊNCIA = 0,95

MERGULHOS:
MÁXIMO = 35°
MÍNIMO = 4°
MÉDIO = 12°

FIGURA Nº 23c

medidas); (b) estratificações cruzadas em lentes de arenitos de medidas esparsas distribuídas pela bacia (24 medidas), e (c) estratificações cruzadas de leitos alternados de folhelho e arenito em uma localidade (50 medidas). Ver figuras n.ºs 23a, 23b e 23c.

Para cada diagrama, representando um dos conjuntos acima, a direção média de mergulho dos estratos cruzados e o fator de consistência foram calculadas pelas relações de CURRAY (1956a):

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{\sum \operatorname{sen} \theta}{\sum \operatorname{cos} \theta} \quad \text{e} \quad \text{f.c.} = \frac{\sqrt{(\sum \operatorname{sen} \theta)^2 + (\sum \operatorname{cos} \theta)^2}}{\text{número de medidas}}$$

Feitos os cálculos acima verificou-se que, no caso de estratificações cruzadas de lentes de arenito tanto no caso de medidas localizadas como em medidas esparsas, o fator de consistência é bem alto, pois o seu valor é 0,95 no primeiro e 0,84 no segundo caso. Isto mostra que, sem dúvida, a direção predominante de transporte dos sedimentos está bem definida, e o seu valor médio foi de N49.ºE nas medidas locais e N58.ºE nas medidas esparsas.

As medidas efetuadas nas estratificações cruzadas presentes em camadas alternadas de folhelho e arenito acusaram o rumo médio dos mergulhos das camadas frontais para S21.ºW, portanto no sentido oposto ao definido pelas lentes de arenitos. Mas aqui o fator de consistência foi de 0,35; e mostra bem a grande variabilidade das atitudes dos estratos cruzados sugerindo que se tratam de fenômenos locais.

Parece que as lentes de arenitos apresentam estratificações cruzadas que realmente indicam o sentido geral de transporte dos sedimentos da Formação São Paulo, na Bacia de Taubaté. As estratificações cruzadas de sedimentos formados por alternância de folhelho e arenito representam fenômenos locais, como ambientes simulando pequenos deltas ou em alguns casos simples acomodação de leitos mais argilosos pelo peso dos sedimentos superpostos. Êste tipo interpretado por TRICART e SILVA (1959) como estratificações cruzadas de depósitos de deltas subaquáticos.

13.1.4 — Marcas onduladas

As marcas onduladas são ondulações rítmicas que ocorrem sobre os planos das camadas. Geralmente estas ondulações possuem menos de 1 m de comprimento.

No caso dos sedimentos da Bacia de Taubaté, essas estruturas parecem ser muito raras. Elas foram verificadas no corte da Rodovia Presidente Dutra, km 292 (local da secção colunar SC-10). São em geral de pequeno

tamanho, com comprimento de onda de 10 cm ou menos e amplitude de 1,5 a 2,0 cm. Elas se desenvolvem, tanto em forma simétrica como assimétrica, sobre superfícies arenosas, e lâminas de camadas argilosas ou sílicas estão moldadas sobre aquelas superfícies onduladas. Localmente se acham limonitizadas na superfície, porque a camada argilosa superposta funciona como uma barreira de permeabilidade, e foi este fato que permitiu a preservação nos barrancos. Foi verificada também, embora com reservas, a presença de uma marca ondulada rombóide, que por sinal sabe-se serem muito raras porque é uma fase transicional bastante instável.

13.1.5 — **Laminação cruzada resultante de migração de cristas de marcas onduladas** (“Ripple Drift Cross Lamination”)

São estruturas internas de laminações cruzadas associadas a uma superfície de marcas onduladas, formadas por migração das cristas, como o próprio nome já indica. O termo foi traduzido mas, por falta de uma expressão correspondente mais adequada na língua portuguesa, o nome em inglês foi conservado entre parêntesis.

Elas foram observadas somente em uma localidade, no corte da Rodovia Presidente Dutra (km 293,15), em diversos horizontes. As laminações cruzadas são constituídas de um material areno-argiloso, enquanto as camadas adjacentes são arenosas. Na foto n.º 8 se pode constatar que as lâminas desta estrutura se destacam na superfície do barranco por serem mais coesas, e portanto mais resistentes à ação de lavagem das águas pluviais. As laminações cruzadas não estão truncadas no topo. Segundo SORBY (1908) essas estruturas surgem durante o transporte por tração de areia, quando ocorre “queda de areia” (sand fallout) suspensa no meio transportador, enquanto as ondulações da superfície migram para baixo com a correnteza da água. Quando não ocorre “queda de areia” suspensa no meio transportador, as laminações cruzadas ficam truncadas no topo.

13.1.6 — **Estratificação gradacional**

A estratificação gradacional é uma estrutura que se caracteriza por uma gradação sistemática, de sedimentos grosseiros para cada vez mais finos, segundo uma vertical ou no sentido horizontal. Estratificação gradacional mostrando ambos tipos de gradação implica em uma mudança sistemática nas velocidades das correntezas que carreavam uma carga de sedimentos em suspensão.

O tipo mais comum de estratificação gradacional, presente na Bacia de Taubaté, mostra partículas grosseiras na base, e partículas sucessivamente mais finas no topo. Em uma secção colunar apenas, podem ser obser-

vados vários níveis com estruturas gradacionais. Estas estruturas devem ser o resultado da diminuição progressiva da velocidade da correnteza, que primeiro decanta as partículas mais grosseiras, e possivelmente alguns finos misturados, e gradualmente deposita grãos cada vez mais finos com a diminuição da velocidade (KUENEN e MENARD, 1952).

As estratificações gradacionais com gradação somente na vertical podem resultar de diferentes velocidades de decantação dos grãos de tamanhos diferentes. Essas são mais facilmente constatadas no campo, mesmo a olho nu, durante as descrições das secções colunares.

Não pôde ser verificado, mas recentemente ocorrem estratificações gradacionais nos sedimentos da Formação Tremembé.

13.1.7 — Marcas de sobrecarga

As marcas de sobrecarga nos sedimentos da Formação São Paulo são representadas por acomodações de sedimentos mais finos, argilosos e sílticos, sob o efeito da sobrecarga dos litossomas arenosos, lenticulares (foto n.º 1).

13.1.8 — Estruturas de escorregamento

Os efeitos dos escorregamentos são muito variados. Podem ser produzidos, tanto (1) por movimentos profundos envolvendo o interior da massa transportada, dando uma mistura caótica de matriz incompetente, geralmente folhelho, com fragmentos diversos de materiais mais resistentes, tais como arenitos, ou (2) por movimento de deslocamento em que o deslocamento lateral é concentrado ao longo de um substrato (POTTER e PETTIJOHN, 1963).

Essas estruturas aparecem mais comumente nos afloramentos de cortes da Rodovia Presidente Dutra, do km 292,0 a 294,6, entre Caçapava e Taubaté. Os aspectos mais comuns podem ser vistos nas fotos n.º 9 e n.º 10. São especialmente comuns no km 292,0 (local da secção colunar SC-10).

Considerando-se os dois mecanismos básicos que produzem os escorregamentos, supra citados, pode-se admitir o primeiro, isto é, o movimento profundo da massa transportada, como o que agiu mais intensamente no caso desses sedimentos. Embora, em grande parte, essa movimentação seja facilitada pelas delgadas intercalações argilosas, comuns no trecho citado, parece necessário admitir efeitos tectônicos como um agente iniciador do processo, rompendo o equilíbrio daquelas massas sedimentares.

Na Formação Tremembé, as brechas sedimentares intraformacionais de fragmentos angulosos de argila em uma matriz arenosa (citados na sondagem n.º 42), foram consideradas como devidas aos escorregamentos. Esse caso é estranho, porque, normalmente os sedimentos argilosos, sendo menos competentes, quando formam rochas brechóides, geralmente integram a matriz das mesmas, e os fragmentos são de um material mais competente como o arenito.

13.1.9 — Conglomerados intraformacionais

Os conglomerados intraformacionais são aqui representados pelas “pelotas de argila” (clay galls), bem arredondadas mas freqüentemente achatadas, distribuídas dentro de uma matriz arenosa ou conglomerática.

As pelotas de argila são interpretadas como resultantes de fragmentos de argila gretada, em época mais seca, que posteriormente, durante as estações mais chuvosas, sofrem algum transporte e são interestratificados com areia, muitas vezes seguindo o acamamento. Segundo GRABAU (1960) tais pelotas de argila são formadas onde correntes meandriformes seccionam depósitos de planícies de inundação.

São estruturas bastante comuns nos sedimentos da Bacia de Taubaté, não somente na Formação São Paulo, mas também na Formação Tremembé, freqüentemente associadas à parte basal de camadas com estratificação gradacional. Os tamanhos das pelotas de argila são em geral de alguns cm de diâmetro, e podem ou não seguir os planos de estratificação (ver foto n.º 11).

13.1.10 — Fósseis

Os fósseis também são considerados estruturas internas singenéticas dos sedimentos, porém não serão tratados com mais pormenores.

São representados por restos de peixes, ostracódios etc, que estão contidos dentro da seqüência sedimentar mais argilosa, que constitui a Formação Tremembé; já foram, em grande parte, estudados por vários autores. A Formação São Paulo é afossilífera.

13.2 — ESTRUTURAS EPIGENÉTICAS

13.2.1 — Natureza dos contatos

Durante a descrição das secções colunares foi sempre verificada a natureza dos contatos entre os litossomas que constituem a seqüência ver-

tical. As relações laterais não são tão facilmente detectáveis, já que, embora a lenticularidade das camadas seja pronunciada, as extensões expostas nos cortes são insuficientes para mostrar convenientemente suas características. Além disso, não existindo camadas chaves, não podem ser correlacionadas as unidades, mesmo em afloramentos relativamente próximos. Só em casos raros (Secções geológicas SG-2 e SG-3 e figuras 28a e 28b) as relações laterais puderam ser mais detidamente examinadas.

Nas secções colunares foi verificado que os contatos entre os litossomas são, em geral, concordantes. Foram aqui distinguidos casos de contatos abruptos e transicionais ou gradacionais. Segundo KRUMBEIN e SLOSS (1963) contatos abruptos em uma seqüência vertical de litossomas sucessivos estritamente concordantes são relativamente raros. No caso de contatos abruptos os limites dos litossomas ficam bem delineados, mas quando são transicionais, êsses limites são mais ou menos arbitrários. Nas secções colunares representadas nas figuras do anexo I (figuras I-1 a I-28), os contatos abruptos foram representados por linhas onduladas e os transicionais por linha reta.

Os contatos transicionais podem ser separados em dois tipos distintos: mistos e contínuos. A transição mista pode ocorrer onde dois tipos diferentes de sedimentos gradam de um para outro. Um arenito, por exemplo, pode gradar para cima passando a argilito por um aumento progressivo de sedimentos argilosos. A transição contínua ocorre quando há uma transformação progressiva em um parâmetro sedimentar simples, sem mistura dos membros extremos (KRUMBEIN e SLOSS, 1963). Nos sedimentos da Bacia de Taubaté, quando o contato é transicional, é mais comumente do tipo misto.

Os contatos bruscos encontrados na Bacia de Taubaté foram interpretados como diastemas. Êles são mais notados onde a seqüência inferior é argilosa, passando acima para arenito grosseiro conglomerático, contendo freqüentemente "pelotas de argila". Em ambientes continentais, os diastemas podem ser atribuídos a fases de não deposição, com ou sem erosão, de regime sazonal.

Durante os trabalhos de campo efetuados pelo autor, foram verificadas em duas localidades (corte da E.F.C.B. — Viaduto dos Remédios, e na estrada Jacareí — Usina Hidroelétrica do Jaguari), discordâncias angulares intraformacionais, de caráter local, dentro dos sedimentos da Formação São Paulo (ver fotos n.º 12 e 13). Foram verificadas seqüências de sedimentos argilosos e arenosos horizontais, seccionados bruscamente por outros sedimentos superpostos, cujas camadas mergulham 15.º no Viaduto dos Remédios e 28º na estrada Jacareí — Usina Jaguari. Parecem tratar-se de casos de discordâncias locais referidas por KRUMBEIN e SLOSS (1963), como sendo típicas de partes marginais das bacias sedimentares.

A Formação São Paulo está superposta à Formação Tremembé através de uma discordância angular, que no caso é de âmbito regional. Este contato discordante entre as duas formações já havia sido reconhecido por ALMEIDA (1952) no km 333,0 da E.F.C.B.; posteriormente foi sugerido pelas correlações de poços perfurados na área de Tremembé por CAMPOS (1952, in ALMEIDA, 1964), e aqui confirmados com base, não somente nas observações dos autores, mas também por dois perfis geológicos efetuados na área acima citada (Tremembé). Ver foto n.º 14.

Além disso, pode-se usar o mesmo termo acima, discordância angular, também para a superfície erosional de contato das rochas metamórficas regionais com a Formação Tremembé. Ver fotos n.º 15 e 16.

Embora o autor reconheça que alguns dos contatos aqui citados sejam de origem sin-genética à formação dos sedimentos, preferiu colocar entre estruturas epigenéticas, porque acredita que a maior parte é secundária.

13.2.2 — Dobras e falhas

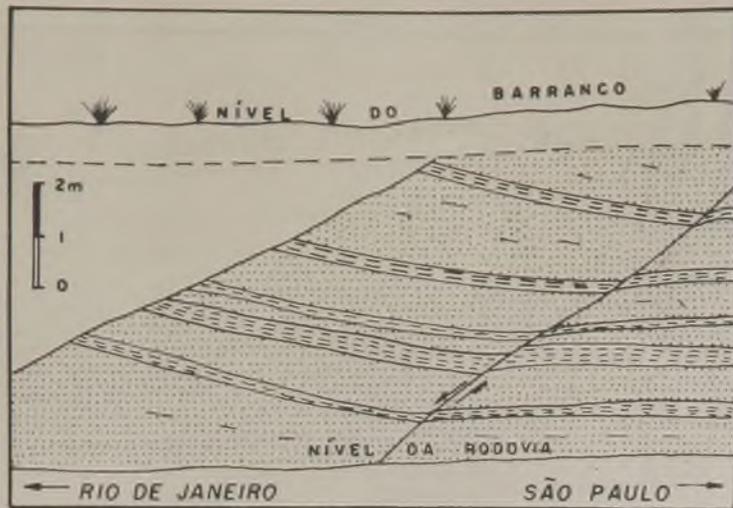
As dobras e falhas associadas aos sedimentos são encontradas em cortes da Rodovia Presidente Dutra, no trecho referido como sendo aquele onde ocorrem as estruturas de escorregamentos, isto é, entre o km 292,0 e 294,6.

As falhas são mais comumente do tipo normal, com rejeito de dezenas de centímetros até alguns metros. Muitas vezes formam sistemas de falhamentos sucessivos, dando origem a pequenos "grabens" (figuras 24a a 24f). Quando o plano de falha apresenta ângulo muito pequeno em relação às camadas, principalmente nos casos em que ocorrem intercalações argilosas, os leitos de folhelhos e argilitos formam dobras de arrasto (figura 24).

Às vezes as camadas argilosas intercaladas no arenito se apresentam muito dobradas (figura 24), e associadas ocorrem leitos argilosos fragmentados e amarrotados, sugerindo escorregamentos. Ver foto n.º 17.

Parece que êsses falhamentos e dobramentos ocorreram em virtude do tectonismo que afetou os sedimentos da Formação São Paulo.

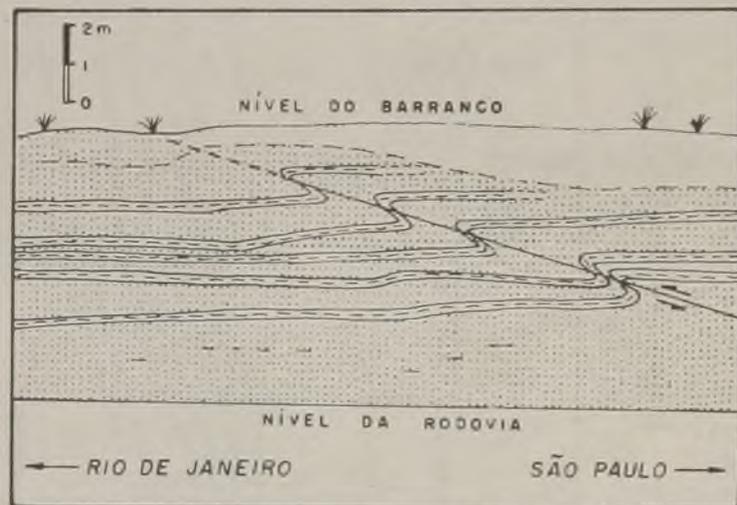
Na Formação Tremembé foi possível observar, graças aos dados de subsuperfícies dos poços para pesquisa de folhelho pirobetuminoso, entre Quiririm e Roseira, a ocorrência de dobras com flancos de pequeno mergulho, que parecem tratar-se de acomodações de camadas argilosas ocorridas antes do início de sedimentação da Formação São Paulo. Este fato parece ser demonstrado pela erosão das partes que ficaram mais altas do que as outras, em decorrência da acomodação das camadas às irregularidades do embasamento cristalino (figura n.º 29). Essas dobras são de muito maior amplitude (alguns quilômetros).



FALHAS NORMAIS NOS SEDIMENTOS

ROD. PRESIDENTE DUTRA (Km 292,0) 1 Km A PARTIR DA ENTRADA DE QUIRIRIM RUMO TAUBATÉ-CAÇAPAVA

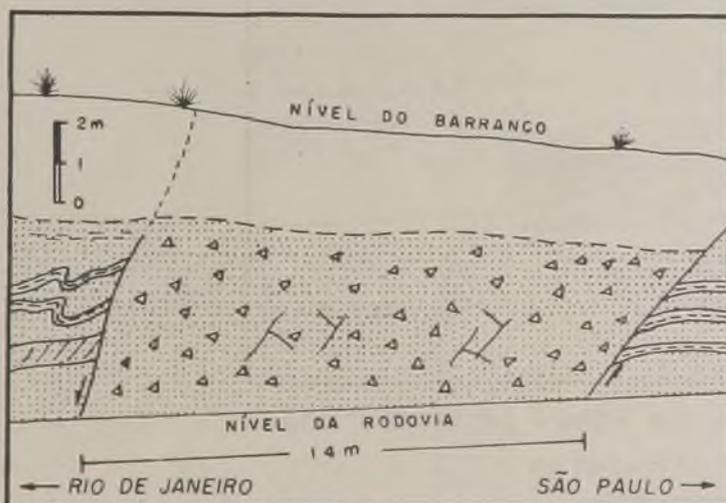
FIGURA Nº 24a



DOBRAS DE ARRASTO E FALHA INVERSA NOS SEDIMENTOS

ROD. PRESIDENTE DUTRA (Km 292,0) 1 Km A PARTIR DA ENTRADA DE QUIRIRIM RUMO TAUBATÉ-CAÇAPAVA

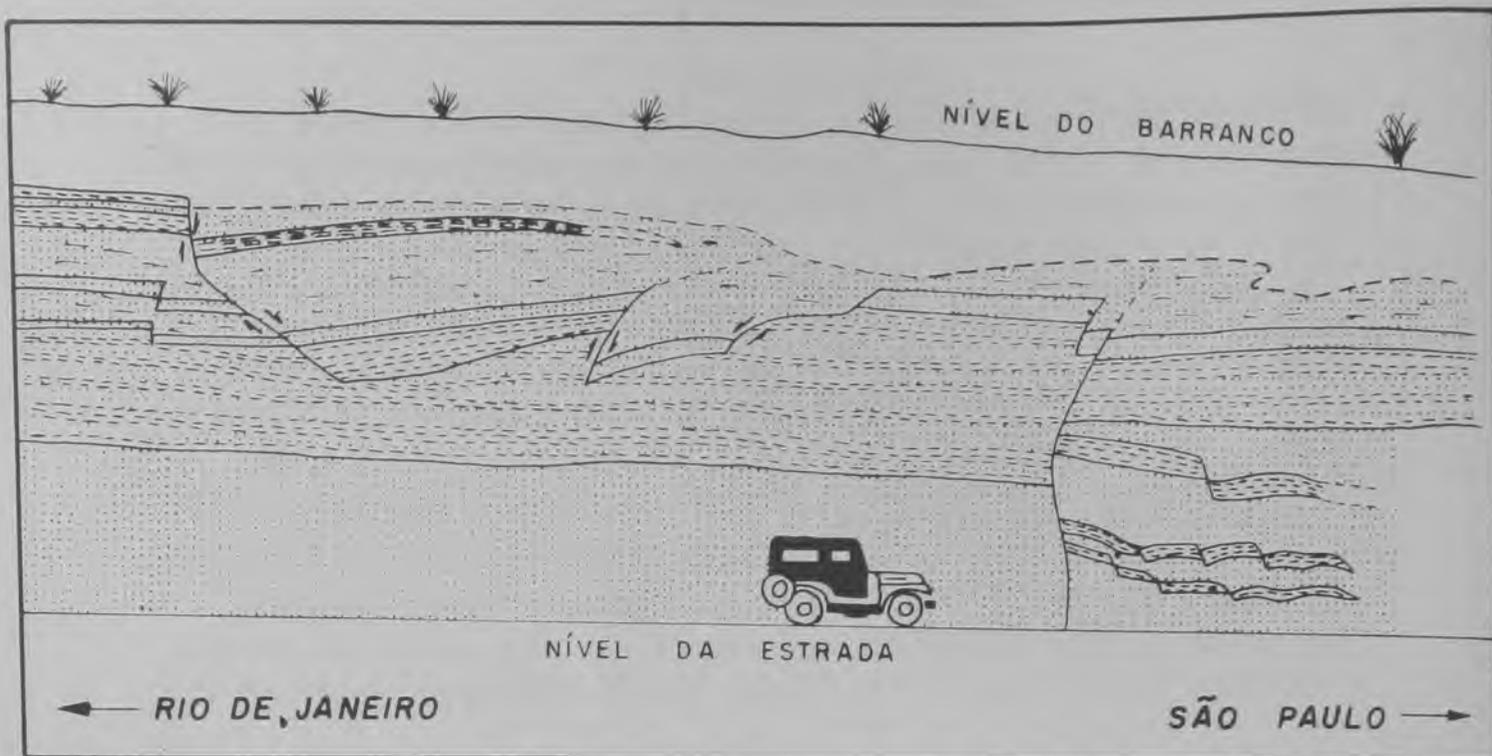
FIGURA Nº 24b



ZONA DE BRECHA DE FALHA NOS SEDIMENTOS

ROD. PRESIDENTE DUTRA (Km 292,0) 1 Km A PARTIR DA ENTRADA DE QUIRIRIM RUMO TAUBATÉ-CAÇAPAVA

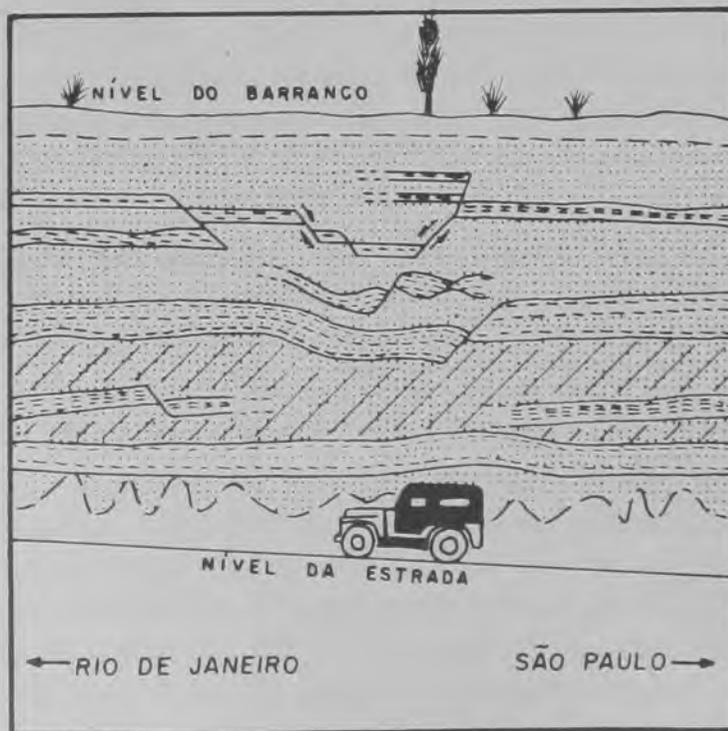
FIGURA Nº 24c



SISTEMAS DE FALHAS NOS SEDIMENTOS

ROD. PRESIDENTE DUTRA (Km 294,6) 3,15 Km entrada de Quiririm, rumo Taubaté - Caçapava

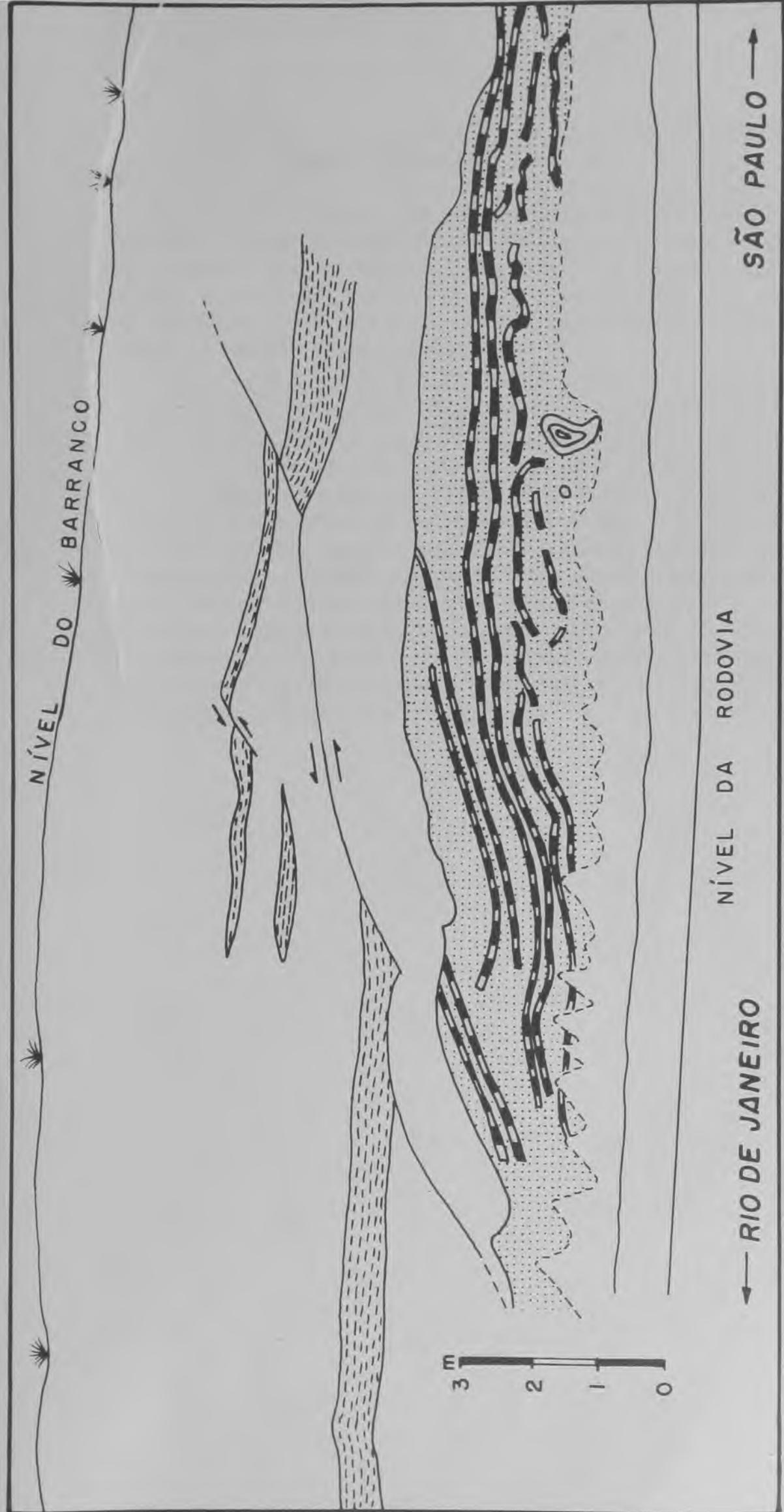
FIGURA Nº 24d



FALHAS NORMAIS EM FORMA DE "GRABEN" NOS SEDIMENTOS

ROD. PRESIDENTE DUTRA (Km 293,4) 2,15 Km A PARTIR DA ENTRADA DE QUIRIRIM, RUMO TAUBATÉ - CAÇAPAVA

FIGURA Nº 24e



DOBRAS E FALHAS EM SEDIMENTOS ARGILOSOS

ROD PRESIDENTE DUTRA (Km 293,4) 2,15Km da entrada de QUIRIRIM rumo TAUBATÉ - CAÇAPAVA

FIGURA Nº 24f

13.2.3 — Diques clásticos

Na Bacia de Taubaté, são encontrados nos sedimentos da Formação São Paulo, alguns pequenos diques clásticos em contatos de sedimentos siltico-argilosos por baixo e areno-conglomeráticos superpostos, em afloramentos de cortes da Dodovia Presidente Dutra e E.F.C.B. (ver foto n.º 18). Os diques são formados por materiais mais grosseiros de cima que penetram na camada inferior siltico-argilosa.

Segundo DZULYNSKI e RADOMSKI (1957) os diques clásticos são explicados por intrusões de “areia movediça” (quicksand) nos sedimentos sobrejacentes. Mesmos nos casos em que ocorrem diques de material proveniente da camada de cima, como é o caso supra citado da Bacia de Taubaté, que poderia sugerir um simples preenchimento de fraturas abertas, os autores acima admitem, em muitos casos, injeção forçada que se localizaria nos pontos de resistência mínima. Ainda, segundo êstes autores, a principal fôrça envolvida na formação dos diques clásticos seria a pressão do pêso das camadas superpostas, que além de criarem tensões locais nos estratos, causam a desidratação das argilas, e a água resultante tende a ser acumulada nas areias aumentando muito a mobilidade das mesmas. Um fenômeno também comumente considerado para tentar explicar a formação dessas estruturas é o terremoto.

14. TECTÔNICA

As evidências observadas durante os trabalhos de campo levam a crer que a Bacia de Taubaté é resultado do modelamento de uma fossa tectônica (rift valley) preenchida de sedimentos que, em idade, se situam entre o fim do Terciário e Pleistoceno.

Esta fossa tectônica teria sido formada durante um arqueamento que sofreu o escudo brasileiro oriental por um diastrofismo epirogênico no Cenozóico, cuja crista ficou na orla marítima, onde se desenvolveram os pontos críticos de tensão (FREITAS, 1956). Como resultado surgiram esforços tensionais orientados segundo a direção NNW — SSE a NW — SE e provocaram rupturas orientadas ENE — WSW a NE — SW.

Segundo ALMEIDA (1964), o vale do Paraíba faria parte de uma antéclise, com “graben” longitudinal. É a antéclise da Mantiqueira, com o “graben” do Paraíba traçada em seu eixo. Como os “grabens” do Reno na Europa e os “rift valleys” africanos, se alarga para incluir a Bacia de São Paulo em uma extremidade, e região de Barra Mansa (RJ) na outra, onde haveriam também falhamentos. Quanto à origem tectônica da Bacia de São Paulo, a maioria dos autores admite como correta, provavelmente por falhamentos. Segundo KOLLERT e DAVINO (1963), os resultados de gravimetria não parecem contradizer essa hipótese.

Os aspectos tectônicos da Bacia de Taubaté têm sido objeto de estudo de muitos autores. WASHBURNE (1930) diz que o vale do Paraíba é o resultado de falhamento que, pelo menos em parte, teve lugar depois da deposição de rochas argilosas em que se encontram fósseis. REGO (1933) discorda desta idéia admitindo então uma grande dobra isoclinal, com um núcleo de “camadas porfiróides” que, pela erosão diferencial, resultou na formação do atual Vale do Paraíba. Posteriormente, todos os autores que têm considerado os aspectos tectônicos na gênese dessa bacia sedimentar foram unânimes em admitir uma origem ligada aos falhamentos (RICH, 1953; FREITAS, 1956; TRICART e SILVA, 1959; ALMEIDA, 1964). WASHBURNE (1930) assinalou a presença de uma longa escarpa de falha no lado NW do vale com 150 km de comprimento, indo de Jacareí até Cachoeira Paulista, na direção N55.ºE. Diz ainda da impossibilidade de existência de falhamentos no lado SE, advindo daí, para o “Terciário” um contôrno com profundas indentações. FRANGIPANI e PAN-

NUTI (1965) sugerem a existência de falhamentos, tanto do lado NW como SE, sendo que neste último caso foram verificados, tanto por levantamentos geológicos como por meio da geofísica (eletrorresistividade).

Há certas controvérsias também quanto à idade relativa dos depósitos antigos que preenchem o vale e os falhamentos. Segundo RICH (1953) os depósitos “terciários” (antigos) foram formados anteriormente ao falhamento principal, no tempo em que os terrenos circunjacentes eram relativamente baixos, e depois eles afundaram por falhamentos em forma de fossas, onde eles foram preservados. O autor sustenta esta idéia baseado no fato de não serem encontrados clásticos grosseiros na formação mais antiga (Tremembé), enquanto os clásticos grosseiros da formação superior (São Paulo) seriam originados após os falhamentos. WASHBURNE (1930, como acima foi dito, admite falhamentos, antes da deposição dos sedimentos da Formação Tremembé, e reativamentos dos mesmos após a sua formação).

Outros autores como BJORNBERG (1965), com base no foto-índice do Vale do Paraíba, chegaram a estabelecer o traçado de algumas lineações principais, na região compreendida entre Guararema e Taubaté. O fato desse autor ter verificado a presença de lineações, não somente aquelas que seguem o alinhamento principal do vale (longitudinais), mas também outras oblíquas, parece sugerir a existência de falhamentos afetando transversalmente a Bacia de Taubaté.

14.1 — DADOS TECTÔNICOS DE CAMPO

Durante os levantamentos de campo executados pelo autor do presente trabalho foram anotados os seguintes fatos, que sugerem fenômenos relacionados às atividades tectônicas:

(1) Alinhamentos paralelos e subparalelos das duas bordas laterais da Bacia de Taubaté, onde as rochas do embasamento cristalino se soerguem como muralhas, entre as quais se acha deprimida a depressão formada pelo Vale do Paraíba.

(2) Falhamento inverso de rejeito desconhecido, situado no km 357 da Rodovia Presidente Dutra (local da seção geológica SG-1; anexo II, figura II-1), onde o gnaiss sobe por cima dos sedimentos, definindo um plano de direção N76.ºE, que mergulha cerca de 70º NW. Este falhamento já tinha sido observado por MARTIN (1959, in BJORNBERG, 1965). O rio Parateí segue aproximadamente a direção dessa falha.

(3) Falhamentos normais e inversos de pequeno rejeito (cm até alguns m), associados a dobras de arrasto, estruturas de escorregamento e zonas brechadas, dentro dos sedimentos da Formação São Paulo nos cortes

da Rodovia Presidente Dutra, entre Caçapava e Taubaté (trecho compreendido entre os km 292,0 e 294,6). Verificar as figuras 24a a 24f. Outros falhamentos similares nos sedimentos ocorrem no km 273,5 da Rodovia Presidente Dutra (Pindamonhangaba) e na estrada Cruzeiro — Cachoeira Paulista (2,1 km da estrada para Túnel).

(4) Brechas com fragmentos angulosos de argila com 3 a 4 cm de tamanho dispersos dentro de uma matriz arenosa, e a ocorrência de camadas de folhelho siltico, bem estratificado, bastante empinadas no local da secção colunar SC-7 (Estrada Taubaté — Tabuão; anexo I — figura n.º I-17). Aqui foram feitas as seguintes medidas:

Camadas de folhelho com mergulho forte (ver foto n.º 19) —

Direção	Mergulho
N49°W	40.°NE
N19°W	43.°NE
N31.°W	45.°NE

Mergulhos desta ordem não foram citados anteriormente por outros autores, que admitem valores entre 1 a 2.º, que, em caráter excepcional e muito localmente, verificaram valores da ordem de 10.º (RIBEIRO FILHO 1948).

Possíveis planos de deslizamento da zona de falha:

Direção	Mergulho
N21.°E	50.°NW
N16.°W	70.°SW

(5) O rio Parateí, com percurso bastante retilíneo, segue aproximadamente o contato sedimento-gnaiss, com direção geral da falha do km 357 da Rodovia Presidente Dutra, citada no item (2). Ver mapa geológico da bacia.

(6) Ocorre uma brusca mudança no percurso do Rio Paraíba, quando entra na Bacia de Taubaté, na altura da cidade de Jacareí, e apresenta-se com largura incomum de sedimentos aluvionares, nas imediações desta cidade.

(7) Através de fotografias aéreas na escala aproximada de 1:25.000 foi feito um mapa de drenagem da área, e foi verificado que o padrão é essencialmente dendrítico na parte da Bacia de Taubaté, situada antes da entrada do Rio Paraíba no vale sedimentar, desde o km 357, em contra-posição aos percursos mais longos, retilíneos e com poucos afluentes do resto da bacia.

(8) Existe um brusco estreitamento de largura da faixa sedimentar na região entre o km 357 da rodovia Presidente Dutra e a cidade de Jacareí, que também apresenta sedimentos muito menos alterados do que nas outras regiões da bacia. Esse estreitamento pode ser notado mesmo no mapa geológico do estado de São Paulo do IGG, na escala 1:1.000.000 (1963).

(9) Existência de uma área relativamente extensa de exposição do cristalino a NW de Jacareí, dentro da faixa sedimentar, fato não verificado nas outras partes da bacia, apesar das irregularidades da superfície do embasamento cristalino (Ver mapa geológico da bacia: figura n.º 1).

(10) Resultados de sondagem para água subterrânea acusam 60 a 80 m de sedimentos aquém do Rio Paraíba, na cidade de Jacareí e adjacências, enquanto que em regiões próximas, na superfície do platô de São José dos Campos, poços com 250 m de profundidade, freqüentemente não atingiram o embasamento cristalino.

(11) Grandes estruturas lineares citadas por BJORNBERG (1965) e que foram verificadas, também pelo autor, não somente no foto-índice do Vale do Paraíba, mas também nas fotografias aéreas (1:25.000) da região referida no item (7).

(12) A muralha que se ergue a NW da bacia, formada pela Serra da Mantiqueira, não somente é bem mais alta como apresenta um relêvo mais abrupto, em comparação com os contrafortes do embasamento a SE, que são de altitude bem mais modesta, não se percebendo freqüentemente, quando se deixa a faixa sedimentar para penetrar no cristalino.

(13) O Rio Paraíba, no trecho do seu curso médio, que abrange mais ou menos a dimensão maior da área em estudo, tem os extremos nas cidades de Guararema (altitude = 570 m) e Cachoeira Paulista (altitude = 513) acusando uma declividade de apenas 0,186 m/km (RIBEIRO FILHO, 1948). Este índice de declividade média mostra bem o relêvo da faixa sedimentar da Bacia de Taubaté, em que os depósitos se elevam atualmente a 60 m sobre o nível dos rios, atingindo em Jacareí uma altitude de 621 m, e em Cachoeira Paulista 573 m (Freitas, 1956). Então, considerando-se a geomorfologia dessa seqüência sedimentar constituída de duas formações geológicas, em que uma é superposta à outra, não se poderia admitir que a Formação Tremembé (Inferior) aparecesse quase na mesma cota da Formação São Paulo (Superior). Mas este fato é observado freqüentemente no trecho compreendido entre Quiririm e Roseira, principalmente nas cercanias da cidade de Tremembé.

Com base nessas 13 observações de campo e confronto de dados fornecidos por outros autores, puderam ser estabelecidas, além da comprovação da existência de falhas que determinam o alongamento da bacia de

Taubaté, outras falhas transversais, além de um possível adernamento da superfície do embasamento cristalino. Em seguida são apresentadas as relações entre as conclusões supra citadas e as 13 observações efetuadas.

(a) Os itens (1), (11) e (12) definem com bastante segurança a existência das falhas que determinaram o alongamento da Bacia de Taubaté. Dados de gravimetria obtidos por DAVINO (1968), parecem confirmar a existência das falhas longitudinais.

(b) As falhas transversais, sugeridas com base nas observações acima, em número de 4, possuem as seguintes localizações e orientações aproximadas:

Falha n.º 1 (tipo = inversa; direção = N40°E) — Aflora no corte do km 357 da Rodovia Presidente Dutra, e se estende segundo o alinhamento do curso do Rio Parateí, por uma distância observável de no mínimo 10 km, até antes de São José dos Campos. Esta falha é sugerida pelas observações dos itens (2) e (5). Possui uma direção aproximadamente concordante com o alongamento da bacia.

Falha n.º 2 (tipo = normal; direção = N60°W) — Localiza-se a meio caminho entre Jacareí e São José dos Campos, pouco após a entrada do Rio Paraíba no vale sedimentar. Esta é corroborada pelas observações dos itens (6), (7), (8), (9) e (10). Comprimento superior a 10 km.

Falha n.º 3 (tipo = normal ?; direção = N60°W) — Parece que esta falha se localiza entre Quiririm e Taubaté, mais próxima a Taubaté. Possui também comprimento de no mínimo 10 km, e é sugerida pelas observações dos itens (3), (4) e principalmente (13).

Falha n.º 4 (tipo = normal ?; direção = aproximadamente N80°W, que sofre um deslocamento de 3 a 4 km) — Esta falha está localizada entre Pindamonhangaba e Aparecida. Ela é sugerida também pelas observações (3), (4) e principalmente (13).

Tôdas as falhas, tanto as longitudinais como aquelas transversais à bacia, devem formar sistemas de falhas paralelas, isto é, qualquer uma das citadas falhas não deve constituir um único plano de deslocamento.

