

DIRETORIA GERAL DE EDUCAÇÃO

ESTADO DO PARANÁ

ARQUIVOS

do

MUSEU
PARANAENSE

VOL. V

Diretor: JOSÉ LOUREIRO FERNANDES



CURITIBA

Maio, 1945 — Março, 1946



Foto 1

Vista de oeste para N 90 E. (mag.) na direcção das linhas de estrutura, mostrando a desagregação da frente N de Vila Velha ao longo das diáclases paralelas. As formas produzidas desta maneira lembram uma "cidade fossil".

Foto Welas

ESTAMPA 1

10009 08327 280988130
CENTRO DE
L2388 00001

GEOLOGIA E GEOGRAFIA

da região de

VILA VELHA

Estado do Paraná

e

Considerações sôbre a glaciação
carbonífera no Brasil

POR

REINHARD MAACK

•

Com 2 anexos com perfis, 12 esbôcos,
44 figuras no texto e 115 folios.

•

Curitiba, 1946
MUSEU PARANAENSE

PREFACIO

Com a presente monografia sôbre a região de Vila Velha apresentamos uma modesta contribuição aos estudos referentes à glaciação paleozóica do Brasil Meridional. Apesar do reconhecimento da verdadeira natureza de Vila Velha e desta contribuição para a mais exata determinação da idade geológica dos depósitos glaciais da série Itararé, o tema sôbre a glaciação gondiânica ainda não está esgotado.

As pesquisas de campo prolongaram-se ativamente no decorrer do ano de 1945, tendo-se obtido novo material de estudo. Assim se tornou possível verificar que também em outras regiões do Estado do Paraná as camadas glaciais da série Itararé se estendem muito mais para leste do que até então se supunha, como ficou assinalado, por exemplo, no perfil Pirai-Mirim à Ventania. Assim, entre outras, as nossas pesquisas puderam acompanhar a frente de transgressão do mar carbonífero mais para o interior do Estado do Paraná.

No segundo semestre do ano de 1945 fizemos o levantamento fotogramétrico de Vila Velha e imediações, de modo a tornar possível, em breve, apresentar um mapa exato desta zona. Durante o levantamento tivemos o ensejo de observar que as inclusões de material glacial impelido no arenito de Vila Velha aumentam, frequentemente, em determinadas posições, até constituírem núcleos de conglomerado.

Quanto à nova estratificação do devoniano, indicada neste trabalho, foi recentemente verificado que o perfil a oeste de Tibagi se repete também em outras zonas de distribuição do devoniano no Estado do Paraná na mesma sequência:

Arenito das Furnas,

Grupo Ponta Grossa com os folhelhos de Ponta Grossa,

Arenito de Tibagi e os folhelhos de Barreiro,

Grupo Barreiro com diversos arenitos na capa do sistema devoniano.

Numa excursão com o Prof. Dr. Kenneth E. Caster, em janeiro de 1946, foram descobertas, em um destes perfis devonia-

nos, novas localidades fossilíferas em Lamberdor, fósseis estes que estão sendo examinados detalhadamente. Os restos de erosão de uma glaciação pre-devoniana na base do arenito das Furnas, repetidamente mencionados no presente trabalho, foram estudados detidamente; o material coletado acha-se atualmente em estudo petrográfico.

Uma grande dificuldade na realização do presente trabalho foi ocasionada pela falta de literatura especializada nas bibliotecas científicas de Curitiba, de modo que muitas publicações não puderam ser consultadas. Ficámos limitados exclusivamente à literatura em nosso poder, existente na biblioteca do Museu Paranaense, e à que nos foi gentilmente emprestada de São Paulo e Buenos Aires.

A monografia sobre a região de Vila Velha já se achava concluída em língua alemã em novembro de 1944. A sua tradução e as nossas frequentes viagens de estudos retardaram até o presente a edição de 1945 dos "Arquivos do Museu Paranaense". Na tradução do alemão para o português desapareceram muitas das peculiaridades linguísticas, especialmente dos termos técnicos, motivo pelo qual pedimos benevolência a nossos leitores, dada a dificuldade de obtenção das expressões exatas em português.

Pela revisão do texto português deixamos aqui os nossos agradecimentos à vários elementos do Museu Paranaense, especialmente ao seu incansável Diretor, Dr. José Loureiro Fernandes, ao Sr. Frederico Waldemar Lange, e ao Rev. P. Jesus Moure, C.M.F. Consignamos também especiais agradecimentos pelo auxílio que nos prestaram nos numerosos trabalhos de tradução e datilografia, assim como na correção das provas, ao Sr. Ralph J. G. Hertel e à esposa do autor, Dra. Margarete Neussel Masck, bem assim à Mrs. A. S. Caster, esposa do Prof. Dr. Kenneth E. Caster, pela versão do resumo para a língua inglesa.

Para a realização das análises mecânicas e químicas, o Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba pôz à nossa disposição seus laboratórios especializados. Por este valioso auxílio expressamos nossos reconhecimentos ao seu benemérito Diretor, Dr. Marcos Augusto Enrietti.

Curitiba, março de 1946.

REINHARD MAACK.

III

INDICE

PREFÁCIO	I
I - LOCALIZAÇÃO E NOTAS CLIMÁTICO-GEOGRÁFICAS	3
II - CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DE VILA VELHA E DA REGIÃO LESTE DO SEGUNDO PLANALTO DO ESTADO DO PARANÁ	15
III - OBSERVAÇÕES NAS ROCHAS DA REGIÃO DE VILA VELHA E DA GLACIAÇÃO CARBONÍFERA DO ESTADO DO PARANÁ	53
A) - Perfil geológico do vale do rio Tibagi em direção NE através de Vila Velha	21
B) - Perfil geológico principal Serrinha—Palmeira—Ponta Grossa	24
C) - Perfil geológico Palmeira—São João do Triunfo	31
D) - Perfil geológico Palmeira—Rio d'Areia—Teixeira Soares	35
E) - Perfil das camadas glaciais perto da cidade de Lapa	45
F) - Perfil geológico do devoniano no Estado do Paraná	49
A) - Generalidades	53
B) - O arenito das Furnas	58
1 - Conglomerado basal	58
2 - O arenito das Furnas	59
C) - Arenitos flúvio-glaciais	66
1 - O arenito de Vila Velha	67
2 - Zona de extensão do arenito de Vila Velha	76
3 - Arenitos flúvio-glaciais coloridos na capa do horizonte de Vila Velha	77
D) - Arenitos eólicos da época glacial	79
E) - Argilas laminadas de coloração alternante, varvitos, e argilas unicolores com estratificação fina, peloditos	96
F) - Tilitos	111
1 - Composição granulométrica dos tilitos	112
2 - Material impellido dos tilitos	115
3 - Composição dos tilitos	120
G) - Conglomerados de drift e esmadas de transgressão marinha ..	128
1 - Considerações gerais	128
2 - Conglomerados de drift e horizontes fossilíferos marinhos ..	132
3 - Argilas neríticas escuras	138
H) - Considerações gerais sobre os fósseis até agora encontrados nos horizontes glacial-marinhos da série Itararé	141

VIII

IV - RESULTADOS GEOLÓGICOS GERAIS DAS PESQUISAS 151

A) - A idade das camadas continental-glaciais e glacial-marinhas da série Itararé 151

1 - Generalidades 151

2 - A limitação da glaciação paleozóica no Brasil 159

3 - A idade geológica provável das camadas glaciais e de transgressão marinha da série Itararé 166

B) - A direção do movimento do gelo 173

1 - Generalidades 173

2 - Orientação do material impellido em tilitos do sul do Paraná 177

3 - Ângulos de inclinação e direção de mergulho da peneplanície pregonduânica no Estado do Paraná 182

4 - Resumo dos resultados das pesquisas sobre a direção de movimento do inlandsis de Gondwana 189

C) - Número dos avanços do gelo à região do Estado do Paraná e o problema das épocas interglaciais do carbonífero 195

D) - Sobre as causas da glaciação e as remotas relações geológicas 224

V - AS FORMAS DE SUPERFÍCIE DA REGIÃO DE VILA VELHA E DA PARTE DO EXTREMO LESTE DO SEGUNDO PLANALTO DO ESTADO DO PARANÁ 243

A) - Generalidades 243

B) - Formas de platôs e vales 249

C) - As pequenas formas de erosão de Vila Velha 257

D) - Conclusões 262

SUMMARY 265

ZUSAMMENFASSUNG 279

BIBLIOGRAFIA 293

N.º Estampa

1 II Esboço

2 III Esboço

3 IV Carta

4 V Carta

5 XLIV Fig. 1

6 XLV Esboço

7 XLVI Esboço

8 XLIX Fig. 40

9 LI Formas

10 LII Esboço

11 LIII Esboço

12 LIV Bloco-diagrama

INDICE DAS ILUSTRAÇÕES

ESBÔÇOS

N.º	Estampa	entre as págs.
1	II ESBÔÇO geológico da região de Vila Velha 1 : 900 000	14 e 15
2	III ESBÔÇO geológico da região sul de Vila Velha, entre Teixeira Soares e Mafra, demonstrando o limite da transgressão marinha sobre as camadas con- tinentais-glaciais da série Itararé — 1 : 1 000 000	14 e 15
3	IV Cortes geológicos através das camadas glaciais da sé- rie Itararé nas fazendas "Vila Velha" e "Lagoa Dourada", bem como a nordeste de Ponta Grossa	22 e 23
4	V Corte geológico na região de Lapa (Paraná) com dia- gramas granulométricos das rochas típicas da re- gião. Longitudinal; 1 : 120 000 — Alturas: 1 : 12 000	46 e 47
5	XLIV Fig. 1 — ESBÔÇO esquemático mostrando o ritmo da sedimentação com avanço e recuo do gelo duma glaciação	194 e 195
	Fig. 2 — ESBÔÇO da superfície pre-gonduânica e da glaciação de latitude (inlandsis) carbonífera no Estado do Paraná	194 e 195
6	XLV ESBÔÇO dos números e das direções dos avanços da glaciação de latitude (inlandsis) carbonífera às di- ferentes zonas do Brasil Meridional	206 e 207
7	XLVI ESBÔÇO das antigas ligações geológicas durante a época de glaciação e de transgressão marinha no perí- odo carbonífero, segundo a teoria de A. Wege- ner — 1 : 25 000 000	224 e 225
8	XLIX Fig. 40 — Distribuição dos continentes em torno do pólo sul, durante as glaciações permo-carbonífe- ras, segundo Salomon-Calvi. Extraído da obra de Viktor Leinz "Estudos sobre a glaciação Permocarbonífera do sul do Brasil" ..	234 e 235
9	LI Formas da estrutura do arenito das Furnas (Figs. 1 — 6) e desenvolvimento das formas da superfície e dos vales na região do arenito das Furnas (Figs. 7 — 9)	252 e 253
10	LII ESBÔÇO esquemático do desenvolvimento das formas da superfície na região da Vila Velha	256 e 257
11	LIII ESBÔÇOS esquemáticos do desenvolvimento das formas da superfície da Vila Velha (Figs. 1 — 5)	258 e 259
	Fig. 6 — ESBÔÇO geológico esquemático das rochas de Vila Velha	258 e 259
12	LIV Bloco-diagrama das formas de superfície entre Vila Velha e a escarpa (cuesta) devoniana	263 e 264

ANEXOS

Anexo I — Perfil n.º 1 — Corte geológico entre a escarpa devoniana da Serrinha e Ponta Grossa Esc. long. 1:250 000, vert. 1:50 000	Fig. 7
" " 1a — Corte através de Vila Velha	" 8
" " 1b — Secção transversal do rio Iguaçu	" 9
" " 2 — Corte de Ponta Grossa à Castro Esc. long. 1:250 000, vert. 1:50 000	" 10
" " 3 — Corte geológico através das camadas devonianas da serra do Barreiro à oeste de Tibagi Esc. long. 1:62 500, vert. 1:25 000	" 11
Anexo II — " " 4 — Corte através das camadas de glaciação da série Itararé entre Palmeira e São João do Triunfo Esc. long. 1:125 000, vert. 1:25 000	" 12
" " 4a — Secção geológica Palmeira—Guaíaca.	" 13
" " 4b — Parte do perfil n.º 4 entre Serrinha e Guaíaca na escala long. 1:62 500, vert. 1:5 000	" 14
" " 4c — Corte geológico vertical do perfil n.º 4 — Escala 1:3 125	" 15
" " 5 — Corte geológico entre Palmeira e Teixeira Soares pela estrada de rodagem Esc. long. 1:125 000, vert. 1:25 000	" 16
" " 5a — Secção geológica Rio d'Areia—Teixeira Soares Esc. long. 1:62 500, vert. 1:12 500	" 17
" " 5b — Corte geológico vertical do perfil n.º 5a, escala vert. 1:3 125	" 18
	" 19
	" 20

FIGURAS NO TEXTO

	Pág.
Fig. 1 — Perfil geológico da margem esquerda do rio Iguaçu entre os kms. 2,5 e 3 do trecho navegável	27
" 2 — Corte geológico na margem esquerda do rio Iguaçu entre os kms. 13 e 14 (Terra Vermelha)	28
" 3 — Corte geológico longitudinal no leito do rio Iguaçu em Palmeira entre os kms. 79 e 80, esquemático	33
" 4 — Esbôço esquemático através das camadas fossilíferas da série Itararé no Rio d'Areia	38
" 5 — Esbôço esquemático da situação dos lugares fossilíferos, descobertos em junho de 1944 por Frederico W. Lange no Rio d'Areia	39
" 6 — Perfil sobre a base da série Tubarão com a camada argilosa escura com carvão de pedra. Localidade: Mineiros (cârc. de 5 kms. a sueste de Rio d'Areia)	42

	Pág.
Fig. 7 — A base do arenito das Furnas na Serrinha, altitude de 1137 ms. sobre o nível do mar, entre os kms. 48 e 49	59
" 8 — Composição granulométrica do arenito das Furnas na Serrinha, tipo 1	61
" 9 — Composição granulométrica do arenito das Furnas; composição do tipo comum, n.º 2, cerca de 50 kms. ao oeste da escarpa devoniana	62
" 10 — Composição granulométrica do arenito flúvio-glacial n.º 405 MP, na base de Vila Velha	70
" 11 — Composição granulométrica do arenito principal de Vila Velha na camada média	73
" 12 — Composição granulométrica do arenito na capa de Vila Velha	74
" 13 — Arenito fino flúvio-glacial de cor cinzento-amarelo-clara, camada acima dos varvitos (diagrama)	78
" 14 — Corte geológico esquemático através das camadas flúvio-glaciais no km. 11,5 do rio Iguaçu e a estrutura do arenito esverdeado-amarelado	79
" 15 — Confronto da composição granulométrica de loess quaternário da Alemanha com um loessito da série Itararé do Rio do Sul-Santa Catarina e um loessito de Água Branca-Estado do Paraná	84
" 16 — Composição granulométrica de uma areia no cume de uma duna segundo Twenhofel	88
" 17 — Composição granulométrica de um arenito desértico Caiuá n.º 602 MP	88
" 18 — Composição granulométrica do arenito Caiuá abaixo do arenito n.º 602 MP a oeste da corredeira de Ferro	89
" 19 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 409 MP. Camada acima dos varvitos, kms. 120 a 123, perfil Palmeira-Ponta Grossa	91
" 20 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 410 MP ao sul de Mandaçaia, perfil Palmeira-São João do Triunfo	92
" 21 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 444-a MP do km. 125 do perfil Palmeira-Ponta Grossa	93
" 22 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 441 MP do km. 121,7 do perfil Palmeira-Ponta Grossa	93
" 23 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 444 MP do km. 124 do perfil Palmeira-Ponta Grossa	93
" 24 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 443 MP do km. 122,5 do perfil Palmeira-Ponta Grossa	94
" 25 — Composição granulométrica de um varvito da série Itararé do km. 128,5 no perfil Mandaçaia-Gualaca	102
" 26 — Composição granulométrica de um pelodito da série Itararé no km. 106 do perfil Serrinha-Mandaçaia	102
" 27 — Composição granulométrica de um pelodito da série Itararé do perfil Palmeira-Ponta Grossa nos kms. 117-123	104

Fig. 28 — Composição granulométrica de um varvito arenoso da série Itararé do perfil Palmeira—Ponta Grossa entre os kms. 117 e 123	104
" 29 — Composição granulométrica do tilito de Pugas entre os kms. 92 e 94	114
" 30 — Composição granulométrica de um tilito entre Serrinha e Mandaçaia (kms. 104—108,5)	114
" 31 — Composição granulométrica do tilito de Palmeira, entre os kms. 79 e 80 no vale do rio Iguaçu	114
" 32 — A estratificação de núcleos de conglomerados no arenito flúvio-glacial. Afloramento no vale do rio Tibagi entre o salto da Conceição e Cachoeira Grande, município de Tibagi 126	
" 33 — Composição granulométrica dos conglomerados de drift na base dos horizontes fossilíferos marinhos em Rio d'Areia e Baitsca	134
" 34 — Composição granulométrica dos sedimentos glaciais de drift acima dos horizontes fossilíferos de Rio d'Areia	135
" 35 — Composição granulométrica do arenito de <i>Aviculopecten</i> perto de Rio d'Areia	136
" 36 — Composição granulométrica do horizonte fossilífero n.º 2 em Rio d'Areia	137
" 37 — Composição granulométrica das camadas periticas argilosas de cor azul-cinza-escuro com fósseis marinhos no km. 160,6 entre Baitsca e Teixeira Soares	139
entre as págs.	
Fig. 38 — Estampa XLVII — Distribuição dos continentes e oceanos no permiano, segundo E. Koken (1907), mostrando a distribuição das regiões com depósitos glaciais da era paleozóica	228 e 229
" 39 — Estampa XLVIII — Distribuição dos continentes e oceanos no início do permiano, segundo C. Schuchert, mostrando a distribuição das regiões com depósitos glaciais paleozóicos	228 e 229
" 40 — Estampa XLIX — Distribuição dos continentes em torno do pólo sul, durante as glaciações permocarboníferas, segundo Salomon-Calvi	234 e 235
" 41 — A disposição dos continentes como massa uniforme no paleozóico (período carbonífero), da qual se separou a América durante a era mesozóica (segundo A. Wegener)	234 e 235
" 42 — O deslize dos continentes e a sua distribuição no período terciário (segundo A. Wegener)	234 e 235
" 43 — Perfil transversal do vale do rio Cajuru, um dos rios nascentes principais do rio Tibagi, na região das camadas glaciais da série Itararé	pág. 255
" 44 — Perfil transversal do vale de base larga (Schlental) do rio Tibagi entre os rios Bitumirim e Pitangui ..	" 256

Foto 1 — Estar

Vis
lin
fre
ral

Fotos 2 a 10 —

Foto 11 — Estar

Su

Fotos 12 a 17 —

F

" 18 a 21 —

F

" 22 e 23 —

V

" 24 e 25 —

F

" 26 a 31 —

F

" 34 e 35 —

F

" 36 e 37 —

F

Foto 38 — Est

" 39 — E

Fotos 40 e 41

" 42 e 43

" 44 e 45

XIII

FOTOS

Foto 1 — Estampa I	entre as págs.
Vista de oeste para N 90° E (magn.) na direção das linhas de estrutura, mostrando a desagregação da frente N de Vila Velha no longo das diáclases paralelas	Pórtico
Fotos 2 a 10 — Estampas VI e XI	
Fotos referentes ao arenito das Furnas	52 e 53
Foto 11 — Estampa XII	
Sumidouro do rio Pitangui, município de Ponta Grossa	52 e 53
Fotos 12 a 17 — Estampas XIII a XV	
Fotos referentes à estrutura e à esfoliação do arenito de Vila Velha	66 e 67
" 18 a 21 — Estampas XVI e XVII	
Fotos referentes ao material glacial impelido no arenito de Vila Velha	74 e 75
" 22 e 23 — Estampa XVIII	
Varvitos abaixo do arenito de Vila Velha	74 e 75
" 24 e 25 — Estampa XIX	
Fotos mostrando os contrastes da estrutura e esfoliação do arenito de Vila Velha e do das Furnas	74 e 75
" 26 e 33 — Estampas XX a XXIV	
Fotos referentes à ocorrência do arenito de Vila Velha em diversos lugares	78 e 79
" 34 e 35 — Estampa XXV	
Formas pequenas de esfoliação na superfície dos arenitos flúvio-glaciais em Restinga Seca e no Morro do Monge	78 e 79
" 36 e 37 — Estampa XXVI	
Paredões de arenito flúvio-glacial no Morro do Monge, perto da cidade de Lapa	78 e 79
Foto 38 — Estampa XXVII	
Camadas glaciais na margem esquerda do rio Iguaçu no km. 14, na chamada Praia Vermelha, apresentando uma rápida alternância de argilas glaciais com arenitos flúvio-glaciais	78 e 79
" 39 — Estampa XXVIII	
Formas típicas de esfoliação de um arenito flúvio-glacial na fazenda Monte Alegre, ao sudoeste de Vila Prêta	78 e 79
Fotos 40 e 41 — Estampa XXIX	
Bancos de arenitos eólicos da série Itararé	110 e 111
" 42 e 43 — Estampa XXX	
Gargantas de erosão, bossorecas	110 e 111
" 44 e 45 — Estampa XXXI	
Varvitos	110 e 111

Pág.
da série
km. 117
104
os km.
114
rinha e
114
entre os
114
ito flú-
e salto
Tibagi 128
na ba-
veia e
134
e drift
135
perto
136
2 em
137
Dunas
km.
139
as págs.
e 229
e 229
e 235
e 235
e 235
235
255
256

	entre as págs.	
Fotos 46 a 53 — Estampas XXXII a XXXV		
Tiltos e material glacial impellido	126 e 127	
" 54 a 59 — Estampas XXXVI a XXXVIII		
Microfotos do material impellido dos tiltos	126 e 127	
" 60 a 63 — Estampas XXXIX e XL		
Fotos referentes às camadas glacial-marinhas de drift	150 e 151	
" 64 a 67 — Estampas XLI e XLII		
Bancos fossilíferos e o arenito de <i>Aviculopecten</i> do Rio d'Areia	150 e 151	
" 68 e 69 — Estampa XLIII		
Camadas da série Tubarão com jazidas de carvão de pedra em Mineiros	150 e 151	
" 70 a 75 — Estampas LV a LVII		
Fotos referentes à escarpa devoniana	263 e 264	
" 76 e 77 — Estampa LVIII		
Vale do rio dos Papagaios e a várzea do rio Tibagi	263 e 264	
Foto 78 — Estampa LIX		
Vista geral da paisagem de Vila Velha	263 e 264	
" 79 — Estampa LIX		
A lagoa Dourada na fazenda do mesmo nome	263 e 264	
" 80 — Estampa LX		
<i>Diplothemium campestre</i> (Mart.) nos campos ao redor de Vila Velha	263 e 264	
Fotos 81 a 83 — Estampas LX a LXII		
Poços de desabamento na fazenda Lagoa Dourada ..	263 e 264	
" 84 a 95 — Estampas LXIII a LXX		
Fotos referentes ao desenvolvimento das formas principais de Vila Velha	263 e 264	
" 96 a 100 — Estampas LXXI a LXXIII		
Formas minúsculas da decomposição nas paredes e na superfície das rochas de Vila Velha	263 e 264	
" 101 a 111 — Estampas LXXIII a LXXVIII		
Formas pitorescas de decomposição e esfoliação das rochas de Vila Velha e de Fortaleza	263 e 264	
" 112 a 115 — Estampas LXXIX e LXXX		
Fotos referentes às formas pequenas de decomposição do arenito flúvio-glacial de Fortaleza	263 e 264	

Pág. VI

" 11

" 17

" 20

" 20

" 42

" 58

" 57

" 58

" 60

Estampa

Pág. 75

" 75

" 80

" 81

" 87

" 94

" 98

" 104

" 123

" 127

" 130

" 137

" 146

" 149

" 155

" 155

" 157

" 157

" 159

" 186

" 207

" 229

" 232

" 232

" 246

" 257

" 265

" 268

" 273

" 279

" 286

" 295

" 297

ERRATA

Pág. VI — linha 33, em vez de pôz,		leia-se pôs
" 11 — " 20, " " " C. F. Hoehne,		" " F. C. Hoehne
" 17 — " 1, " " " persistir,		" " persistir
" 20 — " 10, " " " estes,		" " este
" 20 — " 23, " " " permitem,		" " permite
" 42 — " 17, " " " depositados,		" " depositado
" 56 — " 21, " " " Brinkman,		" " Brinkmann
" 57 — " 22, " " " considerado,		" " considerado
" 59 — " 15, " " " subordinado,		" " secundariamente
" 60 — " 17, " " " rasa,		" " raso
Estampa XIII, foto 12, em vez de N 28° W.		" " N 28° W
Pág. 75 — linha 14, em vez de as fendas,		" " das fendas
" 75 — " 15, " " " as notáveis,		" " das notáveis
" 80 — " 28, " " " deslizam,		" " deslizavam
" 81 — " 36, " " " Birk Bryan,		" " Kirk Bryan
" 87 — " 53, " " " devia,		" " deveria
" 94 — " 12, " " " o muscovita,		" " a muscovita
" 98 — " 11/12, " " " estratificação,		" " estratificação
" 104 — Fig. 27, em vez de granulométrica,		" " granulométrica
" 123 — linha 4, abaixo da tabela, em vez de baseado,		" " baseados
" 127 — " 38, em vez de 62,25% de 1/64 mm.,		" " 62,25% abaixo de 1/64 mm.
" 130 — " 3, " " " E. Salomon-Calvi,		" " W. Salomon-Calvi
" 137 — " 8, abaixo da Fig. 36, em vez de as quais,		" " os quais
" 146 — " 35, em vez de W. M. Bryant,		" " W. L. Bryant
" 149 — " 8, " " " os quais,		" " as quais
" 155 — " 7, " " " Ch. F. Schuchert,		" " Ch. E. Schuchert
" 155 — " 10, " " " 167,		" " 168
" 157 — " 7, " " " C. S. Wilkenson,		" " C. S. Wilkinson
" 157 — " 36, " " " A. E. Douglas,		" " J. A. Douglas
" 159 — " 2, " " " H. J. Wheeler,		" " H. E. Wheeler
" 186 — " 33, " " " c) Na região,		" " c) Na direção
" 207 — " 25, " " " são tidas,		" " são tidos
" 229 — " 20, " " " objetivados,		" " objetivado
" 232 — " 11, " " " as que,		" " as forças que
" 232 — " 36, " " " Link,		" " Linck
" 246 — " 13, " " " O efeito das chuvas,		" " As chuvas
" 257 — " 4, " " " Transversal,		" " Transversal
" 265 — " 33, " " " cross-section,		" " cross-sections
" 268 — " 1, " " " Is could be,		" " It could be
" 273 — " 18, " " " wiß,		" " with
" 279 — " 5, " " " de Serie,		" " der Serie
" 286 — " 37, " " " verschiedene,		" " verschiedene
" 285 — sob. 34, " " " 1897/1899,		" " 1897/1899
" 297 — " 71, " " " Phenomina,		" " Phenomena

**GEOLOGIA E GEOGRAFIA DA REGIÃO DE
VILA VELHA (PARANÁ).**

I — Localização e notas climático-geográficas.

A uma distância em linha reta de cerca de 20 kms. a sueste de Ponta Grossa e 8 kms. a leste da pequena estação ferroviária de "Desvio Ribas" eleva-se na imensa e muda solidão dos grandiosos Campos Gerais uma estranha formação de rochas, cuja pitoresca aparência sempre tem atraído a atenção e a admiração dos viajantes. A regularidade da desagregação da massa rochosa em blocos paralelos, os quais por sua vez se decompõem em formas extravagantes, conservando porém sempre uma regularidade definida e onde é possível reconhecer uma certa harmonia, fizeram com que o grupo de rochas recebesse o nome de "Vila Velha". Vila Velha hoje constitui um ponto de mágica atração para todos os amigos do belo grandioso e dos que se delectam em observar as expressões caprichosas da natureza.

Os fatores climáticos que forneceram as energias atmosféricas e meteóricas para a formação dos grupos de rochas de Vila Velha tentaremos deduzir para a época recente das observações meteorológicas da estação de Ponta Grossa (75, 100, 104). A estação meteorológica de Ponta Grossa está localizada na Fazenda Experimental de Trigo em $25^{\circ} 05' 55''$ de latitude sul e $50^{\circ} 10'$ de longitude oeste de Greenwich no segundo planalto do Paraná na altitude de 865,5 ms. sobre o nível do mar. A escarpa que separa o segundo do primeiro planalto atrás da serra do Mar mostra uma altitude de 1153 ms. sobre o nível do mar. O segundo planalto mergulha suavemente para oeste com declives brandos em forma de gamelas. Em uma dessas baixadas acha-se situada Vila Velha entre as altitudes de 794 e 916 ms. sobre o nível do mar (vide perfis n.ºs. 1 e 1-a e estampa IV, perfil n.º 6).

A temperatura média anual nesta zona dos Campos Gerais anotada na estação meteorológica de Ponta Grossa é de + 17,5° C., ficando assim + 1,3° C. acima da temperatura média anual de Curitiba, no primeiro planalto. Também o máximo absoluto, observado no dia 7 de março de 1932 com + 35,2° C. em Ponta Grossa, não foi atingido em Curitiba durante um período de 50 anos de observações. De outro lado, o mínimo absoluto de Curitiba com - 6,3° C. até hoje nunca foi verificado em Ponta Grossa, onde a temperatura mais baixa até agora registrada, no dia 11 de maio de 1922, foi de - 0,8° C., portanto pouco abaixo de zero. Os dados referentes às observações do ano especialmente frio de 1942 ainda não foram publicados.

As médias das temperaturas máximas e mínimas revelam entre Curitiba e Ponta Grossa a mesma relação, a saber:

	<i>máxima média:</i>	<i>mínima média</i>
em Ponta Grossa	+ 23,9° C.	+ 13,0° C.
em Curitiba	+ 22,7° C.	+ 11,7° C.
	<hr/>	<hr/>
diferença	+ 1,2° C.	+ 1,3° C.

A variação anual das temperaturas médias é demonstrada pela seguinte tabela:

TEMPERATURAS MÉDIAS EM GRAUS CENTIGRADOS
SEMESTRE DE VERÃO

Estação	altitude sobre o nível do mar	outubro	novembro	dezembro	janeiro	fevereiro	março	média
Ponta Grossa	869 ms.	17,8	18,1	20,8	20,9	21,0	20,3	19,9
Curitiba	907 ms., ant. 947 ms., nova	15,7	17,7	19,2	20,1	20,0	19,0	18,6
Diferença		1,6	1,4	1,6	0,8	1,0	1,3	1,3

SEMESTRE DE INVERNO

Estação	altitude sobre o nível do mar	abril	maio	junho	julho	agosto	setembro	média
Ponta Grossa	869 ms.	18,0	14,9	13,9	13,4	14,9	16,0	15,2
Curitiba	907 ms., ant. 947 ms., nova	17,0	13,9	12,6	11,9	13,2	14,4	13,8
Diferença		1,0	1,0	1,3	1,5	1,7	1,6	1,4

Portanto, a temperatura média anual

em Ponta Grossa é de + 17,5° C. e

em Curitiba é de + 16,2° C.

diferença 1,3° C.

A variação periódica média do ano e a maior amplitude dão:

em Ponta Grossa .. 7,6° C. 36,0° C.

em Curitiba 8,2° C. 40,9° C.

Na média o inverno em Ponta Grossa tem uma temperatura de 4,7° C. menos do que o verão, e em Curitiba tal diferença entre o inverno e o verão é de 5,3° C. Portanto, Ponta Grossa não só é em geral mais quente do que Curitiba, mas também apresenta menores oscilações de temperatura. A causa deste fenômeno tem seu fundamento não só na diferença de altitude, mas também na localização da cidade e da estação meteorológica de Ponta Grossa sobre o dorso de uma cuchilha, resultando daí que em consequência da inversão e alteração da temperatura durante a noite, o ar frio desliza em linhas indicadas topograficamente para os vales próximos (rio Tibagi e afluentes), ao passo que o ar mais quente se dirige para os dorsos das cuchilhas. No mundo vegetal tais linhas de deslize de ar frio se manifestam pelo aparecimento de certos grupos vegetais resistentes ao frio.

As condições barométricas da região de Ponta Grossa correm paralelas às do primeiro planalto, correspondendo, em relação aos movimentos dos centros de pressão barométrica alta e baixa, para todo o Paraná. O semestre hibernal de abril a setembro apresenta a evolução duma região de alta pressão barométrica, cujo máximo é alcançado em julho, ao passo que o semestre do estio, com o aumento da altura do sol e conseqüente aquecimento, revela o desenvolvimento duma região de baixa pressão barométrica em conexão com a zona de baixa pressão barométrica equatorial.

PRESSÃO BAROMÉTRICA EM PONTA GROSSA
(em Milibar)

SEMESTRE DE VERÃO

outubro	novembro	dezembro	janeiro	fevereiro	março	média
912,8	910,9	909,2	909,2	910,5	911,6	910,7

SEMESTRE DE INVERNO

abril	maio	junho	julho	agosto	setembro	média
913,7	914,5	914,4	917,7	914,9	914,4	914,9

Média anual 912,8 mb. = 684, 6 mms.

Os ventos predominantes do semestre hibernal notados são SE, S e SW; registram-se igualmente os ventos pluviais NW, N e NE, que reinam especialmente nos meses do período estival.

O ar da região dos campos do segundo planalto é mais sêco do que o ar do primeiro planalto: a média anual em Ponta Grossa é apenas de 77,2% de umidade relativa, contra 88,2% em Curitiba. Entretanto, a região dos campos ao redor de Ponta Grossa apresenta uma quantidade de chuvas, em média, um pouco maior do que Curitiba devido a se achar mais perto da esfera de ação das vastas regiões florestais no oeste, estando por outro lado mais afastada da região chuvosa das cercanias da serra do

Mar. B
corres
regiões
Centra
nos m
aprese
planalt
é o m
ção co
chuvas
até 19
até 19
dias d
medid
106,8
de Po
as mé

outub

157,

abril

77,2

O
que o
E
e 1931

Mar. Mas a repartição das chuvas sôbre os diversos meses do ano corresponde à do primeiro planalto. A sêca periódica hiberna das regiões tropicais mais ao norte, nas zonas de campos do Brasil Central, reflete-se aqui apenas em uma diminuição das chuvas nos meses hibernais abril-maio e julho-agosto. O mês de junho apresenta um aumento de chuvas, sendo isto típico para todos os planaltos do Estado do Paraná. O mês mais sêco do ano no Paraná é o mês de julho. O de novembro mostra em geral em comparação com os outros meses de verão uma pequena diminuição de chuvas. A média anual das chuvas foi notada para Ponta Grossa até 1929 com 1534,5 mms.; entretanto no período total de 1922 até 1935 registrou-se 1410,5 mms., repartidos em média entre 128 dias de chuva. A maior queda de chuvas dentro de 24 horas foi medida em Ponta Grossa, no dia 22 de setembro de 1926, com 106,8 mms. A repartição anual na região dos campos, ao redor de Ponta Grossa, ressalta da seguinte tabela, a qual representa as médias do período de observação de 1922-1935:

CHUVA ANUAL EM PONTA GROSSA
(em mms.)

SEMESTRE DE VERÃO

outubro	novembro	dezembro	janeiro	fevereiro	março	média total
157,7	108,1	162,3	186,5	105,1	95,5	815,2

SEMESTRE DE INVERNO

abril	maio	junho	julho	agosto	setembro	média total
77,2	87,3	127,4	67,2	101,0	135,2	595,3

Chuva anual média = 1410,5 mms.

O semestre estival, portanto, tem 219,9 mms. mais chuva do que o de inverno.

Em Curitiba os dados das observações dos períodos de 1910 a 1935 demonstram as seguintes quantidades de chuvas:

Semestre de verão	803,1 mms.
Semestre de inverno	549,6 mms.
Chuvras no ano	1352,7 mms.

Curitiba tem, pois, no semestre de verão 253,5 mms. mais chuvas do que no semestre de inverno.

Assim é que se pode verificar nos dois planaltos uma repartição favorável de chuvas sobre todos os meses do ano. Em consideração da latitude geográfica e altitude sobre o nível do mar, verifica-se em Ponta Grossa uma temperatura média anual relativamente alta. Uma classificação climática, segundo W. Koeppen (77, 87, 88, 209) ou S. Passarge (142, págs. 39-61, tomo II), tomando por base os dados mencionados dar-nos-ia o seguinte resultado:

- 1) A região dos campos de Ponta Grossa—Vila Velha com uma média de temperatura anual abaixo de $+20^{\circ}\text{C}$.
- 2) O mês mais frio com uma média de $+13,4^{\circ}\text{C}$., com um mínimo absoluto de $-0,8^{\circ}\text{C}$. Cinco médias mensais ficam abaixo de $+18^{\circ}\text{C}$. A média mensal mais quente é de $+21^{\circ}\text{C}$. em 900 ms. de altitude sobre o nível do mar, ou quando reduzida ao nível do mar acima de $+22^{\circ}\text{C}$.
- 3) A chuva anual acima de 1000 mms., em média 1410 mms., repartidos sobre todos os meses do ano. O verão tem 220 mms. mais de chuvas do que o inverno.
- 4) O mês mais rico em chuvas, janeiro, somente apresenta $2\frac{1}{2}$ vezes a quantidade de chuva do mês de julho, o mais pobre em chuvas.

Segue-se que a região Ponta Grossa—Vila Velha encontra-se num clima "C", isto é num clima de chuvas de calor temperado, portanto num clima úmido sub-tropical. A fórmula climática pode expressar-se do seguinte modo:

7 Cfb (Koeppen) ou Cf (Passarge, 142, págs. 39-61, tomo II) (*).

(*) O significado das letras nas fórmulas acima é o seguinte:

- C = clima de chuvas quente-temperado, segundo Koeppen ou clima sub-tropical, segundo Passarge.
- 7f = climas úmidos temperados, segundo Koeppen.
- f = climas úmidos, segundo Passarge.
- b = temperatura do mês mais quente abaixo de $+22^{\circ}\text{C}$., segundo Koeppen.

Em virtude da altitude sôbre o nível do mar, é o clima de Vila Velha tão temperado que corresponde aos climas da Europa Meridional. Entretanto, faltam os invernos frígidos e a queda regular de neve. O frio reina no inverno, geralmente, só durante a noite, ao passo que os dias são relativamente quentes em consequência da irradiação naquela latitude. Porém convém acentuar aqui, que vastas regiões dos Campos Gerais apresentam nos meses mais quentes temperaturas acima de $+ 22^{\circ} \text{C}$., pertencendo portanto à zona climática 7 Cfa, como por exemplo a região de Tibagi, onde chegam a vicejar bananeiras. Da mesma forma, a zona hibernal sêca 5 Cw estende-se sôbre larga região do Estado do Paraná, em maiores intervalos, cuja duração ainda é desconhecida. No Norte do Paraná êste fenômeno não é raro, e ocorre mais seguidamente, como já tivemos oportunidade de apontar (104). Um inverno especialmente sêco foi o do ano de 1944.

Apesar dessas condições climáticas favoráveis, não achamos ali uma floresta, mas sim superfícies vastas de campo ermo, tão estéreis que, para a agricultura, sômente são aproveitáveis com adubação artificial, tanto que no estado natural, sem melhoria artificial dos pastos, torna-se necessário calcular para a manutenção de cada rez uma extensão de campo de $2\frac{1}{2}$ até 5 hectares. Isto tem sua causa principalmente na estrutura geológica da região. Encontramos ali as camadas brancas e horizontais de arenitos quartzíferos, com cimento argiloso-silicoso, de idade devoniana, os solos pouco férteis dos folhelhos de Ponta Grossa e também os solos estéreis, magros e arenosos, contendo óxido de ferro, provenientes dos arenitos quartzíferos da glaciação carbonífera e, finalmente, as camadas de decomposição das antigas morenas que fornecem solos um pouco melhores. Tôdas estas camadas apresentam uma fina crosta ácida de decomposição proveniente do desagregamento hidrolítico dos silicatos acima dos arenitos, ou solos profundos, vermelhos e secos, consistindo duma mistura de hidratos e hidrossilicatos de alumínio com coloração intensa por óxidos e hidróxidos de ferro, muito pobres em sais nutritivos solúveis, com um conteúdo mínimo ou nulo em cálcio e humus. Nas superfícies do solo expostas à insolação e ao contacto com o oxigênio do ar foi impedida mediante uma forma de decomposição sob influência de ácido carbônico, tôda formação de humus abaixo da cobertura vegetal com suas partículas mortas. Pela eva-

poração da água nos finos tubos capilares fica, em épocas de seca, um rico resíduo de óxido de ferro (limonita) no solo superior que forma em tempo seco uma superfície coberta com uma crosta de ferro, a qual depois duma chuva se torna untuosa e lisa e muitas vezes profundamente amolecida.

Onde, porém, fica estagnada água sobre camadas argilosas pouco permeáveis — peloditos e varvitos — ou sobre as camadas horizontais do arenito das Furnas, brotando logo nas vertentes dos outeiros pouco elevados, os flancos do terreno e os fundos dos vales adjacentes são encharcados. Em lugar das terras vermelhas, — formadas e ocasionadas mediante hidrólise e decomposição pela ação do ácido carbônico, sob influência do clima, — aqui se apresentam solos de humus pretos e cinzentos, ácidos, ou também solos de putrefação, os quais ainda aguardam exame científico. Onde a região é atravessada por veios ou diques de diabásio existe uma faixa estreita de terra roxa pesada e fértil, seguida de maneira notável por linhas de vegetação formadas de matos.

