

# SEDIMENTOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA DE DEPÓSITOS PIEMÔNTICOS NA USINA DE PEIXOTOS

RUY OZORIO DE FREITAS

## I – INTRODUÇÃO

Em uma excursão geológica à região da usina de Peixotos, município de Ibiraci, M G tivemos a oportunidade de deparar, em um corte na rodovia, na descida para o antigo Hotel, um sedimento conglomerático de cor roxa, disposto em inconformidade sobre o quartzito sericítico da série de Minas, e seguido, na capa, por um siltito de cor vermelho-tijolo

A formação em apreço atraiu-nos a atenção pela sua posição estratigráfica, pela sua cor vermelha e pela sua granulometria; a sua contigüidade aos depósitos da série São Bento e proximidade com as séries inferiores do Gondwana, nos sugeriu seu estudo em bases de uma moderna sedimentologia, visando a esclarecer a sua origem e determinar as características físicas e geológicas destes depósitos

Aplicamos neste trabalho os métodos sedimentológicos de análise segundo a mesma marcha obedecida no trabalho deste autor sobre a sedimentação, estratigrafia e tectônica da série Bauru no estado de São Paulo

## II – ANÁLISE MECÂNICA

Foram coletadas amostras de dois horizontes da formação; do horizonte inferior, disposto logo acima da série de Minas em inconformidade, duas amostras. A primeira na base sob o rótulo A-1 e a segunda, 30 cm acima, sob a designação de A-2. Do horizonte superior, um sedimento fino, foram coletadas três amostras rotuladas sob a legenda B-1, B-2 e B-3

As amostras A referem-se ao cimento do sedimento conglomerático, uma vez que os seixos eram muito esparsos e escassos, sendo impraticável uma amostragem fiel, a não ser que se trabalhasse com 1 metro cúbico do material. A amostra A-1 foi trabalhada com o peso de 622,358 g e a A-2 com 303,699 g. Nas amostras B, o peso do material usado foi o seguinte: B-1 com 334,269 g, B-2 com 356,296 g B-3 com 373,791 g

---

NOTA – *Agradecimentos* – O autor agradece ao Prof. TEODOREO DE ARRUDA SOUZA, diretor da Escola de Engenharia de São Carlos, da Universidade de São Paulo, os meios fornecidos para elaboração deste trabalho e ao Prof. Dr. ALCEU FÁBIO BARBOSA, professor da cadeia de Jazidas Minerais e Legislação de Minas, da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, pela cessão do seu laboratório, onde em grande parte foi feito o presente estudo

A técnica da desagregação consistiu em desmanchar a frio, em uma imersão em água destilada, as amostras A-1, A-2, B-1 e B-2. A amostra B-3 foi fervida.

O material depois de imerso durante 24 horas em cubas de água destilada, com pH8, foi desagregado em bateleiras elétricas de alta rotação e, finalmente, pôsto a decantar para extrair as partículas: a) mais fino (que 0,0035 mm, b) entre 0,007 e 0,0035 mm, c) entre 0,015 e 0,007 mm, d) entre 0,031 e 0,015 mm, e) entre 0,062 e 0,031 mm e f) grosso (acima de 0,062 mm). O material grosso foi peneirado. Os resultados da análise mecânica vão tabulados nos quadros I e II.

QUADRO I

Granulação mm	Peso em gramas		%	
	A-1	A-2	A-1	A-2
1,168	11,700		1,89	
0,840	8,400	7,700	1,35	2,56
0,495	62,800	28,200	10,16	9,40
0,297	191,000	104,300	30,92	34,78
0,250	47,500	34,800	7,69	11,60
0,208	39,100	21,800	6,33	7,27
0,177	27,400	15,600	4,43	5,20
0,149	29,000	14,500	4,69	4,83
0,105	22,000	9,500	3,56	3,16
0,074	12,900	4,400	2,08	1,46
0,062	4,700	1,800	0,76	0,60
0,053	3,100	1,100	0,50	0,36
0,044	3,300	0,700	0,53	0,23
0,031	20,700	7,637	3,35	2,54
0,015	14,150	3,574	2,29	1,19
0,007	16,524	5,368	2,67	1,79
0,003	20,728	8,256	3,35	2,75
0,003	82,656	30,564	13,45	10,28
Perda	4,700	3,900	-	-
TOTAL	622,358	303,699	100,00	100,00

Nas amostras A-1 e A-2 a granulação mais freqüente ficou retida na peneira de 0,297 mm, abrangendo tamanhos de 0,494 a 0,297 mm, pertencentes à classe de 1/2 a 1/4 mm da escala de WENTWORTH. Correspondem, textualmente, à classificação de *areia média* (KRUBERIN & SLOSS, 1951).

Nas amostras B-1, B-2 e B-3 a granulação mais freqüente ocupa o tamanho entre 0,043 e 0,031 mm.

Estamos em face de dois sedimentos distintos; nas amostras "A" domina a granulação *areia* e nas amostras "B" a *silte*.

QUADRO II

Granulação mm	B-1	B-2	B-3	B-1	B-2	B-3
	Pêso g	Pêso g	Pêso g	%	%	%
1,000	—	—	—	—	—	—
0,500	—	—	—	—	—	—
0,297	0,100	—	—	0,02	—	—
0,250	0,100	—	—	0,02	—	—
0,210	0,100	0,100	—	0,02	0,02	—
0,125	0,500	0,500	0,500	0,10	0,14	0,13
0,074	5,300	5,500	4,500	1,58	1,54	1,20
0,062	8,700	6,500	6,600	2,60	1,82	1,77
0,053	5,600	5,000	4,600	1,67	1,40	1,23
0,044	3,200	2,700	2,100	0,95	0,75	0,56
0,031	85,815	91,450	97,547	25,67	25,80	26,19
0,015	81,250	83,590	81,247	24,30	23,48	21,81
0,007	40,949	43,142	47,930	12,25	12,12	12,87
0,003	31,030	31,194	31,752	9,28	8,76	8,52
0,003	71,625	86,220	95,615	21,54	24,17	25,72
Perda	—	0,400	1,400	—	—	—
TOTAL	334,269	355,896	372,391	100,00	100,00	100,00

Nas amostras "A" nota-se fato interessante; a amostra A-1, que possui o dobro do peso de A-2, pôde abranger mais material grosseiro. Assim, a sua granulação máxima (0,297 mm) é seguida em termos de frequência por maior porcentagem do lado grosso (0,495 mm), enquanto na amostra A-2 a granulação mais frequente depois da máxima (0,297 mm) fica para o lado fino (0,250 mm). Por tais razões preferimos estudar o cimento; o estudo de todo o sedimento conglomerático demandaria muito material, cuja análise mecânica seria impraticável nos tubos usuais de decantação.

Nas amostras B, praticamente todas com o mesmo peso, a granulação mais frequente depois da máxima (0,031 mm) fica, ao contrário, do lado da fração mais fina (0,015 mm).

Do exame deste fato conclui-se que na amostragem de sedimentos rudáceos devemos preferir o máximo de material passível de ser operado no laboratório, porquanto os depósitos grosseiros são mais heterogêneos do que os arenáceos e silticos.

Observa-se nas amostras "A" uma queda porcentual gradativa da granulação mais frequente (0,297 mm) para os tamanhos inferiores até 0,053 mm quando novamente a frequência se eleva até o termo textural argila, resultando em uma distribuição bi-modal. Para o lado grosso há uma queda relativamente rápida das porcentagens como se verifica no quadro I.

Verifica-se uma expansão para o lado da fração fina nas amostras "A", repetindo-se idêntico fato na análise mecânica das amostras "B", exibida no quadro III.

### III — ANÁLISE TEXTURAL

O quadro III exprime a distribuição textural destes sedimentos segundo o padrão da escala de WENTWORTH.

QUADRO III

Classes (mm)	A-1	A-2	B-1	B-2	B-3	M-10
1	1,87	—	—	—	—	—
1 — 1/2	1,34	2,53	—	—	—	19,00
1/2 — 1/4	48,41	55,08	0,05	—	—	41,00
1/4 — 1/8	15,34	17,08	0,17	0,16	0,13	26,00
1/8 — 1/16	6,36	5,16	4, 8	3,37	2,95	5,00
1/16 — 1/32	4,35	3,10	28,30	27,85	27,78	4,00
1/32 — 1/64	2,27	1,17	24,30	23,48	21,65	—
1/64 — 1/128	2,65	1,76	12,25	12,12	12,77	—
1/128 — 1/256	3,33	2,71	9,28	8,76	8,46	—
Abaixo 1/256	13,28	10,06	21,47	24,26	26,26	—
Perda	0,80	1,35	—	—	—	5,00
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

A classe mais freqüente das amostras "A" recai em 1/2—1/4 mm, e a das amostras "B" em 1/16—1/32 mm. Verificamos tratar-se de dois lotes distintos de sedimentos, estando os primeiros na textura da *areia média* e os segundos na do *silte*.

No que concerne à expansão em número de classes apura-se que as amostras "A" são muito expandidas, tendo A-1 cêrca de 10 classes e A-2 9 classes de tamanhos. Ao contrário, as amostras "B" são menos expandidas, tendo tôdas 6 classes de tamanhos da escala de WENTWORTH, cujo valor é superior a 1%.

O quadro IV compara a distribuição da classe modal em areias modernas de praias, dunas, lavagem glacial, fluvial com a classe mais freqüente dos sedimentos das amostras "A". Os dados foram extraídos de PETTJOHN (1951, p. 234, tab. 59). Existe coincidência dos valores modais nos sedimentos "A" com as areias de praia e fluviais. O número de classes abrangidas pela expansão de um sedimento marinho geralmente não excede a 6 classes, de modo que devemos concluir por uma estreita semelhança com os sedimentos fluviais que são bem expandidos como o caso do conglomerado M-10, da série Bauru, de origem fluvial, plenamente coincidindo com o cimento arenoso da amostra A-1 e A-2.

QUADRO IV

Classes (mm)	Praias	Dunas	Lavagem glacial	Fluvial	A-1	A-2	M-10
8 — 4	—	—	1	—	—	—	—
4 — 2	—	—	1	—	—	—	—
2 — 1	1	—	9	—	—	—	—
1 — 1/2	15	—	27	25	—	—	—
1/2 — 1/4	46	1	8	61	1	1	1
1/4 — 1/8	35	51	4	14	—	—	—
1/8 — 1/16	—	1	—	—	—	—	—

#### DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE MODAL DA TEXTURA DE SEDIMENTOS ARENOSOS MODERNOS COMPARADOS COM AS AMOSTRAS A E M-10

Para melhor compreensão da expansão textural dos sedimentos de várias origens seria interessante analisar os dados de UDDEN (1914), que trabalhou exaustivamente na análise de sedimentos modernos de várias origens. Inicialmente se pode examinar areias flúvio-glaciais, expostas na tabela 1.

TABELA 1

Classes	1	2	3	4	5
2 — 1	0,2	0,2	—	—	—
1 — 1/2	24,5	2,6	5,7	0,9	0,5
1/2 — 1/4	33,7	47,2	30,1	14,0	9,0
1/4 — 1/8	38,3	49,1	62,9	83,2	87,5
1/8 — 1/16	2,0	0,8	1,1	1,6	2,3
1/16 — 1/32	1,0	—	—	0,2	0,4
1/32 — 1/64	0,1	—	—	—	—

## LEGENDA:

- 1 — Areia flúvio-glacial, camada horizontal WYANET, Ill (UDDEN, 1914, n° 19, tab 3)
- 2 — Areia flúvio-glacial, camada diagonal WYANET, Ill UDDEN, 1914, n° 20, tab. 3)
- 3 — Areia flúvio-glacial, camada oblíqua WYANET, Ill (UDDEN, 1914, n° 21, tab 3)
- 4 — Areia flúvio-glacial, camada horizontal WYANET, Ill (UDDEN, 1914, n° 20, tab 3)
- 5 — Areia flúvio-glacial, camada cruzada WYANET, Ill (UDDEN, 1914, n° 23, tab 3)

Verificamos que os sedimentos arenosos flúvio-glaciais, por serem retrabalhamento de sedimentos prévios, oferecem pouca expansão textural em contraste com as amostras arenosas "A" que têm grande expansão (10 e 9 classes).

No que concerne às areias depositadas por pequenos rios UDDEN (1914) expõe a análise de 6 sedimentos na tabela 2.

TABELA 2

Classes	1	2	3	4	5	6
4 — 2	0,2	—	—	—	—	0,2
2 — 1	2,3	0,8	0,8	0,3	1,4	0,3
1 — 1/2	48,8	43,8	24,9	11,1	17,8	7,2
1/2 — 1/4	34,7	40,7	37,8	43,7	31,0	17,9
1/4 — 1/8	13,4	14,1	27,4	42,1	40,6	48,7
1/8 — 1/16	0,3	0,2	0,3	1,2	2,0	8,4
1/16 — 1/32	0,1	0,2	4,0	0,7	3,4	13,2
1/32 — 1/64	—	0,1	1,2	0,2	1,5	3,2
1/64 — 1/128	—	—	0,3	—	1,5	0,7
1/128 — 1/256	—	—	—	—	—	0,1

## LEGENDA:

- 1 — Areia de um marco ondulado de regato Buffalo, Iowa (UDDEN, 1914, n° 63, tab. 7)
- 2 — Areia no leito de um regato Linwood Springs, Iowa (UDDEN, 1914, n° 64, tab 7)
- 3 — Areia de um regato Linwood Springs, Iowa. (UDDEN, 1914, n° 65, tab 7)
- 4 — Areia de leque aluvial de enchente Linwood Springs (UDDEN, 1914, n° 66, tab. 7)
- 5 — Areia aluvial de uma enchente Linwood Springs, Iowa (UDDEN, 1914, n.º 67, tab. 7)
- 6 — Areia de regato Ardmore, South Dakota (UDDEN, 1914, n° 68, tab 7)

Comparando-se os dados desta tabela com os sedimentos arenosos "A" apua-se que a expansão textural é semelhante; os depósitos da tabela 2 expandem-se de 7 a 10 classes, fato típico dos depósitos fluviais, enquanto os das amostras "A" vão de 9 a 10 classes. Quanto à classe modal ora se localiza em 1 a 1/2 mm, ora em 1/2 a 1/4, enquanto os sedimentos das amostras "A" possuem a moda na classe 1/2 a 1/4, denotando grande semelhança.

Comparando-se o material arenoso "A" com os depósitos feitos por grandes cursos d'água, arrolados na tabela 3 segundo dados de UDDEN (1914, tab. 9), verifica-se que esta analogia encontrada com os sedimentos de pequenos cursos d'água diminui porque os grandes rios têm ambiente físico para propor-

cioua maior seletividade do material em transporte, trazendo conseqüentemente redução sensível da expansão textural e melhoria do coeficiente de seleção para jusante

A expansão textural, segundo dados da tabela 3, varia de 5 a 9 classes, dependendo da parte do perfil longitudinal do rio que proporcionou a amostra analisada. Nas partes inferiores do perfil a expansão textural diminui. As amostras "A" exibem grande mistura textural, incompatível pois com a deposição em um grande rio.

TABELA 3

Classes	1	2	3	4	5	6
2 — 1	4,0	0,5	0,9	1,4	0,3	0,2
1 — 1/2	70,4	35,3	2,4	0,7	0,9	5,9
1/2 — 1/4	17,8	36,9	6,8	1,2	2,1	18,2
1/4 — 1/8	4,6	25,9	78,5	77,7	74,4	66,2
1/8 — 1/16	0,1	1,0	8,2	10,0	11,3	6,9
1/16 — 1/32	—	0,1	2,6	5,5	5,3	2,0
1/32 — 1/64	—	—	0,5	1,7	3,8	0,1
1/64 — 1/128	—	—	—	0,3	1,2	—
1/128 — 1/256	—	—	—	—	0,1	—

## LEGENDA

- 1 — Areia do fundo do rio Mississipi — Rock Island, Ill (UDDEN, 1914 n.º 83, tab. 9.)  
 2 — Areia de praia fluvial — Buffalo, Iowa (UDDEN, 1914, n.º 85, tab. 9)  
 3 — Areia recente do rio Mississipi — Ilha Governador, Rock Island, Ill (UDDEN, 1914, n.º 86, tab. 9)  
 4 — Areia do fundo do rio Mississipi — Buffalo, Iowa (UDDEN, 1914 n.º 87, tab. 9)  
 5 — Areia do fundo do rio Mississipi — Buffalo, Iowa (UDDEN, 1914, n.º 88, tab. 9)  
 6 — Areia de praia do rio Mississipi — Pôrto Rock Island, Ill (UDDEN, 1914, n.º 90, tab. 9)

As areias lacustres vão tabuladas na tabela 4. Sua pequena expansão textural é evidente comparada com os sedimentos fluviais.

TABELA 4

Classes	1	2	3	4	5	6
2 — 1	1,6	1,5	0,6	—	—	—
1 — 1/2	37,8	27,2	15,8	10,6	5,0	3,2
1/2 — 1/4	35,2	61,8	37,9	41,4	30,0	27,9
1/4 — 1/8	25,3	9,5	45,7	47,8	65,0	68,8
1/8 — 1/16	—	—	—	—	—	—

## LEGENDA

- 1 — Areia do lago Michigan, Michigan City, Indiana (UDDEN, 1914, n.º 105, tab. 10)  
 2 — Idem (UDDEN, n.º 106, tab. 10) idem  
 3 — Idem (UDDEN, n.º 107, tab. 10) »  
 4 — Idem (UDDEN, n.º 108, tab. 10) »  
 5 — Idem (UDDEN, n.º 109, tab. 10) »  
 6 — Idem (UDDEN, n.º 110, tab. 10) »

Examinada a semelhança textural entre os sedimentos arenosos fluviais e as amostras arenosas "A", passemos a considerar os sedimentos finos "B", silticos, comparando-os com siltitos de várias origens quanto à sua textura.

Preliminarmente apresentamos na tabela 5 os caracteres texturais de siltes lacustres atuais estudados por UDDEN (1914, tab. 12)

TABELA 5

Classes	1	2	3
2 — 1	0,5	1,0	—
1 — 1/2	2,2	4,1	—
1/2 — 1/4	1,7	3,6	0,1
1/4 — 1/8	4,0	5,4	0,7
1/8 — 1/16	11,1	12,8	10,4
1/16 — 1/32	35,0	32,0	31,2
1/32 — 1/64	26,2	26,6	32,4
1/64 — 1/128	14,1	9,3	12,0
1/128 — 1/256	4,2	4,0	7,2
Abaixo 1/256	1,0	0,1	4,1

## LEGENDA

- 1 — Depósito argiloso do fundo do lago Água Clara, Wis (UDDEN, 1914, n° III, tab 12)  
 2 — Depósito argiloso Lago Água Clara, Wis (UDDEN, 1914 n° 112, tab 12)  
 3 — Argila vermelha, de origem glacial, Amminicon, Wis (UDDEN, 1914, n° 113, tab 12)

Os siltes lacustres acima apresentados possuem expansão muito grande e pouco contaminada pela fração argila. Os siltitos "B", ao contrário, possuem menor expansão textural por serem muito argilosos; a fração argila não tendo sido dividida em classes restringiu a expansão textural das amostras "B", ficando todo o material abaixo de 1/256 reunido em uma única classe. Mesmo assim, segundo consulta ao quadro III verificamos varia a expansão de 7 a 8 classes, enquanto os lacustres variam de 8 a 10 classes. Nota-se, pois, uma homogeneidade entre os siltitos, quaisquer que sejam as suas origens, porque o silte resulta mais do processo do que de um agente geológico determinado. Quanto mais fino se torna um sedimento mais desmemoriado fica êle com respeito ao agente geológico responsável, para representar antes de tudo as condições físicas do ambiente da sedimentação. Êste fato vai ficar patente com o exame das tabelas 6 e 7.