Embora a interpretação final não tenha sido concluída, os dados de gravimetria, anteriormente mencionados, não contradizem a existência das falhas transversais ao vale. Parece que pelo menos 3 das falhas deduzidas com base nas observações geológicas manifestam-se no mapa de gravimetria (Bouguer).

Quanto à cronologia dessas falhas parece ser correto admitir que as longitudinais à bacia são as mais antigas, e tudo leva a crer que as 4 falhas transversais, deduzidas pelas observações geológicas e parcialmente confirmadas pela gravimetria, ocorreram após a deposição, de pelo menos

parte, da Formação São Paulo, pois, praticamente tôdas elas afetaram os sedimentos desta formação. Ver observações dos itens (2) e (4).

(c) O adernamento geral do embasamento no sentido da Serra da Mantiqueira, isto é, para NW, é sugerido pelas observações do item (12), e parece ser indicado também pela configuração das curvas gravimétricas. Além disso, essa idéia é reforçada pelas observações de WASHBURNE (1930) que diz que os estratos "terciários" mergulham para NW sob ângulos de 2 a 4°. Esta tendência das camadas, tanto pode ser original como secundária, por deformação devido à compactação que ainda pode sugerir êste adernamento.

A confirmação da inequívoca ocorrência de algumas destas falhas e a localização mais precisa de outras, devem ser esperadas com o resultado de um levantamento geofísico mais detalhado, com construção de mapas gravimétricos residuais, auxiliados por outros processos geofísicos (magnetometria e eletrorresistividade) e resultados de maior número de perfurações atingindo o embasamento cristalino.

14.2 — MEDIDAS DE DIÁCLASES

Considerando-se tôdas as rochas do embasamento cristalino (já vistas), aquelas que se apresentam em melhores condições para o levantamento estatístico de direções de diaclasamento são os gnaisses, mormente os leptiníticos.

A fim de relacionar os diaclasamentos nos gnaisses como provável efeito de fenômenos tectônicos ocorridos na Bacia de Taubaté, foram estabelecidas as seguintes hipóteses de trabalho:

1) Do ponto de vista da Geologia Estrutural as diáclases são de interesse porque elas podem esclarecer os esforços que atuaram na região.

2) No campo, diáclases, falhas e clivagens de fratura podem ser encontradas em uma mesma rocha, com evidências que indicam como fatores de sua formação os mesmos esforços regionais.

3) Desde que as rochas são caracteristicamente mais fracas à tensão do que a quaisquer outros esforços, é razoável esperar que as diáclases de tensão distribuam-se mais extensamente através da crosta da Terra.

4) Embora as diáclases possam apresentar-se em tôdas as direções possíveis, há geralmente dois ou três sistemas em qualquer distrito.

5) Um sistema de diáclases verticais é formado por tensão, por compressão ou por uma combinação dêstes esforços, sem dúvida, dependendo da área particular.

6) Após o estabelecimento do padrão local de diáclases, então o padrão regional pode ser determinado, juntamente com sua relação a qualquer outra estrutura que possa estar presente: — dobras e mergulhos regionais nos sedimentos, foliação ou gnaissificação nas rochas metamórficas e linhas de fluxo e estruturas planares nas rochas ígneas.

O autor acha indispensável que sejam apresentadas aqui, as hipóteses de trabalho estabelecidas para essas medições, porque existe uma certa descrença em relação à efetiva utilidade destas estruturas nas interpretações tectônicas.

14.2.1 — Trabalho de campo e método empregado

Os planos de diaclasamento foram medidos com a bússola Brunton, determinando-se direção e mergulho. Foram medidas 920 diáclases em 11 localidades diferentes, situadas nas zonas adjacentes ao contato sedimento-cristalino ou em afloramentos do embasamento situados dentro da faixa sedimentar. Essas diáclases medidas se localizavam na maior parte dos casos em gnaisses facoidais e secundariamente em gnaisses mais ou menos equigranulares, localmente atravessados por muitos veios pegmatíticos. Quanto à composição mineralógica, um fato que caracteriza, em comum, todos esses gnaisses considerados, é a presença abundante de biotita, freqüentemente formando “schlieren”

Não foram efetuados reconhecimentos dos tipos de diferentes diáclases no campo, já que isto é muito difícil, principalmente quando se tenta estabelecer uma classificação genética.

As diáclases são normalmente vazias, mas somente em um caso (Estádio Municipal de Guaratinguetá) elas se apresentam preenchidas, na maior parte, por uma argila verde oliva pálida (10Y 6/2). Este foi o único caso também de medidas efetuadas em rocha não gnáissica, pois o afloramento é de quartzo-micaxisto.

14.2.2 — Representação gráfica e cálculos efetuados

As diáclases medidas, em número máximo de 100 e mínimo de 50 em cada localidade, foram projetadas no diagrama de igual área de Schmidt-Lambert. Em seguida foram construídas as curvas de contorno de igual freqüência de ocorrência, conforme o método indicado por BILLINGS (1959, p. 111-114). Foi elaborado um diagrama para cada localidade de medição.

Além disso, foram calculadas as direções médias dos planos de diaclasamento para cada local de medida. Essas médias foram cal-

culadas segundo o processo de CURRAY (1956a), empregando-se a fórmula:

$$\operatorname{tg} 2\theta = \frac{\Sigma \operatorname{sen} 2\theta}{\Sigma \operatorname{cos} 2\theta}$$

Assim foi possível encontrar o valor procurado, conforme o quadrante respectivo. Foi encontrada também a média aritmética dos mergulhos dos planos de diaclasamento em cada localidade. O fator de consistência, que estabelece o grau das variações dessas direções em cada local (já visto no capítulo 13), foi calculado pela fórmula:

$$\text{f. c.} = \frac{\sqrt{(\Sigma \operatorname{sen} 2\theta)^2 + (\Sigma \operatorname{cos} 2\theta)^2}}{\text{número de medidas}}$$

Nos gráficos representativos de cada localidade foram lançados, além das curvas de igual porcentagem de freqüência de diáclases, os valores das direções de gnaissificação, direção média e mergulho médio das diáclases e o fator de consistência (ver figuras 25a a 25k).

14.2.3 — Resultados alcançados e conclusões

a) Embora os gráficos de contorno de igual freqüência de diáclases não mostrem, senão raramente, padrões muito bem definidos de direções de diaclasamento, os valores médios dessas direções estabelecem dois sistemas bem definidos. Um padrão predominante, cujo valor se situa em média em torno de N43°E e outro menos freqüente N38°W.

b) Os valores médios dos ângulos de mergulho das diáclases estiveram entre um mínimo de 73° e um máximo de 83°, mostrando que a maior parte delas está próxima da vertical ou vertical.

c) Os valores relativamente pouco constantes das direções de diaclasamento também podem ser avaliados, quando se observam os fatores de consistência. Esse fator é considerado bom, quando apresenta cifras da ordem de 0,5. Para as localidades consideradas este valor foi atingido somente em dois casos, sendo que em outros estava entre um mínimo de 0,08 e 0,36.

d) O padrão predominante de diaclasamento (N43°E) coincide com outras estruturas lineares encontradas no embasamento, sugerindo que esta direção permitiu estabelecer a bacia com a orientação com que foi formada.

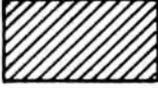
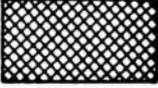
e) As direções de gnaissificação apresentam um padrão predominante com média em torno de N60°E, em 9 localidades, e um subordinado com média em torno de N67°W, em 2 localidades. Estas direções em nenhum caso coincidem com a direção média de diaclasamento, o que permite enquadrar estas diáclases na classificação geométrica de BILLINGS (1959) no grupo das diáclases oblíquas.

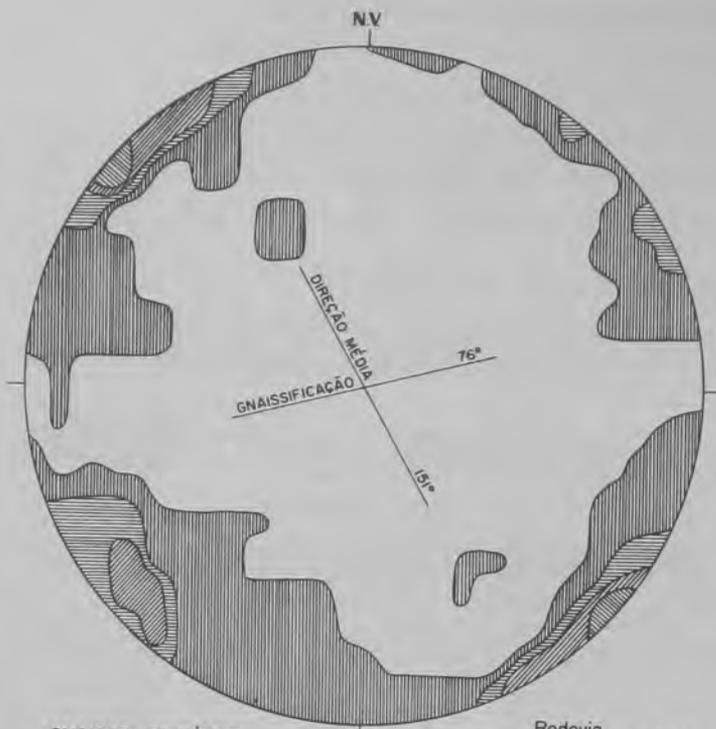
f) Embora não haja coincidência exata das direções de diaclasamento com aquelas de gnaissificação, nota-se bastante aproximação entre ambas, fato que poderia sugerir a contribuição da gnaissificação na tectônica dessa bacia.

g) Este estudo parece sugerir que os esforços regionais, mais do que os locais, causaram o diaclasamento dos gnaisses. A resultado similar chegou APPLEBY (1940) ao estudar os padrões de diaclasamento em rochas cristalinas intensamente dobradas das terras altas da parte norte de New Jersey, Estados Unidos, e suas relações com a orogenia apalachiana.

DIAGRAMAS DE CURVAS DE CONTÔRNO DE IGUAL
FREQUÊNCIA DE DIÁCLASES SEGUNDO PROJEÇÃO
NO ESTEREOGRAMA DE SCHMIDT – LAMBERT.

CONVENÇÕES

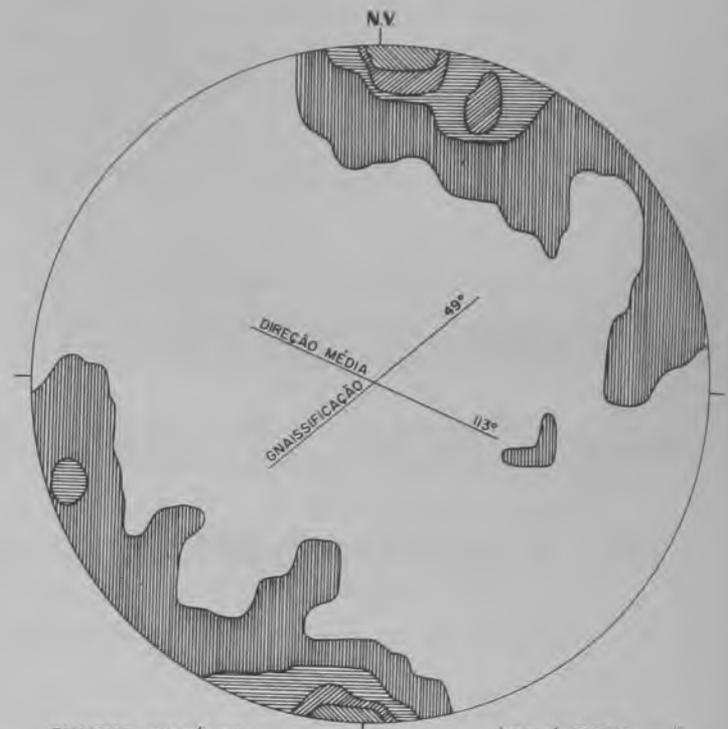
	ATÉ 5%
	DE 5 A 10%
	DE 10 A 15%
	DE 15 A 20%
	DE 20 A 25%
	DE 25 A 30%



GNAISSE BIOTÍTICO
100 DIÁCLASES

Rodovia
Pres. Dutra (Km 347,6)
Próx. entrada de Igaratá

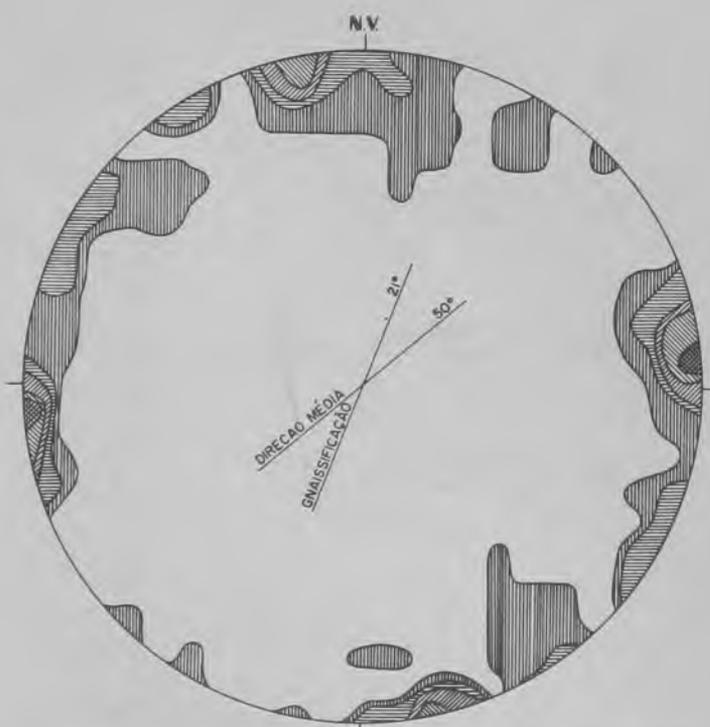
FIGURA Nº 25a



GNAISSE BIOTÍTICO
100 DIÁCLASES

Jacarei-E.FCB
7,1 Km a partir do Viaduto
dos Remédios, rumo Rio de Janeiro

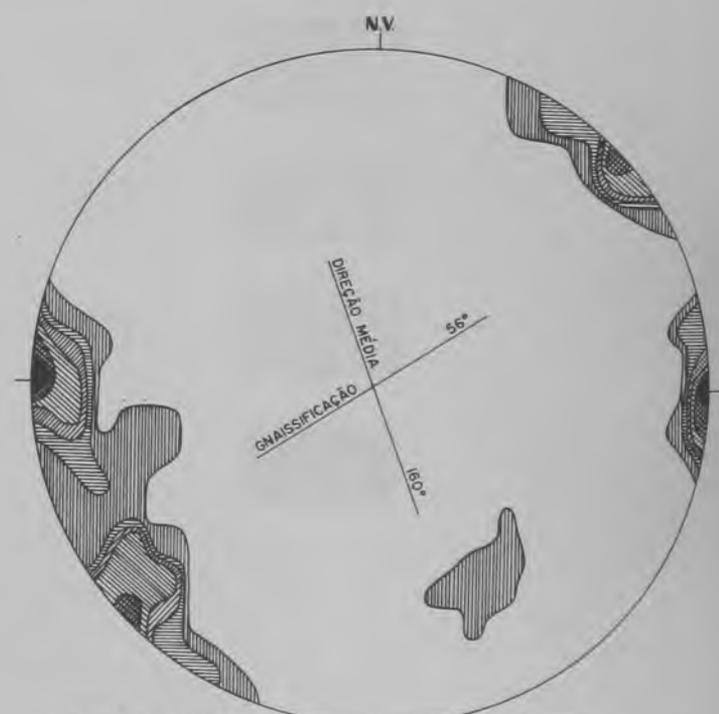
FIGURA Nº 25b



GNAISSE BIOTÍTICO
50 DIÁCLASES

Rod Pres. Dutra - Km 339,2
Próximo Viaduto entrada de Jacarei

FIGURA Nº 25c



GNAISSE BIOTÍTICO
50 DIÁCLASES

Estrada
Jacarei - Sta. Branca
11,5 Km de Jacarei a Sta. Branca

FIGURA Nº 25d

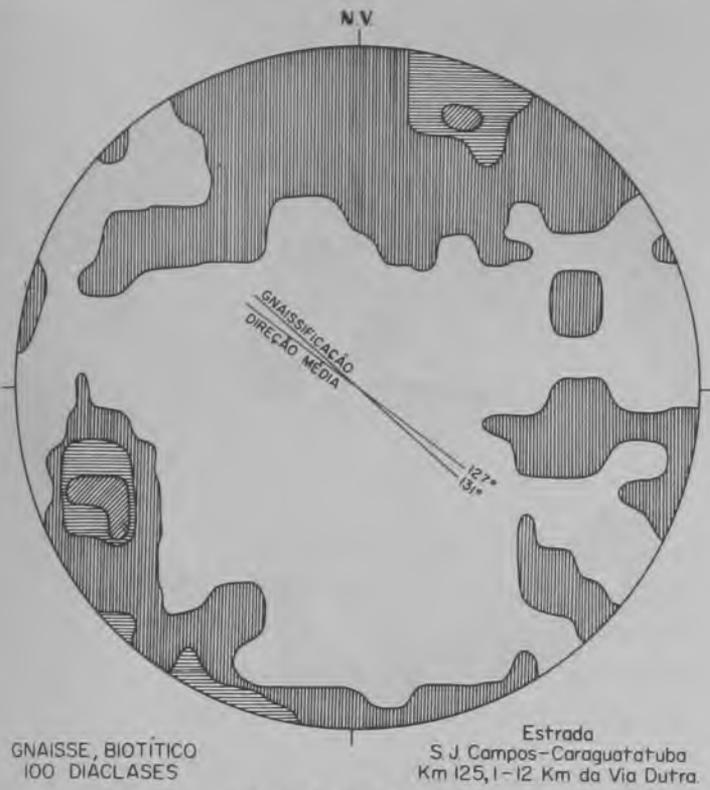


FIGURA Nº 25e

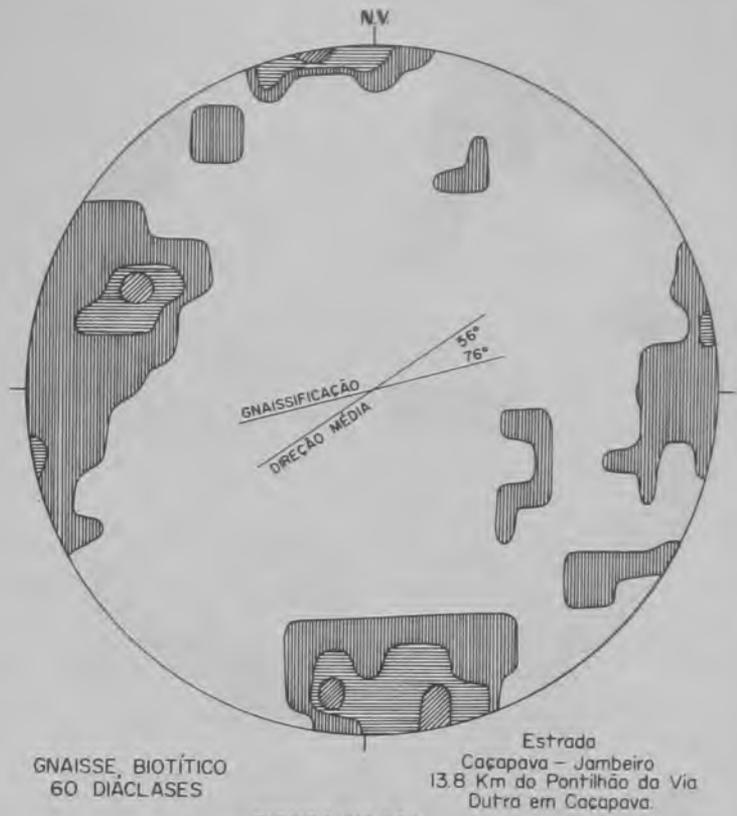


FIGURA Nº 25f



FIGURA Nº 25g

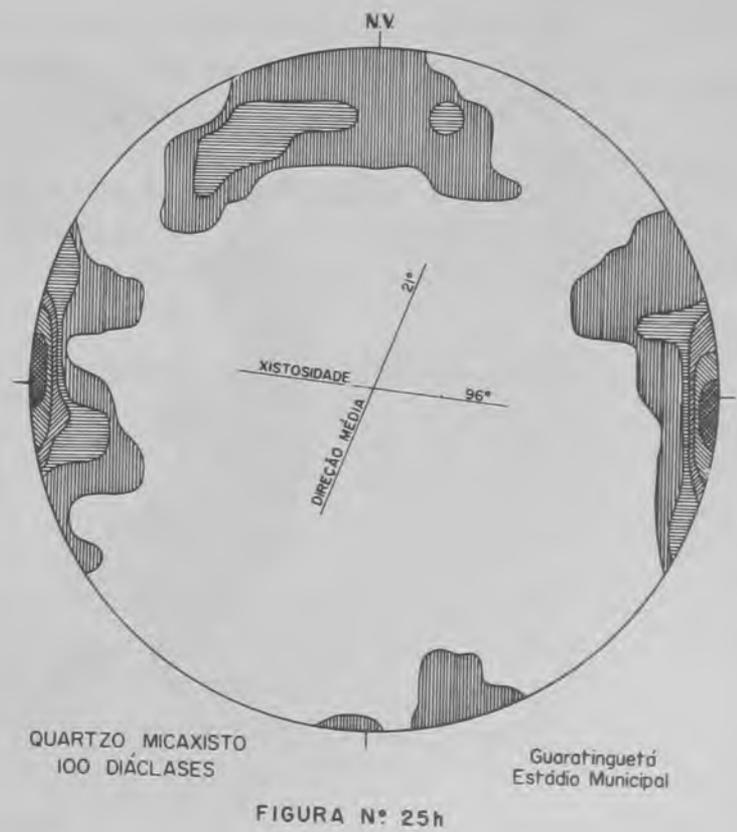
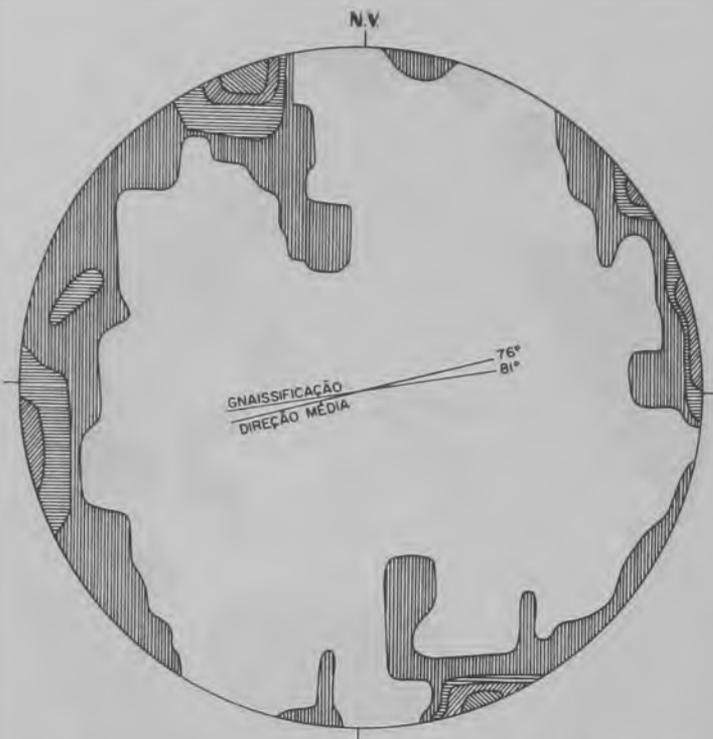
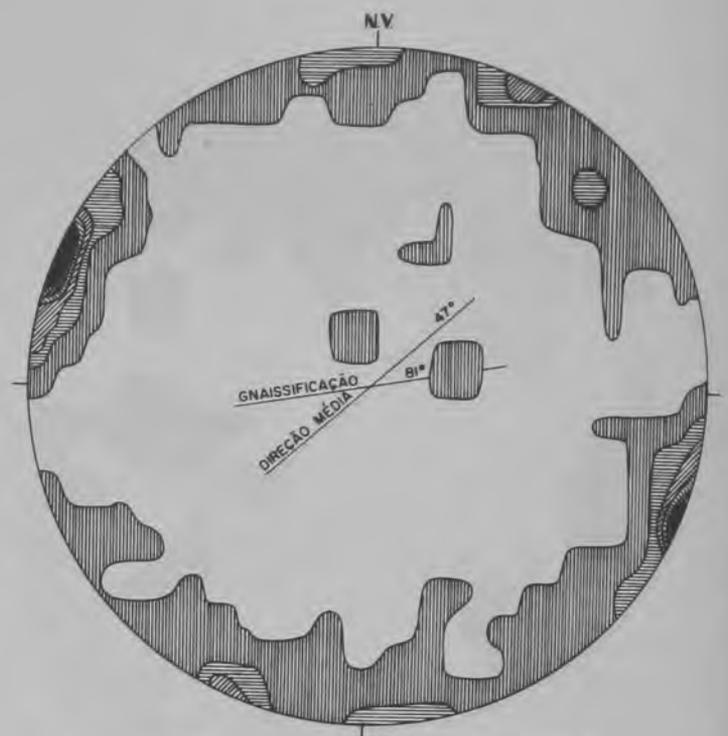


FIGURA Nº 25h



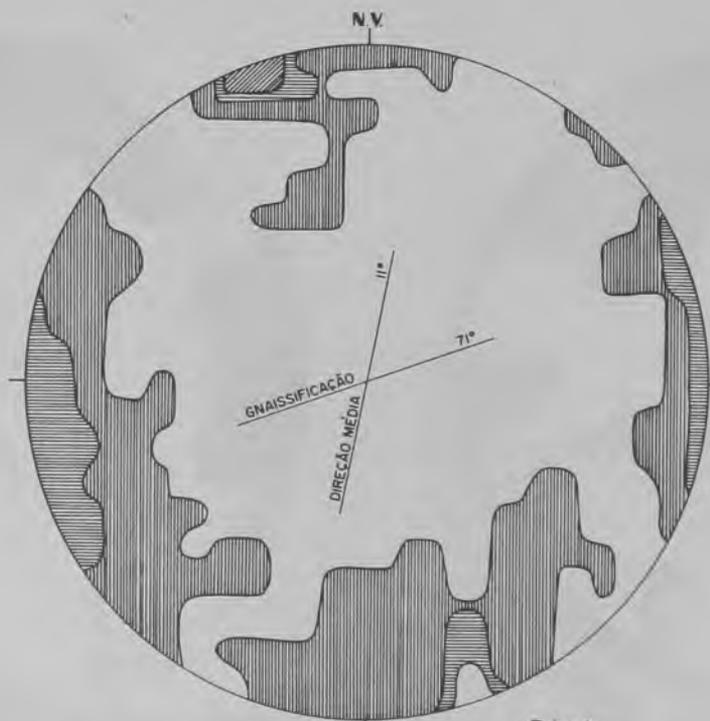
GNAISSE, BIOTÍTICO
60 DIÁCLASES

Corte do futuro traçado retificado da E.F.C.B. entre Cruzeiro e Cachoeira Paulista, 1,1 Km de Cachoeira rumo Cruzeiro
FIGURA N° 25i



GNAISSE, BIOTÍTICO
100 DIÁCLASES

Corte do futuro traçado retificado da E.F.C.B. entre Cruzeiro e Cachoeira Paulista, 6,6 Km de Cruzeiro, rumo Cachoeira
FIGURA N° 25j



GNAISSE LOCAL / ANFIBOLITO
100 DIÁCLASES

Estrada
Cruzeiro - Túnel
4 Km após cruzamento estrada
Cruzeiro - Cachoeira Paulista

FIGURA N° 25k

15 DESCRIÇÃO DA SONDAGEM N.º 42

O furo de sondagem n.º 42, executado pelo Conselho Nacional do Petróleo em 1951, alcançou uma profundidade total de 202,67 m, terminando em sedimentos, dos quais somente cerca de 4 m iniciais foram perfurados em sedimentos detríticos da Formação São Paulo. A perfuração foi feita em um local chamado Olaria Couto, Município de Tremembé. Ver figura n.º 26.

Este poço foi testemunhado continuamente e, felizmente, as amostras estavam armazenadas no Departamento de Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP; embora algumas amostras estejam perdidas pela danificação das etiquetas, a maior parte pôde ser detidamente examinada. Mais precisamente, dos 202,67 m perfurados, foram examinados e descritos pelo autor os seguintes intervalos: 7,65 a 134,40 m; 150,00 a 177,70 m e 189,35 a 202,67 m. Os três intervalos não examinados, indicados na figura n.º 26, perfazem um total de 34,30 m e os dados desses intervalos foram compilados dos relatórios do Conselho Nacional do Petróleo, colocados à disposição do autor pela Petrobrás, com algumas modificações.

Baseado no exame das amostras dos testemunhos supra referidos, foi construído um perfil composto (figura n.º 26) dessa sondagem, que traz nas 9 colunas sucessivas, da esquerda para a direita, os seguintes dados: profundidade, em metros; descrição litológica; estruturas sedimentares; calcimetria em % de CaCO_3 ; intervalos de maior frequência de restos de ostracódios; intervalos de ocorrência de restos de peixes; intervalos de ocorrência de restos vegetais; intervalos de maior frequência de espelhos de deslize nas argilas e, finalmente, cores dos sedimentos.

Em seguida serão tratados mais detalhadamente os itens acima mencionados:

15 1 — LITOLOGIA

A caracterização textural da litologia presente foi feita usando-se o mesmo dispositivo, segundo a escala de Wentworth, referido na descrição das secções colunares. A litologia predominante é de clásticos finos a muito finos, siltitos e argilitos, com intercalações de 5 horizontes de folhelho

pirobetuminoso e escassas ocorrências de intervalos arenosos, com maior espessura entre 193,00 a 199,00 m de profundidade. São bastante comuns intervalos constituídos de brecha intraformacional, em que os fragmentos são de argilito côr 10Y 4/2 (verde oliva cinzenta) a 10Y 6/2 (verde oliva pálida) dispersos em uma matriz siltico-arenosa, calcífera ou não. Às vezes, as brechas intraformacionais são associadas às estruturas que sugerem ações de organismos escavadores. Neste caso, a parte escavada é nitidamente visível, parecendo que a compactação do sedimento foi insuficiente para obliterá-la.

Freqüentemente os fragmentos são de calcário branco, argiloso, mole, contidos em matriz similar à das outras amostras. Quando os níveis arenosos estão sotopostos por camadas argilosas, o arenito contém comumente “pelotas de argila” (clay galls).

A seqüência tôda, embora sofrendo algumas soluções de continuidade, é mais ou menos calcífera, chegando em alguns níveis a calcário muito argiloso (marga).

15.2 — ESTRUTURAS SEDIMENTARES

As estruturas sedimentares foram divididas em 7 tipos diferentes. São distinguidos dois tipos de laminações, dos folhelhos subpirobetuminosos e dos pirobetuminosos; dois tipos de estruturas maciças, siltica ou arenosa e argilosa; estrutura de escorregamento (brechas intraformacionais); mosqueada, quando as estruturas de escorregamento estão praticamente obliteradas pela ação de organismos, e combinada, quando são encontradas, além do mosqueamento, estruturas de escorregamento bem diferenciadas entre si. Podem ser reconhecidos cêrca de 10 níveis com estruturas de escorregamento, normalmente ligadas à litologia brechóide (ver fotos n.º 20 e n.º 21). Em alguns casos a separação dos fragmentos não foi suficiente para originar litologia brechóide, e assim são formadas fraturas em rocha argilosa, preenchidas (injeção?) por material siltico ou siltico-arenoso, dando como resultado pequenos diques clásticos. As outras estruturas caracterizam intervalos particulares, como são os casos dos dois primeiros tipos (laminações).

O caráter de laminação mais ou menos fina dos sedimentos argilosos e argilo-silticos parece estar ligado, além do conteúdo em minerais de argila, ao teor em matéria orgânica. Isto parece ser comprovado pela diferenciação entre folhelhos descritos como subpirobetuminosos, que apesar de serem folhelhos as lâminas não são muito delgadas (alguns mm), e os chamados folhelhos pirobetuminosos, onde a laminação é finíssima (frações de mm), fato êste que teria sugerido o nome fartamente encontrado na literatura sôbre o aproveitamento econômico destas rochas da Bacia de Taubaté, papiráceo ou xisto papiráceo. Aqui é também abandonado o termo xisto, já que êle se refere exclusivamente às rochas metamórficas.

15.3 — CALCIMETRIA

O conteúdo porcentual em CaCO_3 foi determinado em 22 amostras, utilizando-se para isso um aparelho similar ao de CHITTICK (DREIMANIS, 1962), sem correções para temperatura e pressão atmosférica. Cinco das determinações foram conferidas por um outro método, pesando-se, antes e depois do ataque com HCl concentrado, cinco gramas da amostra e após isso convertendo-se a perda ocorrida durante o ataque em % de peso e comparando-se o resultado com o método acima. Então foi verificado que, embora sem as correções especificadas, êle é suficientemente preciso para uma determinação semiquantitativa, a fim de se ter uma idéia da variação dessa propriedade em diferentes profundidades do poço.

Durante a descrição litológica, as amostras foram testadas com HCl diluído 1:5, e aquelas que acusaram algum conteúdo em CaCO_3 foram separadas para essa análise.

Feitas as determinações, verificou-se uma calcimetria mínima de 1%, máxima de 55% e média de aproximadamente 14% para as 22 amostras analisadas. Estas porcentagens representam o teor da amostra em CaCO_3 , sendo o restante insolúvel em HCl concentrado a frio (quartzo e minerais de argila). Há intercalações de intervalos completamente isentos de CaCO_3 .

O autor supõe que o calcário tenha sido originado por precipitação química em meio aquoso do CaCO_3 . As prováveis fontes deste material seriam as rochas do embasamento cristalino, principalmente os gnaisses, já que as ocorrências de rochas calcárias (mármore) são pequenas e localizadas.

15.4 — OSTRACÓDIOS

Os ostracódios ocorrem em toda a seqüência argilosa ou argilo-sílica do poço. No entanto, êles se concentram em certos níveis do que em outros, quando chegam a tornar completamente esbranquiçadas as superfícies de separação natural dos folhelhos, principalmente nos pirobetuminosos. Nestes casos uma parte das carapaças está dissolvida formando uma película de CaCO_3 . Parece notório o fato de que a maior concentração ocorra preferencialmente em níveis de folhelhos pirobetuminosos, e embora menos abundante, também nos folhelhos subpirobetuminosos.

15.5 — PEIXES

Êstes peixes já foram descritos por muitos autores. Embora êles se apresentem com conservação relativamente boa, não possuem interesse estratigráfico, pois são todas espécies viventes.

Os restos de peixes são bem menos abundantes do que de ostracódios e distribuem-se em intervalos bem menores, mas parece que, quando ocorrem, estão associados aos mesmos horizontes.

15.6 — RESTOS VEGETAIS

Os restos vegetais são representados por pequenos fragmentos carbonizados de caules de plantas. São também verificados restos de folhas mal preservadas. Às vezes os fragmentos de caules estão substituídos por pirita, como aqueles encontrados no folhelho da amostra n.º 705 (162,25 a 162,50 m de profundidade). Os níveis de ocorrência de restos vegetais são mais raros, e não se pode inferir qualquer associação a determinados horizontes estratigráficos, mas eles aparecem com maior frequência a mais ou menos 160 m de profundidade.

15.7 — ESPELHOS DE DESLIZE

Os espelhos de deslize são superfícies estriadas e brilhantes que ocorrem nos argilitos, normalmente nos mais puros mineralogicamente, que sugerem um atrito por deslizamento de partes contíguas ao longo de superfícies de menor resistência.

Estas superfícies são muito freqüentes e abundantes em vários horizontes. Parecem estar associados aos níveis de litologia constituída de brechas intraformacionais (estruturas de escorregamento).

15.8 — CÔR DOS SEDIMENTOS

A côr predominante desses sedimentos é a verde oliva, variando principalmente entre as tonalidades 10Y 6/2 e 10Y 4/2. Uma amostra que a sêco apresenta-se com côr 10Y 6/2 passa para 10Y 4/2, quando umedecida. O teor em matéria orgânica (carbonosa) atribui aos sedimentos uma côr mais escura, como 5Y 5/2 até 5Y 3/2 (cinza oliva), podendo passar a quase prêto. Os arenitos podem apresentar coloração branca (N3) ou ligeiramente esverdeada, quando argilosos. Abaixo de 192,00 m de profundidade aparecem sedimentos com diversas tonalidades da côr vermelha (5YR 3/2, 5R 3/4 e 5R 6/6). Pelo fato de se apresentarem em profundidades maiores do que a do lençol freático de água subterrânea (nunca superior a 25 e 30 m entre Jacareí e Quiririm, segundo FRANGIPANI e PANNUTI, 1965; parece ser lícito admitir que para Tremembé também não seria muito diferente), as côres vermelhas, que ocorrem nas amostras da sondagem n.º 42, seriam de origem primária, isto é, singenética, com a deposição dos sedimentos.

16 PERFIS GEOLÓGICOS DE POÇOS — FORMAÇÃO TREMEMBÉ

No Município de Tremembé foram perfurados muitos poços para a prospecção de folhelho pirobetuminoso. Os dados desses poços possibilitaram um razoável conhecimento da distribuição e das viabilidades de exploração econômica dessas rochas.

Entre os poços perfurados, foram escolhidos 23, e construídos dois perfis geológicos para correlação das camadas atravessadas (ver mapa índice: figura n.º 27). As profundidades finais desses poços variam entre um mínimo de 18,87 m e máximo de 67,80 m. Em média foram perfurados até mais de 50 m de profundidade, suficiente para atravessar o último nível de folhelho pirobetuminoso (5.º nível).

Os dados litológicos que constam dos perfis de poços são baseados nos relatórios do Conselho Nacional do Petróleo e Petrobrás. Estes dados foram modificados pelo autor, tendo em vista a finalidade do presente trabalho, confrontando-se as descrições dos relatórios com o exame detalhado efetuado nos testemunhos da sondagem n.º 42.

O perfil geológico n.º 1 (figura n.º 28a), orientado NE-SW, passa por 12 poços, compreendidos numa distância entre os poços extremos de 5,037 km. Constatou-se que todos os poços considerados atravessaram espessuras diferentes da Formação São Paulo, antes de atingir o tópo da Formação Tremembé. As espessuras da Formação São Paulo são variáveis e freqüentemente são proporcionais às cotas dos terrenos, isto é, nos poços situados em locais mais altos, as espessuras atravessadas destes sedimentos são maiores. As camadas são horizontais e as espessuras são de alguns metros até 10 metros. Geralmente na base dessa formação nota-se a presença de arenito ou areia conglomerática. Sotoposta à Formação São Paulo existe um pacote de sedimentos argilosos e sílticos, já detalhadamente descritos na sondagem n.º 42. Todos os furos atravessaram os 5 níveis de folhelhos pirobetuminosos, da Formação Tremembé (sotoposta), facilmente correlacionáveis entre os poços vizinhos. Nos poços A20 e A17 os níveis mais superiores dos folhelhos pirobetuminosos foram erodidos. As espessuras das camadas desses folhelhos variam entre 0,20 a 0,40 m, sendo o 3.º nível o mais delgado e o último o mais espesso. Estes níveis são boas camadas-guias, permitindo reconhecer um pequeno mergulho

(alguns graus) das camadas da Formação Tremembé, no perfil 1, para SW. Este mergulho deve ser de caráter mais ou menos local. Intercalados entre os folhelhos pirobetuminosos, existem folhelhos subpirobetuminosos, argilitos e argilitos sílticos. As lentes arenosas são raras e de pequeno porte.

O perfil geológico n.º 2 (figura n.º 28b) abrange também 12 poços, numa distância entre os poços extremos de 3,965 km. O poço B28 é comum aos dois perfis. Neste perfil também são verificados 5 níveis de folhelhos pirobetuminosos dentro da Formação Tremembé, atravessados por todos os furos que fazem parte deste perfil, que tem orientação NS. Verifica-se que as camadas mergulham com ângulos da mesma ordem de grandeza do perfil anterior, dos extremos para o centro, formando uma estrutura sinclinal.

A existência de níveis conglomeráticos na base da Formação São Paulo parece sugerir uma fase erosiva entre o término de deposição da Formação Tremembé e o início de deposição dos sedimentos da formação superposta. Este fato já havia sido notado por outros autores já citados, como ALMEIDA (1952) que reconheceu este fenômeno no km 333,0 da E.F.C.B. (ver foto n.º 14). O mesmo parece ocorrer na base da Formação São Paulo, na região de São José dos Campos, Jardim Morumbi (FRANGIPANI e PANNUTI, 1965).

Além disso, a superfície de discordância é bem evidenciada no mapa de contorno estrutural do tópo do 1.º nível de folhelho pirobetuminoso (figura n.º 29). Nota-se que a superfície é bastante dobrada, porém com ângulos de mergulho suaves. Esses dobramentos parecem ser atectônicos e teriam ocorrido antes da deposição da Formação São Paulo, por uma simples acomodação dos sedimentos da Formação Tremembé, moldando-se às irregularidades do embasamento cristalino. Essa estrutura parece ter-se desenvolvido de maneira a propiciar a eliminação das partes mais altas, durante a fase erosiva, já referida. Realmente, é fácil constatar que existe uma linha de erosão truncando o desenvolvimento lateral de camadas da Formação Tremembé, fato notado durante as sondagens na área. Podem ser reconhecidos na superfície do tópo do 1.º nível de folhelho pirobetuminoso, na área do mapa em questão, um alto, de forma dômica, entre Moreira César e Pindamonhangaba, e dois baixos, um ao S de Pindamonhangaba e outro a SW de Tremembé, este sem fechamento.