Na amplidão das campinas, em geral, só achamos nas nascentes dos ribeirões ilhas cerradas de mata, chamadas "capões" (*). Aqui se encontra ao redor de Vila Velha em toda parte a *Araucaria brasiliana* Rich. (sin. de *A. angustifolia* [Bertol.] O. Ktze.) juntamente com *Lauraceas* (diversas canelas = *Nectandra* sp., Imbuia = *Phoebe porosa* Mez), *Mirtaceas* (Guabiroba = *Abbevillea maschalantha*, Berg., Cambui = *Eugenia crenata*, Vell.) e outras, ao conjunto das quais também pertencem cipós e parasitas (*epífitos*) das mais variadas espécies. O que chama sempre a atenção são as barbas verde-cinzentas da *Tillandsia usneoides*, mas também outras *Bromeliaceas* e *Orquídeas*, etc. Entre as palmeiras de tronco alto encontra-se a *Cocos Romanzoffiana* Cham., rara e espaçadamente disseminada nos capões da região ou ao longo do curso de rios. Mas as rochas da própria Vila Velha são ornadas pela *Cocos plumosa* (vide fotos 14, 17, 91 e 105), a qual é mencionada também por Foster em seu relatório da Smithsonian (45). A par das pequenas matas das cabeceiras de nascentes (capões), os quais são nitidamente limitados pelo campo, estende-se como outra faixa de vegetação ao longo de ribeirões e

(*) do indígena "caá-poan" = mato redondo.

rios a mata de galeria ou matas ciliares de pestana. O próprio campo, como parte integrante dos Campos Gerais, geograficamente interessante, consiste em vastas planícies de grama com montículos de térmitas (cupim) e de brejos das vertentes (Gehänge-sümpfe) e dos vales. Esta formação da savana de gramíneas com suas ilhotas de matas nitidamente delineadas nas cabeceiras das nascentes, é totalmente diferente dos "campos cerrados" dos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Mato Grosso, os quais ficam periodicamente secos no inverno. Podemos designar em geral a savana gramínea como região subxerófila, porém com agrupamentos locais mesofíticos e às vezes até higrofiticos nos capões de mata (Araucaria, epífitos, palmeiras, altos fetos, etc.). Onde há água estagnada sobre camadas de argila pouco permeável ou emerge nas vertentes dos vales, formando caves de fontes (Quellnischen), cuja água pouco se move, não se acham ilhas, nem de arbustos, nem de árvores, mas apenas uma mudança notável do revestimento de gramíneas, bem como o encharcamento da vertente até o fundo do vale mais próximo (vide foto 89).

Entre as gramíneas destas planícies de brejo das vertentes e fundos dos vales, C. F. Hoehne (72) menciona como raridade uma espécie norte-americana *Laersia virginica* e duas novas espécies *Paspalum cordatum* e *Danthonia Dusenii* ao lado da *Saccharum cayennense* largamente espalhada, *Brianthus asper*, *Paspalum multiflora* e muitas outras. Entremeadas entre tais superfícies de grama do brejo sempre se encontram faixas ou grupos de espécies de *Utricularia* e *Drosera*, *Mayacaceas* e *Gentianaceas*, onde é observada por cima de camadas horizontais de arenito somente uma camada preta fina, saturada de água formada pelo ácido húmico crú (saurer Rohhumus), ou no pantano do vale aparecem ilhas densas de *Eriocaulon Kunthii* Koern., cujas touceiras são especialmente notáveis e facilitam a travessia das partes pantanosas.

Nas planícies gramíneas dos campos domina totalmente uma grama aristida (*Aristida pallens*), vulgarmente chamada "barba-de-bode". A par desta se acha a "Flor das Almas" ou "Maria Mole" (*Senecio brasiliensis* Less.). Raras são as planícies de capim gordura (*Melinis minutiflora* Blauv.). No campo sêco, ao redor de Vila Velha, chamam a atenção mórmente os grupos de palmeiras anãs do grupo das *Diplothemias* (*Diplothemium cam-*

pestre Martius (*), (vide foto 80). No estado atual dos nossos conhecimentos somos levados a admitir que estas palmeiras anãs só ocorrem em uma zona bem distinta dos Campos Gerais, assim especialmente a leste e nordeste de Ponta Grossa. Em todo caso, não se tem encontrado as *Diplothemias* na parte sul e oeste dos campos. O limite da zona de distribuição da *Diplothemia* está localizado ao sueste entre as localidades de Lago e Palmeira. Ao sul e a leste de Palmeira não se observa mais a palmeira anã. Em exemplares isolados, ela se acha, também, sobre o planalto superior das rochas de Vila Velha. Pequenas ilhas da *Diplothemia* encontram-se igualmente nos campos sobre o arenito das Furnas entre Castro e Tibagi.

Ao pé da própria Vila Velha e especialmente na superfície de denudação da chapa da rocha vê-se entre as grammas e pequenos arbustos muitos fetos e *Cactaceas*, entre as quais F. C. Hoehne (72) menciona especialmente as pequenas e redondas *Neomammillaria* Brit. & Rose, e a *Asclepiadaceae*, *Oxypetalum sublanatum* Malme, as quais também já tinham sido coletadas por Dusén em Vila Velha. São comuns em Vila Velha, entre as orquídeas, o *Oncidium longipes*, a *Sophronites violacea* Ldl., róxa-avermelhada, subxerófila e a bela *Neolauchea pulchella* Kraenzl, além de *Epidendrum glymaceum*, bem como *Bifrenaria inodora*. A *Neolauchea pulchella* Kraenzl, descrita por Porsch como *Meiracyllium Wettsteinii*, também já foi colecionada por Dusén em Vila Velha, achando-se figurada em estampa colorida no album de C. F. Hoehne "Album de Orchidaceas Brasileiras" (73).

Quando se observa a distribuição peculiar dos capões de mato e das matas de araucárias, pouco densas, nos Campos Gerais entre Imbituva, Amparo, Tibagi e Monte Alegre até a faixa quase despida de mato ao longo da escarpa devoniana, e, ao redor de Vila Velha, até Serrinha, levando em consideração o fator favorável das chuvas da região, somos involuntariamente levados a interpretar o avanço primitivo do mato contra o campo e de seu retôrno, como consequência da intervenção humana modificando

(*) Classificada por J. F. Toledo do Instituto de Botânica do Estado de São Paulo em 1944, as quais foram coletadas pelos colegas da Secção de Botânica (coleção Stellfeld-Hertel do Museu Paranaense).

aquela paisagem natural não só por meio da queima do campo e da floresta como também da derrubada. Já apontamos, há tempos, em uma resenha sobre a repartição de matas e campos no Paraná, a observação de que a mata se estava expandindo, antes de que a intervenção humana invertesse as condições (100). Hoje, baseados em pesquisas geológicas feitas em vastos espaços do Brasil Meridional e Central, dispomos de observações seguras, provando que, num período ainda não fixado do quaternário antigo ou pleistocênio, ocorreu uma alteração climática, pois tôdas as observações revelam um clima mais sêco do que nos tempos atuais. Em certas regiões florestais do Brasil achamos formas antigas de decomposição dum clima de savana semi-árido, e os campos são considerados como expressão daquela época, contra os quais o mato avançou em um período climático mais úmido que se seguiu. De conformidade com isto acham-se zonas de campos como formas remanescentes (Reliktenformen) em regiões cercadas de florestas, as quais têm-se conservado até hoje em algumas partes, graças as condições geológicas do sub-solo, ostentando, porém, frequentemente igual solo de decomposição como as regiões de mato circunvizinhas; como exemplos no Paraná poderíamos citar, entre outros, o Campo do Mourão e o Campo do Bugio (*).

Finalmente ainda apontamos a alteração do campo natural pelas queimadas regulares da grama, as quais no correr dos séculos estão ganhando uma importância seletiva cada vez maior em consequência da seleção das plantas xerofíticas na savana de gramíneas. Compreende-se que, afinal, sômente podem sobreviver às queimadas periódicas aquelas plantas que em parte penetram fundo no solo, achando-se providas de maus condutores de calor

(*) Por ocasião da excursão em fevereiro de 1945 através de uma parte dos Campos Gerais com o Sr. Prof. Dr. Felix Rawitscher, após a conclusão do presente trabalho, este referiu-se especialmente à função fisiográfica e à distribuição das águas dos campos, as quais não mais correspondem à uma "savana legítima", mas só pelo aspecto geográfico exterior têm a forma de "savana". Segundo a função fisiográfica corresponde o campo à uma "pseudo-savana". Esta constatação de Felix Rawitscher serve para realçar a nossa definição geológica e morfológica, isto é, de ser a savana ou os campos uma forma primitiva sujeita a uma transformação natural, sob as condições climáticas ora vigentes; isto antes que a intervenção humana transformasse o quadro da natureza pelas queimadas regulares.

e dispositivos protetores contra a exsudação de água, como sejam por exemplo folhas e talos de pilosidade espessa, folhas coriáceas, rizomas subterrâneos, bulbos etc. A estas pertencem em primeira linha as xerófitas. Por esta razão cada vez mais se multiplicam as gramas duras no campo, as quais formam a macega de inverno dura e sêca, e as Bromeliáceas rastejantes e Umbellíferas, espécies de *Eryngium*, particularmente o "Caraguatá" (*Eryngium aloifolium*) e outras plantas semelhantes.

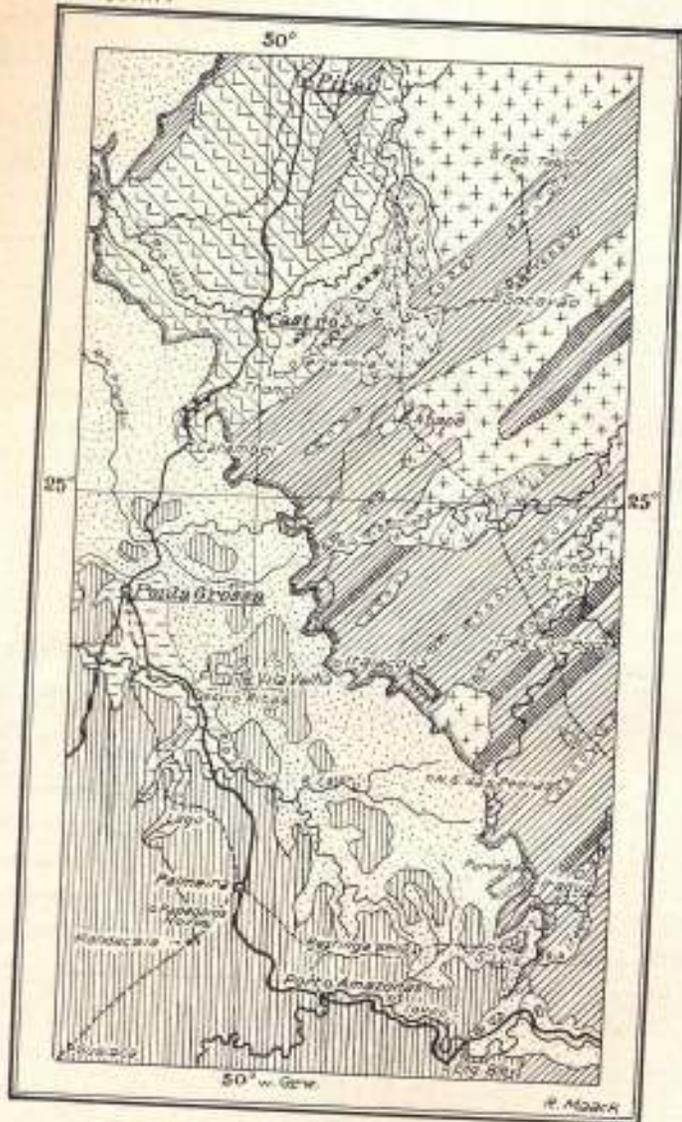
Quaternar

□ Depo
Fluvio
palust
Recent

Série de Itap

Carbônico super
Tilito
aren
várvi

Esboço Nr. 7



Quaternário

Depósitos fluviais e paludares recentes

Série de Itanaré
(devoniano superior)

Tilitos, arenitos e varvitos

Série de Tibagi
(devoniano inferior)

Arenito das Furnas

Folhelhos de Ponta Grossa

Arcosa na base do Arenito das Furnas

Rochas Eruptivas
(post- e neopalgonquianas)

Granitos

Granito-porfíros

Quartzo-porfíro de Castro

Série de Açungui
(algonquiano - Série de Minas)

Filitos e diversas xistos metamórficos

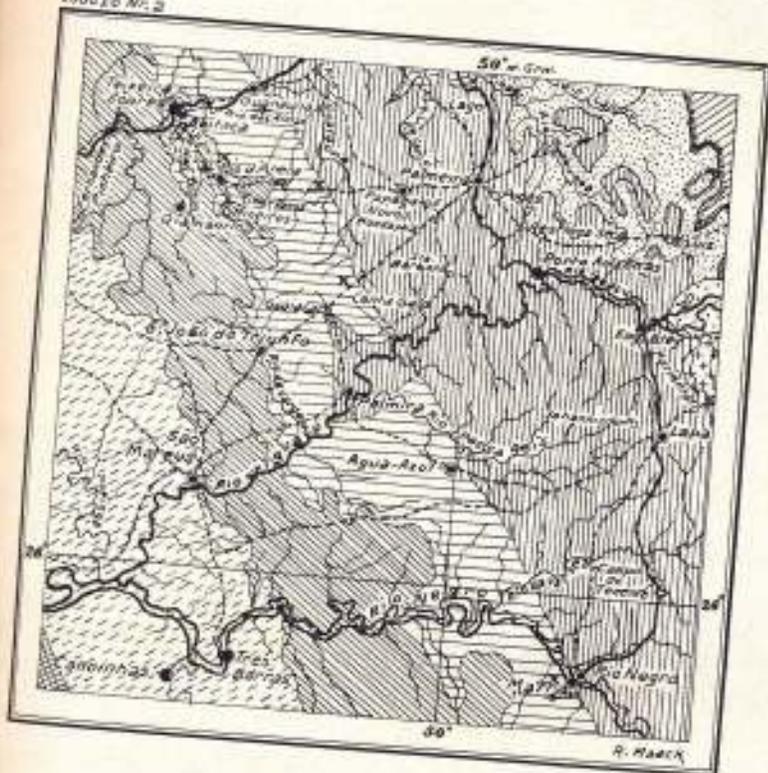
Quartzitos

Calcários cristalinos

↳ Cuesta ou escarpa devoniana

Esboço geológico da região de Vila Velha. Escala 1:900 000

55510 No. 2



- | | | |
|-----------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
| Quaternário depósitos fluviais (recentes) | Carbonífero superior (moscoviano) fácies glacial-marinha da Série Itararé | Devoniano inferior Famílias de Fossis Grossa com fósseis marinhos. |
| Triássico (Keuper) Série Rio do Itaó | Carbonífero superior (Namuriano - Moscoviano) fácies continental-glacial da Série Itararé | Devoniano inferior Areia das Furnas |
| Permiano superior Estrada Nova e P inferior: drupa ínal | limite aproximado da transgressão marinha sobre as camadas continental-glaciais da Série Itararé na última fase parte da glaciação. | Algonquiano, Série Açungui |
| Carbonífero superior (uraliano) Camadas carboníferas da Série Tebarão | lugares com fósseis marinhos da Série Itararé | Argubano Géis e Clorita-chistos |
| | camadas de drift marinho. | |

Esboço geológico da região sul de Vila Velha, entre Teixeira Soares e Mafrá, demonstrando o limite da transgressão marinha sobre as camadas continental-glaciais da série Itararé.
1 : 1 000 000

II — Considerações sôbre a geologia de Vila Velha e da região leste do segundo planalto do Estado do Paraná.

Geralmente se indica, nas mais recentes publicações geológicas sôbre as rochas de Vila Velha, como idade de formação, o devoniano inferior, partindo da suposição de que o membro inferior da formação devoniana do Estado do Paraná, o arenito das Furnas, seja o material componente de Vila Velha. Entretanto, geólogos como Euzébio Paulo de Oliveira (131) e J. C. White (201) já haviam indicado o caráter glacial provável dos arenitos de Vila Velha. Em nosso mapa geológico do Estado do Paraná do ano de 1937 a zona de Vila Velha figura como série Itararé. Na "Geologia do Brasil", publicada em 1943, foram, porém, mencionadas nas páginas 294 e 295, as formações de rochas de Vila Velha expressamente como formas de decomposição do arenito das Furnas eodevoniano (129, pág. 313). Também no último trabalho sôbre o devoniano do Paraná de Paulino Franco de Carvalho (16) a forma das rochas de Vila Velha é incluída com argumentação especial no arenito das Furnas, apesar de estarem representadas sôbre os folhelhos de Ponta Grossa em um pequeno esbôço esquemático do mesmo trabalho, as camadas glaciais da série Itararé até Vila Velha. Visto que o texto de Paulino Franco de Carvalho de forma nenhuma menciona êste esbôço, mas pelo contrário sublinha expressamente no texto e em fotos o caráter das rochas como sendo arenito das Furnas eodevoniano, temos aqui uma con-

tradição inexplicável. (*). Paulino Franco de Carvalho fundamenta sua opinião da seguinte maneira:

"É um testemunho do antigo planalto arenoso, que antecedeu a transgressão marinha do Eo-devoniano.

Não é possível, pelo exame das partes expostas da rocha, constatar-se a falsa estratificação, devido à profunda decomposição do arenito em cuja superfície a limonita se infiltrou, mascarando desta forma essa feição típica do "Furnas".

No entanto, apresenta a mesma superfície, cheia de pequenas cavidades, a mesma regularidade nos bancos, em contraposição com o arenito da Série Itararé; não apresenta os seixos de rochas várias do arenito glacial.

Em compensação, apresenta as mesmas diaclases verticais, tão comuns no "Arenito das Furnas". Por estas diaclases se inicia a erosão, com a infiltração das águas, com as bruscas oscilações de temperatura e com os ventos que removem as partículas de sílica desagregadas." (16, pág. 22).

Não obstante, Euzébio Paulo de Oliveira escreve textualmente:

"O arenito da chamada Vila Velha, ao S.E. de Ponta Grossa assenta no arenito devoniano (Furnas), mas faz parte da série Itararé." (131, pág. 67).

A verificação, se os arenitos de Vila Velha são de origem flúvio-glacial ou se pertencem aos arenitos das Furnas litorais e marinhos eodevonianos, tem significação capital para a cartografia geológica duma vasta zona, a qual hoje é representada nos mapas como devoniana, especialmente como arenito das Furnas. Para decidir a questão examinámos em uma excursão do Museu Paranaense em março de 1944 junto com o Sr. Frederico Waldemar Lange o perfil geológico de Vila Velha, em conexão com nossos levantamentos anteriores de perfis da linha Serrinha—Palmeira—Ponta Grossa.

Nossas pesquisas e levantamentos de perfis deram como resultado inconcusso que o arenito de Vila Velha é de origem flúvio-glacial, pertencendo aos sedimentos da série Itararé. A descoberta de sedimentos de argilas glaciais lacustres, peloditos e varvitos, na base do pedestal da formação de rochas durante os levantamentos e ainda a característica inclusão de seixos e en-

(*) Em uma comunicação preliminar a respeito dos resultados de nossas pesquisas em Vila Velha, Frederico W. Lange elucidou esta contradição, atribuindo-a à uma confusão de Vila Velha com Vila Vilela (94, pág. 9).

tulhos
alguma
capado
nitida
nito m
En
de Vila
são, po
mos ac
Engenh
viagem
Vila Ve
de um
Palmira
dados o
arenitos
cortes n
vantame
tas can
notável
dade de
exame n
distribui
ções isol
ou esver
rídrica, c
mais ext
planalto.
do Puru
Lapa, e
mal seria
Museu
meraço
correspon
tôda parte
estrutura
das muito
28 e 33 —

arva -
e anteco-
a rocha,
decompo-
na, mas-
de pe-
contra-
a seixos
verticais,
se ini-
osella-
riculas
breve
Grossa
a serie
a flú-
e ma-
grafia
ma-
Pa-
seu
eri-
em
inha
re-
flú-
des-
s e
os
en-
ce-
esta
lela

tulhos no arenito vermelho, não deixam mais persistir dúvida alguma. Justamente os varvitos vermelhos, até então, haviam escapado a todos os observadores, apesar de que eles separam nitidamente o arenito flúvio-glacial em grande extensão do arenito horizontal das Furnas.

Em complemento das observações e verificações no perfil de Vila Velha efetuámos em junho de 1944 uma segunda excursão, por incumbência do Museu Paranaense, na qual fomos acompanhados pelo professor de geologia da Faculdade de Engenharia do Paraná, capitão Amorety Osório. Nesta viagem foram examinados os sedimentos glaciais ao redor de Vila Velha entre Ponta Grossa e Serrinha (a escarpa devoniana) de um lado e o vale do rio Iguaçu ao sul de Porto Amazonas até Palmira do outro lado. Assim puderam ser especialmente estudados os diversos horizontes de tilitos e sua separação mediante arenitos flúvio-glaciais com varvitos intercalados. Baseados nos cortes naturais do terreno e nos afloramentos da superfície, levantámos um perfil em que aparece a relação estratigráfica destas camadas para com o arenito de Vila Velha que ostenta tão notável coloração vermelha. Infelizmente não tivemos possibilidade de efetuar sondagens que nos permitissem levar à cabo um exame mais minucioso no terreno que atravessamos. Quanto à distribuição do arenito vermelho de Vila Velha com suas inclusões isoladas de seixos e entulhos e os salpicos típicos brancos ou esverdeados de substância de decomposição caolínica ou clorídrica, conseguimos verificar que aqui temos um horizonte dos mais extensos na base da série Itararé nesta zona do segundo planalto. As amostras de rochas por nós coletadas entre São Luiz do Purunã e Restinga Sêca, na região de Porto Amazonas à Lapa, e nos entalhes dos vales do rio Iguaçu e seus afluentes, mal seriam distinguíveis entre si nas amostras da coleção do Museu Paranaense, sinão nos chamasse a atenção a numeração segundo os diversos lugares dos achados. As amostras correspondem perfeitamente às provas obtidas em Vila Velha. Em toda parte o arenito exhibe na superfície as mesmas linhas de estrutura e também uma repetição das características formas miúdas muito notáveis como na própria Vila Velha (vide fotos 27, 28 e 33 — 35).

A camada de arenitos flúvio-glaciais, da qual surgiram por decomposição e erosão as rochas de Vila Velha, estende-se além da cidade de Lapa. O arenito avermelhado do "Morro do Monge" tem semelhanças com o arenito de Vila Velha, se bem que na vizinhança da cidade de Lapa o arenito tenha granulação mais fina, seja mais sólido e apresente uma disposição em camadas claras. As linhas de estrutura do arenito do "Morro do Monge", correspondem às de Vila Velha, havendo concordância nas formas minúsculas da superfície das rochas em decomposição.

As formas típicas de decomposição são encontradas também na fazenda Boqueirão, 8 kms. a leste de Palmeira e nos campos a poucos quilômetros a leste de Porto Amazonas (vide foto 32). Mais para o sul e oeste os arenitos vermelhos mergulham por baixo de varvitos cinzentos e cinza-azulados, superpostos por arenitos cinzento-esverdeados ou cinza-azulados, bem como por tilitos de coloração correspondente. Na linha de Bela Vista ao sul de Mafra, em direção à Rio d'Areia e Teixeira Soares, finalmente ainda se estendem depósitos marinhos por cima dos sedimentos glaciais continentais. Já aqui se manifesta uma alteração facial dos sedimentos glaciais, e por cima das morenas basais, mais antigas e solidificadas pela diagênese, encontramos sedimentos de drift. Em larga frente o inlandsis empurrava a morena fundamental ainda um tanto para dentro do mar. Oceano a dentro icebergs flutuantes esparziam seixos e blocos sobre os sedimentos argilosos do mar raso.

A própria frente de transgressão do mar carbonífero finalmente pôde ser determinada numa terceira excursão em setembro de 1944. Nesta ocasião foram levantados os seguintes perfis geológicos: Palmeira—Rio d'Areia,

o corte Rio d'Areia—Teixeira Soares,
bem como para o sul o perfil Rio d'Areia—Mineiros.

O levantamento desses perfis foi de especial importância, visto que, por eles, puderam ser representados pela primeira vez os horizontes com fósseis marinhos da série Itararé, na sua posição em relação às camadas glaciais restantes e à série Tubarão. No perfil Rio d'Areia—Teixeira Soares, Frederico W. Lange, assistente do Museu Paranaense, descobrira, em junho de 1944, perto de Baitaca e do Rio d'Areia, quatro novas

localidades e do além de pecten, nove

A primeira Paulo de n.º 1), com tropoda também. Constatamos ca de 17 ms. zonte n.º 2), Lange. Não que o horizonte, rio acima arenito composto *Aviculopecten*

Na região varvitos-arenito varvitos-arenito ção igual ou nitos são averfaixados ou vátos cinza-azulados arenitos ou til

Procedemos a coleção de inúmerossões coletadas mente, afim de tribuir em cor elementos para nífera do Brasil

Está assim região dos sedimentos Paraná. Todas gicos por nós le Grossa e Palme confirmam os r glaciais existentes tilitos encontrados tencem aos mais

localidades com fósseis marinhos do carbonífero superior, colhendo além de fósseis já conhecidos, como especialmente *Aviculopecten*, novos gêneros de gastrópodos e pelecípodos.

A primeira localidade fossilífera descoberta por Euzébio Paulo de Oliveira perto de Teixeira Soares (horizonte n.º 1), contendo *Lingula*, *Orbiculoidea*, *Leda*, *Chonetes* e *Gastropoda* também foi examinada e incluída nos perfis n.ºs. 5 e 5-a. Constatamos aí que este horizonte fossilífero se encontra a cerca de 17 ms. acima da localidade com fósseis de Baitaca (horizonte n.º 2), recentemente descoberta por Frederico W. Lange. No Rio d'Areia observei durante os levantamentos que o horizonte fossilífero inferior, n.º 3, descoberto por Lange, rio acima, forma o leito do rio, apresentando-se aqui como arenito compacto, de coloração cinzenta, que também contém *Aviculopecten*, como tive oportunidade de verificar (vide foto 65).

Na região examinada constatamos sempre o mesmo ritmo: varvitos-arenitos-tilitos-arenitos-varvitos. Um agrupamento de varvitos-arenitos e tilitos apresenta quase sempre uma coloração igual ou semelhante entre os componentes. Quando os arenitos são avermelhados, apresentam-se por baixo deles folhelhos faixados ou várvidos também avermelhados. Por cima de varvitos cinza-azulados, cinzentos ou verde-amarelos são encontrados arenitos ou tilitos com coloração igual correspondente.

Procedemos à contagem qualitativa e à verificação da direção de inúmeros seixos e blocos incluídos nos tilitos. As inclusões coletadas nos tilitos estão sendo examinadas petrograficamente, afim de poder verificar a sua origem, devendo assim contribuir em conexão com os problemas de caráter geral como elementos para esclarecer a natureza da glaciação permo-carbonífera do Brasil Meridional.

Está assim esclarecida a posição geológica de Vila Velha na região dos sedimentos glaciais do segundo planalto do Estado do Paraná. Todas as observações foram anexadas aos perfis geológicos por nós levantados nos anos de 1931/32 de Curitiba—Ponta Grossa e Palmeira—São Mateus do Sul. As recentes pesquisas confirmam os resultados anteriores, de que os sedimentos flúvio-glaciais existentes na região ao redor de Vila Velha, inclusive os tilitos encontrados entre Ponta Grossa e São Luiz do Purunã, pertencem aos mais antigos horizontes da série Itararé. Os folhelhos

várvidos, arenitos e tilitos de diversas colorações depositados por cima desses horizontes correspondem a diversos avanços e recuos posteriores do gelo.

Dos perfis geológicos descritos em seguida, o perfil Palmeira—São Mateus do Sul foi levantado em janeiro de 1931, o perfil Ponta Grossa—Castro em novembro de 1931 e o perfil geológico principal Curitiba—Ponta Grossa, do qual aqui é só representada a parte Serrinha—Ponta Grossa, em setembro de 1932. A respeito do perfil geológico sobre o devoniano, perto de Tibagi, deve-se dizer que sobre estes já foram publicadas algumas breves comunicações na "Zeitschrift der Gesellschaft fuer Erdkunde zu Berlin" (revista da Sociedade Geográfica de Berlim) e nos Arquivos do Museu Paranaense (93 e 102). Este perfil também já havia sido levantado nos meses de outubro e novembro de 1931, representando uma parte dos perfis geológicos ainda não publicados a respeito dos divisores d'água a leste e a oeste do rio Tibagi até ao Paranapanema. Os perfis de conexão a respeito de Vila Velha foram examinados em março de 1944 e os cortes Restinga Sêca—Porto Amazonas, bem como Guaiaca—Palmira em junho de 1944; finalmente levantámos um perfil sobre a região da cidade de Lapa em janeiro de 1945.

A extensão dos levantamentos de perfis infelizmente só permitem uma publicação na escala de 1:125.000 até 1:250.000 com aumento vertical quántuplo. Estas escalas não bastam para a representação de todos os pormenores, e mesmo com aumento quántuplo é impossível representar exatamente as espessuras das camadas na medida da escala. Não se pode evitar uma certa generalização, especialmente com a rápida mudança dos sedimentos glaciais em seu ritmo: arenitos-tilitos-arenitos-varvitos. Do outro lado, perfis esquemáticos e demasiadamente aumentados dão uma impressão totalmente errada em relação às linhas características topográficas do terreno e ao mergulho das camadas geológicas. Por esta razão um perfil cartografado, em qualquer proporção de escala, com aumento limitado, sempre fornece um aspecto mais acertado da construção geológica duma região do que um perfil esquemático aumentado de maneira exagerada. Os perfis aqui apresentados foram todos medidos segundo as linhas da topografia do terreno e os eventuais fenômenos geológicos calculados de acôrdo com as respectivas distâncias e altitudes sô-

bre
das
das
por
tava
os n
Cana

A)

(Vid

A
sulta

A
Tiba
cota
gulha
tilitos
de fin
sitos"
ainda
niú e
folhell
bre o
ribeir
nas já
nordes
tacto e
Furna
ção. E
Doura
812 m
Ribas,
sobre
tação
mados
taicis

bre o nível do mar. Todas estas altitudes indicadas foram baseadas em diferenças de nível barométricas, devidamente calculadas e compensadas por comparação com as altitudes já fixadas por nivelamentos da estrada de ferro. No vale do rio Iguaçu estavam à nossa disposição para estas determinações de altitudes os nivelamentos do Departamento Nacional de Portos, Rios e Canais, 16.º Distrito de Fiscalização do Rio Iguaçu.

A) — PERFIL GEOLÓGICO DO VALE DO RIO TIBAGI EM DIREÇÃO NE ATRAVÉS DE VILA VELHA.

(Vide anexo I, perfil n.º 1-a e esboço n.º 3, figuras 6 e 7)

As medições e o levantamento do perfil dão o seguinte resultado :

A cerca de 8½-9 kms. a oeste de Vila Velha, o leito do rio Tibagi é escavado nos folhelhos fossilíferos de Ponta Grossa na cota de 785 ms. Para o sul os folhelhos de Ponta Grossa mergulham sob as camadas glaciais da série Itararé com varvitos e tilitos entre arenitos. Afloram na superfície arenitos cólicos, de fina granulação, designados na literatura geológica como "Loesitos". Camadas fossilíferas dos folhelhos de Ponta Grossa são ainda cortadas nos vales dos pequenos afluentes, como rio Caziú e Cantusinho. Em direção norte e nordeste as camadas dos folhelhos de Ponta Grossa terminam em cunhas horizontais sobre o arenito eodevoniano das Furnas subjacente. No passo do ribeirão Barro Vermelho, na cota de 802 ms., o arenito das Furnas já é cortado na superfície do terreno. Três quilômetros a nordeste de Desvio Ribas se encontra, na cota de 876 ms., o contacto extremo entre os folhelhos de Ponta Grossa e o arenito das Furnas debaixo de uma camada vermelha recente de decomposição. Em todo caso também já se encontra nesta região a lagoa Dourada, encaixada no arenito das Furnas, nas cotas de 788,4-812 ms. (vide foto 79). Dois quilômetros a nordeste de Desvio Ribas, na fazenda "Lagoa Dourada", o solo forma rasos outeiros sobre o arenito das Furnas. Aí se encontram a 2,8 kms. da estação ferroviária e entre as altitudes de 828 e 847 ms. os chamados "Burscos" que exibem nos seus bordos e barrancos verticais a típica estratificação discordante diagonal (falsa estratifi-

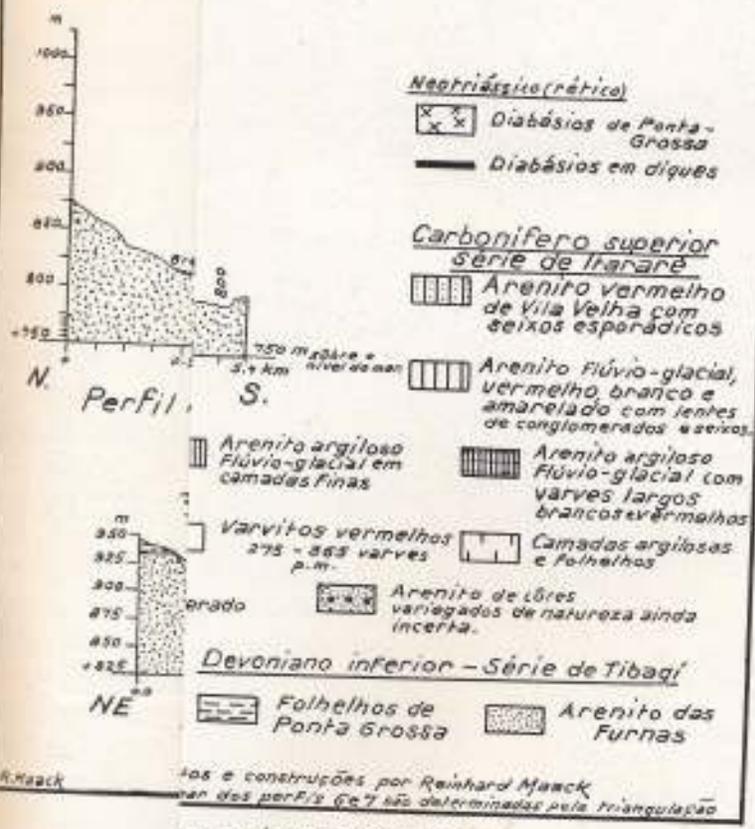
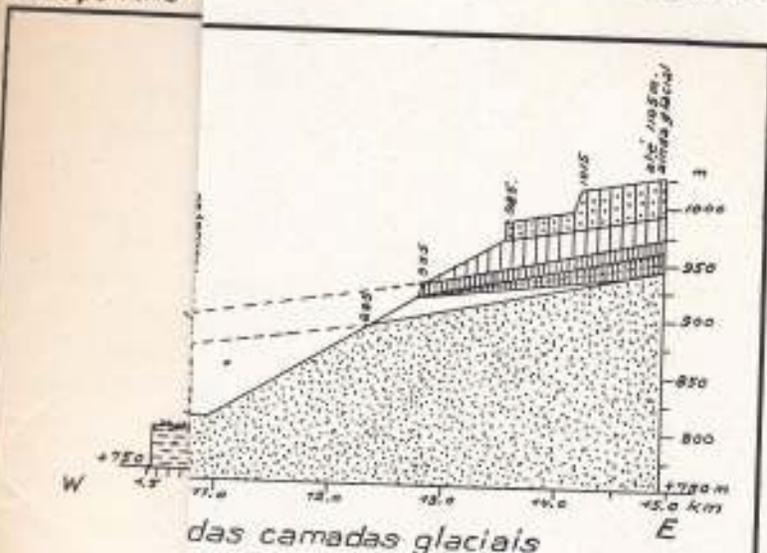
cação) do arenito das Furnas. A causa destes desabamentos verticais pode ser atribuída à existência de grutas subterrâneas, originadas pela decomposição dos calcários da série Açungui ou então pela remoção pelas águas subterrâneas de massas de caulim, respectivamente arcócio, na base do arenito das Furnas (vide capítulo V, págs. 253 e 254). Desabamentos menores podem ser observados na superfície do arenito das Furnas na região entre Vila Velha e o campo de aviação de Ponta Grossa, a nordeste da estrada de rodagem. Também em outros pontos desta região podemos observar o desaparecimento de ribeirões e pequenos rios com curso subterrâneo parcial. Um exemplo típico fornece para isto o rio Pitanguí (vide foto 11).

Acompanhando o perfil em direção E-SE das rochas de Vila Velha aparecem repentinamente nos vales dos riachos que limitam esta formação nos dois flancos em direção N 220° SW e que desaguam no arroio Guavirova (794 ms.) e ribeirão Quebra Perua (795 ms.), bases de vale encharcadas e vasões de águas, assim como vertentes brejosas das colinas levemente onduladas. Este encharcamento é causado pela saída de água subterrânea no contacto de um arenito argiloso avermelhado, rico em caulim, com camadas vermelhas de granulação muito fina. O arenito das Furnas mergulha sob os pântanos dos vales e as camadas vermelhas argilosas na cota de 853 ms. aproximadamente.

As argilas que apresentam uma estratificação em delgadas camadas de apenas poucos milímetros de espessura, alternadamente vermelho claro e escuro (amostra n.º 404 MP.) (*), atingem uma possança de 16 ms. Na cota de 869 ms. principiam, em nítida delimitação concordante, sedimentos argilo-arenosos, também claramente estratificados, mas ostentando faixas mais largas e uma granulação mais grossa de partículas de quartzo, exibindo ainda salpicos brancos de caulim (amostra n.º 405 MP.). Mais para cima estes sedimentos perdem o conteúdo em argila, tornando-se cada vez mais arenosos até que enfim, na cota de 873 ms., se transformam em um arenito fortemente vermelho, o qual constitui na altitude de 879-892 ms. a plataforma do pedestal de Vila Velha (amostra n.º 406 MP. e fotos 1, 12 e 89).

(*) Os números indicados nas amostras correspondem à coleção e ao catálogo do Museu Paranaense.

1000
850
800
750
N.



na nordeste de Ponta Grossa.

Nos sedimentos examinados temos legítimas argilas glaciais e arenitos flúvio-glaciais, portanto formações lacustres e continentais da série Itararé, as quais encontramos também ao sul do rio Tibagi por baixo dos arenitos eólicos e parecidas com loess (vide perfis n.ºs. 1, e 1-a no anexo I, perfil n.º 6 no esboço n.º 3, estampa IV e figura 6 no esboço n.º 11, estampa LIII, bem como fotos 22 e 23).

No alto de Vila Velha achamo-nos na altitude de 916 a 918 ms. sobre o nível do mar, em uma planície de denudação em forma de tabuleiro, no estado de decomposição, da qual foram isoladas as torres bizarras, os castelos e rochas em forma de cogumelos e a qual ficou conservada a poucos quilômetros da distância em formação mais cerrada.

Em toda parte esta planície de denudação é limitada por escarpas no terreno, formadas pelo mesmo arenito vermelho de Vila Velha, tendo na base os varvitos e o arenito das Furnas (vide fotos 78, 84, 87 e o fundo da foto 90). No arenito vermelho propriamente dito achamos aglomerações de grãos mais grossos e mais finos como expressão de um rápido cambiamento das condições de sedimentação. Na parte inferior do arenito vemos inclusões de seixos e pequenos blocos achatados, com cantos arredondados, entre os quais predominam as dimensões de 3 a 7 cms., com raros exemplares que atingem 15 cms. (amostras n.ºs. 407 e 408 MP e fotos 20 e 21).

São particularmente notáveis as formas de esfoliação deste arenito em contraste com o arenito das Furnas. Enquanto o arenito das Furnas se apresenta sempre em bancos ou lages (vide fotos 2, 4, 8, 10 e 25), encontramos no arenito de Vila Velha uma pronunciada esfoliação imbricada ao lado de uma decomposição em blocos paralelepípedos ou quadrados ao longo das linhas de estrutura (vide fotos 1, 12, 13 e 15-17).

Não existe a mínima dúvida sobre o caráter flúvio-glacial deste arenito e a sua participação da série Itararé. Baseados nas nossas pesquisas cuidadosas, só podemos confirmar a suposição de J. C. White (201) e principalmente a primeira concepção de Euzébio Paulo de Oliveira (131) que já referiu o arenito de Vila Velha à série Itararé, não obstante ignorar a ocorrência dos varvitos na lapa deste arenito.

B) — PERFIL GEOLÓGICO PRINCIPAL SERRINHA—PALMEIRA—PONTA GROSSA.

(Vide anexo I, perfis n.ºs. 1 e 2, bem como I-a e I-b)

Afim de conseguir a ligação do perfil descrito no parágrafo anterior com o perfil geológico principal levantado no ano de 1931, as observações foram iniciadas em uma elevação a cerca de 12 kms. a noroeste da localidade denominada Lago, determinado pelo azimute da bússola e pelas medições barométricas da altitude. Nesta altura afloram arenitos de fina granulação, até agora referidos na literatura por "loessitos" e já mencionados por Woodworth (205), Euzébio Paulo de Oliveira (131) e posteriormente por Viktor Leinz (96). Com a ligação do perfil de Vila Velha aos horizontes já conhecidos da série Itararé foi dada uma boa orientação cartográfica, ficando ao mesmo tempo provado que os depósitos glaciais se estendem sobre os sedimentos eodevonianos, muito mais para o norte e nordeste do que se havia suposto até agora. A nordeste da via férrea Palmeira-Ponta Grossa ainda encontramos remanescentes das camadas glaciais da série Itararé em uma região até agora relacionada exclusivamente ao arenito das Furnas (vide esboço n.º 1, estampa II). Também a planície de meseta do Purunã foi incluída nas pesquisas, e por nosso assistente João José Bigarella pôde ser verificado que a mesma é constituída de arenito das Furnas. Na região entre São Luiz do Purunã e Restinga Sêca observa-se o mesmo perfil de Vila Velha, perfil esse que se encontra até Porto Amazonas no vale do rio Iguaçu, e igualmente ao longo da linha Restinga Sêca—Palmeira—Ponta Grossa.

Com a publicação do perfil geológico principal antecipamos uma nova demonstração já de há muito necessária da região devoniana do Estado do Paraná, visto que as nossas pesquisas durante o levantamento dos perfis geológicos nos anos de 1930-1933 também demonstraram uma outra ordem no devoniano do Paraná. A respeito serão dadas abaixo algumas considerações preliminares, também ilustradas por um perfil.