Na tabela 6 vão arrolados os siltes depositados por grandes rios, segundo dados de UDDEN (1914, tab 10). A expansão vai de 9 a 12 classes de tamanhos.

TABELA 6

Classes	1	2	3	4
8 — 4	—	—	2,1	—
4 — 2	—	—	1,9	0,3
2 — 1	0,3	0,4	2,8	0,2
1 — 1/2	1,7	5,6	7,5	0,4
1/2 — 1/4	2,6	5,8	4,3	0,5
1/4 — 1/8	3,5	12,6	12,7	6,4
1/8 — 1/16	29,8	27,6	13,7	20,3
1/16 — 1/32	38,4	34,0	34,5	30,4
1/32 — 1/64	18,7	11,6	14,8	28,7
1/64 — 1/128	4,0	2,3	4,8	11,3
1/128 — 1/256	0,8	0,3	0,6	1,5
Abaixo 1/256	0,2	—	0,1	0,3

## LEGENDA

- 1 — Aluvião Leste de Davenport, Iowa (UDDEN, 1914, n° 101, tab 10)  
 2 — Silte do fundo do Mississipi, de enchente Buffalo, Iowa (UDDEN, 1914, n° 102, tab 10)  
 3 — Silte de aluvião recente, fundo do Mississipi Rock Island, Io (UDDEN, 1914, n° 103, tab 10)  
 4 — Silte de aluvião do fundo do Mississipi, de enchente Buffalo, Io (n° 104, item)

Verificamos que os siltes depositados por grandes rios, como o caso do rio Mississipe, não possuem muita argila. Os grandes cursos d'água possuem a capacidade de diluir os constituintes textuais, separando para jusante, a textura argila da silte. Assim, na tabela em apêndice, os siltes possuem pouquíssima argila, em contraste com as amostras "B", quadro III, que possuem muitíssima argila. Nestes termos parece-nos evidente que os siltitos "B" não foram depositados por grandes cursos fluviais, assim como não o foram pelos lagos, pelas mesmas razões. Nos lagos há tempo para a energia do meio segregar as fases textuais clásticas, resultando sedimentos matuos, o que não acontece com as amostras "B".

Na tabela 7 são apresentados siltes depositados por pequenos cursos d'água, segundo dados de UDDEN (1914, tab. 8). Parece que os siltitos "B" são semelhantes aos siltes de pequenos rios pela expansão textural e também porque não há segregação completa da textura argila; ambos são muito argilosos, embora os siltitos "B" ainda o sejam em maior escala. Nos riachos e regatos não há tempo para diluição dos componentes textuais, de sorte que os siltitos ficam ricos em argila e, mesmo às vezes, em areia.

TABELA 7

Classes	1	2	3	4
— 1/2	0,2	—	—	—
1/2 — 1/4	0,9	—	0,2	—
1/4 — 1/8	11,9	0,9	0,1	—
1/8 — 1/16	9,8	16,2	8,8	3,5
1/16 — 1/32	28,7	22,2	19,1	12,3
1/32 — 1/64	40,6	36,8	35,3	19,4
1/64 — 1/128	5,9	28,6	23,8	30,9
1/128 — 1/256	1,5	3,2	10,6	24,6
Abaixo 1/256	0,2	0,3	1,4	8,2

## LEGENDA

- 1 — Silte de aluvião recente Baltimore, Md (UDDEN, 1914, n° 70, tab. 8)  
 2 — Silte recente Ardmore, South Dakota (UDDEN, 1914, n° 71, tab. 8)  
 3 — Silte de aluvião recente Canton Hollow, Baltimore, Md (UDDEN, 1914, n° 72, tab. 8)  
 4 — Silte de aluvião Canton Hollow, Baltimore, Md (UDDEN, 1914, n° 73, tab. 8)

Na tabela 8 aparecem os siltes de lavagem glacial, produzidos por trabalho de depósitos glaciais à custa de correntes fluviais.

TABELA 8

Classes	1	2	3	4	5	6
1/8 — 1/16	1,0	—	0,2	0,2	—	—
1/16 — 1/32	12,0	0,7	2,4	8,9	—	0,8
1/32 — 1/64	46,0	5,3	13,8	17,8	28,5	8,5
1/64 — 1/128	30,8	36,4	44,2	29,1	57,0	36,1
1/128 — 1/256	7,0	25,8	32,0	14,5	8,8	41,1
Abaixo 1/256	2,0	32,1	6,8	28,5	5,4	1,1

## LEGENDA

- 1 — Silte flúvio-glacial de uma camada Clinton, Iowa (UDDEN, 1914, n° 50, tab. 6)  
 2 — Silte flúvio-glacial, camada textural fina Clinton, Iowa (UDDEN, 1914, n° 51, tab. 6)  
 3 — Silte flúvio-glacial de uma camada Clinton, Iowa (UDDEN, 1914, n° 52, tab. 6)  
 4 — Silte flúvio-glacial de uma camada Davenport, Iowa (UDDEN, 1914, n° 53, tab. 6)  
 5 — Silte flúvio-glacial de uma camada Davenport, Iowa (UDDEN, 1914, n° 54, tab. 6)  
 6 — Silte flúvio-glacial de uma camada fina na textura Clinton, Iowa (n° 55, idem)



Tratando-se de siltes depositados por retrabalhamento fluvial de sedimentos glaciais prévios nota-se uma boa classificação e menor expansão textural do que os siltes anteriormente tabelados e, com respeito aos siltitos "B" revelam-se não só mais bem selecionados como também menos expandidos. Entretanto ambas as procedências revelam flagrante mistura textural com a fração argila.

Comparando-se os dados texturais dos vários siltes apresentados nas tabelas 5, 6, 7 e 8, com o quadro III, podemos fazer duas afirmações:

1) Quanto ao número de classes texturais os siltitos "B" se aproximam dos siltes depositados em pequenos rios. Quanto ao teor da argila em mistura com a textura silte, evidentemente os sedimentos de lavagem glacial se aproximam mais. Entretanto, como já se afirmou adrede, os sedimentos finos desligam-se do agente geológico, para representar melhor as condições físicas do ambiente da sedimentação. A siltação exige águas relativamente quèdas, importando pouco sejam elas marinhas, fluviais, áquo-glaciais ou lacustres.

2) No tocante à moda textural já existe uma relação íntima com o agente geológico, o que não se verifica nos sedimentos grosseiros onde passa a representar não mais o caráter do agente, porém a sua competência. Como a siltação se dá em águas quèdas, o valor da moda é uma relíquia da fase do transporte e pode assim representar o agente geológico responsável. No quadro V, vemos que há semelhança da moda com os sedimentos fluviais ou marinhas. Entretanto os marinhas também podem ter ótimos em tamanhos inferiores, enquanto os fluviais não são portadores de moda textural tão fina.

#### QUADRO V

##### MODA TEXTURAL

*Comparação entre os dados de UDDEN e siltitos da usina de Peixotos*

Classes	Silte lacustre	Silte marinho	Silte ribeirão	Silte fluvial	Amostras "B"	Silte glacial
2 — 1	—	—	—	—	—	—
1 — 1/2	—	—	—	—	—	—
1/2 — 1/4	—	—	—	—	—	—
1/4 — 1/8	—	—	—	—	—	—
1/8 — 1/16	—	2	—	—	—	—
1/16 — 1/32	2	4	—	4	3	1
1/32 — 1/64	1	3	3	—	—	4
1/64 — 1/128	—	4	1	—	—	5
1/128 — 1/256	—	—	—	—	—	—
Abaixo 1/256	—	—	—	—	—	—

O quadro VIII trata de uma comparação entre o número de classes texturais de vários siltes e os siltitos das amostras "B". Observa-se que os siltes

glaciais mais freqüentemente exibem 5 classes; os marinheiros 6 classes. Os siltes em grandes rios expandem-se de 9 a 12 classes, ficando a maior parte da textura (acima de 1%) em 6 classes quando o depósito é realizado nas partes finais do perfil longitudinal. Os siltes em pequenos rios vão de 6 a 9 classes e, neste caso, a maioria da granulação fica entre 7 e 8 classes (acima de 1%)

## QUADRO VI

## EXPANSÃO TEXTURAL DE AREIAS

(PETTJOHN, 1951, UDDEN, 1914)

N.º classes	Praias	Dunas	Lavagem glacial	Fluvial	Lacustre	Ribeirões	A-1	A-2
1	—	—	—	—	—	—	—	—
2	23	2	—	—	—	—	—	—
3	49	9	3	9	3	—	—	—
4	14	23	—	20	3	—	—	—
5	4	18	—	37	—	—	—	—
6	1	1	8	56	—	—	—	—
7	—	—	23	35	—	3	—	—
8	—	—	17	9	—	2	—	—
9	—	—	5	4	—	—	1	—
10	—	—	1	—	—	1	—	1

## QUADRO VII

## ANÁLISE COMPARATIVA DA CLASSE TEXTURAL MAIS FREQUENTE EM AREIAS

Classes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	M-10	A-1	A-2
1	— 1/2	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—
1/2	— 1/4	1	2	2	—	1	10	—	1	1	1	1
1/4	— 1/8	2	20	1	1	—	7	8	2	9	—	—
1/8	— 1/16	78	4	—	—	—	—	1	1	—	—	—
1/16	— 1/32	28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1/32	— 1/64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1/64	— 1/128	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1/128	— 1/256	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Abaixo	1/256	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

## LEGENDA

- 1 — Série Bauu, FREITAS (1955)
- 2 — Formação Botucatu, BIGARELLA, (1949)
- 3 — Formação Pirambóia, BIGARELLA, (1949)
- 4 — Arenito Jordan, PETTJOHN, (1951)
- 5 — Arenito St Peter, PETTJOHN, (1951)
- 6 — Areias de praia do lago Michigan, PETTJOHN, (1931)
- 7 — Areias da Praia Grande, FREITAS, (1951)
- 8 — Areias da Praia do Guaujá, FREITAS, (1951)
- 9 — Areias fluviais, UDDEN, (1914)
- M-10 Cimento do conglomerado Bauu, FREITAS, (1955)
- A-1 Arenito conglomerático (cimento) de Peixotos
- A-2 Idem

QUADRO VIII  
NÚMERO DE CLASSES TEXTURAIS

*Sedimentos silticos*

<i>N.º classes</i>	<i>Silte lacustre</i>	<i>Silte marinho</i>	<i>Silte ribeiões</i>	<i>Silte grandes rios</i>	<i>Silte águo-glacial</i>	<i>Amostras "B"</i>
1	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	1	—
5	—	1	—	—	2	—
6	—	7	1	—	2	—
7	—	4	1	—	—	2
8	—	1	1	—	—	1
9	—	1	1	1	—	—
10	1	—	—	1	—	—
11	2	—	—	1	—	—
12	—	—	—	1	—	—

Do exame do quadro VIII apua-se que os siltitos "B" são com maior propriedade equiparáveis aos siltes depositados atualmente em pequenos cursos d'água, rios de pouca extensão, onde o ambiente físico não proporciona meios para diluição textural e classificação excelente

IV — ANÁLISE ESTATÍSTICA

São adotadas como medidas estatísticas do sedimento as derivadas dos quartéis, tais como A) Mediana, B) 1º e 3º quartéis, C) Coeficiente de seleção, D) Desvio aritmético dos quartéis, E) Grau aritmético de simetria e F) Grau geométrico de assimetria

1 — *Sedimentos arenosos*

Compreendem as amostras A-1 e A-2, segundo dados da análise textural. O quadro IX estampa os resultados da análise estatística

A — MEDIANA

A *mediana* indica o ótimo da competência na deposição do sedimento; nas amostras "A" tem o valor de 0,260 mm para A-1 e 0,280 mm para A-2. Trata-se de um valor médio, pois em sedimentos arenosos a mediana raramente excede 0,600 mm

QUADRO IX  
ANÁLISE ESTATÍSTICA

<i>MD</i>	<i>Q<sub>3</sub></i>	<i>Q<sub>1</sub></i>	<i>QDa</i>	<i>So</i>	<i>Log So</i>	<i>SKa</i>	<i>SK</i>
A—10,260	0,420	0,044	0,188	3,09	0,4897	-0,028	0,273 = A—1
A—20,280	0,420	0,150	0,135	1,67	0,2235	+0,005	0,803 = A—2

O quadro X exprime comparação entre medianas máximas e mínimas de vários sedimentos arenosos de diversas origens

## QUADRO X

## MEDIANAS DE SEDIMENTOS ARENOSOS

N <sup>o</sup>	Procedências	Origem	Máxima mm	Mínima mm	So
1	Rio Mississipe (PETTJOHN, 1951)	Fluvial	0,810	0,180	1,35
2	Rio Vermelho (idem)	»	0,250	0,110	1,24
3	Rio Velho (idem)	»	0,490	0,200	1,23
4	Rio Upper Grande (idem)	»	0,550	0,160	1,19
5	Série Bauu	»	0,410	0,210	2,13
6	Arenito Botucatu (1904) BIGARELLA, 1949)	Eólico	0,269	0,122	1,38
7	Arenito Botucatu (1905) (idem)	»	0,343	0,055	1,93
8	Arenito Botucatu (1931) (idem)	»	0,381	0,111	1,72
9	Arenito Botucatu (RS-1) (idem)	»	0,240	0,130	1,63
10	Arenito Botucatu (RS-6) (idem)	»	0,246	0,235	1,24
11	Areia de duna (FREITAS, 1951)	»	0,150	0,150	1,17
12	Areia de duna (idem)	»	0,155	0,155	1,15
13	Areia da Praia Grande (idem)	Mainho	0,155	0,135	1,19
14	Areia da Praia de Guarujá (idem)	»	0,167	0,155	1,16
15	Areia na argem sul Long Island (PETTJOHN, 1951)	»	0,480	0,230	1,32
16	Areia norte baía Chasepeak (idem)	»	0,540	0,150	1,29
17	Areia de New Jersey (idem)	»	0,700	0,150	1,27
18	Areia sul baía Chasepeake (idem)	»	1,250	0,160	1,41
19	Areia de Carolina do Sul (idem)	»	0,300	0,100	1,31
20	Areia da Flórida (idem)	»	0,690	0,130	1,42
21	Areia da baía do cabo Cod (idem)	»	0,830	0,310	1,26
22	Amostras "A" de Peixotos, MG	—	0,280	0,260	$\left\{ \begin{array}{l} 1,67 \\ 3,09 \end{array} \right.$

Do exame deste quadro conclui-se que a mediana não exprime com o seu valor a natureza do agente geológico responsável pelo depósito, porém apenas a sua competência

B — QUARTÉIS ( $Q_1$  &  $Q_3$ )

Os valores dos quartéis,  $Q_1$  e  $Q_3$ , demonstram estar o sedimento das amostras "A" dentro da *textura areia*, segundo o critério de NICGLI (1951). A amostra A-2 satisfaz plenamente esta classificação tendo  $Q_3 = 0,420$  mm e  $Q_1 = 0,150$  mm. Na amostra A-1 o primeiro quartel desce abaixo do mínimo proposto por NICGLI (1951) (fig 10, p 27) que é 0,062 mm, para atingir 0,044 mm, dentro da classe do silte, o que lhe qualifica a designação de arenito siltoso.

Em termos de competência o valor de  $Q_3$  exprime um bom valor (0,420 mm). Podemos apreciar a variação dos quartéis em vários sedimentos para obter uma possível relação com o agente geológico, como veremos nas tabelas 9, 10 e 11.

TABELA 9

## AREIAS DEPOSITADAS POR PEQUENOS CURSOS D'ÁGUA

	$Q_3$ mm	$Q_1$ mm	$Md$ mm	$So$
1 — Areia de regato, Linwood Springs, Iowa, n° 64, UDDEN (1914)	0,675	0,300	0,460	1,50
2 — Areia de regato, Linwood Springs, Iowa, n° 65, idem	0,500	0,180	0,320	1,66
3 — Areia de enchente de regato, Linwood Springs, Iowa, n° 66, idem	0,400	0,180	0,270	1,49
4 — Areia de um regato, Ardmore, S Dakota, n° 68, idem	0,250	0,125	0,180	1,41

Vemos que as características estatísticas da mediana e quartéis da amostra A-2 parecem ajustar-se perfeitamente aos caracteres do sedimento relacionado sob o número 3

TABELA 10

	$Q_3$ mm	$Q_1$ mm	$Md$ mm	$So$ mm
1 — Areia áquo-glacial, camada horizontal, WYANET, Ill. n.° 19, UDDEN, (1914)	0,500	0,156	0,280	1,78
2 — Areia áquo-glacial, camada diagonal, WYANET, Ill n° 20, idem	0,360	0,156	0,250	1,52
3 — Areia áquo-glacial, camada oblíqua, WYANET, Ill, n° 21, idem	0,300	0,150	0,220	1,41
4 — Amostra A-1, usina de Peixotos	0,420	0,044	0,260	3,09
5 — Amostra A-2, idem	0,420	0,150	0,280	1,67

Nesta tabela o coeficiente de seleção da amostra A-1 discrepa evidentemente dos sedimentos áquo-glaciais que provêm de um retrabalhamento e, conseqüentemente, exibem um aprimoramento do valor de  $So$ . Quanto às amostras A-1 e A-2 trata-se naturalmente de um mesmo sedimento, de modo que as variações encontradas nos valores dos quartéis e do coeficiente de seleção devem ser creditadas a um agente fluvial onde tais flutuações são o caráter distintivo. Um sedimento áquo-glacial é bastante homogêneo em toda a sua coluna por provir de retrabalhamento de depósitos prévios.