MAPA - ÍNDICE DOS PERFIS GEOLÓGICOS DE POÇOS
(TREMEMBÉ)

FIGURA Nº 27

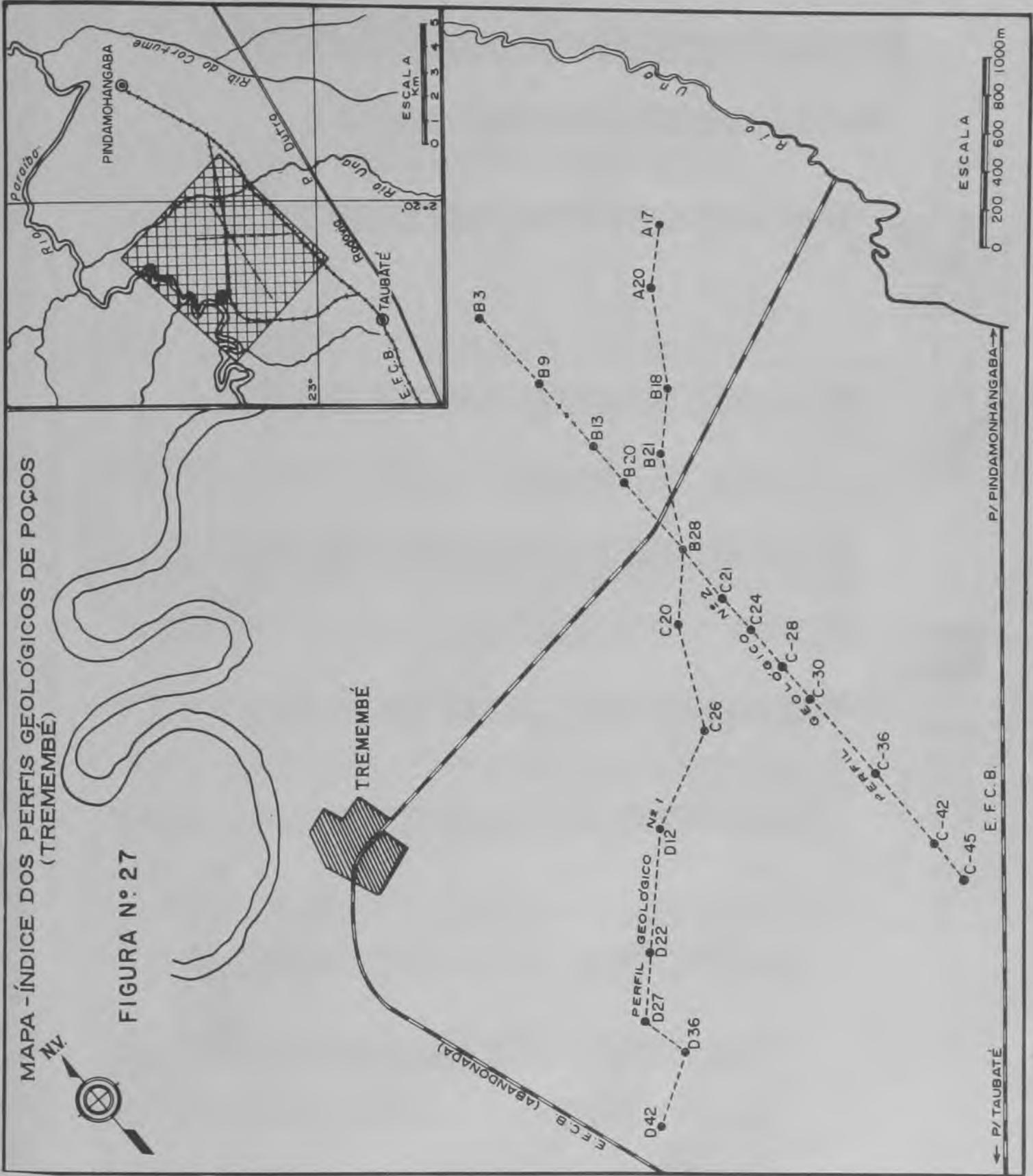


FIGURA Nº 28a - PERFIL GEOLÓGICO Nº 1 MUNICÍPIO DE TREMEMBÉ

SONDAGENS PARA PROSPECÇÃO DO FOLHELHO PIROBETUMINOSO (PETROBRÁS - SIX)

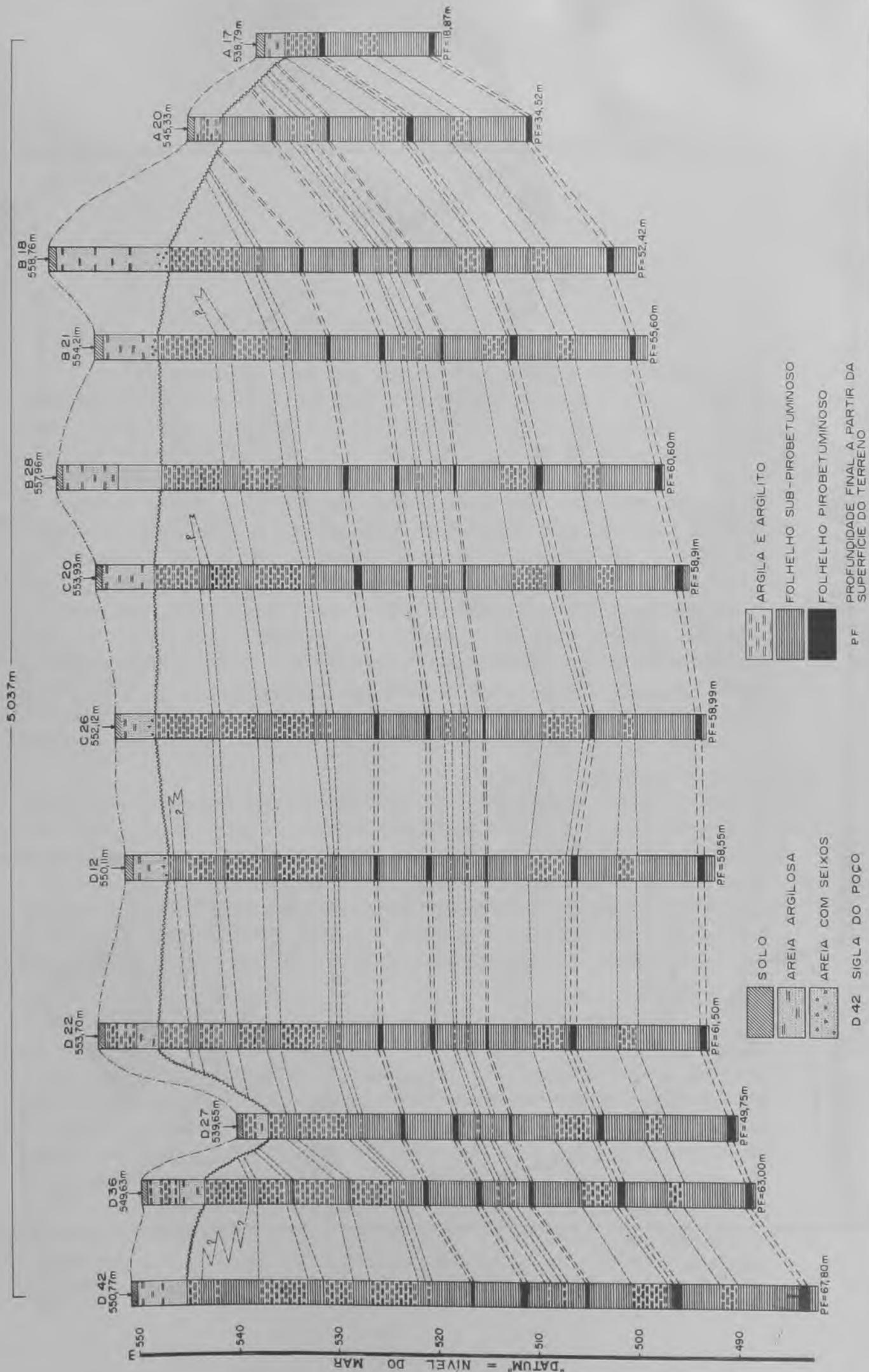


FIGURA Nº 28b - PERFIL GEOLÓGICO Nº 2 MUNICÍPIO DE TREMEMBÉ

SONDAGENS PARA PROSPECÇÃO DO FOLHELHO PIROBETUMINOSO (PETROBRÁS - SIX)

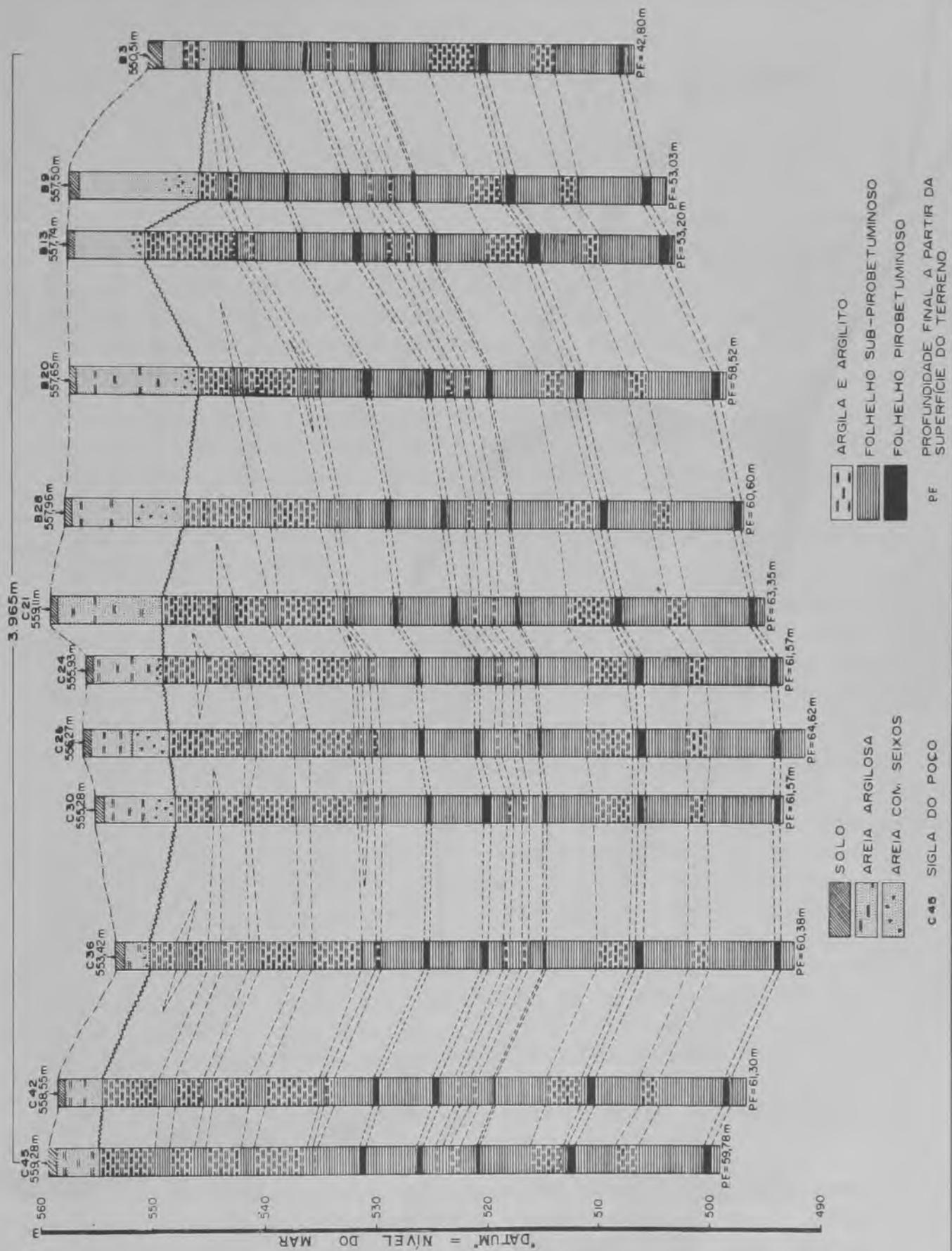
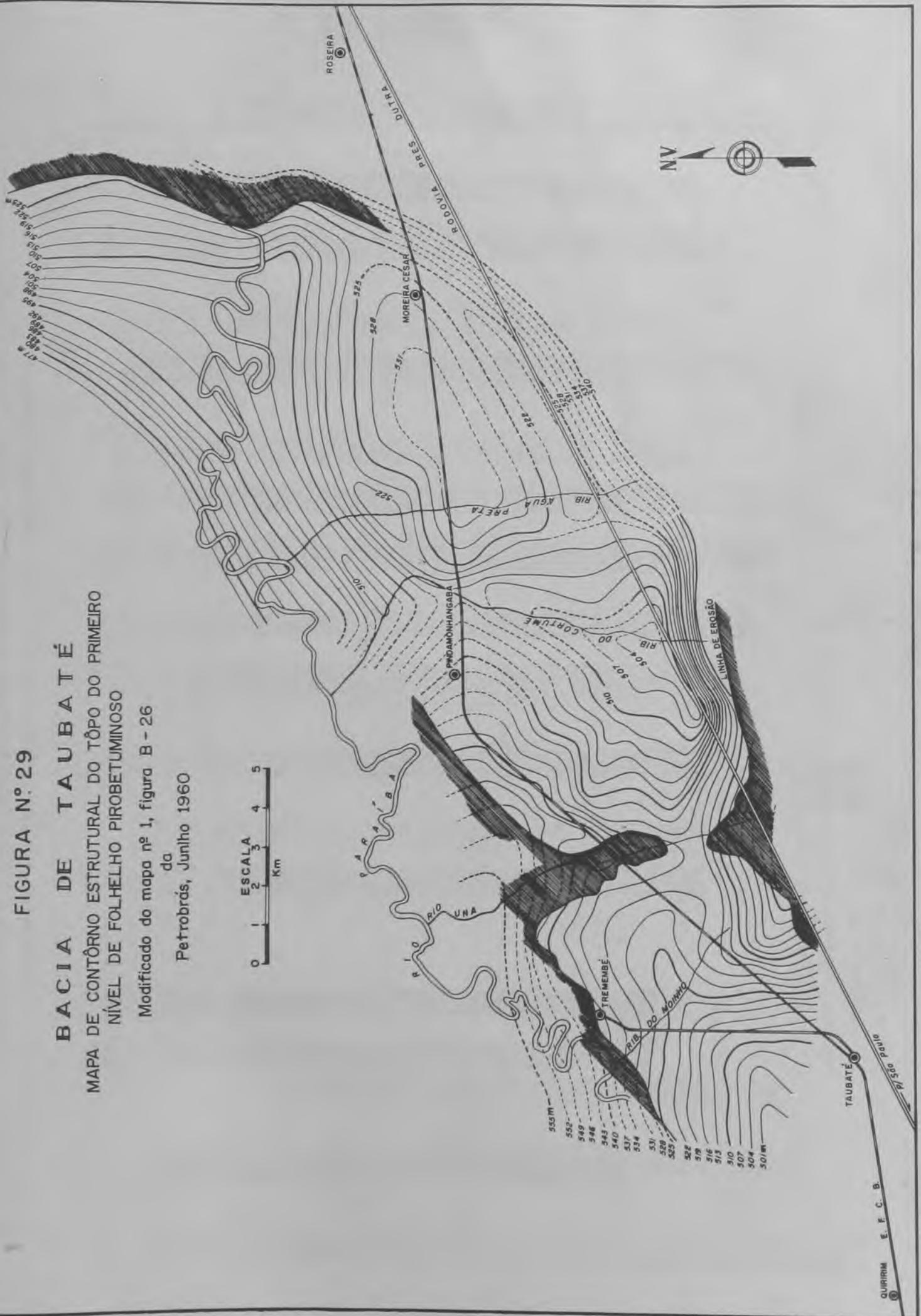
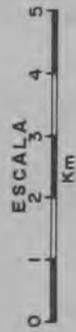


FIGURA Nº 29

BACIA DE TAUBATÉ
MAPA DE CONTÓRNO ESTRUTURAL DO TÓPO DO PRIMEIRO
NÍVEL DE FOLHELHO PIROBETUMINOSO

Modificado do mapa nº 1, figura B - 26
da
Petrobrás, Junho 1960



17 CONCLUSÕES GERAIS

a) A Bacia de Taubaté, que forma o preenchimento sedimentar do Vale do Paraíba, situado no Estado de São Paulo, mostra tôdas as evidências de sua inequívoca origem tectônica, as quais se refletem fortemente nas características das relações mútuas entre o embasamento cristalino e do depósito sedimentar sintectônico.

b) A sua origem tectônica por falhamentos, já aventada por muitos autores (WASHBURNE, 1930; RICH, 1953; FREITAS, 1956; TRICART e SILVA, 1959; ALMEIDA, 1964; FRANGIPANI e PANNUTI, 1965, e outros), se manifesta não sòmente no traçado retilíneo dos contatos laterais da bacia (ver mapa geológico), mas também nas composições mineralógica e textural dos sedimentos.

c) Existem dois conjuntos de sistemas de falhas mais ou menos paralelos entre si, que determinam o alongamento da bacia, que possui cêrca de 150 km de comprimento e 10 a 15 km de largura. Estas falhas são as mais antigas. Outras falhas, transversais àquelas, no mínimo quatro, cortam a bacia.

d) As falhas da Bacia de Taubaté, tanto as longitudinais como as transversais, devem ser constituídas de sistemas paralelos escalonados, e não de uma única falha que deu o rejeito total. Êste fato foi sugerido pela falha transversal n.º 2 (Jacareí) que levantou a área entre a cidade de Jacareí e o km 357 da Rodovia Presidente Dutra. A faixa sedimentar desta área estreita-se bruscamente (2 a 3 km de largura) em relação ao restante da bacia, fato que não deveria ocorrer se as falhas laterais fôssem únicas, já que os planos das mesmas possuem mergulhos fortes. Outra evidência que vem corroborar esta afirmação são os resultados de diversos trabalhos efetuados sôbre a tectônica das frentes da chamada Serra Geral, em diversas partes do Estado de São Paulo (FÚLFARO, 1966; FÚLFARO, LANDIM e ELLERT, 1967; MENDES e FÚLFARO, 1968). Êstes trabalhos têm mostrado sempre o escalonamento em falhas, que cronològicamente devem ser equivalentes àquelas do Vale do Paraíba.

e) A subdivisão em duas unidades estratigráficas, do pacote de sedimentos antigos, já sugerida por vários autores (WASHBURNE, 1930; ALMEIDA, 1955; AB'SABER e BERNARDES, 1956; TRICART e

SILVA, 1959; ALMEIDA, 1964; SETZER, in FRANGIPANI e PANNUTI, 1965 e FRANGIPANI e PANNUTI, 1965) parece ser consistente, e assim foram admitidas também por êste autor sob as designações: Formação Tremembé, para a unidade inferior, caracterizada pelos folhelhos pirobotuminosos e fósseis, proposto por ALMEIDA (1952) e, Formação São Paulo para a superior, formada de argilitos, folhelhos, arenitos e conglomerado, nome usado pela primeira vez por RGEO (1943).

Sabe-se que o nome Formação São Paulo advém da correlação em bases litológicas e na premissa de que existia continuidade geográfica, hoje destruída pela erosão, desses sedimentos com aqueles que constituem o embasamento do sítio urbano de São Paulo. O autor acredita que a Bacia de São Paulo não está suficientemente bem definida, quanto às características litológicas, para se concluir sobre a validade ou não desta correlação. Principalmente agora, que os sedimentos da Bacia de São Paulo serão mais intensamente pesquisados com vistas para o projeto do metrô, talvez tenha chegado a oportunidade de se precisar melhor os seus dados litológicos para se decidir sobre o problema.

f) O embasamento cristalino da Bacia de Taubaté parece ter um adernamento geral para NW (rumo Serra da Mantiqueira), pelo menos desde Jacareí até a altura de Aparecida. Êste fato é sugerido pelas observações de campo citadas anteriormente (capítulo 14), e pelo exame do mapa gravimétrico.

Além disso, observações de outros autores parecem reforçar esta idéia de adernamento do embasamento, que corresponderia à existência de maior espessura de sedimentos no lado NW. VERDADE e HUNGRIA (1966) ao estudarem a gênese da bacia orgânica situada entre São José dos Campos e Caçapava, admitiram que a preservação de tal bacia, situada ao sul do Rio Paraíba, sem destruição, deve-se à oscilação dos meandros dentro da planície de inundação, com tendência de se deslocar sempre para o norte, conforme comprovam os terraços. Sabe-se que no pacote de sedimentos antigos que preenchem a bacia existe uma seqüência argilosa bastante espessa, principalmente na Formação Tremembé; então durante a compactação, que ainda está em curso, principalmente nas argilas, o terreno situado sobre uma espessura maior de sedimentos deve ceder mais. Assim, poderia ser explicada aquela tendência de migração dos meandros sempre para o norte, refletindo a existência de aumento de espessura de sedimentos naquele sentido, fato que poderia ocorrer em conseqüência do adernamento do embasamento cristalino. Além disso, a existência de fenômeno atual de compactação parece ser sugerida pela ocorrência de depressões semi-circulares, rasas, que se localizam nas cabeceiras de pequenos riachos, com diâmetro variando entre 50 e 250 m, cuja origem AB'SABER e BERNARDES (1956) ligaram à dissolução de cimento de rochas sedimentares regionais. O autor dêste trabalho, que também teve a oportunidade de verificar uma dessas depressões nos arredores de São José dos Campos,

acredita que o fato esteja ligado tão-somente a fenômenos de compactação dos sedimentos argilosos situados abaixo, que poderiam explicar também a associação destas estruturas com cabeceiras de pequenos riachos. O fundo, normalmente encharcado dessas depressões, sugere subsolo impermeável (argiloso) que também propicia a manutenção desses cursos de água.

WASHBURNE (1930) já havia observado que os estratos "terciários" mergulham para NW com ângulos de 2 a 4°, fato que parece reforçar a idéia de adernamento do embasamento cristalino.

g) Pelas características descritas em outras partes deste trabalho, torna-se evidente a forte influência do tectonismo na deposição dos sedimentos, tanto da Formação Tremembé, como da Formação São Paulo.

Como fatores que indicam o tectonismo durante a deposição da Formação Tremembé podem ser citados a espessura grande de sedimentos (frequentemente mais de 200 m, principalmente entre Tremembé e Pindamonhangaba), e as estruturas sedimentares descritas na sondagem n.º 42 (figura n.º 26). As características texturais dos sedimentos desta formação indicam um abaixamento contínuo e gradual, de maneira que o desnível entre o fundo e as bordas da bacia não chegava a ser tão grande que possibilitasse a deposição de sedimentos mais grosseiros do que silte e argila e esporadicamente areia; e nem os lagos formados eram tão rasos que permitissem uma oxigenação ativa das águas. Se o fundo da bacia de sedimentação não estivesse em subsidência seria difícil acumular espessura tão grande de sedimentos finos.

Este movimento de reativação contínua e gradual das falhas cessou, momentaneamente, quando os sedimentos da Formação Tremembé foram rapidamente expostos à erosão (ver mapa de contorno estrutural do tópo do 1.º nível de folhelho pirobetuminoso: figura n.º 29), as camadas foram dobradas por simples acomodação e talvez parte por tectonismo (Figuras 28a e 28b).

Depois houve reativação das antigas falhas com recrudescimento gradual das intensidades de abaixamento, fato comprovado pela imaturidade textural e mineralógica dos sedimentos da Formação São Paulo, e o aumento da granulação. Hoje essas falhas estão inativas e os sedimentos depositados durante o tectonismo estão sendo erodidos e carreados para o Oceano Atlântico pelo Rio Paraíba e seus tributários.

h) Parece que o clima atual (Cwa de KÖPPEN) definido por SETZER (in VERDADE e outros, 1961) para a Bacia de Taubaté, não corresponde àquele reinante na época de deposição, tanto da Formação São Paulo, como da Formação Tremembé. Esta afirmação é baseada no fato de que as argilas das duas formações apresentam cores verdes primárias (10Y 4/2 a 10Y 6/2), devido à presença da montmorillonita; em cortes de estradas, notou-se a passagem das cores acima para vermelhas variegadas; as amos-

tras respectivas acusaram uma composição montmorillonóide para as verdes e apenas caulínica para as variegadas, mesmo quando coletadas em um único barranco. Isto indica claramente que a argila montmorillonóide é incompatível com o clima atual, e está em fase de transformação para caulinita pura por ação do clima atual da região. Além disso, as argilas provenientes da alteração intempérica atual de rochas do embasamento cristalino, nas áreas adjacentes à bacia, sempre acusaram constituição somente caulínica.

i) A Formação Tremembé deve ter sido depositada em ambiente lacustre, talvez formado em virtude da existência da soleira de Cachoeira Paulista, pois parece que esta formação está ausente além dessa cidade. O fundo desta bacia, bastante irregular em topografia, sofria uma subsidência gradual. Perfis de sondagens para água subterrânea, descritos por FRANGIPANI e PANNUTI (1965) sugerem a ocorrência da Formação Tremembé, também na região de São José dos Campos. Nesses perfis verifica-se que até uma profundidade de cerca de 100 m as camadas sedimentares são de material grosseiro formando litossomas bastante lenticulares; na base destas ocorre um nível conglomerático e abaixo os sedimentos são mais finos e com maior persistência lateral com raras intercalações de arenito lenticular. Mas a formação inferior aqui presente é mais grosseira do que na região de Tremembé, o que poderia indicar o transporte destes sedimentos rumo SW — NE, e portanto um paleodeclive do embasamento neste sentido.

É difícil precisar o ambiente climático durante a deposição da Formação Tremembé. Pode-se pensar em clima diferente do atual, devido à presença da argila montmorillonítica, como foi demonstrado no item *h*. Talvez o conteúdo em esporomorfos, se puderem ser convenientemente estudados, possa fornecer elementos para a interpretação do clima reinante durante a deposição desses sedimentos.

A Formação São Paulo teria sido depositada em ambiente de planície de inundação. Esta planície de inundação deve ter sido formada por um rio, mais com características de anastomosado (“braided river”) do que de meandrante (“meandering river”) FISK (1947; in WRIGHT, 1959) estabelece uma distinção entre rio meandrante e anastomosado. Enquanto um rio meandrante deposita material, principalmente nas curvas internas dos meandros migrantes (bancos de meandros), um rio anastomosado é tão sobrecarregado de sedimentos, que a erosão lateral é reduzida e o material é também depositado no próprio canal, como bancos de canais. Segundo DOEGLAS (1962), os rios anastomosados se caracterizam por flutuações muito grandes nas descargas, e as principais condições para que estas variações ocorram seriam:

(1) *Condições climáticas* — árido ou semi-árido com violentas tempestades e longos períodos de seca, ou ártico, com longos períodos de nevasca e rápido degelo.

(2) *Subsolo impermeável* — Na área ao longo do percurso do rio; pouca água é perdida por infiltração, de modo que propicia contínuo suprimento.

(3) *Pouca vegetação* — Causando violenta denudação superficial.

(4) *Grande declividade*.

Para a Bacia de Taubaté, a deposição da Formação São Paulo parece ter ocorrido em condições climáticas diferentes das atuais, como indicam as argilas montmorilloníticas e o intemperismo atual. O subsolo é impermeável devido à constituição argilosa da Formação Tremembé. Pouca vegetação parece ser indicada pela intensa denudação que forneceu abundante material detrítico, grosseiro e mal arredondado, resultante da desintegração, principalmente mecânica, das rochas do embasamento cristalino. A grande declividade foi oferecida pela contínua reativação das falhas. Pois, como bem frisa FREITAS (1956), toda sedimentação resulta inequivocamente de uma questão primária de topografia. Assim, as condições estabelecidas por DOEGLAS (1962) podem ter subsistido durante a deposição da Formação São Paulo.

As estruturas sedimentares observadas e descritas na Formação São Paulo possuem muita semelhança com aquelas relacionadas pelo autor supra mencionado (1962; tabela II), e com aquelas comumente encontradas em depósitos de correntes de turbidez. Mas, como acentua este autor, condições favoráveis à deposição de grauvacas e leitos gradacionais por fortes correntezas podem ocorrer também em rios anastomosados, especialmente em grandes cones aluviais. As estratificações gradacionais são relativamente comuns na Formação São Paulo. Baseado na definição de PETTIJOHN (1957) muitos dos arenitos dessas formação seriam grauvacas.

j) Na caracterização dos sedimentos da Formação São Paulo, as amostras coletadas na superfície mostraram, conforme os dados estatísticos das análises granulométricas, uma forte homogeneização das características texturais, por intensiva influência dos sedimentos provenientes das bordas laterais. Assim, desapareceram quaisquer evidência de mudanças nas características texturais com o transporte dos sedimentos, tais como, seleção, arredondamento, etc. O transporte desses sedimentos ocorreu de SW para NE, conforme sugerem os dados de estratificações cruzadas.

k) Os sistemas de diaclasamentos nos gnaisses, apesar de não apresentarem um padrão muito constante, conforme mostram os resultados de medidas de 920 diáclases efetuadas em 11 localidades diferentes, pelo pequeno valor do fator de consistência, parece sugerir que os esforços regionais, mais do que os locais, causaram o seu diaclasamento. A resultado similar chegou APPLEBY (1940) ao estudar os padrões de diaclasamento de rochas cristalinas intensamente dobradas das terras altas da parte norte de New Jersey, Estados Unidos, e suas relações com a orogénia apalachiana.

1) A cor verde dos sedimentos da Bacia de Taubaté, tanto na Formação Tremembé, como na Formação São Paulo, é de origem primária, e deve ser atribuída aos minerais do grupo dos montmorillonóides (nontro-nita?), que teriam sido originados da biotita dos gnaisses leptiníticos do vale do Paraíba. A constituição montmorillonítica das argilas da Formação Tremembé havia sido descrita por autores anteriores, mas coube a este trabalho mostrar que essa constituição é geral para os sedimentos antigos da Bacia de Taubaté, inclusive Formação São Paulo. As cores variegadas são, quase sempre, de origem secundária por ação de intemperismo do clima atual. Parece que a Formação Tremembé era muito esporádica e rapidamente exposta à ação do intemperismo oxidante, como demonstram os sedimentos argilosos avermelhados (cores 5Y 3/2, 5R 3/4 e 5R 6/6) encontrados a 192,00 m de profundidade na sondagem n.º 42.

m) Confrontando-se os resultados de determinação microscópica de 13 amostras de regolitos das rochas do embasamento cristalino, em relação aos dados de minerais pesados das 85 amostras de sedimentos, pode-se apresentar, como uma tentativa para se chegar à derivação dos sedimentos da Bacia de Taubaté (Formação São Paulo, principalmente) a seguinte relação entre os minerais e as rochas matrizes originais:

Zircão	} Gnaiss Biotítico	Sillimanita	} quartzito e quartzo-micaxisto	
Biotita		Turmalina		
Epídoto		Rutilo		
Monazita		Epídoto (?)		
Apatita				
Granada				
Rutilo (?)				
Sillimanita (?)				
Hornblenda (?)			Hornblenda	} Anfibolito
			Verde	

18 BIBLIOGRAFIA

1. AB'SABER, A.N. e BERNARDES, N. (1956) — "*Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo*" Eng. Miner. Metal., vol. XXIV, n.º 143, Rio de Janeiro
2. ALMEIDA, F.F.M. de (1952) — "*Vale do Paraíba*". Relatório Anual do Diretor, DGM-DNPM, Rio de Janeiro.
3. ALMEIDA, F.F.M. de (1955) — "*As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira*", Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 4, n.º 2, p. 23-40, São Paulo.
4. ALMEIDA, F.F.M. de (1964) — "*Geologia do Estado de São Paulo — Fundamentos geológicos do relevo paulista*", Bol. IGG, n.º 41, São Paulo.
5. ALMEIDA, F.F.M. de (1964) — "*Geologia Estrutural — Curso de Pós-graduação*", Escola Politécnica da USP, matéria apostilada.
6. APPLEBY, A.N. (1940) — "*Joint pattern in highly folded and crystalline rocks of the Northern New Jersey Highlands and their relation to Appalachian orogeny*", (Abstract), Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 51, p. 1919.
7. ATLAS PLUVIOMÉTRICO DO BRASIL (1948) — Bol. n.º 5 da Divisão de Águas Seção de Hidrologia (Período 1914-1938), Ministério da Agricultura, DNPM, Rio de Janeiro.
8. BAILEY, E.H. and STEVENS, R.E. (1960) — "*Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections*" Reprinted from American Mineralogist, vol. 45, p. 1020-1025.
9. BEURLIN, KARL (1950) — "*Alguns restos de crustáceos decápodes de água doces fósseis no Brasil*", Anais da Academia Brasileira de Ciências, t. XXI, n.º 4, p. 453-456, Rio de Janeiro.
10. BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. (1962) — "*Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba*" Bol. Univ. Fed. do Paraná, Geol. n.º 7, Curitiba.
11. BILLINGS, M.P. (1959) — "*Structural Geology*", Second Edition, Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J.
12. BJORNBERG, A.J. (1965) — "*Sedimentos pós-cretácicos do leste do Estado de São Paulo*". Tese de Livre Docência apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos, USP, São Paulo (No prelo).
13. BRAMMALL, A. (1928) — "*Dartmoor detritals; A study in provenance*" Proc. Geol. Assoc., vol. 39, p. 28-48
14. BRANNER, J.C. (1918) — "*Geologic Map of Brazil*", Bull. of Geol. Soc. Amer., vol. 29, Versão portuguesa por Washburne (1918).

15. BRINDLEY, GEORGE W. (1955) — “*Identification of clay minerals by X ray diffraction analysis*”, Clay and Clay Technology, Department of Natural Resources, State of California, Bull. 169, Division of Mines, San Francisco.
16. CAROZZI, ALBERT V. (1960) — “*Microscopic Sedimentary Petrography*”, John Wiley and Sons Inc. Publishers, New York and London, 485 p.
17. CATACOSINOS, PAUL A. (1965) — “*Tables for determination of sphericity and shape of rock particles*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 35, n.º 2, p. 354-365.
18. CONSELHO NACIONAL DO PETRÓLEO (1949 a 1951) — Relatório Anual do Diretor: 1949, p. 46-48; 1950, p. 48-53; 1951, p. 221-234, Rio de Janeiro.
19. CORDANI, U.G.; MELCHER, G.C. e ALMEIDA, F.F.M. de (1968) — “*Outline of Precambrian Geochronology of South America*”, publicado no número de junho do Canadian Journal of Earth Sciences.
20. COUTO, C. de P. (1952) — “*As sucessivas faunas de mamíferos terrestres no continente americano*”, Publicação Avulsa n.º 11 do Museu Nacional, 159 p., Rio de Janeiro.
21. CURRAY, J.R. (1956a) — “*The analysis of two dimensional orientation data*”, Journal of Geology, 64, p. 117-131.
22. DAVINO, ANDRÉ (1968) — “*Informações verbais*”
23. DEGENS, EGON T. (1965) — “*Geochemistry of Sediments — A brief survey*”, Prentice Hall Inc., 342 p., New Jersey.
24. DERBY, O.A. (1895) — “*A denominação serra da Mantiqueira*”, Extraído da Revista do Inst. Hist. e Geogr., n.º 1, 15 p., São Paulo.
25. DOEGLAS, D.J (1962) — “*The structure of sedimentary deposits of braided rivers*”, Sedimentology, vol. 1, n.º 3.
26. DREIMANIS, ALEKSIS (1962) — “*Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using Chitick Apparatus*” Journal of Sed. Petrol. vol. 32, n.º 3, p. 520.
27. DUPLAIX, SOLANGE (1957) — “*Détermination microscopique des minéraux de sables*” Librairie Polytechnique, Paris.
28. DZULYNSKI, ST. and RADOMSKI, A. (1957) — “*Clastic dikes in the Carpathian Flysch*”, Annales de la Société Géologique de Bologn, vol. XXVI, n.º 3.
29. FIGUEIREDO FILHO, PAULO MIRANDA (1966) — “*Caracterização sedimentológica das formações sedimentares pregondyânicas na zona de Caçapava-Lavras*”, Avulso n.º 92, DNPM, Rio de Janeiro.
30. FLORENCE, G. e PACHECO, J. (1907) — “*Notas geológicas sôbre o Rio Tietê — Exploração do Rio Tietê*”, Com. Geogr. e Geol. de São Paulo, Fólio p. 9-15, São Paulo.
31. FRANGIPANI, A. e PANNUTI, ECTORE LUIZ (1965) — “*Estudos hidrogeológicos na Bacia de Taubaté, entre Jacaré e Quiririm*”, Bol. do IGG, n.º 42, São Paulo, 126 p.
32. FREITAS, R.O. de (1956) — “*Considerações sôbre a tectônica e geologia do Vale do Paraíba*”, Eng. Miner. Metal., XXIV, n.º 143, Rio de Janeiro.
33. FÚLFARO, V.J. (1966) — “*Contribuição à Geologia da Região de Angatuba, Estado de São Paulo*”, Tese de doutoramento apresentada à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP (No prelo).

34. FÚLFARO, V.J.; LANDIM, P.M.B. e ELLERT, N. (1967) — “*A tectônica das serras de Santana e São Pedro (Serra Geral)*” Apresentado no XXI Congresso Brasileiro de Geologia (No prelo).
35. FÚLFARO, V.J. e SUGUIO, K. (1967) — “*Campos de diques de diabásio na bacia do Paraná*”, Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 16, n.º 2, São Paulo
36. GRABAU, A.W. (1960) — “*Principles of Stratigraphy*”. Vol. II, Dover Publications Inc., New York, 711 p.
37. GRIM, RALPH E. (1951) — “*The depositional environment of red and green shales*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 21, p. 226-233.
38. GRIM, RALPH E. (1953) — “*Clay Mineralogy*”, Mc Graw Hill Book Co. Inc., 342 p.
39. GUIMARÃES, D. (1928) — “*Nota sôbre folhelhos betuminosos de Tremembé*”, Minério, combustível e transporte. n.º 9, ano 1, Rio de Janeiro.
40. HESSANO, S. (1968) — “*Informações verbais*”.
41. HAYES, JOHN R. (1962) — “*Quartz and feldspar content in South Platte, Platte and Missouri River sands*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 32, n.º 4, p. 793-800.
42. HAYES, JOHN R. and KLUGMAN, M.A. (1959) — “*Feldspar staining methods*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 29, p. 227-232.
43. IHERING, H. VON (1898) — “*Observações sôbre os peixes fósseis de Taubaté*”, Museu Paulista, rev. t. III, p. 71-75, São Paulo.
44. INMAN, DOUGLAS L. (1949) — “*Sorting of sediments in the light of fluid mechanics*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 19, n.º 2, p. 51-70.
45. INMAN, DOUGLAS L. (1952) — “*Measures for describing the size distribution of sediments*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 2, n.º 3, p. 125-145.
46. KELLER, W.D. (1953) — “*Clay minerals of Morrison Formation*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 23, n.º 2, p. 93-105
47. KELLER, W.D. (1956) — “*Clay minerals as influenced by environments of their deposition*”, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 40, n.º 11, p. 2689-2710.
48. KOLLERT, R. e DAVINO, A. (1963) — “*Levantamento gravimétrico na cidade de São Paulo*”, Rev. Eng. Miner. e Metal., vol. XXXVIII, n.º 224, p. 79-81, Rio de Janeiro.
49. KOTTLOWSKI, FRANK E. (1965) — “*Measuring stratigraphic sections*”, Geologic field techniques series, Holt Rinehart and Winston, New York, 253 p.
50. KRUMBEIN, W. C. (1941) — “*Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 11, p. 64-72.
51. KRUMBEIN, W. C. and GARRELS, R. M. (1952) — “*Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials*”, Journal of Geology, vol. 60, p. 1-33.
52. KRUMBEIN, W. C. and PETTIJOHN, F. J. (1938) — “*Manual of Sedimentary Petrography*” Appleton-Century-Crofts Inc., New York, 549 p.
53. KRUMBEIN, W. C. and SLOSS, L. L. (1963) — “*Stratigraphy and Sedimentation*”, Second Edition, W. H. Freeman and Co., San Francisco and London, 660 p.

54. KUENEN, P. H. and MENARD, H. W. (1952) — “*Turbidity currents, graded and non graded deposits*”, *Journal of Sed. Petrol.*, vol. 22, p. 83-96.
- 55. LEONARDOS, O. H (1924) — “*Os folhelhos petrolíferos do Vale do Parahyba, Estado de São Paulo*”, *A Engenharia* I, n.º 3, p. 21-24, Rio de Janeiro.
56. MAC CARTHY, G. R. (1926) — “*Colors produced by iron in minerals and sediments*”, *Amer. Jour. of Sci.*, 5th series, vol. 12, p. 17-36.
57. MACKIE, WM (1897) — “*The sands and sandstone of Eastern Moray*”, *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, vol. 7, p. 148-172.
58. MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO (1963) — Instituto Geogr. e Geol. (IGG), São Paulo.
59. MC DOWELL, J. P. (1957) — “*The sedimentary petrology of the Mississagi Quartzite in the Blind River Area*”, *Ontario Dept. Mines, Geol. Circular* 6, 31 p.
60. MC KEE and WEIR, G. W. (1953) — “*Terminology for stratification and cross stratification in sedimentary rocks*”, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, p. 381-390.
61. MENDES, J. C. e FÚLFARO, V. J. (1968) — “*Nova interpretação da tectônica moderna da Bacia do Paraná*”, Apresentado no Congresso da Soc. Bras. Progre. Ciência, São Paulo.
- 62. MEZZALIRA, S. (1956) — “*Descobertas paleontológicas na região de Taubaté-Tremembé, São Paulo*”, *Eng. Miner. Metal.*, vol. XXIV, n.º 143, Rio de Janeiro.
- 63. MEZZALIRA, S. (1956) — “*Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo*”, *Bol. do IGG*, n.º 15, São Paulo.
64. MILNE, I. H. and EARLEY, J. W. (1958) — “*Efect of source and environment on clay minerals*”, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 42, n.º 2, p. 328-338.
- 65. MORAES, L. J. de (1945) — “*Bacia terciária do Vale do Paraíba, Estado de São Paulo*”, *Bol. Fac. Fil. Ciên. Letras USP*, n.º 1, Geologia n.º 2, São Paulo.
66. OLIVEIRA, A. I. (1937) — “*Bacia de Caçapava*”, *Eng. Miner. Metal.*, vol. II, n.º 8, p. 107, Rio de Janeiro.
67. PAIVA NETTO, J. E. e NASCIMENTO, A. C. (1956) — “*Argilas bentoníticas no Terciário do Vale do Paraíba*”, *Bol. Soc. Bras. Geol.*, vol. 5, n.º 2, p. 5-15, São Paulo.
68. PASSEGA, R. (1957) — “*Texture as characteristic of clastic deposition*”, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 41, n.º 9, p. 1952-1984.
69. PELLETIER, B. S. (1958) — “*Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland*”, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 69, p. 1033-1064.
70. PETTIJOHN, F. J. (1957) — “*Sedimentary Rocks*”, 2nd. Edition, New York, Harper and Brother, 718 p.
71. PLUMLEY, W. J. (1948) — “*Black Hills terrace gravels — A study in sediment transport*”, *Journal of Geology*, vol. 56, p. 526-577.
72. POTTER, PAUL E. and PETTIJOHN, F. J. (1963) — “*Paleocurrents and Basin Analysis*”, Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg, 296 p.
73. POWER JR. ROBERT (1961) — “*Backset beds in the Coso Formation, Inyo County, California*”, *Journal of Sed. Petrol.*, vol. 31, n.º 4, p. 603-607.