O perfil principal Serrinha—Ponta Grossa corta os horizontes de rochas da seguinte maneira:

A escarpa da Serrinha que limita o segundo terraço paranaense com o primeiro planalto de Curitiba é coroada por um

arenito de
coloração br
nunciada d
série Açung
e 1137 ms.
1 no km.
se e é deno
tendência d
arenito das
de conglom
tra n.º 400
lação e que
os bancos d
tificação di
depósitos d
amostra n.º
de transgre
nescentes d
desprovidos

A supe
che) do de
doeste e q
algonquiana
prolongame
a 80 kms.
(Rumpfflas
de altitude
rinha most
meiro plan
base cristal
voniano fic
basamento
e se prolon

A part
meiro plan
formemente
nitos intrus
e calcáreos
nalto é rec

arenito depositado com leve inclinação e que forma bancos de coloração branca e superfície de decomposição cinzenta, cuja pronunciada discordância sobre os filitos fortemente dobrados da série Açunguí (amostra n.º 399 MP) está claramente delineada a 1137 ms. de altitude (vide fotos 3 e 4 e anexo I, perfil n.º 1 no km. 49). O arenito forma a base do eodevoniano paranaense e é denominado arenito das Furnas, nome êsse derivado da tendência do arenito de formar grutas e cavernas verticais. O arenito das Furnas desenvolve-se neste lugar sobre um banco de conglomerados de 1 a 2 metros de espessura (foto 6 e amostra n.º 400 MP). Acima de uma lage de arenito de fina granulação e que contém muscovita (amostra n.º 401 MP), assentam os bancos de arenito branco, quartzífero, que apresentam a estratificação discordante diagonal (falsa estratificação) típica dos depósitos de praias e deltas em mar raso (vide fotos 2, 4 e 8 e amostra n.º 402 MP). Ainda hoje se pode reconstruir a frente de transgressão mais oriental do mar raso devoniano nos remanescentes dos morros de testemunho e nos pedestais dos mesmos, desprovidos da capa do arenito das Furnas.

A superfície subjacente à sedimentação (Auflagerungsfläche) do devoniano que mergulha suavemente para oeste e sudoeste e que corta a série Açunguí (série de Minas) de idade algonquiana, pode ser observada em vasta região devoniana. Um prolongamento para leste desta superfície de deposição encontra a 80 kms. sinais bem pronunciados de restos de peneplanícies (Rumpfläachen-Reste), na serra do Mar entre 1450 e 1550 ms. de altitude. Um golpe de vista sobre o terreno adjacente à Serinha mostra as vastas planícies e as suaves ondulações do primeiro planalto como zona de eversão (Ausraumgebiet) da base cristalina. Na superfície subjacente à sedimentação do devoniano ficou portanto conservada uma parte de um antigo embasamento que em época preglacial cortava sobre a serra do Mar e se prolongava para leste.

A parte central da peneplanície (Fastebene) atual do primeiro planalto corta, independente da construção geológica, uniformemente as dobras da base cristalina: gnaises antigos e granitos intrusivos, bem como gnaises mais novos, filitos, quartzitos e calcários da série Açunguí. Para o norte, onde o primeiro planalto é recortado marginalmente pelo rio Ribeira de Iguape, en-

contram-se zonas destacadas de cabeços de estratos (herausprae-
parierte Schichtkoepe — hogbacks) dos conjuntos de dobras post-
algonquianas e caledonianas que seguem a direção SW—NE, da
série Açungui: quartzitos, itabiritos e calcáreos cristalinos como ro-
chas duras sobre os filitos de menor resistência. Encontramos aqui
o mesmo relêvo típico de cabeços de estratos semelhantes aos que
já cartografamos na região dos minérios de ferro do pico de Ita-
bira do Campo, em Minas, e que foi descrito especialmente por
B. von Freyberg (51) no seu trabalho sobre Minas Gerais.

Logo atrás da escarpa da Serrinha já se encontram restos
de erosão de camadas glaciais sobre o arenito das Furnas e ar-
cósios na sua base. O arenito das Furnas decomposto com o seu
cimento branco silicoso-caolínico é aqui explorado como caolim
rico em sílica, por método primitivo para ser aproveitado na in-
dústria de porcelanas em Campo Largo e Itaquí. A 11 kms. atrás
da Serrinha principiam argilas listradas e coloridas e arenitos ar-
gilosos da série Itararé que constituem os altos através de São
Luiz do Purunã até o rio dos Papagaios que cavou seu leito no-
vamente no arenito das Furnas (vide foto 76). O arenito das
Furnas, desde o branco até o amarelado, aflora com a sua ca-
racterística estratificação discordante diagonal em toda a parte
sob os arenitos e argilas glaciais nas encostas dos vales e, mais
para o norte e nordeste, novamente na superfície que encobre
a escarpa.

A planície superior de denudação da meseta do Purunã si-
tua-se a 1163 ms. sobre o nível do mar, à mesma altura que a
borda da escarpa em Serrinha. Também no Purunã a superfície
de deposição do arenito das Furnas corta os filitos da série Açun-
gui na cota de 1140 ms. A oeste do rio Papagaios encontramos
blocos e seixos na superfície, provenientes do arenito flúvio-gla-
cial. Aqui o arenito glacial principia a mostrar na superfície, em
menor escala, as mesmas formas resultantes da decomposição que
se reproduzem em Vila Velha e que também apresentam as mes-
mas linhas de estrutura. O arenito que produz estas formas é
o mesmo arenito vermelho com salpicos claros de caolim que
constitue a parte superior de Vila Velha (amostra n.º 415 MP
e fotos 28-33).

A partir de Restinga Sêca encontramos pela primeira vez
no terreno notáveis inclusões de seixos e os detritos mais finos

do t
dire
o su
Itar
Furn
cor
n.º 4
glaci
Serr
apre
Port
nito
quili
Já n
Vila
417
respe
km.
anex

Perfil

O
cleos
e qua
princi
sobre
os km
dos at
arenito
margen

do tilito. Acompanhando o perfil geológico da Restinga Sêca em direção sul até ao rio Iguaçu pode-se observar o mergulho para o sudoeste do arenito vermelho de Vila Velha na base da série Itararé. Em Porto Amazonas, na cota de 780 ms., o arenito das Furnas constitui novamente o leito do rio Iguaçu e as últimas corredeiras, antes de iniciar a parte navegável do rio (amostra n.º 416 MP). A partir da sua penetração na região dos depósitos glaciais do segundo planalto, entre as estações ferroviárias de Serrinha e Engenheiro Bley na altitude de 855 ms., o rio Iguaçu apresenta um declive de 75 metros num curso de 20 kms. até Porto Amazonas devido às corredeiras e pequenos saltos. O arenito das Furnas ainda aflora nas margens do rio Iguaçu até dois quilômetros e meio da parte navegável (amostra n.º 416-a MP). Já no km. 3 se encontra em toda a parte o arenito vermelho de Vila Velha nos vales de desembocadura dos arroios (amostra n.º 417 MP). Um dique de diabásio neo-triássico ou post-triássico respectivamente atravessa o arenito das Furnas e o glacial no km. 1 no leito do rio em direção N 45° W (vide perfil n.º 1-b no anexo n.º I e a figura 1 abaixo).



- 1 - Arenito das Furnas. 2 - Camadas argilosas glaciais
- 3 - Camadas arenosas-argilosas com seixos.
- 4 - Arenito vermelho de Vila Velha. 5 - dique de diabásio

FIG. 1

Perfil geológico da margem esquerda do rio Iguaçu entre os kms. 2,5 e 3 do trecho navegável.

Os depósitos glaciais vermelhos com camadas argilosas e núcleos da mesma coloração com seixos e blocos de gnais, granito e quartzito ainda se encontram até o km. 4,8. Daí em diante principiam arenitos cinzentos até cinza-azulados ou amarelados sobre as camadas vermelhas aproximadamente no km. 7,5. Entre os kms. 8,5 e 10,5 observam-se tilitos cinzentos e cinza-amarelados até esverdeados, com blocos até 50 cms. de diâmetro, com arenitos e camadas argilosas sobrepostas. No km. 11,5 aflora na margem direita um perfil de cerca de 35 ms. No nível da água

(775 ms.) jazem varvitos desde esverdeados até violeta-acinzentados (amostra n.º 421 MP e foto 44). Superpostos seguem arenitos da mesma coloração na cota de 793 ms. que são encobertos por tilitos verde-azulados na cota de 800 ms. e que em parte apresentam seixos muito grosseiros de granito, gnais, quartzito, etc. (amostra n.º 419 MP). Para cima o horizonte com seixos passa a um estreito banco de 3 ms. de varvitos bastante arenosos e mais para cima a um arenito cinza-esverdeado com finos "ripplemarks" e leve estrutura de ondas, arenito êsse que na cota de 815-820 ms. é encoberto por solo de decomposição, campo e mata (amostra n.º 418 MP).

Nos kms. 13 e 14, denominado Terra Vermelha ou Porto dos Coelho, podem-se observar camadas glaciais da série Itararé na margem esquerda do rio, que no nível da água apresentam uma rápida alteração de bancos argilosos com arenitos (vide fig. 2 e foto 38). O horizonte do tilito do km. 11,5 (amostra n.º 419 MP) aqui jaz apenas poucos metros acima do nível do rio Iguaçú.



FIG. 2
Corte geológico na margem esquerda do rio Iguaçú entre os kms. 13 e 14 (Terra Vermelha), indicando uma variação rápida nas condições de sedimentações flúvio-glaciais entre argila e areia.

A partir de Restinga Sêca em direção à Palmeira continuam a ser encontrados no terreno os seixos típicos provenientes da decomposição dos tilitos e arenitos flúvio-glaciais. Nas elevações entre o rio Dois Córregos e o rio Pugas jazem arenitos flúvio-glaciais com uma espessura de até 25 ms. sôbre os tilitos. A oeste do rio Pugas, nos kms. 93 e 94, aflora o tilito com dominância de seixos pequenos ao longo da estrada de rodagem; encontram-se aqui também blocos escassos de granito e gnais com até 60 cms. de diâmetro. As formas de erosão do arenito vermelho da série Itararé, com as suas lentes de argilas com seixos, lembram de novo as linhas estruturais do relêvo de Vila Velha. O arenito vermelho também se encontra sob a cidade de Palmeira.

No perfil Palmeira—Ponta Grossa começam a desaparecer os tilitos, predominando em seu lugar as argilas vermelhas, peloditos e argilas arenosas com estrutura várvida. Aproximadamente a 8 kms. a noroeste de Lago, nos vales dos rios Caniú e Caniussinho, surgem pela primeira vez os folhelhos de Ponta Grossa com bancos fossilíferos abaixo das camadas glaciais. O arenito das Furnas aqui só é encontrado de novo a alguns quilômetros ao norte e leste da linha férrea para Ponta Grossa, no perfil de Vila Velha. Entre os quilômetros 112 e 122 a noroeste de Lago, os folhelhos de Ponta Grossa são encobertos por camadas argilosas, finamente laminadas, que, por sua vez, passam a um arenito lacustre de fina granulação e estrutura várvida (amostras n.ºs. 409-a e 409-b e foto 45) e que finalmente, nos pontos mais elevados do terreno, apresentam uma capa de arenito eólico (amostra n.º 409 MP); estes até agora eram referidos na literatura como "loessitos". No mesmo lugar, no km. 122 na cota de 927 ms., foi ligado o perfil para Vila Velha (vide esbôço n.º 3 e anexo n.º I, perfis 1 e 1^a). No km. 127 a superfície do terreno mergulha para a depressão larga e rasa do rio Tibagi, com os seus meandros abandonados e águas estagnadas (vide foto 77). Debaixo dos sedimentos glaciais emergem aqui na cota de 840 ms. novamente os folhelhos de Ponta Grossa que ao norte e a noroeste do vale do rio Tibagi formam colinas pouco elevadas até a cidade de Ponta Grossa. A base da cuchilha de Ponta Grossa também é constituída pelo folhelho devoniano de Ponta Grossa, encoberto por sedimentos glaciais. As camadas são aqui atravessadas por uma intrusão de diabásio que se expande em forma de lençol. A orientação principal deste diabásio neo- ou post-triássico apresenta a direção N 45° W.

Em direção norte, de Ponta Grossa para Castro, observa-se em primeiro lugar durante um trajeto de 3,5 kms. camadas glaciais com restos de tilitos até ao vale do arroio Lageado. Estas camadas ainda se acham ao norte do rio Pitangui onde elas terminam, afinando-se em cunha acima do arenito das Furnas na cota de 978 ms. No vale do arroio Lageado são encontrados novamente na margem direita (sul) os folhelhos de Ponta Grossa abaixo das camadas glaciais de pequena espessura. No flanco esquerdo (norte) do vale do arroio Lageado intrudiu um dique de diabásio originando uma pequena falha. Ali o arenito das Fur-

violeta-acinzen-
los seguem are-
são encobertos
em parte apre-
quartzito, etc.
m seixos passa
te arenosos e
om finos "rip-
que na cota de
campo e mato

ou Porto dos
ie Itararé na
esentam uma
vide fig. 2 e
n.º 419 MP)
rio Iguazú.



figs. 13 e 14
ões de sedi-

continuam
sentes da
elevações
os flúvio-
s. A ces-
ominância
constram-
n até 60
melho da
lembra
arenito
ra.

nas acha-se elevado em relação aos folhelhos de Ponta Grossa e às camadas glaciais até a cota de 940 ms. Abaixo dos restos de denudação das camadas glaciais da série Itararé surge novamente o arenito das Furnas a 3,5 kms. ao norte do rio Pitangui na cota de 978 ms., que, por sua vez, termina em finos bancos entre Carambei e Tronco sobre os quartzo-pórfiros de Castro na altitude de 1140 ms. sobre o nível do mar (vide anexo n.º I, perfil n.º 2 e esboço n.º 3, perfil n.º 7).

Abaixo do conjunto do perfil descrito ficam os filitos da série Açungui com quartzitos e calcáreos cristalinos (mármore) intercalados em forma de lentes, bem como uma grande área do quartzo-pórfiro de Castro. Nas camadas da série Açungui encontram-se granitos intrusivos, dos quais são notáveis um granito de hornblenda (amostra n.º 315 MP) da serra das Almas e da serra da Prata nas cabeceiras do rio Açungui e do rio da Barra, bem como granito-pórfiros, a nordeste de Maracanã-Garcéz até além da estrada do Cerne. Os arcósios que frequentemente são encontrados na lapa do arenito das Furnas e que jazem em discordância sobre a série Açungui também se estendem a leste de Castro, formando em ambos os lados da estrada do Cerne restos de denudação de uma sedimentação pre-devoniana em forma de compridas faixas. Os arcósios causam desta maneira uma notável variação de faixas paralelas de campos e matos, ocupando o campo a zona de distribuição dos arcósios (vide foto 7). Estes sedimentos, que também exibem bancos de blocos e seixos, são de especial interesse em relação a uma época glacial pre-devoniana, mas ainda duvidosa. Na nova "Geologia do Brasil" são eles referidos como a "formação de Castro" (129, pág. 205). Temos que abster-nos aqui de uma exposição mais minuciosa.

O perfil até aqui descrito abrange toda a larga região do segundo planalto, na qual as formas bizarras dos rochedos de Vila Velha aparecem como sedimentos da glaciação paleozóica acima dos horizontes marinhos devonianos. Reunindo todas as observações do perfil principal n.º 1, tem-se a seguinte sequência de camadas:

c) Série Itararé:

- | | | | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|---|----|-----|
| 7 - Arenitos eólicos de fina granulação, avermelhados, amarelados e brancos, (amostras n.ºs. 409, 443 e 444 MP) | 34 | — | 46 | ms. |
| 6 - Peloditos vermelhos e varvitos branco-avermelhados (amostras n.ºs. 409-a e 409-b MP) | | | 15 | " |

- 5 - Arenito verdeado
- 4 - Tilito es
- 3 - Arenitos 406-408
- 2 - Arenito (amostra)
- 1 - Varvitos

- b) Série Tibagi -
- 2 - Folhelho
 - 1 - Arenito 416 MP

- a) Base (lapa)
- Filitos, nito-pórf e os qu

C) — PERF

(Vid

Acompanh
tos glaciais en
atrás de Palm
melhos e no k
segue uma po
tre arenitos. I
aflorem as m
peloditos, com
Grossa (amos
ocorrência de
vido à uma p
que as argilas
cas e em cam
de Mandaçaia
cos de granito
bico (amostra
çaia, no km.
a princípio ca
cinza-esverdea

5 - Arenito flúvio-glacial amarelo-cinzento até esverdeado-cinzento com núcleos de argila e seixos (amostras n.ºs. 414-a e 447 MP)		até 25 ms.
4 - Tilito esverdeado-cinzento (amostra n.º 414 MP)	10	— 39 "
3 - Arenitos vermelhos de Vila Velha (amostras n.ºs. 406-408 e n.ºs. 416 e 417 MP)	34	— 45 "
2 - Arenito argiloso com faixas vermelho-brancas (amostra n.º 405 MP)		4 "
1 - Varvitos vermelhos (amostra n.º 404 MP)	10	— 16 "
b) Série Tibagi — eodevoniano		
2 - Folhelhos de Ponta Grossa (amostra n.º 446 MP)	5	— 95 "
1 - Arenito das Furnas (amostras n.ºs. 400-402 e 416 MP)	50	— 150 "

a) Base (lopa)

Filitos, quartzitos e calcáreos com granitos e granito-porfíros da série Açungui (série de Minas) e os quartzo-porfíros de Castro.

C) — PERFIL GEOLÓGICO PALMEIRA—SÃO JOÃO DO TRIUNFO.

(Vide anexo n.º II, perfis n.ºs. 4, 4-a e 4-b).

Acompanhando-se o perfil de Palmeira através dos sedimentos glaciais em direção à São Mateus do Sul, encontram-se, logo atrás de Palmeira, novamente argilas glaciais, finos arenitos vermelhos e no km. 98 seixos e blocos de tilitos. Depois da Serrinha segue uma possante seqüência de varvitos, peloditos e tilitos entre arenitos. Nos kms. 106 e 109, entre Serrinha e Mandaçaia, afloram as mesmas argilas vermelhas, finamente estratificadas, peloditos, como entre os kms. 112 e 118 do perfil Palmeira—Ponta Grossa (amostra n.º 412 MP); porém no km. 109 verifica-se a ocorrência de uma estratificação várvida um tanto indistinta devido à uma pequena modificação da côr, podendo-se deduzir daí que as argilas unicolores foram depositadas em condições idênticas e em camadas delgadas como os varvitos. Nos tilitos adiante de Mandaçaia (kms. 102 a 108) foram observados e medidos blocos de granitos, gnais, quartzito e arenito com $\frac{3}{4}$ a 1 metro cúbico (amostra n.º 413 MP e foto 51). Na subida para Mandaçaia, no km. 109, na cota de 860 ms., acham-se sôbre este tilito a princípio camadas de 20 ms. de arenitos e 17 ms. de varvitos cinza-esverdeados (amostra n.º 442 MP). Na cota de 923 ms.

seguem então sobre estas camadas flúvio-glaciais arenitos eólicos de granulação muito fina e novamente 16 ms. de tilitos. O arenito de granulação fina corresponde inteiramente às ocorrências referidas como loessitos de Guarauna, Lapa e do perfil à Ponta Grossa entre os kms. 118 e 125. E' é encontrado na superfície logo depois de Mandaguá e também entre os kms. 126 e 129 (amostras n.ºs. 410, 411 e 440 MP).

Sobre os tilitos e arenitos observa-se entre os kms. 112 e 127 alternadamente bancos delgados de arenitos e varvitos cinza-esverdeados (vide perfis n.ºs. 4 e 4-b). Uma mudança de fácies dos sedimentos glaciais aparece aproximadamente entre os kms. 113 e 114. Em bancos argilo-arenosos bem estratificados (amostra n.º 441 MP) encontram-se seixos e blocos largamente espalhados, sem que se possa verificar o irregular amontoado do material de transporte e alternância de areia e argila não estratificadas. Trata-se indubitavelmente de depósitos de drift, como também revelou o exame granulométrico (vide diagrama n.º 34). Afloram aqui e ao sul de Guaiaca folhelhos escuros, cinza-azulados, de coloração azul-clara quando decompostos acima de um arenito argiloso, que mergulham sob delgadas camadas cinzentas e arenitos amarelo-avermelhados ou branco-acinzentados na subida do rio da Vargem para São João do Triunfo. São estes os mesmos horizontes que em Teixeira Soares e Mafra formam o horizonte e a capa das camadas fossilíferas da transgressão marinha.

Em direção ao rio Iguaçu, no perfil entre Guaiaca e Palmira, abaixo do tilito dos kms. 108 e 132, foram encontrados somente arenitos e finalmente espessas argilas glaciais, varvitos finamente laminados, que no km. 80 formam diretamente as margens e o leito do rio Iguaçu (amostra n.º 423 MP). Cerca de um quilômetro, rio acima, emerge por debaixo deste varvito cinza-esverdeado uma camada delgada de arenito cinzento (amostra n.º 425 MP) e em seguida um tilito cinza-azulado até esverdeado que é especialmente rico em seixos e blocos (amostras n.ºs. 424-1 até 424-13 MP e fotos 48 e 50). O tilito forma o leito do rio no km. 79 e aflora nas margens. O corte longitudinal deste perfil no rio Iguaçu em Palmira, entre os kms. 79 e 80, é representado na seguinte figura 3 (vide também o perfil 4-a no anexo n.º II):

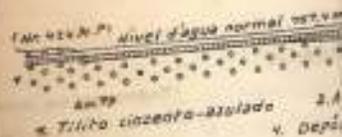


Fig. 3 — Corte geológico longitudinal entre os kms. 79 e 80.

Em seu conjunto, o a superfície do terreno Sêca e São João do Triunfo diferentes de arenitos uma espessura total de 11 metros aproximadamente 10 metros das com *Glossopteris* da aqui também incluída nível uma delimitação argiloso, preto-acinzentado em alguns lugares contém um leito de 34 metros (438 e 450 MP). O arenito Tubarão é considerado regressão marinha durante a qual não é possível estabelecer as Itararé-Tubarão, se entrelaçam regionalmente regressão do mar com camadas mais meridionais, livremente o gelo em regressão às oscilações regionais, foram novamente regionalizadas.

Entre os bancos em lugares até quatro metros de espessura, uma delgada camada de metros, e finalmente com a espessura dos depósitos marinhos calcados entre dois metros de argilosa glacial-marinha.

Em resumo, o perfil meira—São João



Fig. 3 — Corte geológico longitudinal no leito do rio Iguaçu em Palmira entre os kms. 79 e 90. — Esquemático.

Em seu conjunto, o rio Iguaçu, os vales dos seus afluentes e a superfície do terreno examinado entre Vila Velha—Restinga Sêca e São João do Triunfo—vale do rio Iguaçu, cortam dez bancos diferentes de arenitos flúvio-glaciais e glaciais-eólicos, com uma espessura total de 151 ms., e mais uma camada de arenito de aproximadamente 10 ms., que constitue a transição para as camadas com *Glossopteris* da série Tubarão. Esta camada de arenito é aqui também incluída na série Itararé, em virtude de só ser possível uma delimitação inferior da série Tubarão por um banco argiloso, preto-acinzentado, rico em *Phylloleca* e *Glossopteris* e que em alguns lugares entre Teixeira Soares e São João do Triunfo contém um leito de 34 cms. de espessura de carvão (amostras n.ºs. 438 e 450 MP). O arenito de transição entre as séries de Itararé e Tubarão é considerado como forma de regressão da curta transgressão marinha durante o período do carbonífero superior. Em geral não é possível uma outra delimitação nítida entre as camadas Itararé-Tubarão, visto que os horizontes destas duas séries se entrelaçam regionalmente. A flora de *Glossopteris*, depois da regressão do mar carbonífero, conquistou primeiro as regiões mais meridionais, livres do gelo, seguindo então do sul para o norte o gelo em regressão. Desta maneira em alguns lugares, devido às oscilações regionais da frente do gelo, camadas glaciais encobriram novamente regiões já conquistadas pela flora de *Glossopteris*.

Entre os bancos de arenito encontram-se três e em alguns lugares até quatro horizontes contínuos de tilitos, bem como uma delgada camada de tilito de um avanço regional, no total de 110 metros, e finalmente sete camadas argilosas — varvitos e peloditos — com a espessura de 85 metros. Até as presentes observações os depósitos marinhos incluem três horizontes fossilíferos, intercalados entre dois horizontes glaciais de drift e em uma camada argilosa glacial-marinha.

Em resumo, dos cortes da superfície entre Vila Velha—Palmira—São João do Triunfo resulta o seguinte perfil:

c) capa:

Ao sul do rio da Vargem-São João do Triunfo argilas escuras e arenitos avermelhados da Série Tubarão.

b) Série Itararé:

Camada de transição Itararé-Tubarão.

	Espessuras em m	
27 - Arenitos argilosos com seixos e blocos, com decomposição avermelhada		10
Fácies marinho dos sedimentos glaciais.		
26 - Camadas de argila marinha escura, em decomposição tornando-se em folhelhos azul claros (como amostra n.º 437 MP)	30	
25 - Sedimentos de drift com seixos e blocos		25
24 - Arenitos finos argilosos, ao sul do quilômetro 130	7	
Arenitos avermelhados eólicos, ao norte do km. 126 (n.º 441 MP)		7
Fácies continental dos sedimentos glaciais.		
23 - Varvitos azul-cinzentos até verde-cinzentos	7	
22 - Arenitos finos argilosos		6
21 - Varvitos verde-cinzentos (n.º 442-a MP)	8	
20 - Arenitos com decomposição avermelhada		5
19 - Tilito com decomposição amarelado-cinza, kms. 112, 114, 126		16
18 - Arenitos flúvio-glaciais e eólicos de fina granulação (n.ºs. 410 e 411 MP)		15
17 - Varvitos verde-cinzentos (502 varves p.m. n.º 442 MP) e peloditos vermelhos (n.º 412 MP)	17	
16 - Arenitos flúvio-glaciais grosseiros até finos		20
15 - Tilitos cinzentos (na decomposição tornam-se amarelados e esverdeados, kms. 105-108 e Guaiaca n.º 413 MP) ..		31
14 - Arenito amarelo-cinza até verde-cinza		11
13 - Varvitos finos, cinzentos e esverdeado-cinzentos (850 varves p.m. n.º 423 MP)	19	
12 - Arenito cinza (n.º 425 MP)		6
11 - Tilito cinza-esverdeado até azulado (n.º 424 MP)		30
10 - Arenitos claros amarelo-cinzentos com faixas esverdeado-cinzentas (n.º 418 MP)		22
9 - Camadas várnicas arenosas de cor branco-amarelada (310 varves p.m. n.º 422 MP)	3	
8 - Tilito escuro, azul-cinza (n.º 419 MP)		4
7 - Arenito azul-cinza		7
6 - Varvitos violeta-cinzentos (330 varves p.m. n.º 421 MP) ..	18	
5 - Arenito amarelo-cinza com núcleos de argila e seixos		25
4 - Tilito esverdeado-cinza até amarelado-cinza (zona de decomposição n.º 414 MP)		20
3 - Arenito flúvio-glacial vermelho de Vila Velha (n.ºs. 406-408 MP)		34
2 - Arenito argiloso com faixas branco-avermelhadas (n.º 405 MP)		
1 - Varvitos avermelhados (275 varves p.m. n.º 404 MP) ...	16	4

a) lapa:

Arenito das Furnas na parte nordeste; ao sul se juntam folhelhos de Ponta Grossa.

115 | 14 | 168 | 135 |

Do volume dos horizontes a total dos ros redondo

D) — PER

(Vide an

No km.

Papagaios-Nov

(azimute 261

ômetros. O

que caracteri

dos vales do

oscilam entre

mar. Logo a

tilito. Daí em

tros, atingind

de varvitos.

varvitos com

niú ficam no

tros. Na sub

fil em orde

km. 108,5 se

832 e 854 m

ção cinza-esc

até 871 ms.

papagaios-Nov

co espessos

890 ms. o h

ms. está enc

por arenitos

em um estre

tra n.º 436 M

tre 825 e 803

baixo, de m

(amostras n.º

ra vez, uma

Do volume total de 432 metros do perfil, 72 metros cabem aos horizontes da transgressão marinha, de modo que a espessura total dos sedimentos glaciais continentais abrange em números redondo 360 metros.

D) — PERFIL GEOLÓGICO PALMEIRA—RIO D'AREIA—TEIXEIRA SOARES.

(Vide anexo n.º II, perfis n.ºs. 5, 5-a e 5-b e esboço n.º 2)

No km. 99 a sudoeste de Palmeira bifurca-se a estrada para Papagaios-Novos e acompanhando-se a mesma em direção W 9º S (azimute 261º) atinge-se Rio d'Areia após o percurso de 59 quilômetros. O perfil corta planícies levemente onduladas, planícies que caracterizam toda a região do segundo planalto. Os entalhes dos vales dos rios descem até 786 e 805 metros, e as elevações escalam entre altitudes de 900 a 960 metros sobre o nível do mar. Logo adiante da bifurcação da estrada fica o arenito sobre tilito. Daí em diante o terreno baixa de 932 metros para 862 metros, atingindo-se no km. 102 o arenito da lapa do tilito e a capa de varvitos. Na descida para o rio Caniú corta-se o banco de varvitos com a espessura de 22 metros, e na baixada do rio Caniú ficam novamente os tilitos sob arenitos na cota de 798 metros. Na subida para Papagaios-Novos atravessa-se o mesmo perfil em ordem contrária. Inicialmente encontra-se tilito até o km. 108,5 seguido por 6 metros de arenitos e, entre as cotas de 832 e 854 metros, os varvitos finamente laminados e de coloração cinza-esverdeada até azulada. Da cota de 854 ms. no km. 109 até 871 ms. sobre o nível do mar na entrada para a colônia Papagaios-Novos, passa-se sobre camadas argilosas e arenitos pouco espessos de decomposição avermelhada, atinge-se na cota de 890 ms. o horizonte de tilito observado no km. 99, que até 916 ms. está encoberto por arenitos flúvio-glaciais e mais para cima por arenitos eólicos de fina granulação. Entre os kms. 128 e 129 em um estreito vale e abaixo de um fino arenito cinzento (amostra n.º 436 MP), afloram novamente os varvitos do km. 106 entre 825 e 803 ms. de altitude, bem delimitados para cima e para baixo, de modo que a espessura pode ser medida com exatidão (amostras n.ºs. 426 e 426-a MP). No km. 128 ocorre, pela primeira vez, uma mudança de fácies dos tilitos até aqui cortados. A

Espessuras em metros

10	10
7	25
7	95
6	
5	
16	68
15	
20	
11	31
6	67
30	
22	55
7	4
25	54
29	
34	83
135	432

massa fundamental é arenoso-argilosa, fina e bem estratificada. Seixos e blocos são largamente distribuídos. O tilito aqui passa a um conglomerado de drift.

Em ambos os lados do rio Guarauninha, entre os kms. 133 e 140, afloram as camadas com seixos anteriormente observadas no km. 128. São depósitos de drift com 25 metros de espessura em camadas delgadas, arenito-argilosas com seixos e blocos volumosos, frequentemente orientados segundo o ponto de gravitação. Ai foi encontrado um bloco de granito com mais de um metro cúbico de volume e muitos blocos menores de quartzito com estrias em parte bem conservadas (vide fotos 60-62 e o diagrama n.º 34). As camadas correspondem inteiramente aos "sandy and boulder mudstone" da África do Sul, que chegámos a conhecer no distrito de Gibeon na África Sul-Oeste. Ali os depósitos de drift são tidos como formações marinhas, considerados como sedimentos de um mar raso. No perfil para Rio d'Areia acham-se acima dos depósitos de drift ainda 17 metros de argilas escuras-cinza-azuladas até pretas, finamente estratificadas e de decomposição em folhelhos. Neste horizonte, mais para oeste, encontra-se o horizonte fossilífero n.º 1, descoberto em Teixeira Soares por Euzébio Paulo de Oliveira (n.º 437 MP) (*). Acima de um arenito claro, amarelado, seguem camadas argilosas cinzentas, cobertas no km. 140,5 entre as cotas de 944 e 960 ms., por arenitos vermelhos. Os dois últimos horizontes já pertencem à série Tubarão, visto que a camada argilosa cinza-escura (n.º 438 MP) mais para o sul e oeste apresenta *Phyllopora* e *Glossopteris*, bem como um leito de 34 cms. carvão de pedra. A camada de arenito de transição entre as séries Itararé e Tubarão, cuja posição stratigráfica é ainda incerta por não ter fornecido fósseis, é aqui considerada, como no perfil para São João do Triunfo, como forma de regressão pertencente à série Itararé. Na descida do km. 147 para o rio d'Areia surgem inicialmente arenitos e abaixo destes as argilas escuras do horizonte de transgressão, que aqui aumentou de 17 para 30 ms., enquanto que os depósitos de drift reduzem-se apenas a poucos metros. Atinge-se o rio d'Areia bem no km. 148 na cota de 820 ms. O rio corta o seu leito em arenitos cinzentos de decomposição aver-

(*) Neste lugar foi verificada posteriormente a presença de fósseis (vide nota marginal na pág. 37).

melhada e amarela, especialmente notável na região examinada. Entre esse arenito e as argilas escuras da caps... zento (n.º 431 MP) um arenito cinza, argiloso, de delgados arenitos na decomposição, os quais apresentam quando alterados... Frederico W. Lange vos horizontes fossilíferos que ficam entre os arenitos e os folhos marinhos escuras. A descoberta de Teixeira Soares. O horizonte de decomposição também durante a descida, mas no leito do rio d'Areia (vide foto 65).

(*) Nesse perfil de Euzébio Paulo de Oliveira e Paulo Erich de Oliveira, as argilas escuras m... kms. 149,6 e 140,5. W. Lange em especialmente:

xeir...
O 11...
vas...
sm...
é, 1...
cor...
que...
dev...
Nes...
em...
O 1...
tran...
vel...
150...
cos...
ter...
Led...
que...
mit...
de

bem estratificada.
O tilito aqui passa
entre os kms. 133
rmente observadas
etros de espessura,
eixos e blocos vo-
o ponto de gravi-
com mais de um
tores de quartzito
otos 60-62 e o dia-
ramente aos "san-
que chegámos a
Oeste. Ali os de-
nhas, considerados
para Rio d'Areia
7 metros de argi-
e estratificadas e
mais para oeste,
berto em Teixeira
(n.º 437 MP) (*).

camadas argilo-
otas de 944 e 960
horizontes já per-
argilosa cinza-es-
representa *Phyllo-
teca*
carvão de pedra.
Itararé e Tuba-
por não ter for-
fil para São João
ente à série Ita-
ia surgem inicial-
tras do horizonte
30 ms., enquanto
a poucos metros.
de 820 ms. O rio
composição aver-

presença de fósseis

melhada e amarelada que contém blocos. Como inclusões especialmente notáveis foram encontrados aqui pela primeira vez na região examinada grandes blocos de calcáreo (n.º 432 MP). Entre esse arenito com blocos da lapa e as camadas argilosas escuras da capa fazem dois metros de um arenito compacto, cinzento (n.º 431 MP), uma delgada camada de um metro de um arenito cinza, argiloso (n.º 429-a MP) e novamente alguns metros de delgadas arenitos argilosos com seixos, que se tornam folheados na decomposição (vide n.º 429 MP e fotos 63 e 64), todos os quais apresentam uma coloração avermelhada ou amarelada quando alterados. Nestas camadas n.ºs. 431 MP e 429-a MP Frederico W. Lange descobriu em junho de 1944 os novos horizontes fossilíferos, que são de especial importância, porque ficam entre os depósitos glaciais de drift e abaixo dos folhelhos marinhos escuros, nos quais Euzébio Paulo de Oliveira descobriu fósseis em Bela Vista, Passinho e Teixeira Soares. O horizonte inferior, descoberto por Lange, encontrei-o também durante os levantamentos em setembro de 1944 rio acima no leito do rio d'Areia em um arenito resistente, de cor cinza (vide foto 65) (*). Um perfil esquemático (fig. 4) demons-

(*) Nesse interim foram verificados por Frederico W. Lange e Paulo Erichsen de Oliveira os mesmos fósseis nas camadas argilosas escuras marinhas a 1,6 km. ao noroeste de Rio d'Areia entre os kms. 149,6 e 140,750. Esta comunicação foi-nos feita por Frederico W. Lange em carta de 15 de maio de 1945, a qual transcrevemos parcialmente:

... "No mês passado fiz uma viagem à região de Teixeira Soares—Rio d'Areia em companhia do dr. Paulo E. Oliveira. Descobrimos nesta excursão mais algumas novas localidades fossilíferas na série Itararé. A mais interessante no km. 149,6 da Estrada Palmeira—Teixeira Soares, isto é, 1600 ms. adiante de Rio d'Areia, onde na cota de 840 m. corre um pequeno arroio (sem nome no perfil geológico e que denominamos provisoriamente de "arroio do monjolo" devido a um dêsses moínhos que ali existe junto à estrada). Neste arroio, cujo leito é constituído de folhelhos escuros, em tudo idênticos aos da camada fossilífera Euzébio de Oliveira no gróvão a leste de Teixeira Soares, encontramos diversos espécimens de *Liagula imbituvensis* Oliveira, além de uma bem conservada aza de inseto; cerca de 150 m. adiante em direção a Teixeira Soares, nos barrancos da estrada, onde o folhelho se apresenta bastante alterado e com coloração branco-amarelada, encontramos *Leda woodworthi* e *Chonetes rionegrensis* Oliveira, de modo que tanto a fauna fóssil como os caracteres litológicos permitem a perfeita correlação dessa localidade com o gróvão de Teixeira Soares.

tra a disposição estratigráfica das camadas, e um pequeno esbôço, feito sem escala, facilita a localização das ocorrências fossilíferas (vide fig 5).

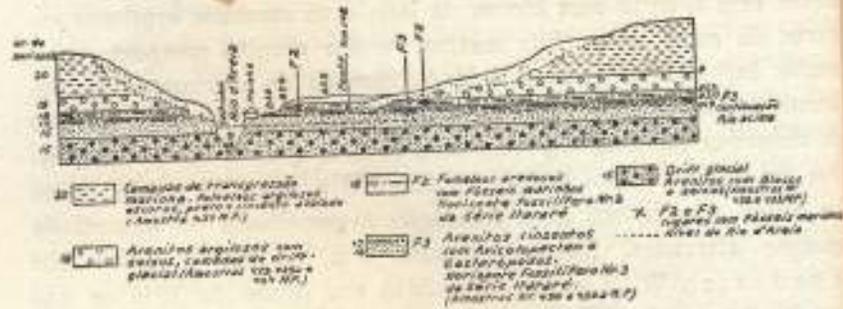


FIG. 4
Esbôço esquemático através das camadas fossilíferas da série Itararé no rio d'Areia.

Além do rio d'Areia, em prosseguimento ao perfil até Teixeira Soares, permanece-se inicialmente ainda por dois quilômetros nas camadas escuras de transgressão da série Itararé até a cota de 861 ms., passando-se em seguida pelo espaço de 6,5 km. sobre uma elevação de 900-930 ms. de altitude, constituída pela capa do arenito vermelho-amarelado da série Tubarão. Na descida para o vale do rio das Almas corta-se entre 889 e 870 metros sobre o nível do mar as camadas da série Tubarão, arenitos e 7-8 metros de argilas arenosas escuras e finalmente de 870 a 851 ms. o banco do arenito de transição entre as séries Itararé e Tubarão, que sempre se acha na base das camadas argilosas cinzas-escuras. Daí tornam a emergir debaixo das camadas escuras argilosas marinhas de 35 ms. de espessura no vale do rio das Almas e na cota de 795 ms. novamente os horizontes com seixos dos depósitos de drift. Um quilômetro mais para o norte, em Baitaca, entre 803 e 806 ms. de altitude, afloram os bancos fossilíferos

Essa descoberta veio confirmar o perfil geológico anteriormente levantado e no qual esse horizonte aparece localizado exatamente de acôrdo com as recentes descobertas; ficou assim também provado não ocorrer mudança de fácies entre as duas localidades. Também adiante do Rio d'Areia, em direção a Palmeira, mais ou menos no km. 140 da estrada, encontramos uma mal conservada *Chonetes* em uma camada esbranquiçada."

Pelas notas de Lange foi assim confirmado o levantamento e a exatidão do perfil respectivo (vide perfis n.ºs. 5 e 5-a).

Fig. 5 — Esbôço tos em junho de

n.º 2, descobriu as mesmas camadas amarelo-avermelhadas primitiva e não cobriu duas metros, quase que encontrou raras uma fauna conhecida para Teixeira Soares, fossilíferas, inicialmente, camadas, que le escuros quase horizonte fossilífero de Oliveira

O exame das camadas fossilíferas de Baitaca

um pequeno esboço,
corrências fossilíferas



da série Itararé no

o perfil até Tei-
a por dois quilôme-
série Itararé até a
espaço de 6,5 kms.
de, constituída pela
Tubarão. Na descida
e 889 e 870 metros
Tubarão, arenitos e
mente de 870 a 851
séries Itararé e Tu-
das argilosas cinza-
camadas escuras ar-
do rio das Almas
com seixos dos de-
norte, em Baitaca,
bancos fossilíferos

perfil geológico ante-
rizonte aparece loca-
lmente descobertas; fi-
mudança de fácies
ante do Rio d'Areia,
km. 140 da estrada
chonetes em uma ca-

levantamento e a



Fig. 5 — Esboço esquemático da situação dos lugares fossilíferos, descobertos em junho de 1944 por Frederico W. Lange no Rio d'Areia.

n.º 2, descobertos por Frederico W. Lange. Trata-se das mesmas camadas que ocorrem no rio d'Areia, arenitos argilosos, amarelo-avermelhados quando decompostos, mas cuja coloração primitiva e não alterada é cinzenta. Também aqui Lange descobriu duas novas localidades fossilíferas, cuja fauna é composta quase que exclusivamente de Pelecípodos, entre os quais encontrou raras *Aviculopecten*; Lange julga ter encontrado aqui uma fauna completamente nova para a série Itararé. Na subida para Teixeira Soares acham-se sobre as camadas fossilíferas, inicialmente, três metros de argilas finamente estratificadas, que lembram varvitos, e são encobertas pelos folhelhos escuros quase pretos, nos quais se acha, na cota de 823 ms., o horizonte fossilífero n.º 1, descoberto por Euzébio Paulo de Oliveira (130 e 131).