TABELA 11

## AREIAS DEPOSITADAS POR GRANDES CURSOS D'ÁGUA

	$Q_3$	$Q_1$	$Md$	$So$
1 — Areia de praia do Mississipe, Buffalo, Iowa, n° 85, UDDEN, (1914)	0,625	0,230	0,380	1,65
2 — Areia do rio Mississipe, Rock Island, Ill. n° 86, idem	0,240	0,140	0,185	1,31
3 — Areia do fundo do rio Mississipe, Buffalo, Iowa, n° 87, idem	0,205	0,130	0,170	1,25
4 — Areia de aluvião do rio Mississipe, Davemport, Iowa, n° 100, idem	0,180	0,050	0,095	1,90

Vemos que estes sedimentos estudados por UDDEN (1914) são tipicamente fluviais por obedecerem ao princípio hidrodinâmico de INMAN (1949), tão bem aplicável aos depósitos da série Bauru (FREITAS, 1955). Já as amostras "A" não obedecem ao princípio de INMAN (1949), mostrando que a sua deposição não se deu no ambiente clássico da deposição fluvial, onde encontramos os leques aluviais, planos de inundação, planos aluviais, lagoas, calhas, etc

### C — DESVIO ARITMÉTICO DOS QUARTÉIS

Tomando-se  $Q_3$  e  $Q_1$  como pontos extremos da flutuação da granulação, na parte representativa da classificação de tamanhos do sedimento, nota-se que as amostras "A" exibem uma grande variação relativa. Os valores de  $QDa$  são 0,188 mm para A-1 e 0,135 mm para A-2. Os arenitos da série Bauru, estudados por este autor (1955), não mostram tamanha variação na granulação com respeito à mediana, fato expresso na tabela 12.

TABELA 12

#### VALORES DE $QDa$ EM ARENITOS BAURU

<i>Sondagens</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>
1 — Sondagem de Catanduva	0,010	0,036
2 — Sondagem de Tanabi	0,027	0,091
3 — Sondagem de Jales	0,028	0,092
4 — Sondagem de Marília	0,048	0,188
5 — Sondagem de Lins	0,036	0,091

O valor alto de  $QDa$  indica que o agente geológico foi dotado de grande flutuação na competência, torrentes turbulentas capazes de imprimir ao sedimento as suas variações súbitas de competência. Nenhum agente, melhor do que o fluvial torrencial para marcar o sedimento com tais características do valor do  $QDa$ .

### D — COEFICIENTE DE SELEÇÃO

Os valores das medianas das amostras "A" são superiores a 0,180 mm. Aplicando-se a regra de INMAN (1949), que atribui aos sedimentos arenosos de Md acima de 0,180 mm, ou abaixo, uma seleção pobre, verificamos que as amostras A-1 e A-2 não satisfazem a esta regra hidrodinâmica fluvial dos depósitos em ambiente fluvial típico (planos aluviais, planos de inundação, calhas, lagoas, deltas, etc). Na amostra A-1 a mediana tem o valor de 0,260 mm e  $So$  igual a 3,09; na amostra A-2 a mediana tem o valor de 0,280 (superior a A-1) e  $So$  igual a 1,67 devendo, neste caso, ser pior selecionada de acordo com o princípio de INMAN (1949).

As relações estatísticas entre a mediana e o coeficiente de seleção negam a estes sedimentos deposição em ambiente fluvial típico, característico de um

grande curso d'água. A natureza fluvial do agente, porém, não fica prejudicada senão na parte do ambiente da deposição.

A variação de  $S_o$ , em um mesmo sedimento, é predicado dos depósitos fluviais pela natureza física do transporte fluvial, onde as variações do fluxo do veículo são características intrínsecas do agente geológico.

Outra conclusão patente no valor de  $S_o$  reside na boa seleção do sedimento segundo a regra de TRASK (1932), pois somente os sedimentos cujo valor de  $S_o$  seja superior a 4,5 devem ser tidos como mal selecionados. As amostras "A" não apresentam as características seletivas de um depósito glacial.

O valor de  $S_o$  não se enquadra no tipo dos depósitos eólicos, marinhos ou lacustres, dada a grande variação experimentada nas amostras "A". Nas tabelas 9, 10 e 11 são apresentados os valores expressivos de  $S_o$  para os sedimentos depositados por pequenos cursos d'água, áquo-glaciais e marinhos.

No quadro X acham-se comparados os coeficientes de seleção de sedimentos fluviais, eólicos e marinhos, onde ressalta que os coeficientes de seleção dos sedimentos fluviais são mais altos do que os sedimentos marinhos e eólicos.

#### E — GRAU ARITMÉTICO DE SIMETRIA

Esta medida estatística tem conexão com a deposição da carga. Quando a classificação fôu ideal  $SK_a = 0$ , indicando que a carga ao momento da sedimentação achava-se com o material classificado em tamanhos progressivamente crescentes nas suas dimensões.

Na amostra A-1 deparamos no quadro IX um valor negativo para  $SK_a$  ( $-0,028$ ), fator indicador da posição da mediana para o lado grosso na curva de frequência acumulada, resultando nessa curva uma assimetria para o lado direito, isto é, para o lado da mistura textural fina. Na amostra A-2, tal relação aparece invertida; o valor de  $SK_a$  é positivo ( $+0,005$ ), colocando a mediana para o lado dos grãos finos, resultando na curva de frequência acumulada uma assimetria para a esquerda, do lado da mistura grossa. A deslocação da mediana em A-2 é insignificante para o lado fino, cêica de 5 milésimos, o que praticamente lhe dá uma simetria quase perfeita.

Na amostra A-2 o valor de  $SK_a$  já indica o fim de uma tubulência no ambiente da deposição. Estratigraficamente temos a confirmação, pois superiormente temos os siltitos descansando sobre A-2. A queda da tubulência permitiu que a carga fôsse aliviada de acôrdo com os atributos de classificação adquiridos no transporte, isto é, não houve seleção na deposição. O ambiente físico capaz de prover tal mecanismo é reencontrável no piemonte, onde as correntes torrenciais das montanhas repentinamente dejetam em um plano, perdendo rapidamente sua competência e habilidade. Como o transporte foi violento houve capacidade seletiva, fato que os sedimentos "A" exibem; houve também abiação nos minerais, o que a textura superficial e o grau de arredondamento confirmam.

A amostra A-1, que descansa inconformável sôbre a série de Minas, mostra uma deposição seletiva, onde o material fino ainda pôde ser mobilizado aliviando-se apenas a porção mais grosseira da carga, justamente o que acontece nas partes inferiores do piemonte. Aliás os demais dados estatísticos e textuais pronunciam-se a favor de um agente geológico fluvial e uma deposição fluvial, porém distinta do tipo clássico de planos aluviais, deltas fluviais, lagoas, planos de inundação e calhas porque o princípio de INMAN (1949) não se aplicara neste caso.

#### F — GRAU GEOMÉTRICO DE ASSIMETRIA

Exprime estatisticamente relações entre a mediana e a moda; SK sendo igual a 1 significa moda coincidindo com a mediana. A mediana resulta da deposição do sedimento, enquanto a moda resulta da habilidade do veículo responsável, no momento da deposição, quanto ao seu ótimo de transporte. Por esta razão a moda é a granulação mais freqüente.

Nas amostras A-1 e A-2 o valor do grau geométrico de assimetria é sempre inferior a 1, isto é, a moda fica à esquerda da mediana, tem valor superior ao da mediana, colocando-se mais perto de  $Q_3$ , do lado da mistura grossa resultando uma assimetria para a direita, do lado da mistura fina, na curva simples de freqüência. Esta posição da moda indica um transporte provido de grande competência de modo que o ótimo da granulação é superior ao ótimo da deposição marcado pelo valor da mediana. Quanto mais súbita é a perda de velocidade do veículo tanto mais afastada fica a moda da mediana, porque as águas repentinamente remansadas ocasionam uma dejeção grande da mistura fina que leva a mediana para o lado fino e deixa a moda do lado grosso. Quando o veículo é muito tranqüilo, como no mar e nos lagos, a moda tende a passar para o lado fino ficando inferior ao valor da mediana.

#### 2 — Sedimentos siltosos

Compreendem as amostras "B", cuja análise estatística vai estampada no quadro XI

#### QUADRO XI

##### ANÁLISE ESTATÍSTICA

	$MD$	$Q_3$	$Q_1$	$QDa$	$So$	$Log So$	$SKa$	$SK$
B-1	0,018	0,035	0,004	0,015	2,96	0,471292	+0,003	0,432
B-2	0,017	0,034	0,003	0,015	3,36	0,536339	+0,002	0,352
B-3	0,017	0,034	0,003	0,015	3,36	0,536339	+0,002	0,352

#### A — MEDIANA

Comparando-se a mediana de vários sedimentos tabulados no quadro XII apuia-se um valor assaz baixo para êstes siltitos em exame.



## QUADRO XII

## MEDIANAS E COEFICIENTES DE SELEÇÃO DE SEDIMENTOS SILTOSOS

<i>Sedimentos</i>	<i>Máxima</i>	<i>Mínima</i>	<i>So médio</i>
1 — Sondagem de Tanabi (Série Bauru)	0,038	0,034	4,77
2 — Sondagem de Catanduva (Série Bauru)	0,042	0,016	3,78
3 — Sondagem de Jales (Série Bauru)	0,039	0,021	5,29
4 — Sondagem de Lins (Série Bauru)	0,055	0,004	3,30
5 — Sondagem de Marília (Série Bauru)	0,050	0,007	4,92
6 — Amostras "B" (Usina de Peixotos)	0,018	0,017	3,92
7 — Siltes Lacustres (UDDEN, 1914)	0,075	0,050	2,00
8 — Siltes em Grandes Rios (UDDEN 1914)	0,160	0,075	1,79
9 — Siltes em Pequenos Rios (UDDEN 1914)	0,062	0,040	1,66
10 — Siltes Marinheiros (UDDEN 1914)	0,150	0,025	1,52
11 — Siltes Áquo-Glaciais (UDDEN 1914)	0,027	0,005	1,73

Devido à imaturidade textural dos siltitos das amostras "B" ainda existe grande quantidade de argila como diluente textural, acarretando conseqüentemente uma baixa nos valores das medianas. Quanto aos valores máximos de MD nenhum sedimento do quadro XII é equiparável às amostras "B"; nos valores mínimos apenas a amostra da sondagem de JALES, silito da série Bauru, de origem fluvial segundo FREITAS (1955)

Nos sedimentos finos o valor da mediana, inexpressivo nos sedimentos arenosos e rudáceos quanto ao agente geológico, passa a ter certo valor interpretativo no que tange à natureza do veículo. As amostras "B" possuem, evidentemente, uma valor baixo em comparação com outros siltitos e siltes; as grandes massas d'água, como os lagos e mares possuem energia suficiente para diluir a argila da textura e, conseqüentemente, elevarem valor da mediana dos siltes. Os siltes áquo-glaciais têm valores mais baixos por serem reclassificação de sedimentos argilosos glaciais, onde a fração argila ainda ponderavelmente domina na textura. Resta-nos apenas os siltes de origem fluvial, onde as condições físicas do agente e do meio da sedimentação propiciam certa variação no valor das medianas e, segundo dados do quadro XII, será onde se poderia enquadrar melhor a mediana dos siltitos das amostras "B"

B — QUARTÉIS ( $Q_1$  &  $Q_3$ )

Segundo a classificação de NIGGLI (1951, fig 10) os valores de  $Q_1$  e  $Q_3$  ficam dentro dos limites da textura silte. Os quartéis exprimem competência em primeiro lugar, sendo, por isso, interessante comparar os valores das amostras "B" com outros de agentes geológicos conhecidos. A tabela 13 trata dos valores dos quartéis em siltes depositados em pequenos rios, segundo dados de UDDEN (1914)

TABELA 13  
SILTOS EM PEQUENOS RIOS

	$Q_3$	$Q_1$	<i>Md</i>	<i>So</i>
1 — Aluvião recente (UDDEN, 1914, n° 70) Barton Creek, Austin, Texas	0,110	0,040	0,062	1,66
2 — Silte recente (UDDEN, 1914, n° 71) 5 milhas N de Ardmore, S Dakota	0,095	0,031	0,050	1,73
3 — Aluvião recente (UDDEN, 1914, n° 72) Baltimore, Maryland	0,070	0,020	0,040	1,87
4 — Silito, usina de Peixotos, M G	0,034	0,003	0,017	3,36

Positivamente não há semelhança entre as amostras "B" e as rochas estudadas por UDDEN (1914) quanto à competência. Os siltitos de Peixotos depositaram-se em um meio aquoso muito tranqüilo, capaz de decantar a fração argila concomitantemente. Somente uma região muito plana seria capaz de prover o ambiente físico intrínseco a esta sedimentação. A própria estratificação da rocha, horizontal, em leitos milimétricos condiz com a quietude do meio.

Na tabela 14 são apresentados os siltes em grandes rios; verifica-se um aumento da capacidade e da competência em comparação com os pequenos rios. Desta maneira, os valores das medianas de tais sedimentos ainda mais se afastam dos valores das medianas dos siltitos "B" de Peixotos.

TABELA 14  
SILTES EM GRANDES RIOS

<i>Sedimentos</i>	$Q_3$	$Q_1$	<i>Md</i>	<i>S<sub>0</sub></i>
1 -- Aluvião recente, UDDEN (1914, n.º 101) E de Davenport, Iowa	0,154	0,060	0,095	1,58
2 -- Fundo do rio Mississipi, (idem, n.º 102) Buffalo, Iowa	0,240	0,075	0,160	1,79
3 -- Fundo do rio Mississipi, (idem, n.º 104) Buffalo, Iowa	0,136	0,042	0,075	1,80
4 -- Silito, usina de Peixotos, M G	0,031	0,003	0,017	3,36

Na tabela 15 estão anolados alguns dados expressivos sobre os siltes lacustres.

TABELA 15  
SILTES LACUSTRES

	$Q_3$	$Q_1$	<i>Md</i>	<i>S<sub>0</sub></i>
1 -- Depósito argiloso, UDDEN (1914, n.º 111) Lago Água Clara, Wisconsin	0,115	0,035	0,065	1,82
2 -- Depósito argiloso, UDDEN (1914, n.º 112) Lago Água Clara, Wisconsin	0,140	0,035	0,075	2,00
3 -- Argila vermelha glacial (idem, n.º 113) Amnicon, Wisconsin	0,090	0,030	0,050	1,71
4 -- Silito "B", usina de Peixotos, M G	0,034	0,003	0,017	3,36

Como nos siltes marinhos, o ambiente teve energia suficiente para diluir o componente argila na textura e, conseqüentemente, elevar os valores dos quartéis. Nestes termos será incompatível com a análise estatística atribuída a sedimentação dos siltitos "B" em grandes massas de água, tais como mares ou lagos. O material foi sedimentado em pequenas massas de água, sem energia, e em planícies — único meio físico capaz de prover a mistura das fases texturais silte e argila, ao lado de pequena competência.

A tabela 16 apresenta os caracteres estatísticos de alguns sedimentos marinhos típicos da classe dos siltitos, estudados por UDDEN (1914).

TABELA 16  
SILTES MARINHOS

<i>Sedimentos</i>	$Q_3$	$Q_1$	$Md$	$So$
1 — Silte de fundo de pôrto, UDDEN (1914, n.º 121) Salem, Massachusetts	0,220	0,095	0,150	1,52
2 — Silte de fundo de pôrto, (idem, n.º 122) Fort Monoe, Virgínia	0,200	0,028	0,090	2,65
3 — Silte de fundo de pôrto (idem, n.º 133) Sea Wall, costa atlântica	0,044	0,016	0,025	1,64

Os siltes provenientes de águas de degêlo retrabalhando sedimentos glaciais prévios apresentam semelhança com os siltitos "B" quanto aos valores dos quartéis, principalmente porque os siltes áquo-glaciais são imaturos, ricos de argila, exatamente a feição textural dos siltitos "B". Entretanto, o coeficiente de seleção exclui o bom término desta comparação; os sedimentos áquo-glaciais, por provirem de retrabalhamento, são excelentemente classificados quanto ao valor de  $So$ , em contraste com o material das amostras "B", como se pode verificar no exame da tabela 17

TABELA 17  
SILTES ÁQUO-GLACIAIS

<i>Sedimentos</i>	$Q_3$	$Q_1$	$Md$	$So$
1 — Silte áquo-glacial de uma camada Clinton, Iowa, UDDEN, (1914, n.º 46)	0,045	0,015	0,027	1,73
2 — Silte áquo-glacial de camada fina Clinton, Iowa, UDDEN (1914, n.º 51)	0,010	0,0023	0,005	2,00
3 — Silte áquo-glacial de camada simples Clinton, Iowa, UDDEN (1914, n.º 50)	0,025	0,010	0,018	1,52
4 — Siltito "B", usina de Peixotos, M. G.	0,031	0,003	0,017	3,36

#### C — DESVIO ARITMÉTICO DOS QUARTÉIS

As amostras "B" mostram o mesmo valor de  $QDa$ , isto é, 0,015 mm. Trata-se de uma pequena variação na competência do veículo ao momento da deposição. Tais condições demandam fisicamente uma planície, capaz de oferecer o ambiente de uma quietude grande ao meio da sedimentação. Comparando-se com dados da série Bauru, estudada por FREITAS (1955), observa-se que o meio da sedimentação dos siltitos Bauru era completamente diferente, consistindo em planos de inundação, lagoas, etc. onde fisicamente sempre havia movimentação unidirecional da água. Aliás os dados da tabela 18 são auto-explicativos nesse particular.

TABELA 18

## DESVIO ARITMÉTICO DOS QUARTÉIS EM SILTITOS

<i>Siltitos</i>	<i>Máximo</i>	<i>Mínimo</i>
1 -- Sondagem de Catanduva	0,035	0,016
2 -- Sondagem de Tanabi	0,042	0,037
3 -- Sondagem de Jales	0,097	0,017
4 -- Sondagem de Lins	0,022	0,009
5 -- Sondagem de Marília	0,036	0,021
6 -- Usina de Peixotos	0,015	0,015

## D — COEFICIENTE DE SELEÇÃO

Nas tabelas 13, 14, 15, 16 e 17 podemos averiguar que os siltitos "B" são normalmente selecionados, obedecendo-se à regra de TRASK (KRUBEIN & PETTIPOND, 1938), e ultrapassam seus coeficientes de seleção os dois demais sedimentos ali listados, que são bem selecionados

A contaminação do *silte* com a textua *argila* explica a classificação das amostras "B" Um sítio de deposição rápida fabrica um sedimento com tais características de diluição textural — uma mistura de vários ingredientes granulométricos que fatalmente redundam em seleção que não é excelente

Os sedimentos glaciais são evidentemente mal selecionados, com coeficiente superior a 4,5, valor este que os siltitos "B" não atingem para se colocarem na faixa de um sedimento ortoglacial O valor do coeficiente de seleção dos siltitos "B" equipara-se ao dos siltitos da série Bauu estudada por FREITAS (1955), em parte apresentados no quadro XII, o que significa pois uma origem fluvial em ambientes físicos desse meio onde há possibilidade de águas tranquilas

Para o caso dos siltitos da série Bauu, pela aplicação integral do princípio hidrodinâmico de INMAN (1949), não padece dúvida quanto à posição de tais sítios de deposição que são as lagoas e planos de inundação Com os siltitos "B", que não obedecem à regra de INMAN (1949), também depositados por súbita parada das águas fluviais, os sítios de deposição não podem ser localizados nas partes finais dos perfis longitudinais dos cursos fluviais, mas nas partes altas, o que equivale a um ambiente piemontico, onde grandes planícies seccionam as cabeceiras fluviais onde a drenagem é torrencial e vigorosa

## E — GRAU ARITMÉTICO DE SIMETRIA

O valor de SKa destes siltitos é de + 0,003 e + 0,002, apresentando consequentemente uma pequena dissimetria na curva de frequência acumulada, colocando-se a mediana para o lado dos grãos finos Aliás a presença de muita argila nestes siltitos, como importante diluente textural, deixava prever essa assimetria para o lado fino Malgrado esse fato a dissimetria é pequena, indicando a realização de uma classificação normal

Um transporte longo naturalmente classifica bem os tamanhos ou a alternativa de um transporte vigoroso. Como os sítios de deposição não estão nos finais dos cursos fluviais segue-se que o transporte foi vigoroso, indicando águas providas de alta velocidade para executar a curto prazo esse trabalho seletivo. Tal propriedade reencontramos nas torrentes piemônticas.