74. PRYOR, W. A. (1958) — “*Dip direction indicator*”, *Journal of Sed. Petrol.*, vol. 28, p. 230
75. PUNDAREEKAKSHUDU, K. (1967) — “*Quartz-feldspar separation by flotation method*”, *Contributions to Geology, Univ. of Wyoming*, vol. 6, n.º 1, p. 69-70.
76. REGO, LUIZ FLORES DE M. (1933) — “*As formações cenozóicas de São Paulo*”, *Escola Politécnica da USP, Anuário*, p. 236-267.
77. REGO, LUIZ FLORES DE M. (1943) — “*A geologia do Estado de São Paulo*”, *Separata do boletim do DER, São Paulo*.
78. RIBEIRO, C. A. S.; RIGHESSE, E.; D’OLIVEIRA, G. S. M e IVO, O. C. (1964) — “*Xisto — energia em potencial*”, *Publicação da Acessoria de Relações Públicas da Petrobrás, Rio de Janeiro*, 151 p.
- 79. RIBEIRO FILHO, RAIMUNDO (1948) — “*Caracteres físicos e geológicos da Bacia do Paraíba*”, *D. G. M., Bol. 127, Rio de Janeiro*.
80. RICH, J. R. (1953) — “*Problems in brazilian geology and geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951*”, *Bol. Fac. Fil. Ciên. Letras USP*, vol. 146, Geol. n.º 9, São Paulo.
81. ROSS, C. S. and HENDRICKS, S. B. (1946) — “*Minerals of montmorillonite group — their origin and relation to soils and clays*”, *U.S.G.S. Prof. Paper, 205-B, p. 23-77*.
- 82. ROXO, M. G. de O. (1937) — “*Crocodilianos fósseis do Brasil*”, *Notas Prel. e Estudos*, n.º 14, p. 9-14, Rio de Janeiro.
83. RUSSELL, R. D. (1937) — “*Mineral composition of Mississipi river sands*”, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 48, p. 1307-1348.
84. SAMES, CARL W. (1966) — “*Morphometric Data of Some Recent Pebble Associations and their Application to Ancient Deposits*”, *Journal of Sed. Petrol.*, vol. 36, n.º 1, p. 126-142.
85. SANTOS, R. da S. (1950) — “*Vestígio de ave fóssil nos folhelhos betuminosos de Tremembé, São Paulo*”, *Anais da Acad. Bras. Ciên.*, t. XXII, n.º 4, p. 445-446, Rio de Janeiro.
86. SANTOS R. da S. e TRAVASSOS, H. (1955) — “*Caracídeos fósseis da Bacia do Paraíba*”, *Anais da Acad. Bras. de Ciên.*, t. XXVII, n.º 3, p. 297-321, Rio de Janeiro.
87. SHAEFFER, B. (1947) — “*Tertiary actinopteryan fishes from Brazil*”, *Amer. Mus. Nat. Hist., Bull. V, 89, art 1, New York*.
- 88. SHUFELDT, R. W. (1916) — “*A fossil feather from Taubaté, Brazil*”, *AUK (Journal of Ornithology)*, vol. 33, p. 206-207, New York.
89. SORBY, H. C. (1908) — “*On the application of quantitative methods to the structure and history of rocks*”, *Quart. Journal Geol. London*, vol. 64, p. 171-233.
90. TRASK, P. D. (1932) — “*Origin and environment of source sediments of petroleum*”, *Houston, Texas*.
- 91. TRICART, J. et SILVA, T. C. da (1959) — “*Aspects généraux de la sédimentation du bassin de Taubaté, St. Paul, Brésil*”, *Eclogae Geol. Helv.* 1958, vol. 51, n.º 3, p. 795-803.

- 92. VERDADE, F. C. e HUNGRIA, L. S. (1966) — “*Estudo genético da Bacia Orgânica do Vale do Paraíba*”, Separata de Bragantia, vol. 25, n.º 16, p. 189-202, Campinas.
- 93. VERDADE, F. C.; RUSSO, R.; NASCIMENTO, A. C.; GROHMANN, F. e MEDINA, H. PENNA (1961) — “*Solos da Bacia de Taubaté (Vale do Paraíba)*”, Bragantia, vol. 20, n.º 40, 322 p., Campinas.
- 94. WASHBURNE, C. W. (1930) — “*Petroleum geology of the State of São Paulo*”, Comissão Geogr. e Geol., Bol. n.º 22, São Paulo.
- 95. WEAVER, CHARLES E. (1958) — “*Geologic interpretation of argillaceous sediments — Part I: Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks*”, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 42, n.º 2, p. 254-271.
- 96. WEIHMANN, I. (1955) — “*Use of hydrogenium peroxide in the desintegration of the shales*”, Journal of the Alberta Soc. of Petrol. Geol., vol. 3, n.º 11, Canadá.
- 97. WILLMAN, H. B. (1942) — “*Feldspar in Illinois Sands, a Study of Resources*”, Illinois State Geol. Survey, Report of Investigations n.º 79, 87 p.
- 98. WOODWARD, A. S. (1898) — “*Considerações sobre alguns peixes terciários dos schistos de Taubaté, Estado de São Paulo, Brasil*”, Museu Paulista, rev. t. III, p. 63-71, São Paulo.
- 99. WRIGHT, MICHAEL D. (1959) — “*The formation of cross bedding by a meandering or braided stream*”, Journal of Sed. Petrol., vol. 29, n.º 4, p. 610-615.
- 100. ZINGG, T. (1935) — “*Beitrag zur schotteranalyse*”, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., v. 15, p. 39-140.

ILUSTRAÇÃO FOTOGRÁFICA

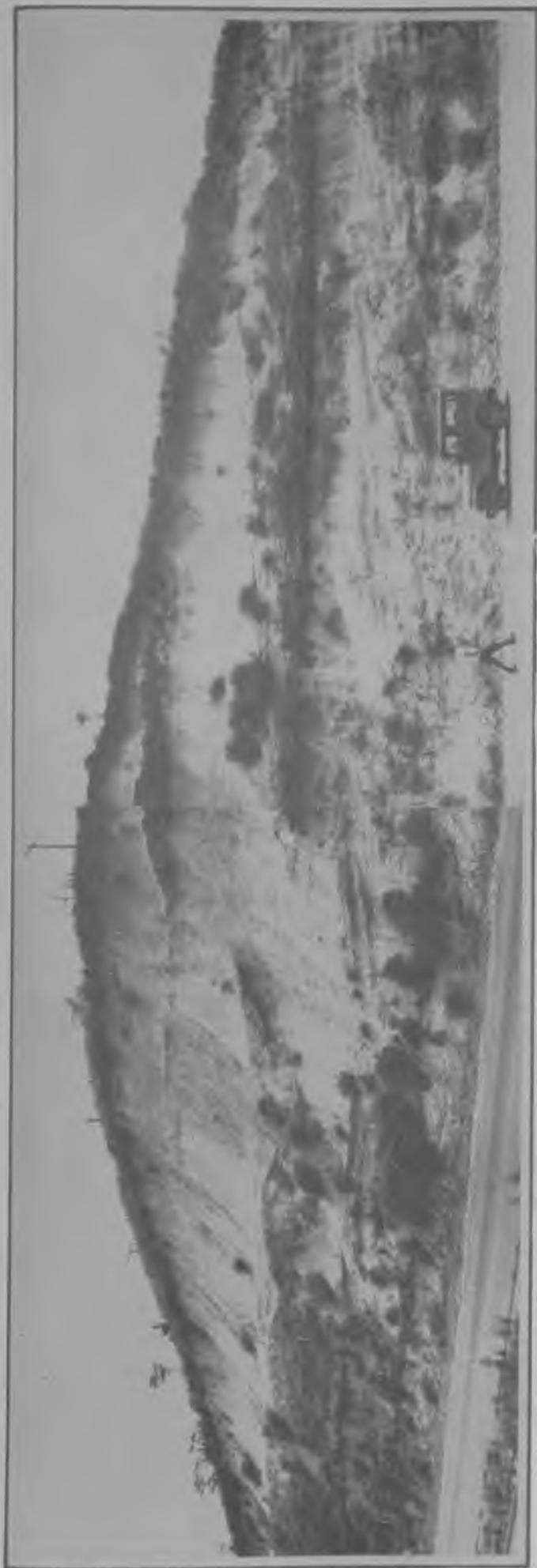


Foto N.º 1 — LENTICULARIDADE DE CAMADAS
 Notar lentes de arenito com estrutura de sobrecarga na base, intercaladas entre siltitos argilosos.
 (Rodovia Pres. Dutra — km 348,1)



Foto N.º 2 — AÇÃO DE ORGANISMOS NA FORMAÇÃO
 TREMEMBE
 Verificar pequenos tubos de material siltico-arenoso dentro do argilito
 (Estrada Caçapava-Monteiro Lobato; 5,1 km após ponte do Rio Paraíba)



Foto N.º 3 — GNAISSE BIOTÍTICO FACOIDAL
 Constitui um gnaisse comum no embasamento cristalino da Bacia de
 Taubaté
 (E.F.C.B. — km 410,7 — Ramal Parateí)

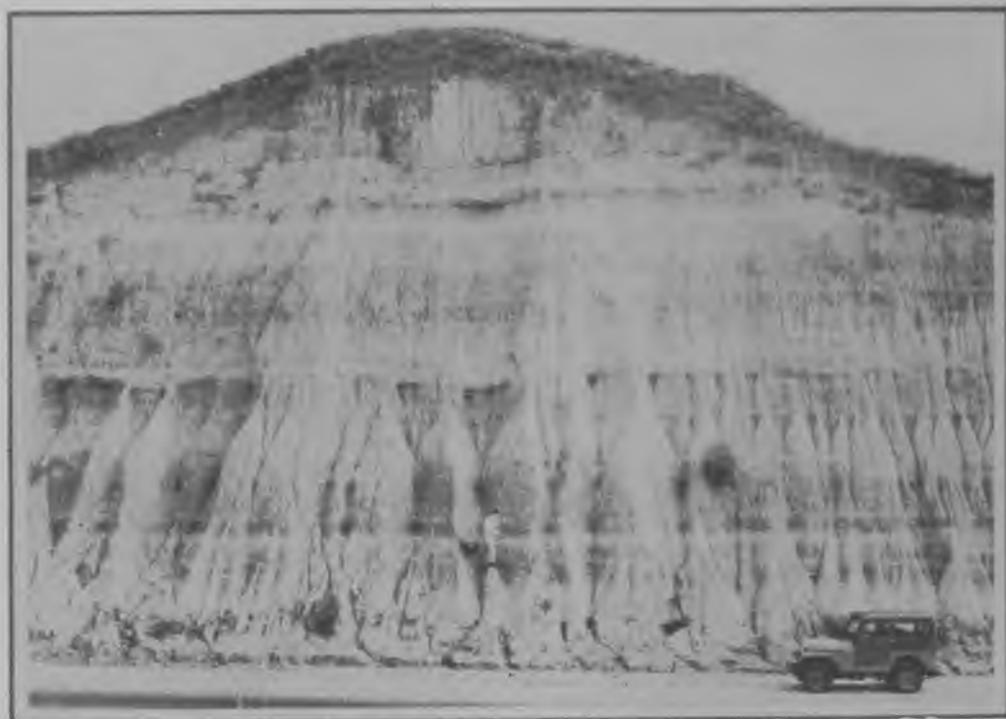


Foto N.º 4 — CAMADAS HORIZONTAIS E O ASPECTO DA EROSÃO
Alternância de sedimentos arenosos e argilosos
 (Rodovia Pres. Dutra — km 338,7)



Foto N.º 5 — CAMADAS HORIZONTAIS
Notar camadas horizontais e contínuas, e o aspecto comum dos sedimentos entre o início da bacia (km 357 da Via Dutra) e Jacareí
 (E.F.C.B. — Viaduto dos Remédios)



Foto N.º 6 — FORMAÇÃO TREMEMBÉ EM SUPERFÍCIE
Notar a situação incomum do corpo de arenito lenjicular dentro do argilito
 (Estrada Caçapava Velha-Taubaté; 4,4 km após Caçapava Velha)



Foto N.º 7 — ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA COM SEIXOS
*Notar os seixos acompanhando as estratificações nas camadas de
 tôpo, de base e frontais*
 (E.F.C.B. — km 416,0 — Ramal de Parateí)



Foto N.º 8 — LAMINAÇÃO CRUZADA DE MIGRAÇÃO
 DE CRISTAS DE MARCAS ONDULADAS
Notar que as lâminas não estão truncadas no tôpo
 (Rodovia Pres. Dutra — km 293,2)



Foto N.º 9 — ESTRUTURAS DE ESCORREGAMENTO
*As camadas "amarrotadas" são de argila e as estratificações
 foram realçadas pela limonitização*
 (Rodovia Pres. Dutra — km 292,0)



Foto N.º 10 — PEQUENAS FALHAS E DOBRAS EM
 SEDIMENTOS ARGILOSOS
Provavelmente são estruturas originadas por escorregamentos
 (Rodovia Pres. Dutra — km 294,2)



Foto N.º 11 — "PELOTAS DE ARGILA"
Pelotas de argila ("clay galls"), de cor branca, achatadas e dispostas segundo a estratificação
 (Rodovia Pres. Dutra — km 292,0)



Foto N.º 12 — DISCORDÂNCIA ANGULAR LOCAL
Camadas horizontais alternadas (abaixo) e camadas inclinadas
(acima)
 (E.F.C.B. — Viaduto dos Remédios)



Foto N.º 13 — DISCORDÂNCIA ANGULAR LOCAL
Camadas de siltito argiloso horizontal (abaixo) e inclinadas con-
glomeráticas na base (acima)
 (Estrada Jacareí-Usina do Rio Jaguari)



Foto N.º 14 — CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES
TREMembÉ E SÃO PAULO
Conglomerado quartzoso (acima) em contato com argilito
(abaixo)
(E.F.C.B. — km 333,0 — Tremembé)



Foto N.º 15 — AFLORAMENTO DE GNAISSE NA FAIXA
SEDIMENTAR
Notar os sedimentos superpostos
(Rodovia Pres. Dutra — km 339; próximo à entrada de Jacareí)



Foto N.º 16 — AFLORAMENTO DE QUARTZO-MICAXISTO
DENTRO DA FAIXA SEDIMENTAR
Notar os sedimentos superpostos
(Estádio Municipal de Guaratinguetá)

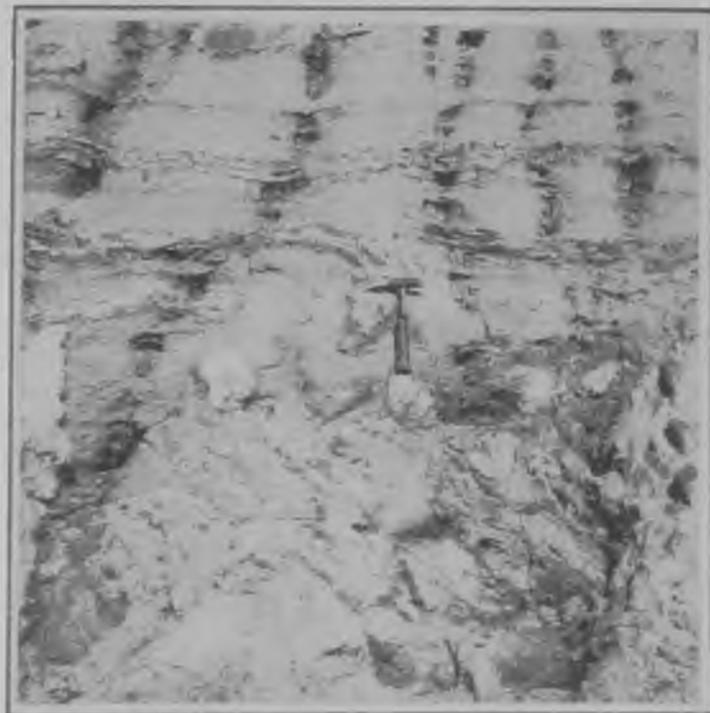


Foto N.º 17 — DOBRAMENTOS INTENSIVOS EM
SEDIMENTOS ARGILOSOS
Provavelmente originados por escorregamentos
(Rodovia Pres. Dutra — km 294,15)



Foto N.º 18 — DIQUES CLÁSTICOS
 Camadas arenosas acima com pseudo-estratificação (limonitização)
 e diques irregulares de arenito no argilito, abaixo.
 (E.F.C.B. — km 422,5 — Est. Maracatu)



Foto N.º 19 — CAMADAS DE MERGULHOS FORTES
 Camadas de folhelho da Formação São Paulo com mergulhos
 superiores a 40º
 (Estrada Taubaté-Tabuão; 2,2 km da Rod. Pres. Dutra)



Foto N.º 20 — BRECHA INTRAFORMACIONAL
 Fragmentos angulosos de argila (côr escura) em matriz sílica
 calcífera (côr clara)
 (Formação Tremembé — Sondagem n.º 42)



Foto N.º 21 — AÇÃO DE ORGANISMOS
 São vistos vestígios de escavação por organismos e pequenos
 tubos
 (Formação Tremembé — Sondagem n.º 42)

ANEXO I

SECÇÕES COLUNARES

FIGURAS N.º I-1 A I-28

FIGURA Nº I-1
SECÇÃO COLUNAR SC - 1

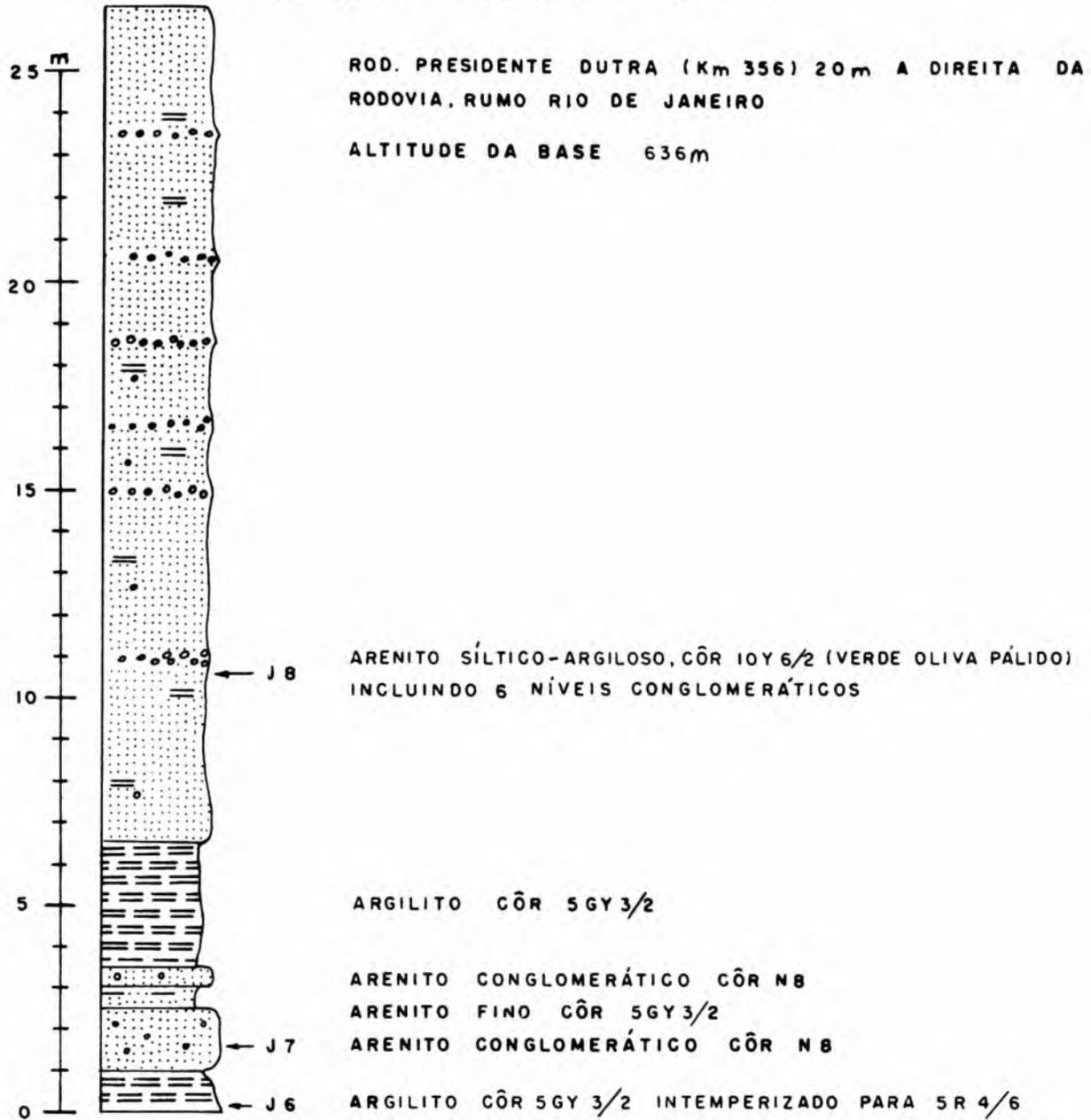


FIGURA Nº I-2
SECÇÃO COLUNAR SC - 2

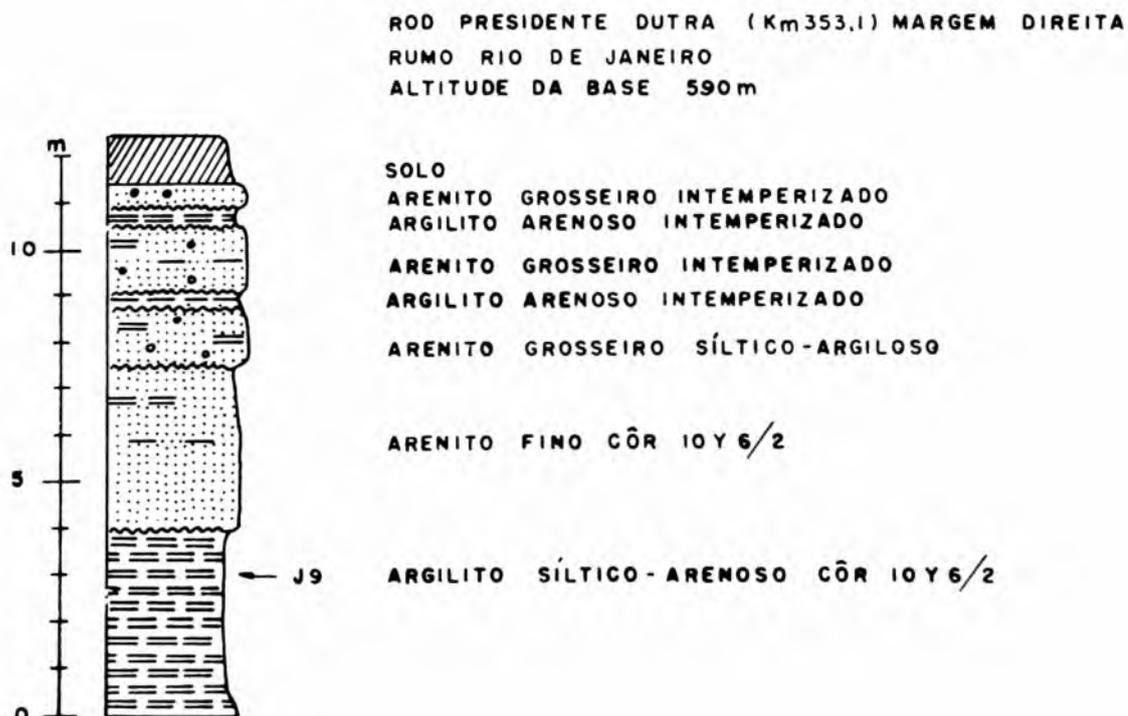


FIGURA Nº I-3
SECÇÃO COLUNAR SC-3A

CORTE DA E.F.C.B. (VIADUTO DOS REMÉDIOS) MARGEM ESQUERDA
DA FERROVIA RUMO RIO DE JANEIRO
ALTITUDE DA BASE 616M

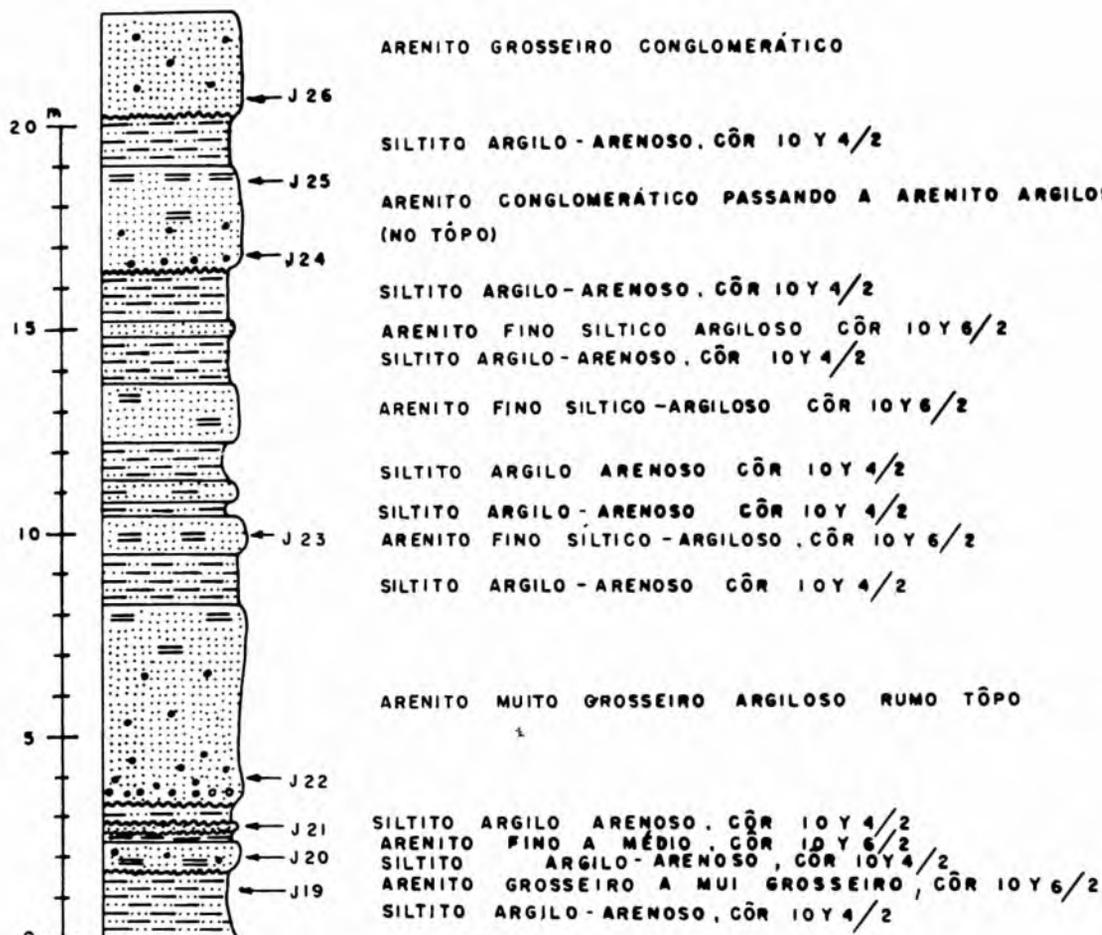


FIGURA Nº I-4
SECÇÃO COLUNAR SC 3 B

CORTE DA E.F.C.B. (VIADUTO DOS REMÉDIOS - MARGEM DIREITA
DA FERROVIA RUMO RIO DE JANEIRO)
ALTITUDE DA BASE - 616m

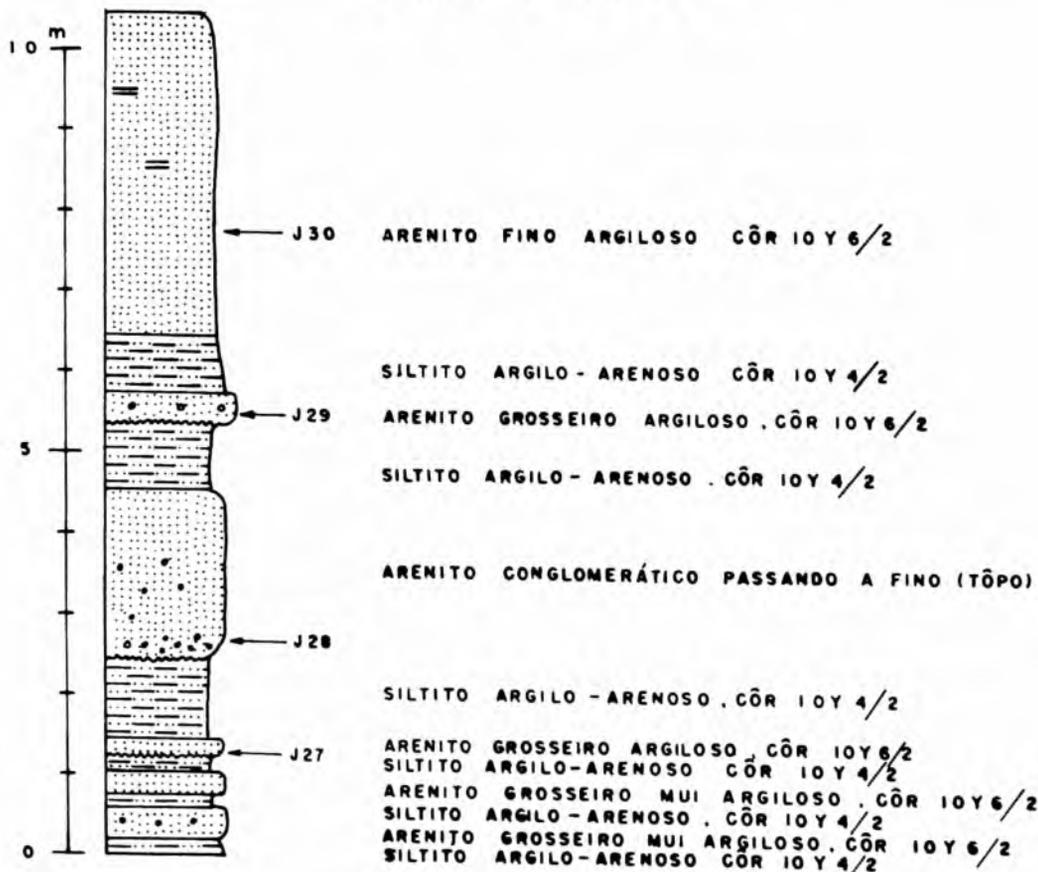


FIGURA Nº 1-5

SEÇÃO COLUNAR S C - 4

ROD. PRESIDENTE DUTRA - Km 344,1 (2.4 Km ANTES DO VIADUTO DOS REMÉDIOS, RUMO SÃO PAULO)

ALTITUDE DA BASE 625 m

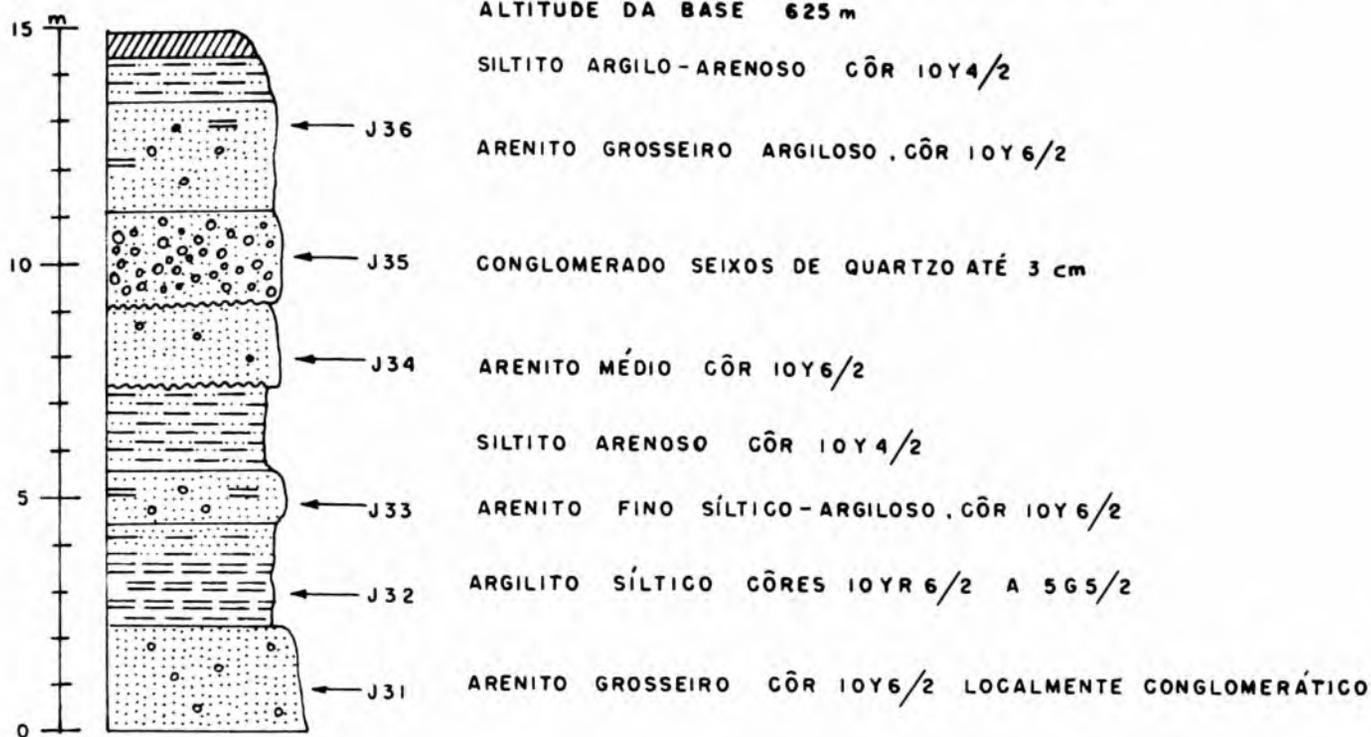


FIGURA Nº 1-6

SEÇÃO COLUNAR S C - 5

ROD. PRESIDENTE DUTRA - Km 343,4 (MARGEM ESQUERDA RUMO RIO DE JANEIRO)

ALTITUDE DA BASE 597m

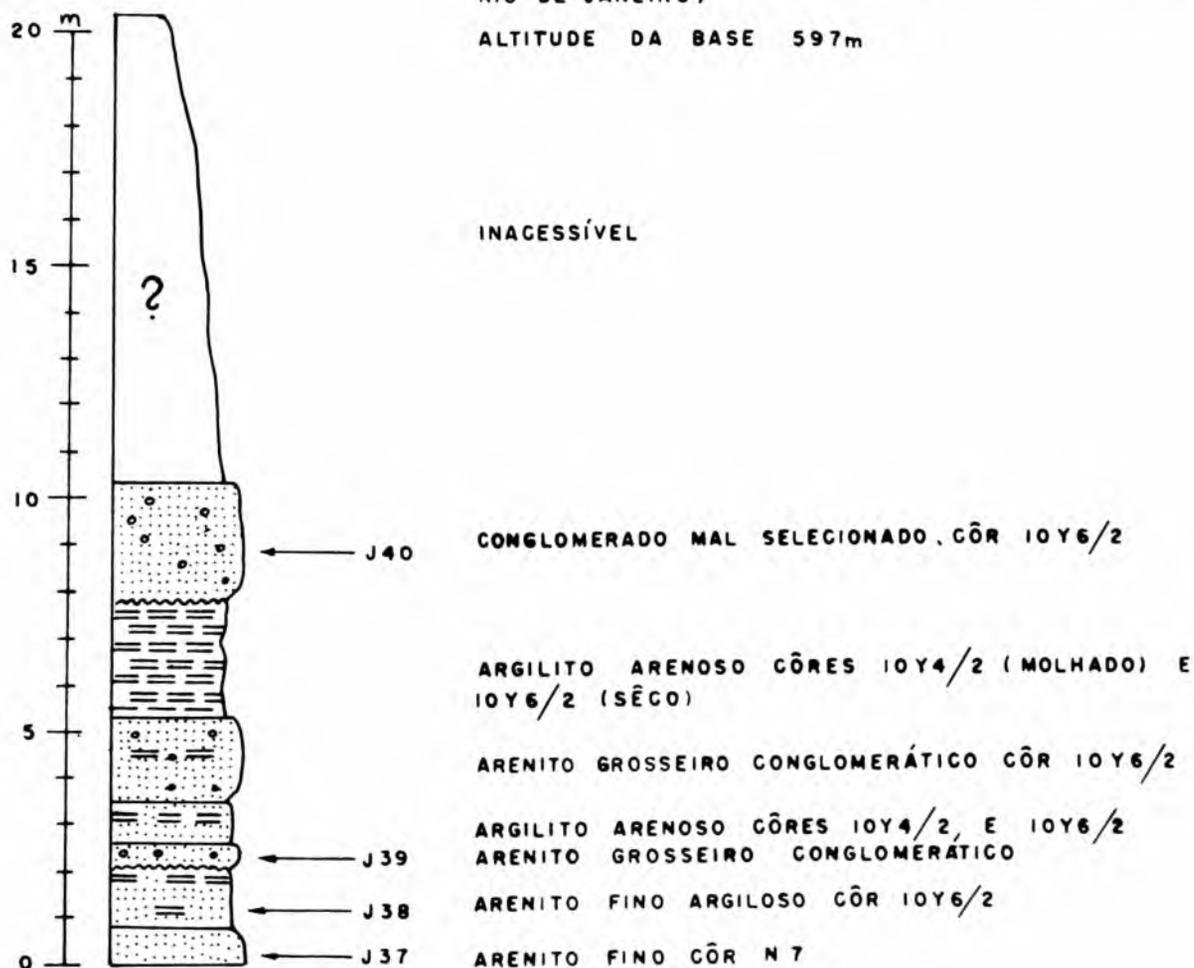
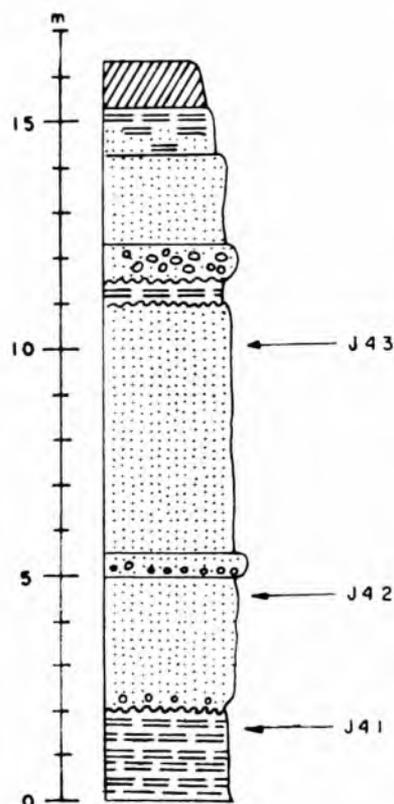


FIGURA Nº 1-7

SEÇÃO COLUNAR S C - 6

ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 342.1 (MARGEM ESQUERDA RUMO RIO DE JANEIRO)

ALTITUDE DA BASE = 595 m



SOLO

ARGILITO ARENOSO INTEMPERIZADO

ARENITO INTEMPERIZADO

CONGLOMERADO INTEMPERIZADO

ARGILITO ARENOSO INTEMPERIZADO CÔRES 5R4/6 A 5R2/6

ARENITO FINO A MÉDIO

ARENITO GROSSEIRO CONGLOMERÁTICO NA BASE

ARENITO FINO CÔR 10Y7/4. CONGLOMERÁTICO NA BASE

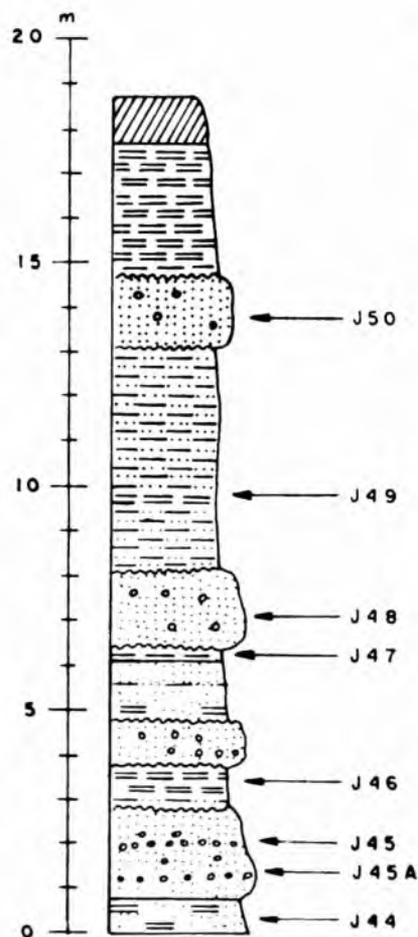
ARGILITO ARENOSO CÔRES 10Y4/2 (MOLHADO) E 10Y6/2 (SÊCO)