O exame microscópico revelou que não se trata de varvitos nas camadas claras, cinza-amareladas da capa do banco fossilífero de Baitaca, mas sim de arenitos argilosos, finamente estra-

tificados, cuja estrutura fina em camadas já principia no próprio banco fossilífero (n.ºs. 434 e 435 MP). A estrutura várveica é causada por finas cintas de óxido de ferro, sempre interrompidas e alternadas por areias quartzíferas, de tal modo que as cintas apresentam lacunas na coloração; portanto, a sequência das camadas não possui a estrutura típica dos varvitos de água doce. Trata-se aqui de sedimentos marinhos neríticos, finamente laminados que passam à argilas escuras, cinza-azuladas, da plataforma continental (n.º 437 MP). Que tais depósitos marinhos de um mar pouco profundo também podem possuir uma estratificação com listras finas, foi provado pelas amostras de fundo com até 80 ms de comprimento, colhidas pela expedição alemã de 1901-1903 ao pólo sul (Deutsche Suedpolar-Expedition, 146 e 147). Quase todas as provas de fundo colhidas nesta expedição eram laminadas muitas vezes em frequente alternância de camadas claras e escuras.

A localidade com fósseis marinhos descobertos por Euzébio Paulo de Oliveira encontra-se no vale de um pequeno arroio que desagua paralelamente à estrada de rodagem em direção à Baitaca e Rio d'Areia na cota de 823 ms.; situa-se, portanto, 17 metros acima dos bancos arenosos fossilíferos de Rio d'Areia e Baitaca e 15 metros acima da base das argilas escuras.

O material coletado nos novos horizontes fossilíferos atualmente ainda está em estudo; pode-se, porém, dizer já que o banco de arenito do horizonte fossilífero n.º 3 com a sua riqueza em *Aviculopecten* lembra vivamente as camadas fossilíferas do rio Taió. Ao contrário, o horizonte fossilífero n.º 2 forneceu uma boa quantidade de formas novas. O horizonte superior n.º 1 pode pela sua fauna ser correlacionado com as localidades fossilíferas de Passinho e Bela Vista, perto de Mafra.

Na subida de sueste para Teixeira Soares as camadas escuras com fósseis marinhos são encobertas na cota de 843 ms. pelo arenito de transição para a série Tubarão, como forma de regressão. A série Tubarão propriamente principia entre 862 e 853 metros sobre o nível do mar com uma camada argilosa cinza-escura que contém abundantes *Phyllopora* e *Glossopteris*. A essa altura de Teixeira Soares na cota de 919 metros jaz sobre estas camadas escuras novamente um arenito amarelado até avermelhado que corresponde ao arenito do km. 145 e à amostra n.º 438

MP. Entre as cotas de 862 e 853 metros há uma camada azulada mais ou menos 1 metro espessa, de natureza basais de maneira a ter entrado nesta ainda em consequência do depósito, não se trata de um mo-argiloso de l

(*) Durante a expedição "Episódio da última glaciação" por Fernando de Azevedo em 1945, da Divisão de Geologia, foram coletadas "as sedimentos mo-argilosos, entre os quais se mencionam os sedimentos de origem marinha, que são tratados os sedimentos de origem marinha". Nos dois casos, por exemplo, F. M. de Azevedo com 1-2 ms. de espessura, Soares numa altitude geral é reconhecido granulométrico relativamente dominante de 0,2 a 0,5 mm, e um material impellido por uma camada por lavagem, denominada como drift num ponto de Teófilo Petrópolis.

A camada de arenito de distribuição de Teófilo Petrópolis é, portanto, não os diagramas granulométricos geralmente não se traçam a tabela química (tabela n.º 1) e a análise de sílica desta região de Teófilo Petrópolis em que o fim da glaciação dos sedimentos de origem marinha.

As conclusões sobre uma última glaciação pela interpretação dos dados.

O depósito de Teófilo Petrópolis não mostra neste ponto, nem um avião formado antigas situadas no último conglomerado de uma época inter-

MP. Entre as cotas de 899 e 901 ms. acha-se entre este arenito uma camada azul-cinza e muito argilosa com a espessura de mais ou menos 1-2 metros, a qual envolve material de morenas basais de maneira esporádica (n.º 452 MP). Os conteúdos podem ter entrado nesta camada posteriormente mediante lavagem ou ainda em consequência de movimento de drift. Quanto a este sedimento, não se trata de um tilito, mas sim de um sedimento limo-argiloso de lagoas (*). A camada contendo detritos glaciais

(*) Durante a impressão do presente trabalho chegou às nossas mãos "Episódio da última época inter-glacial permo-carbonífera no Paraná" por Fernando F. M. de Almeida (Notas Preliminares n.º 27, 1945, da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro). Nestas "notas" os sedimentos lacustres-paludais, pouco espessos, cinza-azulados e limo-argilosos, entre os arenitos da série Tubarão em Teixeira Soares, acima mencionados, são designados como "tilitos". Sob a mesma designação são tratados os sedimentos glacial-marinhos de drift, por nós examinados, abaixo dos horizontes fossilíferos n.ºs. 2 e 3 de Baitaca e Rio d'Arcia. Nos dois casos, porém, não se trata de "tilitos", como informa Fernando F. M. de Almeida nas Notas Preliminares. O banco cinza-azulado em 1-2 ms. de espessura entre os arenitos da série Tubarão em Teixeira Soares numa altitude de 899-901 ms. sobre o nível do mar já pelo aspecto geral é reconhecido, à primeira vista, como depósito de uma lagoa. O exame granulométrico revela em concordância com o aspecto geral um máximo dominante de 62,25% nos tamanhos dos grãos limo-argilosos entre 1/64-1/500 mm. e um segundo componente de argila pura de 10,24% nas partículas pequeníssimas abaixo de 1/500 (0,002) mm. Pequenos seixos de material impellido de uma morena situada mais para além penetraram nesta camada por lavagens contínuas ou ainda pelo drift. Esta camada é, por isso, denominada mais acertadamente por Josué Camargo Mendes como drift num pequeno esboço que acompanha uma informação de Setembrino Petri (144, págs 129-130).

A camada com blocos e seixos sob os horizontes fossilíferos da mesma zona é igualmente pela estratificação evidente (vide foto 62) e o modo de distribuição dos blocos e seixos, reconhecida como depósito de drift, é portanto, não de tilito. Para melhor esclarecimento compare-se os diagramas granulométricos n.ºs. 33 e 34 que comprovam que evidentemente não se trata de tilitos, o que também é confirmado pela análise química (tabela n.º 11) que não revela a composição química típica dos tilitos desta região (vide tabela n.º 10), mas sim corresponde à composição dos sedimentos neríticos. Estas camadas se depositaram num tempo em que o fim da época glacial já se iniciou pelo recuo geral do inlandais.

As conclusões tiradas por Fernando F. M. de Almeida sobre uma última época inter-glacial observada na série Itararé perderam pela interpretação errônea destes sedimentos o seu fundamento.

O depósito limo-argiloso de pequena espessura entre os arenitos de Teixeira Soares de nenhuma forma apresenta um ciclo glacial completo e não mostra neste local contrariamente aos fatos observados no Norte do Paraná, nem um avanço e nem um recuo de um campo de gelo. Este depósito é formado apenas pelos produtos de lavagens de material de morenas antigas situadas mais além, e a totalidade das camadas nesta zona acima do último conglomerado de drift marinho (horizonte n.º 14) não corresponde à uma época inter-glacial, mas sim ao fim definitivo da glaciação gonduânica.

lembra condições de estratificação que já anteriormente haviam sido observadas no Norte do Paraná, perto de Ribeirão Novo e Rio Carvãozinho por Glycon de Paiva e Viktor Leinz. Desta maneira, se bem que em forma um tanto modificada, é confirmado o fato interessante de existir uma entrosagem por zonas entre sedimentos das camadas glaciais da série Itararé e das camadas da série Tubarão. Pelos avanços posteriores do gelo limitados regionalmente, pois em geral retrocedia, foram novamente depositadas morenas basais, camadas flúvio-glaciais ou horizontes de drift sôbre regiões que após o desaparecimento do gelo já tinham sido conquistadas pela flora de *Glossopteris*. A camada que foi sedimentada ainda em água salobra de uma lagoa tem pouca espessura, não correspondendo a nenhum ciclo glacial. O gelo não alcançou mais esta zona durante as oscilações no fim do período glacial, não podendo por isto haver nesse lugar morenas basais sôbre horizontes com *Glossopteris*, como no Norte do Paraná, havendo depositados acima dêles apenas sedimentos flúvio-glaciais. Descendo a oeste de Teixeira Soares para o entalhe do vale mais próximo, encontra-se aqui entre 858 e 866 metros sôbre o nível do mar novamente o banco escuro com os restos fósseis da flora de *Glossopteris* (vide perfis n.º 5 e 5-a).

Levantando-se um perfil do Rio d'Areia para o sul, encontra-se depois de 5-6 kms. nos vales das nascentes do rio das Almas e do rio d'Areia, entre as altitudes de 866 e 870 ms., na mesma camada argilosa escura como em Teixeira Soares, um leito de carvão de pedra de 34 cms. de espessura (vide fig. 6, perfil n.º 5-b no anexo n.º 1).

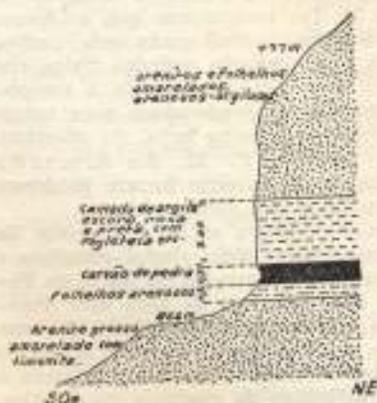


Fig. 6 — Perfil sôbre a base da série Tubarão com a camada argilosa escura com carvão de pedra. Localidade: Mineiros (cêrca de 5 kms. a sueste do Rio d'Areia.)

Resumindo, o arenito mais pr...
rio Caniú até ao...
do Triunfo e Tei...

PERFI

capa:

- b) Série Tubarão
- 18 - Arenito argiloso banco argiloso altitude de
 - 17a - Camadas argilosas e *Glossopteris*
 - 17b - O mesmo banco de carvão c
- a) Série Itararé
- 16 - (27) Camada Arenito amarelo regressão

CAMADA

Camadas até preta quando

- 15 - (26) Horizontes descobertos Oliveiras Camadas até preta do alter
- 14 - Argilas tificadas
- 13 - Horizontes nomenclatura

Resumindo, obtemos a seguinte sequência das camadas desde o arenito mais profundo que aflora na região das nascentes do rio Caniú até ao arenito da capa da série Tubarão entre São João do Triunfo e Teixeira Soares:

PERFIL PALMEIRA—TEIXEIRA SOARES

capa:

b) Série Tubarão:

- 18 - Arenito argiloso, avermelhado até amarelo incluindo um banco argiloso cinzento-azulado de 1 a 2 ms. de espessura na altitude de 899 ms. com material de drift 52 ms.
- 17a - Camadas argilosas, cinzenta-escuras até pretas, com *Phyllopora* e *Glossopteris* 8 ms.
- 17b - O mesmo horizonte ao sul e a leste do rio d'Areia com um leito de carvão com 34 cms. de espessura

a) Série Itararé:

- 16 - (27) Camada de transição Itararé-Tubarão
Arenito amarelado até avermelhado, provavelmente arenito de regressão do mar glacial carbonífero 19 ms.

CAMADAS DO PERFIL A NOROESTE DO RIO D'AREIA

HORIZONTES DE TRANSIÇÃO

	Espessuras em metros	
Camadas argilosas escuras, cinza-azuladas até pretas, tomando o aspecto de folhelhos quando alterados	20	}
15 - (26) Horizonte com fósseis marinhos n.º 1 (descoberto por Euzébio Paulo de Oliveira), cota de 823 ms.	35	
Camadas argilosas escuras, cinza-azuladas até pretas, com aspecto de folhelhos quando alteradas	15	}
14 - Argilas cinza-amareladas, finamente estratificadas	3	
13 - Horizonte fossilífero n.º 2, em camadas finamente laminadas, argilo-arenosas		}
sedimentos neríticos	38	

CAMADAS DO PERFIL A LESTE DO RIO D'AREIA

NA CAPA ENCONTRAM-SE AS CAMADAS N.º 16-18

Espessuras em metros

15 - (26) Camadas argilosas escuras, cinza-azuladas até pretas, com aspectos de folhelhos quando alteradas, com fósseis marinhos ...	24			
14 - (25) Conglomerados de drift, cinza até cinza-amarelos ...			23	
13 - Horizonte fossilífero n.º 2 em camadas finamente laminadas, argilo-arenosas, de decomposição amarelada, com fósseis de uma fauna marinha (descoberto por F. W. Lange) ...	2			31
12 - Horizonte fossilífero n.º 3, em um arenito compacto, cinza, em lages e bancos, de decomposição amarelada, fauna marinha (descoberto por F. W. Lange) ...	2			
11 - (16) Arenito cinzento, finamente estratificado ...	4			15
10 - (15) Conglomerado de drift até km. 127 10-18 ms. ... Tilito a leste do km. 127 com arenitos intercalados ...			20	
9 - (14) Arenito fino, avermelhado ou cinza até amarelado ...	17		25	65
8 - (13) Varvites cinzentos até cinza-azulados finamente laminados (745 varves p.m., amostras n.ºs. 426 e 426a) ...	22			
7 - (12) Arenito cinza-amarelado ...	6			52
6 - (11) Tilito cinza-esverdeado até azulado ...			30	
5 - (10) Arenito cinza-amarelado até esverdeado ...	22			10
4 - (8) Tilito cinza-azulado ...			4	
3 - (7) Arenito cinzento ...	7			50
2 - (6) Varvites cinza-esverdeados até roxos (330 varves p.m.) ...	19			
1 - (5) Arenito cinza-amarelado com lentes argilosas ...	25			
lapa: ainda tilitos				
TOTAL.....	65	85	59	88
	247 ms.			

E) — PER

Nos perfis acham colocados sudoeste da e te por cima do Purunã e Velha (vide sudoeste das lhelhos de P rambei e fin arenito do B xo n.º I).

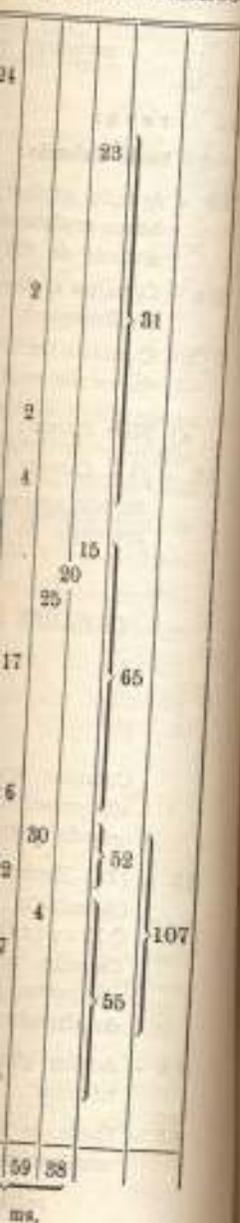
A penetração de su direção de su xo fundame xistos e, ma da série de como as car superior do fronteira em Mar. A per bertoras sôb o plano su madas glaci niano desap Iguacú pró

Viajanc dos gnaises os kms. 55 sôbre o nív conservada revestiment No km. 58 nível do r faixas larg

E) — PERFIL DAS CAMADAS GLACIAIS PERTO DA
CIDADE DE LAPA.

(vide esbôço n.º 4)

RIO D'AREIA
N.º 16-18
Espessuras em metros



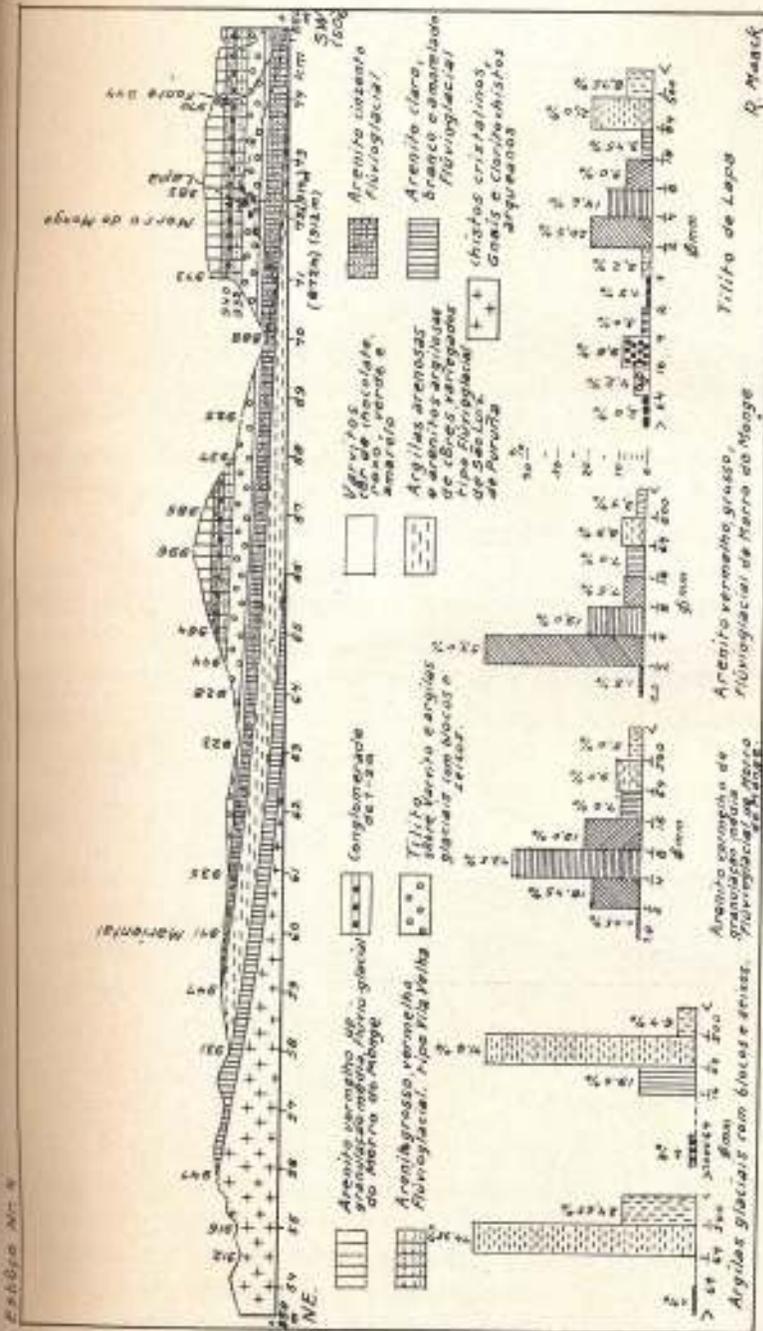
Nos perfis até agora descritos, as camadas glaciais sempre se acham colocadas sobre devoniano inferior. Logo ao oeste e ao sudoeste da escarpa devoniana elas são encontradas imediatamente por cima do arenito das Furnas, como entre Serrinha, São Luiz do Purunã e Restinga Sêca e mais para o interior perto de Vila Velha (vide perfis n.ºs. 1 e 1-a no anexo n.º 1). Em ligação ao sudoeste das camadas glaciais então se acham estendidas sobre folhelhos de Ponta Grossa, como entre Lagos, Ponta Grossa e Carambei e finalmente sobre a camada da capa do devoniano do arenito do Barreiro ao oeste de Tibagi (vide perfil n.º 3 do anexo n.º 1).

A peneplanície pregondúânica, porém, também atravessa em direção de sudoeste a partir do devoniano imediatamente o complexo fundamental cristalino, gnaises arqueanos, granitos e cloritoxistos e, mais adiante, em Santa Catarina os xistos algonquianos da série de Brusque na região das nascentes do rio d'Ouro, bem como as camadas dobradas caledonianas mais recentes no curso superior do rio Itajaí-Mirim (105) ou camadas semelhantes na fronteira entre Paraná e Santa Catarina ao oeste da serra do Mar. A peneplanície ainda conservada debaixo das camadas cobertoras sobre rochas cristalinas forma aqui também diretamente o plano subjacente à sedimentação (Auflagerungsfläche) das camadas glaciais com inclinação moderada para sudoeste. O devoniano desaparece na base das camadas glaciais já ao norte do rio Iguaçu próximo de Serrinha.

Viajando de Curitiba para o sudoeste encontra-se o limite dos gnaises arqueanos com arenitos claros flúvio-glaciais entre os kms. 55 e 56 da estrada Curitiba-Lapa na altitude de 947 ms. sobre o nível do mar. Aqui submergem os gnaises com a parte conservada da peneplanície paleozóica por baixo das camadas de revestimento mais recentes levemente inclinadas para sudoeste. No km. 58 seguem, entre as altitudes de 931 e 947 ms. sobre o nível do mar, sedimentos arenoso-argilosos flúvio-glaciais com faixas largas coloridas de branco-vermelho. São estes os mesmos

sedimentos brancos rosado-claros ou mesmo amarelados flúvio-glaciais que perto de São Luiz do Purunã ficam imediatamente sobre o arenito das Furnas. Em seguida a essas camadas cortam-se a partir do km. 59 arenitos flúvio-glaciais de cor cinzenta com mergulho moderado das camadas e da superfície para sudoeste por cima das quais jaz no km. 61, na cota de 935 ms., o primeiro tilito. No próximo corte de vale entre os kms. 63 e 64 podemos observar que o tilito se desenvolve de sedimentos limo-argilosos de drift de água doce, os quais descansam diretamente sobre os varvitos escuros cor de chocolate com faixas verde-claras (n.º 460 MP). A massa fundamental dos sedimentos de drift amarelo-cinzenta até esverdeado-cinzenta apresenta com 24% a maior cota de componentes puramente argilosos abaixo de 0,002 mms., a qual foi encontrada em toda a região examinada. O diagrama de composição granulométrica está representado no esboço n.º 4 com o perfil geológico n.º 9. Na massa fundamental de fina granulação destas formações glaciais lacustres acham-se em abundância seixos e blocos de quartzito, granito e gnais. Entre os blocos grosseiros rolados há especialmente muitos blocos grandes com o volume de 3/4 até um metro cúbico com o mesmo microclina-biotita granito de granulação grossa que também pode ser frequentemente verificado na massa impelida de Palmira, Mandaçaia e Pugas. Euzébio Paulo de Oliveira (131) menciona desta região granito-pórfiros que afloram no complexo cristalino na base da camada sedimentária.

Entre os kms. 64 e 65, na altitude de 944 ms. sobre o nível do mar, varvitos, sedimentos de drift e tilitos ficam por baixo de um arenito avermelhado. O arenito é de granulação grossa na base, envolvendo um delgado leito de conglomerado. Para cima o arenito torna-se mais compacto e de granulação média, mostrando claramente bancos e lages. Desde o ponto culminante do terreno entre as cotas de 978 e 996 ms. vemos em direção sudoeste o Morro do Monge, podendo constatar-se que, além do vale separador, as camadas de arenito vermelho continuam no Morro do Monge, apresentando ali elevações com formas de chapadas.



Corte geológico na região de Lapa (Paraná), mostrando a disposição das camadas glaciais da Série Itaveré imediatamente acima do complexo cristalin, e os diagramas granulométricos das rochas típicas da região.

Longitudinal: 1:120.000 — Alturas: 1:12.000

Descendo para o próximo vale corta-se a base do arenito vermelho sôbre o tilito mais ou menos no km. 68 na altitude de 937 ms. sôbre o nível do mar e entre os kms. 69 e 70 de novo os varvitos com faixas verdes e violetas e de côr de chocolate, por baixo dos quais no entalhamento mais profundo do vale novamente aflora o arenito flúvio-glacial cinzento. Este arenito e mormente os varvitos de côr escura formam o pedestal do outeiro da cidade de Lapa.

Na cidade de Lapa predominam os varvitos escuros, achando-se acima dêles os sedimentos de drift, contendo seixos rolados e blocos. Cêrca de dois quilômetros ao sueste da cidade, no pedestal do Morro do Monge, encontra-se um tilito avermelhado, rico em quartzitos, arenitos e gnaises (n.º 461 MP). A coloração vermelha peculiar do tilito, dos arenitos e dos varvitos violetas acha uma explicação em núcleos de manganês, secreções de óxidos de manganês, incluídas no tilito (n.º 461-1 MP). A base do tilito é observada em entalhamentos de vales na altitude de 921 ms. e o limite superior com o arenito vermelho do Morro do Monge acha-se na altitude de 932 ms. sôbre o nível do mar. Na cota de 940 ms. observa-se uma camada de conglomerado de seixos pequenos entre arenito de granulação grossa. Segue-se um arenito de granulação média, também de côr vermelha até a altitude de 985 ms. sôbre o nível do mar. Ambos os arenitos formam escarpas íngremes no terreno (vide fotos 36 e 37). A aresta da chapada do Morro do Monge acha-se nas cotas de 970 e 973 ms. Na extremidade sudoeste da primeira chapada brota do paredão do arenito na altitude de 944 ms. a "água milagrosa" de Lapa, afamada e muito visitada, com a vasão de 2 a 3 litros por minuto. A água de Lapa não pode ser considerada nem rádio-ativa, nem água mineral. Devido à infiltração através de 26 metros de arenito a água é perfeitamente filtrada, representando a melhor e a mais saudável água de fonte, sendo porém mais pobre em minerais do que a água potável normal. Durante nossas pesquisas geológicas a água foi examinada no próprio local por R. Spitzner e J. Raváglío, do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba e deu o seguinte resultado:

TABELA N.º 1

Análise química da água da fonte no Morro do Monge, perto da cidade de Lapa, executada por R. Spitzner e J. R. Váglio, no Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba.

Vasão: 2 litros por minuto	
Temp. ambiente: 24º C.	
Temp. da água: 18º C.	
Aspecto in natura: límpida-incolor	
Aspecto após fervura: límpida-incolor	
Cheiro: nenhum	
Sólidos em suspensão: nenhum	
Rádio-atividade no local: inferior a 1 mache	
Resíduo de evaporação a 110º C.	0,0272 ^{*/100} gr.
Resíduo ao rubro sombrio	0,0164 ^{*/100} gr.
Resíduo volátil	0,0108 ^{*/100} gr.
Matéria orgânica em meio ácido	0,0006 ^{*/100} gr.
Oxigênio consumido: meio alcalino	0,0008 ^{*/100} gr.
Nitrogênio amoniacal em NH ³	nenhum
Nitrogênio albuminoide em NH ³	nenhum
Nitritos em NO ²	nenhum
Nitratos em NO ³	nenhum
SiO ²	0,0143 ^{*/100} gr.
Fe ² O ³ + Al ² O ³	0,0001 ^{*/100} gr.
CaO	0,0005 ^{*/100} gr.
Ca	0,0003 ^{*/100} gr.
MgO	indícios
Mg	indícios
K	indícios
Na	indícios
Li	nenhum
NH ⁴	nenhum
Cl	indícios
Br	nenhum
I	nenhum
H ² S	nenhum
SO ⁴	indícios
CO ²	vestígios
CO ³	—
HCO ³	indícios
PO ³	nenhum

O arenito vermelho do Morro do Monge contém pequenos seixos impelidos de massas glaciais exatamente como o arenito de Vila Velha, entre os quais foram colecionados seixos facetados de notável beleza (vide fotos 52 e 53). A superfície da chapada do Morro do Monge também apresenta em alguns pontos as mesmas formas de decomposição semelhantes à favos, como os arenitos de Restinga Sêca e de Vila Velha (vide foto 35). Euzébio Paulo de Oliveira menciona arenitos claros e de cor amarela do Morro do Monge (131, pág. 59). Tal cor, po-

rém, não pôde ser flúvio-glacial desenvolvido como Porto Amazonas nito da camada e 463 MP). R. imediatamente km. 55 até a c fil (vide tamb

- 10 - Arenito de
- 9 - Arenito de
- 8 - Camada de
- 7 - Arenito de
- 6 - Tilito (de
- 5 - Sedimento
- 4 - Varvitos,
- 3 - Arenito cl
- 2 - Camadas
- 1 - Arenito c

Séc

Na base:

F) — PERFI

Na região

Grossa só se a saber:

- 1.º — Ar
- 2.º — Fo

Estes do nova "Geolog Paulo de niano parana superior na

rém, não pôde ser observada nos lugares examinados. O arenito flúvio-glacial do Morro do Monge é tão pronunciadamente avermelhado como os arenitos semelhantes de Restinga Sêca ou de Porto Amazonas e sômente um pouco mais claro do que o arenito da camada superior de Vila Velha (vide amostras n.ºs. 462 e 463 MP). Resumindo dão as camadas glaciais da série Itararé, imediatamente acima da base cristalina, no corte geológico do km. 55 até a cidade de Lapa — Morro do Monge o seguinte perfil (vide também esbôço n.º 4 na estampa V):

10 - Arenito de granulação média, avermelhado, com seixos até 33 ms.	
9 - Arenito de granulação grossa, avermelhado, com estratificação irregular	" 10 "
8 - Camada de conglomerado	1-2 "
7 - Arenito de granulação grossa, avermelhado, alternando irregularmente com arenito de granulação média	8 "
6 - Tilito (de cor avermelhada na zona de decomposição) ..	11 "
5 - Sedimentos de drift, amarelo-cinzento e verde-cinzento com blocos e seixos, cêrca de	5 "
4 - Varvitas, violeta até cor de chocolate, com faixas verde-claras	10 "
3 - Arenito cinzento flúvio-glacial	20 "
2 - Camadas de cor alternadamente brancas e avermelhada clara ou amarelada, arenoso-argilosas, do tipo de São Luiz do Purunã	25 "
1 - Arenito claro flúvio-glacial	10-18 "
Série Itararé total	142 ms.

Na base: cloritoxistos fortemente dobrados e gnaisses primitivos do arqueano.

F) — PERFIL GEOLÓGICO DO DEVONIANO NO ESTADO DO PARANÁ.

(vide anexo n.º I, perfil n.º 3).

Na região ao redor de Vila Velha entre a Serrinha e Ponta Grossa só se encontram dois horizontes do devoniano, no Paraná, a saber:

- 1.º — Arenito das Furnas.
- 2.º — Folhelhos de Ponta Grossa.

Estes dois horizontes são referidos como "Série Paraná" na nova "Geologia do Brasil" (129, pág. 309). Contudo, Euzébio Paulo de Oliveira mencionou na sua subdivisão do devoniano paranaense o "Arenito de Tibagi" como terceiro membro superior na capa do devoniano. O arenito de Tibagi forma um

banco argiloso com muscovita de coloração amarelada até amarelada que encobre os folhelhos de Ponta Grossa a alguns quilômetros a oeste da pequena cidade de Tibagi. A nova "Geologia do Brasil" abandonou este horizonte, referindo-se ao arenito de Tibagi só como subdivisão do grupo Ponta Grossa (129, págs. 313 e 316), embora ele se distinga tanto petrográficamente como pela sua coloração vermelha dos folhelhos cinza-azulados e finamente estratificados de Ponta Grossa.

Mas também acima do arenito de Tibagi ainda ocorrem em concordância folhelhos finamente laminados e argilosos, bem como arenitos em lages e finalmente espessos bancos de arenito quartzífero com inclusões de seixos pequenos e pedregulhos, que em alguns lugares formam núcleos de conglomerados. Estes arenitos lembram vivamente o arenito das Furnas, só que aqui apresenta um perfil invertido, encontrando-se também os conglomerados e os seixos no topo, ao invés de estarem só na base. Euzébio Paulo de Oliveira tinha considerado esta sequência de camadas como uma escarpa de arenito das Furnas isolado por uma falha (131, págs. 33, 34 e 39), semelhante à que ocorre entre Jaguariaíva e Calógeras, onde existe um deslocamento bem visível das camadas devonianas com clara repetição de perfil: arenito das Furnas — folhelhos de Ponta Grossa — arenito das Furnas — folhelhos de Ponta Grossa. Esta falha que nós levantamos cartograficamente corre lá em direção N 40° E. (mapa). Em Tibagi, porém, os folhelhos de Ponta Grossa com o arenito de Tibagi mergulham concordantemente sob a série de camadas acima referida, e um banco de folhelhos azulados, que aflora a leste na base da serra do Barreiro, é cortado novamente pelo rio Sant'Ana a oeste da serra, sem que se possa verificar uma perturbação (vide anexo n.º I, perfil n.º 3). Mais para oeste em direção a Água Clara o arenito da serra do Barreiro é encoberto em discordância pelas camadas glaciais da série Itararé, camadas essas que ao norte de Tibagi e já depois de 11 — 12 kms. são cortadas pela estrada para Imbaú e que aqui atravessam o rio Tibagi em direção leste. Em toda a região não é possível constatar uma repetição do perfil, como era de esperar no caso de uma falha e como tão bem se observa em Jaguariaíva. Portanto, acima do arenito do Barreiro não ocorre uma repetição dos folhelhos de Ponta Grossa, como na falha entre Jaguariaíva e Calógeras.

O arenito do Barreiro (Schichtstufe) não se desloca por deslocamento.

Segundo o seguinte perfil do

capa: CAM

5 — Arenito
Arenitos claros, finos, em lages finas, com foliação paralela e horizontais, superpostos a bancos espessos discordante diagonalmente (diagonalização), conglomerados.

4 — Folhelhos
Folhelhos claros, finamente laminados, argilosos.

3 — Arenito
Arenito argiloso, amarelado, amarelado, contendo mica, Spirifer.....

2 — Folhelhos
Folhelhos argilosos, finamente estratificados (fauna marinha e seixos vegetais).

1 — Arenito
Arenitos conglomerados, seguindo-se estratificação e enfoliação em agora só pistas.

Espessura do perfil
Em média

DISCO
capa: restos de Tilito na serra S.

DISCO
Quarta serra do rio Água Clara.

ção amarelada até aver-
ta Grossa a alguns quil-
Tibagi. A nova "Geologia
ferindo-se ao arenito de
onta Grossa (129, págs.
petrográficamente como
nos cinza-azulados e fi-

bagi ainda ocorrem em
os e argilosos, bem co-
ssos bancos de arenito
nos e pedregulhos, que
glomerados. Estes are-
Furnas, só que aqui se
do-se também os con-
de estarem só na base.
considerado esta se-
de arenito das Furnas,
39), semelhante à que
existe um deslocamen-
m clara repetição do
onta Grossa — arenito
Esta falha que nós le-
ção N 40° E. (magn.)
Grossa com o arenito
b a série de camadas
zulado, que aflora a
o novamente pelo ar-
o possa verificar uma
Mais para oeste em
Barreiro é encoberto
série Itararé, camadas
1 — 12 kms. são cor-
travessam o rio Tiba-
é possível constatar
no caso de uma fa-
tiva. Portanto, acima
etição dos folhelhos
ariaiva e Calógeras.

O arenito do Barreiro forma um nítido degrau de estratos (Schichtstufe) na curta extensão do seu afloramento. Uma es-
carpa por deslocamentos não é observável.

Segundo os nossos levantamentos de 1931/32 resulta o se-
guinte perfil do devoniano no Estado do Paraná:

capa: CAMADAS GLACIAIS DA SÉRIE ITARARÉ

DISCORDANCIA

Série Tibagi (eodevoniano)

5 — Arenito do Barreiro

Arenitos claros, brancos e amarela-
dos, em lages finas com estratifica-
ção paralela e horizontes conglome-
ráticos, superpostos por arenitos em
bancos espessos de estratificação
discordante diagonal (falsa estratifi-
cação), conglomerático no topo 130-188 ms.

arenito de regressão do
mar que retrocedeu
para oeste.

4 — Folhelhos de Barreiro

Folhelhos claros, argilo-arenosos e
folhelhos argilosos azues 50-70 ms.

3 — Arenito de Tibagi

Arenito argiloso finamente estratifi-
cado, amarelado até avermelhado,
contendo mica, com bancos de
Spirifer 18-20 ms.

expressão de uma di-
minuição de profundi-
dade do mar devonia-
no e prenúncio do ín-
cio da regressão.

2 — Folhelhos de Ponta Grossa

Folhelhos argilosos, cinza-azulados,
finamente estratificados, fossilíferos
(fauna marinha eodevoniana e fós-
seis vegetais primitivos) 84-90 ms.

expressão de um apro-
fundamento do mar
raso devoniano, a cêr-
ca de 50 kms. da li-
nha da praia mais a
leste.

1 — Arenito das Furnas

Arenitos conglomeráticos na base,
segundo-se estratificação diagonal
e esfoliação em lages e bancos (até
agora só pistas fósseis raras) 100-150 ms.

Arenito de transgre-
são do mar devonia-
no que, vindo do oes-
te, gradativamente ia
encobrindo a terra.

Espessura do devoniano total 382-518 ms
Em média 450 ms.

DISCORDANCIA

laga: restos de depósitos com aspecto glacial.
Tilto na base do arenito das Furnas na
serra São João.

DISCORDANCIA

Quartzo-pórfiros de Castro e xistos da sé-
rie Açungui.

ESTAMPA VI



Foto 2

R. Maack

Esfoliação do arenito das Furnas em lages e bancos na testa da escarpa devoniana perto da Serrinha. Altitude 1153 m. Vista de nordeste para sudoeste.



Foto 3

R. Maack

Afloramento da discordância entre o arenito das Furnas e os filitos da série Açungui no km. 49,5 na Serrinha (Serra de São Luiz). Altitude 1137 m. — Vista de noroeste para sueste.



Foto 4

R. Maack

Estratificação discordante diagonal do arenito das Furnas na Serra de São João a oeste de Castro. Altitude 1126 m. Vista de oeste para leste.



Foto 5

R. Maack

Estratificação entrecruzada paralela do arenito das Furnas como tipo dum depósito de praia. Afloramento a leste da cidade de Tibagi na margem oeste do rio Tibagi na altitude de 695 m sobre o nível do mar, cércos de 10 m por baixo da base dos folhelhos de Ponta Grossa. Vista de leste para oeste.



Foto 6

R. Masck

O conglomerado da base do arenito das Furnas na Serrinha perto de São Luiz do Purunã (km 48-49). Altitude 1137-1139 m.



Foto 7

F. W. Lange

Areosa na base do arenito das Furnas entre Carambei e Tronco. Altitude 1082 m.



Foto 8

Estrato em chapas e bancos do arenito das Furnas e entalhe em forma de "cañon" no vale do rio São Jorge, município de Ponta Grossa. A estratificação discordante diagonal (falsa estratificação) é claramente ressaltada na posição média da fotografia.

A. Wischral

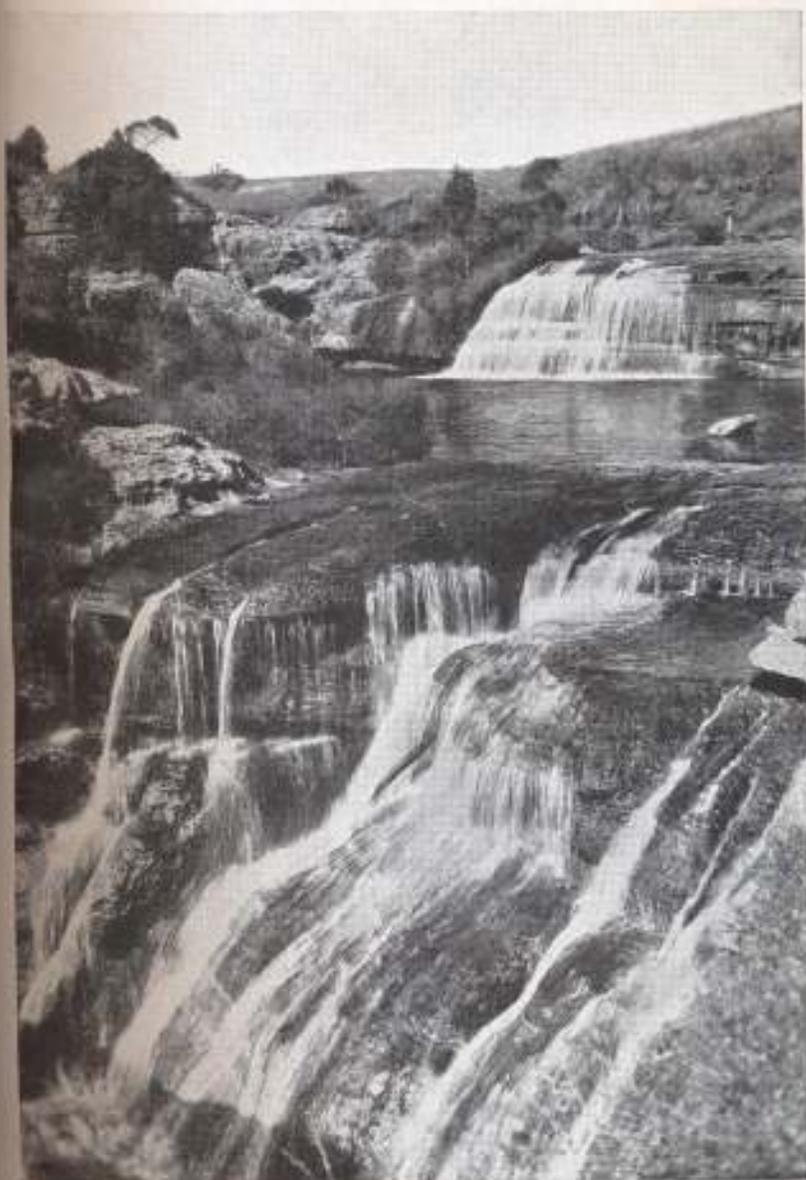


Foto 9

A. Wischral

Quedas d'água sobre bancos de estratos do arenito das Furnas, Rio São Jorge, município de Ponta Grossa.



Foto 10

Hiós sem entalhes de vales sôbre arenito das Furnas em posição horizontal, formando pequenos saltos sôbre bancos de estratos. Campos Gerais, nascente do rio São Jorge, município de Ponta Grossa.

A. Wischnal



Foto 11

Samidouro do rio Pitangui, município de Ponta Grossa. O rio desaparece debaixo do arenito das Furnas para seguir em curso subterrâneo.

A. Wischral

III — Observações nas rochas da região de Vila Velha e da glaciação carbonífera do Estado do Paraná.

A) — GENERALIDADES.