O valor de SKa positivo (+) indica a deposição de material com preponderância da mistura fina, isto é, deposição rápida para produzir a decantação das frações finas. Tal elemento físico pode ser atribuído positivamente a uma planície interceptora de águas torrentiais, grandemente habilitadas a uma seleção normal. Por estas razões o valor de SKa (+) confirma a configuração de um piemonte para a sedimentação dos siltitos "B".

#### F — GRAU GEOMÉTRICO DE ASSIMETRIA

O valor de SK neste material é sempre inferior a 1. A assimetria na curva de frequência simples fica residindo à direita; a moda, conseqüentemente, ficou do lado dos grãos grossos e a mediana do lado da mistura fina (mediana mais fina do que a moda). Quando a mediana é mais fina do que a moda, como neste caso das amostras "B", predominou a sedimentação em águas tranquilas, onde a quietude do veículo permitiu a deposição da parte mais fina em maior quantidade do que a grossa representada pela moda. Como o transporte fôra turbulento e vigoroso, com grande competência, a moda apresenta um valor sensivelmente superior à dimensão da mediana, situando-se mais perto de  $Q_3$ .

O mesmo fato se passa com os sedimentos da série Bauuu estudados por FREITAS (1955), onde a moda permanece sempre ao lado de  $Q_3$ . Entretanto, na série Bauuu, a mediana ora reside na parte fina ( $Q_1$ ), ora na parte grossa ( $Q_3$ ), mas sempre do lado direito da moda (apenas em uma amostra a mediana é mais grossa do que a moda na série Bauuu, FREITAS (1955, p. 65)).

#### V — MATURIDADE TEXTURAL

A maturidade textural, segundo o conceito de FOLK (1951), dos sedimentos "A" e "B", acha-se expressa na tabela 19.

TABELA 19

#### MATURIDADE TEXTURAL

Amostras	Areia	Silte	Argila	So	Perda
	%	%	%		%
A—1	73,32	12,60	13,28	3,09	0,80
A—2	79,85	8,74	10,06	1,67	1,35
B—1	4,40	74,13	21,47	2,96	—
B—2	3,53	72,21	24,26	3,36	—
B—3	3,08	70,66	26,26	3,36	—

Todos os sedimentos da tabela 19 são imaturos, pois o teor de argila excede o limite mínimo de 5% para ficar no estágio submaturo. Todas as amostras são normalmente selecionadas (entre 2,50 e 4,50), com exceção de A-2 que é

bem selecionada. Coincide com este fato uma diminuição do teor de argila, o mais baixo apresentado pela seqüência de sedimentos da tabela 19.

Apura-se que não houve tempo para a extração da fração argila da textura das rochas "A" e "B" porque o veículo da sedimentação foi rapidamente desenergizado por uma rápida parada da velocidade. Esta quietude subitamente imposta ao material acarretou a sedimentação de toda a carga com as suas características texturais de imaturidade. O sítio da deposição fisicamente seria uma região plana colocada ao pé da drenagem torrencial, um ambiente piemontico típico, para produzir os caracteres de imaturidade reponados nas 5 amostras.

A fração argila é antipatética à fração areia; aumentando o teor de argila decresce o da areia e vice-versa. Nos arenitos o comportamento da fração silte é simpatética à argila e antipatética à areia; nos siltitos inverte-se a simpatia, — a fração silte é simpatética à fração areia e antipatética à fração argila. Somos conduzidos a esta regra no caso dos sedimentos de Peixotos, — *o componente textural mais importante em quantidade é sempre antipatético à argila*. Nos arenitos o componente mais importante é naturalmente a areia e, neste caso, torna-se antipática à argila; nos siltitos o componente mais importante é o silte e, então, torna-se antipático à argila.

Sedimentos imaturos textualmente indicam rápida subsidência, favorecendo tectonicamente a presença de falhas de tensão nesse mecanismo de abaixamento rápido. Tal fato concorda com o ambiente tectônico dos depósitos piemonticos que são justamente depositados ao pé de planícies junto a escarpas de falhas normais.

## VI — COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

### 1 — Fração leve

#### A — AMOSTRAS "A"

Os componentes minerais leves apresentam-se com a distribuição apresentada na tabela 20. Para maior compreensão das porcentagens o material foi dividido granulometricamente em dois grupos: 1 — Acima de 0,074 mm e 2 — Abaixo de 0,074 mm.

TABELA 20

#### COMPOSIÇÃO PORCENTUAL DO MATERIAL LEVE

	Acima	0,074 mm	Abaixo	0,074 mm
	A-1	A-2	A-1	A-2
	%	%	%	%
1 — Quartzo**	78,67	81,94	77,18	76,85
2 — Feldspato**	8,05	8,00	9,54	13,09
3 — Argila*	13,28	10,06	13,28	10,06

\* Determinada por decantação.

\*\* Determinado por contagem em lâmina delgada.

Para avaliar a fidelidade da contagem realizada em lâminas delgadas o mesmo material foi separado em bromofórmio, com densidade 2,55, obtida por diluição de etanol, obtendo-se o resultado exposto na tabela 21

TABELA 21

COMPOSIÇÃO DO MATERIAL LEVE DE GRANULAÇÃO SUPERIOR A 1/16 MM

<i>Minerais</i>	A—1	A—2
	%	%
1 — Quartzo	79,62	83,52
2 — Feldspato	7,10	6,42
3 — Argila*	13,28	10,06

\* Determinada pela decantação

Comparando-se os dados da tabela 20 com a 21, na parte referente à granulação superior a 1/16 mm (0,0625 mm) verifica-se notável concordância no teor de quartzo das amostras compulsadas. Assim A-1 tem na contagem 78,67% para 79,62% na separação; A-2 tem 81,94% na contagem para 83,52% na separação, resultados concordantes devido à contagem do quartzo e feldspato não apresentar nenhum problema graças à fácil identificação de ambos, embora o processo seja extremamente laborioso. O material abaixo de 0,074 mm mostra a porcentagem de feldspato, enriquecida naturalmente, porque à medida que a granulação abaixa, aumenta o feldspato, que mais decomposto ainda, vai dar a argila na fração fina.

A amostra A-1 mostra-se sempre mais rica em feldspato, tanto nos resultados da contagem quanto da separação, coincidindo este fato com maior porcentagem de argila. Este fato nos parece lógico porque o feldspato é uma argila em potencial e assim deve ocorrer em maior quantidade onde houver concomitantemente maior teor de argila. A amostra A-2, ao contrário, que é mais rica em quartzo, exhibe proporcionalmente menor quantidade de feldspato e argila.

O coeficiente de seleção acompanha a melhoria do teor de quartzo; na amostra A-2, que possui maior porcentagem de quartzo, também se verifica um coeficiente de seleção melhor (1,67)

## B — AMOSTRA "B"

A composição dos minerais leves das amostras dos siltitos vai exposta na tabela 22

TABELA 22

COMPOSIÇÃO PORCENTUAL DO MATERIAL LEVE DOS SILTITOS

<i>Minerais</i>	B—1	B—2	B—3
	%	%	%
1 — Quartzo	78,53	75,74	73,74
2 — Argila*	21,47	24,26	26,26

\* O tipo mineralógico da argila não foi determinado

## 2 — Resíduo pesado

## A — AMOSTRA "A"

A tabela 23 apresenta a composição mineralógica do resíduo pesado das amostras A-1 e A-2. Para melhor avaliação da distribuição dos minerais pesados nessas amostras procedemos a uma divisão da granulação arbitrando o tamanho 0,074 mm como limite entre dois grupos dimensionais. A tabela 24 expõe a composição dos minerais com a granulação inferior a 0,074 mm.

TABELA 23

## COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DO RESÍDUO PESADO

*Granulação acima de 0,074 mm*

<i>Minerais</i>	<i>A-1</i> %	<i>A-2</i> %
1 — Turmalina	46,37	53,00
2 — Topázio	11,38	1,00
3 — Estauolita	20,32	2,00
4 — Cianita	9,75	1,00
5 — Rutilo	9,75	23,00
6 — Zirconita	1,62	20,00
7 — Biotita	0,81	—

Comparando-se as porcentagens de A-1 com as de A-2 na mesma espécie mineral verifica-se que na amostra A-1, basal, que é mais grosseira, predominam minerais de rochas de granulação grosseira, principalmente o topázio cuja origem fica nos pegmatitos. Na amostra A-2, ao contrário, sendo mais fina além de Q<sub>3</sub> (quadro I), só oferece minerais que são originariamente pequenos na fonte do sedimento como o rutilo e a zirconita, embora ainda a turmalina se mantenha na dianteira indicando maior contribuição de rochas faneríticas.

TABELA 24

## COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DO RESÍDUO PESADO

*Granulação abaixo de 0,074 mm*

<i>Minerais</i>	<i>A-1</i> %	<i>A-2</i> %
1 — Zirconita	62,00	54,00
2 — Topázio	10,00	4,00
3 — Rutilo	10,00	6,00
4 — Brookita	7,00	8,00
5 — Turmalina	4,00	7,00
6 — Estauolita	1,00	—
7 — Monazita	1,00	1,00
8 — Biotita	3,00	17,00
9 — Cianita	2,00	2,00

Na granulação abaixo de 0,074 mm na amostra A-1 e na amostra A-2, a zirconita assume a liderança da freqüência, porque este mineral originariamente é de pequeno tamanho na fonte. Na amostra A-1, que possui muito material grosso além de Q<sub>3</sub> (quadro I) mostra esse caráter granulométrico na



presença de topázio ainda em muito boa porcentagem (10%), enquanto a amostra A-2 que não se expande muito além de  $Q_3$  a frequência cai para 4% nessa espécie. A turmalina que geralmente é grande no tamanho na fonte do sedimento perde, por esta razão, a sua importância na frequência.

As tabelas 25 e 26 exprimem as relações entre os opacos e os transparentes no resíduo pesado das amostras "A", também em função da granulação acima e abaixo de 0,074 mm.

TABELA 25

## RELAÇÃO ENTRE OPACOS E TRANSPARENTES

*Granulação acima de 0,074 mm*

1 — Opacos (ilmenita)	A-1 64%	A-2 74%
2 — Transparentes	A-1 36%	A-2 26%

Observa-se mais uma vez a influência da quantidade de granulação além do terceiro quartel, muito maior para A-1. Assim em A-1 os opacos têm menor porcentagem do que em A-2, porque sendo originariamente menores os grãos estes naturalmente se concentram na parte fina da textura do sedimento.

TABELA 26

## RELAÇÃO ENTRE OPACOS E TRANSPARENTES

*Granulação abaixo de 0,074 mm*

1 — Opacos (ilmenita)	A-1 76%	A-2 75%
2 — Transparentes	A-1 24%	A-2 25%

Na granulação inferior a 0,074 mm resulta em uma homogeneidade na distribuição do material opaco e transparente nas duas amostras, porque o material opaco tendo originariamente granulação pequena só pode ocorrer uniformemente no sedimento cuja granulação for da mesma gama da sua dimensão na fonte.

## B — AMOSTRAS "B"

A tabela 27 apresenta a composição mineralógica do resíduo pesado das amostras "B" por ordem decrescente de frequência.

Os minerais opacos são constituídos de 99% de ilmenita, mostrando assim alta seletividade.

TABELA 27

## COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DO RESÍDUO PESADO

<i>B-1</i>	<i>B-2</i>	<i>B-3</i>
1 — Zircônia	1 — Zircônia	1 — Zircônia
2 — Biotita	2 — Biotita	2 — Biotita
3 — Turmalina	3 — Turmalina	3 — Turmalina
4 — Cianita	4 — Cianita	4 — Cianita
5 — Rutilo	5 — Coindon	5 — Coindon
6 — Brookita	6 — Rutilo	6 — Rutilo
	7 — Brookita	

### 3 — *Análise qualitativa*

Suprime na lista dos minerais pesados a sua grande estabilidade química, cabendo à mica biotita representar uma pequena exceção com a sua moderada estabilidade. Trata-se, portanto, de uma seqüência de minerais inteiramente desfavorável a uma origem glacial ou eólica onde o clima assegua a preservação das espécies instáveis ao intemperismo químico. O 101 destes minerais, por outro lado, indica a presença de um clima pretérito na fonte dotado de alto intemperismo químico capaz de eliminar pela decomposição os minerais quimicamente instáveis. O baixo teor de feldspato concorda com o testemunho dos minerais pesados.

Outro fato digno de reparo reside na generosa predominância do material opaco sobre o transparente no cômputo total do resíduo pesado. Parece-nos que o material opaco seria originariamente de grande resistência química, enquanto o transparente sofreu uma seleção com a eliminação das espécies instáveis e assim decresceu quantitativamente, elevando negativamente o teor dos opacos.

Do ponto de vista da maturidade mineralógica estes sedimentos podem ser considerados supermaturos, porque a própria biotita ainda é um mineral estável embora em escala de resistência menor.

O comportamento da mica biotita nestes sedimentos merece um reparo especial. Este mineral aumenta quantitativamente à medida que a granulação da textura diminui. Na amostra A-1, na granulação acima de 0,074 mm a biotita ocupa uma porcentagem insignificante (0,81%); na granulação abaixo de 0,074 mm, tanto na amostra A-1 quanto na A-2 o seu valor em frequência cresce respectivamente para 3 e 17%. Nas amostras B-1, B-2, B-3, ocupa o segundo lugar em quantidade. Para PETTIJOHN (1951, p. 431) este fato se deve à pequena resistência física da biotita no transporte, pois além da natureza baixa possui excelente clivagem. Durante o transporte a biotita fica vulnerável ao desgaste mecânico, diminuindo progressivamente de tamanho consoante a intensidade abrasiva, acabando por se concentrar na textura silte segundo afirma PETTIJOHN (1951, p. 431): *“a concentração das micas nos siltes mais do que nas areias com as quais estiveram associadas na rocha matriz fica assim explicada”*

Nos minerais transparentes, os mais resistentes à abrasão, são a turmalina, o quartzo e a zirconita. O quartzo é o mais resistente, seguido pela turmalina na granulação acima de 0,074 mm ou pela zirconita na granulação abaixo daquele limite. A biotita testemunha que houve bastante abrasão mecânica no transporte, o que o grau de arredondamento confirma. Havendo abrasão forte significa, por outro lado, um transporte vigoroso que somente poderia ter sido operado por águas torrenciais do regime piemontico.

Pode-se verificar que há minerais simpatéticos uns aos outros, — isto é, o aumento da frequência de uma espécie está ligado ao de outra espécie que lhe é simpática. Há também minerais antipatéticos, cujo comportamento é oposto, pois o aumento do teor de uma espécie acarreta diminuição da espécie antipática. Dentro das considerações acima cabe dizer que a turmalina é simpatética com o topázio e com a estaurolita, minerais estes originariamente gran-

des na rocha matriz. Já a zirconita assume comportamento diferente, sendo simpatética com a biotita, rutilo e cianita. A biotita e a cianita devem sua simpatia ao fato de serem minerais vulneráveis à abiação, enquanto o rutilo e a zirconita devem sua simpatia ao fato de serem originariamente pequenos na rocha produtora do sedimento. Quanto maior a abiação sofrida pelo sedimento tanto maior será a simpatia entre estas quatro espécies.

A turmalina, o topázio, a silimanita e a estauolita são minerais de rochas faneríticas, isto é, são liberados com tamanho grande na fonte e, graças à sua resistência física e química, atravessam incólume todo o processo mecânico de desgaste do transporte e podem entrar no sedimento com um tamanho próximo ao original. São, assim, minerais da fração grossa.

Quanto ao mérito esta análise prova que houve um transporte vigoroso, com uma boa história abiasiva, anterior à deposição e que a fonte do sedimento se achava sob um clima pretérito quente e úmido capaz de fornecer um alto intemperismo químico para eliminar completamente as espécies mineralógicas instáveis do séquito pesado.

A ausência da granada pode ser interpretada como indicador de supermaturidade do sedimento pois este mineral é colocado por DRYDEN & DRYDEN (1946) no início da escala abiasiva, apesar da sua resistência química.

#### 4 — Rochas matrizes

Minerais como a estauolita e a cianita indicam rochas de metamorfismo dinamo-termal na fonte do sedimento.

O topázio indica rochas pegmatíticas graníticas. O rutilo e a ilmenita segundo o conceito clássico derivam de rochas ígneas básicas; entretanto no Brasil há freqüentemente gnaisses com ilmenita e rutilo, de modo que deveremos em parte atribuir a origem do rutilo, brookita e ilmenita em rochas metamórficas do arqueano.

A zirconita deriva de rochas ácidas ígneas, que são freqüentes no embasamento cristalino do Brasil. Também a turmalina, em parte, deve provir de rochas pegmatíticas e outra parte de turmalina-xistos.

A zirconita apresenta-se holoédica, indicando que não provém de sedimentos prévios, quando então se acha arredondada.

As rochas matrizes podem ser as da série de Minas e as do arqueano, em uma propoção difícil de avaliar.

#### 5 — Nomenclatura

##### A — ARENITOS

Para NIGGLI (1951, p. 27) o arenito é uma rocha definida textualmente pela textura areia que vai de 1/16 mm a 2 mm, onde  $Q_1$  fica acima de 1/16 mm e  $Q_3$  abaixo de 2 mm. Quando  $Q_1$  fica abaixo de 1/16 mm (0,062 mm) e  $Q_3$  ainda se conserva abaixo de 2 mm o arenito fica classificado como arenito siltico.