FIGURA Nº 1-8

SEÇÃO COLUNAR S C - 7

ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 341.2 (MARGEM ESQUERDA RUMO RIO DE JANEIRO)

ALTITUDE DA BASE 627 m



SOLO

ARGILITO ARENOSO CÔR 10Y4/2

ARENITO GROSSEIRO CÔR 10Y6/2

SILTITO ARGILOSO A ARENOSO CÔRES 10Y4/2 (MOLHADO) E 10Y6/2 (SÊCO)

ARENITO GROSSEIRO CONGLOMERÁTICO. CÔR 10Y6/2

ARGILITO CÔR 5GY6/1

ARENITO MUITO ARGILOSO CÔR 10Y6/2

ARENITO CONGLOMERÁTICO CÔR 10Y6/2

ARGILITO SILTICO ARENOSO CÔRES 10Y4/2 (MOLHADO) E 10Y6/2 (SÊCO)

ARENITO MUITO GROSSEIRO CONGLOMERÁTICO CÔR 10Y6/2

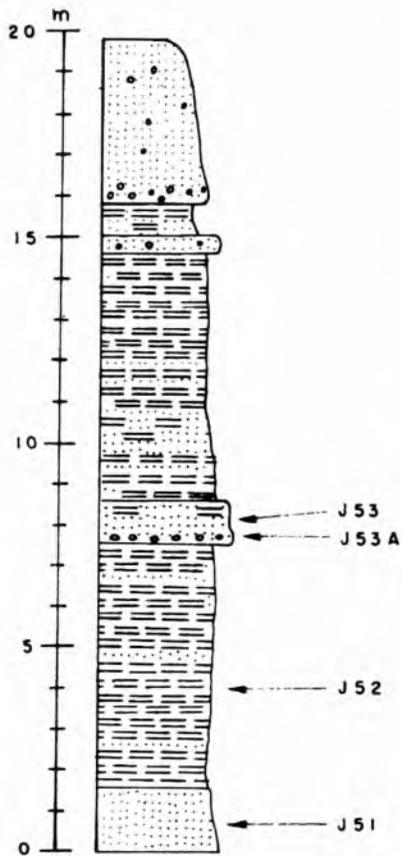
ARENITO MÉDIO A GROSSEIRO MUITO ARGILOSO CÔRES 10Y4/2 E 10Y6/2

FIGURA Nº I-9

SECÇÃO COLUNAR S C - 8

ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 338.7 (MARGEM ESQUERDA RUMO RIO DE JANEIRO)

ALTITUDE DA BASE = 593m



ARENITO GROS EIRO CONGLOMERÁTICO

ARGILITO ARENOSO CÔR 10Y6/2
ARENITO CÔR 10Y6/2

ARGILITO ARENOSO CÔR 10Y6/2

J53
J53A
ARENITO MUITO ARGILOSO CÔR 10Y6/2 CONGLOMERÁTICO NA BASE

J52
ARGILITO ARENOSO CÔR 10Y6/2

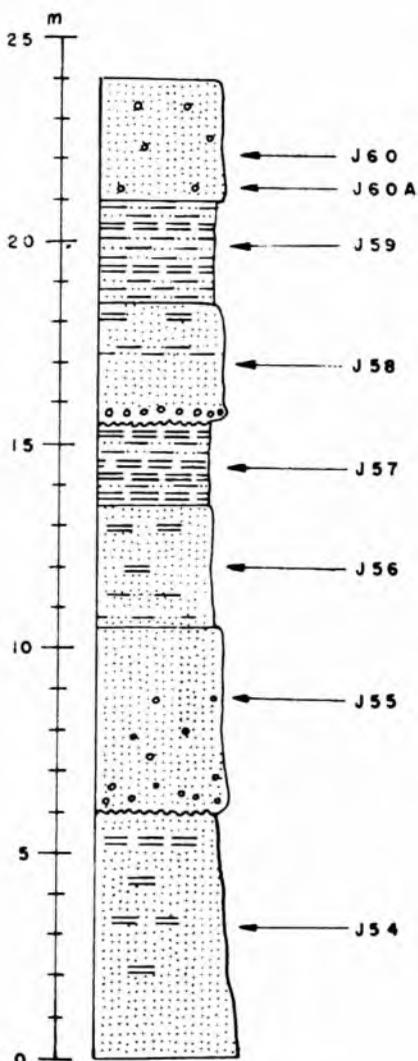
J51
ARENITO FINO CÔR N8

FIGURA Nº I-10

SECÇÃO COLUNAR S C - 9

ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 337.9 (MARGEM ESQUERDA RUMO RIO DE JANEIRO)

ALTITUDE DA BASE 588m



J60
J60A
ARENITO GROSSEIRO CONGLOMERÁTICO, CÔR 10Y6/2 (MOLHADO)

J59
SILTITO MUITO ARGILOSO CÔRES 10Y4/2 (MOLHADO) E 10Y6/2 (SÊCO)

J58
ARENITO GROSSEIRO CONGLOMERÁTICO NA BASE E MAIS FINO NO TÔPO

J57
ARGILITO SÍLTICO CÔR 5B7/1

J56
ARENITO MUITO FINO SÍLTICO ARGILOSO CÔR 10Y6/2

J55
ARENITO GROSSEIRO, CONGLOMERÁTICO NA BASE E MAIS FINO NO TÔPO

J54
ARENITO FINO ARGILOSO CÔR 10Y6/2

FIGURA Nº I-II

SECÇÃO COLUNAR S C - 10

ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 292,0 (1 Km APÓS A ENTRADA DE QUIRIRIM RUMO SÃO PAULO)
ALTITUDE DA BASE = 587 m

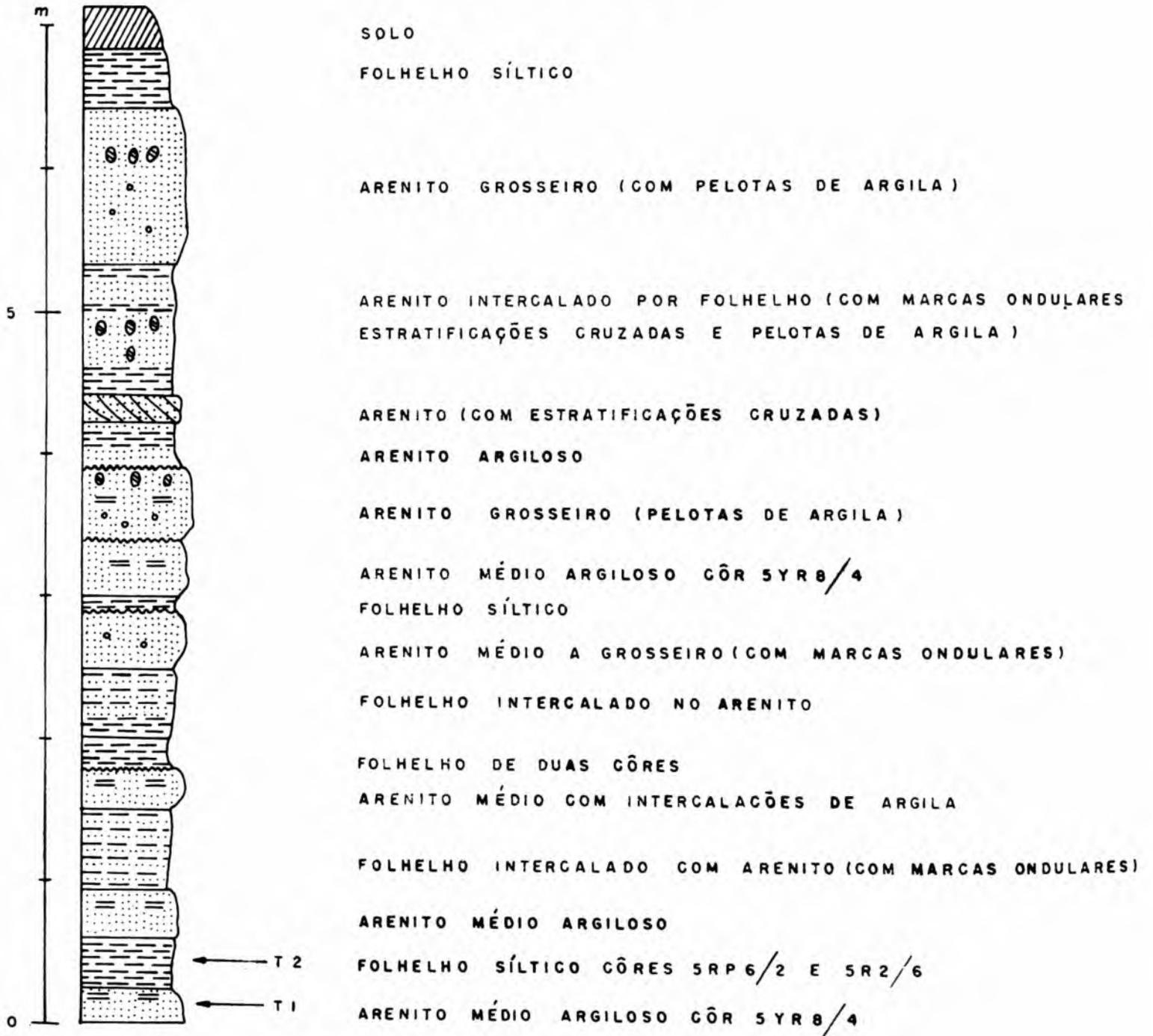
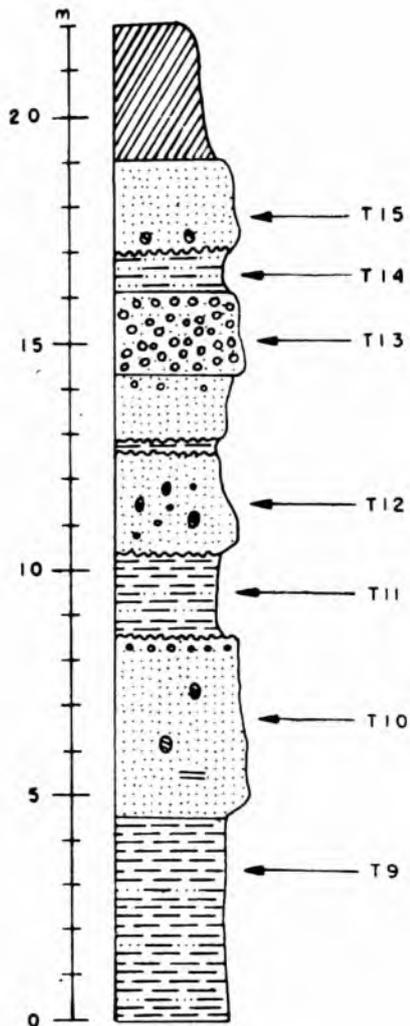


FIGURA Nº I-12

SECCÃO COLUNAR S C - 11

ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 293,4 (2,15Km DA ENTRADA DE QUIRIRIM RUMO SÃO PAULO)
ALTITUDE DA BASE 587m



SOLO

T15 ARENITO GROSSEIRO CÔR 10R 4/6 (COM PELOTAS DE ARGILA)

T14 SILTITO FINO ARGILOSO CÔR 10 RP 4/2

T13 CONGLOMERADO FINO COM SEIXOS ATÉ 1cm (COM PELOTAS DE ARGILA)

T12 ARENITO MUITO GROSSO PASSANDO A CONGLOMERADO NO TÔPO FOLHELHO SÍLTICO CÔR 10 RP 4/2

T11 ARENITO MUITO GROSSO CÔR 10R 4/6 (COM PELOTAS DE ARGILA)

T10 FOLHELHO SÍLTICO CÔR 5 RP 4/2

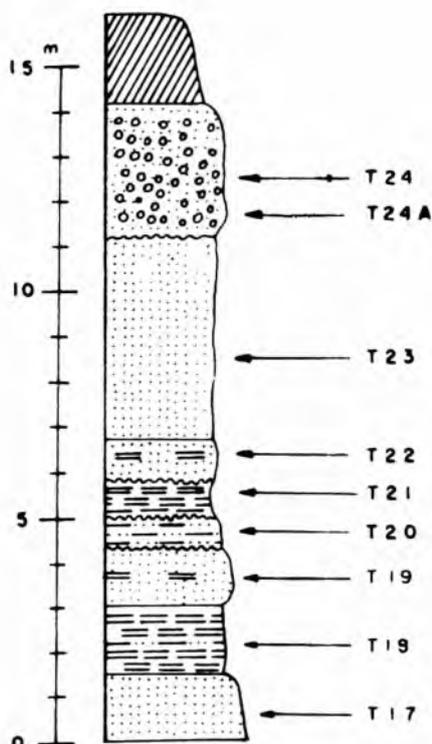
T9 ARENITO FINO A MÉDIO CÔR 10R 4/6 (COM PELOTAS DE ARGILA E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA)

FOLHELHO SÍLTICO - ARENOSO CÔRES 5 RP 4/2 E 10R 4/6

FIGURA Nº I-13

SECCÃO COLUNAR S C - 12

ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 306,2 (6Km APÓS A ENTRADA DE CAÇAPAVA RUMO SÃO PAULO)
ALTITUDE DA BASE = 567m



SOLO

T24 CONGLOMERADO COM SEIXOS DE 1 A 2cm ATÉ 4cm

T23 ARENITO FINO CÔR 10YR 6/6

T22 ARENITO FINO ARGILOSO CÔR 10 YR 6/6

T21 ARGILITO VARIGADO (INTEMPERIZADO)
SILTITO MUITO ARGILOSO CÔR 10YR 8/6

T20 ARENITO FINO ARGILOSO CÔR 10 Y 6/2

T19 ARGILITO SÍLTICO CÔRES 10Y 4/2 (MOLHADO) E 10Y 6/2 (SÊCO)

T17 ARENITO FINO A MÉDIO ARGILOSO CÔR 10Y 6/2

FIGURA Nº I-14

SEÇÃO COLUNAR S G - 13

BAIRRO DO CAMPO GRANDE CAÇAPAVA (100m A DIREITA DA ESTRADA
VELHA SÃO PAULO - RIO, Km 139)
ALTITUDE DA BASE = 562 m

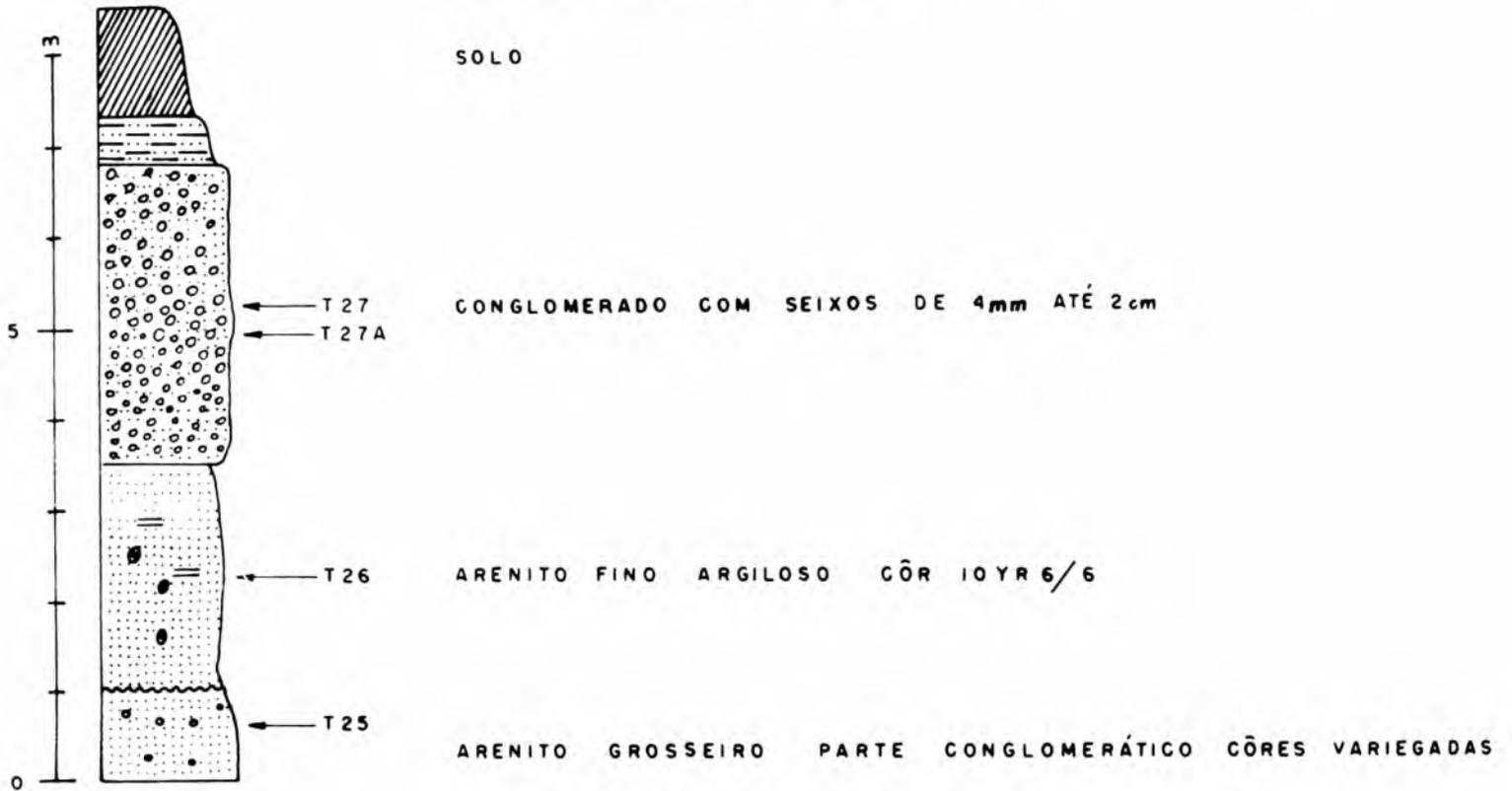


FIGURA Nº I-15

SEÇÃO COLUNAR S G - 14

ESTRADA TAUBATÉ - TREMEMBÉ (ASFALTO) 1,7 Km APÓS CRUZAMENTO
COM E.F.C.B. EM TAUBATÉ

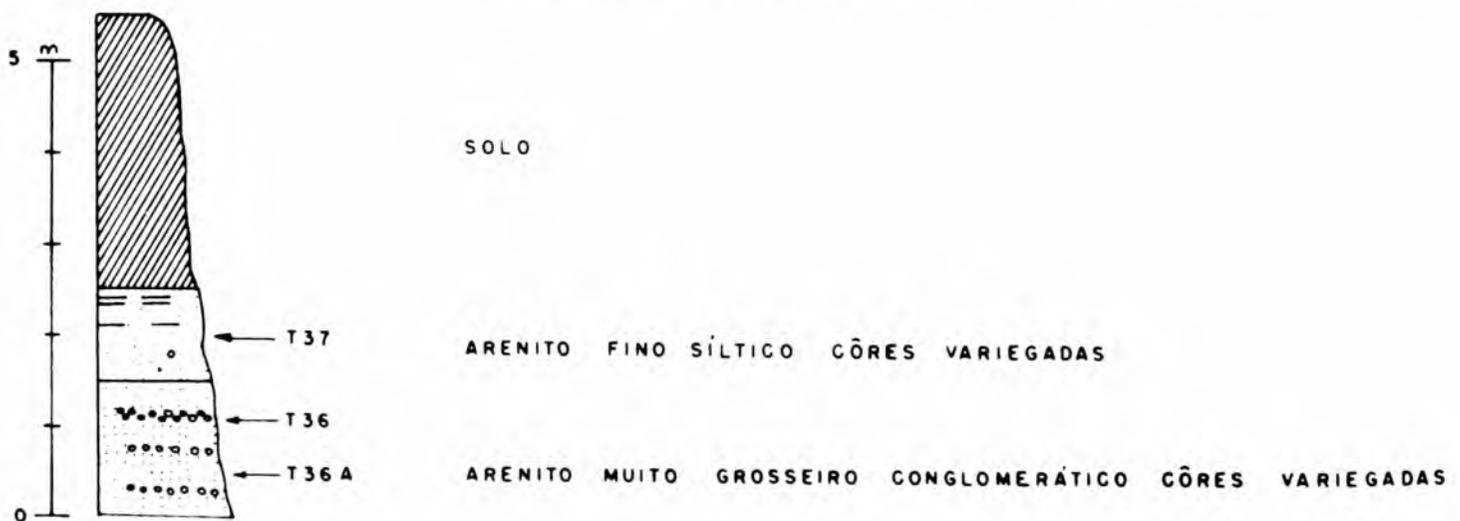
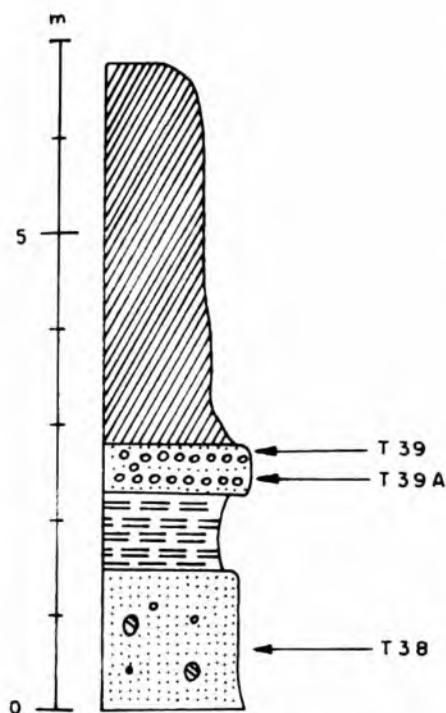


FIGURA Nº I-16

SECÇÃO COLUNAR S C - 15

ROD PRESIDENTE DUTRA Km 307.1 (6,9 Km DA ENTRADA DE
CAÇAPAVA RUMO SÃO PAULO)
ALTITUDE DA BASE 575m



SOLO

CONGLOMERADO COM MATRIZ ARENOSA E SEIXOS ATÉ 10cm

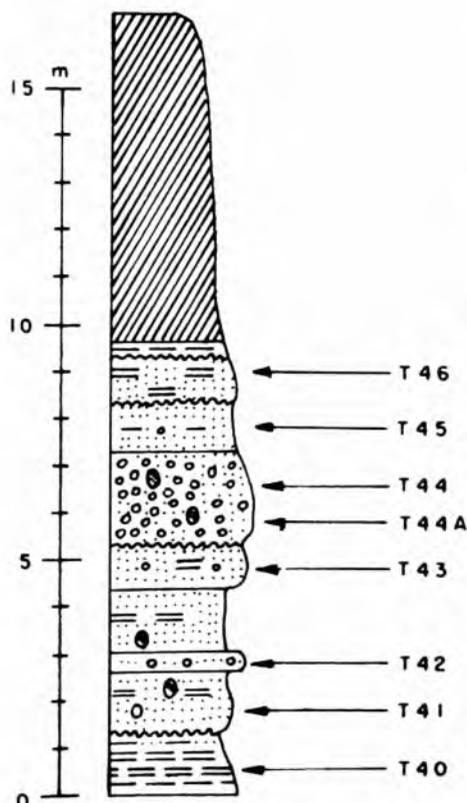
ARGILITO VARIEGADO (TONALIDADES DE VERMELHO)

ARENITO GROSSEIRO CONGLOMERÁTICO CÔR 10YR 6/6
(COM PELOTAS DE ARGILA)

FIGURA Nº I-17

SECÇÃO COLUNAR S C - 16

ROD. PRESIDENTE DUTRA Km 297.7 (2.5 Km A PARTIR DA
ENTRADA PARA CAÇAPAVA RUMO RIO DE JANEIRO)
ALTITUDE DA BASE = 602m



SOLO

ARGILITO VARIEGADO

ARENITO MÉDIO CÔR PREDOMINANTE 10YR 8/2

ARENITO MÉDIO A GROSSEIRO CÔRES 10YR 8/2 E 5R 4/6

CONGLOMERADO COM SEIXOS DE 2 A 3cm (COM PELOTAS DE ARGILA)

ARENITO MÉDIO A GROSSEIRO CÔRES VARIEGADAS

ARENITO E ARGILITO INTERCALADOS

ARENITO GROSSEIRO CONGLOMERÁTICO

ARENITO MÉDIO A GROSSEIRO CÔR 10YR 6/6 (COM PELOTAS
DE ARGILA)

FIGURA Nº I-18

SEÇÃO COLUNAR S C - 17

ESTRADA TAUBATÉ - TABUÃO (2,2 KM DA VIA OUTRA, RUMO TABUÃO)

ALTITUDE DA BASE = 602m

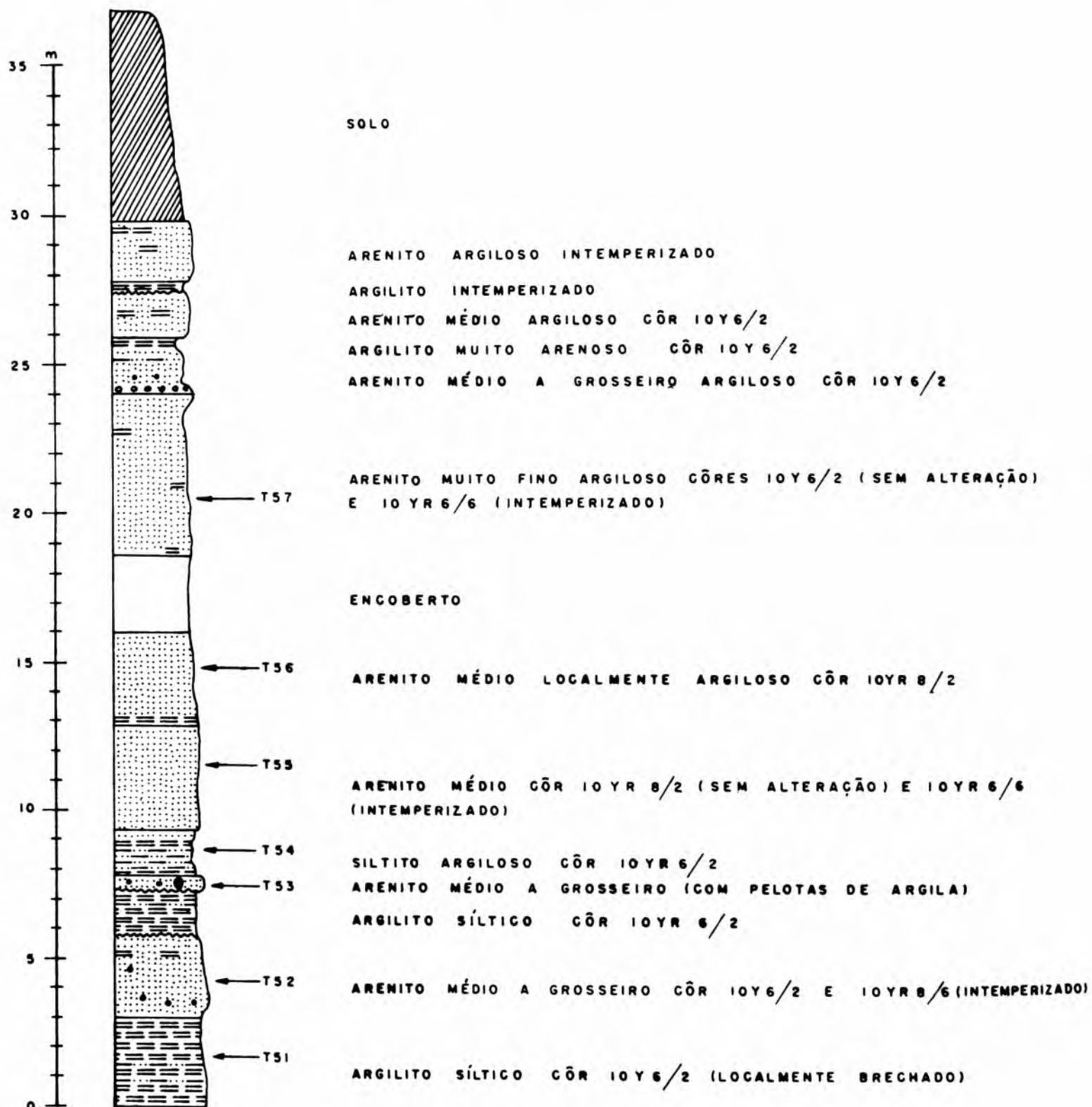
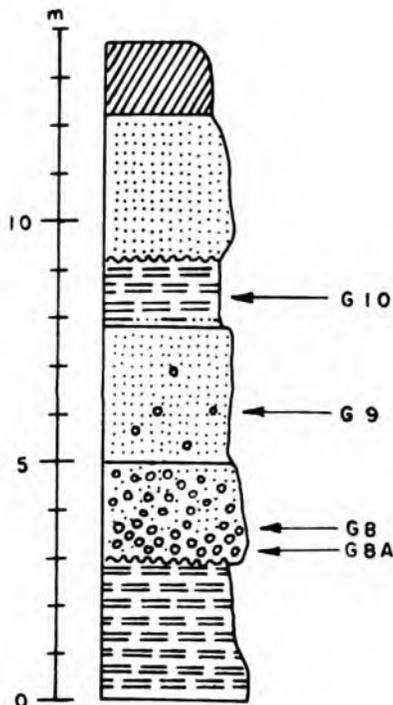


FIGURA Nº I-19

SEÇÃO COLUNAR S C - 18

E.F.C.B. - Km 333,0 (ENTRE TAUBATÉ E PINDAMONHANGABA)
ALTITUDE DA BASE = 564 m



SOLO

ARENITO MÉDIO A GROSSEIRO INTEMPERIZADO CÔR 10YR 6/6

ARGILITO SÍLTICO-ARENOSO CÔRES VARIEGADAS PREDOMINANDO 10YR 6/2

ARENITO GROSSEIRO CONGLOMERÁTICO CÔR PREDOMINANTE 10YR 6/6

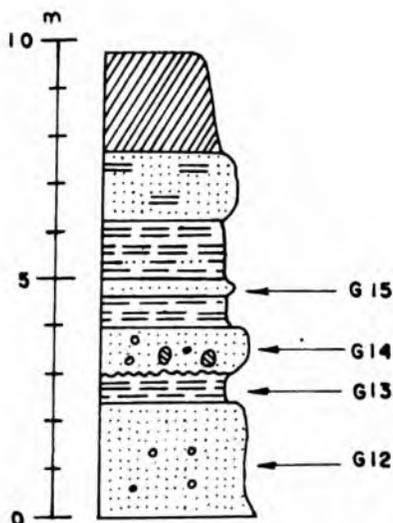
CONGLOMERADO COM SEIXOS DE QUARTZO DE 1 A 2 ATÉ MAIS DE 5cm

ARGILITO PURO CÔRES ENTRE 10Y4/2 E 5Y3/2

FIGURA Nº I-20

SEÇÃO COLUNAR S C - 19

ROD. PRESIDENTE DUTRA - Km 273,5 (2,1 Km DA ENTRADA DE
PINDAMONHANGABA RUMO SÃO PAULO)
ALTITUDE DA BASE = 599 m



SOLO

ARENITO MÉDIO COM INTERCALAÇÕES ARGILOSAS

ARGILITO SÍLTICO CÔR 5R 6/2

ARGILITO INTEMPERIZADO CÔRES 5R 6/2 E 10YR 6/6

ARENITO MÉDIO A GROSSEIRO (COM PELotas DE ARGILA)

ARGILITO LOCALMENTE SÍLTICO CÔR 5R 6/2

ARENITO MÉDIO A GROSSEIRO CÔR N 9

FIGURA Nº I-21
SEÇÃO COLUNAR S C - 20

GUARATINGUETÁ (BAIRRO NOVA GUARÁ, PRÓXIMO DO ESTÁDIO MUNICIPAL)
ALTITUDE DA BASE = 530 m

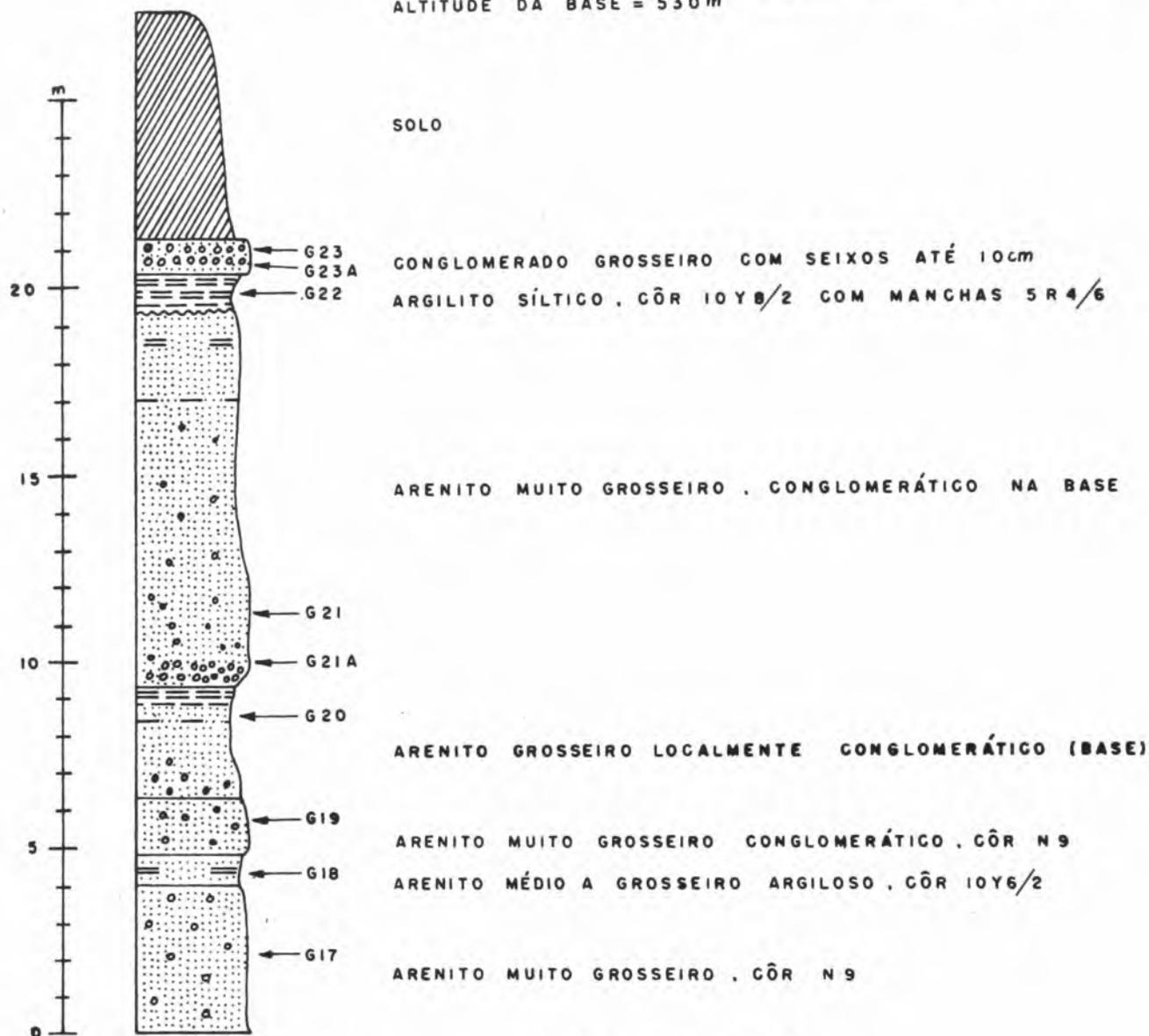


FIGURA Nº I-22
SEÇÃO COLUNAR S C - 21

ROD. PRESIDENTE DUTRA (1 km DA ENTRADA DE GUARATINGUETÁ , RUMO
RIO DE JANEIRO)
ALTITUDE DO CONTATO GNAISSE - SEDIMENTO = 538 m