A formação e a seleção granulométrica dos sedimentos estão em relação direta entre si. A seleção granulométrica dos sedimentos fornece-nos, portanto, indicações importantes sobre o modo da sua origem. Vemos por exemplo que o material de transporte, desagregado abaixo das geleiras ou das volumosas massas do inlandsis, não apresenta seleção das massas finas e grossas, nem tão pouco uma estratificação. Na água corrente, pelo contrário, o material de detrito mostra uma seleção bem definida de tamanhos granulométricos, grosseiros e finos de acordo com a velocidade da água e o declive da via de transporte. O material argiloso de decomposição só é depositado sem perturbação sob condições bem definidas, em camadas delgadas constituindo espessos bancos, e a força de transporte do vento é bem delimitada, entre brisas suaves e violentas tempestades, em relação às partículas roladas ou suspensas. O material reunido pelo vento e espalhado sobre curtos trechos tem uma composição granulométrica diferente e mais grosseira que a areia amontoada em dunas ou transportada sobre largas regiões, ou finalmente a poeira

nas massas
go é possível
leiras alpinas
es massas do
volumosos e
impelido mé-
te, traz gran-
tempo que o
essas bem es-
seleção gra-
a forma e o
importantes
ção de uma
mulométrica
determina-
minas. Para
s sedimen-
os levanta-
es, micros-
instalações
tárias e a
nas diver-
o tamanho
e puzesse
ção granu-
ões granu-
e a maior
e finos ou
ção à ter-
os em se-

gida as subdivisões empregadas e as suas denominações em uma tabela. Para estas denominações da classificação granulométrica é preciso mencionar que Euzébio Paulo de Oliveira (131) e com êle os geólogos brasileiros referem o material de empuxo abaixo de blocos como "seixos". Viktor Leinz figura um fragmento de rocha estriada com um diâmetro de 11 mms. como "seixo" (95, est. V). Alberto Paes Leme denomina fragmentos dessas dimensões como "seixos rolados" (140). Na classificação granulométrica do Instituto Químico-Agrícola do Rio de Janeiro Carlos del Negro refere os "seixos" como subdivisão de pedregulho fino (20—2 mms.) entre 10 a 5 mms; as dimensões granulométricas entre 20 e 10 mms. são, porém, referidas como "cascalho" e o pedregulho grosso acima de 20 mms. como "calhaus". Em opposição, na classificação de tamanhos de F. E. de Almeida Figueiredo em "A Terra", que tem por base a subdivisão de A. Schoene, os valores entre 1-2 mms., 0,5-1,0 e 0,25-0,50 mms. são referidos como "saibro grosso", "saibro médio", "saibro fino", respectivamente, e o material entre 2-5 mms. como "cascalho" (3, pág. 584). Um esclarecimento das denominações "Bloেকে", "Geroell", "Kies und Gerat" dos geólogos alemães e "Boulder", "Cobble", "Pebble" e "Granule" da escola americana é, portanto, estritamente necessária. Na tabela abaixo n.º 2, que corresponde à classificação granulométrica da escola americana segundo C. K. Wentworth (190), W. Twenhofel (182 e 183) e outros e na tabela n.º 3 que representa a classificação mais usada dos geólogos alemães F. Wahnschaffe (194), A. Schoene (83), E. Kayser-Brinkmann (10), K. Keilhack (83), F. Rinne (159, pág. 300) e outros, as denominações empregadas no presente trabalho são confrontadas em língua portuguesa às classificações usadas:

TABELAS DAS CLASSIFICAÇÕES GRANULOMETRICAS

TABELA N.º 2

Escola americana segundo C. K. Wentworth,
W. Twenhofel entre outros.

Nome dos fragmentos	Dimensões em mm
Blocos (Boulder)	mais de 256
Seixos rolados (cobble)	64 — 256
Pedregulho grosso (Pebble)	16 — 64
Pedregulho (cascalho)	4 — 16
Saibro grosso (Granule)	2 — 4
Saibro fino (Very coarse sand grain)	1 — 2
Areia grossa (Coarse sand grain)	1/2 — 1
Areia média (Medium sand grain)	1/4 — 1/2
Areia fina (Fine sand grain)	1/8 — 1/4
Areia muito fina (Very fine sand grain)	1/16 — 1/8
Areia limosa (Silt particle)	1/64 — 1/16
Limo (id.)	1/256 — 1/64
Argila (Clay particle)	menos de 1/256

TABELA N.º 3

Escola alemã segundo F. Wahnschaffe, E. Kayser,
Brinkman, K. Keilhack, S. Passarge
e F. Rinne entre outros.

Nome dos fragmentos	Dimensões em mm
Blocos (Bloecke)	mais de 250
Seixos rolados (Geroelle)	100 — 250
Seixos rolados pequenos (Grant)	50 — 100
Pedregulho grosso (grober Kies)	10 — 50
Pedregulho (cascalho, feiner Kies)	5 — 10
Saibro (sehr feiner Kies oder sehr grober Sand) ..	1 — 5
Areia grossa (grober Sand)	0,5 — 1,0
Areia média (mittlerer Sand)	0,1 — 0,5
Areia fina (feiner Sand)	0,05 — 0,1
Areia limosa ou pó (sehr feiner Sand)	0,01 — 0,05
Limo (Lehm)	0,005 — 0,01
Argila (Ton)	menos de 0,005

No presente tr
mais finas entre lim
segundo o método
erro possível de ±

Viktor L
dos sedimentos g
bela n.º 3 em gru
ta classificação re
nulométricas. Pel
partes fracionári
Twenhofel (1
de grãos, que po
grosseiros ou dos
paração dos resu
ficação requer se
exatos. Para facil
dos sedimentos
classificações. A
repetidamente fo
mediante passag
(Schlemmen) e
carbonato de an
separação para
cas até 0,01 ou
nas abaixo de 0
nulação muito f
sais dos depósi
visão.

Os exames
granulométrica,
ferentes entre
Por êsses exam
bitavelmente co
com o arenito
tivessem sido f
rém, não ficara
nas eodevonia
também especi

GRANULOMÉTRICAS

Wentworth,
1908.

Dimensões em mms.

mais de 256
64 — 256
16 — 64
4 — 16
2 — 4
1 — 2
1/2 — 1
1/4 — 1/2
1/8 — 1/4
1/16 — 1/8
1/64 — 1/16
1/256 — 1/64
menos de 1/256

E. Kayser-
Bassarge

Dimensões em mms.

mais de 250
100 — 250
50 — 100
10 — 50
5 — 10
1 — 5
0,5 — 1,0
0,1 — 0,5
0,05 — 0,1
0,01 — 0,05
0,005 — 0,01
menos de 0,005

No presente trabalho foi efetuada a separação das partículas mais finas entre limo e argila de dimensões de 1/500 ou 0,002 mms. segundo o método indicado por P. Vageler por peptização, com erro possível de $\pm 10\%$ (187 e 188).

Viktor Leinz (95 e 96) empregou nos seus exames dos sedimentos glaciais do sul do Brasil a classificação da tabela n.º 3 em grupos de 5 partes fracionárias dos decimais. Nesta classificação resultam especialmente nítidas as máximas granulométricas. Pelo contrário as máximas na subdivisão em meias partes fracionárias de C. K. Wentworth (199) e W. Twenhofel (183) são muito reduzidas, mas a sua composição de grãos, que pendem para o lado ou dos componentes mais grosseiros ou dos mais delgados, fica bem demonstrada. A comparação dos resultados das análises de uma ou de outra classificação requer sempre uma conversão que fornece valores pouco exatos. Para facilitar a comparação trazemos por isto em uma série dos sedimentos examinados diagramas correspondentes às duas classificações. As amostras das rochas dos diversos sedimentos repetidamente foram separadas por dimensões granulométricas mediante passagem por peneiras e por lavagem em suspensão (Schlemmen) e na granulação limo-argilosa por peptização em carbonato de amônia. Em geral foi considerado suficiente uma separação para as rochas normais em dimensões granulométricas até 0,01 ou 1/64 mm. respectivamente, e só as partículas finas abaixo de 0,01 ou 1/64 mm. das rochas argilosas e de granulação muito fina, como peloditos e varvitos, ou as massas basais dos depósitos de drift foram submetidas a uma nova subdivisão.

Os exames granulométricos, levada em conta a composição granulométrica, também forneceram diagramas completamente diferentes entre o arenito de Vila Velha e o arenito das Furnas. Por esses exames o arenito de Vila Velha foi reconhecido indubitavelmente como flúvio-glacial e nunca teria sido confundido com o arenito marinho ou litoral das Furnas, se anteriormente tivessem sido feitos diagramas granulométricos. Os exames, porém, não ficaram restritos apenas à separação do arenito das Furnas eódevuniano do arenito flúvio-glacial, mas foram estendidos também especialmente aos horizontes com seixos rolados e aos

depósitos eólicos da época glacial, afim de poder separar os litos ou morenas basais dos depósitos de drift e também os depósitos eólicos comuns das formações de loess referidas na literatura. Na região por nós examinada até agora não foram constatados depósitos de loess, mas apenas amontoados de finos arenitos eólicos. Contudo, além desta região mais para o sul é constatada a existência de um loessito perto de Água Branca noroeste de Rio Negro (diagrama n.º 15).

B) — O ARENITO DAS FURNAS

1 — Conglomerado basal (amostra n.º 400 MP e foto 6).

Na Serrinha e entre Castro e Tibagi, o arenito das Furnas desenvolve-se de um conglomerado basal de nítida estratificação paralela. As diversas camadas compreendem depósitos de a 4 cms. de espessura de arenito fino quartzífero com abundantes palhetas de muscovita, no qual estão intercalados numerosos pedregulhos grossos de quartzo com bastantes exemplares alongados. O cimento é sílico-argiloso. Os pedregulhos de quartzo redondos até ovais, nas dimensões laterais de 1½ até 3 cms. apresentam dispostos de tal modo que todos os eixos longitudinais de 3 a 5 cms. mostram uma notável orientação uniforme de N 40-50° E (magnético). Os espaços entre os pedregulhos grossos são preenchidos por pedregulho fino de 2-7 mms. e pelo arenito de quartzo e muscovita de brilho esverdeado e com uma delgada massa basal de caolim alvíssimo. Algumas lages do conglomerado apresentam uma silicificação mais pronunciada, sendo então atravessadas por finos veios de secreções de limonite.

Um metro acima da base média a granulação do conglomerado principia a diminuir, até que a um metro e meio acima da base ocorrem dimensões granulométricas extremas de 5 a 7,5 cms. que são encobertas por uma delgada lage de arenito quartzífero micáceo que contém raras inclusões mais grosseiras (n.º 401 MP). Em seguida vem um arenito branco de estratificação diagonal que para cima apresenta uma gradativa diminuição de muscovita. Esta parte dos depósitos representa a formação principal do arenito das Furnas. Temos então a partir da base o seguinte perfil do desenvolvimento do arenito das Furnas (vide fig. 7):

Arenito
estratificado
de Castro
Canadá P.
intermedia
Conglomerado
Furnas
Serie A
Fig. 7
2 — O
O
liação e
inclinac
cos a e
gonal in
um dep
A f
ocorrênc
formaçã
bém cor
e lages
de pronu
e subord
pectivan
cação em
Furnas
tezas e
próxima
nulométr
camadas
dos espa
estratific
sa que a
estrutura
apresento
uma foto
qual são
cruzada

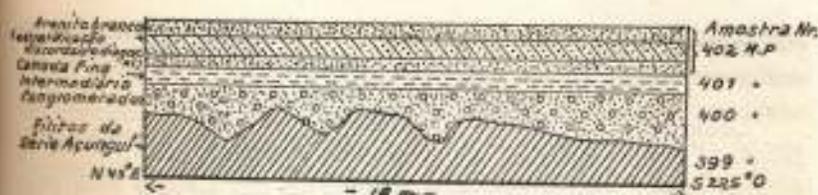


Fig. 7 — A base do arenito das Furnas na Serrinha, altitude de 1137 ms. sobre o nível do mar, entre os kms. 48 e 49.

2 — O arenito das Furnas (amostras n.ºs. 402, 416 e 416a MP e fotos 2, 4-11 e 25).

O arenito branco até amarelo-claro mostra formas de esfoliação em bancos e lages com deposição horizontal e também com inclinação suave para oeste (fotos 2, 4 e 25). Nos diversos bancos a estratificação discordante diagonal ou simplesmente diagonal inclinada é bem nítida. O arenito representa na Serrinha um depósito de praia com cones de estuário.

A feição principal do arenito das Furnas na região da sua ocorrência é de um depósito evidente de mar raso e de praia ou formação de delta, porém não de sedimento eólico. A isto também corresponde a estratificação do arenito nos diversos bancos e lages com estratificação preponderante inclinada e discordante de pronunciados depósitos de praias (figs. 1, 2 e 6 do esboço n.º 9) e subordinado estratificação de delta simples ou discordante, respectivamente perturbada (fig. 3 e 4 do esboço n.º 9). A estratificação entrecruzada que ocorre em alguns lugares no arenito das Furnas (fig. 4, esboço n.º 9) pode ser atribuída à fortes correntezas e movimentos vivos das ondas em água rasa nas regiões próximas à praia. Isso também é verificado na composição granulométrica em tais lugares, nos quais se encontram sempre em camadas seguidas pedregulho grosso ou pequenos seixos rolados espalhados na areia de granulação média. Também a rara estratificação entrecruzada confirma este fato, estratificação esta que apresenta ângulos rasos e nunca tão inclinados como na estrutura eólica. Paulino Franco de Carvalho (16) apresentou no seu trabalho "O Devoniano do Paraná", bol. 109, uma fotografia (n.º 4) do arenito das Furnas como "tipo eólico", qual somente se pode interpretar como uma estratificação entrecruzada aquática, como se vê pelos ângulos rasos da estratifica-

ção entrecruzada e pelas inclusões de pedregulho grosso, que poderia ter sido transportado pelo vento.

Como o mar devoniano transgrediu de oeste e sudoeste para cima da base cristalina, os primeiros depósitos das "areias de Furnas" eram gradativamente encobertos em direção leste pelas águas do mar, de modo que a linha da praia durante o desenvolvimento da transgressão era empurrada sempre mais para leste. Na região de Serrinha temos hoje as formações-limites de deltas e de praias. Nas regiões para oeste que se tornaram mais profundas, foi depositado sobre as areias o limo argiloso fino, que mais tarde formou os folhelhos fossilíferos de Ponta Grossa. Os depósitos argilosos dos sedimentos nerfíticos de 84 a 90 ms. de espessura correspondem à uma profundidade do mar de poucas dezenas de metros, ultrapassando no máximo pouco além de 100 metros. Isto pode calcular-se aproximadamente das atuais diferenças de nível, compensando-se e tomando em consideração o levantamento post-terciário e o dobramento do rasa geossinclinal do Paraná. Obtém-se, então, o nível extremo do mar eodevoniano a 950 ms. igual a 0,0 m., e encontra-se a 100 kms. para oeste a base dos folhelhos de Ponta Grossa em 795 ms. (atualmente 725 ms.) = - 155 ms. e a capa em 880 ms. (atualmente 815 ms.) = - 70 ms., algarismos esses que correspondem à profundidade média do mar desta região antes da regressão. Durante o período da transgressão em nenhum lugar se podem manter depósitos eólicos de "areias de Furnas", sem serem rapidamente dispersados pela marulhada da transgressão que avançava em direção leste, caso estivessem presentes em formas de duna de praia. Do período de regressão do mar raso eodevoniano não são conhecidos depósitos terrestres, que neste caso deveriam ser mais recentes que o arenito das Furnas e os folhelhos de Ponta Grossa. Do período de regressão do mar eodevoniano conhecidos na capa apenas o arenito avermelhado e argiloso de Tibagi e seus bancos de *Spirifer* e para cima o arenito do Barreiro e a última forma de regressão, de estrutura igual a do arenito de Furnas. A superfície desse arenito constitui uma parte da penneplanície pre-gonduânica, cuja preparação corresponde a um período de denudação, que se manteve até o carbonífero inferior. Por cima desta penneplanície pre-gonduânica foram então depositadas as morenas basais da época glacial. Somente na capa dos depósitos glaciais da série, arenitos flúvio-glaciais encontram abundantes bancos delgados de "arenito eólico", no nosso caso qual o arenito flúvio-glacial e arenito marinho das Furnas.

A análise mecânica das areias de Furnas resultou em dois tipos de granulação: o primeiro com respectivamente 0,5-0,5 mm. de diâmetro e o segundo tipo representado por uma mistura de material com diâmetro de 1/8-1/100 mm. Os depósitos de areia de Serrinha entre os tipos de composição granulométrica.

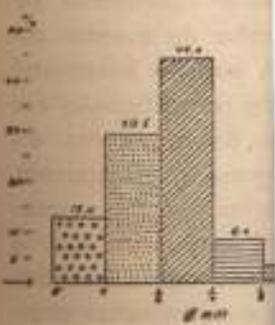
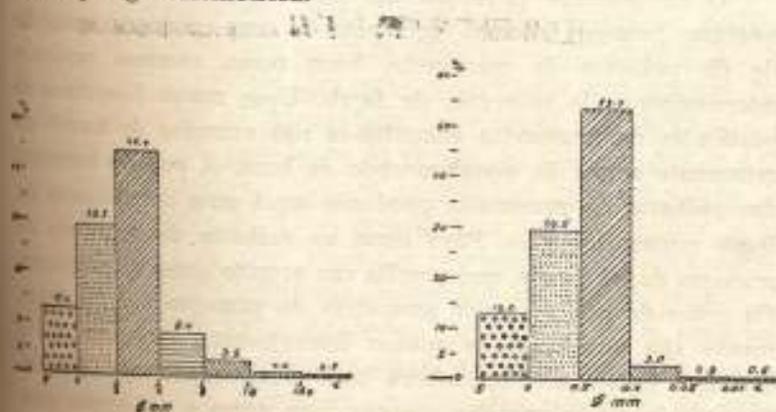


Fig. 8 — Composição

alho grosso, que não
este e sudoeste por
tos das "areias de
direção leste pelas
durante o desenvol-
re mais para leste.
es-limites de deltas
aram mais profun-
loso fino, que mais
ta Grossa. Os de-
84 a 90 ms. de es-
do mar de poucas
o pouco além de
amente das atuais
o em consideração
do rasa geossinclí-
mo do mar eode-
e a 100 kms. mais
rossa em 795 ms.
m 880 ms. (atual-
que correspondem
tes da regressão.
a lugar se podiam
", sem serem no-
ssão que avançava
formas de dunas
eodevoniano não
caso deveriam ser
olhos de Ponta
niano conhecemos
so de Tibagi com
do Barreiro como
a do arenito das
parte da penespla-
nde a um período
fero inferior. Por
ntão depositadas
a capa dos depó-

sitos glaciais da série Itararé, após uma série alternada de tili-
tos, arenitos flúvio-glaciais e argilas finamente laminadas, se en-
contram abundantes depósitos de areias eólicas e mais raramente
bancos delgados de pó em forma de loess. A interpretação de um
determinado fácies do arenito das Furnas como depósito "terres-
tre eólico", no nosso modo de ver, incide no mesmo engano, pelo
qual o arenito flúvio-glacial de Vila Velha foi confundido com o
arenito marinho das Furnas.

A análise mecânica do arenito das Furnas em muitas amos-
tras resultou em dois tipos fundamentais. O primeiro tipo varia en-
tre uma granulação com um máximo de $\frac{1}{2}$ até $\frac{1}{4}$ mm. com 44,1%,
respectivamente 0,5 a 0,1 mm. com 53,1%. Seguem-se com pre-
ponderância em volume para o lado dos grãos grossos os de
1,0-0,5 mms. Este arenito forma o fácies marginal mais oriental
em depósitos de praia ou delta, como se verifica na Serrinha.
O segundo tipo representa o arenito das Furnas comum e larga-
mente espalhado, depositado na água à certa distância da praia
e o de fina granulação com um máximo de 1/4-1/8 mm., sem
mistura de material mais grosseiro. Os outros componentes prin-
cipais permanecem do lado da granulação mais fina, entre
1/8-1/100 mm. Os dois tipos apresentam apenas uma pequena por-
centagem de componentes argilosos. O arenito das Furnas da
Serrinha entre os kms. 48 e 49 revela o seguinte quadro de
composição granulométrica:



loc. Serrinha - Estado do Paraná

Fig. 1 - Composição granulométrica do arenito das Furnas na Serrinha, tipo 1.

O diagrama figurado corresponde a amostras de camadas medianas. Mais para baixo a granulação aumenta até o conglomerado na base. Para cima a quantidade da granulação grossa entre 5,0-0,5 mms. diminui rapidamente. Em compensação a porcentagem dos grânulos entre 0,5 e 0,1 mm. aumenta nas camadas superiores para 70% e além, ocorrência essa, que pode ser explicada pela preparação mecânica da areia pela água movimentada da praia. O diagrama do arenito de granulação fina mostra a seguinte composição:

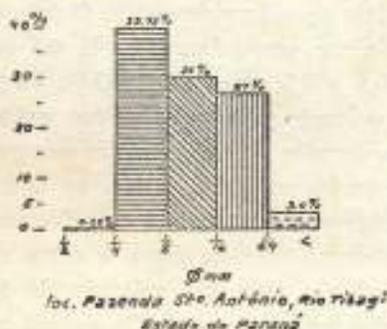


Fig. 4 — Composição granulométrica do arenito das Furnas; composição do tipo comum, n.º 2, cerca de 50 kms. ao oeste da escarpa deviana. Localidade: Fazenda Santo Antônio, rio Tibagi, Estado do Paraná.

O componente principal dos dois tipos é constituído por quartzo; seguem escasso feldspato e uma pequena quantidade de palhetas de muscovita, bem como escassas partículas microscópicas de minerais de ferro. Uma maior frequência de partículas de muscovita encontra-se nas camadas de arenito imediatamente acima do conglomerado da base. A posição horizontal das palhetas de muscovita produziu aqui uma estratificação em lamelas muito delgadas. Para cima as palhetas de muscovita diminuem de tal forma, que resulta um arenito quase só de quartzo. Os grãos de quartzo mais grosseiros do primeiro tipo frequentemente são arredondados apenas lateralmente, enquanto que o material fino e médio, embora bem arredondado, apresenta as mesmas formas alongadas e ovais, bem como o pedregulho grosso do conglomerado da lapa. Em geral, o arenito mostra uma coloração pronunciadamente branca como também os pedregulhos e seixos rolados do conglomerado da base com uma

de decompo
ração produ
(tipo 2) mos
composição,
ficile encont
tável baixa
à diminuição
sição minera
cada pelo fat
sequente for
posição estas
sitadas só m
a nítida sepa
argilosos for
enriquecidos
centrada for
ne arenito d
separação e
ta um pronu
argilas, expli
do Purunã, é
determinadas
e temperada
tude sobre o
horizontal e po
mente se tor
da argila bran
gada de solo
vegetação us
solos arenos
argila são pr
argilas bran
radas, nas qu
hidróxidos de
ra o fundo, a
combinações
ção dos elem
camadas de po
humo-férrico

de decomposição cinzenta. Só raramente se encontra uma coloração produzida por óxidos de ferro. Porém o arenito mais fino (tipo 2) mostra mais para oeste, na região mais atacada pela decomposição, uma coloração amarelo-clara. Logo abaixo da superfície encontra-se o arenito branco das Furnas inalterado. A notável baixa porcentagem em componentes argilosos corresponde à diminuição dos feldspatos em proporção ao quartzo na composição mineralógica do arenito, e provavelmente pode ser explicada pelo fato de que pelo movimento das ondas na praia e consequente formação renovada de partículas mais finas de decomposição estas foram seguidamente lavadas, transportadas e depositadas só mais adiante, mar a dentro. Disto resultou finalmente a nítida separação de grãos entre 0,5 e 0,1 mm. Os componentes argilosos foram depositados um pouco mais distantes da praia, e enriquecidos com numerosas lentes. Estas lentes de argila concentrada formam depósitos de caolim branco, ricos em sílica, no arenito das Furnas. A sua composição química em virtude da separação e enriquecimento dos componentes argilosos apresenta um pronunciado aumento de óxido de alumínio. A cor destas argilas, exploradas por exemplo no km. 51 adiante de São Luiz do Purunã, é branca com escassos salpicos de óxido de ferro em determinadas camadas. Esta argila fica na região mais elevada e temperada dos Campos Gerais entre 1150 e 1170 ms. de altitude sobre o nível do mar sobre o arenito das Furnas quase horizontal e pouco alterado, sobre o qual a água do subsolo parcialmente se torna estagnada ou só se infiltra moderadamente. Acima da argila branca principia com nítida delimitação uma camada delgada de solo preto ou acinzentado entrelaçado por raízes com a vegetação usual das gramíneas do campo. As camadas pretas e os solos arenosos cinzentos com as subjacentes camadas claras de argila são produtos de decomposição pela ação de humus, e as argilas brancas e os solos cinzentos representam camadas descobertas, nas quais por influência da matéria coloidal do humus os hidróxidos de ferro foram lixiviados. Apenas um pouco mais para o fundo, abaixo de camadas claras argilosas, encontram-se as combinações de Fe novamente precipitadas pela ação de redução dos elementos orgânicos das águas do subsolo; formam aí camadas de poucos milímetros apenas de espessura de um arenito limo-férrico (Ortstein).

mostras de camadas
menta até o conglome-
granulação grosseira.
Em compensação a
n. aumenta nas ca-
cia essa, que pode
ela pela água movi-
granulação fina mos-

Furnas; composição
escarpa devoniana.
do do Paraná.

constituído por
uena quantida-
ssas partículas
frequência de
de arenito di-
ção horizontal
stratificação em
muscovita di-
só de quartzo.
tipo frequente-
quanto que o
apresenta fre-
regulho gros-
mostra uma
os pedregu-
n uma casca

O mesmo fenômeno de descoloramento das argilas vermelhas e a formação de caulim em camadas especiais e núcleos podem ser observados também nos sedimentos glaciais imediatamente vizinhos que na mesma região ficam em camadas pouco espessas acima do arenito das Furnas. Igualmente estas argilas são exploradas na superfície. A água do subsolo ajunta-se em muitos casos em aberturas de um metro apenas de profundidade. Também aqui se acham entre as lentes irregulares e os núcleos de argilas crostas delgadas de arenito ferrífero (Ortstein), abaixo das camadas de argila clara descorada. O solo acima desses sedimentos argilosos tem cor cinzenta ou preto-acinzentada. As argilas exploradas em São Luiz do Purunã com finalidade industrial não só representam produtos de decomposição do arenito das Furnas mas também de formações secundárias dos sedimentos arenosos argilosos glaciais da série Itararé.

Quando em decomposição, o próprio arenito das Furnas desfaz em areia branca que é espalhada sobre a superfície do terreno pelas águas correntes. A crosta do solo acima do arenito das Furnas é muito tênue e quase sempre de cor cinzenta clara ou preta, porque, como já foi dito, a água fica estagnada sobre as camadas horizontais e compactas do arenito das Furnas, produzindo solos de pH baixo pela ação dos ácidos húmicos. As terras vermelhas, em geral tão espalhadas, na região do arenito das Furnas só ocorrem escassamente e aí somente em faixas, onde os diques de diabásio cortaram a formação. Como consequência neste terreno, apesar das muitas chuvas, o revestimento florestal é apenas constituído por uma grama escassa. As faixas de mato na zona do arenito das Furnas quase sempre acompanham os diques de diabásio ou as margens dos rios. Escassos os capões de mato que se encontram de preferência nas vertentes dos vales e nas cabeceiras dos cursos d'água.

O arenito das Furnas é notavelmente pobre em fósseis. Apresenta o sedimento de um mar frio da zona subpolar. Nos mesmos até agora só encontramos a impressão de um único peixe no Braquiópodo — *Derbyina* — no arenito no barranco da margem do rio Tibagi perto da cidade de igual nome, cerca de 5 m. abaixo da base dos folhelhos de Ponta Grossa. Tubos de *Anelidés* são mencionados por J. M. Clarke (20) e Euzébio Paiva

de Oliveira (13) encontrados no ano de 1943 (92).
imediatamente vizinhos
"Fraena furnai" sp.
1943 (92).

A composição química de sua decomposição branca, é demonstrada

Análises químicas executadas pelo Instituto de Botânica

Arenito n.º	Local
SiO ₂	
TiO ₂	
Al ₂ O ₃	
Fe ₂ O ₃	
FeO	
MnO	
MgO	
CaO	
Na ₂ O	
K ₂ O	
+ H ₂ O	
P ₂ O ₅	
SO ₃	
S	
CO ₂	
BaO	
NiO	
Perda ao fogo	

As u

de Oliveira (131). Os primeiros fósseis efetivos foram encontrados no ano de 1941 por Frederico W. Lange nas imediações de Ponta Grossa. Os mesmos foram descritos como *Treana furnai* sp. nov. nos Arquivos do Museu Paranaense, 1943 (92).

A composição química do arenito das Furnas e dos produtos de sua decomposição, das areias soltas e dos núcleos de argila branca, é demonstrada pela tabela seguinte:

TABELA N.º 4

Análises químicas do arenito das Furnas e de seus derivados executadas por L. J. Weber e A. Leprevost, no Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba.

	Arenito das Furnas n.º 402 MP côr branca Loc. Serrinha	Areia solta do arenito das Furnas Loc. Serrinha	Argila branca em núcleos no arenito das Furnas Loc. Serrinha
SiO ₂	93,40%	91,72%	44,97%
SiO ₂	negativo	negativo	negativo
AlPO ₄	0,32%	2,80%	28,69%
FePO ₄	1,40%	1,20%	1,61%
FeO	0,07%	não det.	não det.
NaO	negativo	negativo	negativo
N ₂ O	1,10%	1,04%	2,57%
CaO	2,60%	1,92%	2,75%
MgO	0,60%	0,13%	5,15%
K ₂ O	negativo	negativo	
+ H ₂ O	0,51%	não det.	não det.
PO ₄	negativo	"	"
SO ₄	"	"	"
I	"	"	"
CO ₂	"	"	"
H ₂ O	"	negativo	negativo
NO	"	"	"
Perda ao fogo	"	1,13%	14,43%
	100,00%	99,94%	100,17%

As análises referem-se a material seco a 110º C.

C) — ARENITOS FLÚVIO-GLACIAIS

Dentre os sedimentos glaciais da série Itararé nas regiões mais meridionais da época glacial paleozóica, os arenitos ocupam lugar preponderante como produtos derivados das morenas e lavagem. Na região do Estado de São Paulo em alguns lugares dominam os tilitos conforme revela a sondagem na fazenda Itanga a oeste de Limeira. Os arenitos flúvio-glaciais se desenvolvem, ou sobre varvitos com uma granulação inicial muito fina que se torna mais grossa para cima, onde são encobertos por tilitos, ou então sobre os horizontes de tilitos, onde os arenitos apresentam uma granulação grossa que só para cima se torna mais fina até ficarem encobertos por horizontes de peloditos e de varvitos, constituídos por finíssimo material de sedimentação. Muitas vezes entre os tilitos estão intercalados delgados bancos de arenitos que exprimem oscilações regionais da frente de gelo. Assim se pode observar um determinado ritmo de sedimentação. Arenitos de fina granulação encerram sedimentos argilosos glaciais, e arenitos de granulação grosseira contêm material antigo de morenas. Onde este ritmo é interrompido, acha-se uma alteração do fácies dos sedimentos glaciais, de modo que os sedimentos de drift, argilas, ou areias de fina granulação com seixos e blocos muito dispersos seguem-se diretamente aos varvitos e arenitos; ou então sedimentos eólicos de areia e pó desenvolvem-se imediatamente dos varvitos em forma de loessito lacustre, formando finalmente aglomerações de areia movediça. Na região por nós examinada, desde Vila Velha até o rio Iguagú, o loessito terrestre é de uma ocorrência muito rara. Entre as amostras presentes dos mais variados sedimentos eólicos da época glacial foi constatado o loessito. Dominam decididamente os arenitos flúvio-glaciais, provenientes de formações de Sander que se tendiam em larga escala diante da frente de gelo então existente a qual acompanhavam no seu movimento ou se precipitavam no seu avanço sobre os depósitos finos da água do degelo, ou quando com a frente de gelo e encobrindo então o material remanescente das morenas basais, tanto o lavado como o não lavado. Portanto, os arenitos aqui descritos são todos considerados como produtos de lavagem de morenas basais e frontais. Conforme a distância de sua posição diante da frente de gelo eles sempre têm inclusões de seixos maiores ou menores.



Foto 12

Vista ao longo do rio Iguagú, Vila Velha, tomada de um degrau de est...



Foto 13

Aa rocha

da série Itararé nas regiões paleozóica, os arenitos ocupam derivados das morenas por São Paulo em alguns lugares. A sondagem na fazenda Pitangui mostrou que os arenitos flúvio-glaciais se desentram em granulação inicial muito fina, onde são encobertos por horizontes de tilitos, onde os arenitos que só para cima se tornam horizontes de peloditos ou de material de sedimentação intercalados delgados bancos regionais da frente de gelo. O ritmo de sedimentação: em sedimentos argilosos glaciais contém material antigo compactado, acha-se uma alteração, de modo que os sedimentos têm fina granulação com seixos diretamente aos varvitos ou de areia e pó desenvolvem-se de loessito lacustre, forma de areia movediça. Na região até o rio Iguaçu, o loessito. Entre as amostras pré-glaciais da época glacial não se encontram os arenitos de Sander que se acumularam de gelo então existente, ou se precipitavam no gelo, ou se precipitavam na água do degelo, ou se acumularam então o material residual como o não lavado. Por isso são considerados como sedimentos e frontais. Conforme a teoria de gelo eles sempre contêm seixos.

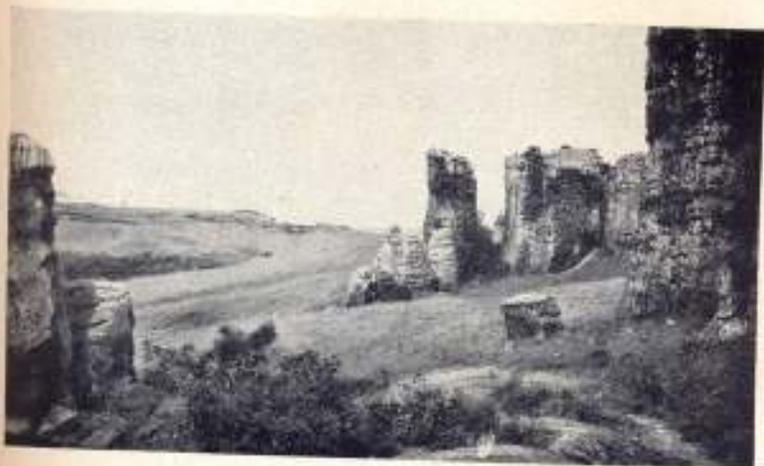


Foto 12

F. W. Lange

Vista ao longo das linhas de estrutura do arenito vermelho de Vila Velha, tomada de N 28° W para N 100° E. A esquerda no fundo degraus de estratos de arenito flúvio-glacial, chamados "Fortaleza".



Foto 13

R. Maack

As rochas da frente noroeste, mostrando bancos de estratos horizontais.



Foto 14

R. Maack

A "Esfinge" na parte leste de Vila Velha. Ao fundo Corcos plumosa sôbre o nível superior de denudação.



Foto 15

F. W. Lange

Vista de NE para SW sôbre a frente noroeste das rochas de Vila Velha, mostrando colunas e decomposição em forma de cogumelos na direção das linhas de estruturas. Altitude 891 m.



Foto 16

F. W. Lange

Esfoliação imbricada nas paredes verticais de Vila Velha como contraste à esfoliação do arenito das Furnas em forma de chapas e bancos. No primeiro plano tocos de pedestais. Altitude 895 m.



Foto 17

F. W. Lange

Esfoliação imbricada paralela, especialmente pronunciada, do arenito vermelho flúvio-glacial de Vila Velha. No fundo sôbre as rochas *Cocos plumosa*. Altitude 886 m.

A composição granulométrica dos arenitos provenientes de formações de Sander varia rapidamente conforme as zonas. Entretanto, os arenitos sedimentados em lagos de água de degelo apresentam uma granulação mais fina e mais uniforme. Tais formações lacustres são sempre bem estratificadas, apresentando até às vezes sulcos de ondas ou ripplemarks, como por exemplo o arenito no km. 11,5 do rio Iguaçu (vide fig. 14). Com frequência acham-se na base de tais sedimentos também camadas várzicas de areia fina. Em tais formações as inclusões mais grossas são escassas. Só raramente se podem observar inclusões que foram depositadas nos sedimentos por meio de pedaços de gelo flutuantes.

Afim de ter uma comparação com o arenito das Furnas, expomos em primeiro lugar o resultado das pesquisas efetuadas no horizonte de arenito que forma as rochas bizarras de Vila Velha e que é denominado por nós "arenito de Vila Velha", em vista da sua vasta extensão na base da série Itararé.

1) — O arenito de Vila Velha (amostras n.ºs. 405-408, 415 e 418 MP).

Em contraste com o arenito das Furnas, puramente branco até fracamente amarelado, o arenito de Vila Velha tem notável cor avermelhada em tons que variam entre vermelho-claro e vermelho-pardo muito escuro com salpicos brancos de caulim de 1-2 mm. de tamanho e pequenos pontinhos de clorito de cor esverdeada. Em oposição à esfoliação em bancos e lages horizontais com as diáclases irregulares verticais do arenito das Furnas, o arenito de Vila Velha apresenta na sua superfície uma esfoliação poligonal até esférica (vide fotos 98 e 99), e nas paredes verticais uma esfoliação imbricada com escamas salientes sobrepostas umas às outras (vide fotos 15-17, 104 e 105). Também contrastando com o arenito das Furnas ressalta uma diáclase vertical muito regular e paralela, cuja orientação concorda com as direções N 33° E e N 60° E (magn.) dos seixos dos tilitos, sendo notável a ausência de fratura horizontal (vide fotos 1, 12, 85 e 94). Estas ocorrências externas já são suficientes para demonstrar que os sedimentos arenosos de Vila Velha são completamente diferentes do arenito das Furnas. Entretanto, há duas descobertas essenciais que no futuro impedem qualquer dúvida sobre

a natureza flúvio-glacial do arenito de Vila Velha. São as seguintes:

- a) A descoberta de varvitos até então desconhecidos no pedestal de Vila Velha e na capa do arenito das Furnas feita por nós em março de 1944.
- b) A verificação da ocorrência do material de detritos pelidos e de seixos raros no próprio arenito de Vila Velha, que até então não tinham sido observados, feita em colaboração com Frederico W. Lange em março de 1944.

Desde a lapa até a capa na superfície das formações das Furnas, o arenito de Vila Velha segundo nossos levantamentos apresenta o seguinte desenvolvimento:

- a) Na lapa sobre finas argilas várviceas desenvolve-se um arenito argiloso com faixas esbranquiçadas e avermelhadas (amostra n.º 405 MP) 1
- b) Na posição média acham-se arenitos avermelhados claros até vermelho-pardo-escuros de granulação média, com salpicos brancos de caolim e inclusões de seixos, sem crosta protetora de decomposição, por isto de fácil desagregação e fragmentação, exibindo paredes lavadas em forma côncava (amostras n.ºs. 406, 406a, 407 e 407a MP) 2
- c) Um arenito avermelhado claro com salpicos brancos de caolim e pontinhos esverdeados de clorito e em parte amarelado ou branco forma a capa superior de Vila Velha. Entretanto, acha-se aqui uma casca de decomposição, pardo-escuro, externamente cinzenta com 3 mms. de espessura de óxido de ferro ou também raramente crostas escuras de manganês. Por isto esta camada é mais resistente contra influências do tempo, apresentando-se em blocos verticais que formam cabeços protetores sobressalentes em cima da parte média, lavada em forma côncava (amostra n.º 408 MP) 3

Espessura total 4

Ad a) — O arenito

O sedimento já sobre os varvitos apresenta uma espessura de 1 a 2 mms. O sedimento contém libetas de muscovita, mica, gada, encontramos quartzo com uma pelo microscópio. Além disto, nota-se amarelo-esverdeado granada ou de mica

Tanto nas faixas irregulares grossos de 1 a 6 m que de transporte provavelmente foi em blocos de gelo que provavelmente a camada de Sander contra as s flächen) e assim t Os varvitos formados nária e tranquila f todo caso as areias de Vila Velha com ducto típico de formação entulhamento, da s exame granulométrico seleção bem determinadas salientes: e o outro de 21% posição granulométrico ao tipo das sedimentos Leinz dá o diagrama Barra Bonita (Paraná) fig. n.º 10, págs. 41

Ad a) — O arenito argiloso na lapa (amostra n.º 405 MP).

O sedimento jaz em concordância e com nítida delimitação sobre os varvitos vermelhos da base na cota de 861 ms. O arenito apresenta uma estratificação alternada em faixas de 1,5 a 2,5 cms. de espessura de coloração avermelhada clara e escura e que por sua vez exibem uma delgada estratificação em camadinhas de 1 a 2 mms. O sedimento é salpicado de branco e ao lado das palhetas de muscovita, que originaram a esquisita estratificação delgada, encontramos como material preponderante grãosinhos de quartzo com uma casca vermelho-parda de óxido de ferro, que pelo microscópio ainda pode ser observada nos menores grânulos. Além disto, nota-se feldspato em abundância e uma substância amarelo-esverdeada de clorito, bem como escassas partículas de grafada ou de minério.