Na amostra A-1  $Q_1$  fica abaixo de 0,062 mm, com o valor de 0,044 mm e  $Q_3$  abaixo de 2 mm, com o valor de 0,420 mm, cabendo-lhe a classificação de arenito siltico

Na amostra A-2  $Q_1$  fica acima de 0,062 mm com o valor de 0,150 mm e  $Q_3$  com o valor de 0,420 mm, abaixo de 2 mm portanto Cabe-lhe a classificação de arenito Como porém há seixos espaços nesse arenito a classificação exata é de arenito conglomerático, do ponto de vista textural

Do ponto de vista mineralógico há a considerar o teor de feldspato que vai de 8,00% a 8,05% na granulção superior a 0,074 mm, e de 9,54% a 13,09% na granulção inferior a 0,074 mm no caso da contagem em lâminas No material separado pelo bromofórmio diluído com etanol a porcentagem de feldspato vai de 6,42% a 7,10% Adotando-se o critério de ΠΕΤΤΙΟΥΝ (1951, p 240), onde tratando dos arenitos êsse autor afirma: "*Tipos de transição, contudo, podem conter feldspato até 10% Êstes tipos são então designados arenitos feldspáticos*", devemos classificar tais rochas como arenitos conglomeráticos feldspáticos

## B — SILTITOS

Adotando-se, do ponto de vista textural, a classificação de NICGLI (ΠΕΤΤΙΟΥΝ, 1951, p 27) o siltito possui  $Q_1$  acima de 1/256 mm e  $Q_3$  abaixo de 16/16 mm

Examinando-se o quadro XI verifica-se que o valor de  $Q_1$  para  $B_1$  é igual a 0,004 mm, e para  $B_2$  e  $B_3$  igual a 0,003 mm; quanto ao valor de  $Q_3$ , apura-se para  $B_1$  o valor de 0,035 mm e para  $B_2$  e  $B_3$  o valor de 0,034 mm, valores êstes abaixo de 1/16 mm Tais amostras se referem a verdadeiros siltitos, em se tratando de material coerente

Opina PΕΤΤΙΟΥΝ: "*silte é material 1/16 e 1/256 mm em diâmetro ou um sedimento no qual 50% das partículas caem nessa amplitude Siltito é um silte endurecido Se possui clivagem camada ou fissilidade o siltito é um folhelho*" Entretanto, no Brasil, o siltito embora com estratificação ainda é considerado siltito, restringindo-se o termo folhelho a um argilito estratificado, de acordo com a escola europeia

## VII — PROPRIEDADES FÍSICAS DO SEDIMENTO

As propriedades físicas do sedimento são definidas por certas qualidades do sedimento tais como arredondamento, porosidade, cõil, densidade e permeabilidade, porém sem nenhum significado sistemático

### 1 — Arredondamento

Para melhor avaliação do grau de arredondamento as amostras de arenito foram estudadas com granulção acima e abaixo de 0,074 mm As amostras de siltito foram consideradas indivisas na granulção O índice de arredondamento foi obtido segundo a fórmula de WADELL (1932) onde  $A = S \frac{1}{R} \div N$

TABELA 28

## GRAU DE ARREDONDAMENTO DE ARENITOS

Grau de arredondamento índices de Wadell	Acima de 0,074 mm		Abaixo de 0,074 mm	
	A-1 %	A-2 %	A-1 %	A-2 %
0,70 — 0,79	—	4	—	—
0,60 — 0,69	21	20	7,30	12
0,50 — 0,59	35	20	31,70	16
0,40 — 0,49	30	44	51,25	44
0,30 — 0,39	14	8	9,75	20
0,20 — 0,29	—	4	—	8

Uma inspeção na tabela 28, na amostra A-1, mostra que este arenito na parte superior a 0,074 mm possui uma expansão de 4 graus de arredondamento, sendo o mais freqüente na classe 0,50–0,59. O valor de SKa negativo coloca a mediana do lado dos grãos grossos, resultando numa amostra mais grosseira que A-2. Sendo mais grosseira fatalmente apresentará melhor arredondamento quando o transporte fôr vigoroso, provido de forte abrasão, segundo depõe PETTIJOHN (1951, p. 53): “Os produtos de uma longa abrasão, por outro lado, mostram uma estreita correlação entre arredondamento e tamanho. Os tamanhos maiores são melhor arredondados”.

Na parte inferior a 0,074 mm a classe mais freqüente fica entre 0,40 e 0,49, um grau menor de arredondamento do que A-1 na parte superior a 0,074 mm. A expansão do arredondamento abrange 4 classes para A-1 e 5 classes para A-2, porque A-2 é sempre uma amostra mais fina texturalmente do que A-1. Observa-se novamente a estreita correlação entre tamanho e grau de arredondamento, indicando que estes sedimentos sofreram uma boa abrasão, fato confirmado pela seletividade dos minerais do resíduo pesado. A amostra mais fina tende sempre para um pior arredondamento.

TABELA 29

## GRAU DE ARREDONDAMENTO DE SILTITOS

Grau de arredondamento índices de Wadell	B-1 %	B-2 %	B-3 %
	0,60 — 0,69	3	3
0,50 — 0,59	13	17	9
0,40 — 0,49	23	27	25
0,30 — 0,39	45	47	35
0,20 — 0,29	16	6	29

Compulsando-se os dados referidos na tabela 29 apua-se o fato de que os siltitos são pior arredondados do que os arenitos, exatamente por serem textualmente mais finos. A classe mais freqüente, para tôdas as amostras, cai no índice 0,30 a 0,39.

Segundo RUSSEL & TAYLOR (PETTIJOHN, 1951, p. 51) os sedimentos cujo índice de arredondamento fica compreendido entre 0,30 e 0,50 são subarredondados; entre 0,50 e 0,70 simplesmente arredondados. Assim são subar-

redondadas as amostras B-1, B-2, B-3 e A-2. A amostra A-1 é arredondada para os tamanhos superiores a 0,074 mm e subarredondada para os tamanhos inferiores a este limite. A escala de PETTIJOHN (1951, p. 51) assinala limites diferentes; são subarredondados os sedimentos cujos índices ficam compreendidos entre 0,25 e 0,40, cabendo nesta classificação as amostras B indistintamente. São simplesmente arredondados os sedimentos cujo índice fica compreendido entre 0,40 e 0,60, neste caso todos os arenitos A-1 e A-2.

Este autor adota a classificação de PETTIJOHN (1951, p. 51) atribuindo, conseqüentemente, aos arenitos o grau de simplesmente arredondados e aos siltitos o grau de subarredondados. Nestes termos, o grau de arredondamento indica a existência pretérita de uma forte abrasão no processo do transporte, responsável pelo índice de arredondamento atingido. Naturalmente os sedimentos mais finos na textura, como os siltitos, são menos afetados pelo desgaste mecânico efetuado pelo transporte, resultando em um pior grau de arredondamento.

Comparando-se os graus de arredondamento dos sedimentos "A" e "B", na sua classe mais freqüente, com os de outros sedimentos de origem conhecida apura-se uma semelhança muito forte com os sedimentos fluviais, tais como os da série Bauu.

Os sedimentos eólicos, retrabalhados, os glaciais, os marinheiros e os lacustres mostram um grau de arredondamento superior a 0,50.

O quadro XIII refere-se a uma comparação entre vários sedimentos, geneticamente conhecidos, quanto ao grau de arredondamento oferecendo uma base para avaliação da posição dos arenitos e siltitos de Peixotos quanto ao seu grau de arredondamento.

### QUADRO XIII

#### ARREDONDAMENTO DE VÁRIOS SEDIMENTOS

<i>Sedimentos</i>	<i>Gráu</i>
1 - Areia de duna, recente - Condado Cook, Illinois (KLEUBIN & GROSS, 1951)	0,70
2 - Areia de praia, recente - Condado Cook, Illinois, (idem)	0,61
3 - Cascalho marinho, recente - Margem N Lago Superior, (idem)	0,61
4 - Cascalho fluvial, recente, Condado Los Angeles, Cal. (idem)	0,34
5 - Cascalho de <i>till</i> , recente - Cary, Illinois (idem)	0,54
6 - Cascalho áquo-glacial, recente - Cary, Illinois (idem)	0,58
7 - Arenito Bauu, cretáceo, est. São Paulo (FREITAS, 1955)	0,40
8 - Siltito Bauu, cretáceo, est. São Paulo (idem)	0,40
9 - Arenito de Peixotos, est. Minas Gerais (*)	0,50
10 - Arenito de Peixotos, est. Minas Gerais (**)	0,40
11 - Siltito de Peixotos, est. Minas Gerais	0,30

\* Fração granulométrica acima de 0,074 mm só para A-1

\*\* Fração granulométrica abaixo de 0,074 para A-1 e A-2, e superior a 0,074 mm para A-2

#### 2 - *Textura superficial dos grãos de quartzo*

O quadro XIV exprime os caracteres da textura superficial dos grãos de quartzo dos arenitos e dos siltitos de Peixotos.

QUADRO XIV  
TEXTURA SUPERFICIAL

<i>Amostras</i>	<i>Polida</i>	<i>Fôscas</i>	<i>Áspera</i>	<i>Lisa</i>
A—1	x	—	x*	—
A—2	x	—	x*	—
B—1	x	—	x**	—
B—2	x	—	x**	—
B—3	x	—	x**	—

\* Caverosa (*pitted*)

\*\* Conioída (*etched*)

Para PETTIJOHN (1949, p. 56) o polimento superficial dos grãos ou a sua ausência ainda é um caráter geológico não completamente compreendido. Para esse autor o polimento é resultante de um atrito suave, onde mesmo o vento pode produzir desde que o agente abrasivo seja de textura fina, rematando “*Such is thought to be the cause of the wind polish on some quartzite outcrops and fragments*”

A água parece ser o agente mecânico de desgaste suave por excelência, graças ao estado líquido do veículo que permite o amortecimento dos impactos. Para CAILLEUX (1952, p. 15) o polimento superficial resulta da ação da água, opinião até certo ponto em antítese à de PETTIJOHN (1951, p. 56). Na verdade o assunto não escapa à controvérsia dos autores especializados nestas propriedades físicas dos grãos do sedimento. É possível que o polimento dependa não só do agente mas também da intensidade e da finura do abrasivo; neste aspecto a água parece estar mais adequada a produzir texturas superficiais brilhantes e o vento fôscas, porque o atrito se faz a sêco.

Segundo dados do quadro XIV todos os sedimentos são providos de grãos com textura superficial brilhante ou polida. Por outro lado os grãos também são ásperos. As amostras “A” têm grãos ásperos cavernosos, enquanto as amostras “B” têm grãos ásperos conioídos fortemente. Para o exame desta propriedade nos siltitos foi necessário atacar os grãos com ácido fosfórico, a quente, durante 20 minutos, pois normalmente existe uma película de hidróxido de ferro vermelho recobindo-os totalmente.

A riqueza em hidróxido de ferro, colorindo fortemente os siltitos e menos os arenitos, mostra que havia grande atividade química nas águas do transporte do material. A zona de produção, onde predominava o intemperismo químico segundo prova a ausência de minerais instáveis no resíduo pesado, forneceu muito material em solução, compostos químicos finais da decomposição dos minerais ferro-magnesianos que sabemos ocorrer extensivamente nas rochas do embasamento. Sendo o clima pretérito quente e úmido para prover tal grau de intemperização naturalmente comportaria a área fornecedora uma vegetação exuberante, cujos detritos levados pelo transporte fluvial dariam ácidos orgânicos que têm grande atividade química sobre a sílica. Seria esta a explicação para os fenômenos de forte corrosão química apresentada pelos grãos de quartzo no exame da textura superficial áspera.

3 — *Côr dos sedimentos*

As amostras de arenito conglomerático feldspático são de côr 10x0-claro, e as de siltito de côr vermelho-tijolo. Os siltitos são vermelhos pelo corante de hidróxido de ferro que reveste todos os grãos de quartzo com um filme espesso. A coloração mais fraca nos arenitos deve-se a uma seletividade do corante que se acha apenas na granulação mais fina; os grãos de feldspato são descolorados, apresentando-se brancos.

Essa seletividade no corante, preferindo os grãos da textura fina, encontra apoio em PETTIJOHN (1951, p. 172): “*Em suma, portanto, podemos concluir que o hidróxido de ferro é produzido pelo intemperismo dos minerais com ferro do regolito. Junto com outros produtos finamente granulados do intemperismo o hidróxido é transportado mecânicamente. Devido ao seu tamanho fino o hidróxido deposita-se com as argilas e torna-se parte dos folhelhos. As areias associadas contêm pouco ou nada de hidróxido de ferro.*”

4 — *Porosidade*

A porosidade destes sedimentos acha-se expressa na tabela 29.

TABELA 30

<i>Sedimento</i>	<i>Porosidade</i>	<i>Densidade</i>
1 — Arenito	26%	1,987
2 — Siltito	28%	2,212

Os têmos textuais mais finos são mais porosos, de acôrdo com a norma, segundo a opinião de PETTIJOHN (1951, p. 68): “*Teòricamente o tamanho real não tem importância na porosidade. De fato, entretanto, os sedimentos mais finos têm uma porosidade maior do que os grosseiros.*”

5 — *Densidade*

Segundo determinação pela balança “Stoe” a densidade se acha exposta na tabela 29. Os arenitos são menos densos do que os siltitos porque usualmente os sedimentos finos, principalmente os estratificados, possuem uma compactação superior aos sedimentos grosseiros. A estratificação dos siltitos facilita a sua porosidade efetiva, pois a água pode circular sem objeção, ao longo dos planos, de modo que, embora sob maior compactação, a porosidade sofre uma melhoria graças ao empacotamento dos grãos em planos paralelos sucessivos da estratificação.

## VIII — PALEOGEOGRAFIA

Compreende tôda a história dos processos da produção, transporte e deposição destes sedimentos.

1 — *Produção do sedimento*

A área de fornecimento e distribuição dos sedimentos em estudo achava-se sujeita a um clima quente e úmido, onde dominava a decomposição quí-



mica no grau de intemperismo. A topografia era enérgica, rejuvenescida, ao tempo da produção e precedida de senilidade quando, na ausência de erosão veloz, o intemperismo químico pôde avançar até ao ponto de eliminar na composição do resíduo pesado todos os minerais instáveis e moderadamente estáveis. Os elementos encontrados para a configuração deste quadro da fonte da sedimentação são os seguintes: A) Textura do sedimento, B) Composição dos óxidos, C) Composição dos seixos e D) Estabilidade química dos minerais.

#### A — TEXTURA DO SEDIMENTO

Todos os sedimentos, arenitos e siltitos, exibem um empanzinamento do lado dos ingredientes finos. A mediana, segundo o valor de SKa, está do lado dos grãos finos (mais próxima de  $Q_1$ ); apenas em A-1 aproxima-se de  $Q_3$ , porém ainda é mais fina do que a moda. A predominância da mistura textural fina sugere um clima quente e úmido para produzir o necessário intemperismo químico que reduz progressivamente os minerais em componentes químicos do grupo dos hidróxidos e carbonitos. Afirma PERTIJOHN (1951, p. 374): "If chemical decay is more advanced, a larger proportion of the material is contained in the silt and clay grades", exatamente o que se passa com as amostras "A" e "B".

#### B — COMPOSIÇÃO DOS ÓXIDOS

A composição de um sedimento reflete a estabilidade química das rochas matrizes. Uma completa decomposição química, ideal, onde os minerais são todos convertidos em compostos químicos finais nem sempre é atingida. No caso presente os sedimentos em apêço falam de um forte intemperismo químico na fonte, resultando minerais como o quartzo, argila, feldspato e compostos químicos não minerais como o hidróxido de ferro. Os minerais do resíduo pesado não são aqui computados quantitativamente porque ocorrem sempre na proporção genérica de 1% do total do sedimento.

GOLDICHI (1938) estudando o intemperismo estabeleceu uma escala interessante de decomposição química tomando como índice do grau do processo alguns óxidos encontrados em rochas ígneas e metamórficas tomando parte na composição molecular dos minerais essenciais. Os óxidos são grupados segundo a ordem de mobilização química durante o intemperismo; quanto mais decomposta uma rocha tanto menos óxidos apresentará. A escala de GOLDICHI vai estampada no quadro XV.

QUADRO XV

Ordem	Óxidos
1	$Na_2O$
2	$CaO$
3	$MgO$
4	$K_2O$
5	$SiO_2$
6	$Al_2O_3$
7	$Fe_2O_3$

Naturalmente os óxidos remanescentes da decomposição são os tomados pela produção do sedimento na fonte. Os arenitos e siltitos de Peixotos têm evidentemente os seguintes óxidos:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , respectivamente no quartzo, na argila e no hidróxido de ferro corante.

Seguindo-se este critério a decomposição química das rochas matrizes achava-se no grau 5, quando os óxidos de sódio, cálcio, magnésio e potássio já tinham sido mobilizados por lixiviação e alteração. Evidentemente temos o feldspato (7,10% e 6,42%) nos arenitos, porém nêles os óxidos de sódio e potássio não foram liberados pela decomposição; a parte liberada na decomposição química do feldspato já não pode ser encontrada porque o intemperismo ultrapassou o grau 4.

Evidentemente um clima glacial estaria frontalmente em desacôrdo com êstes dados, como também um clima desértico. Decomposição química neste grau de intemperismo somente sob um clima quente e úmido.

#### C — COMPOSIÇÃO DOS SEIXOS

Os seixos do arenito conglomerático feldspático são 90% formados de quartzo e quartzito. Estas rochas são da mais alta estabilidade química frente ao intemperismo químico; sua generosa predominância exprime um clima quente e úmido na fonte capaz de eliminar pela decomposição seixos de rochas ígneas ou básicas e mesmo metamórficas de outra constituição como os gnaisses.

Notamos que quando começou a produção do sedimento a área contribuinte se achava em grau de decomposição química avançado, tendo estado sob predomínio do intemperismo químico durante um largo tempo geológico e sem ter sido o processo progressivo perturbado. Houve um acidente tectônico que provocou um desequilíbrio nesse *status*, pois uma erosão forte tomou conta da área fornecedora e começou a transportar o material da fonte, estabelecendo um novo balanço entre velocidade de decomposição e de erosão. Por esta razão os seixos são de material altamente selecionado por decomposição química; se o clima se encontrasse com características de glacial ou árido evidentemente a composição dos seixos seria diferente.

#### D — ESTABILIDADE QUÍMICA DOS MINERAIS

Segundo o *princípio da estabilidade* da escala mineral de GOLDICII (1938) os minerais constituintes dos arenitos e siltitos de Peixotos gozam da mais alta estabilidade na série: a) quartzo, b) feldspato, no tocante ao material leve. No caso dos minerais pesados, de grande valor qualitativo, mas infelizmente pouco expressivos na quantidade (1%), os arenitos e siltitos em aprêço também mostram espécies altamente resistentes ao intemperismo químico, adotando-se a escala de DRYDEN & DRYDEN (1946). A zirconita e a turmalina, que são os minerais pesados mais freqüentes do resíduo têm também os índices de estabilidade mais elevados, respectivamente 100 e 80.

Um sedimento, composto de minerais altamente estáveis, no resíduo pesado, evidentemente resulta de uma área de produção onde predominava o intemperismo químico, corolário de clima quente e úmido.

## 2 — Transporte do sedimento

### A — AGENTE

Clima quente e úmido na fonte afasta a possibilidade de transporte glacial. Clima quente e úmido, por outro lado, significa excelente cobertura vegetal da área, eliminando as possibilidades de um transporte eólico. Por outro lado tal clima significa abundante drenagem para recolher as águas meteóricas, sendo assim o transporte fluvial o mais indicado. A análise estatística, a análise textural excluem a ação de um trabalho do mar ou ação de lagos no transporte do material liberado na área contribuinte da sedimentação. O grau de arredondamento somente favorece um transporte fluvial.