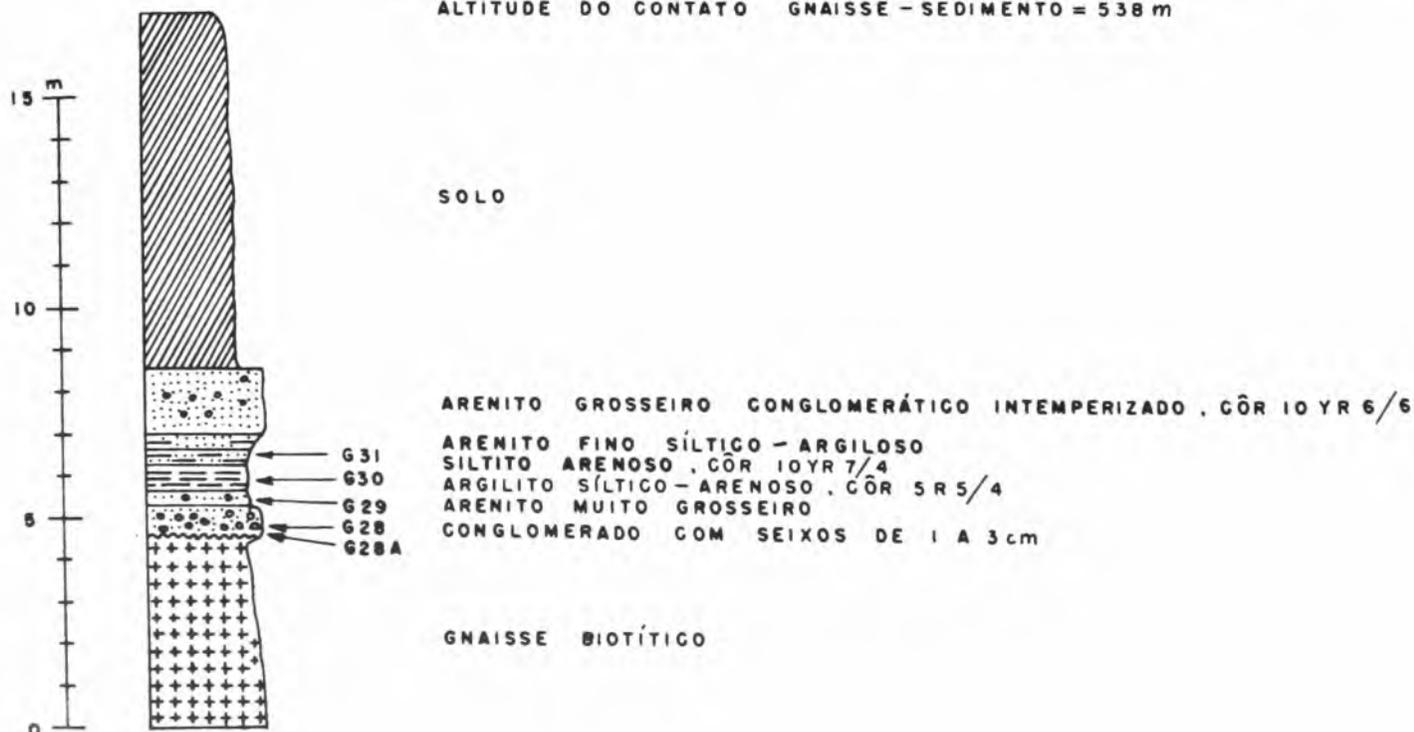


FIGURA Nº I-23

SEÇÃO COLUNAR S C - 22

ESTRADA CRUZEIRO - CACHOEIRA PAULISTA (300m APÓS CRUZAMENTO COM ESTRADA EMBAÚ VELHO - PIQUETE)
ALTITUDE DA BASE = 552m

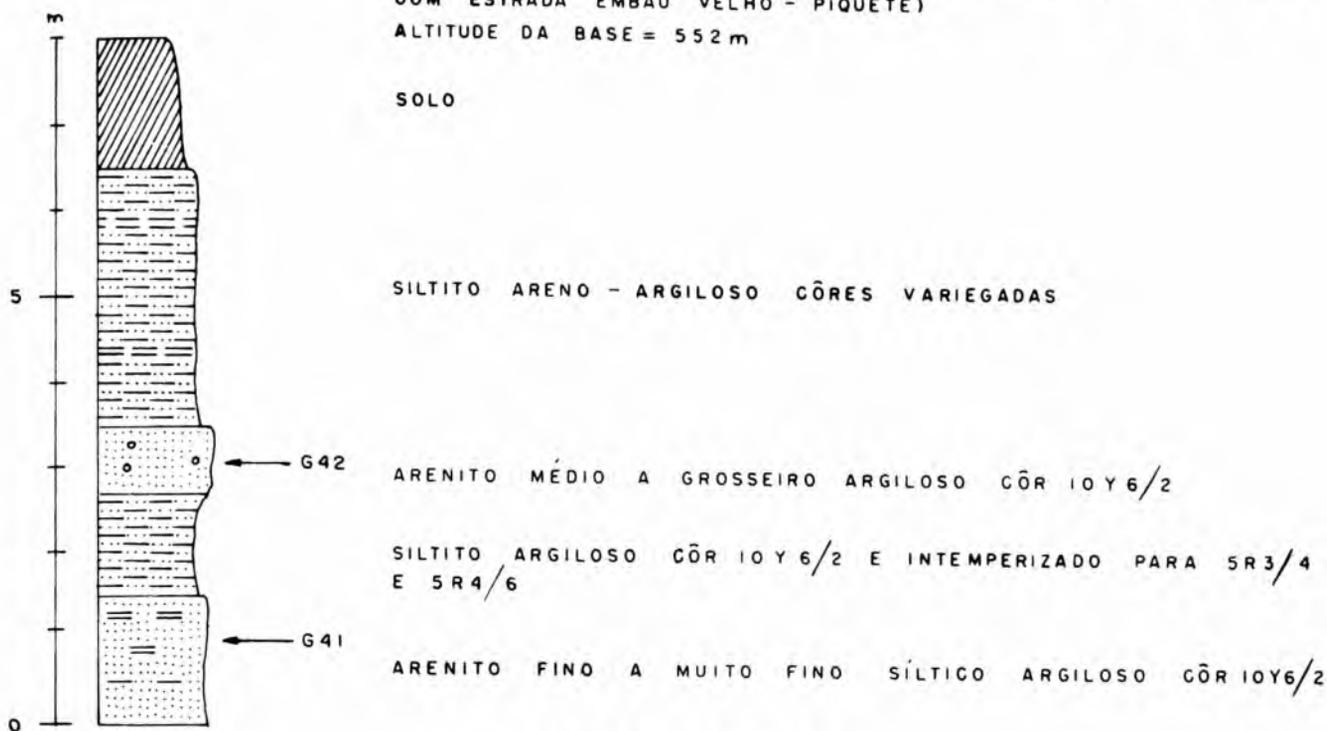


FIGURA Nº I-24

SEÇÃO COLUNAR S C - 23

ESTRADA CRUZEIRO - CACHOEIRA PAULISTA (1Km APÓS O CRUZAMENTO COM ESTRADA EMBAÚ VELHO - PIQUETE)
ALTITUDE DA BASE = 562m

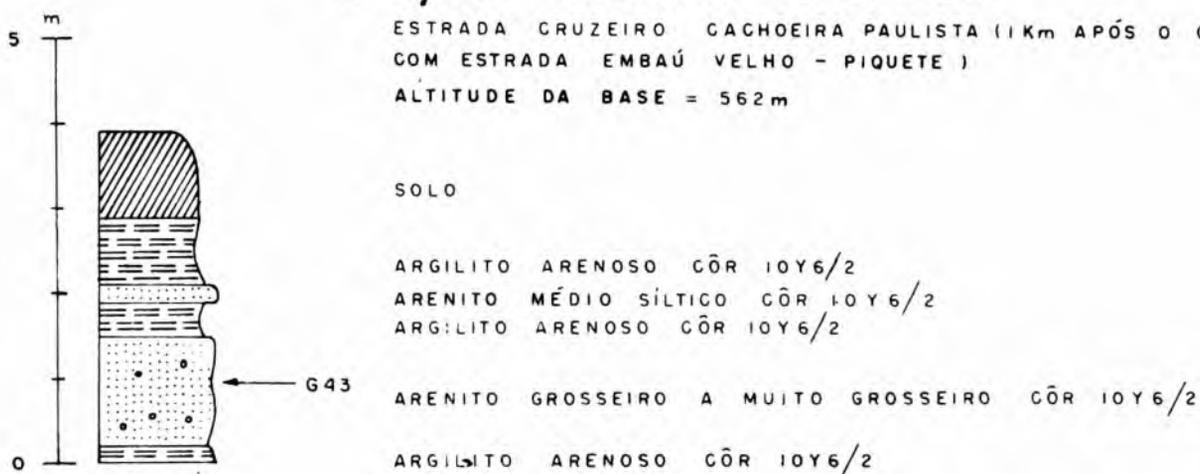


FIGURA Nº I-25

SEÇÃO COLUNAR S C - 24

ESTRADA CRUZEIRO - ENTRE RIOS (3,3 Km DA ESTRADA CRUZEIRO - CACHOEIRA PAULISTA)
ALTITUDE DA BASE = 555m

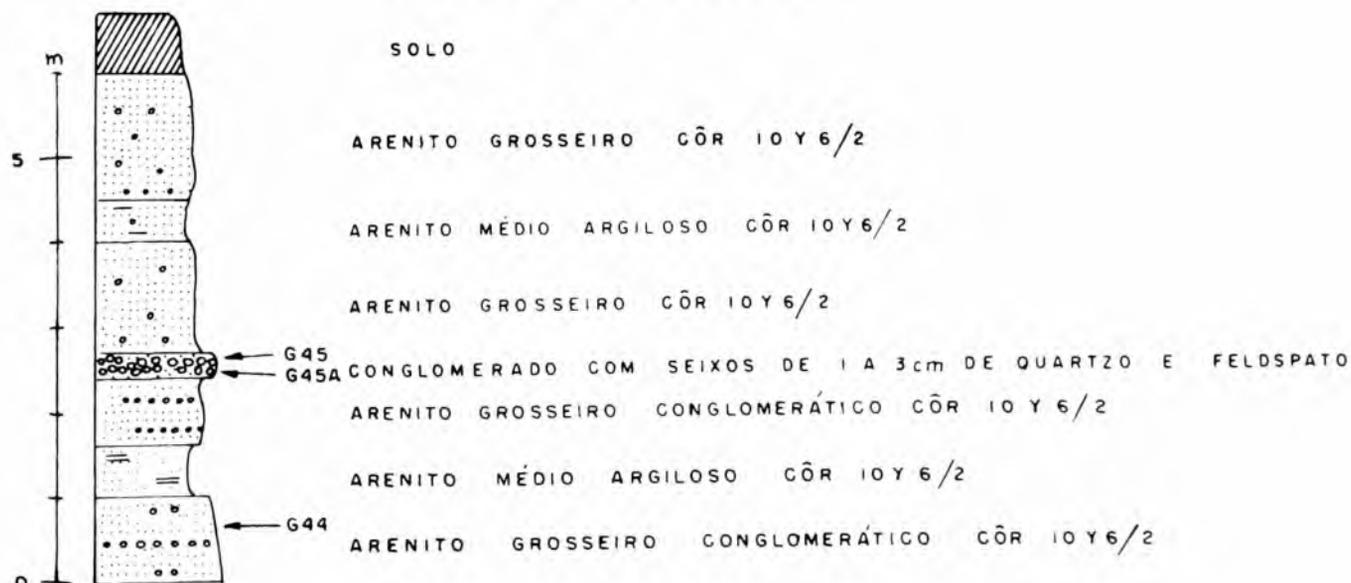


FIGURA Nº I-26 - : SEÇÃO COLUNAR SC-25

ESTRADA CACHOEIRA PAULISTA - JARDIM - LORENA (7,6 Km DA PONTE DO RIO PARAÍBA EM CACHOEIRA PAULISTA)
ALTITUDE DA BASE = 520 m

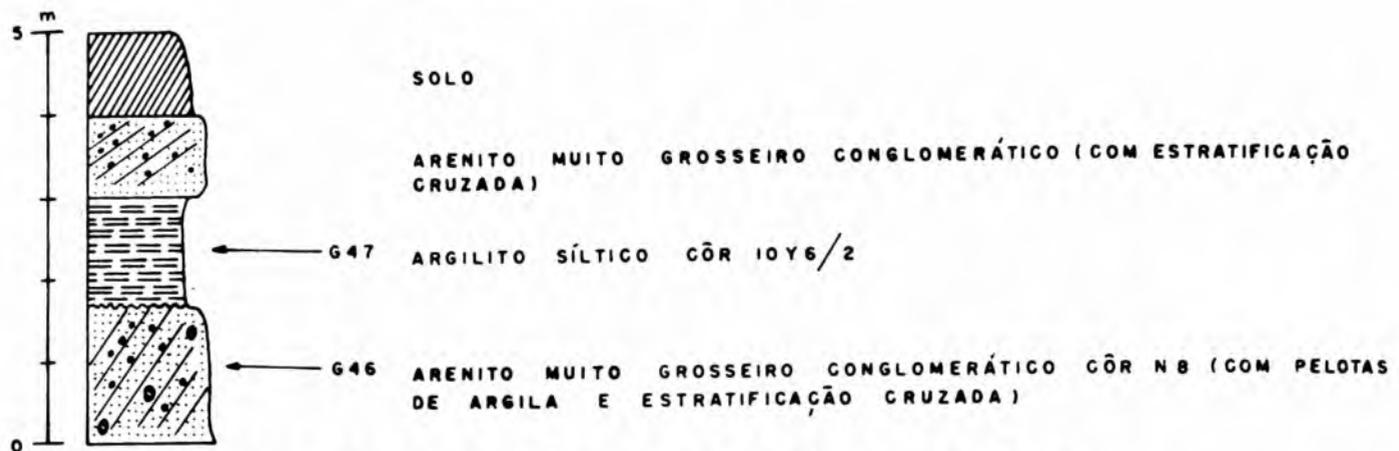


FIGURA Nº I-27 - : SEÇÃO COLUNAR SC-26

ESTRADA VELHA SÃO PAULO RIO DE JANEIRO (CANAS ENTRE LORENA E CACHOEIRA PAULISTA)
ALTITUDE DA BASE 535 m

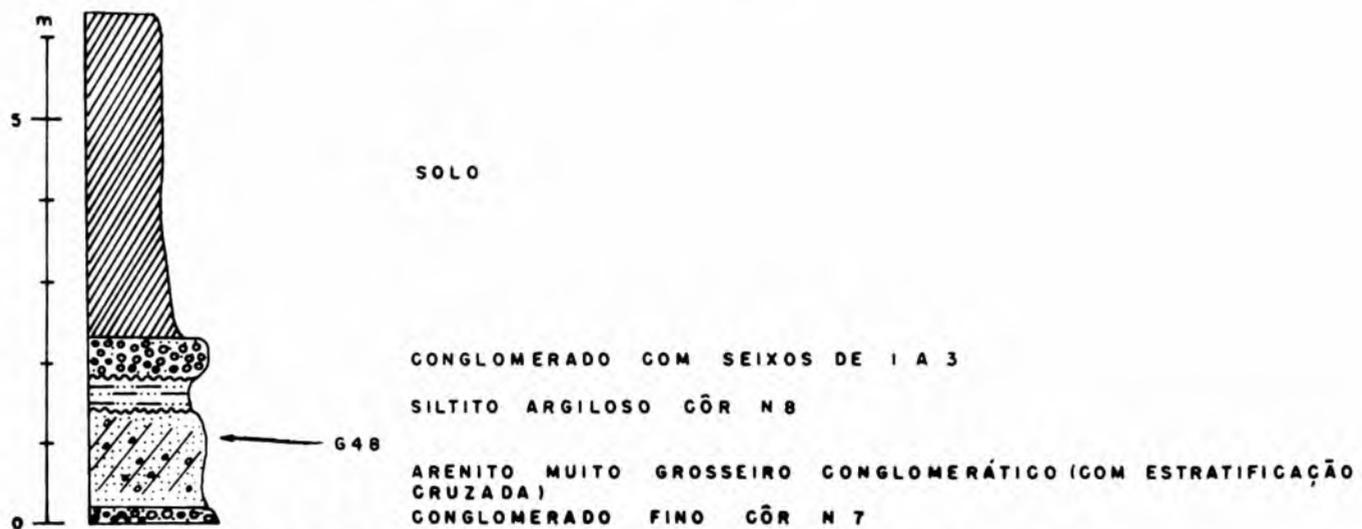
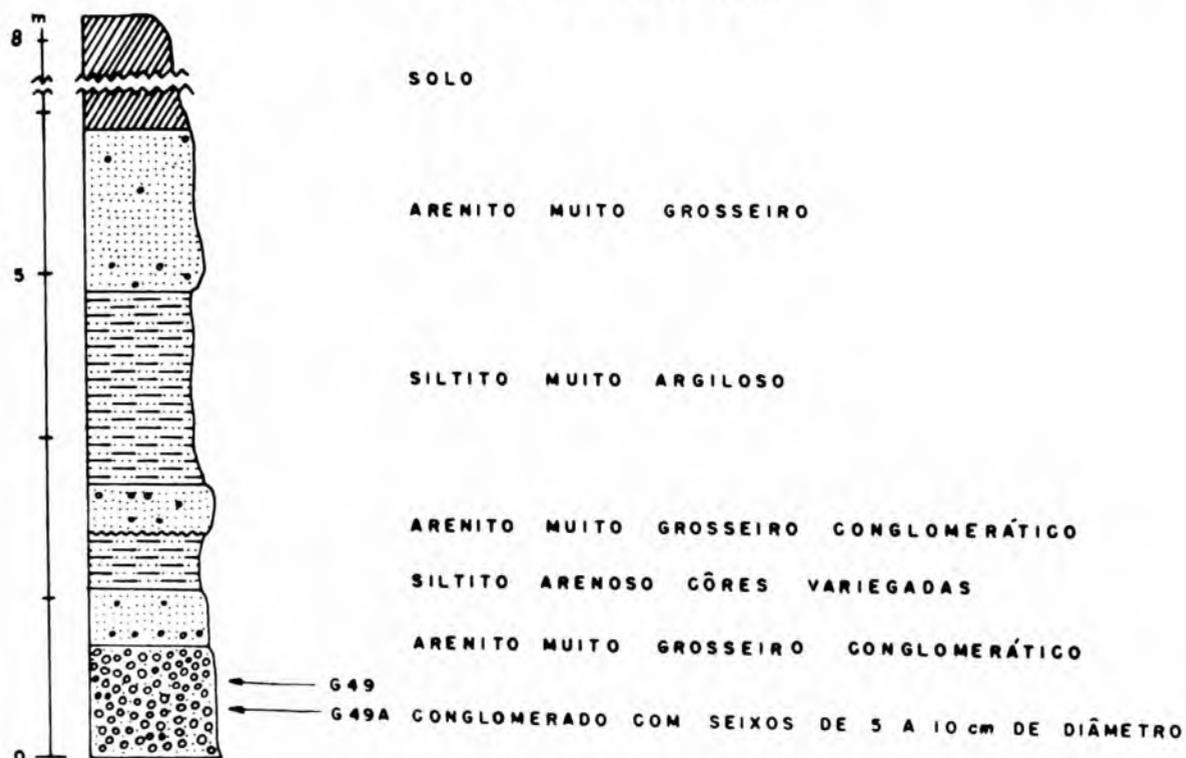


FIGURA Nº I-28 - : SEÇÃO COLUNAR SC-27

ESTRADA CRUZEIRO - LAVRINHAS (6,4 Km ANTES DA ROD. PRESIDENTE DUTRA)
ALTITUDE DA BASE = 521 m



ANEXO II

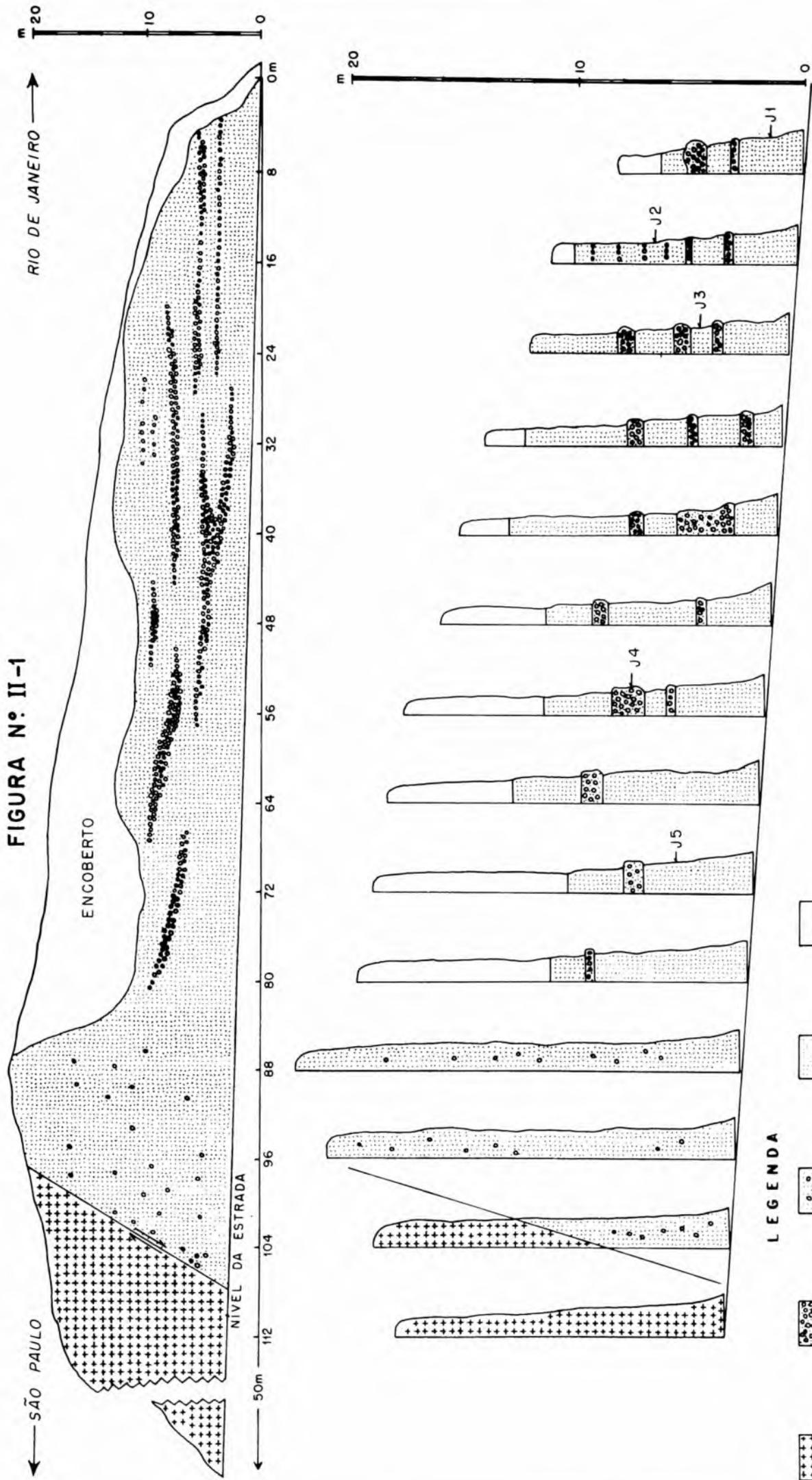
SECÇÕES GEOLÓGICAS

FIGURAS N.º II-1 A II-4

SECÇÃO GEOLÓGICA Nº 1

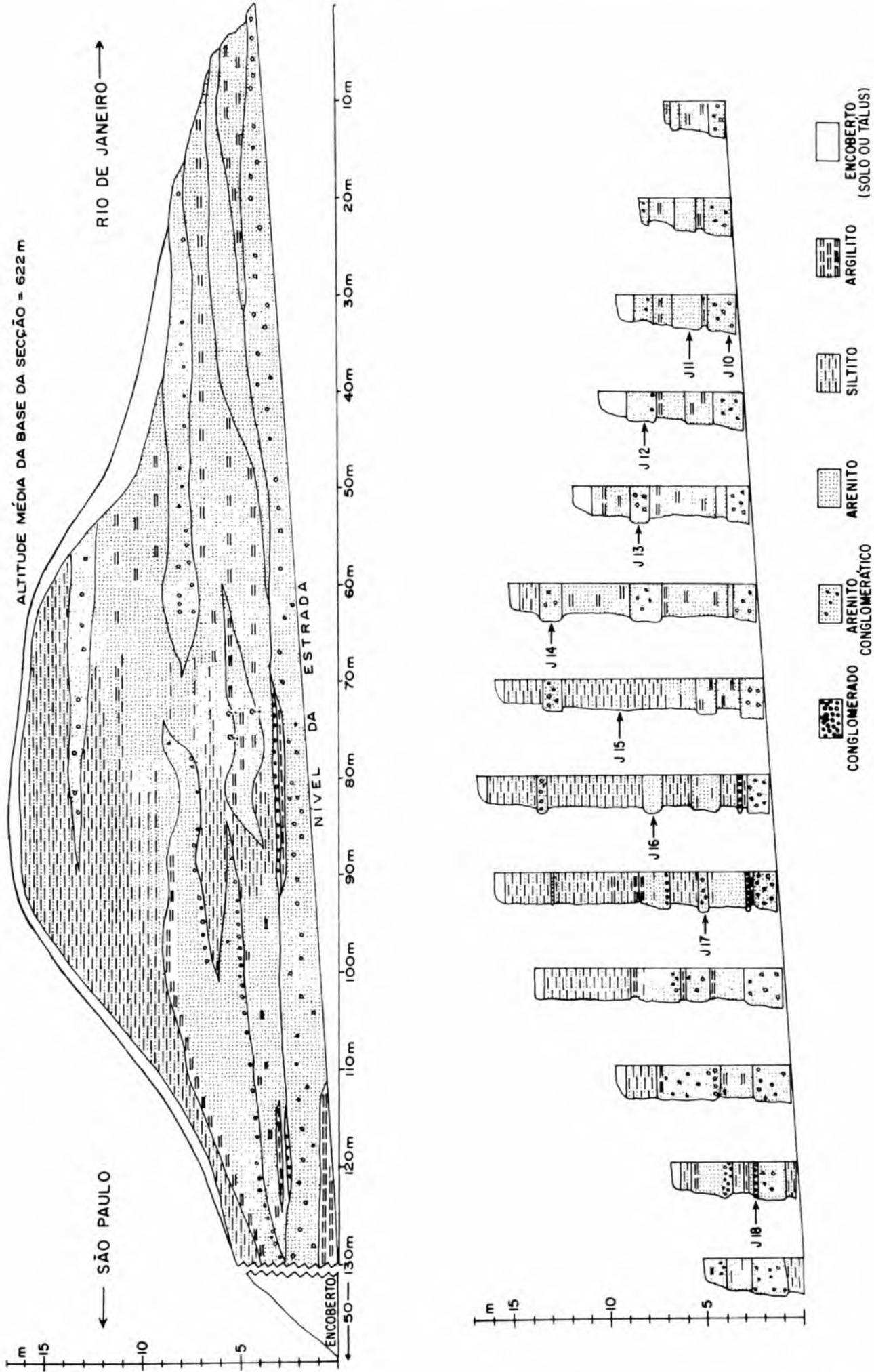
CORTE DA RODOVIA PRESIDENTE DUTRA Km 357

ALTITUDE DO PONTO MÉDIO DA SECÇÃO = 641m



SECCÃO GEOLÓGICA Nº 2 - RODOVIA PRESIDENTE DUTRA (Km 348,1)

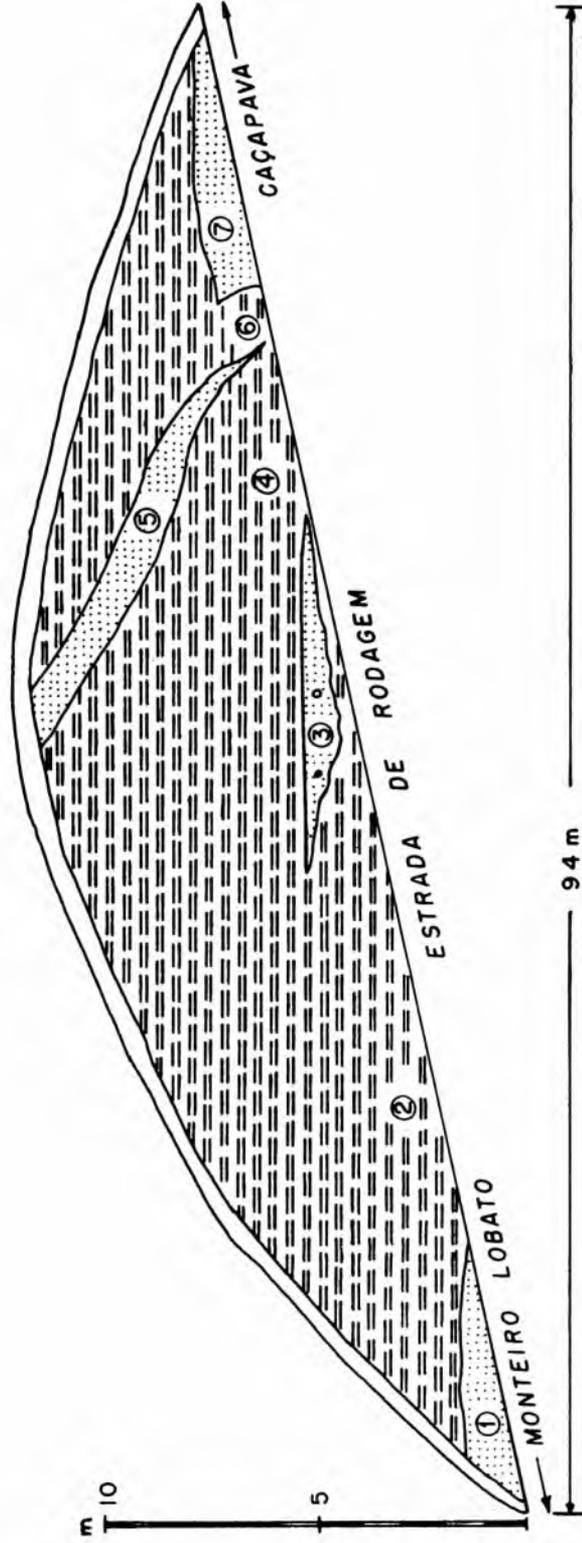
FIGURA Nº II-2



SECÇÃO GEOLÓGICA Nº 3

ESTRADA CAÇAPAVA MONTEIRO LOBATO (5,1 Km da ponte sôbre o Rio Paraíba em CAÇAPAVA)

ALTITUDE = 586 m (Parte baixa)

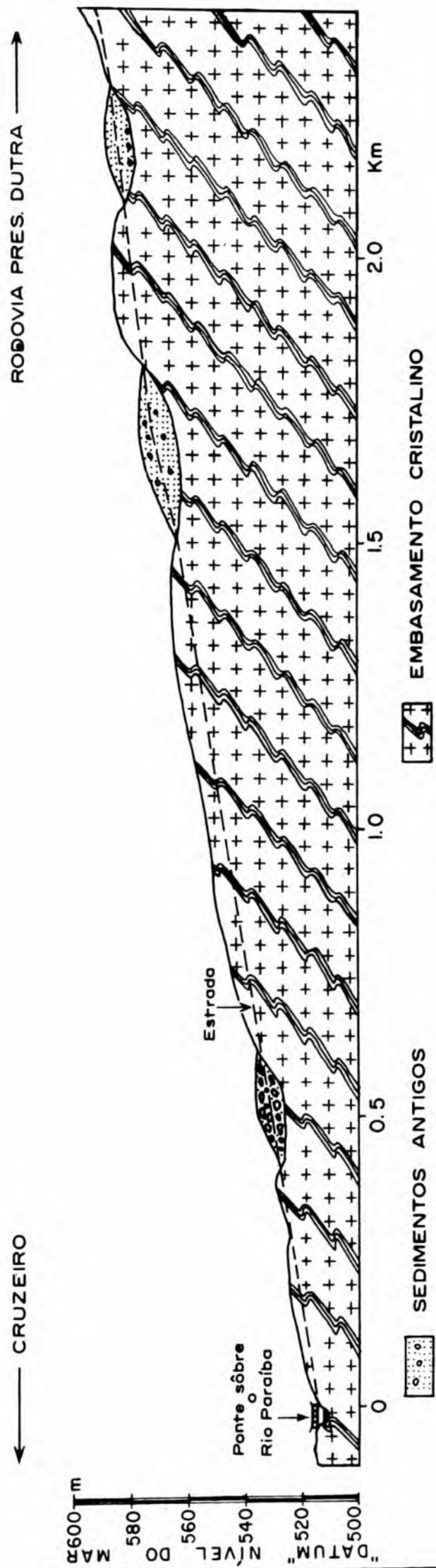


- ① ARENITO MUITO GROSSEIRO (COM PELOTAS DE ARGILA)
- ② ARGILITO, CÔRES 5G6/1 (ÚMIDO SEM ALTERAÇÃO) E 10YR 6/6 (INTEMPERIZADO)
- ③ ARENITO GROSSEIRO, CÔR 10YR 6/6
- ④ ARGILITO, CÔR 5GY 6/1 (COM OSTRACÓIDES E "TUBOS DE VERMES")
- ⑤ ARENITO GROSSEIRO NA BASE, CÔR 5YR 6/6
- ⑥ ARGILITO COMO ④
- ⑦ ARENITO GROSSEIRO

FIGURA Nº II-3

SECCÃO GEOLÓGICA Nº4 - PONTE DO RIO PARAÍBA (CRUZEIRO) À ROD. PRES. DUTRA.
 SEDIMENTOS PRESERVADOS NAS REENTRÂNCIAS DO EMBASAMENTO

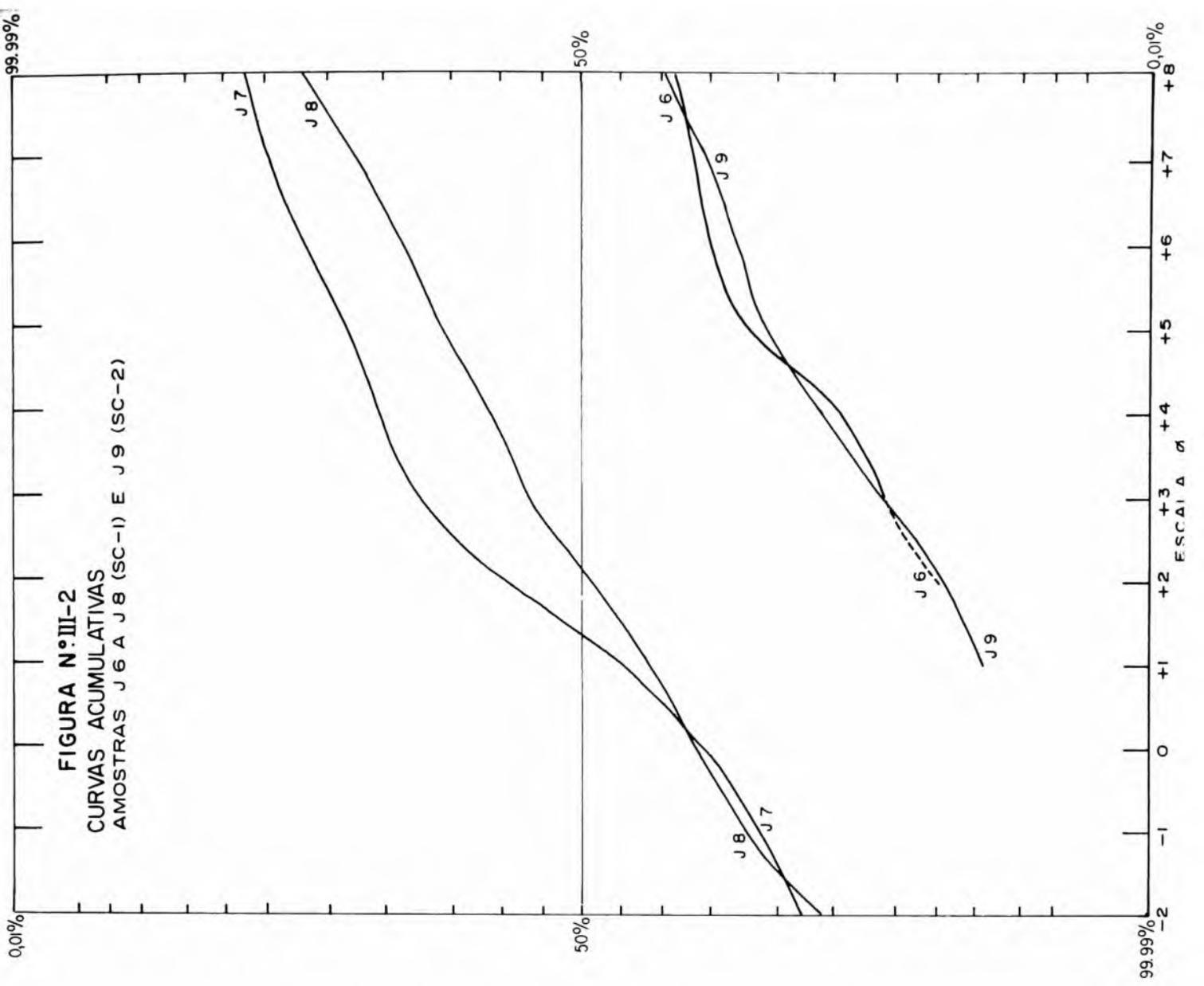
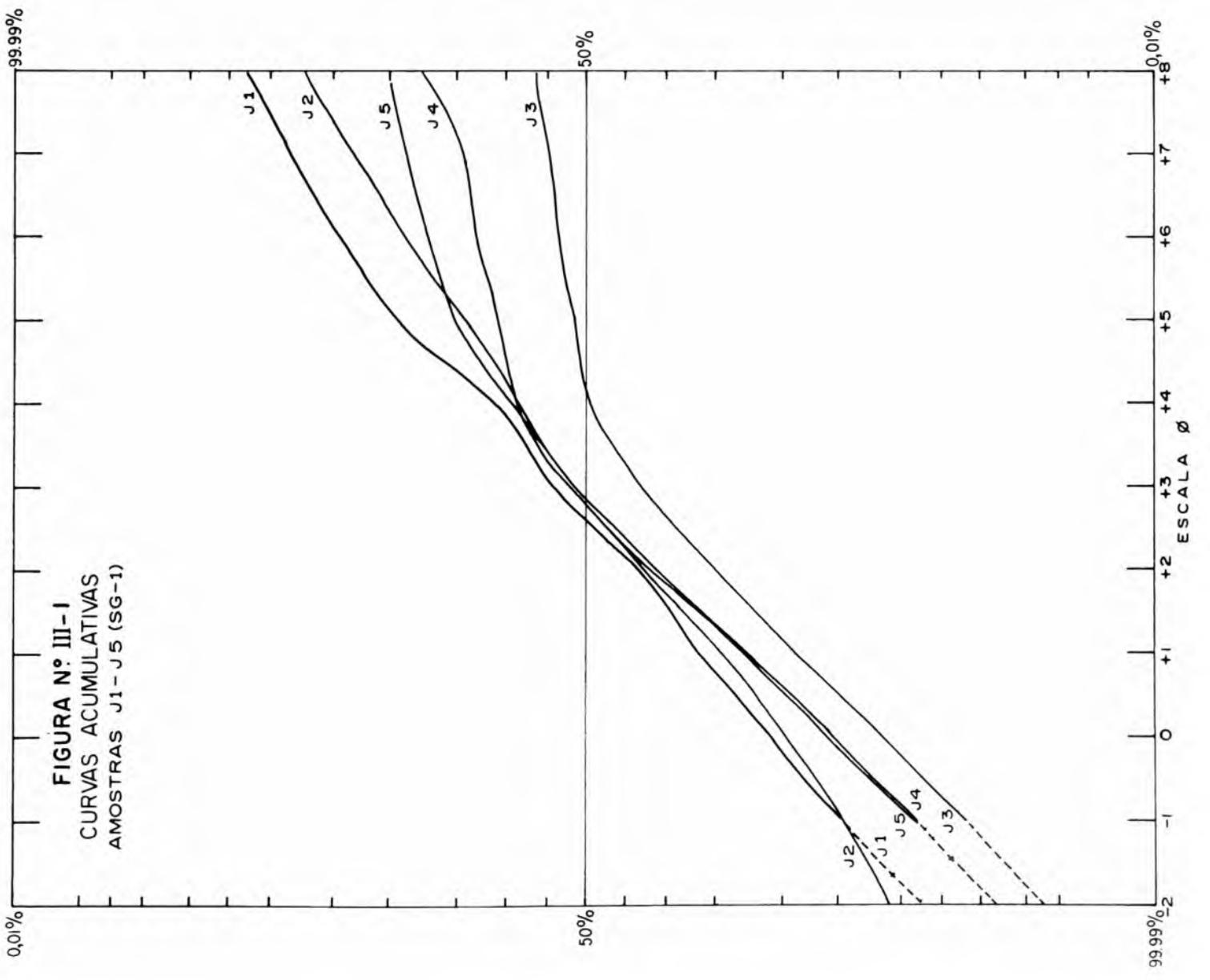
FIGURA Nº II-4

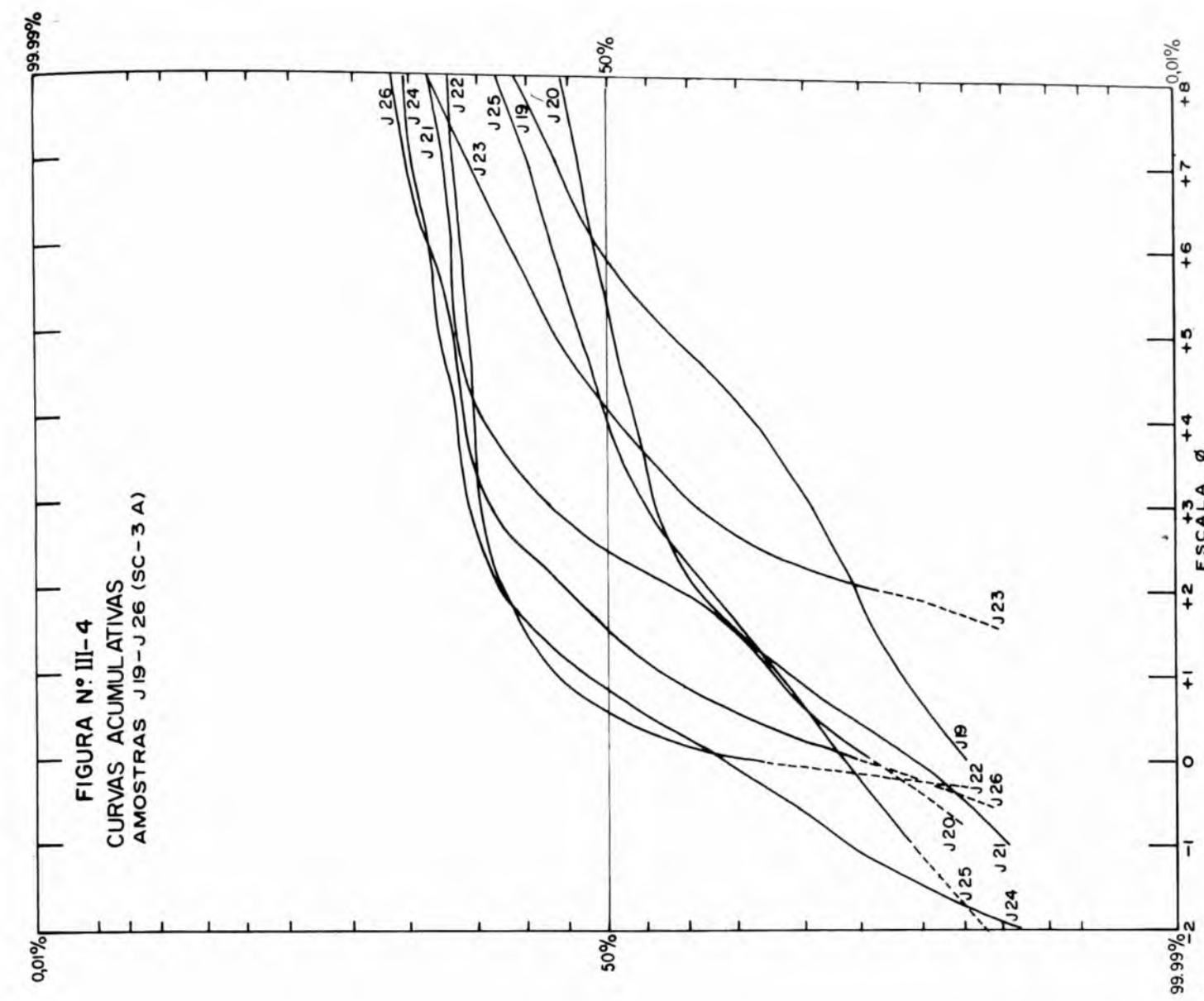
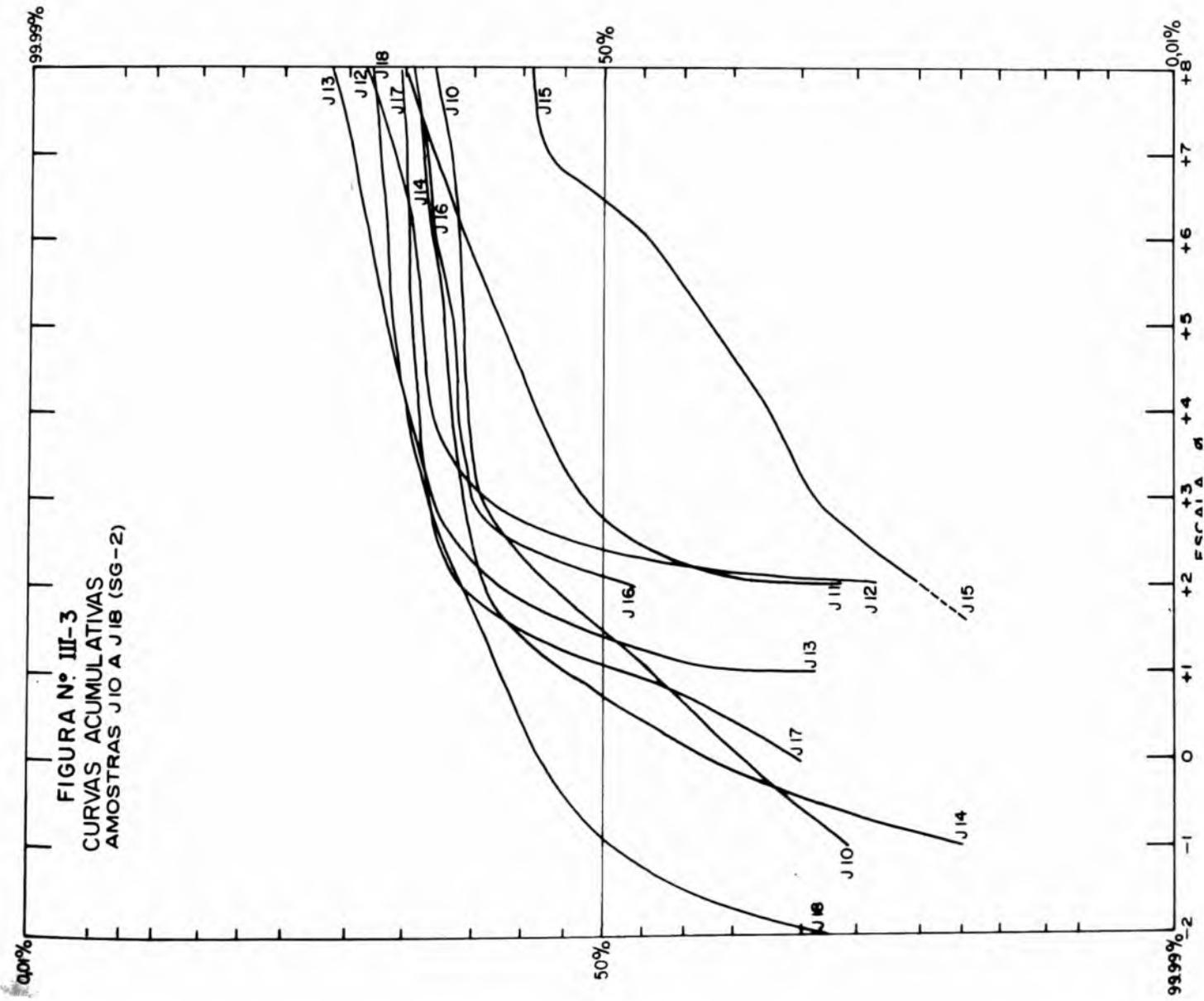