Tanto nas faixas mais claras como nas mais escuras encontram-se irregularmente espalhados grãosinhos de quartzo mais grossos de 1 a 6 mms. e frequentemente entre estes, material pequeno de transporte de poucos milímetros e de cantos vivos, que provavelmente foi depositado na camada pelo derretimento de blocos de gelo que flutuavam nos lagos de degelo. Indubitavelmente a camada representa o início do avanço de formações de Sander contra as superfícies da água de degelo (Schmelzwasserflächen) e assim testemunha também o avanço da frente de gelo. Os varvitos formados num período de sedimentação mais estacionária e tranquila foram encobertos mais e mais pela areia. Em todo caso as areias mais grossas, sedimentadas acima do arenito de Vila Velha com suas inclusões de seixos, representam um prototipo típico de formações de Sander, as assim chamadas areias de estufamento, da água de degelo com correnteza turbulenta. O exame granulométrico da sedimentação da lapa não mostra uma seleção bem determinada de tamanho de grãos, mas sim dois componentes salientes: um de 48% nas dimensões de 0,5 a 0,1 mm. e o outro de 21% nas partes de limo e argila mais fina. A composição granulométrica, que segue, corresponde mais ou menos ao tipo das sedimentações flúvio-glaciais, das quais Viktor Levin dá o diagrama de um arenito de granulação fina de Serra Bonita (Paraná) e do Rio do Sul (Santa Catarina) (96, fig. 10, págs. 41 e 95, estampa VII). Porém o arenito de Vila

a. São as se-

ecidos no pe-
o das Furnas,

e detritos im-
de Vila Ve-
dos, feita em
e em março

ações das ro-
mentos apre-

volve-
çadas

4 ms

hados
alação
lusões
osição,
a, exi-
amos-

34 ms

bran-
rito e
upe-
uma
amen-
do de
as de
stente
se em
etores
da em

10 ms

48 ms

Velha tem granulação mais grossa, como mostra o diagrama fig. 10 abaixo:

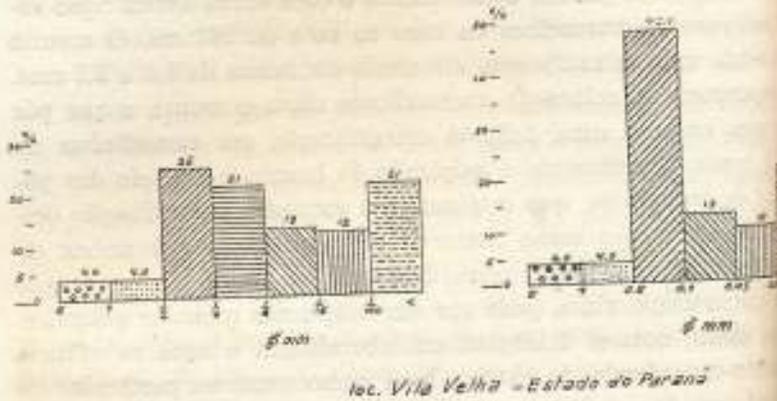


Fig. 10 — Composição granulométrica do arenito flúvio-glacial n.º 405 na base de Vila Velha.

Ad b) — O arenito principal de Vila Velha (amostras n.ºs 407 e 407a MP).

A base do arenito vermelho de Vila Velha com suas resacas e grandiosas formas de erosão fica na cota de 865 m em concordância sobre o arenito argiloso com faixas, bem estratificado, da amostra 405 MP. Até 885 m. sobre o nível do mar a parte inferior da base do arenito forma um pedestal muito abaulado, sobre o qual se elevam as íngremes fortemente erodidas até 917 m. de altitude sobre o nível do mar (vide perfil n.º 6 no esboço n.º 3). A partir de 907 m. seguem-se camadas média de cor vermelho-parda as partes com casca de composição acinzentada. Recheios locais das fendas finas e das tênues de óxidos de ferro bem como secreções de óxido de manganês indicam a causa da notável coloração vermelha.

De especial interesse são as inclusões esporádicas de pedregulhos nos seixos e de material impelido, ainda achatado ou anguloso que frisam especialmente o caráter flúvio-glacial do arenito. Os tamanhos preponderantes destas inclusões variam entre 1 e 10 cms. O maior seixo achado, um quartzito violeta, mede 10 cms. As inclusões consistem do mesmo material de rocha que se acha nos tilitos de toda a região perto de Pugas, Pal-

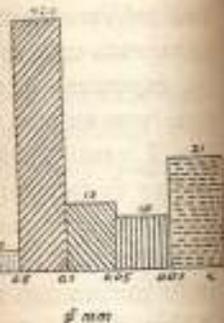
Mandaçua e Palmira, bem como no fil perto de Teixeira Soares. Os granitos, gnaises, filitos e quartzitos predominam. Entre os quartzitos além das variedades comuns, as variedades avermelhadas, violáceas e novamente encontradas em Vila Velha de-se sem receio designá-las como de origem glacial. A rápida mudança nas dimensões dos seixos nas diferentes camadas. Em Vila Velha a esfoliação concêntrica, mais ou menos paralela (imbricada) das pedregulhos (104 e 105). A esfoliação por horizontes claros de esteatita são ainda escassas na lapa inferiormente pronunciadas na capa superior desde a lapa até a capa:

- arenito das Furnas;
- varvitos com estratificação;
- arenitos argilosos com fragmentos irregulares mais grossos;
- arenitos grossos vermelhos semelhantes ao delta, com fragmentos para cima impelidos.

A ordem de sedimentação de um lago de água de de frente de inlandsis ou de

Podemos observar ainda areias em dimensões grandes provenientes de gelo em fusão nos limites de geleiras, onde as m

a o diagrama da



do Paraná

glacial n.º 405 MP.

amostras n.ºs. 406,

na com suas pitotota de 865 metros em faixas, bem esobre o nível do a um pedestal le-íngremes formas do mar (vide pers. seguem-se à ca-com casca de de-ndas finas ou cros-ções de óxido de ção vermelha.

orédicas de peque-atado ou anguloso, ial do arenito. Os riam entre 1 até violeta, mediu 15 rial de rocha que e Pugas, Palmeira,

Mandaçaia e Palmira, bem como nos depósitos de drift no perfil perto de Teixeira Soares: dominam ali quartzitos coloridos, granitos, gnaises, filitos e arenitos. Porcentualmente os quartzitos predominam. Entre os quartzitos são especialmente notáveis, além das variedades comuns claras ou azul-cinzentas, as variedades avermelhadas, violáceas ou azul-escuras, que são sempre novamente encontradas em todos os horizontes de tilitos e pode-se sem receio designá-las como seixos-guia, cuja zona de origem deve ser verificada. Na lapa, o arenito é de alternância rápida nas dimensões dos grãos, mas notavelmente selecionado nas diferentes camadas. Em alguns blocos pode-se observar uma esfoliação concêntrica, mas é dominante a esfoliação escamosa paralela (imbricada) das paredes (vide fotos, 15, 17, 24, 88, 102, 104 e 105). A esfoliação peculiar, porém, é sempre atravessada por horizontes claros de estratificação. As linhas de estratificação são ainda escassas na lapa e na parte média, mas são especialmente pronunciadas na capa. Portanto, acham-se em Vila Velha desde a lapa até a capa:

arenito das Furnas;

varvitos com estratificação finíssima;

arenitos argilosos com faixas claras e escuras, contendo grãos irregulares mais grossos;

arenitos grossos vermelhos uniformes, atulhamento semelhante ao delta, com horizontes de estratificação que aumentam para cima e com inclusões de detritos glaciais impelidos.

A ordem de sedimentação, portanto, revela o entulhamento de um lago de água de degêlo por formações de Sander de uma frente de inlandsis ou de geleiras em avanço.

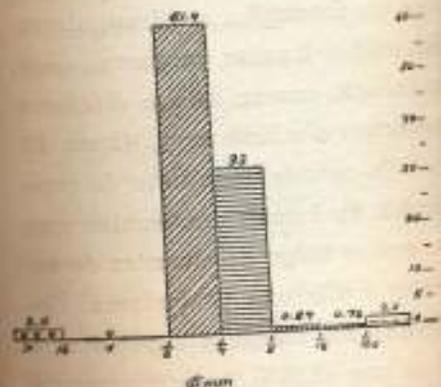
Podemos observar ainda hoje tais lavagens e segregações de areias em dimensões granulométricas diversas por águas provenientes de gêlo em fusão na época mais quente do ano nas frentes de geleiras, onde as morenas basais e finais amontoam seus

detritos. Exemplos especialmente típicos de sedimentação de areias provenientes das lavagens das morenas são as grandes formações, chamadas "Sander, Sandr ou Sandur" das hodiernas regiões nórdicas ou da glaciação quaternária da Europa. Na Islândia, diante das morenas finais do inlandsis, os depósitos de detritos, areia e lama encobrem extensas planícies, estando depositados em separado por zonas. Estas são as formações flúvio-glaciais, das quais se derivou o termo de "Sander". A tais lavagens de morenas os arenitos de Vila Velha devem sua origem, tendo sedimentação sem dúvida principiada num lago de água de gelo.

No processo de lavagem das morenas finais e basais restam finalmente atrás das planícies de Sander montículos de bloco do material impellido, que em forma de massas grosseiras de detritos, compridas faixas de seixos ou formações de conglomerados em núcleos são encontrados nos sedimentos arenoso-argiloso da série Itararé no Paraná. Devido ao modo de se depositarem (Lagerungsform) tais formações se distinguem claramente de horizontes inteiriços de tilitos (vide fig. 32).

É especialmente notável na camada média do arenito de Vila Velha a granulação uniforme até 94,5% entre 0,5-0,1 mm., respectivamente de 61,4% entre 1/2 e 1/4 mm. com um componente secundário de granulação fina de 33% entre 1/4 e 1/8 mm. A granulação uniforme vai a par de uma transição abrupta da granulação de 1/2 mm. da areia aos seixos de 1 a 15 cms. de diâmetro com uma porcentagem mui diminuta de cimento puramente argiloso. Faltam, portanto, as granulações intermediárias de 1 a 5 mms. entre as granulações médias selecionadas e de cerca de 0,1% de material grosso de detritos impelidos.

Devido à falta de cimento argiloso ou silicoso a camada média do arenito é extraordinariamente friável e a ausência de uma crosta protetora de óxido de ferro causa uma desagregação rápida do que na camada superior. Os diagramas do arenito mostram para a camada média a seguinte composição granulométrica:



ter. Vila Velha. Esta

Fig. 11 — Composição granulométrica na camada média (amostra)

O diagrama acima correspondido especialmente rico em pedregulhos de 1,5 cms. Os seixos e pedregulhos presentes no arenito de Vila Velha não podem graficamente serem representados, pois a porcentagem deste material grosso na amostra é de apenas 0,1% do volume total.

Ad c) As camadas de arenito (amostra)

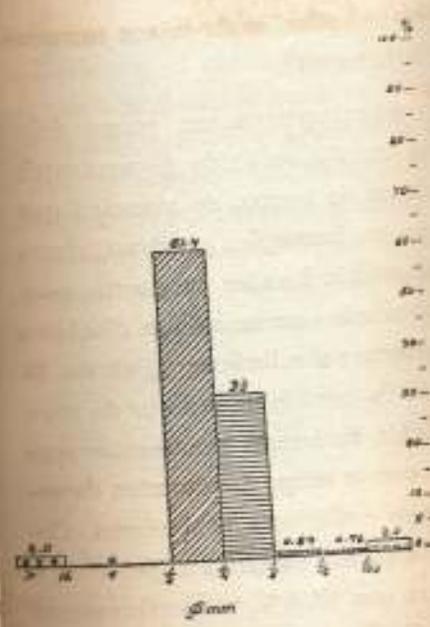
A esfoliação imbricada da camada média (amostra n.º 4) é semelhante à das camadas inferiores de arenito diante de

detritos. Exemplos especialmente típicos de sedimentação de areias provenientes das lavagens das morenas são as grandes formações, chamadas "Sander, Sandr ou Sandur" das hodiernas regiões nórdicas ou da glaciação quaternária da Europa. Na Islândia, diante das morenas finais do inlandsis, os depósitos de detritos, areia e lama encobrem extensas planícies, estando depositados em separado por zonas. Estas são as formações flúvio-glaciais, das quais se derivou o termo de "Sander". A tais lavagens de morenas os arenitos de Vila Velha devem sua origem, tendo a sedimentação sem dúvida principiado num lago de água de gelo.

No processo de lavagem das morenas finais e basais resta finalmente atrás das planícies de Sander montículos de bloco de material impelido, que em forma de massas grosseiras de detritos, compridas faixas de seixos ou formações de conglomerados em núcleos são encontrados nos sedimentos arenoso-argilosos da série Itararé no Paraná. Devido ao modo de se depositarem (Lagerungsform) tais formações se distinguem claramente em horizontes inteiriços de tilitos (vide fig. 32).

E' especialmente notável na camada média do arenito de Vila Velha a granulação uniforme até 94,5% entre 0,5-0,1 mm., respectivamente de 61,4% entre 1/2 e 1/4 mm. com um componente secundário de granulação fina de 33% entre 1/4 e 1/8 mm. A granulação uniforme vai a par de uma transição abrupta da granulação de 1/2 mm. da areia aos seixos de 1 a 15 cms. de diâmetro com uma porcentagem mui diminuta de cimento puramente argiloso. Faltam, portanto, as granulações intermediárias de 1 a 5 mms. entre as granulações médias selecionadas e de cerca de 0,1% de material grosso de detritos impelidos.

Devido à falta de cimento argiloso ou silicoso a camada média do arenito é extraordinariamente friável e a ausência de uma crosta protetora de óxido de ferro causa uma desagregação mui rápida do que na camada superior. Os diagramas do arenito mostram para a camada média a seguinte composição granulométrica:



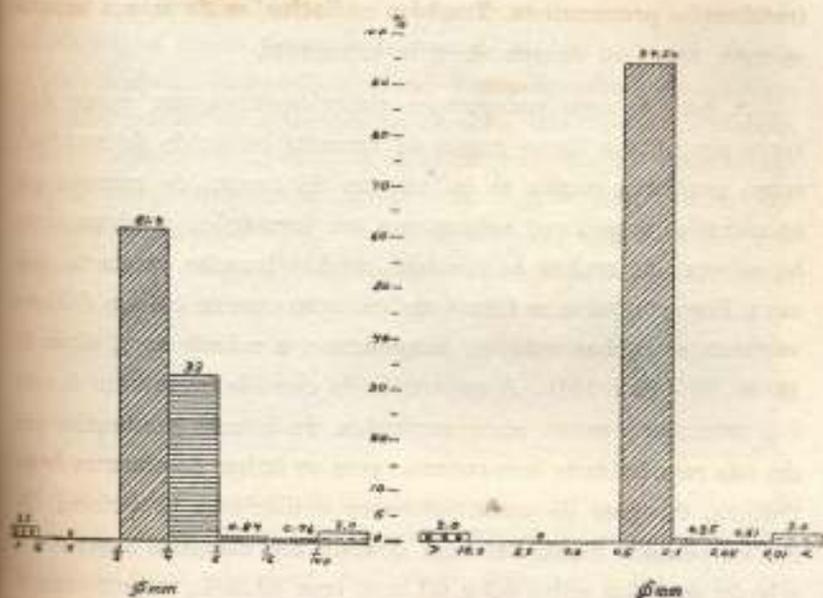
loc. Vila Velha. Esp.

Fig. 11 — Composição granulométrica na camada média (a)

O diagrama acima correspondido especialmente rico em pedregulhos de 1,5 cms. Os seixos e pedregulhos dispersamente no arenito de Vila Velha métrico não podem gráficamente representar a porcentagem deste material grosso de 0,1% do volume total.

Ad c) As camadas de ar (amostra

A esfoliação imbricada e a camada média (amostra n.º 4) superiores de arenito diante de



loc. Vila Velha, Estado do Paraná

Fig. 11 — Composição granulométrica do arenito principal de Vila Velha na camada média (amostra n.º 407 MP).

O diagrama acima corresponde a um local do material impelido especialmente rico em pedregulho de diâmetro superior a 1,5 cms. Os seixos e pedregulhos geralmente se distribuem tão esparsamente no arenito de Vila Velha que num exame granulométrico não podem gráficamente ser representados. A porcentagem deste material grosso na composição em geral é inferior a 0,1% do volume total.

Ad c) *As camadas de arenito superior de Vila Velha*
(amostra n.º 408 MP).

A esfoliação imbricada em forma de escamas ou telhas da camada média (amostra n.º 407 MP) diminuem nas camadas superiores de arenito diante de um aumento de horizontes de es-

stratificação pronunciada. Também as inclusões de seixos tornam-se mais raras ou desaparecem inteiramente.

A par de uma composição granulométrica um pouco diferente age aqui a tênue crosta de limonita ou óxido de manganês como protetora contra as influências do tempo, de maneira que as camadas superiores sobressaem em formações quadrangulares ou cabeças de rochas às camadas médias lavadas em forma côncava. Por esta causa se formaram em ação comum com as diáclases verticais as rochas notáveis fungiformes e caliciformes, (fotos 14, 86, 90 - 95 e 103). A superfície da camada de arenito da capa é fragmentada numa série variegada de formas minúsculas que em sua regularidade tem conexão com as linhas dominantes de estrutura, direções de amontoamentos e diáclases posteriores. Como na camada média também domina nas camadas superiores a seleção de grãos entre 0,5 e 0,1 mm. com 69,35%, respectivamente 38,15% de 1/2-1/4 mm. e 30% de 1/4-1/8 mm. Porém achamos em lugar das inclusões maiores de detritos e seixos uma mistura adicional de grãos de areia grossos entre 1/2-1 mm., como demonstram os seguintes diagramas da fig. 12:

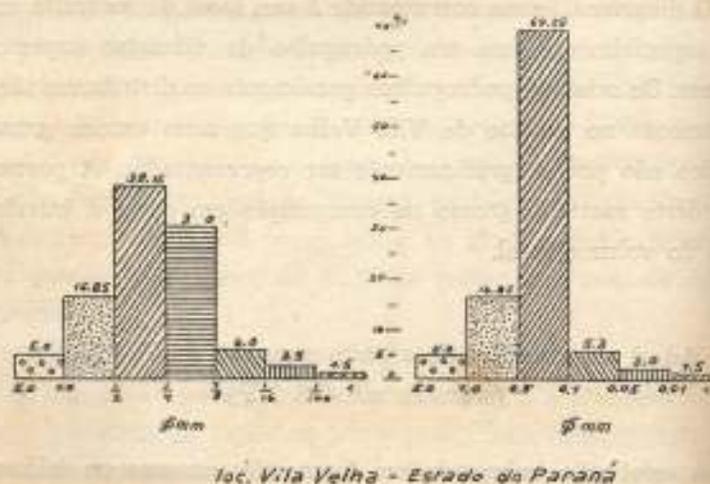


Fig. 12 — Composição granulométrica do arenito na capa de Vila Velha (amostra n.º 408 MP).



Foto 18
Material impelido de morenas basálticas de Vila Velha. A existência das inclusões de seixos, então não havia sido observada, foi descoberta pelo autor mediante pesquisas



Foto 19
Lugar onde foi colhida a inclusão de seixo (amostra n.º 406 MP). Seixo de quartzito no arenito fino



Foto 18

F. W. Lange

Material impellido de morenas basais no arenito flúvio-glacial de Vila Velha. A existência das inclusões de material glacial impellido, que até então não havia sido observada, foi comprovada por F. W. Lange e o autor mediante pesquisas em março de 1944.



Foto 19

F. W. Lange

Lugar onde foi colhida a inclusão de rochas da foto 21 (amostra n.º 405-a MP).
Seixo de quartzito no arenito flúvio-glacial de Vila Velha.

de seixos tornam-

ca um pouco dife-
óxido de manganês
co, de maneira que
ões quadrangulares
das em forma cón-
um com as diáclases
iciformes, (fotos 13
de arenito da capa
as minúsculas que
s dominantes de es-
es posteriores. Co-
nadas superiores a
%, respectivamente
orém achamos em
ixos uma mistura
1 mm., como de-



capa de Vila Velha



Foto 20
Material glacial impelido no arenito de Vila Velha como prova de sua
origem flúvio-glacial.



Foto 21
Seixo de quartzito no arenito vermelho de Vila Velha (Vide foto 19
o lugar de onde foi tirado).



Foto 22

R. Maack

Camadas de varvitos por baixo do arenito vermelho de Vila Velha. Foram verificadas pela primeira vez pelo autor por ocasião de uma excursão do Museu Paranaense em março de 1944.

Vista do N para S.

Altitude 862-865 m sobre o nível do mar.



Foto 23

R. Maack

Camada exterior de decomposição dos varvitos abaixo do arenito de Vila Velha.



Foto 24 F. W. Lange
Estrutura de esfoliação do arenito de Vila Velha, lembrando o arenito flúvio-glacial da foto 39.



Foto 25 Dorotea Raacke
Arenito das Furnas por baixo das camadas flúvio-glaciais da série Itararé, aflorando num entalhe de vale a sueste de Vila Velha. A esfoliação em forma de bancos e lages e as pequenas quedas d'água sobre chapas de estratos são características para o arenito das Furnas do devoniano inferior.

Desde a base que ainda apresenta estratificação alternada com faixas coloridas através das camadas médias contendo seixos e material impelido, — mas fora disto muito bem selecionadas — com suas formas de esfoliação imbricada até a parte da capa que apresenta estratificação e as formas minúsculas com esfoliação esférica na superfície, os três diagramas granulométricos do arenito de Vila Velha apresentam uma alternância determinada das condições de sedimentação semelhantes às observáveis especialmente nas sedimentações glaciais. Os sedimentos mostram-nos um lago de água de degêlo com blocos de gelo flutuantes, o qual depois de condições estacionárias prolongadas, reveladas pelos varves das camadas argilosas, foi entulhado pelas formações de Sander de uma frente de gelo em avanço.

Abstraindo da côr vermelha intensiva, as fendas verticais e as notáveis formas de esfoliação em oposição ao arenito das Furnas em forma de bancos e lages com côr branca clara até amarelada-clara, os diagramas granulométricos revelam condições de sedimentação completamente diferentes, provando com isto um outro modo de origem. Segue-se que o arenito de Vila Velha representa em sua totalidade uma sedimentação flúvio-glacial de Sander e de água de degêlo em contraste ao arenito das Furnas, marinho e litoral. A identificação do arenito de Vila Velha como arenito das Furnas não pode ser fundamentada por nenhuma observação. O arenito de Vila Velha, portanto, no futuro deve ser separado do arenito das Furnas, sendo incluído na série Itararé.

As análises químicas revelaram para os três diferentes horizontes do arenito de Vila Velha e um arenito flúvio-glacial do mesmo tipo de Restinga Sêca as seguintes composições:

TABELA N.º 5

Análises químicas de arenitos de Vila Velha
 executadas por L. J. Weber e A. Leprevost,
 Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba

	I N.º 405 MP.	II N.º 407 MP.	III N.º 408 MP.	IV N.º 417 MP.
SiO ₂	63,68%	89,12%	92,22%	91,44%
TiO ₂	negativo	negativo	negativo	0,01%
Al ₂ O ₃	6,28%	0,80%	1,38%	1,00%
Fe ₂ O ₃	18,69%	2,31%	1,22%	1,31%
FeO	0,13%	0,09%	0,07%	0,09%
MnO	0,25%	0,53%	0,34%	1,43%
MgO	0,52%	2,35%	1,16%	1,55%
CaO	1,36%	1,70%	1,20%	1,50%
Na ₂ O	0,23%	0,95%	0,37%	0,26%
K ₂ O	0,18%	0,03%	0,33%	0,23%
+ H ₂ O	7,55%	negativo	1,30%	0,20%
P ₂ O ₅	negativo	"	negativo	negativo
SO ₂	"	"	"	"
S	"	"	"	"
CO ₂	0,31%	0,30%	0,22%	0,12%
Perda ao fogo	0,95%	1,77%	0,24%	0,40%
BaO	negativo	negativo	negativo	negativo
NiO	"	"	"	"
	100,06%	100,00%	100,04%	100,18%

As análises referem-se a material sêco a 110° C.

I = Arenito de Vila Velha na base acima dos varvitos.

II = Arenito de Vila Velha da parte média.

III = Arenito de Vila Velha da parte superior.

IV = Arenito de Vila Velha do km. 75 nos campos de Restinga Sêca.

2 — Zona de extensão do arenito de Vila Velha

O arenito de Vila Velha forma um dos horizontes basais da série Itararé. Para cima êle é superposto em alguns lugares por tilitos, os quais são atravessados pela planície de denudação da actual superfície do terreno como o próprio arenito de Vila Velha

em grandes partes da sua ocorrência. Es-
 estrada de ferro Ponta Grossa-Castro a
 vés de Restinga Sêca, Porto Amazonas
 roeste da cidade de Lapa. Entre Resting
 runã, bem como a sueste de Porto Am
 mas formas minúsculas e formações de
 da superfície do terreno como na própi
 n.ºs. 415 e 417 MP e fotos 28-37). Entre
 nito de Vila Velha mergulha sob um
 mais antigos da série Itararé (amostra
 tornámos a achar também ao norte de
 com o arenito de Vila Velha (amostras
 n.º 1 e 1-b no anexo n.º 1 e perfil n.º 5

No vale do rio Iguaçu encontramos-lo
 damente o km. 9 de Porto Amazonas (n.º
 417 MP). Depois seguem também aquí
 zentos ou azul-esverdeados flúvio-glaciais
 espessura do arenito ainda remanescente
 so listrado da base até a superfície de d
 é de 44 metros. Em geral, a espessura m
 afloramentos varia entre 20 e 46 metr

3 — Arenitos flúvio-glaciais coloridos na Vila Velha.

Em contraste com o arenito vermelh
 nitos flúvio-glaciais na capa são quase tod
 cinzenta, verde-cinzenta ou amarelo-cin
 crostas de decomposição avermelhadas, a
 amarelas de ocre. Logo acima do prim
 seguem arenitos amarelo-cinzentos e ver
 de tilitos cinzentos, os quais afloram ent
 kms. 8,5 a 10,6 no vale do rio Iguaçu. Ta
 zenta se acha nos arenitos da capa do t
 MP). Porém a maior parte dos arenitos
 entre Palmeira e Papagaio-Novos, bem c
 Mandaçaia formam camadas de decompo
 pida alternância das condições de sedime
 das e muitas vezes a falta de estratificaç

em grandes partes da sua ocorrência. Estende-se desde a linha da estrada de ferro Ponta Grossa-Castro a leste do rio Tibagi através de Restinga Sêca, Porto Amazonas até aos campos ao noroeste da cidade de Lapa. Entre Restinga Sêca e São Luiz do Purunã, bem como a sueste de Porto Amazonas acham-se as mesmas formas minúsculas e formações de desagregação nos arenitos de superfície do terreno como na própria Vila Velha (amostras n.ºs 415 e 417 MP e fotos 28-37). Entre Pugas e Palmeira o arenito de Vila Velha mergulha sob um dos horizontes dos tilitos mais antigos da série Itararé (amostra n.º 414 MP), cujos restos tornámos a achar também ao norte de Ponta Grossa em conexão com o arenito de Vila Velha (amostras n.ºs 447-449 MP e perfis a.º 1 e 1-b no anexo n.º 1 e perfil n.º 8 no esbôço n.º 3).

No vale do rio Iguaçu encontramos-lo aflorando até aproximadamente o km. 9 de Porto Amazonas (vide fig. 1 e amostra n.º 417 MP). Depois seguem também aquí tilitos, arenitos azul-cinzentos ou azul-esverdeados flúvio-glaciais e varvitos. O total da espessura do arenito ainda remanescente acima do arenito argiloso listrado da base até a superfície de denudação de Vila Velha é de 44 metros. Em geral, a espessura média que se observa nos afloramentos varia entre 20 e 46 metros.

1 — Arenitos flúvio-glaciais coloridos na capa do horizonte de Vila Velha.

Em contraste com o arenito vermelho de Vila Velha, os arenitos flúvio-glaciais na capa são quase todos de côr cinzenta, azul-cinzenta, verde-cinzenta ou amarelo-cinzenta, exibindo apenas crostas de decomposição avermelhadas, amarelo-avermelhadas ou amarelas de ocre. Logo acima do primeiro horizonte de tilitos seguem arenitos amarelo-cinzentos e verde-cinzentos com bancos de tilitos cinzentos, os quais afloram entre os kms. 3 a 7,5 e os kms. 8,5 a 10,6 no vale do rio Iguaçu. Também a côr verde-cinzenta se acha nos arenitos da capa do tilito de Pugas (n.º 414 MP). Porém a maior parte dos arenitos na superfície do terreno entre Palmeira e Papagaios-Novos, bem como no perfil Palmeira-Mandaçara formam camadas de decomposição vermelhas. A rápida alternância das condições de sedimentação em muitas camadas e muitas vezes a falta de estratificação, onde se podem ob-

Velha
revost,
em Curitiba

IV	
N.º 417 MP.	
	91,44%
	0,01%
	1,00%
	1,91%
	0,09%
	1,48%
	1,55%
	1,50%
	0,26%
	0,22%
	0,20%
	negativo
	"
	0,12%
	0,40%
	negativo
	"
	100,18%

a 110° C.

os varvitos.

campos de Res-

Velha

tes basais da
lugares por
denudação da
e Vila Velha

servar núcleos de argilas, camadas irregulares argilosas de espessura variável ou entremeios de camadas de argila e arenito, como no km. 13,5 no vale do rio Iguaçu (vide fig. 2 e foto 38), também deixam perceber sedimentação flúvio-glacial. Os arenitos sempre são de granulação grossa quando incluem tilitos e de granulação especialmente fina, desenvolvendo-se então por cima de varvitos. Como exemplo pode servir um arenito (amostra n.º 436 MP), que forma a capa dos varvitos finos, azul-cinzentos, do km. 128,6 no perfil Palmeira-Teixeira Soares. O arenito, azul-cinzeno-claro, argiloso, de granulação muito fina, é depositado massiço compacto sem horizontes finos de estratificação. Não foram verificados valores de granulação acima de $\frac{1}{4}$ mm., nem foram observadas inclusões grossas. A composição granulométrica lembra fortemente as camadas arenoso-argilosas das quais se desenvolvem os arenitos eólicos, no perfil Palmeira-Ponta Grossa, desde o km. 118 até o km. 125.

O diagrama revela o quadro seguinte :

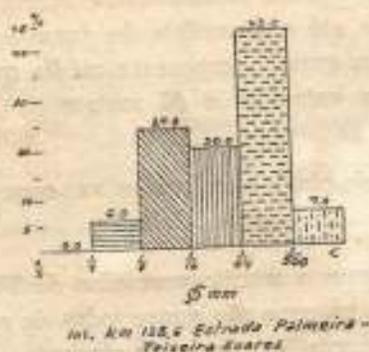


Fig. 13 — Arenito fino flúvio-glacial de cor cinzeno-amarelo-claro, camada acima dos varvitos (amostra n.º 436 MP).

Em contraste com isto um segundo tipo, localizado por cima de camadas várnicas muito arenosas (amostra n.º 423 MP) no km. 11,5 no vale do rio Iguaçu apresenta uma estratificação extraordinariamente clara. O arenito n.º 418 MP é colorido ternadamente verde-cinzeno e amarelo-cinzeno, mostrando em suas diversas camadas de um centímetro de espessura estratificação diagonal finíssima, encaixada em ripplemarks, conforme mostra a fig. 14.



Foto 26

Arenitos flúvio-glaciais acima
cêrca de 10 km a leste de Vila
neste lugar horizontes de estratifi-
cação
Monges perto da

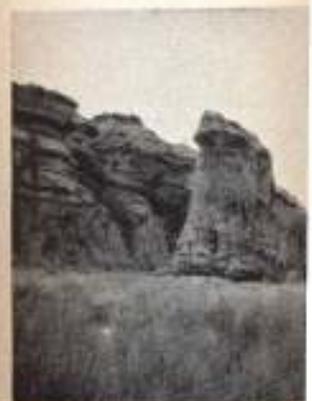


Foto 27

Parte do banco de arenito
mostrando formas de estratifi-
cação
Vila

ESTAMPA XX



Foto 26

Dorothea Raacke

Arenitos flúvio-glaciais acima do arenito das Furnas a
cêrca de 10 km a leste de Vila Velha. O arenito apresenta
neste lugar horizontes de estratificação como no Morro do
Monge perto da cidade de Lapa.



Foto 27

Dorothea Raacke

Parte do banco de arenito da foto 26, mostrando as mes-
mas formas de esfoliação e decomposição como as de
Vila Velha.



Foto 28

Fornas minúsculas de arenitas flúvio-glaciais na superfície do terreno. R. Maack
Vista do NE para SW sobre os Campos Gerais, a leste de Restinga Sêca. Altitude 975 m.

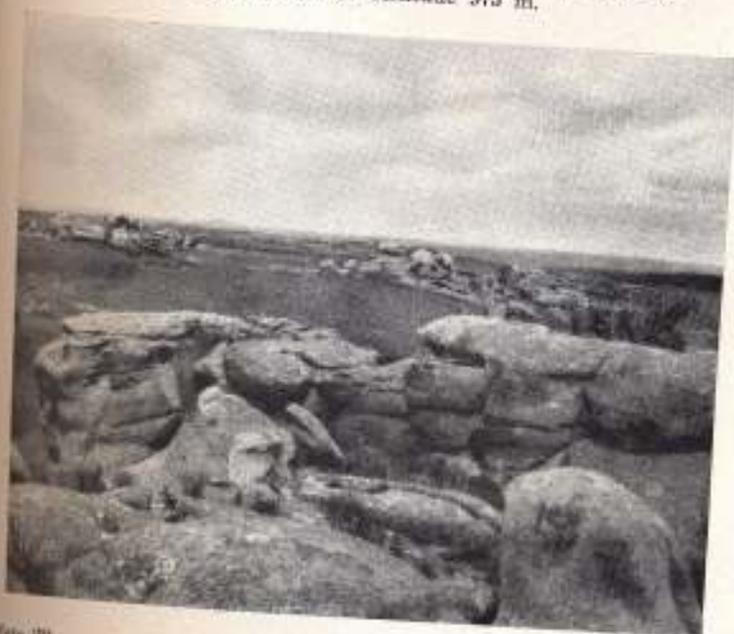


Foto 29

Arenitas flúvio-glaciais nos Campos Gerais entre São Luiz do Purunã e Restinga Sêca. Vista N-S. Altitude 973 m. A pequena meseta à esquerda no fundo, chamada "Corvo", é também formada de camadas glaciais, indicando a posição do vale do rio Iguaçu. R. Maack



Foto 30

R. Maack

Formas de decomposição do arenito de Vila Velha
nos campos a leste de Restinga Sêca.
Altitude 930 m. Vista N-S.



Foto 31

R. Maack

Formas semelhantes de decomposição do arenito vermelho flú-
vio-glacial ao oeste de São Luiz do Purunã. Altitude 930 m.
Vista: leste-oeste.



Foto 32

R. Spitzner

Arenitos vermelhos flúvio-glaciais do tipo "Vila Velha" na fazenda Boqueirão, a 8 km. a leste de Palmeira, e a 4 km. ao sul da estrada de rodagem Curitiba—Ponta Grossa.



Foto 33

Amorety Osório
Formas minúsculas típicas de arenitos flúvio-glaciais a
oeste do rio dos Papagaios. Altitude 975 m.



Foto 34

R. Masck

A superfície dos arenitos vermelhos flúvio-glaciais nos campos de Restinga Seca, mostrando as mesmas formas minúsculas de decomposição como em Vila Velha. Altitude 983 m.



Foto 35

R. Masck

As mesmas formas de esfoliação são também achadas nos arenitos vermelhos na chapa superior de arenito do Morro do Monge perto da cidade de Lapa. Altitude 970 m.



Foto 36

R. Maack

Arenitos vermelhos flúvio-glaciais no Morro do Monge perto da cidade de Lapa. Cabeças de arenito com granulação média sobre bancos de arenito com granulação grossa. Vista de SW para N 42° E na direção das linhas de estrutura. Altitude 935 m.



Foto 37

R. Maack

Paredões de arenito flúvio-glacial no Morro do Monge, perto da cidade de Lapa. Bancos com granulação grossa do tipo do arenito de Vila Velha abaixo do arenito vermelho com granulação média, estratificação em chapas. A decomposição côncava lembra o arenito das fotos 26 e 27. Vista N-S. Altitude 970 m.

arenito

argilas glaciais

arenito

argilas glaciais



Foto 38

R. Maack

Camadas glaciais na margem esquerda do rio Iguaçu no km 14, na chamada Praia Vermelha, apresentando uma rápida alternância de argilas glaciais com arenitos flúvio-glaciais. Altitude 776 m sobre o nível do mar.



Foto 39

R. Masck

Formas típicas de esfoliação de um arenito flúvio-glacial na fazenda Monte Alegre, no sudoeste de Vila Prêta. A desagregação esférico-escamosa lembra as formas minúsculas imbricadas da decomposição do arenito de Vila Velha (vide foto 24). Altitude 1028 m.

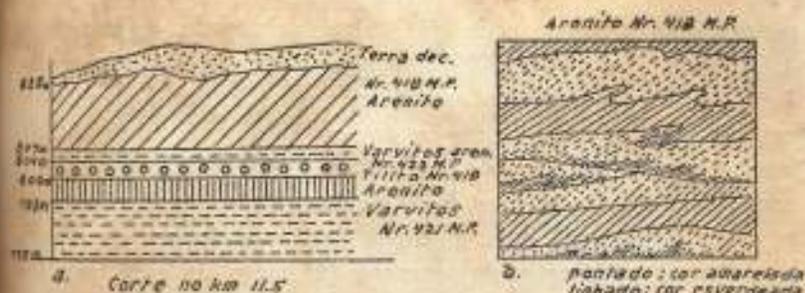


Fig. 14 — Corte geológico esquemático através das camadas flúvio-glaciais no km. 11,5 do rio Iguaçu e a estrutura do arenito esverdeado-amarelado (amostra n.º 418 MP).

Aquí temos à vista um arenito línico que se desenvolve por cima de camadas de varvitos muito arenosos com a espessura de 22 metros mais ou menos, exibindo em toda sua espessura uma estrutura e coloração uniforme. Portanto, o tilito pouco espesso, vindo de uma oscilação regional da frente de gelo por baixo das camadas arenosas de varvitos, foi empurrado diretamente sobre o fundo lacustre, pois também mais para baixo achamos novamente arenitos contendo seixos e varvitos muito finos (amostra n.º 421 MP). Depois do recuo do gelo o lago foi aprofundado devido à aglomeração da água do degelo, até que num novo avanço principal do gelo grandes massas de morenas baixas foram impelidas por cima das camadas, das quais depois de uma lavagem posterior ainda restaram trinta metros de tilitos.

Ao todo foram observados sete horizontes de arenitos flúvio-glaciais com diferente coloração por cima do arenito de Vila Velha com uma espessura total de cerca de 102 metros.

D) — ARENITOS EÓLICOS DA ÉPOCA GLACIAL.

Entre os sedimentos da glaciação paleozóica sobressai um grupo de arenitos de granulação fina até média que aparece especialmente nos horizontes superiores da série Itararé e não pertence às formações flúvio-glaciais. Esse grupo de arenitos se desenvolve principalmente por cima de arenitos flúvio-glaciais, mas com frequência também imediatamente acima de camadas argilas unicolores, peloditos, debaixo das quais afloram varvitos, assim por exemplo entre os kms. 118 e 125 no perfil Pal-

meira-Ponta Grossa, onde já tinham chamado a atenção J. B. Woodworth (205) em sua viagem à América do Sul. J. B. Woodworth foi o primeiro a salientar a origem eólica dos arenitos, designando-os como "loessitos". Tanto Eugênio Paulo de Oliveira (131) como Viktor Leinz confirmam as observações de Woodworth, e Leinz aponta os sedimentos 10 kms. a sueste de Ponta Grossa como as típicas ocorrências de loessitos (95, págs. 18 e 96, pág. 4).

Desde então, na literatura geológica brasileira são frequentemente referidos os "loessitos", sem ser mencionado o aspecto comum de origem eólica. Dedicamos, portanto, especial atenção a essas "ocorrências de loessitos", afim de poder constatar a distribuição na região glacial examinada. Não são raras as ocorrências de loess como depósitos interglaciais e especialmente postglaciais em maiores distâncias da frente de glaciação ou na direção principal dos ventos das regiões de glaciação que transportaram material fino dos detritos das morenas, respectivamente dos solos de estrutura glacial, o que é um fenômeno bastante conhecido nas regiões da glaciação quaternária da Europa, América e da Ásia. E', porém, necessário salientar que o loess sempre ocorre fora das regiões de glaciação e das suas margens. Devido à isto, já Penck e Steinmann consideram o loess como produto de transporte eólico das morenas basais e fluviáteis. A posição das ocorrências de loess na periferia ou nas margens das zonas de glaciação foi especialmente ressaltada por Tutkowski (181), que se referiu ao fato de que acima das regiões do inlandsis se devem ter formado zonas de alta pressão atmosférica, das quais os ventos relativamente secos deslocam-se em direção às margens do gelo, removendo assim o material das morenas localizadas na frente do gelo principalmente no sentido oeste. A formação de depósitos de loess nas zonas marginais diante das regiões de glaciação é, portanto, uma ocorrência natural e necessária no fim de cada época glacial. O loess é um produto de regiões que estiverem congeladas; mas sempre em relação às regiões glaciais ele também ocorre como resultado da formação de desertos ou de estepes na China. Referimo-nos neste sentido à clássica "teoria de loess" de F. von Richthofen (158) em sua obra sobre a China e aos trabalhos especializados de Vladimir A. Obrutschew (Obruchev, 126) e

Merzbacher
loess na China,
da idade geológica

Com respeito
material de transporte
Keilhack (82)
o loess pela sua
de tais depósitos
dições de formação
fred Duecke
to dos grânulos
em relação íntima
cer as partes con
em arenitos eólicos
escreve como seg

"Die Erg
kaum noch da
zeit der aeolis
se im Elsvorla
wirkung auf d
Frost auf kah
niger breiten
eine ueberaus
zu einer relat
0,01 mm. Der
der entstanden
Frostsprenge
tergrundgestein
das Auswehru
gerungen, sond
blasungsmaterie

(*) Além disto o
do "loess" no America
1948, que chegou ao t
balho. A fonte citada t
arbow): "Loess types
"Glacial versus Deser
trabalhos sobre o prob
é de origem exclusiva
do pó de deserto. O lo
e o de origem de altas m

Merzbacher (113) (*). Baseado na grande espessura do loess na China, Richthofen refere o mesmo como de elevada idade geológica, julgando tratar-se de terciário.

Com respeito à concepção de que se trata no loess de material de transporte eólico originado das morenas glaciais, K. Keilhack (82), porém, oferece a importante objeção de que o loess pela sua composição granulométrica não poderia provir de tais depósitos que, quantitativamente, não estariam em condições de fornecer as granulações do loess. Em oposição Alfred Duecker (38 e 39) demonstra que um enriquecimento dos grânulos entre 0,1-0,02, respectivamente 0,01 mm, está em relação íntima com o efeito das geadas, que poderiam fornecer as partes consideradas como insuficientes por Keilhack em arentos eólicos de fina granulação e em loess. Duecker escreve como segue:

"Die Ergebnisse der heutigen Diluvialforschung lassen kaum noch daran zweifeln, dass waehrend der Entstehungszeit der aeolischen Sedimente periglaziale Klimaverhaeltnisse im Eisvorland herrschten. Die Moeglichkeit einer Frostwirkung auf den Erdboden war damit gegeben. Indem der Frost auf kahlen Wuestenboden, der sich als mehr oder weniger breiten Guertel um das vorrueckende Inlandeis legte, eine ueberaus intensive Sprengtaetigkeit entfaltetete, kam es zu einer relativen Anreicherung der Korngroesse von 0,1-0,01 mm. Der Wind aber sorgte fuer eine rasche Entfernung der entstandenen Kornanhaeuftung, wodurch die Basis der Frostsprengung in groessere Tiefen rueckte und neue Untergrundgesteine umwandeln konnte. Der Loess ist also nicht das Auswehungsprodukt unverwitterter glazigener Ablagerungen, sondern zum groessten Teil kann er als das Ausblasungsmaterial diluvialer Frostboeden angesehen werden.