### B — CARACTERES

São sedimentos providos de boa história abrasiva pois existe correlação entre tamanho do grão e o seu grau de arredondamento, — os grãos maiores são mais arredondados. Como o sítio da deposição, segundo o princípio hidrodinâmico de INMAN (1949), não foi no fim dos perfis longitudinais dos cursos fluviais segue-se que somente um transporte vigoroso, em águas torrenciais, poderia exercer a abrasão verificada nos grãos do sedimento. A presença da mica biotita em maior quantidade nas frações finas da textura da rocha, mostra por seu turno a intensidade da abrasão sofrida no transporte.

O equipamento pesado mostra uma porcentagem decrescente de minerais segundo a sua resistência à usura, reproduzindo fielmente a escala de desgaste de FRIESE (PETTIJOHN, 1951, p. 415).

Somente um transporte vigoroso pode explicar: a) sua classificação, b) ordem dos minerais copiando a resistência física das espécies à abrasão, c) imaturidade textural e d) grau de arredondamento, conciliando tais atributos com um sítio de deposição não nas partes finais dos cursos fluviais.

A quantidade de hidróxido de ferro vermelho colorindo os grãos de quartzito, principalmente os da textura silte, mostra que havia muito material em solução e suspensão liberado pelo intemperismo químico na fonte e que não foi reduzido, porque o transporte fluvial não é redutor.

A textura superficial polida é um indicador da ação da água no transporte do material. A corrosão dos grãos de quartzito dos siltitos indica atividade química das águas do transporte, fato comum no transporte fluvial onde a água possui muita matéria orgânica em decomposição e assim se emriquece de ácidos orgânicos capazes de atacar o  $\text{SiO}_2$ .

## 3 — Ambiente da deposição

Os arenitos e siltitos de Peixotos possuem grande expansão textural (quadro III) fato típico de depósitos fluviais e ortoglaciais. A expansão textural dos arenitos é semelhante à das areias depositadas por pequenos rios (tabela 2) porque estes não têm comprimento necessário a uma classificação melhor.

A classe modal (1/2—1/4 mm) coincide com a dos depósitos fluviais e marinhos (quadro IV), porém a expansão textural não é tão curta como êstes, com respeito aos arenitos.

Quanto ao número de classes texturais os siltitos são equiparáveis aos depositados atualmente em pequenos cursos d'água e marinhos. A classe modal (1/16—1/32 mm) também é semelhante aos marinhos e fluviais de grandes cursos. Entretanto os siltes depositados em grandes rios não possuem muita argila, não são imaturos como os de Peixotos. Também os marinhos não são imaturos.

Resulta, do exposto a propósito do número de classes texturais e da moda textural, que tais sedimentos são fluviais quanto à deposição.

Entrando com a análise estatística verifica-se nas relações entre a mediana e o coeficiente de seleção que o sítio físico da deposição fluvial não pode ser apresentado como sendo o ambiente fluvial clássico: planos de inundação, deltas fluviais, calhas fluviais, planos aluviais, porque aquela relação não obedece aos princípios hidrodinâmicos de INMAN (1949). A mediana em si pode perfeitamente ficar dentro dos depósitos fluviais.

O coeficiente de seleção exprime sedimentos normalmente selecionados, em desacôrdo com o valor de  $S_0$  para sedimentos marinhos, eólicos, áquoglaciais e otoglaciais.

Somente existe um ambiente fluvial fora do tipo clássico localizado nos finais dos perfis longitudinais fluviais, — o piemônico, onde após um vigoroso transporte em região montanhosa, onde há abrasão dos minerais, apimontamento do grau de arredondamento ao estágio arredondado, seleção normal, sucede uma súbita dejeção em planícies ao pé das montanhas.

A imaturidade textural depõe a favor de uma deposição rápida onde a energia do veículo desaparece, falindo as possibilidades de uma segregação dos ingredientes texturais. Verificou-se que no transporte houve grande abrasão (seleção dos minerais segundo a escala de FRIESE (PETTIJOHN, 1951), grau de arredondamento, estreita correlação entre tamanho e grau de arredondamento) e que na deposição há imaturidade textural, isto é, energia dissipada rapidamente, fatos êstes que somente podem encaixar no quadro de uma deposição em ambiente fluvial piemônico.

Se o sedimento contém apenas produtos maturados mineralogicamente isto indica que foi produzido em zona de clima quente e úmido, PETTIJOHN, 1951, p. 385), sendo o relevo pouco enérgico, do tipo peneplano para permitir um avanço da decomposição sobre a erosão. Ora, toda a sedimentação reside em uma causa primária tectônica; o único fator tectônico que poderia fazer a mobilização desse regolito extremamente decomposto no soalho dos peneplanos, quebrando o *status* entre decomposição vs erosão, seria a intervenção de falhas, já que a epiogênese com aqueamento só muito lentamente mobilizaria o regolito dos altiplanos. Ao pé destas falhas, ao longo dos escarpamentos, estaria o ambiente piemônico capaz de receber a sedimentação, produzida por um rápido movimento de incisão de torrentes em um planalto cujo regolito, pelo estado extremo de decomposição, nenhuma resistência física oporia a um talvegueamento veloz e profundo. Ainda presentemente êstes depósitos acompanham uma linha imponente de montanhas cristalinas aparentementeorien-

tadas ao longo de uma linha de falha rejuvenescida em tempos cenozóicos. Estes depósitos vêm para o sul bordejando o maciço alcalino de Poços de Caldas até Andriadas (Comunicação verbal do licenciado REINHOLT ELLERT)

PETTIJOHN (1951, p. 385) afirma que o tamanho ou a abundância dos materiais de textura mais grosseira são medidores da rapidez da erosão. No caso do arenito conglomerático encontram-se seixos de até 20 cm de tamanho, porém não são muito abundantes. Mostram claramente que, depois da longa e estável fase de decomposição química sucedeu outra fase de erosão enérgica, sem contudo atingir o paroxismo encontrado nos depósitos de geossinclinal. Aplicam-se, no ambiente desta deposição, os mesmos conceitos de FREITAS (1945) a propósito da gênese do conglomerado do Baú, série Itajaí, Santa Catarina.

A riqueza em hidróxido de ferro marca uma acumulação em região de clima quente e úmido, fato corroborado pela ausência de evaporitos. Temos um quadro deposicional diferente do ocorrido para os sedimentos fluviais da série Bauriu, (FREITAS, 1955)

A estratificação dos sedimentos de textura mais fina, como o caso específico dos siltitos "B", e a ausência de estratificação nos arenitos, o aspecto conglomerático destes, identificam-se com os depósitos piemônticos onde os têmos grosseiros, não estratificados, transitam para os têmos finos estratificados. A estratificação dos siltitos também constitui uma restrição à deposição glacial.

A cor vermelha dos siltitos, intensa, a par da cor dos arenitos, roxa, é típica de depósitos piemônticos, sob deposição subaérea. Segundo KRUBEIN & SLOSS *"camadas vermelhas primárias formam o piemonte e as partes mais altas dos planos aluviais, e são características dos conglomerados, arenitos conglomeráticos e folhelhos silticos vermelhos"* (KRUBEIN & SLOSS, 1951)

O teor de feldspato não tem significação climática após o golpe de miscicórdia desfeito por KRYNINE (PETTIJOHN, 1951) neste conceito ao estudar depósitos de arcósio em clima tropical úmido. Se o feldspato perdeu seu valor como indicador do clima, por outro lado ganhou como registrado da intensidade do diastrofismo, o qual por seu turno controla a razão entre velocidade de erosão e suprimento. Quando a erosão é vigorosa e a sedimentação rápida, apreciável quantidade de feldspato aparece no sedimento segundo PETTIJOHN (1951, p. 94). Evidentemente erosão rápida e sedimentação rápida são condições comprováveis não apenas pelo teor de feldspato como também pela imaturidade textural do sedimento e preservação da sua cor vermelha. A mistura de feldspato alterado com cristais frescos é encaixada por PETTIJOHN (1951, p. 94) como proveniente de uma área de montanhas submetida a erosão torrencial, com rochas matrizas contendo feldspato como as rochas do embasamento, sob condições de clima quente.

Os arenitos conglomeráticos feldspáticos exibem justamente cristais alterados de feldspato ao lado de cristais límpidos e frescos. Entretanto a porcentagem não é tão elevada como nos arcósios e grauvaques; acontece que estas rochas têm o seu lar nos geossinclinais, nas regiões de orogênese, onde os fortes dobramentos configuram regiões montanhosas altíssimas, sede de violenta erosão. O teor de feldspato nestas rochas de Peixotos não apresenta esta rela-

ção tectônico-sedimentar, mas provém de uma região de montanhas como assinala a presença simultânea de cristais de boa conservação ao lado de alterados. Neste caso só resta com propriedade o ambiente tectônico do piemonte, de acôido aliás com a tectônica do Brasil, cujo calendário diastófico apenas admite epeiogênese depois do siluriano.

## IX — TECTÔNICA DA SEDIMENTAÇÃO

A tectônica desta deposição já ficou mais ou menos entevista no capítulo da sedimentação.

Verifica-se para êstes depósitos erosão rápida e rápida acumulação, condições estas presenciáveis em geossinclinais e piemontes. Naturalmente nos geossinclinais existe imaturidade mineralógica e maior porcentagem de feldspato, o que não se passa nos piemontes em que o ambiente é subaéreo e não marinho.

A intensidade da degradação química dos minerais na fonte depõe a favor de uma região de planalto em regime de peneplanização. Por outro lado, o teor de feldspato fala a favor de uma rápida erosão que teria súbitamente se instalado nesse planalto, em regime torrencial, quebrando o equilíbrio até então mantido entre a velocidade de decomposição e a erosão. Sugiu então uma sedimentação mineralologicamente imatura com feldspato na porcentagem de 7 e 6%, texturalmente imatura. A riqueza em hidróxido de ferro corrobora o degrau avançado de intemperismo químico na zona matriz da sedimentação. A presença de seixos no arenito conglomerático também exprime velocidade de erosão. Assim o fato de não encontrarmos mais feldspato nos arenitos, uma composição mineralógica imatura ou mais seixos, não significa que a erosão foi menos rápida, mas apenas que ela foi aplicada em rochas matrizes muito intemperizadas quimicamente, como acontece com o regolito dos peneplanos em clima quente e úmido. Nos geossinclinais existe imaturidade mineralógica mais seixos e mais feldspato, porque a orogênese ergue montanhas ao lado da cinta orogênica instalando-se a erosão antes de ter havido tempo para qualquer avanço do processo de intemperismo.

O material sedimentar de textura fina provém da erosão das partes altas do regolito, onde se consumou a decomposição química quase total da rocha matriz, erosão esta realizada pelo filête de rolamento. Os seixos e o material de textura grosseira provém da erosão fluvial nos vales jovens que incisariam o planalto rapidamente, obtendo material nas partes inferiores do regolito. Tôdas estas texturas teriam viajado misturadas no transporte e selecionadas nos sítios de deposição.

Assim como houve uma coleta diferencial de material para a sedimentação, também houve uma deposição diferencial, o que é típico nos conglomerados. Os têmos líticos mais grosseiros depositam-se primeiramente, logo ao pé das escarpas piemônticas, subindo pelas calhas fluviais à medida que melhora o gradiente. O material mais fino deposita-se além, nas regiões mais planas e sobe a montante por sobre o material grosseiro que trouxe a gradação fluvial com a sua deposição. Como a sedimentação é rápida, pela repentina perda de

velocidade e competência do veículo, o nível da deposição sobre Resulta assim o quadro típico dos fanglomerados; em Peixotos primeiramente vem o arenito conglomerático feldspático grosseiro sobre a série de Minas, seguido por um arenito conglomerático feldspático mais fino e, sobre estes termos grosseiros, sucede um siltito bem estratificado. Pode haver reconiência de termos texturais finos sobre grosseiros, marcando o ritmo da estação chuvosa, e da elevação tectônica que pode se prolongar durante toda a sedimentação do piemonte.

Os arenitos conglomeráticos feldspáticos, seguidos de siltitos estratificados, são tectotopos de deposição fanglomerática, ao pé do piemonte. Os siltitos isoladamente são tectotopos de planícies que bordejam o pé do piemonte. Os arenitos conglomeráticos e conglomerados são tectotopos de calhas fluviais nos vales que penetram o piemonte.

Em suma, na tectônica desta sedimentação nos é lícito afirmar que houve rápida subsidência operada por falhas, rápida acumulação e abundante suprimento. Rápida subsidência e rápida deposição são fatos expressos pela imaturidade textural e pelo teor de feldspato. Abundante suprimento é marcado pelo extremo grau de intemperismo químico na fonte do sedimento. A ausência de evaporitos, por outro lado assinala rápida subsidência e rápida acumulação. Para completar o quadro faltaria apenas uma imaturidade mineralógica dos sedimentos acumulados; este fato não acontece por uma diferença substancial que existe na área de suprimento submetida a uma tectônica de epeirogênese, onde há peneplanização, e na área de suprimento submetida a uma tectônica de orogênese, onde a velocidade de erosão ultrapassa o processo de decomposição química das rochas matriizes, dando sedimentos mineralogicamente imaturos. Os sedimentologistas modernos calcam suas afirmações em estudos procedidos em áreas de orogênese, onde quando há epeirogênese esta é um processo subordinado, de modo que seus conceitos não se aplicam integralmente no Brasil, cuja sedimentação é fundamentalmente diferente dos tipos usuais da Europa e América do Norte, porque para nós o controle da sedimentação cabe exclusivamente à epeirogênese, depois do siluriano.

Observando-se o ciclo tectônico de KRYNINE (KRUBEIN & SLOSS, 1951, p. 355), esta sedimentação pode ocupar o *estágio da peneplanização*, onde há quietude, os minerais pesados são turmalina e zircônia, e quartzo sem precedência privilegiada. O ciclo de KRYNINE, porém, foi concebido para a sedimentação em áreas de orogênese, de modo que os nossos sedimentos não poderão transitar para os estágios seguintes dados por aquele autor.

## X — ESTRATIGRAFIA

### 1 — Geocronologia

As relações de campo não autorizam nenhuma interpretação segura quanto à idade desta formação de Peixotos. Observa-se, apenas, que os depósitos descansam em contacto deposicional angular sobre quartzitos sericíticos da série de Minas.

Alguns autores, entre êles PETTIJOHN (1951), valem-se dos minerais pesados para estabelecerem uma idade provável para o sedimento. PETTIJOHN (1949) criou uma escala de *persistência mineral*, onde determinadas espécies se acham ligadas ao tempo geológico porque aparecem a partir de determinada data, enquanto outras são persistentes ao longo de tôda a coluna geológica.

Comparando-se a assembléia de minerais pesados dêstes sedimentos com a carta de PETTIJOHN (1949) obtêm-se o seguinte resultado exposto no quadro XVI.

#### QUADRO XVI

##### SÉRIE PERSISTENTE MINERAL

<i>Arenito e Siltito</i>	<i>Persistência</i>
1 -- Turmalina	Persistente
2 -- Zirconita	Persistente
3 -- Topázio	Desde o triássico
4 -- Estaurolita	Desde o devoniano
5 -- Cianita	Desde o triássico
6 -- Rutilo	Persistente
7 -- Biotita	Persistente

Em face do quadro XVI verificamos que o tempo geológico mais novo é o triássico, porque somente dêste período em diante se poderia encontrar topázio e cianita. Êstes minerais datam, então, tais sedimentos com uma antiguidade máxima para o triássico, podendo ser, evidentemente, mais novos.

Além desta série de persistência, PETTIJOHN (1951) criou uma *ordem de persistência* que vai de 1 a 22, compensando as deficiências de um anolamento segundo a abundância. Enquadrando os arenitos "A" e os siltitos "B" pela composição mineralógica do resíduo pesado na ordem de persistência de PETTIJOHN (1951, p. 484) chega-se à conclusão de que o mineral de ordem mais elevada, portanto mais moderna, é o topázio com grau 14.

Quanto ao número de espécies minerais do resíduo pesado PETTIJOHN (1949) estabeleceu uma seqüência; assim, o sedimento tendo mais de 10 espécies fica sediado do mesozóico para o cenozóico. Os sedimentos de Peixotos possuem exatamente 10 espécies minerais no resíduo pesado, tais como: 1) Zirconita, 2) Topázio, 3) Rutilo, 4) Brookita, 5) Turmalina, 6) Estaurolita, 7) Monazita, 8) Biotita, 9) Cianita, 10) Ilmenita. Cabe-lhes, aos arenitos e siltitos, a idade mesozóica, coincidindo com a série de persistência mineral do quadro XVI.

Para PETTIJOHN (1951) o relógio do tempo geológico dos minerais pesados reside na ação de soluções intra-estratais, as quais atacam os componentes menos estáveis. Nos sedimentos de maior antiguidade os minerais menos estáveis vão sendo paulatinamente eliminados pelas soluções intra-estratais, estabelecendo-se desta forma uma relação cronológica entre os minerais pesados presentes e o tempo geológico. Os componentes pesados passam a ter agora significado de cronógrafos sedimentares.



Evidentemente a composição mineralógica do resíduo pesado depende também dos minerais das rochas matizes. No nosso caso particular as rochas matizes são as comuns ao embasamento cristalino, onde há abundância de minerais, de modo que a seqüência dos minerais do resíduo pesado representa com fidelidade a idade geológica provável desta formação.

## 2 — *Nomenclatura e correlação*

Duas formações mesozóicas, já de longa data conhecidas na literatura geológica brasileira, poderiam ser correlacionadas a esta formação piemônica da localidade de Peixotos. Trata-se das formações Rio do Rasto e Piambóia.

A descrição da formação Piambóia é clara, se bem que faltem dados petrográficos e um estudo sedimentológico moderno. No entanto, é apresentada como sendo uma formação gerada por lagos em ambiente desértico, muitas vezes com contribuição da série Passa Dois. Não existe, portanto, possibilidade de correlação entre a formação de Peixotos e a Piambóia tão díspares são a litologia e o ambiente gerador.

No que concerne à formação Rio do Rasto as informações são parcimoniosas. Os autores que a descreveram preocuparam-se mais com as côes e a estratigrafia, deixando de lado outros dados empíricos. Sabe-se que a formação é composta de um arenito roxo ou avermelhado com manchas brancas, seguido de um siltito côr de chocolate ou de tijolo, em maior abundância na coluna. Nenhuma outra informação mais precisa é adiantada, faltando também estudos petrográficos e sedimentológicos. Entretanto, a série Rio do Rasto tem sua posição estratigráfica bem definida acima da série Passa Dois.