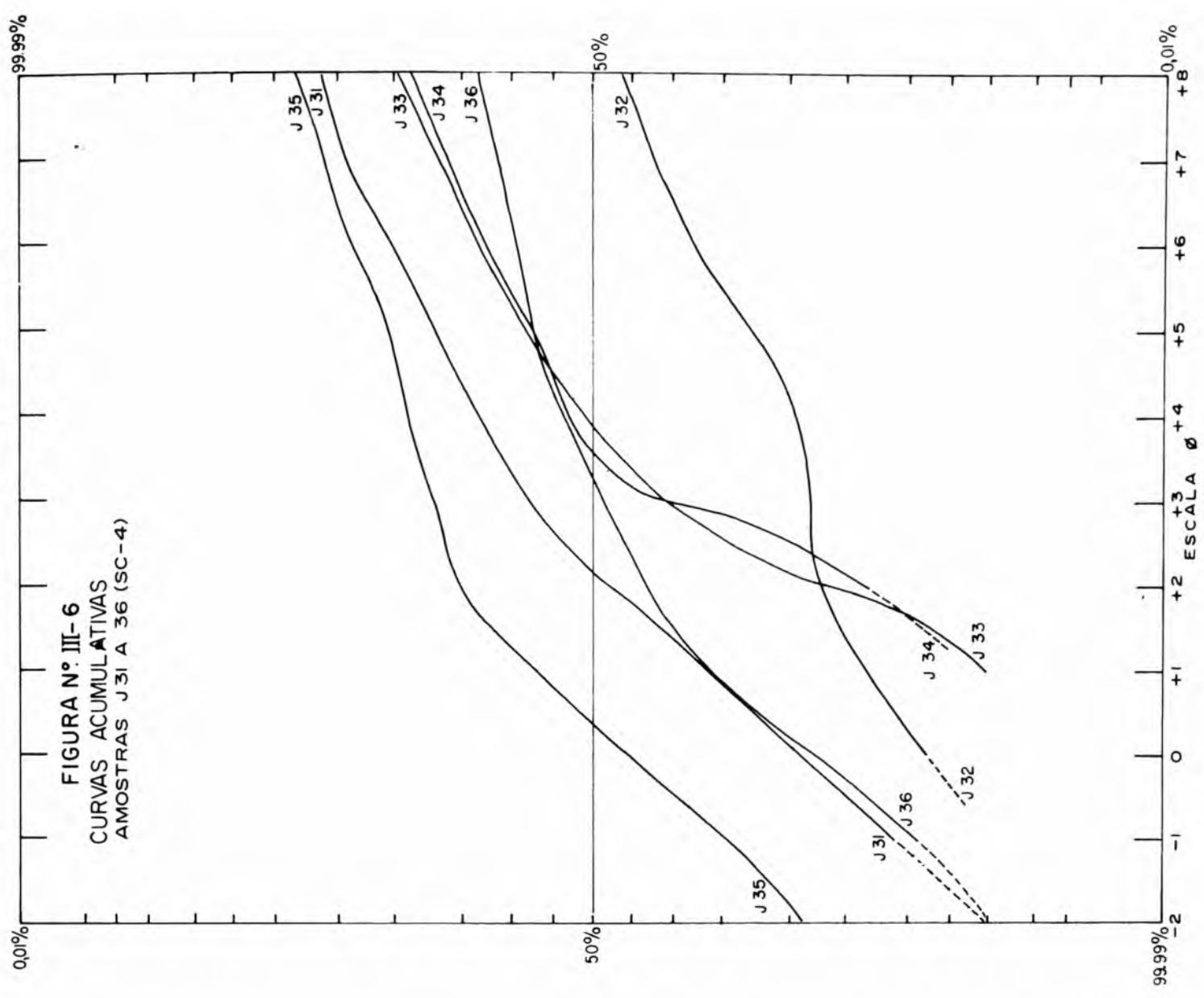
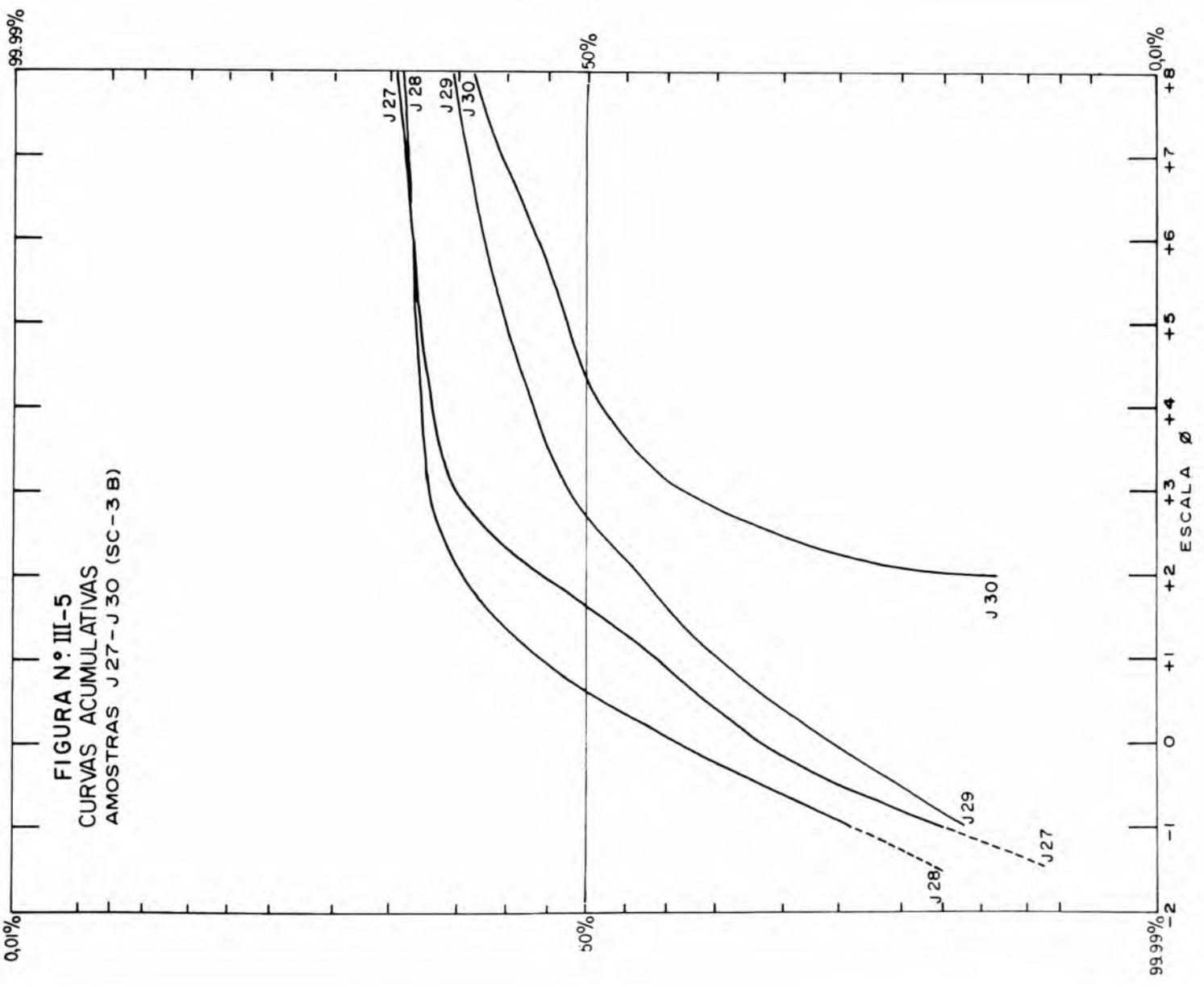
ANEXO III

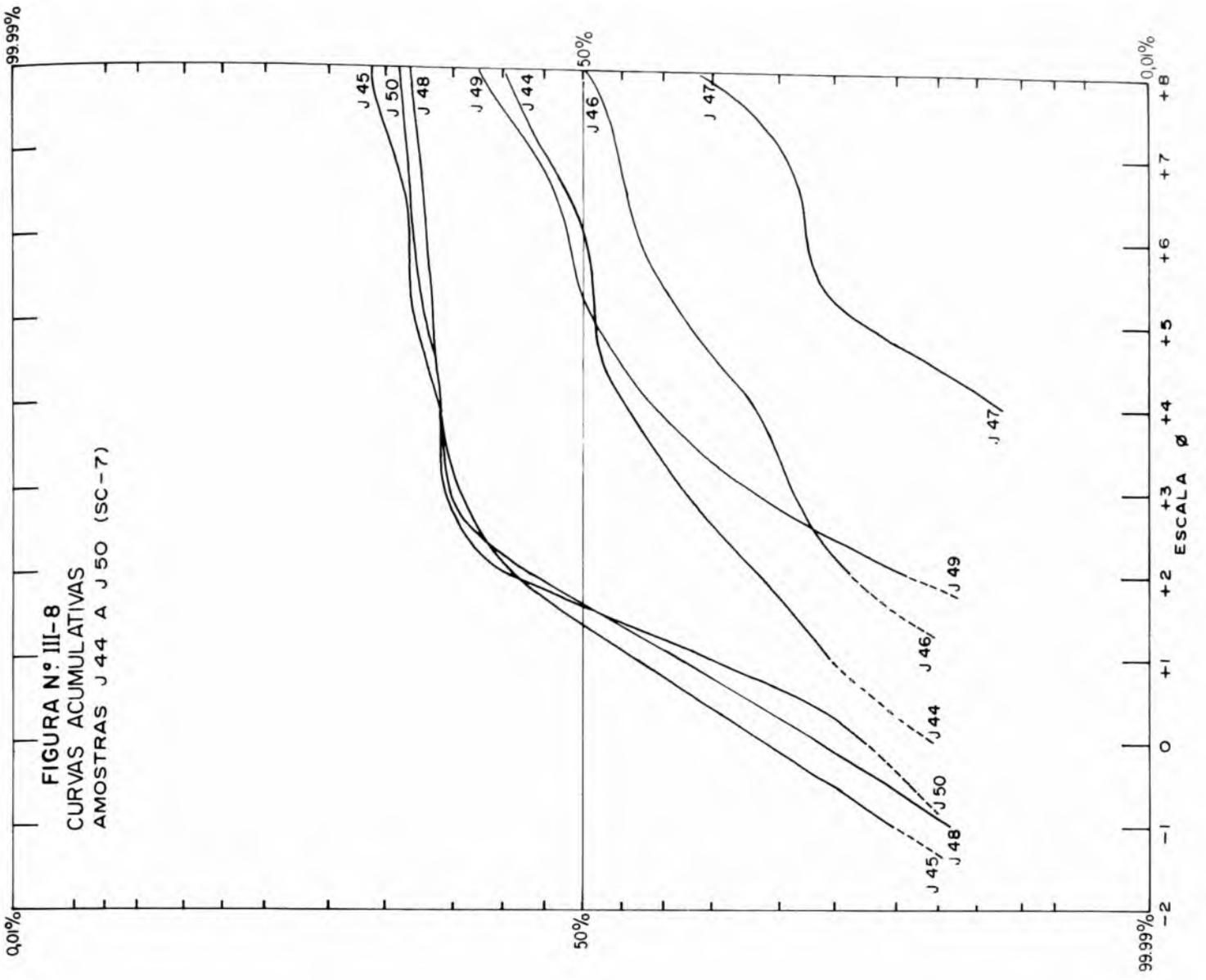
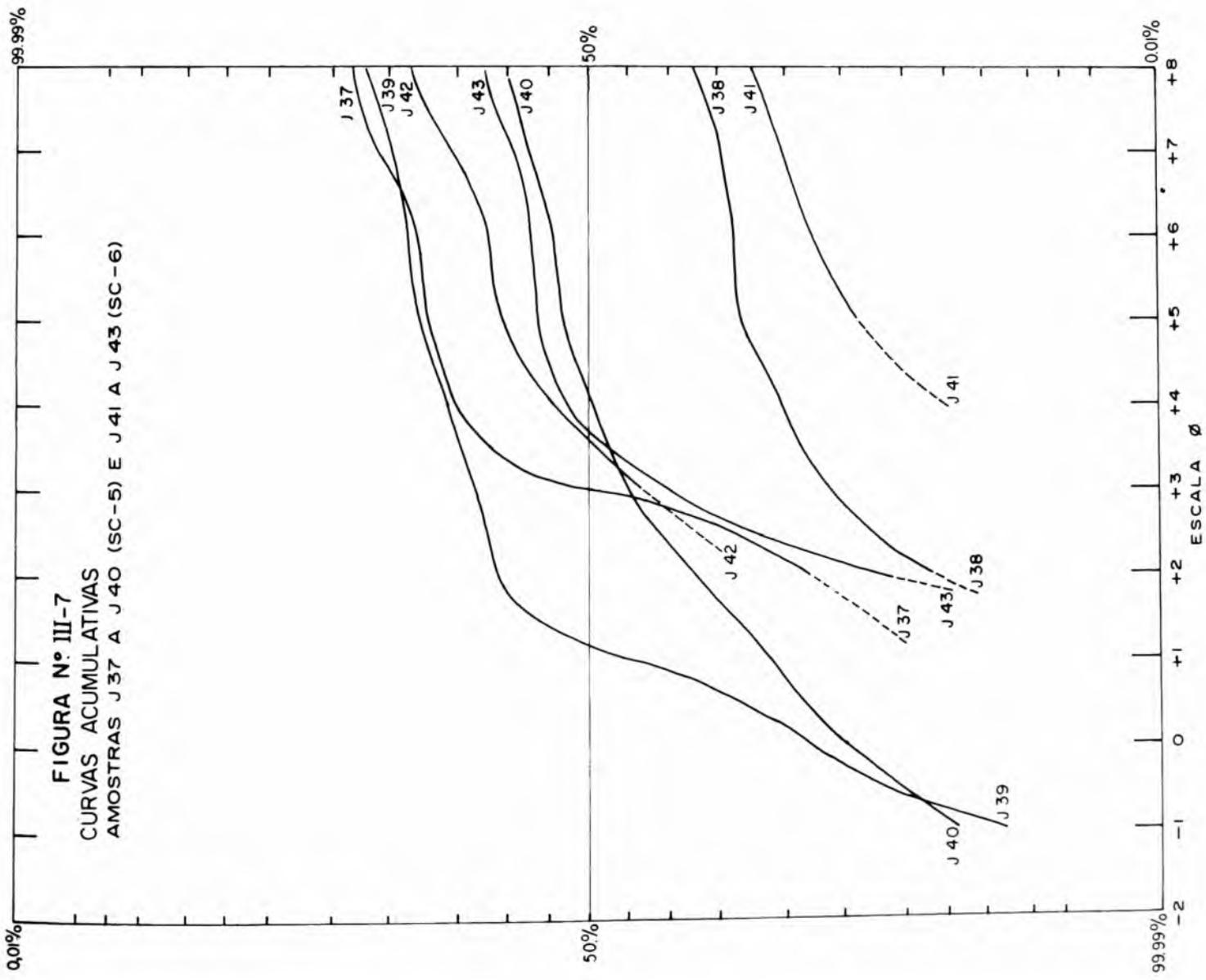
CURVAS ACUMULATIVAS

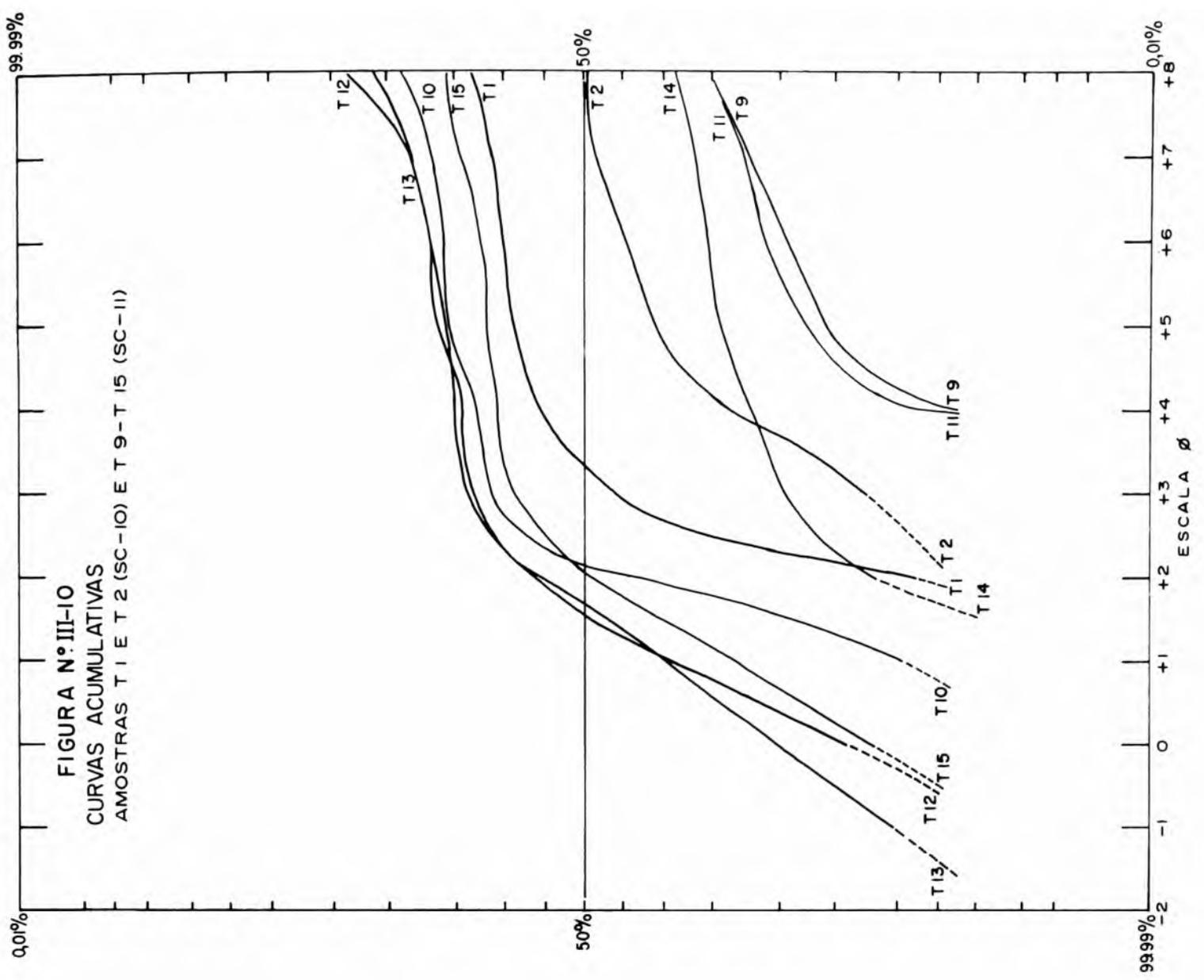
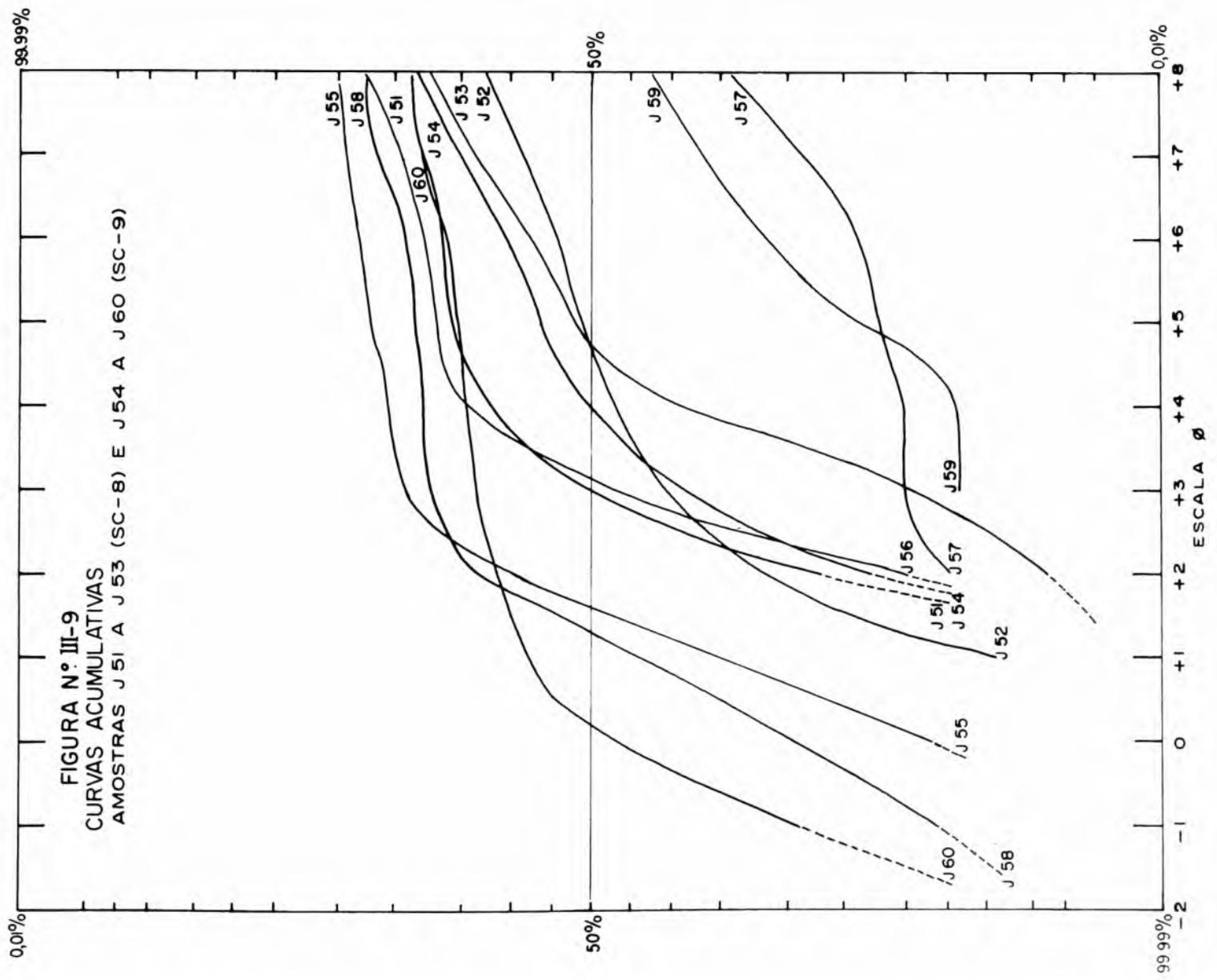
FIGURAS N.º III-1 A III-26

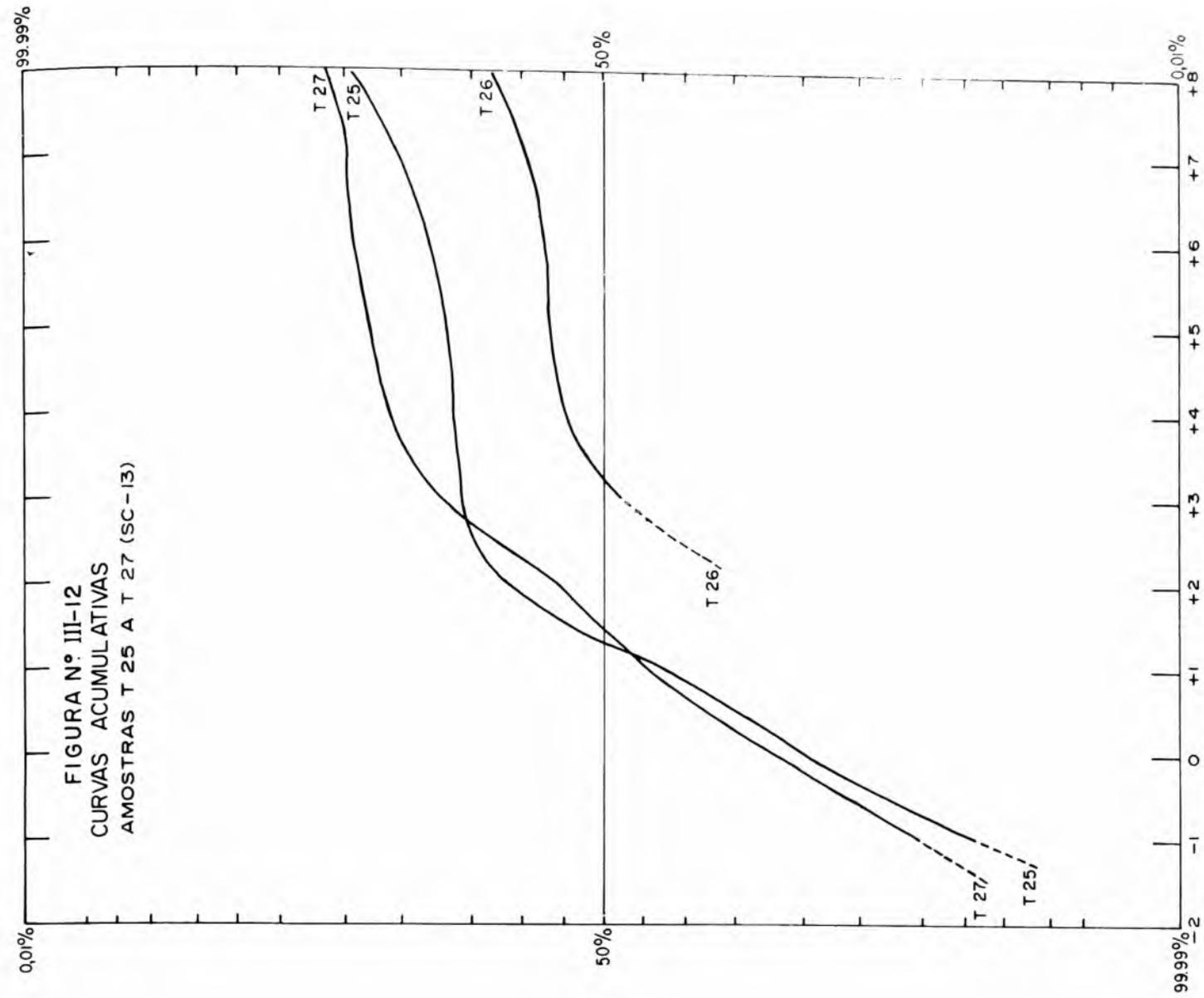
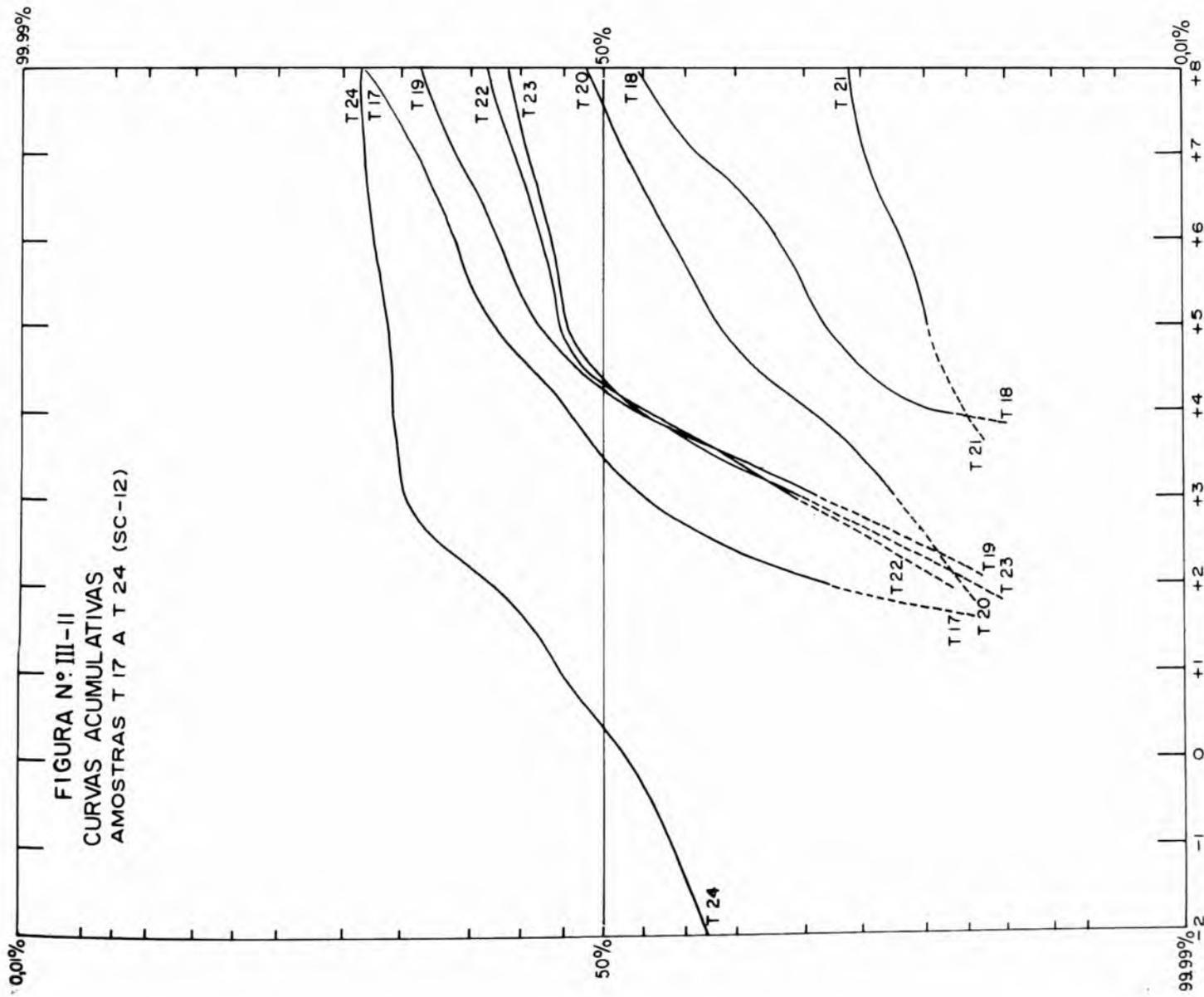


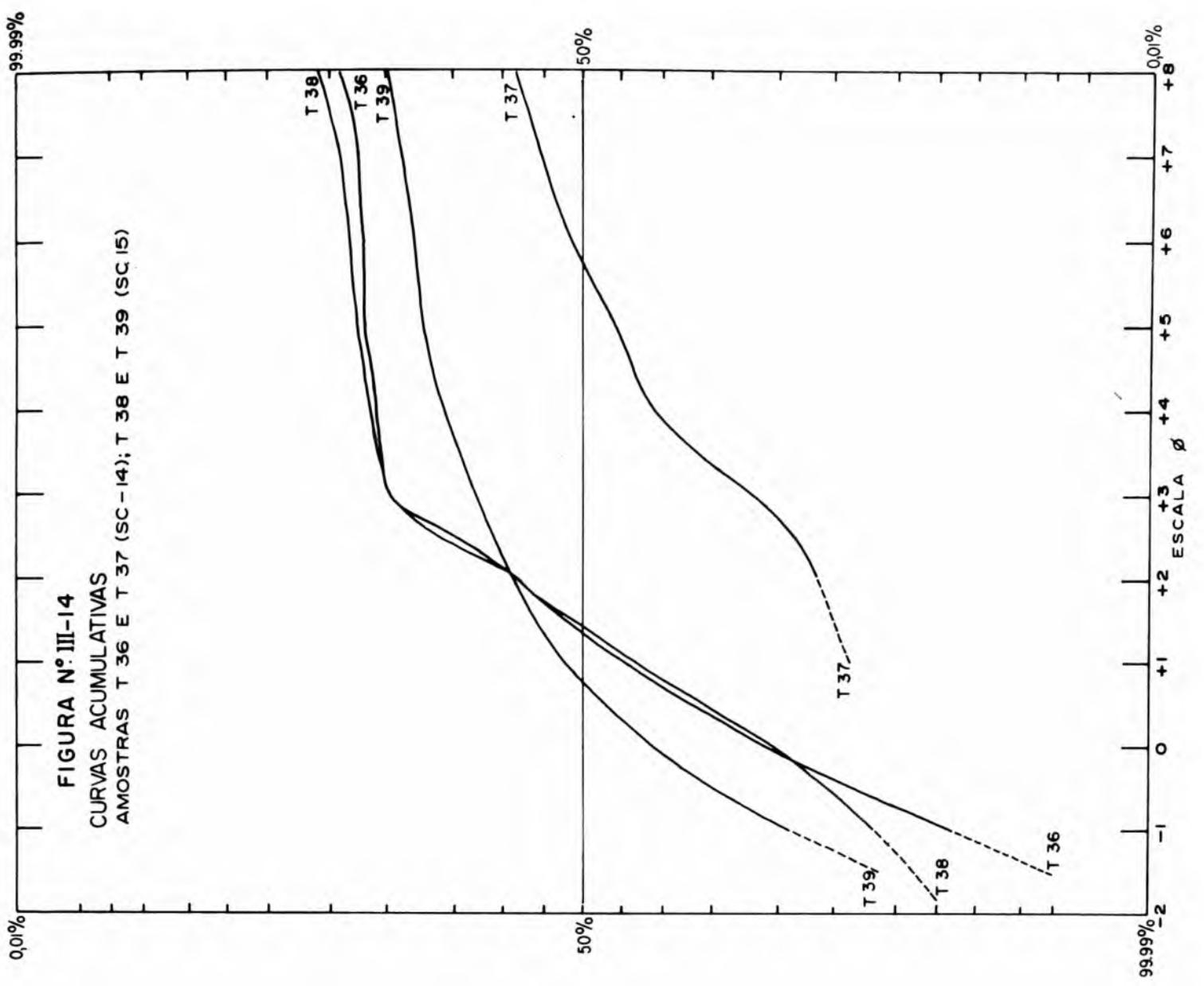
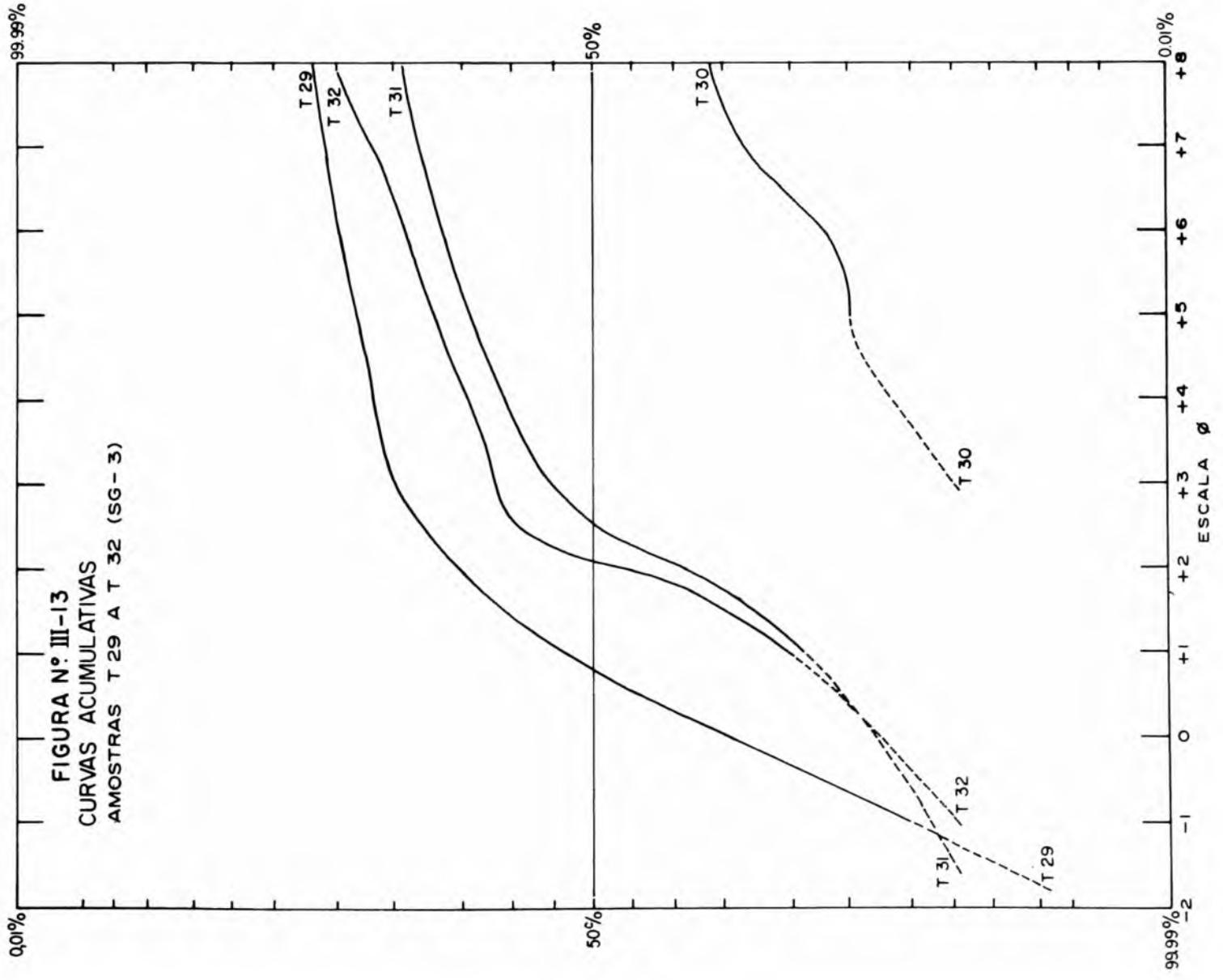