(*) Além disto chamamos a atenção aos vários trabalhos referentes ao "loess" no American Journal of Science, Vol. 218, n.º 5, de maio de 1941, que chegou ao nosso conhecimento somente após ultimado este trabalho. A fonte citada traz um trabalho de V. A. Obruchev (Obruchev): "Loess types and their origin" (127) e de Birk Bryan: "Local versus Desert origin of Loess" (12). Das discussões dos referidos trabalhos sobre o problema do loess ressalta também que o mesmo não é de origem exclusivamente periglacial, porém também pode-se formar no pi de deserto. O loess de origem periglacial é denominado "cold loess" e o de origem de altas montanhas e de desertos da Ásia Central "warm loess".

Erst durch die Taetigkeit der Frostsprengung auf den Erdboden war die Bildung der Loesskoernung gegeben und damit die Entstehung des Loesses ueberhaupt. Ohne periglaciales Klima, ohne Bodenfrost und Frostsprengung keine Loessbildung." (39, pág. 127).

"Os resultados das atuais pesquisas do diluvium praticamente não deixam dúvidas de que durante a época de formação dos sedimentos eólicos dominavam condições climáticas periglaciais na frente das regiões de glaciação. Tornava-se assim possível a ação da geada sobre a superfície do solo. Desenvolvendo a geada uma ação desagregadora muito intensiva nos solos desérticos desnudados, que se repetunham em cintas mais ou menos largas ao inlandis do avanço, produziu um relativo enriquecimento dos grânulos de 0,1 a 0,01 mm. O vento por sua vez tratou de afastar com rapidez a aglomeração dos grãos, descendo assim a base e rompimento pelo frio à maior profundidade, podendo então transformar novas rochas do subsolo. O loessito portanto não é o produto da ventilação de sedimentos glaciais não decompostos, mas pode ser considerado em grande parte como material de transporte eólico dos solos diluviais congelados. Sòmente pela ação desagregante das geadas no inverno foi possível a formação dos grânulos do loess e, consequentemente, a constituição do loess em geral. Sem clima periglacial, sem geada no solo e desagregação pelo gelo não há formação de loessito". (39 pág. 127).

As nossas pesquisas no presente campo de trabalho sobre a glaciação paleozóica no Estado do Paraná revelaram efetivamente uma vasta distribuição de depósitos de areia eólica, ou melhor, depósitos de areia remudada, mas o que causa surpresa é que as pesquisas não confirmarem as abundantes ocorrências de loess citadas na literatura. E', portanto, necessário determinar em primeiro lugar o que se entende petrográficamente por loess e que constituem os depósitos de areias movediças de fina granulacão.

O loessito em sua composição mineralógica e estrutural é a rocha mais uniforme da terra. Walter Behrmann (6, págs. 494-496) menciona que não se pode distinguir entre si o loess da China, da Rússia, da Alemanha ou da América

Considerando-se a origem eólica, a teoria de Richtshof é a mais simples e natural. Seus pontos principais por ele mencionados, especialmente Merzbach e Obruchschew (142, págs. 367-373) provam que as planações de Richtshof e as geadas de loess também é de origem lacustre com formação por lavagem e forma o

Como composição química os loess são mencionados além de um conteúdo de 10-20% superiores por muitas vezes formando-se então novamente distintas concreções (Loess). Porém, é a composição granulométrica de 50-70% às dimensões granulares de 1/16 a 1/64 mm. Grânulos superiores até 0,5% da massa. Freqüentemente partículas angulosas e a fertilidade dos solos de

Todos estes caracteres de granulação fina ou média dos depósitos glaciais da Ponta Grossa—Teixeira Soares e rio Iguaçu de um lado e de outro lado. Também não mencionados na literatura de Ponta Grossa e Palmeira e perto de Mandaçaia (amostras n.ºs. 410, 411).

Sem dúvida Viktor Itararé. Assim, é de Santa Catarina, que é cu

ing auf den Erd-
gegeben und da-
pt. Ohne perigla-
spregung keine

do diluvium prã-
rante a época de
am condições cli-
ões de glaciação.
a sôbre a superfí-
ção desagregante
dados, que se an-
as ao inlandsis em
ento dos grânulos
ou de afastar com
o assim a base de
de, podendo então
loessito portanto
mentos glaciais não
n grande parte co-
os diluviais conge-
las geadas no solo
loess e, consequen-
l. Sem clima peri-
o pelo gêlo não há

de trabalho sôbre a
velaram efetivamen-
a eólica, ou melhor,
sa surpresa é, estas
corrências de loess-
ário determinar em
mente por loess e o
ças de fina granula-

gica e estrutura fi-
lter Behrman
ode distinguir entre
nha ou da América

Considerando-se a origem do loess como depósito subaéreo ou eólico, a teoria de Richthofen se comprovou como uma explicação simples e natural do problema, sendo confirmada nos seus pontos principais por tôdas as pesquisas posteriores. Especialmente Merzbacher (113), que discute os resultados obtidos por Obrutschew, e Siegfried Passarge (142, págs. 367-373) provam que as explicações de Obrutschew em seus traços fundamentais apenas confirmam as explicações de Richthofen. O material de pó para as formações de loess também é depositado em lagos, onde se forma então loessito lacustre com fina estratificação, ou o loess é remudado por lavagem e forma o loessito lavado (Schwemm-Loess).

Como composição químico-mineralógica característica do loess são mencionados além de 60-70% de sílica (SiO_2) especialmente um conteúdo de 10-25% de cálcio. O cálcio das camadas superiores por muitas vezes pode ter sofrido uma lixiviação, encontrando-se então novamente nas camadas inferiores em forma de distintas concreções (Loesskindl). Além disto são constatados 10-20% de silicatos de alumínio. Especialmente característica, porém, é a composição granulométrica do loess, da qual cabem 80-70% às dimensões granulométricas de 0,05 a 0,02 mm. ou 1/16 a 1/64 mm. Grânulos de 1 a 0,5 mm. perfazem no máximo até 0,5% da massa. Finalmente encontram-se no loess abundantes partículas angulosas ou lascadas, sendo também afamada a fertilidade dos solos de loess.

Todos estes característicos não são notados nos arenitos de granulação fina ou média na capa ou em horizontes inferiores dos depósitos glaciais da região estudada de Vila Velha entre Ponta Grossa—Teixeira Soares e São João do Triunfo—vale do Iguaçu de um lado e Lapa-Serrinha e rio Tibagi abaixo, de outro lado. Também não conferem para os sedimentos eólicos, mencionados na literatura como loessitos, a meio caminho entre Ponta Grossa e Palmeira (amostras n.ºs. 409, 443 e 444 MP) e perto de Mandaguia no perfil Palmeira-São Mateus do Sul (amostras n.ºs. 410, 411 e 441 MP).

Sem dúvida Viktor Leinz comprovou a existência de formações legítimas de loessitos dos horizontes glaciais da série Itararé. Assim, êle figura um diagrama do Rio do Sul em Santa Catarina, que é confrontado a um loess típico da Alema-

nha. Os diagramas são figurados a seguir, afim de serem comparados com os arenitos eólicos da série Itararé do Paraná, que foram examinados por nós e confrontados com um loessito do sul do Paraná — fora da região de Vila Velha — e uma curva de outro loess, de A. Duecker, do norte da Alemanha:

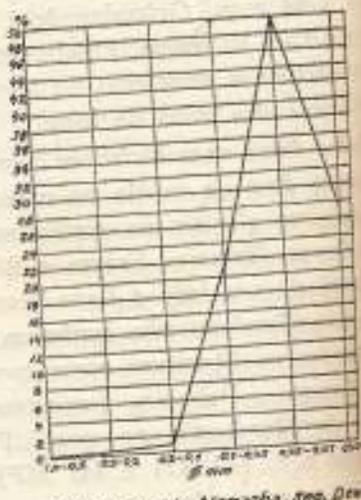
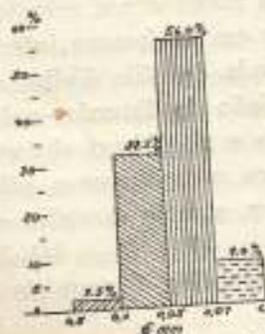
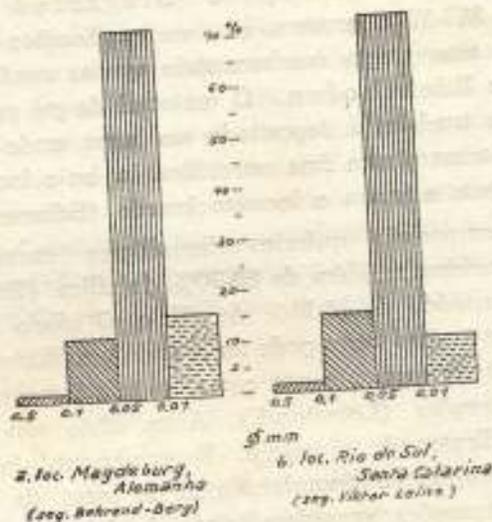


Fig. 15 — Confronto da composição granulométrica de loess quaternários da Alemanha com um loessito da série Itararé do Rio do Sul-Santa Catarina e um loessito de Agua Branca-Estado do Paraná.

Depósitos de pó de finíssima to acham-se, segundo os dados ou entre camadas flúvio-glaciais meridional. Baseado nos resultados sublinhar a observação de loessitos nas camadas glaciais raras. A região glacial ao Rio Paraná era zona de ação do material livre das morenas, de estrutura glacial. As regiões uma zona periférica do local mais ao sul e sudoeste. Assim loessito (fig. 15) no Paraná nas proximidades de Agua Branca.

Por outro lado, os arenitos caso apresentam a excelente de dunas, como pode ser visto das moveleças superiores ou comparação de todos os diagramas de mistura bem definida mais finos, muito bem rolados por areia moveleça de cavidades comuns de areias, e uma vasta planície. Trata-se de cavidades pelo vento e escudos de areia (fotos 40 e 41) e movimentos de cavidades pelo vento frequentemente nas vastas planícies do Brandberg, no deserto do rio Kuisib ou ao redor. Ali se acham muitas vezes base de longas filas de dunas moveleças. Os escudos de areia um pedestal especial e firmes. Suas formas, especialmente vastas planícies de pedregulhos eixos longitudinais colocados. A sua constituição mais larva abaulada ou ainda com uma

Depósitos de pó de finíssima granulação em forma de loessito acham-se, segundo os dados de Viktor Leinz, por cima ou entre camadas flúvio-glaciais na série Itararé do Brasil Meridional. Baseado nos resultados das nossas pesquisas só podemos sublinhar a observação de Leinz de que tais formações de loessitos nas camadas glaciais do Brasil Meridional são muito raras. A região glacial ao redor de Vila Velha no Estado do Paraná era zona de ação do vento (Verwehungsgebiet) sobre o material livre das morenas, das planícies de Sander ou solos de estrutura glacial. As regiões de depósitos do pó soprado em uma zona periférica do local de glaciação estão situadas muito mais ao sul e sudoeste. Assim ocorre o sedimento parecido à um loessito (fig. 15) no Paraná somente a noroeste de Rio Negro, nas proximidades de Água Branca.

Por outro lado, os arenitos examinados também em nenhum caso apresentam a excelente seleção dos grânulos de uma areia de dunas, como pode ser verificado principalmente nas camadas movediças superiores ou no cume de uma duna. Uma comparação de todos os diagramas que seguem, apresenta uma curva de mistura bem definida de grãos de areia mais grossos e mais finos, muito bem rolados, como se encontra no enchimento por areia movediça de cavidades ou bacias ou na base de aglomerações comuns de areias, que foram detidas por obstáculos em uma vasta planície. Trata-se, pois, de massas de areia de enchimento de cavidades pelo vento ou aglomerações em forma de escudos de areia (fotos 40 e 41). Tais escudos de areia e enchimentos de cavidades pelo vento nós mesmos pudemos observar frequentemente nas vastas planícies do deserto de Namib ao sudoeste do Brandberg, no deserto Skanz (! Ganswueste) ao sul do rio Kulsib ou ao redor de Luederitz na África Sul-Oeste. Ali se acham muitas vezes os escudos abaulados de areia na base de longas filas de dunas que atravessam as zonas de areia movediça. Os escudos de areia formam então em certo sentido um pedestal especial e firme para a areia movediça das dunas. Essas formas, especialmente a de escudos isolados de areia em vastas planícies de pedregulho, são ovais alongadas, estando seus eixos longitudinais colocados na direção predominante do vento. A sua constituição mais larga, mais comprida, mais rasa ou mais abaulada ou ainda com uma escarpa íngreme para o lado de so-



Fig. 15. Dep. Dewars
(20, pag. 124)

do quaternário da
Sul-Santa Catarina
Paraná.

tamento semelhante à dunas como corpos típicos de linhas aerodinâmicas, em cada caso especial depende das condições peculiares do vento na região: força, direção predominante ou alternância dos ventos. Mas há também escudos arenosos de grandes extensões. Neste caso nos desertos da Africa Sul-Oeste apresentam-se sem formas determinadas, sendo comparáveis a planícies de areia suavemente onduladas. Visto não ter à disposição no momento diagramas de seleção granulométrica das regiões de deserto da África e não sendo possível obter a literatura referente ao assunto, devido às condições da época, são figuradas a seguir para o fim de uma comparação com os diagramas dos sedimentos eólicos da época glacial os diagramas de uma areia de dunas e de dois arenitos eólicos de sedimentos legítimos de deserto. O diagrama da areia das dunas corresponde à uma análise mecânica de A. C. Trowbridge, cuja amostra foi tirada por C. K. Wentworth do cume de uma duna perto de Mineral Springs em Indiana e que foi figurada por W. Twenhofel (182). Nos dois arenitos do deserto traça-se de amostras do arenito de São Bento superior (Caiuá) dos sedimentos supra-basálticos do oeste do Paraná, dos quais o primeiro (amostra n.º 602 MP) corresponde à uma duna fóssil com estrutura de areia movediça, estratificação íngreme entrecruzada e o segundo (amostra n.º 601 MP) corresponde à um escudo de areia formado pela mesma areia movediça na base da duna. A respeito da ocorrência e da extensão do arenito de Caiuá no Estado do Paraná já fizemos referências nos anos de 1937, 1940 e 1941 (*).

(*) Relativamente ao arenito Caiuá Otávio Barbosa comunicou nos numa palestra no fim do mês de abril de 1945 no Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba o seguinte:

Durante uma sondagem em Presidente Prudente no Estado de São Paulo foram encontrados após a perfuração de camadas calcárias de Baurú acinzentadas, de espessura de 40 + 60 ms., arenitos vermelhos eólicos que se assemelham ao arenito Caiuá descrito por Chester W. Washburn e por nós. A continuação da sondagem revelou terem estes arenitos eólicos a espessura de 90 ms., e depois foram novamente encontradas camadas calcárias acinzentadas da série Baurú com 60 ms. de espessura. A respeito da lapa desta série de camadas não nos foi feita comunicação alguma. Otávio Barbosa supõe que a camada de arenito Caiuá do Estado do Paraná corresponde à camada de arenito eólico da série Baurú, se foi perfurada na sondagem de Presidente Prudente.

Se assim é, a constatação na sondagem de Presidente Prudente naturalmente seria de grande significação para a determinação da idade geológica do arenito Caiuá.

A composição granulométrica relativa à areia das dunas será confrontada conforme as us

No Paraná, o arenito Caiuá se é derrame de rochas eruptivas básicas, também camadas de arenitos, parcialmente no diabásio ou no meláfiro comumente, de maneira que se pode observar em maior parte de origem eólica a capa do arenito Caiuá no Estado

Estas verificações se acham em de Ch. L. Baker, Chester Florence e Gonzaga de C. mediante levantamentos de perfis a questão, de ser o arenito Caiuá, o dió das camadas da série de Baurú Caiuá aos sedimentos eólicos do Baurú. O problema não pode ser resolvido sem o registro de uma discordância e do conjunto das camadas do arenito Caiuá representa uma camada movediça, mais antiga do que as camadas médias da série Baurú.

Em virtude de Chester W. Washburn o arenito eólico imediatamente de "arenito Caiuá" precisamos ter o arenito São Bento superior. Os arenitos eólicos da série São Bento são rochas eruptivas "arenito de São Bento" na capa de "arenito São Bento" interpretação de Chester W.

A nós pessoalmente são os brancos no oeste de Minas como temos considerado como sendo o São Bento, deixando por isto interpretativamente como cretáceo (menciona estes arenitos (51, pag

Entretanto, o arenito Caiuá é estes arenitos. Em todo caso, a do alto interesse e importante para "Supra-basálticos" no Estado de produzidos da composição granulométrica a comparação com os arenitos eólicos contribuir um tanto para a elaboração de novos levantamentos e a decisão do problema acima não das formações geológicas por no do Paraná, mas serve apenas para a tipográfica do arenito Caiuá.

Visto que a vasta extensão das camadas calcárias da série Baurú eruptivas básicas, significaria a esta camada de arenito de Baurú.

A composição granulométrica comunicada por Twenhofel relativa à areia das dunas de Mineral Springs em seguida será confrontada conforme as unidades de Twenhofel com

No Paraná, o arenito Caiuá se desenvolve imediatamente por cima do derrame de rochas eruptivas básicas. Este derrame de trap revela na lapa também camadas de arenitos, parcialmente cozidos, e enchimentos de fenita no diabásio ou no meláfiro com areias que foram silificadas posteriormente, de maneira que se pode observar sedimentação de areias terrestres em maior parte de origem eólica desde a lapa do arenito São Bento até a capa do arenito Caiuá no Estado do Paraná.

Estas verificações se acham em plena concordância com as observações de Ch. L. Baker, Chester W. Washburne, Guilherme Florence e Gonzaga de Campos no Estado de São Paulo. Só mediante levantamentos de perfis exatos e extensos pode ser esclarecida a questão, de ser o arenito Caiuá do Estado do Paraná um membro métrico das camadas da série de Baurú ou não. Caso corresponder o arenito Caiuá aos sedimentos eólicos dos horizontes médios da série Baurú, então teríamos que registrar uma discordância de transgressão dentro da série Baurú. O problema não pode ser resolvido unicamente na base dos afloramentos e do conjunto das camadas no Estado do Paraná, pois segundo a opinião de Washburne o arenito Caiuá representa uma sedimentação post-vulcânica de areia vermelha, mais antiga do que as camadas calcáreas acinzentadas e as areias médias da série Baurú.

Em virtude de Chester W. Washburne ter denominado somente o arenito eólico imediatamente acima das rochas eruptivas básicas o "arenito Caiuá" precisamos tornar claro que esta denominação pertence ao arenito São Bento superior. Para diferenciar assim os dois tipos de arenitos eólicos da série São Bento denominamos o arenito na lapa das rochas eruptivas "arenito de São Bento inferior ou Botucatu" e o arenito na capa de "arenito São Bento superior ou Caiuá" de acordo com a interpretação de Chester W. Washburne.

A nós pessoalmente são conhecidos arenitos terrestres vermelhos e brancos no oeste de Minas como capa das camadas gonduânicas, as quais foram consideradas como sendo mais recentes do que as camadas da série São Bento, deixando por isto indecisa sua idade geológica, indicada provavelmente como cretáceo (101). Também Bruno v. Freyberg menciona estes arenitos (51, pág. 177).

Entretanto, o arenito Caiuá pela sua conformação não é idêntico a outros arenitos. Em todo caso, a questão ventilada por Otávio Barbosa é de alto interesse e importante para a posição estratigráfica dos sedimentos "sagra-basálticos" no Estado do Paraná. Talvez os diagramas aqui reproduzidos da composição granulométrica e as análises químicas mediante comparação com os arenitos vermelhos eólicos da série Baurú possam contribuir um tanto para a elucidação do problema até que estejam disponíveis novos levantamentos geológicos da região. Em caso algum esta solução do problema acima não tem influência na distribuição e expansão das formações geológicas por nós dada no novo mapa geológico do Estado do Paraná, mas serve apenas para levantar o debate sobre a posição estratigráfica do arenito Caiuá.

Visto que a vasta extensão do arenito eólico de Caiuá, desde as camadas calcáreas da série Baurú até imediatamente por cima das rochas eruptivas básicas, significaria uma discordância de transgressão, no futuro o arenito de Caiuá devia ser relatado como membro autônomo da série Baurú.

típicos de linhas aerodas condições peculiarredominante ou alterdos arenosos de granos da Africa Sul-Oeste sendo comparáveis à Visto não ter à diso granulométrica das possível obter a litedições da época, são paração com os diao os diagramas de os de sedimentos leos dunas corresponde ridge, cuja amos cumes de uma duna e foi figurada por s do deserto trata superior (Caiuá) dos aná, dos quais um lina fóssil com estreme entrecruzada onde à um escudo na base da duna. arenito de Caiuá no os de 1937, 1940 e

Barbosa comunicou Instituto de Biologia

no Estado de São calcáreas de Baurú, arenitos eólicos que W. Washburne estes arenitos eólicos encontradas camadas espessura. A res- comunicação alguma do Caiuá do Estado série Baurú, a qual

Prudente natu- ção da idade geo-

a análise do arenito de Caiuá n.º 602 MP do km. 9 da picada do rio Ivaí ao norte do nosso acampamento 10:

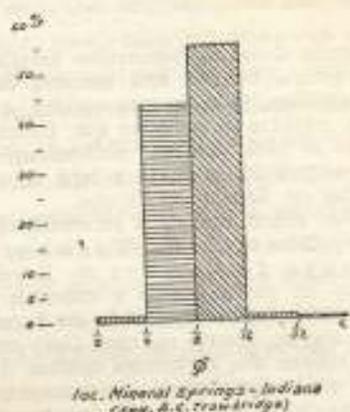


Fig. 16 — Composição granulométrica de uma areia no cume de uma duna (tirado do "Treatise de Sedimentation" de W. Twenhofel)

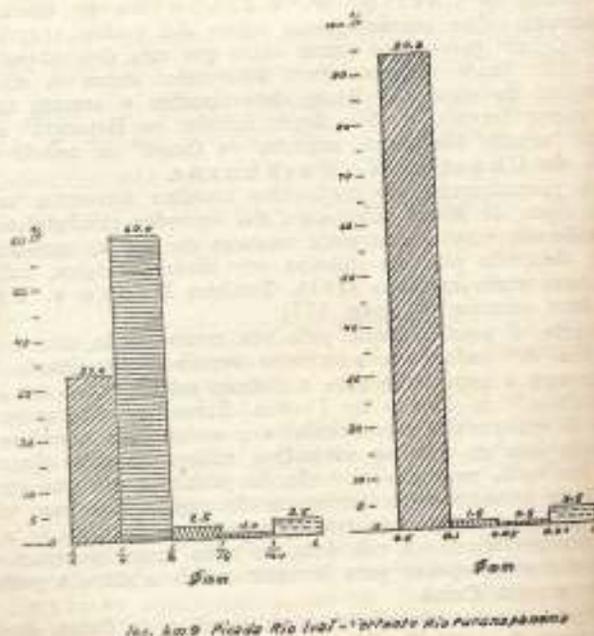


Fig. 17 — Composição granulométrica de um arenito desértico do n.º 602 MP. Altitude de 305 ms. sobre o nível do mar.

A composição granulométrica das zóicas do km. 9 da picada de Ivaí ao norte do 10 (vide esboço n.º 3) corresponde à análise mecânica granulométrica da América do Norte, somente o arenito apresenta granulação de um grão mais grosso. Não se acha confirmada a observação (186) de que a seleção pelo vento a principal no lado mais grosso que até agora não havia sido observada. O arenito de Caiuá do km. 9 responde, pois, de maneira típica à de uma areia movediça de dunas. A composição granulométrica quando em forma de escudo de areia na base do arenito Caiuá ao oeste da corredeira de Ivaí não mostra a seleção granulométrica do arenito das dunas n.º 602 MP, mas apr

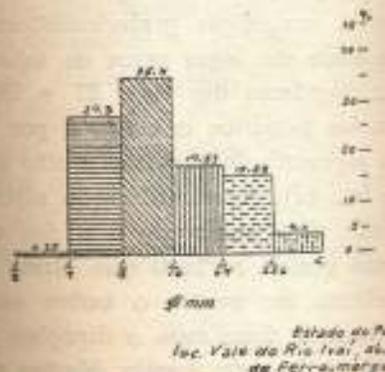


Fig. 18 — Composição granulométrica do arenito n.º 602 MP a oeste da corredeira de Ivaí.

No arenito n.º 601 MP. cabem 0,5 e 0,1 mm., no qual, porém, estão presentes dimensões de grânulos entre 1/2 e 1/4 mm. Os grânulos mais finos entre 1/4 e 1/8 mm. cabem 35,4% aos grânulos de dimensões maiores. O segundo componente de 27,3% também contém grãos mais grossos em 1/4-1/2 mm., a classificação segundo meias partes frac

MP do km. 9 da picada
mento 10:

1/2

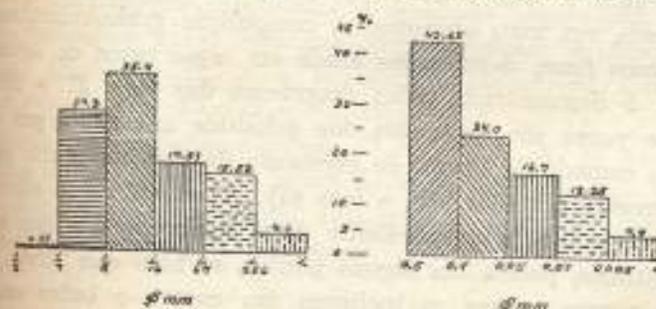
na areia no cume de uma
do W. Twenhofel).



Rio Paranaíba

arenito desértico Caiuá
e o nível do mar.

A composição granulométrica do arenito das dunas meso-
zóicas do km. 9 da picada de Ivaí ao norte do nosso acampamen-
to 10 (vide esboço n.º 3) corresponde de maneira excelente à
análise mecânica granulométrica da areia das dunas recentes da
América do Norte, somente o arenito de Caiuá n.º 602 é de uma
granulação de um grão mais grosso. Também a respeito d'êste are-
nito acha-se confirmada a observação de J. A. Udden (185 e
186) de que a seleção pelo vento apresenta a segunda porcen-
tagem principal no lado mais grosso do máximo, uma seleção
que até agora não havia sido observada na sedimentação em
água. O arenito de Caiuá do km. 9 da picada Ivaí-Paranaíba cor-
responde, pois, de maneira típica à composição granulométrica
de uma areia movediça de dunas. Em contraste acha-se outra
composição granulométrica quando se examinam os sedimentos
em forma de escudo de areia na base d'êste arenito de dunas. O
arenito Caiuá ao oeste da corredeira de Ferro no vale do rio
Ivaí não mostra a seleção granulométrica característica do are-
nito das dunas n.º 602 MP, mas apresenta o seguinte diagrama:



Estado do Paraná
1.º Vale do Rio Ivaí, abaixo da corredeira
de Ferro, margem esquerda

Fig. 18 — Composição granulométrica do arenito Caiuá abaixo do arenito
n.º 602 MP a oeste da corredeira de Ferro (amostra n.º 601 MP).

No arenito n.º 601 MP, cabem 42,6% a um máximo entre
15 e 0,1 mm., no qual, porém, estão contidos apenas 0,25% de
dimensões de grânulos entre $\frac{1}{2}$ e $\frac{1}{4}$ mm. e uma parte maior de
grânulos mais finos entre $\frac{1}{4}$ e $\frac{1}{8}$ mm. A maior porcentagem de
34,4% cabe aos grânulos de dimensões entre $\frac{1}{8}$ e $\frac{1}{16}$ mm. O
segundo componente de 27,3% também aqui se acha no lado dos
grãos mais grossos em $\frac{1}{4}$ - $\frac{1}{8}$ mm., quando se emprega a clas-
sificação segundo meias partes fracionárias. Neste arenito as duas

classificações granulométricas utilizadas produziram dois diagramas completamente diferentes. A distribuição porcentual granulométrica deste arenito eólico desértico da base da camada do arenito Caiuá do oeste do Paraná revela uma concordância surpreendente com um certo grupo de sedimentos eólicos da glaciação paleozóica dentro da série Itararé e justamente em sedimentos que até agora eram designados na literatura como loessitos. Ressalta da composição uniforme de todos estes arenitos que foram formados de uma areia eólica que sob idênticas condições sofreu outra forma de sedimentação do que uma duna. A forma deste sedimento eólico é a de uma extensão de planície abaulada, quer dizer a dum escudo chato arenoso, como se encontra atualmente em regiões de sedimentação eólica recente nos grandes desertos de areia — no Erg ou Areg — da Africa ou da Asia

Entre os kms. 118 e 125 no perfil Lagos—Ponta Grossa desenvolvem-se arenitos de tais formas de sedimentação imediatamente sobre peloditos vermelhos de estratificação muito fina (amostras n.ºs. 409b e 412 MP), que para cima apresentam misturas cada vez mais arenosas. A composição granulométrica dos sedimentos finos, depositados ainda em lagos rasos de águas de degêlo, é demonstrada pelos diagramas das figs. 27 e 28. Os arenitos puros são separados dos peloditos unicolores por meio de uma camada de 13 ms. de espessura de varvitos muito arenosos (amostra n.º 409a MP. e foto 45). A estratificação alternada em côres branca e avermelhada deste horizonte é a dos varvitos legítimos, porém em alguns pontos, se bem que ainda raramente alguns varves se inclinam um contra o outro em ângulos muito obtusos, o que denuncia água rasa e direções alternantes de movimento no fundo do lago de degêlo. Nestas camadas várnicas já se encontram 65,3% de areias finas e médias, junto de 30,7% de grãos finíssimos, limosos, ao lado de apenas 4% de argila pura abaixo de 0,002 mm. Tendo-se em conta o fino arredondamento dos componentes arenosos do horizonte várnico até as granulações de dimensões microscópicas, pode-se concluir que não se trata exclusivamente de depósito de água de degêlo, mas sim de um depósito adicional de areia em pó, qual foi levado pelo vento à superfície do lago. A lavagem dos detritos das morenas, das planícies de Sander e a reunião das partículas finas resultantes da congelação do solo depois do

cuo do inlandsis causou um... Especialmente a congelação do... neceu o material miúdo de... vado pelo vento dos lugares... formação para as zonas mar... areia eólica, na primeira fase... po que a lavagem das moren... aos poucos uma parte dos lag... água de degêlo da região gla... areia de grãos finos e médio... cada vez mais, crescendo de... sões dos grãos acima de 0,01... ponente dos grãos abaixo de... na seqüência de camadas co... mente, areia pura de origem... superfície de uma zona de... de Sander, porém não em fr... chimento das rasas bacias d... de areia suavemente abaula... tos de formações ainda argil... arenosas flúvio-glaciais para... eólicos ressalta dos diagrama

Acima das camadas várnic... n.º 409-a MP) o arenito de c... agora designado como loessit... seguinte composição granulo

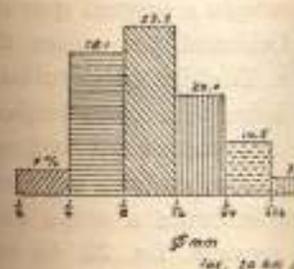


Fig. 19 — Composição granulométrica da camada acima dos varvitos da amostra n.º 409-a MP, 883-915 ms, sobre o perfil Palm...

em dois diagra-
 porcentual granu-
 e da camada do
 concordância sur-
 éólicas da gla-
 emente em sedi-
 ura como loessi-
 estes arenitos que
 ênticas condições
 a duna. A forma
 e planície abau-
 como se encontra
 recente nos gran-
 frica ou da Asia.
 ta Grossa desen-
 ntiação imediata-
 ção muito fina
 apresentam mis-
 anulométrica dos
 os de águas de
 gs. 27 e 28. Os
 cores por meio
 itos muito areno-
 ficação alternada
 e é a dos varvi-
 que ainda rara-
 outro em ân-
 e direções alter-
 to. Nestas cama-
 as finas e médias
 o lado de apenas
 o-se em conta o
 os do horizonte
 scópicas, pode-se
 depósito de água
 e areia em pó, o
 A lavagem dos
 e a reunião de
 olo depois do re-

no do inlandsis causou uma crescente aglomeração de areia. Especialmente a congelação do solo nas zonas livres do gelo forneceu o material miúdo de grânulos entre 0,1 e 0,01 mm., levado pelo vento dos lugares de enriquecimento das zonas de formação para as zonas marginais situadas mais ao sul. Esta areia eólica, na primeira fase do recuo do gelo, ao mesmo tempo que a lavagem das morenas e planícies de Sander entulhava os poucos uma parte dos lagos pouco profundos, formados pela água de degêlo da região glacial. Em todo caso, o conteúdo em areia de grãos finos e médios, bem rolados, para cima aumentava cada vez mais, crescendo de 20% na base até 92,7% nas dimensões dos grãos acima de 0,01 mm., ao passo que a parte componente dos grãos abaixo de 0,01 mm. diminuiu de 80% até 7,3% na sequência de camadas com 50-60 ms. de espessura. Finalmente, areia pura de origem eólica cobria em vasta extensão a superfície de uma zona de antigos lagos de degêlo e planícies de Sander, porém não em forma de dunas, mas sim como endimento das rasas bacias de água de degêlo e como escudos de areia suavemente abaulados. O desenvolvimento dos arenitos de formações ainda argilosas, argilo-arenosas e finalmente arenosas flúvio-glaciais para sedimentos puramente terrestre eólicos ressalta dos diagramas das figs. 26-28 e 19-24.

Acima das camadas várvidas do diagrama fig. 28 (amostra n.º 409-a MP) o arenito de coloração vermelho-clara, que foi até aqui designado como loessito (amostra n.º 409 MP) mostra a seguinte composição granulométrica:

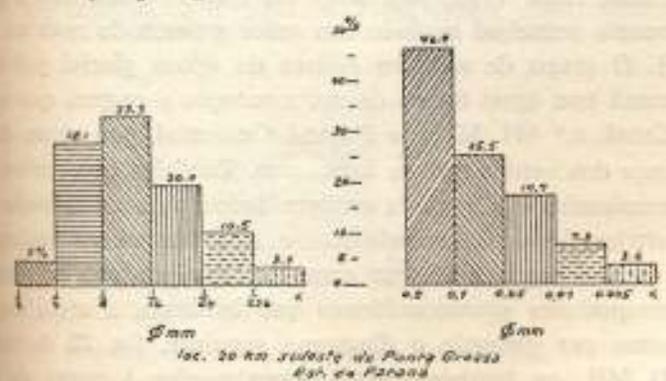
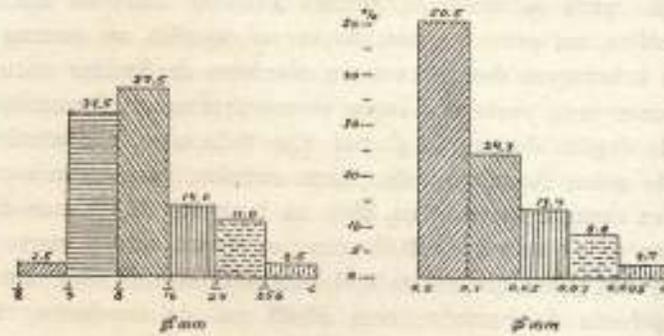


Fig. 19 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 409 MP. Camada acima dos varvitos da fig. 28. Cór vermelho-clara. Altitude 882-915 ms. sobre o nível do mar, kms: 120 a 123, perfil Palmeira-Ponta Grossa.

Um arenito semelhante ou igual, com coloração amarelada-escuro até avermelhado-clara, perto de Mandaguia e acima dos peloditos vermelhos n.º 412 MP. (fig. 26, vide também foto 40) revela o seguinte quadro da composição granulométrica:



loc. Mandaguia, Perfil Palmeira - São João do Triunfo Est. do Paraná

Fig. 20 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 410 MP. sul de Mandaguia, perfil Palmeira—São João do Triunfo, Cór: avermelhado-clara e amarelada. Altitude 935 ms. sobre o nível do mar.

A composição granulométrica de ambos os arenitos corresponde perfeitamente ao tipo do arenito Caiuá n.º 601 MP. do diagrama fig. 18. Todas as composições granulométricas dos arenitos eólicos da época glacial no Paraná estão de acordo com o que se observa nos sedimentos eólicos: o total dos grãos mais grossos ao lado do máximo sempre é maior do que o total dos grãos mais finos (183, pág. 232) ou que se acha um segundo componente principal no lado dos grãos grossos do máximo (183 e 186). O grupo de arenitos eólicos da época glacial paleocênica no Paraná tem igual forma de sedimentação e origem que o arenito Caiuá n.º 601 MP. do Paraná Ocidental por causa da semelhança dos ventos que os formaram. Também os arenitos eólicos examinados em seguida exibem todos uma composição granulométrica igual ou semelhante e nenhum destes sedimentos pode ser designado em rigor como loessito, embora se apresentem composições granulométricas que lembram a areia das dunas, como por exemplo o diagrama seguinte, fig. 22 do arenito n.º 441 MP., ou também certas aproximações à curva de loessito devido à granulação fina especial, como no arenito da fig. 23 amostra n.º 443 MP.



loc. km. 125 Perfil Palmeira

Fig. 21 — Composição granulométrica do arenito n.º 412 MP. do km. 125 do perfil Palmeira. Altitude: 850 m.



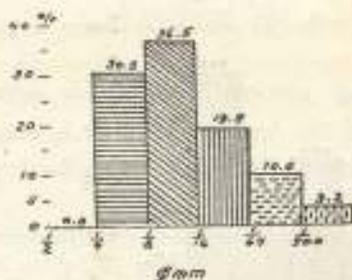
loc. km. 121,7 Perfil Palmeira

Fig. 22 — Composição granulométrica do arenito n.º 441 MP. do km. 121,7 do perfil Palmeira. Altitude: 883 m.



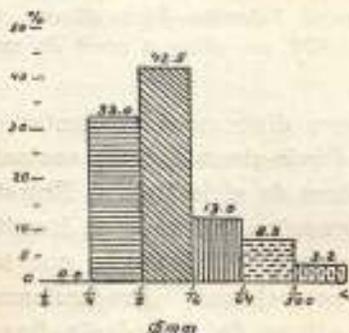
loc. km. 124 Perfil Palmeira

Fig. 23 — Composição granulométrica do arenito n.º 443 MP. do km. 124 do perfil Palmeira. Altitude: 906 m.



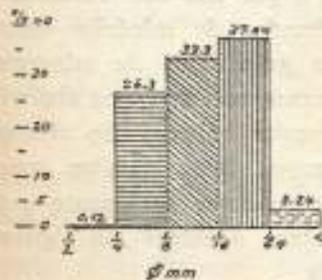
1st. km. 125 Perfil Palmeira - Ponta Grossa
(Am. n.º 444 M.P.)

Fig. 21 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 444-a MP, do km. 125 do perfil Palmeira—Ponta Grossa. Côr: vermelha. Altitude: 880 ms. sôbre o nível do mar.



1st. km. 121,7 Perfil Palmeira - Ponta Grossa
(Am. N.º 441 M.P.)

Fig. 22 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 441 MP, do km. 121,7 do perfil Palmeira—Ponta Grossa. Côr: vermelha. Altitude: 883 ms. sôbre o nível do mar.



1st. km. 124 Perfil Palmeira - Ponta Grossa
(Am. N.º 444 M.P.)

Fig. 23 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 444 MP, do km. 124 do perfil Palmeira—Ponta Grossa. Côr: vermelha. Altitude: 906 ms. sôbre o nível do mar.

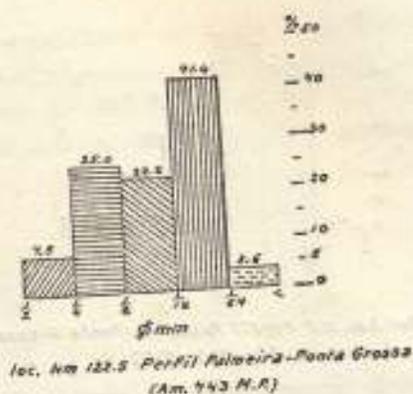


Fig. 24 — Composição granulométrica do arenito eólico n.º 445 do km. 122,5 do perfil Palmeira—Ponta Grossa. Cór: branca. Altitude: 899 ms. sobre o nível do mar.

Resumindo podemos dizer que sedimentos de areia eólica a par das formações flúvio-glaciais, estão vastamente espalhados nos horizontes superiores da série Itararé. Entretanto, são extremamente raras as formações legítimas de loessitos, como Vila Leinz as representa (95 e 96), o que também foi verificado por Leinz pessoalmente. Predominam na região de Vila Velha arenitos eólicos de granulação fina até média. A microscópio reconhece-se bom rolamento de todos os componentes até os mínimos grãos. Na fina farinha rochosa o quartzo apresenta decididamente a maior porcentagem de mineral, diferentemente com grande diferença e em pouca quantidade seguem-se feldspatos e o muscovita e por fim mui raramente a granulação algumas partículas minúsculas de minérios escuros ou outros fragmentos acessórios ou grãosinhos de minerais pesados. A quota de componentes puramente argilosos abaixo de 0,002 mm é muito pequena nos arenitos eólicos, não alcançando em nenhum algum mais de 4% da massa. Estes arenitos, consequentemente são muito friáveis, decompondo-se facilmente e nunca formam saliências na paisagem, como acontece em alguns lugares onde há arenitos flúvio-glaciais.

Também as análises químicas não revelam loessitos nas amostras examinadas, mas somente arenitos normais correspondentes a uma quota rica em quartzo e pobre em cimento argiloso.