Uma comparação entre a formação de Peixotos e a série Bauu mostra a disparidade existente entre ambas. A série Bauu possui minerais de pequena estabilidade química, sendo um sedimento imaturo, ao contrário da formação de Peixotos que é supermatura mineralogicamente. A série Bauu possui rochas tectótopas de planos de inundação, calhas fluviais, deltas fluviais, planos aluviais, tôdas características de deposição no final dos perfis longitudinais dos cursos fluviais, enquanto a formação de Peixotos é piemônica.

Pode-se-ia dizer que a formação de Peixotos precederia a deposição da série Bauu, quando a erosão piemônica raspou o regolito em adiantado estado de decomposição química; com o prosseguimento do processo a velocidade da erosão adiantou-se à de decomposição e pôde apreender minerais instáveis quimicamente. Isto, porém, constitui uma idéia de difícil comprovação.

Na falta de elementos confidentes para uma correlação segura dentro dos moldes clássicos, achamos preferível deixar a questão de nomenclatura em aberto. A literatura geológica brasileira já padece da enfermidade crônica do excesso de nomes dados com base puramente pessoal; com o amadurecimento dos trabalhos de pesquisa, com o abandono do empirismo, essa fase pioneira de inflação estratigráfica tende a reduzir-se e desaparecer substituída por uma revisão natural das generalidades do passado: deixando a nomenclatura da formação um problema aberto acreditamos servir aos geólogos futuros na sua laboriosa tarefa de revisão daqueles que foram *cubitus rerum novarum*.

## XI — SUMÁRIO E CONCLUSÕES

1 — Os sedimentos estudados foram coletados na localidade de Peixotos, município de Ibitaci, Minas Gerais, sendo duas amostras do horizonte inferior, designadas A-1 e A-2, e três do horizonte superior, rotuladas B-1, B-2 e B-3. A amostra A-2 foi coletada 30 cm acima de A-1. A-1 foi coletada na base, em contacto com a série de Minas.

2 — A análise mecânica de A-1 e A-2 mostra uma queda porcentual gradativa da granulação mais freqüente (0,0297 mm) para o lado fino, enquanto para o lado grosso a queda é rápida (quadro I). A amostra A-1 tem mais material grosso além de  $Q_3$  do que A-2. As amostras "B" retratam o mesmo fenômeno da queda das porcentagens à direita e à esquerda da classe mais freqüente (0,031 mm).

3 — Os sedimentos são polimodais. Quanto à análise textural temos dois lotes de sedimentos: 1<sup>o</sup> Amostras "A", classe mais freqüente 1/2–1/4 mm; 2<sup>o</sup> Amostras "B", classe mais freqüente 1/16–1/32 mm.

4 — Na expansão textural A-1 possui 10 classes de tamanhos na escala de WENTWORTH; A-2, 9 classes. B-1 possui 8 classes, B-2, B-3, 7 classes.

5 — As amostras "A" mostram uma expansão característica de conglomerados fluviais na parte do cimento (M-10), quadro III. Também são semelhantes à expansão dos depósitos fluviais realizados por pequenos cursos.

6 — Os siltitos das amostras "B" possuem uma expansão equiparável aos siltes depositados por pequenos cursos ou pelo mau, entretanto o coeficiente de seleção os afasta dos siltes mais finos.

7 — A classe modal dos siltitos exprime o caráter do agente geológico, o que não se dá com os sedimentos arenosos. Sua semelhança está com os de origem fluvial (quadro V).

8 — A mediana dos sedimentos arenosos segundo comparação na tabela 10 aproxima-se mais dos valores dos depósitos por pequenos cursos d'água, porque nestes a sedimentação não se opera nos finais dos perfis longitudinais e o comprimento do perfil não é tão extenso quanto o dos grandes cursos fluviais. Nas amostras silticas a aproximação verifica-se com os sedimentos fluviais do tipo Bauu (quadro XII).

9 — Os quartéis ( $Q_1$  e  $Q_3$ ) dos sedimentos arenosos indicam estar a amostra "A" dentro da textura areia, e uma boa competência significativamente maior do que para os sedimentos Bauu, justamente porque estes foram depositados nas partes finais dos perfis longitudinais fluviais e aqueles nas partes altas.

10 — Os quartéis ( $Q_1$  e  $Q_3$ ) dos sedimentos silticos aproximam-se dos siltes áquo-glaciais, porém o coeficiente de seleção destes depósitos, que são retrabalhados, é muito melhor do que o apresentado pelas amostras "B". Também apresentam semelhança ainda maior com os siltitos da série Bauu.

11 — O desvio aritmético dos quartéis exprime para os sedimentos arenosos uma flutuação regular da competência (0,188 mm para A-1 e 0,135 mm para A-2), a qual diminui para os sedimentos silticos (0,015 mm).

12 — O coeficiente de seleção indica seleção normal para as amostras A e B, excluindo-se a possibilidade de se tratar de um sedimento ortoglacial quanto ao valor desta medida estatística. Segundo o princípio hidrodinâmico de INMAN (1949) não foram depositados nos finais dos cursos fluviais pelas relações entre a mediana e o coeficiente de seleção. O quadro X mostra que o coeficiente de seleção destes sedimentos equipara-se aos fluviais.

13 — Na amostra A-2 o valor de  $SK_a$  é positivo ( $+0,005$ ), resultando em uma quase simetria na curva cumulativa de frequência. Em A-1  $SK_a$  é negativo ( $-0,028$ ), resultando uma assimetria com a mediana para o lado dos grãos grossos. Como a amostra A-1 é inferior, esta variação de  $SK_a$  indica uma progressiva queda da turbulência para o alto da coluna estratigráfica, o que a presença superior de siltitos confirma. Assim, a mediana passa de mais perto de " $Q_3$ " em A-1, para mais perto de " $Q_1$ " nas demais amostras.

14 — O grau geométrico de assimetria ( $SK$ ) é sempre inferior a 1 nas amostras "A", exprimindo moda maior que a mediana e assimetria à direita. O mesmo fato se repete com as amostras "B". Este fato indica deposição súbita, porque quanto mais rápida é a deposição da carga tanto mais afastada tende a ficar a moda da mediana, porque águas repentinamente remansadas ocasionam a dejeção grande da mistura fina, levando a mediana para o lado fino. Este fato coaduna-se com a deposição piemôntica.

15 — Os minerais leves compõem-se de: I) Na amostra A-1 acima de 0,074 mm de granulação: a) Quartzo 78,67%, b) Feldspato 8,05% e c) Argila 13,28%; e abaixo de 0,074 mm de tamanho: a) Quartzo 77,18%, b) Feldspato 9,54% e c) Argila 13,28. II) Na amostra A-2 acima de 0,074 mm: a) Quartzo 81,94%; b) Feldspato 8,00% e c) Argila 10,06%; e abaixo de 0,074 mm: a) Quartzo 76,85%, b) Feldspato 13,09 e c) Argila 10,06%. Estes dados foram obtidos pela contagem dos minerais nas lâminas.

16 — Separando-se o material grosso (acima de 0,0625 mm) com o auxílio do biomofórmio na densidade de 2,55, obtêm-se as seguintes porcentagens para os componentes leves: I) Amostra A-1: a) Quartzo 79,62%, b) Feldspato 7,10% e c) Argila 13,28%\*; II) Amostra A-2: a) Quartzo 83,52%, b) Feldspato 6,42% e c) Argila 10,06%\*. Verifica-se estreitíssima concordância entre os resultados desta separação e os da contagem do material acima de 0,074 mm, que estão na mesma faixa textural.

17 — Nas amostras "B" a proporção do material leve é a seguinte: I) B-1 Quartzo 78,53% e argila 21,47%; II) B-2 Quartzo 75,74% e argila 24,26% e III) B-3: Quartzo 73,74% e argila 26,26%. Não existe feldspato nesta textura.

18 — O resíduo pesado consiste em minerais estáveis física e quimicamente, segundo a seguinte seqüência: I) Amostras "A" turmalina, topázio, estauro-lita, cianita, rutilo, zirconita e biotita. Nas granulações acima de 0,074 mm predominam turmalina e estauro-lita (A-1), e turmalina e rutilo (A-2). Abaixo de 0,074 mm em A-1 predominam zirconita e rutilo e em A-2 zirconita e biotita. A turmalina caracteriza a fração grossa dos arenitos e a zirconita a fração

\* Argila determinada pela decantação

finas. O topázio também é mais freqüente na fração grossa das amostras "A". A concentração deste ou daquele mineral na fração grossa ou fina destes arenitos dependeu do tamanho dos cristais nas rochas matrizes da fonte.

19 — A biotita ocorre em grande quantidade nas frações finas da textura, fato indicativo de uma boa abrasão no transporte do material segundo PETTIJOHN (1951, p. 431).

20 — Há generosa predominância dos minerais opacos sobre os transparentes no resíduo pesado; parece que o material opaco seria de grande resistência química enquanto o transparente sofreu os efeitos seletivos da decomposição química que foi eliminando os instáveis (tabelas 25 e 26).

21 — Do ponto de vista mineralógico estes sedimentos são supermaturos, indicando grande intemperismo químico na área de produção, sob clima quente e úmido.

22 — Nos siltitos verifica-se a seguinte ordem de freqüência na composição do resíduo pesado: zirconita, biotita, turmalina, cianita, corindon, rutílio, biotita.

23 — As rochas fornecedoras dos sedimentos foram pegmatitos, ígneas ácidas, ígneas básicas e metamórficas dinamo-termais de alto e médio grau.

24 — Quanto à composição mineralógica e textural as rochas "A" são arenitos conglomeráticos feldspáticos e as "B" siltitos.

25 — Quanto à maturidade textural de FOLK (1951) estes sedimentos são imaturos, indicando rápida subsidência e rápida acumulação.

26 — Nas amostras "A" o grau de arredondamento segundo o índice de WADELL (1932) varia com o tamanho. Nas amostras de granulação acima de 0,074 mm o grau mais freqüente em A-1 é 0,50 e em A-2 0,40, sendo que A-1 é mais grosseiro que A-2. Abaixo de 0,074 mm tanto A-1 como A-2 possuem grau mais freqüente 0,40. Os siltitos todos apresentam grau mais freqüente 0,30. Nota-se concordância entre o grau de arredondamento e tamanho, fato que indica uma boa história abrasiva: os tamanhos maiores são mais arredondados (PETTIJOHN, 1951, p. 53).

27 — Devido à boa abrasão a seqüência dos minerais pesados obedece à escala de desgaste mecânico de FRIESE (PETTIJOHN, 1951).

28 — O grau de arredondamento dos sedimentos de Peixotos é equiparável aos sedimentos fluviais (quadro XIII).

29 — Quanto à textura superficial todos os grãos mostram texturas polidas, indicando manuseio pela água. A textura além de brilhante é também áspera, sendo cavernosa nos arenitos e coriôida nos siltitos. Tendo sido o clima pré-territo da área de fornecimento de natureza quente e úmida haveria naturalmente grande vegetação, cujos detritos levados pelos rios produziam ácidos orgânicos capazes de atacar a sílica dos grãos de quartzo.

30 — As cores são roxo para os arenitos conglomeráticos feldspáticos e vermelho-tijolo para os siltitos, justamente porque o corante de hidróxido de ferro viaja junto com a fração fina (PETTIJOHN, 1951, p. 172).

31 — A porosidade é boa, sendo 26% para os arenitos e 28% para os siltitos, justamente porque estes são estratificados. A densidade é de 1,987 para os arenitos e 2,212 para os siltitos.

32 — A área de fornecimento e distribuição dos sedimentos achava-se sujeita a um clima pretérito quente e úmido, onde predominava a decomposição química no intemperismo. Topograficamente achava-se em regime de peneplanização, com topografia senil, para permitir que o processo de decomposição se adiantasse à velocidade de erosão. Uma perturbação tectônica trouxe um desequilíbrio entre a razão da produção e da remoção, de modo que a nova fase erosiva rapidamente removeu todo o regolito fortemente decomposto de um estágio de que apenas restaram os minerais pesados estáveis. Os elementos que traçam o clima pretérito da fonte do sedimento são: A) Textura dos sedimentos, B) Composição dos óxidos, C) Composição dos seixos e D) Estabilidade química dos minerais pesados.

33 — O transporte foi de natureza fluvial segundo os atributos do grau de arredondamento e da existência de um clima úmido e quente. A textura superficial também fala da ação da água, que não é mainha e nem lacustre porque outros dados negam peremptoriamente tal intervenção.

34 — O ambiente da deposição foi piemontico, porque tendo sido comprovada a origem fluvial e negada a sua deposição nos quadros físicos da sedimentação no final dos perfis longitudinais fluviais, apenas resta o ambiente piemontico. Os argumentos positivos são a imaturidade textural, as relações da mediana para com a moda, o grau de abrasão dos grãos (seleção segundo o critério da escala de FRIESE), grau de arredondamento, energia rapidamente dissipada, graduação dos depósitos, maciços para estratificados segundo a diminuição da textura, cores dos sedimentos, mistura de feldspato fresco com cristais enevoados indicando erosão tonencial típica dos piemontes e finalmente a litologia. A análise estatística também está de acordo com a dos sedimentos de piemonte.

35 — Na tectônica da sedimentação houve rápida erosão e rápida acumulação. A intensidade da degradação química dos minerais na fonte depõe a favor de um planalto em regime de peneplanização. O teor de feldspato fala a favor de uma rápida erosão que teria subitamente se instalado nesse planalto, em regime tonencial, quebrando o equilíbrio prévio. Surgiu assim uma sedimentação mineralogicamente supermatura, ao lado de uma textualmente imatura: rápida erosão e rápida acumulação. O regime piemontico inscreve-se em regiões de rápida acumulação e rápida erosão, entretanto o grau de tectonismo deste mecanismo da sedimentação não se equipara ao dos geossinclinais, onde então o teor de feldspato empresta à rocha a classificação de arcósio, justamente porque no Brasil depois do siluriano apenas se observa uma tectônica de epeirogênese.

36 — Houve uma coleta diferencial de material para a sedimentação: as partes altas do regolito deram os sedimentos finos, enquanto o incisamento rápido dos vales por erosão remontante em um regolito muito decomposto deu material mais grosseiro e os seixos. Também houve uma sedimentação diferencial: material rudáceo e arenáceo em primeiro lugar e posteriormente, além e acima, material fino. A ausência de evaporitos assinala rápida subsidência. Tais fatos concordam com o piemonte, onde falhas normais provocam a subsi-

dência de uma vasta área e elevação de planaltos, ocorrendo a deposição ao pé das escarpas de falha, justamente onde cessa o regime torrencial

37 — Segundo a série de persistência mineral de PETTIJOHN (1949) estes sedimentos piemônticos não podem ser mais antigos do que o triássico. Quanto ao número de minerais do resíduo pesado há também concordância com o mesozóico (quadro XVI) segundo PETTIJOHN (1951, p. 488)

38 — Na geocronologia nenhum elemento nos autoriza correlacionar esta formação de Peixotos com outras formações tais como: a) Rio do Rasto, b) Pirambóia e c) Bauu. O problema fica aberto para futuro enquadramento estratigráfico

## XII — BIBLIOGRAFIA

- BIGARELLA, J. J. (1949) — “Contribuição à petrografia dos arenitos da série São Bento” *Arq. Min. Biol. & Tec.*, vol. IV, art. 17, pp. 141-214, Curitiba.
- CAILLEUX, A. (1952) — “Morphoskopische analyse der geschichte und ihre bedeutung für die paläoklimatologie” *Geol. Rund.* Vol. 40, pp. 1-19.
- DRYDEN, L. & C. DRYDEN (1946) — “Comparative rates of weathering of some common heavy minerals” *Jour. Sed. Pet.* Vol. 16, pp. 91-96.
- FOLK, R. L. (1951) — “Stages of textural maturity in sedimentary rocks” *Jour. Sed. Pet.* Vol. 21, n.º 3, pp. 127-130.
- FREITAS, R. O. de (1945) — “O conglomerado do Baú” — Série Itajaí (Santa Catarina) *Bol. Fac. Fil. Cien. Let. U.S.P.* Vol. 50, Geologia n.º 2, pp. 115-35.
- FREITAS, R. O. de (1951) — “Arcias recentes da Praia Grande” *S.P. An. Acad. Bras. Cien.* Vol. 23, n.º 2, pp. 163-175.
- FREITAS, R. O. de (1951) — “Arcias recentes do Guarujá” *S.P. An. Acad. Bras. Cien.* Vol. 23, n.º 2, pp. 177-186.
- FREITAS, R. O. de (1955) — “Sedimentação, estratigrafia e tectônica da série Bauu (Estado de São Paulo)” *Bol. Fac. Fil. Cien. Let. U.S.P.* Vol. 194, Geologia n.º 14, 185 pp.
- GOLDICH, S. S. (1938) — “A study in rock weathering” *Journ. Geol.* Vol. 46, pp. 17-58.
- INMAN, D. L. (1949) — “Sorting of sediments in the light of fluid mechanics” *Jour. Sed. Pet.* Vol. 19, n.º 2, pp. 51-70.
- KRUMBEIN, W. C. & PETTIJOHN, F. J. (1938) — “Manual of sedimentary petrography” D. Appleton Century Co., New York, 549 pp.
- KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. (1951) — *Stratigraphy and Sedimentation*. Freeman & Co., São Francisco, Calif. 497 pp.
- KRYNINE, P. D. (1935) — “Alkose deposits in the humid tropics. A study in sedimentation in southern Mexico” *Am. Jour. Sc.* Series 5, v. 29, pp. 353-363.
- PETTIJOHN, F. J. (1949) — “Persistence of heavy minerals and geologic age” *Jour. Geol.* Vol. 49, pp. 610-625.
- PETTIJOHN, F. J. (1951) — *Sedimentary rocks*. Harper & Bros. New York, 526 pp.
- PETTIJOHN, F. J. (1931) — “Petrography of the beach sands of southern Lake Michigan” *Jour. Geol.* Vol. 39, n.º 5, pp. 432-455.
- RUSSELL, R. D. & DICKEY, P. A. (1950) — *Porosity, permeability and capillary properties of petroleum reservoirs*. Applied Sedimentation. P. D. Trask Editor. John Wiley & Sons, New York, 707 pp.
- TRASK, P. D. (1932) — *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston, Texas, Gulf Publishing Co.