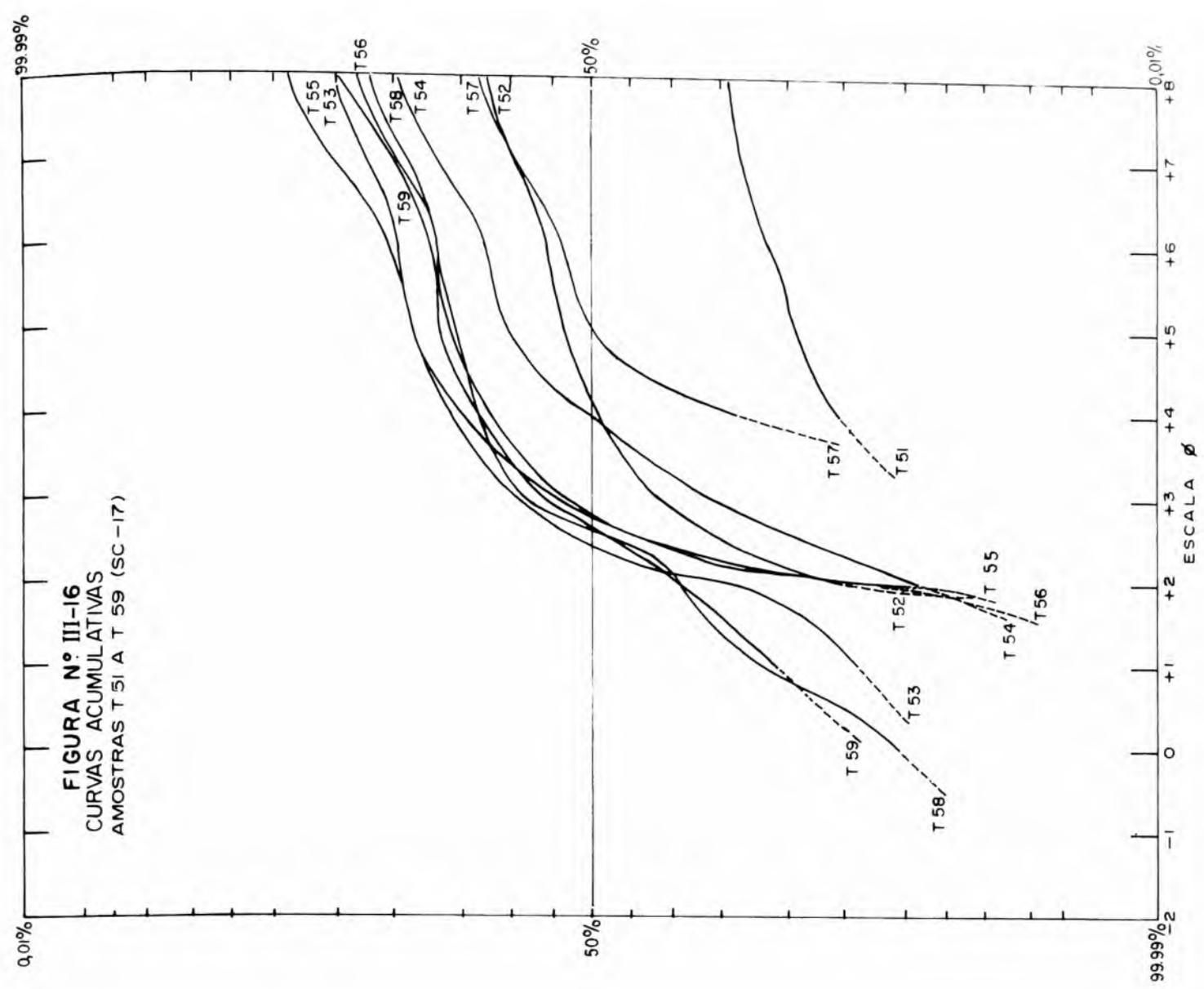
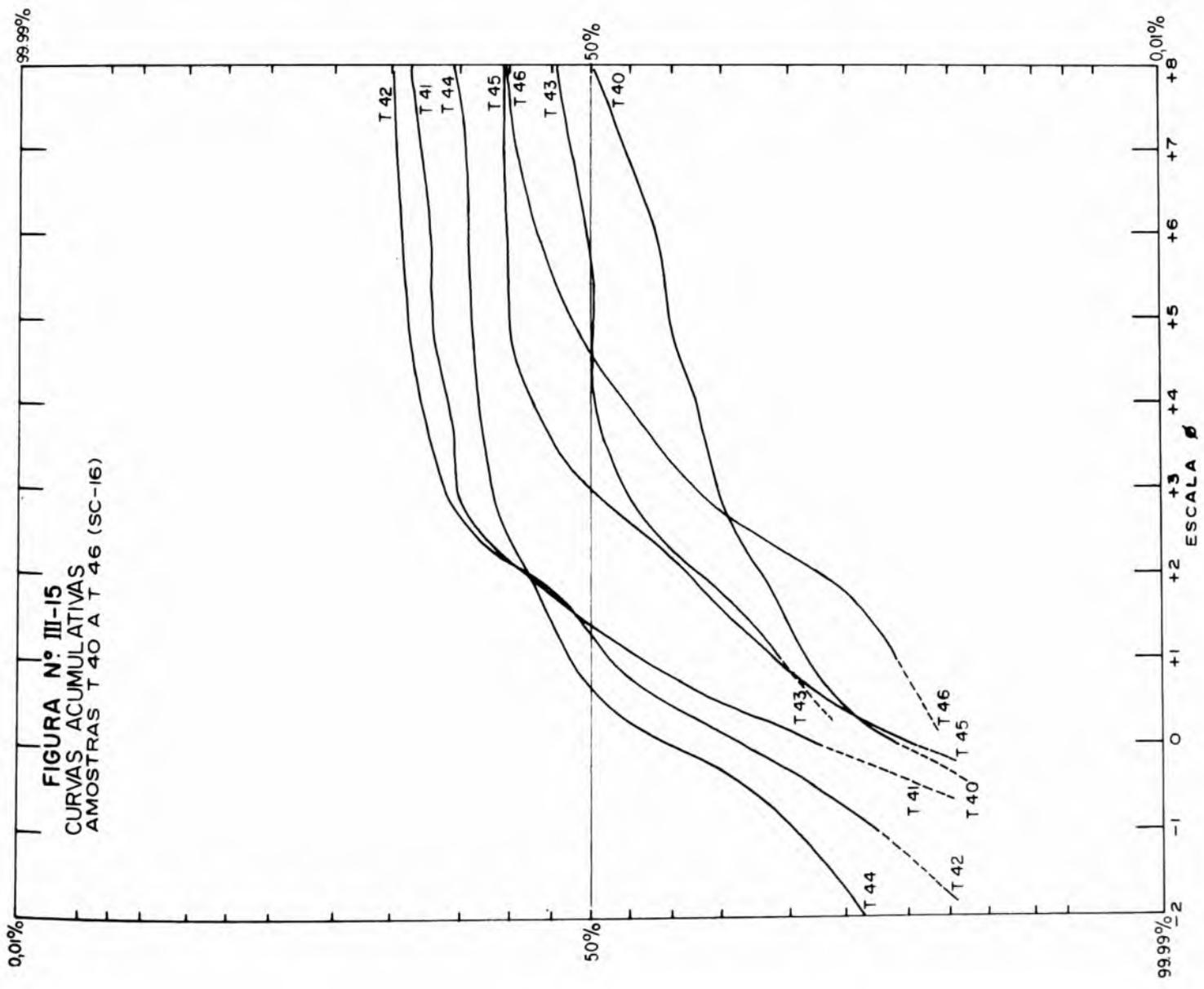


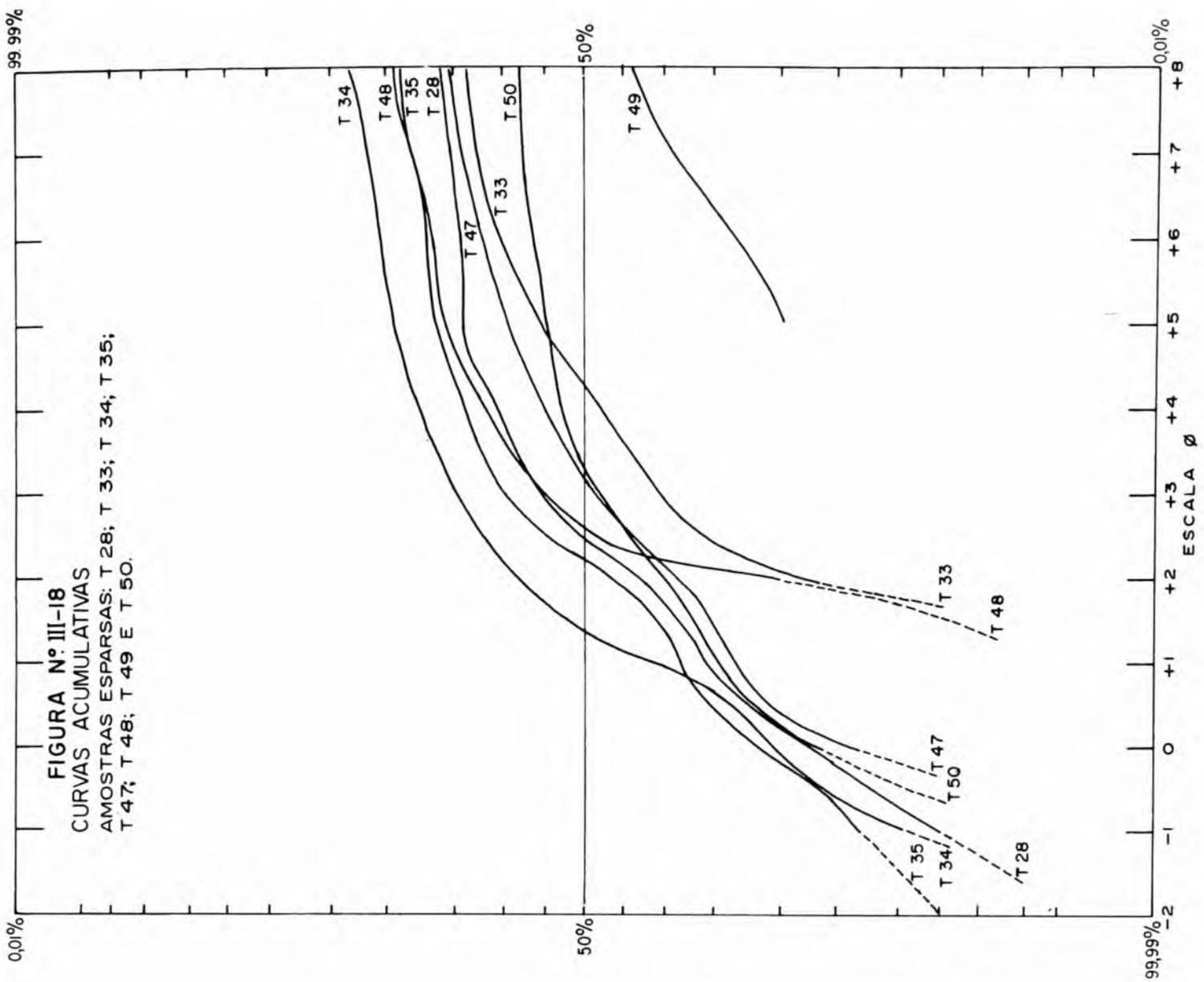
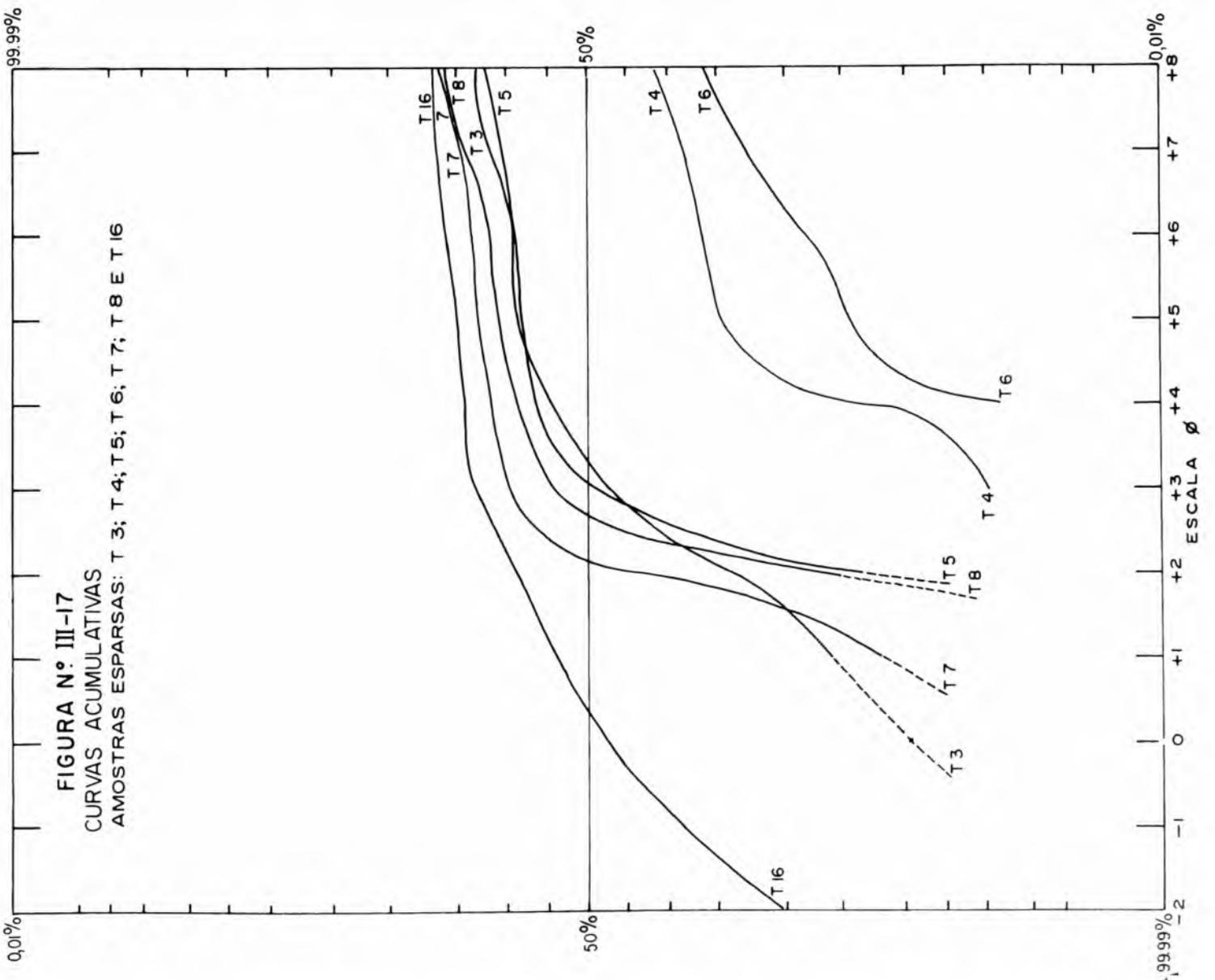


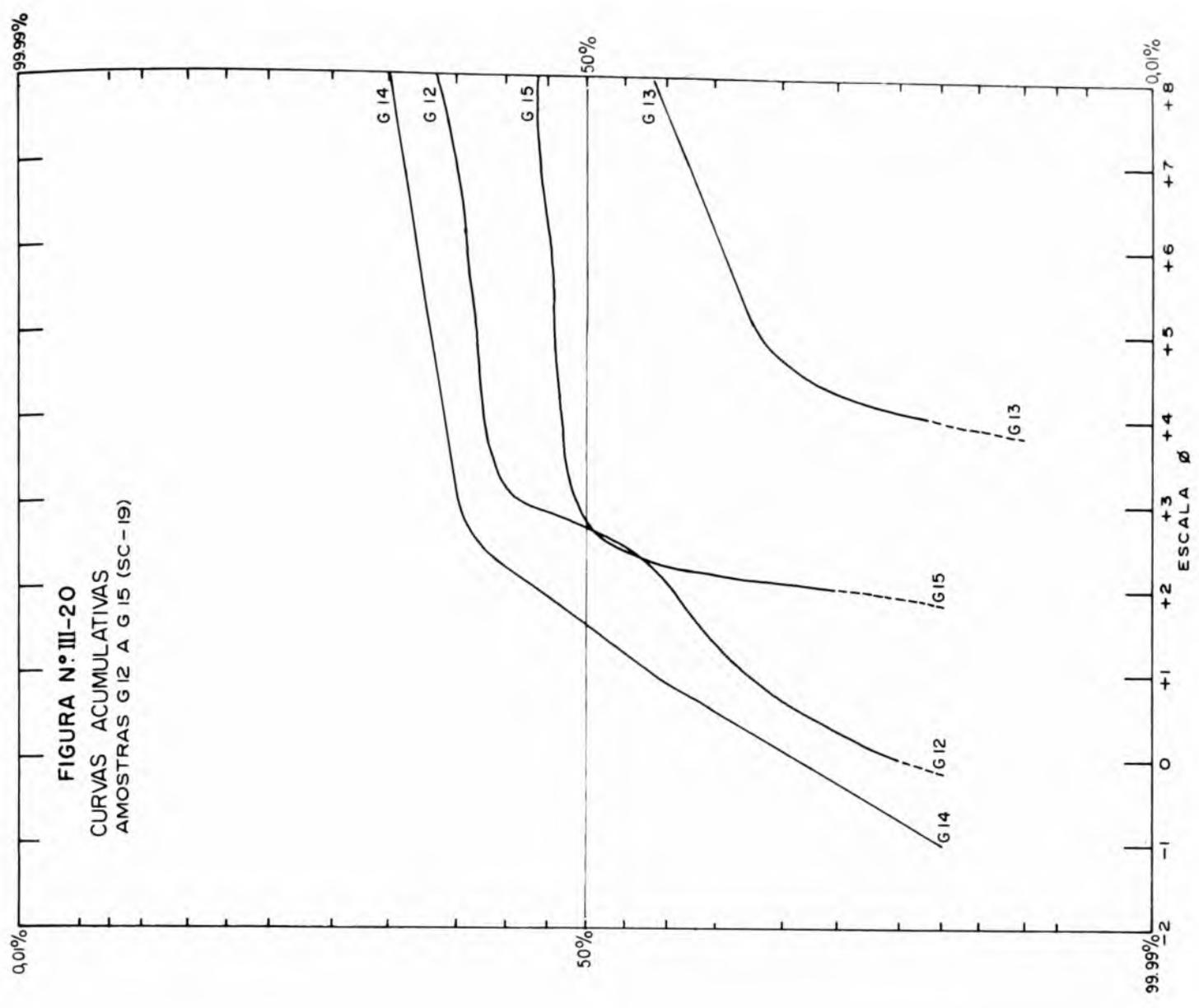
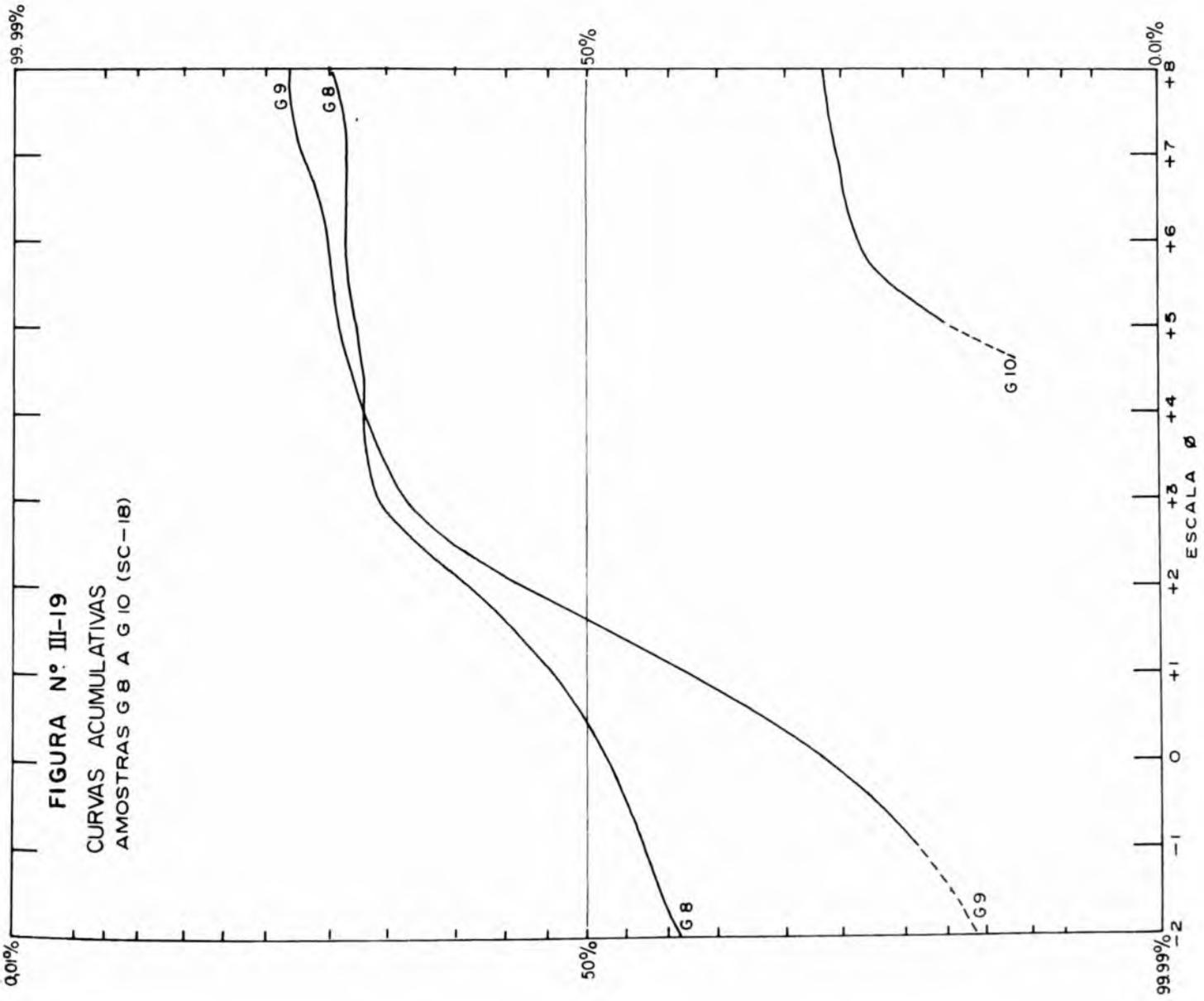


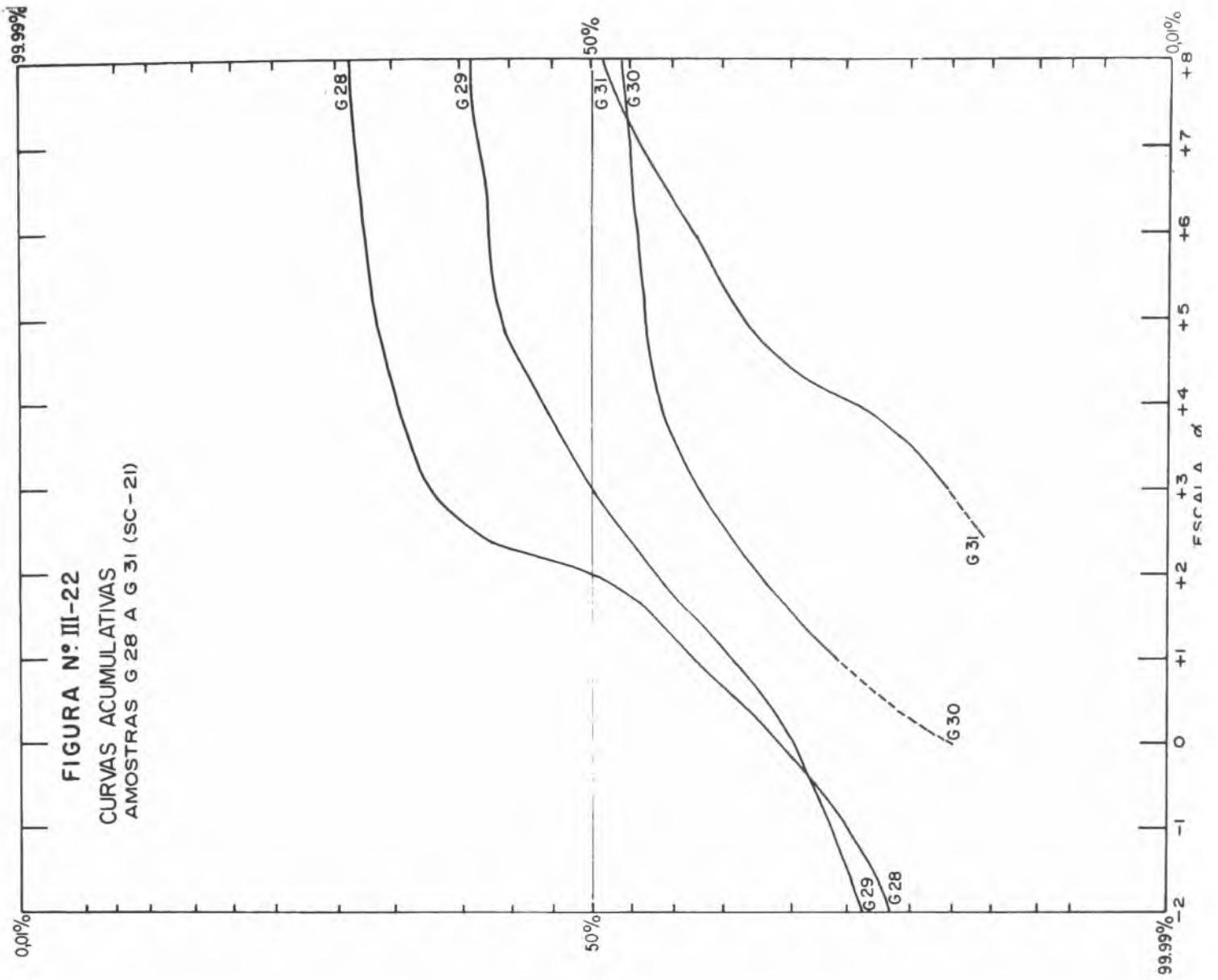
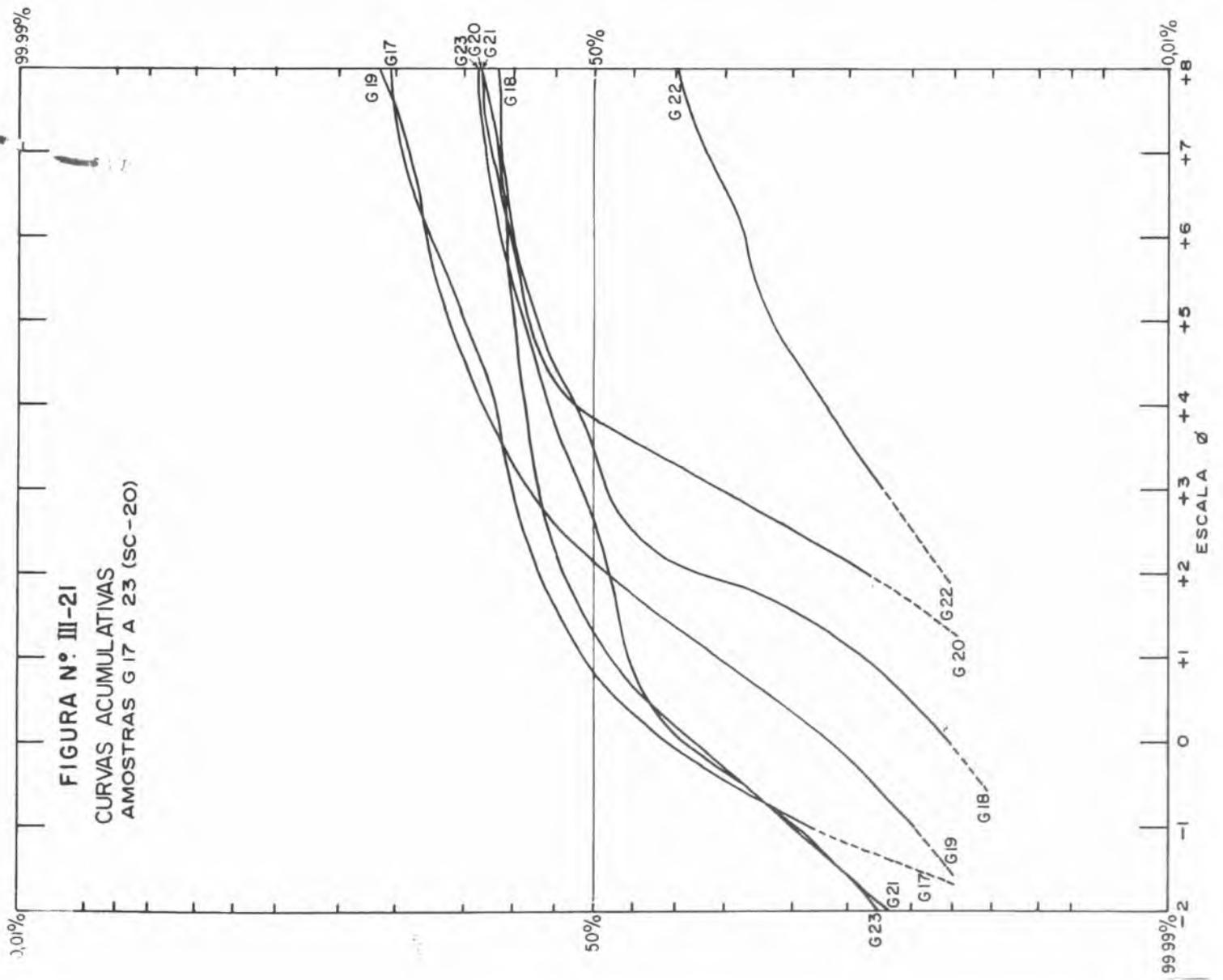


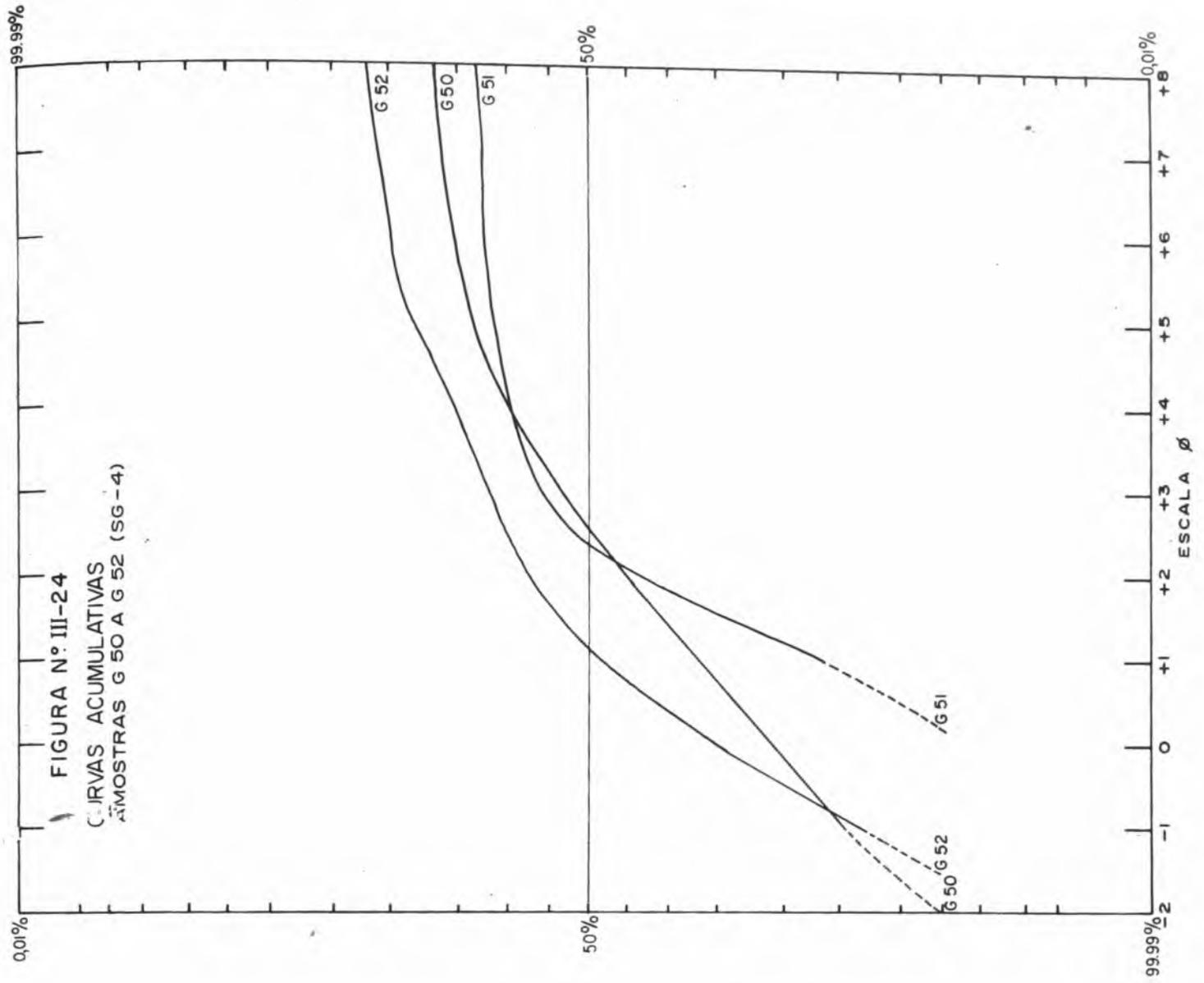
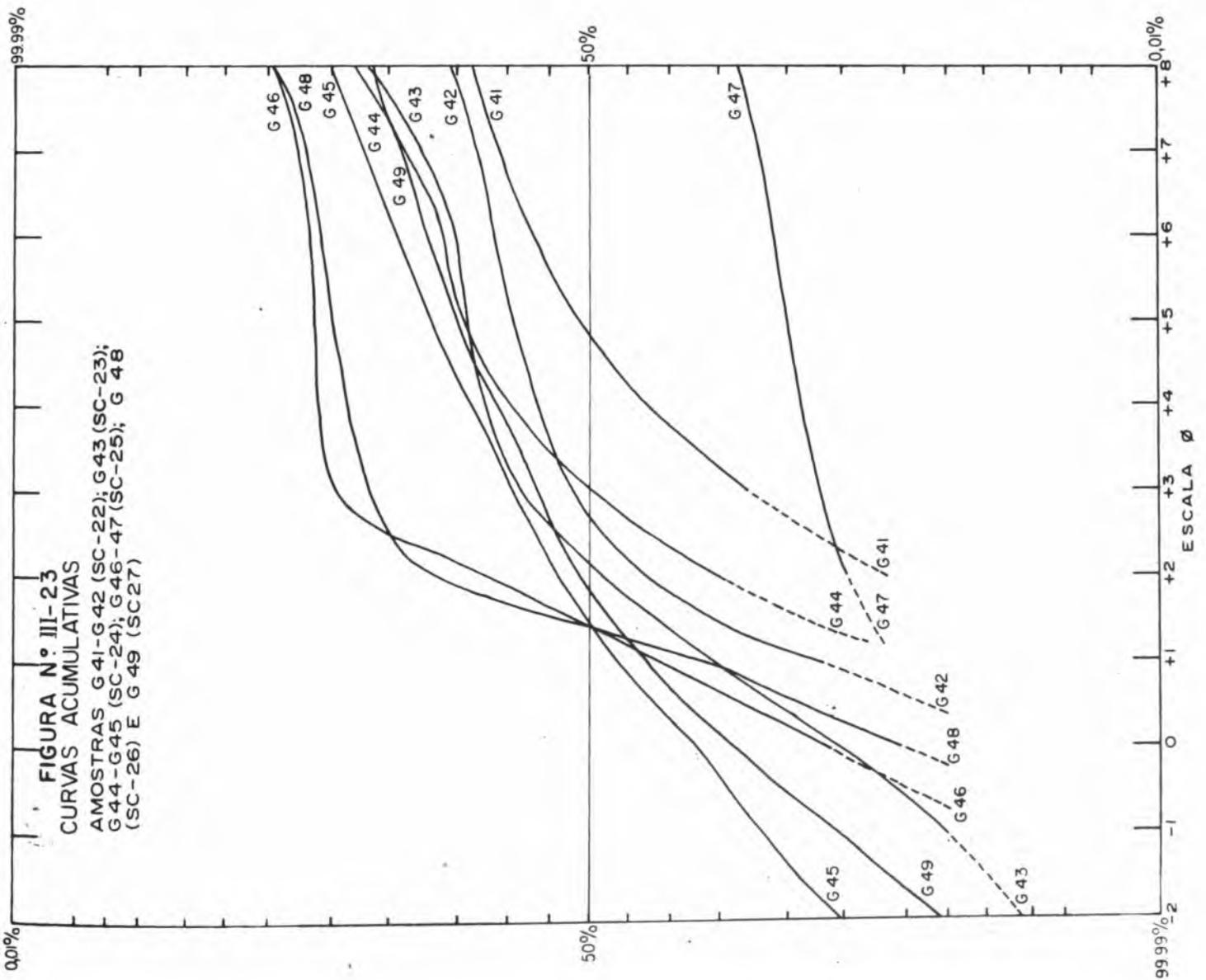


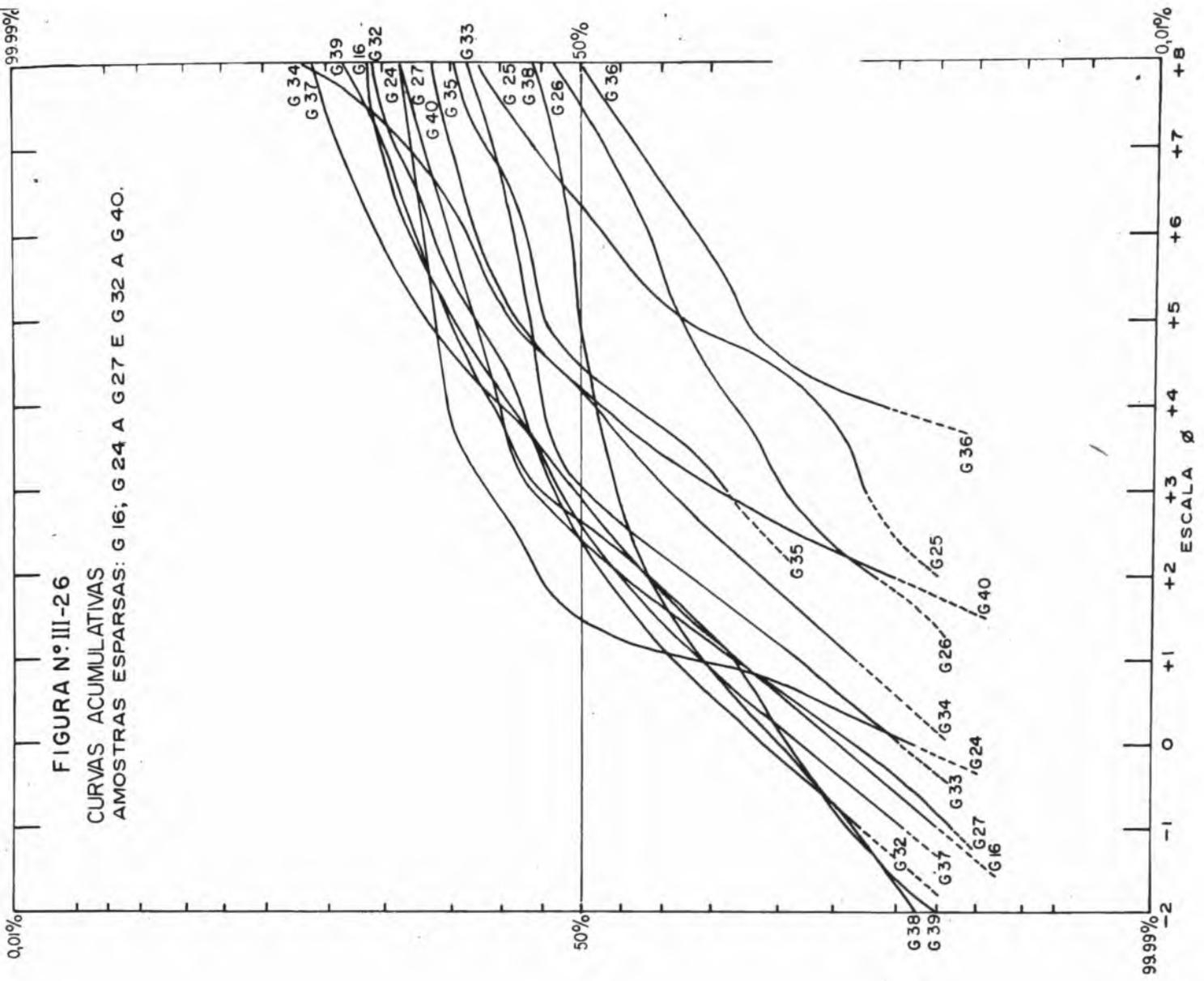
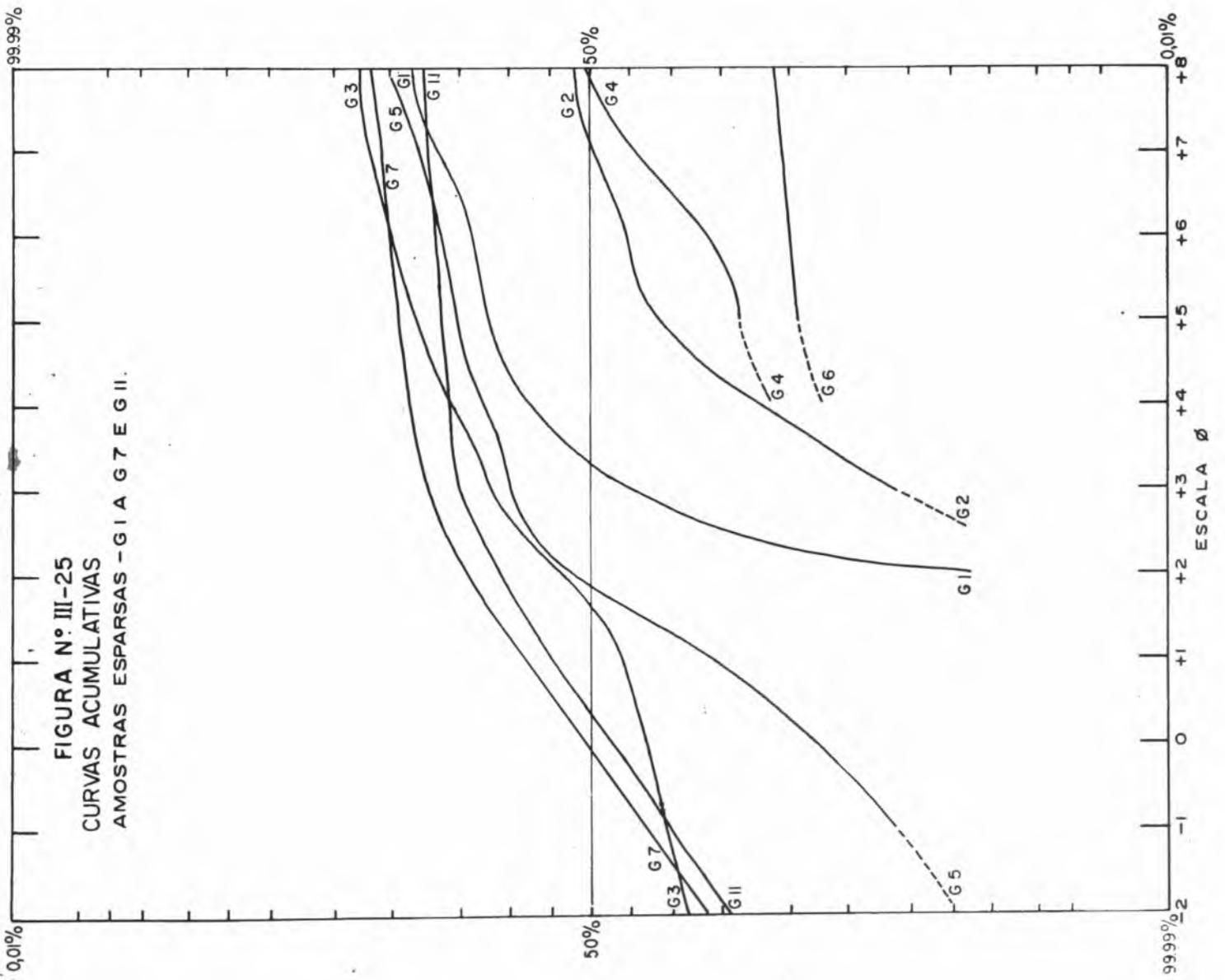












UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Reitor: — Prof. Dr. Luis Antônio da Gama e Silva

Vice-Reitor: — Prof. Dr. Hélio Lourenço de Oliveira

FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

Diretor: — Prof. Dr. Eurípedes Simões de Paula

Vice-Diretor: — Prof. Dr. Cândido Lima da Silva Dias

Secretário-Substituto: — Lic. Eduardo Marques da Silva Ayrosa