- UDDEN, J A (1914) — "Mechanical composition of clastics sediments" *Bull Geol Soc Am* Vol 25, pp 655-744
- WADDELL, H (1932) — "Volume, shape and roundness of rock particles" *Jour Geol* Vol 40, pp 443-451

## RESUMÉ

Dans ce présent travail l'auteur étudie deux lots de sédiments rencontrés en inconfornabilité sur le quartzite sericitique de la série de Minas, localité de Peixotos, M G

L'horizon inférieur se compose d'un arenite feldspatique conglomératique de couleur violette et le supérieur d'un siltique rouge brique bien stratifié

Textuellement les sédiments sont beaucoup épars avec 9 et 10 classes textuelles de la classification de WENTWORTH, caractéristique de matériel d'origine fluvial piedmontique

L'analyse statistique se prononce en faveur d'un agent fluvial turbulent suivi d'une brusque déjection, conditions physiques rencontrables dans un ambient paléogéographique d'un piedmont

Les sédiments sont tous textuellement imatures, d'après la conception de FOLK, indiquant un brusque changement d'énergie du véhicule, que de la sorte, reste dépourvu de l'énergie nécessaire pour ségréguer les phases textuelles, argile, silte et sable

Tel fait s'accorde avec l'ambient tectonique d'un piedmont

Les minéraux légers se composent de: I — l'échantillon A-1 (au dessus de 0,074 mm): a) quartz 78,67%; b) feldspate 8,05% et c) argile 13,28%; (au dessous de 0,074 mm): a) quartz 77,18%; b) feldspate 9,54% et c) argile 13,28% II — l'échantillon A-2 (au dessus de 0,074 mm) a) quartz 81,94%; b) feldspate 8,00% et c) argile 10,06%. Aux échantillons B la proportion du matériel léger est la suivante: I — B-1: quartz 78,53% et argile 21,47%; II — B-2: quartz 75,74%; et argile 24,26% et III — B-3: quartz 73,74% et argile 26,26%

Le résidu lourd consiste en minéraux stables fisique et chimiquement, ce qui exclue l'origine glacial et impose un climat chaud et lumière à la source

Aux échantillons A nous avons 1 — turmaline, 2 — topaze, 3 — estaurolite, 4 — cianite 5 — rutile, 6 — zirconite et 7 — biotite

La biotite se rencontre principalement dans la fraction fine, ce qui indique une bonne combustion dans le transport, d'après PETERSON (1951, p 431)

Minéralogiquement les sédiments sont sur-matures Aux échantillons B la suite lourde se compose de zirconite, biotite, coridon, rutile

Le degré d'arrondissement d'après l'indice de WADDELL est de 0,40 et 0,50 pour les échantillons "A" et 0,30 pour les échantillons "B"

La porosité est de 26% pour les arenites et 28% pour les siltites. Quant à la paléogéographie la surface de production et de distribution, était soumise à un climat autrefois chaud et humide, ou prédominait l'intemperisme chimique Topographiquement se rencontrait sous pénéplanisation pour permettre que la vélocité de la composition chimique des roches de s'avancer en relation à la vélocité de l'érosion

Une perturbation tectonique a rompu cet équilibre accélérant l'érosion qui, de la sorte, a pu appréhender une grande quantité de matériel fine et de sédimerter des dépôts textuellement imatures (avec beaucoup d'argile) et minéralogiquement sur-matures (seulement des minéraux stables)

Le transport dans ce cadre paléogéographique a été de nature fluvial d'après les attributs de l'analyse statistique et du degré d'arrondissement et de la nature du climat humide et chaud L'ambient paléogéographique du dépôt a été piedmontique fluvial

Dans la tectonique de la sédimentation il y a eu une rapide érosion dans un plateau avec un épais manteau de décomposition et de rapide accumulation

D'après la série de persistance minéral de PETERSON (1949) ces sédiments piedmontiques ne peuvent pas être plus anciens que ceux du triassique

Quant au nombre de minéraux du résidu lourd il y a aussi de la concordance avec le mésozoïque d'après PETERSON (1951, p 488)

Dans la géochronologie aucun élément autorise corréler cette formation de Peixotos, avec d'autres telles que: a) Rio do Rasto b) Pirambola c) Bauru

Le problème est ouvert pour un encadrement, à venir, stratigraphique

## RESUMEN

En el presente trabajo, el autor estudia dos lotes de sedimentos encontrados en inconfornabilidad sobre el cuarzo sericitico de la serie de Minas, en la localidad de Peixotos, M G El horizonte inferior se compone de un arenito feldspático conglomérático de color violado y el superior de un silito rojo ladrillo bien estratificado

Textualmente los sedimentos son muy expandidos, con 9 y 10 clases textuales de la clasificación de WENTWORTH, característico de material de origen fluvial y piemóntico

El análisis estadístico se pronuncia favorable a un agente fluvial turbulento seguido de una brusca deyección, condiciones físicas reencontrables en ambiente paleogeográfico de un piemonte Los sedimentos son todos textualmente inmaturos, según el concepto de FOLK indicando bruscas pérdidas de energía de vehículo; que así queda desprovisto de la energía necesaria para regregar las fases textuales arcilla, silte y arena

Tal hecho está de acuerdo con el ambiente tectónico de un piemonte

Los minerales leves se componen de: I — En la muestra A-1 (arriba de 0,074 mm): a) cuarzo 78,67%; b) feldspato 8,05% y c) arcilla 13,28%; (abajo de 0,074 mm): a) cuarzo 77,18%; b) feldspato 9,54% y c) arcilla 13,28%. II — En la muestra A-2 (arriba de 0,074 mm): a) cuarzo 81,94%; b) feldspato 8,00% y c) arcilla 10,06%. En las muestras B, la proporción del material leve es la siguiente: I — B-1: cuarzo 78,53% y arcilla 21,47%; II — B-2: cuarzo 75,74% y arcilla 24,26% y III — B-3: cuarzo 73,74% y arcilla 26,26%

El residuo pesado consiste en materiales estables física y químicamente, lo que excluye origen glacial y impone un clima caliente y húmedo en la fuente

En las muestras A tenemos: 1 — Turmalina, 2 — Topacio, 3 — Estauroлита, 4 — Cianita, 5 — Rutilo, 6 — Ciconita y — Biotita. La biotita ocurre principalmente en la fricción fina, lo que indica buena actuación en el transporte según PERTJOHN (1951, p 431)

Mineralógicamente los sedimentos son supermaturos. En las muestras B el sequito pesado se compone de ciconita, biotita, turmalina, cianita, corindón, rutilo

El grado de redondeo según el índice de WADELL es de 0,40 y 0,50 las muestras "A" y 0,30 para las muestras "B"

La porosidad es de 26% para los arenitos y 28% para los siltos

En cuanto a la paleogeografía el área de abastecimiento y distribución hallase sujeta a un clima pretérito caliente y húmedo, donde predominaba el intemperismo químico. Topográficamente se encontraba bajo peneplanización para permitir que la velocidad de decomposición química de las rocas se adelantase en relación a la velocidad de erosión. Una perturbación tectónica ha roto este equilibrio, acelerando la erosión que así ha podido aprehender grande cantidad de material sedimentar fino y sedimentar depósitos textualmente inmaturos (con mucha arcilla) y mineralógicamente supermaturos (sólo minerales estables)

El transporte en ese cuadro paleogeográfico fué de naturaleza fluvial según los atributos del análisis estadístico y del grado de redondeo y de la naturaleza del clima húmedo y caliente. El ambiente pleogeográfico de la deposición fué piemóntico fluvial

En la tectónica de la sedimentación hubo rápida erosión en un altiplano con espeso manto de decomposición y rápida acumulación

Según la serie de persistencia mineral de PERTJOHN (1949) estos sedimentos piemónticos no pueden ser más antiguos que el triásico. En cuanto al número de minerales del residuo pesado hay también concordancia con el mesozoico según PERTJOHN (1951, p 438)

En la geocronología ningún elemento autoriza correlacionar esta formación de Peixotos con otras tales como: a) Río del Rastio, b) Pirambola, c) Bauru

El problema queda abierto para futuro encuadramiento estratigráfico

#### SUMMARY

In the present paper the author studies two lots of sediments laid on inconformity over a sericite-quartzite of the pre-cambrian Minas Series near by the Peixotos electric Power Plant, State of Minas Gerais, Brazil

The sediment textures, in WENTWORTH grade scale, spread over 9 and 10 classes, and thus showing a range peculiar to fluvial piemontic deposits

The statistical analysis bears evidence to a turbulent fluvial transportation, followed by a rapid accumulation; such a condition is naturally found on a piemontic environment

On the bases of the textural maturity concept of FOLK, the sediments are immatures; this fact means a sudden loss of energy of the agent of transport, which becomes unable to segregate the textural components as clay and silt from the sand grade

The sample A-1 has the light minerals composed of quartz 78,67%, feldspaths 8,05%, and clay 13,28% in the sizes over 0,074 mm; in the sizes under 0,074 mm there are quartz 77,18%, feldspaths 9,54% and clay 13,28%. The sample A-2 has quartz 81,94%, feldspaths 8,00%, and clay 10,06% in the sizes over 0,074 mm. The sample "B" have the light minerals distributed as follows: B-1, quartz 78,53%, and clay 21,47%; B-2, quartz 75,74% and clay 24,26%; B-3, quartz 73,74%, and clay 26,26%. The sediments "A" are comprised of feldspathic conglomeratic sandstones, and the sediments "B" are siltstones. The first ones are massive and the second very well stratified

The heavy suites are comprised only by stable minerals. For better understanding the heavy minerals were separated into two fractions, one being over 0,074 mm and the other under 0,074 mm. The sample "A" show turmaline, topaz, staurolite, kyanite, rutile, zircon and biotite. The biotite occurs in the finer grades, which means good abrasion during transport as PERTJOHN pointed out it (p. 431, 1952). The sample "B" show zircon, biotite, turmaline, kyanite, corundum and rutile. With respect to the mineral composition these sediments are mature

The roundness values, in accordance with the WADELL formula, are 0,40 and 0,50 for the sandstones, and 0,30 for the siltstones

The porosity is 26% for the sandstones and 28% for the siltstones

The source area of these sediments was under humid and warm climate in order to provide the chemical weathering dominating over the velocity of the erosion, as witness the stability of the heavy minerals. The topography was under peneplanation because the rate of chemical weathering of the parent rocks took advantage with reference to the velocity of the erosion. A tectonic disturbance due to epirogenic movements associated with faulting broke this balance; then the rate of erosion was increased and it had the chance to get a great quantity of sediments rich in finer grades. Consequently the deposits are texturally immature and mineralogically mature

Regarding the sedimentary tectonics there was rapid erosion over a plateau under previous conditions of a peneplain, which had a thick waste mantle of weathered crystalline rocks, as granites, pegmatites, gneiss and schists. This fact signifies that these sediments were originally fine and were released in humid and warm source area climate. The sediments were transported by rivers fed by the humid climate and deposited afterwards along a piemontic environment as the rapid accumulation and immature texture tell



With respect to the mineral persistence series of PERRIJOHN (1952), these sediments could not be more aged than the triassic period. There is also a confirmation of that age on the number of the heavy minerals.

Presently it is not yet possible to correlate these sediments of Peixotos to others of post-triassic age in south Brazil. This problem is still open for future stratigraphic correlation.

### ZUSAMMENFASSUNG

In volliegender Arbeit studiert der Verfasser zwei Sedimentteile, die sich gleichfoermig auf dem Minasserie-Quartz befinden. Der untere Horizont setzt sich von einem pupurrotem Feldspatkonglomerat zusammen, der obere von roten schichtfoermiggelagerten Siltit.

Texturialklassen, charakteristischen Stoffen flusspiemontischen Ursprungs. Die statistische Analysis bestimmt eine tobende Flusskraft, der eine ploetzliche Ausleerung folgt. Diese fischen Beschaffenhheiten koennen in paleografischen Gegenden eines Piemontes wieder gefunden werden. Die Sedimente sind alle texturial unreif, nach Folks Ansicht, und zeigen einen ploetzlichen Energieverlust des Befoederungsmittel. Demnach fehlt ihm die notwendige Energie, um die Texturialfasen Ton-Siltit und Sand zu bilden.

Die leichten Mineralien werden gebildet von I — Im Muster A-1 (ueber 0,074 m): Quartz 78,67%; b) Feldspat 8,05% und c) Ton 13,28% (unter 0,074 m): a) Quartz 77,18%; b) Feldspat 9,54 und c) Ton 13,28. II — Im Muster A-2 (uebei 0,074 mm): a) Quartz 81,94%; b) Feldspat 8,00 und c) Ton 10,06%. In den Muster B ist das Verhaeltnis des leichten Stoffes folgendes: I — B-1: Quartz 78,53 und Ton 21,47% und II — B-2: Quartz 75,74 und Ton 24,26% und III — B-3: Quartz 73,74 und Ton 26,26%.

Der schwere Bodensatz wird von physich- und chemich unveraendbaren Mineralien gebildet, was einen Eisprung ausschliesst und ein heisses und feuchtes Klima am Anfang bestimmt.

In den Mustern A finden wir 1 — Turmalin; 2 — Topaz; 3 — Staurolit; 4 — Cianit; 5 — Rutil; 6 — Zirkonit; 7 — Biotit. Biotit wird in dem feinen-Teil gefunden, was starke Abrasion waehrend der Befoederung beweist (PERRIJOHN, 1951, S. 431). Die Sedimente sind mineralogisch ueberreif. In den Mustern B wird von Zirkonit, Biotit, Turmalin, Zionit, Koridon, Rutil zusammengesetzt. Der Abrundungsgrad ist nach WADELL'S Index 0,40 und 0,50 fuer die Muster "A" und 0,30 fuer die Muster "B".

Die Porositaet ist 26% fuer die Areniten und 28% fuer die Siltiten.

Was der Paleogeographie anbetriefft war die Lieferungs- und Verteilungsflaeche von einem heissen und feuchten Klima abhaengig, wo chemische und Unbestaendigkeiten vorherrschten. Da sie topographisch unter befand, wurde es ermoeglicht das die Geschwindigkeit der chemischen ersetzung schneller zunahm als die Geschwindigkeit der Erosion. Eine tektonische Stoerung zerbrach dieses Gleichgewicht. Die Erosion wurde beschleunigt so konnte eine grosse Menge feines Sedimentarstoffes und texturialreifes Sedimentdepot (sehr tonreich und mineralogisch ueberreif (nur unveraendbare Mineralien) gewonnen werden. Nach den Atributen der statistischen Analysis, dem Abrundungsgrad und der heissen und feuchten Klimabedingung geschah die Befoederung auf dieses paleografische Gegend auf dem Feussweg. Der paleografische Ort der Absetzung war flusspiemontisch.

Waehrend der tektonischen Absetzung geschah eine ploetzliche Erosion auf eine Erhoeung umgeben von einer dichten Zersetzungsschicht und schneller Anhaeuung. Nach PERRIJOHN (1949) Mineralbestaendigkeitsserie, koenne ndie piemontische Zersetzung nicht aelter sein als die Trias. Was der Zahl der Mineralien des Bodensatzes betriefft, wird eine Uebereinstimmung mit dem (PERRIJOHN, 1951, S. 488) gefunden.

In der Geochronologie wird es nicht erlaubt andere Orte wie: a) Rio de Rastro, b) Piramboia, c) Bauru, mit der Gestaltung Peixotos in Beziehung zu stellen. Die Frage bleibt fuer kommende stratigraphische Anpassungen offen.

### RESUMO

En ĉi tiu artikolo la aŭtoro studas du aĵojn da sedimentoj trovitajn nekonformeco sur serĉita kvarcito de la seĉo de Minas, en la loko Peixotos, Minas Gerais. La malsupera horizonto konsistas el konglomerata feldspata greĵo viekolora, kaj la supra el silito brikruga bone tavoloita.

Teksaĵe la sedimentoj estas tre ekspanciaj, kun 9 kaj 10 teksaĵaj klasoj de la klasigo de WENTWORTH, karakteriza de materialo de piemonta rivera deveno.

La statistika analizo sin deklaras por agitema rivera aginto sekvita de subita elĵetado, fizikaj kosĉioj retroveblaj en paleografiaj medioj de piemonto. Ĉiuj sedimentoj estas teksaĵe nematuraj, laŭ la koncepto de Folks, indikante subitan peidon de energio de transportilo, kiu tial senprovizigas de la energio necesa al la kunigo de la teksaĵaj fazoj — argilo, silito kaj sablo. Tiu fakto akoidigas kun la tektonika medio de piemonte.

La malpezaj mineraloj konsistas el: 1 — En la specimeno A-1 supre de 0,074 mm: a) kvarco 78,67%; b) feldspato 8,05% kaj c) argilo 13,28%; (supre de 0,074 mm: a) kvarco 77,18%; b) feldspato 9,54% kaj c) argilo 13,28%. II — En specimeno A-2 (supre de 0,074 mm): a) kvarco 81,94%; b) feldspato 8,00% kaj c) argilo 10,06%. En la specimenoj B la proporcio de la malpeza materialo estas la sekvanta: I — B-1 kvarco 78,53% kaj argilo 21,47%; II — B-2: kvarco 75,74% kaj argilo 24,26% kaj III — B-3: kvarco 73,74% kaj argilo 26,26%.

La peza restaĵo konsistas el fizike kaj ĉemie firmestaj mineraloj, kiu ekskludas la glacian devenon kaj trudas varman kaj malsekan klimaton ĉe la fonto.

En la specimenoj A ni havas: 1 — Turmalino, 2 — Topazo, 3 — Staŭrolita, 4 — Cianilo, 5 — Rutilo, 6 — Zirkonito kaj 7 — Biotito. La biotito okazas precipe ĉe la maldika frakcio, kio indikas bonan fioton ĉe la transportilo laŭ PERRIJOHN (1951, p. 431).

Mineralogie la sedimentoj estas supermaturoj. En la specimenoj B la peza sekvantaro konsistas el zirkonito, biotito, turmalino, cianito, korindono, rutilo.

La grado de rondiĝo laŭ la indico de WADELL estas 0,40 kaj 0,50 por la specimenoj "A" kaj 0,30 por la specimenoj "B"

La poreco estas 26% por la grejsoj kaj 28% por la siltitoj

Koncerne la paleogeografion la areo de liverado kaj distribuado troviĝis dependa de preterita klimato vama kaj malseka, kie superregadis la ĥemia intemperimo. Topografie ĝi troviĝis sub duonobeiĝo lasanta, ke la rapideco de ĥemia diseriĝo de la rokoj autaueniru rilate al la rapideco de erozio. Tektonika agitado rompis tiun ekvilibron akcelante la erozion, kiu tiel povis kapti grandan kvanton da maldika sedimenta materialo kaj sedimenti teksaĵe nematurajn deponejojn (kun multe da argilo) kaj mineralogie supermaturajn (nur firmestataj minealoj)

La transporto en tiu paleografia kadro estis el rivera karaktero laŭ la atributoj de la statistika analizo kaj de la grado de rondiĝo kaj de la karaktero de la malseka kaj vama klimato. La paleografia medio de la deponado estis rivera piemonta.

En la tektoniko de la sedimentado estis rapida erozio de altebenaĵo kun dika kovrilo de diseriĝo kaj rapida amasiĝo.

Laŭ la serio de minerala persisteco de PETTJOHN (1949) tiuj piemontaj sedimentoj ne povas esti pli antikvaj ol la triaso. Pri la nombro da minealoj de la peza restaĵo estas ankau akordo kun mezozoiko laŭ PETTJOHN (1951, p. 488).

En la geokronologio neniu elemento permesas interilatiĝi tiun formacion de Peixotos kun aliaj, kiaj: a) Rio do Rastro, b) Piramboia, c) Bauru.

La problemo retas malfermita si estonteca stratigrafia enkadriĝo.