Análises químicas de areias executadas por L. J. no Instituto de Biologia e

I Arenito Caiuá n.º 601 MP.	
SiO ²	61,48%
TiO ²	negativo
Al ² O ³	9,30%
Fe ² O ³	18,68%
FeO	0,22%
MnO	0,60%
MgO	3,04%
CaO	1,00%
Na ² O	0,50%
K ² O	2,31%
+ H ² O	4,65%
P ² O ⁵	negativo
SO ³	"
S	"
CO ²	0,12%
Perda ao fogo	0,16%
BaO	negativo
NiO	"
100,06%	

As análises referem-se a:

- I = Arenito de Caiuá, leito do rio Ivaí
- II = Arenito de Caiuá, zona Paranaíba
- III = Arenito eólico, estrada Palmeira
- IV = Arenito eólico, estrada Palmeira

TABELA N.º 6

Análises químicas de arenitos eólicos do Estado do Paraná, executadas por L. J. Weber e A. Leprevost, no Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba.

	I Arenito Caiuá n.º 601 MP.	II Arenito Caiuá n.º 602 MP.	III n.º 409 MP.	IV n.º 410 MP.
SiO ₂	61,48%	88,75%	87,06%	88,01%
TiO ₂	negativo	0,02%	negativo	negativo
Al ₂ O ₃	9,30%	1,80%	2,31%	1,59%
Fe ₂ O ₃	16,68%	2,30%	2,28%	3,72%
FeO	0,22%	0,10%	0,11%	0,19%
MnO	0,66%	0,31%	0,50%	0,70%
MgO	3,04%	2,24%	1,90%	1,63%
CaO	1,00%	2,00%	1,80%	1,10%
Na ₂ O	0,50%	0,24%	0,35%	0,31%
K ₂ O	2,31%	1,02%	0,86%	0,65%
+ H ₂ O	4,65%	1,08%	1,80%	1,88%
P ₂ O ₅	negativo	negativo	negativo	negativo
SO ₄	"	"	"	"
S	"	"	"	"
CO ₂	0,12%	0,02%	0,06%	0,10%
Perda ao fogo	0,16%	0,24%	1,02%	0,20%
BaO	negativo	negativo	negativo	negativo
NO	"	"	"	"
	100,06%	100,12%	100,05%	100,08%

As análises referem-se a material sêco a 110° C.

I = Arenito de Caiuá abaixo da corredeira de Ferro no leito do rio Ivaí.

II = Arenito de Caiuá do km. 9 da picada do rio Ivaí, Fazenda Paranavaí.

III = Arenito eólico da série Itararé do km. 122,5 da estrada Palmeira—Ponta Grossa.

IV = Arenito eólico da série Itararé ao sul de Mandaçaia, estrada Palmeira—São João do Triunfo.

E) — ARGILAS LAMINADAS DE COLORAÇÃO ALTERNANTE, VARVITOS, E ARGILAS UNICOLORES COM ESTRATIFICAÇÃO FINA, PELODITOS.

As argilas de côr avermelhada situadas imediatamente acima do arenito das Furnas na base de Vila Velha apresentam uma estratificação fina e alternante de camadas de côr avermelhada, mais clara e mais escura, formando assim as argilas típicas laminadas (Baendertone) ou "varves", como o geólogo sueco De Geer denominou a formação de bandas ou faixas (52 e 53). Baseado na estrutura várvida das argilas arenosas, Viktor Leinz introduziu no Brasil a designação de "varvito" (95 e 96), após as mesmas formações terem sido mencionadas anteriormente por Washburne como "Varve-clay" (196, págs. 30-31) e por nós como "farbige Baendertone" (196, pág. 20).

A coloração avermelhada do varvito como é encontrada em Vila Velha, porém, é rara; mais frequente achar-se nos varvitos estratificação alternante de côr cinza-esverdeada, cinza-azulada ou cinza-violeta. Na zona de decomposição, os varvitos desagregam-se em tênues folhinhas semelhantes à folhelhos que formam, na superfície, uma terra vermelha argilosa ou camadas azul-claras descoradas em estratificação alternante com terra vermelha. Somente nas fraturas recentes pode-se constatar a estrutura várvida.

Encontramos os varvitos dentro das camadas glaciais sempre da mesma forma em igual alternância entre arenitos, como se observa nos diversos horizontes de tilitos. Assim se acha com grande regularidade entre dois horizontes de arenitos umas vezes varvitos, outras vezes tilitos. Também se encontram, algumas vezes, argilas unicolores na capa dos varvitos. Com frequência as argilas laminadas se apoiam inicialmente sobre as argilas unicolores de estratificação fina, nas quais, contudo, já se observa a pronunciada estrutura várvida da estratificação successiva, faltando, porém, a alternância notável das côres nas diversas camadas.

Um grupo de varvitos — arenitos — tilitos possui sempre uma coloração igual ou semelhante, cinzenta, azul-cinzenta, verde-cinzenta ou avermelhada. As espessuras dos

variam muito nos diversos horizontes, até 1,00 cm. de espessura. A estratificação de varvitos mostra-se fina de varves com côres alternantes que cada camada de um metro de estratificação. Para a formação da água de degelo (de água doce diante da cornua) mandando muitos metros de varvito exigiu longas épocas de fusão do gelo, porém, nunca retrocedendo o degelo ficassem fora da esfera de influência que em caso contrário outras vezes interrompido a formação dos varvitos durante a sedimentação. A estratificação conservada estável dentro de um metro mediante a ação de reservas de água na sedimentação dos varvitos com a formação. Com o aumento do frio do gelo avançava de novo, de novo as várvidas e empurrando finalmente as mesmas. Porém, no recuo definitivo do degelo ficaram cada vez mais perto da frente glacial e do material que entrava regularmente, sendo a formação de varves e iniciada.

A sedimentação das espessuras, a expressão de condições estratigráficas durante um recuo estadal da frente glacial porádico de inclusões isoladas e fragmentos demonstra que mediante a ação da água bora parcimoniosamente, entrava a água grossa nas argilas várvidas. Também os fragmentos de empuxo especialmente observados nos varvitos e nos varvitos acinzentados do litoral de Teixeira Soares. A duração das camadas e diversos avanços do gelo pode ser

O ALTERNAN-
COM ESTRA-
5.

diatamente aci-
lha apresentam
de côr averme-
m as argilas tí-
como o geólogo
andas ou faixas
argilas arenosas,
ção de "varvi-
m sido mencio-
no "Varve-clay"
ndertone" (105,

é encontrada em
-se nos varvitos
a, cinza-azulada
varvitos desagre-
belhos que for-
osa ou camadas
ante com terra
-se constatar a

as glaciais sem-
e arenitos, como
ssim se acham
e arenitos umas
e encontram, al-
rvitos. Com fre-
mente sôbre ar-
e, contudo, já se
estratificação su-
as côres nas di-

os possui quase
nzenza, azul-cin-
suras dos varves

riam muito nos diversos horizontes, oscilando entre 0,1 mm. até 1,00 cm. de espessura. Um determinado horizonte de estratificação de varvitos mostra em tôda parte, ou estrutura muito fina de varves com côres cambiantes, ou faixas largas, de maneira que cada camada destas argilas glaciais com côres alterantes apresenta uma certa quantidade média de varves por metro de estratificação. Para depositar o fino material em suspensão da água de degêlo (Gletschermilch) em extensos lagos de água doce diante da correspondente frente do inlandsis, formando muitos metros de varvitos estratificados uniformemente, exigiu longas épocas de fusão das massas de gêlo. A frente do gêlo, porém, nunca retrocedeu tanto que os lagos de água do degêlo ficassem fora da esfera de ação da frente do gêlo, porque em caso contrário outras formas de sedimentação teriam interrompido a formação dos varves. Portanto, nos períodos do degêlo durante a sedimentação dos varvitos a frente do gêlo foi conservada estável dentro de determinados limites de oscilação mediante a ação de reservas do centro de glaciação, criando para a sedimentação dos varvitos condições estacionárias de longa duração. Com o aumento do frio e diminuição do degêlo, a frente do gêlo avançava de novo, derramando areias sôbre as argilas várnicas e empurrando finalmente morenas bassais por cima das mesmas. Porém, no recuo definitivo do gêlo os lagos de água do degêlo ficaram cada vez mais subtraídos da esfera de ação da frente glacial e do material em suspensão de água do degêlo que entrava regularmente, sendo com isto também encerrada a formação de varves e iniciada outra sedimentação.

A sedimentação das espêssas camadas de varvitos é, portanto, a expressão de condições estacionárias de longa duração durante um recuo estadal da frente glacial. O espargimento esporádico de inclusões isoladas com o diâmetro de vários centímetros demonstra que mediante pedaços de gêlo flutuantes, embora parcimoniosamente, entrava sempre de novo material mais grosso nas argilas várnicas. Tais pequenos seixos rolados isolados ou fragmentos de empuxo glacial, ainda angulosos, foram especialmente observados nos varvitos vermelhos de Vila Velha e nos varvitos acinzentados do km. 128,6 do perfil Palmeira—Bomfim Soares. A duração das condições estacionárias entre os sucessos avanços do gêlo pode ser determinada aproximadamen-

te pela espessura da camada e pelo número dos varves. Se há dúvida, cada camada clara e escura representa um ciclo de sedimentação, nitidamente delineado, de duas épocas diferentes. Se conseguirmos determinar com alguma certeza a duração de um destes ciclos de sedimentação poderemos facilmente calcular o tempo em que um banco inteiro de camadas de varvitos foi depositado. Admitindo com De Geer (52 e 53), Frazar (46), Kindle (84), Pettijohn (145), De Post (146), R. W. Sayle (164), W. Twenhofel (182 e 183), Chester W. Washburne (196), V. Leinz (95 e 96) entre outros, para tal ciclo a duração de um ano, reflete-se na estratificação alternante dos varvitos o ritmo bienal de verão e inverno. A sedimentação das camadas mais claras e mais espessas de granulação mais grossa, cabe então à estação relativamente mais quente do ano com nova afluência de água turva de degelo (Gletschermilch), da qual foram mais rapidamente precipitadas as partículas de areia mais grossa, consistindo principalmente de quartzo, feldspatos e minérios pesados. As partículas argilosas mais finas do lodo argiloso, colorido peculiarmente, precisavam de tempo mais longo e mais calmo para a sua sedimentação quando havia cessado a afluência de água de degelo na época de maior frio. A maior calma de água reinava no inverno sob o baixo da superfície congelada. Durante este tempo era sedimentado o material em suspensão mais fino de água de degelo, consistindo de substância de clorito, palhetas finíssimas de mica e outra farinha de rocha. Assim se revela em cada varve a transição muito paulatina das areias claras mais grossas na linha do varve mais escuro de argila finíssima. Depois da afluência de novo material começa outra vez a seguinte camada mais clara, consistindo de areia de quartzo mais grossa.

As argilas laminadas de Vila Velha representam a mais antiga camada de varvitos observada (amostra n.º 404 MP.) retamente depositadas sobre o arenito das Furnas. Aqui se encontra uma alternância de camadas de cor vermelho-clara de espessura de 1,5-2,5 mms. com estratos de grossura de 1,5-2,5 mms. e cor vermelho-escura, as quais juntas formam um varve de 2-4,5 mms. Ao microscópio vê-se como uma substância amarelada de clorito ou uma tênue casca de óxido de ferro envolve os grãos de quartzo. Um finíssimo precipitado

de óxido de ferro vermelho causado especialmente pelos exames de amostras e escuras ou 275 mms. Vila Velha está situada a nível do mar (vide perfil

O banco seguinte de Vila Velha é de cor cinza, a estratificação desta argila que em uma alternância de camadas claras e escuras são mais espessas e mais espessas a par da estratificação alternância por grupos de faixas (foto 39). As faixas claras e escuras de 0,75-3,5 mms. camadas claras e escuras, ou ótimo afloramento no vale de 775 e 793 ms. de altitude 421 MP. e fig. 14-a). Após pouco espessa de 4 ms. de arenito, segue-se no mesmo nível mais um banco de varvitos de três metros (amostra n.º 405 MP.) sedimentado é um tanto irregular se tornam mais grossos ou mais finos, nem sempre correm paralelas, têm a espessura de 1,5-8 mms. Paredes cinzentas, a de 1,5-8 mms. Paredes e escuras, ou 310 varves representam camadas várnicas arenosas e irregulares imediatamente após a água moderadamente movimentada os detritos de morenas na base do cinzento-escura, foram empurrados dentro de um lago de água de degelo regional da frente glacial principal do gelo, como se depositou por cima dos varvitos os arenitos

de óxido de ferro vermelho forma por si camadas delgadas, tendo causado especialmente a coloração destes varvitos. Em diversos exames de amostras foram constatadas 550 camadas claras e escuras ou 275 varves por metro. A camada perto de Vila Velha está situada entre 853 e 869 ms. de altitude sobre o nível do mar (vide perfil n.º 6, esboço n.º 3).

O banco seguinte de varvitos acima das camadas vermelhas de Vila Velha é de cor verde-cinzenta e violáceo-cinzenta. A estratificação desta argila laminada é de especial interesse, porque em uma alternância de 15-20 varves uma vez as lâminas escuras são mais espessas do que as claras e a outra vez as camadas claras são mais espessas do que aquelas, de maneira que a par da estratificação alternante fina ainda ocorre uma alternância por grupos de faixas (períodos de Brueckner? Vide foto 39). As faixas claras tem a espessura de 0,25-3,0 mms. e as escuras de 0,75-3,5 mms. Por metro cabem, em média, 660 camadas claras e escuras, ou 330 varves. A camada apresenta um ótimo afloramento no vale do rio Iguaçu perto do km. 11,5 entre 713 e 793 ms. de altitude sobre o nível do mar (amostra n.º 421 MP. e fig. 14-a). Após 7 ms. de arenito e uma camada muito espessa de 4 ms. de tilito violáceo-cinzento até azul-cinzento, segue-se no mesmo lugar, imediatamente acima do tilito, mais um banco de varvitos muito arenosos, com uma espessura de três metros (amostra n.º 422 MP.). A ordem das faixas deste sedimento é um tanto irregular, visto que os varves às vezes se tornam mais grossos ou mais finos na mesma camada e, finalmente, nem sempre correm paralelamente. As faixas claras, amareladas-brancas, têm a espessura de 2-6 mms. e as escuras, amareladas-pretas, a de 1,5-8 mms. Por metro cabem 620 camadas claras e escuras, ou 310 varves respectivamente. A sedimentação destas camadas várnicas arenosas, entremeadas de faixas mais largas e irregulares imediatamente sobre tilito indica a ação da água moderadamente movimentada, levando à conclusão de que os detritos de morenas na base dos varvitos, de coloração azul-escuro-escuro, foram empurrados pelo gelo diretamente para dentro de um lago de água de degelo. No recuo desta curta oscilação regional da frente glacial que procedeu a um avanço principal de gelo, como se depreende do perfil, foram depositados na base dos varvitos os arenitos límnicos da amostra n.º 418 MP.

(Vide fig. 14). O mesmo fenômeno se observa nas proximidades da cidade de Lapa na base do arenito flúvio-glacial vermelho do Morro do Monge. Também aqui é encontrado tilito sobre varvitos côr-de-chocolate ou violeta-escuro com faixas verde-claras. Nesta localidade o tilito jaz imediatamente sobre sedimentos de drift, depositados por um lago de degêlo. O afloramento do horizonte várvido seguinte tem côr verde-cinzenta contendo varves extremamente finos. Ele forma no km. 80 ao sul de Palmira o barranco da margem e o leito do rio Iguaçu (amostra n.º 423 MP). Apesar de estarem os varves formados mui regularmente acham-se na superfície de vários estratos ripplemark (Rippelmarken) perfeitos. Aqui estão intercalados a um grupo de camadas claras com 0,2 até no máximo 1,0 mm. estratos escuros de grande regularidade com apenas 0,1 mm. As faixas escuras foram tingidas de verde mediante substância de cloreto. A maior espessura observada nas camadas claras de 2,15 a 2,50 mms. inclui apenas uma camada verde-escura de 0,2 mm. Uma camada de varvitos semelhantes, de coloração idêntica a uma estratificação igualmente fina e alternante, está bem exposta num entalhe de vale no km. 128,6 do perfil Palmira-Rio d'Areia (amostra n.º 426 MP.). Arenitos de capa e de leito limitam nitidamente o horizonte, cuja espessura é de 22 metros entre 803 e 825 ms. sobre o nível do mar.

As construções de perfis geológicos revelaram que no km. 128,6 se trata do mesmo horizonte de varvitos como em Palmira. Em Palmira o horizonte encontra-se entre 767 e 786 ms. com a espessura de 19 ms. Porém, no km. 80 no rio Iguaçu a base não pode ser bem observada e medida. Visto que os afloramentos estão em linha reta norte-sul, distantes um do outro 32 kms., resulta uma inclinação dêste horizonte de camadas de $0^{\circ} 4' 12''$.

Os varvitos do km. 128,6 também apresentam apenas camadas verde-escuras, muito finas de 0,1 mm. entre estratos verde-claros de 0,2-1,5 mms. de espessura. Perto de Palmira onde as amostras foram tiradas das camadas inferiores, acham-se 1700 estratos alternantes coloridos por metro, ou seja 830 varves. No km. 128,6 foram contados os varves em diversos metros da camada média, sendo constatada de cinco metros de camadas uma média de 1490 estratos com coloração alternante

745 varves por metro. Nas camadas mais espessas. Em três de média, 680 varves por metro nas com uma espessura de 1,5 mm. 680 varves por metro, num total de 1020

Como varvitos de coloração verde-claro, ainda são encontrados em Guaiaca, os quais são cortados pelo horizonte de côr verde-cinzenta entre 890 e 907 ms. de altitude. Este horizonte antes de Mandaçala e entre Mandaçala e Guaiaca, apresenta 1184 estratos verde-escuros por metro, ou seja 442 MP.). Quase a mesma coloração das varves apresentam os dois horizontes entre os kms. 117 e 125,5 que são cortados por um banco de arenito. Os varvitos inferiores têm a mesma coloração e espessura como os superiores de sete metros. Eles são verdeados, azul-claros ou violeta. As camadas mais claras são de coloração viva, verde-parda ou verde-claro.

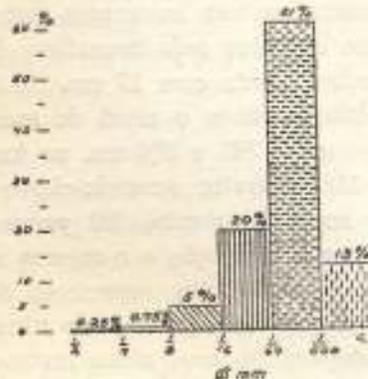
Ainda temos que mencionar os perfis dos kms. 117-123 do perfil de Mandaçala (amostra n.º 409-b MP) e do km. 106 do perfil de Mandaçala (amostra n.º 412 MP.). Nas camadas entre os kms. 117 e 123 pode-se verificar, a coloração tão fina como nos varvitos, a coloração alternante. Em contraste com o perfil de Mandaçala apresenta-se uma coloração que não venha expressa a nitidamente nas camadas escuras, pode-se distinguir facilmente um pouco mais claro de faixas verde-claras das côres é nitidamente verde-claras de côr, porém, não são tão distintas. Com certeza, o número de varves nesta argila limosa é estratificada. O exame granulométrico revelou

745 varves por metro. Na capa os varves se tornam um pouco mais espessos. Em três diferentes alturas foram contados, em média, 680 varves por metro. Assim o conjunto das camadas finas com uma espessura de 22 ms. apresenta uma média de 758 varves por metro, num total aproximado de 16 676 varves.

Como varvitos de coloração mais viva, na capa da série Itaipu, ainda são encontrados três horizontes entre Mandaçaia e Guaiçaca, os quais são cortados pela superfície do terreno. Um horizonte de cor verde-cinza com 17 ms. de espessura entre 890 e 907 ms. de altitude sobre o nível do mar no km. 109,5 antes de Mandaçaia e entre 843 e 860 ms. no km. 129 antes de Guaiçaca, apresenta 1184 estratos amarelo-claros até cinzentos e verde-escuros por metro, portanto, 592 varves (amostra n.º 442 MP.). Quase a mesma coloração e o mesmo número de varves apresentam os dois horizontes superiores de varvitos entre os kms. 117 e 125,5 que são separados do tilito, na base, apenas por um banco de arenito com cinco metros de espessura, bem como entre si por arenito com seis metros de possança. Os varvitos inferiores têm a espessura de oito metros e os superiores de sete metros. Eles se decompõem formando folhelhos averdeados, azul-claros ou verde-pardos (amostra n.º 442 MP.). As camadas mais claras são amarelas e as escuras têm cor verde viva, verde-parda ou verde-azul.

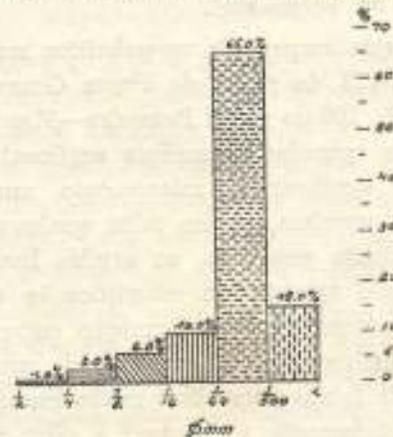
Ainda temos que mencionar os peloditos unicolores vermelhos dos kms. 117-123 do perfil de Ponta Grossa (amostra n.º 445 MP) e do km. 106 do perfil Palmeira—Mandaçaia (amostra n.º 412 MP.). Nas camadas vermelhas argilosas entre os kms. 117 e 123 pode-se verificar, ao microscópio, uma estratificação tão fina como nos varvitos, porém falta qualquer coloração alternante. Em contraste com isto, as argilas limosas vermelhas entre Mandaçaia apresentam estratificação várvida. Mesmo que não venha expressa a nítida formação entre cores claras e escuras, pode-se distinguir finas camadas de um vermelho um pouco mais claro de faixas vermelhas muito escuras. A alternância das cores é nitidamente verificável à olho nú. As diferenças de cor, porém, não são tão pronunciadas que se possa contar com certeza, o número de varves. Em todo o caso, também esta argila limosa é estratificada ritmicamente como os varvitos. O exame granulométrico revela uma composição um pouco mais

finas do que nos varvitos, como também é revelado pelos diagramas. Visto ser relativamente uniforme a composição granulométrica dos varvitos e dos peloditos, são confrontadas à seguir a título de ilustração apenas as composições granulométricas do varvito verde-cinzento do km. 128,5 antes de Guaiacá e das argilas limosas vermelhas do km. 106 antes de Mandaguá.



let. Mandaguá - Guaiacá (Am. N.º 442)
km. 128,5

Fig. 25 — Composição granulométrica de um varvito da série limosa do km. 128,5 no perfil Mandaguá-Guaiacá (amostra n.º 442 MP).
Côres: amarelo-cinza e verde escura alternantes.
Altitude: 843-860 ms. sobre o nível do mar.



let. km. 106 entre Serrinha - Mandaguá
(Am. N.º 412 - MP)

Fig. 26 — Composição granulométrica de um pelodito da série limosa do km. 106 do perfil Serrinha-Mandaguá (amostra n.º 412 MP).
Côr: avermelhada. Altitude: 905 ms. sobre o nível do mar.

O conteúdo em argila é relativamente reduzido. Em vista da presença de quartzo e da farinha de rochas, os outros componentes são em pequenas mínimas dos grânulos, pois da separação das partes arenoso-limoso do que argilas flúvio-glaciais examinados com a porcentagem de argila superior às dimensões das partículas de diâmetros tais como os sedimentos de glaciais com 24% e os sedimentos glaciais (fig. 37) com 21,5%.

Nos varvitos as dimensões das partículas são de 0,015 mm. (1/64) cabendo as mais finas e claras; os componentes mais grossos formam somente a linha média da curva, ao passo que as dimensões de 0,002 mm. se repartem entre as partículas que formam uma camada de varvitos claros e escuros. Pode-se considerar que o teor de argila provocar esta disposição das partículas com o mesmo material usado.

As raras inclusões vasculares de centímetros, encontradas posteriormente na camada de varvitos, já cortaram vários varvitos principalmente quando eram a

Uma outra composição granulométrica do que a dos varvitos, são as camadas flúvio-glaciais, representadas pelas argilas vermelhas na lapa entre os km. 106 e 128,5 (Fig. 27), que nos peloditos, já apresentam uma composição apresentando em certo sentido as argilas vermelhas unicolores e arenosas situados mais acima.

O conteúdo em argila pura de todos estes sedimentos é relativamente reduzido. Em vista da predominância das areias de quartzo e da farinha de rocha deste mineral, comparadas com todos os outros componentes minerais até as dimensões microscópicas mínimas dos grânulos, mesmo os varvitos e peloditos, depois da separação das partículas, apresentam um caráter mais arenoso-limoso do que argiloso. Apenas alguns dos sedimentos flúvio-glaciais examinados da região glacial apresentavam uma percentagem de argila superior a 14% da massa total, com dimensões das partículas de diâmetro inferior a 0,002 (1/500) mm., tais como os sedimentos de drift perto da cidade de Lapa com 34% e os sedimentos glacial-marinhos perto de Teixeira Soares (fig. 37) com 21,5%.

Nos varvitos as dimensões das partículas arenosas acima de 0,015 mm. (1/64) cabem exclusivamente às camadas espessas e claras; os componentes argilosos menores que 0,002 mm. formam somente a linha mais acentuada da camada de cor escura, ao passo que as dimensões de partículas entre 0,015 e 0,002 mm. se repartem entre as duas camadas de tal maneira que formam uma camada de transição paulatina entre os estratos claros e escuros. Pode-se experimentalmente no laboratório provocar esta disposição das camadas coloridas alternantes com o mesmo material dos grânulos mecânicamente separado.

As raras inclusões vastamente dispersas dos varvitos com dimensões de centímetros, em consequência de seu afundamento posterior na camada de lodo dos lagos de degelo, muitas vezes tortaram vários varves em sentido vertical ou inclinado, principalmente quando eram achatadas ou alongadas.

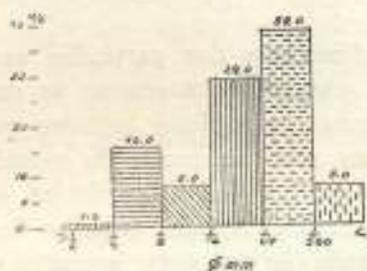
Uma outra composição granulométrica, um pouco mais grossa do que a dos varvitos e peloditos acima descritos, possuem as camadas flúvio-glaciais, das quais se desenvolvem os arenitos eólicos representados pelos diagramas 19-24. As camadas vermelhas na lapa entre os kms. 117 e 123 no perfil Palmeira—Bata Grossa (Fig. 27), que macroscopicamente são semelhantes aos peloditos, já apresentam misturas arenosas mais grosseiras, representando em certo sentido uma camada de transição das camadas vermelhas unicolores do diagrama n.º 26 aos varvitos arenosos situados mais acima (amostra n.º 409-a MP) e aos arenitos

delado pelos dia-
composição granu-
nfrontadas à se-
es granulométric-
es de Gualaca e
s de Mandaçais:

do da série Itararé
tra n.º 442 MP).
alternantes.
o mar.

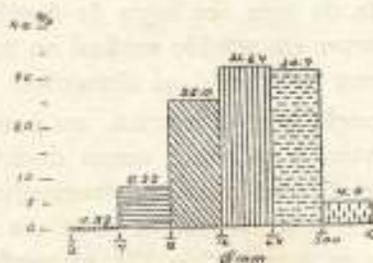
edito da série Itararé
stra n.º 412 MP).
nível do mar.

tos (amostras n.ºs. 409, 443 e 444 MP) dos diagramas n.ºs. 21 e 23 (vide fig. 28 da amostra n.º 409-a MP). Os varvitos com faixas brancas e vermelhas contêm também mais areias finas médias acima de 0,015 mm. do que componentes abaixo de 0,015 mm., e a composição granulométrica já lembra muito a composição dos sedimentos eólicos que seguem para cima. As faixas brancas desta camada várvida medem entre 0,5 e 4,0 mms. e as camadas escuras vermelhas entre 0,25 e 2,5 mms. com um total de 600 estratos claros e escuros ou 300 varves por metro (vide fig. 28 e foto 40).



121. Km 120/122 Perfil Palmeira-Ponta Grossa (Am. 409-b M.P.)

Fig. 27 — Composição granulométrica de um pelodito da série Itararé (amostra n.º 409-b MP) do perfil Palmeira-Ponta Grossa nos kms 121 e 122. Cór: vermelha. Altitude 855-867 ms. sobre o nível do mar.



117. Km 120/123 Perfil Palmeira-Ponta Grossa (Am. 409-a M.P.)

Fig. 28 — Composição granulométrica de um varvito arenoso da série Itararé (amostra n.º 409-a MP) do perfil Palmeira-Ponta Grossa nos kms 117 e 123. Côres: branca e vermelha alternadas. Altitude: 867-890 ms. sobre o nível do mar.

As camadas em relação à sua mentação pelo ao que decorre ternante. Elas vitos. Falta, por se uma referê número médio um metro de e em vista da m mais baixo do

Viktor I ções, um núme e 96, pág. 44). porém, mencio do uma média do Estado de Si por nós com 27 varves por metr dio de Leinz dando como bas poral, em núme tratos.

Visto que as saís lavadas par formadas duran estacionárias d do tempo de du é dado um pont deradas como in e separadas ou ou seja, avanços

Considerand anéis anuais que duração das con rante os períodos sito, glaciais arg

diagramas n.ºs. 19, (P). Os varvitos com mais areias finas e finas abaixo de 0,015 mm. é muito a comparar com a de cima. As faixas de areia têm 0,5 e 4,0 mms. e as de argila têm 0,5 mms. com um total de 10 varves por metro (vide

pelodito da série Itararé Grossa nos kms. 117-123 ao nível do mar.

Grossa

varvito arenoso da série Itararé—Ponta Grossa entre as camadas alternadas. ao nível do mar.

As camadas arenoso-argilosas de uma só cor indicam, em relação à sua composição granulométrica, que para a sua sedimentação pelo menos foi necessário um espaço de tempo igual ao que decorreu para a formação dos varvitos com coloração alternante. Elas são estratificadas em finas lâminas como os varvitos. Falta, porém, uma clara delimitação dos anéis anuais. Acha-se uma referência a respeito, tomando como base de tempo o número médio dos varves de todos os varvitos estudados para um metro de camada dos peloditos unicolores; obtêm-se então, em vista da mais fina granulação dos peloditos, antes um valor mais baixo do que um mais elevado.

Viktor Leinz calculou, baseando-se em suas observações, um número médio de 300 varves por metro (95, pág. 23 e 95, pág. 44). Chester W. Washburne (196, pág. 226), porém, mencionou Varve-clays de 400-820 varves por metro, dando uma média de 580 varves por metro dos sedimentos várvidos do Estado de São Paulo. O valor médio dos varvitos examinados por nós com $275 + 330 + 310 + 758 + 592 + 300$ é de 441 varves por metro de estratos, correspondendo assim ao valor médio de Leinz e de Washburne. Cremos que não se errando como base aos peloditos unicolores mais finos o valor temporal, em números redondos, de 450 varves por metro de estratos.

Visto que as argilas glaciais, como derivados de morenas baixas lavadas para uma zona com limitação determinada, só foram formadas durante os movimentos de retrocesso ou nas posições estacionárias da frente glacial, sua espessura dá uma indicação do tempo de duração de tais condições. Assim ao mesmo tempo dando um ponto de referência se tais épocas devem ser consideradas como interglaciais entre épocas de glaciação diferentes e separadas ou somente correspondem à oscilações passageiras, seja, avanços estadiais e retrocessos da frente glacial.

Considerando-se os varves verificados como expressão de anéis anuais que fornecem valores numéricos para determinar a duração das condições estacionárias da frente de glaciação durante os períodos de degelo e tomando-se o conjunto dos depósitos glaciais argilosos, obtêm-se os seguintes números de anos:

	espessura	varves	= anos
1 - Varvitos vermelhos de Vila Velha (amostra n.º 404 MP)	16 ms.	275	= 4 400
2 - Varvitos argilosos violáceo-cinzentos do km. 11,5 no vale do rio Iguaçu (amostra n.º 421 MP)	18 "	330	= 5 940
3 - Varvitos arenosos amarelo-cinzentos do km. 11,5 no vale do rio Iguaçu (amostra n.º 422 MP)	3 "	310	= 900
4 - Varvitos verde-cinzentos do km. 80 perto de Palmira, no vale do rio Iguaçu e no km. 128,8 entre os rios Guarauna e Guarauninha (amostras n.ºs. 423 e 426 MP) ...	22 "	758	= 16 676
5 - Varvitos amarelados e verde-acinzentados entre os kms. 113 e 150 no perfil Mandaguai-Guaicá (amostra n.º 442 MP)	15 "	592	= 8 880
	8 "		= 4 736
	7 "		= 4 144
6 - Peloditos de cor vermelha uniforme, com fina estratificação dos kms. 117-123 no perfil Palmira-Ponta Grossa e km. 106 no perfil Serrinha-Mandaguai (amostras n.ºs. 409-b e 412 MP)	12 "	450	= 5 400
7 - Varvitos brancos e vermelhos dos kms. 117-123 ao noroeste de Lago (amostra n.º 409-a MP)	13 "	300	= 3 900

Frente estacionária do inlandis durante os períodos de degelo 55 000 anos

As situações estacionárias da frente de gelo durante os períodos de degelo e recuo, antes que um novo avanço de gelo depositasse novamente areias sobre argilas várnicas, abrangendo portanto, um tempo de sedimentação para todos os varvitos e peloditos dos perfis estudados de 55 000 anos, em números arredondados. Naturalmente tal número de anos só vale, quando se preestabelece que cada estrato claro corresponde à um período de verão e cada um dos escuros à um inverno. Com isto cada varve corresponde à um ciclo anual e não à outros períodos de frio e de calor. Chester W. Washburne obteve na região de Pitanga no Estado de São Paulo para as sedimentações de argilas glaciais sob as mesmas premissas um valor semelhante

isto é, cerca de 58 000 (95, págs. 23 e 96, págs. os varvitos com uma idade de São Paulo, com números indicados pelo tem-se sobre os intervalos dado por Leinz, por peloditos. Segundo os dados total de 105 ms. e em São De outro lado ocorrem em Pitanga e 252 ms. servados em São Pedro, muito tempo na região (schuettungssande) ou principal de Pitanga, de degelo sobre a região de São

Os tempos fixados para as glaciais correspondem tanto as varvas glaciais depositadas e a frente temporária da não prevalecem para as glaciais, que se encontram Sander nos avanços de depósitos contemporâneos e sedimentados na mesma região antes de que durante o período em determinada distância de argilas várnicas. Também dado certo sobre a duração do tivesse transportado e tritos impelidos de morenas patentes na glaciação passada enormes espaços por enquanto ter a hipótese de se obter mais pontos de origem do material transporte e finalmente de morenas sob o inlandis dão os dados desejados para

anos	
4 400	
5 940	
930	
16 676	
8 880	
4 736	
4 144	
5 400	
3 900	
degelo 55 006 anos	

durante os períodos de avanço de gelo de-
glaciação, abrangem
os varvitos e
m números re-
sultante, quando se
relaciona a um período
de degelo.
Com isto cada
período de
deglaciação obteve na zona
de sedimentação das
argilas um valor semelhante,

isto é, cerca de 58 000 anos (196, pág. 226). Viktor Leinz (195, págs. 23 e 96, pág. 44), porém, só calculou 25 000 anos para os varvitos com uma espessura de 75 ms. de São Pedro no Estado de São Paulo, cerca de 40 kms. ao oeste de Pitanga. Os números indicados por Washburne e por Leinz repartem-se sobre os intervalos de cinco avanços de gelo. No valor dado por Leinz, porém, não foram considerados 29 ms. de pelotitos. Segundo os perfis acha-se na sondagem de Pitanga um total de 105 ms. e em São Pedro um de 104 ms. de argilas glaciais. De outro lado ocorrem 165 ms. de arenitos e 236 ms. de tilitos em Pitanga e 252 ms. arenitos e apenas 94 ms. de tilitos conservados em São Pedro. São Pedro, portanto, se achou durante muito tempo na região das areias de entulhamento frontal (Vorschuetzungssande) ou formações de Sander da frente glacial principal de Pitanga, de onde partiram diversos avanços estadiais do gelo sobre a região de São Pedro.

Os tempos fixados para a duração da sedimentação das argilas glaciais correspondem também à uma grande parte das areias flúvio-glaciais depositadas ao mesmo tempo entre lagos de degelo e a frente temporária das geleiras. As épocas verificadas, porém, não prevalecem para a espessura total dos arenitos flúvio-glaciais, que se encontram nos horizontes de varvitos, visto que os Sander nos avanços de gelo sempre de novo entulhavam os depósitos contemporâneos de areias e argilas várnicas, sendo sedimentados na mesma medida sobre till no retrocesso do gelo, isto é, que durante o contínuo degelo da frente glacial situada em determinada distância, de novo se dava a sedimentação de argilas várnicas. Também os algarismos não fornecem nenhum indício certo sobre a duração da própria glaciação. Até que o gelo tivesse transportado e repartido tão grandes massas de detritos impelidos de morenas sobre tão vastas regiões, como são presentes na glaciação paleozóica do hemisfério sul, devem ter passado enormes espaços de tempo, sobre os quais não podemos falar enquanto ter a mínima idéia. Certos dados para isto não se obter mais tarde, quando chegarmos a conhecer os pontos de origem do material impellido e com isto a distância de transporte e finalmente a velocidade do movimento dos detritos e morenas sob o inlandsis. Entretanto, os números calculados com os dados desejados para a solução dos problemas, se devemos

ver no ritmo de sedimentação da glaciação paleozóica a expressão de diversas épocas glaciais autóctonas, separadas por épocas interglaciais ou apenas avanços e recuos estadiais do gelo durante um único período de glaciação de longa duração.

As argilas glaciais, da mesma forma que os arenitos flúvia glaciais, são derivados dos tilitos, representando seus produtos mais finos de lavagem. Ainda que os depósitos durante a sedimentação sofram uma seleção em camadas especiais conforme as partes componentes arenosas e argilosas, devem êles numa natureza corresponder em sua composição mineralógica e química aproximadamente aos tilitos da mesma região, de onde se originaram. Quando o gelo atravessava enormes distâncias, principalmente sobre zonas de rochas eruptivas ácidas e básicas, e sobre rochas cristalinos ou rochas sedimentares, a composição média química dos tilitos, e igualmente a de seus derivados triturados, deve aproximar-se ou da análise das rochas eruptivas ou da mistura das rochas eruptivas e dos sedimentos em questão. Quando, por exemplo, o gelo se move sobre zonas com extensos depósitos de quartzito e granitos intrusivos, não se pode esperar que a análise química revele o conteúdo médio de SiO_2 das rochas eruptivas básicas e ácidas. Pelo contrário, o teor de SiO_2 há de baixar muito, quando se acham presentes muitas rochas calcáreas e dolomitos na massa impelida dos tilitos. Quanto maior for a região atravessada pelo gelo, tanto mais se pode esperar que na constituição variável das rochas desempenhe papel especial os sedimentos e xistos cristalinos, ao lado das rochas eruptivas básicas e ácidas. Nas zonas examinadas das camadas glaciais do Paraná Meridional predominam absolutamente os quartzitos no material impelido das morenas basais. De acordo com isto, o quartzo fornece a parte mineral predominante em todos os sedimentos glaciais na região de Vila Velha. As análises químicas dos varvitos e peloditos refletem, assim, em termos gerais a composição do material impelido dos tilitos, aproximando-se, pois, das análises químicas dos próprios tilitos. Somente algumas argilas glaciais da superfície do solo perto de São João do Purunã e de Engenheiro Bley deram outros valores em virtude de sua composição peculiar e, em parte, pelas influências de recentes processos de decomposição. Algumas argilas glaciais, como a de Engenheiro Bley e a massa fundamental dos depósitos

de drift do perfil P...
bram de longe por...
ciais quaternárias d...
por V. M. Golds...
gumas das argilas g...
guintes resultados

Análises químicas
Paraná, executadas
no Instituto de Bio...
comparadas com ar...
e o

	I Pelodito n.º 412 MP	Vu are n.º 40
	79,65%	84
	negativo	0
	3,69%	2
	4,71%	3
	0,10%	0
	0,21%	0
	2,93%	2
	2,16%	2
	0,22%	0
	0,59%	0
	4,38%	3
	0,39%	0
	negativo	neg
	"	"
	0,40%	0
	0,01%	0
	negativo	neg
	"	"
	não det.	nã
	99,78%	99

ciação paleozóica a expressões, separadas por épocas sucessivas estadiais do gelo durante sua longa duração.

Uma vez que os arenitos flúvio-glaciais apresentam seus produtos de deposição durante a sedimentação especiais conforme as condições locais, devem estes, numa mesma região, de onde se originam grandes distâncias, principalmente ácidas e básicas, existir, a composição média química de seus derivados triturados, com as rochas eruptivas ou dum tipo de sedimentos em questão, sobre zonas com extensos depósitos, não se pode esperar conteúdo médio de SiO₂. Pelo contrário, o teor de SiO₂ chamam presentes muitas rochas impelida dos tilitos. Quando o gelo, tanto mais se deve das rochas desempenhem cristalinos, ao lado das rochas examinadas das capadas predominam absolutamente as morenas basais. De acordo com a mineral predominante de Vila Velha. As análises refletem, assim, em traços de sílica dos tilitos, aproximando-se dos próprios tilitos. Somente aliado solo perto de São Luiz em outros valores em vista parte, pelas influências das algumas argilas glaciais, coadjuvando fundamental dos depósitos

de drift do perfil Palmeira—Rio d'Areia (vide tabela II) lembram de longe por sua composição a constituição das argilas glaciais quaternárias da Noruega, cuja análise média foi publicada por V. M. Goldschmidt (58). As análises químicas de algumas das argilas glaciais da região de Vila Velha deram os seguintes resultados:

TABELA N.º 7

Análises químicas de varvitos e argilas glaciais do Estado do Paraná, executadas por L. J. Weber e A. Leprevost, no Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba, comparadas com análises de duas argilas glaciais de São Paulo e da Noruega respectivamente.

I Pelodito n.º 412 MP	II Varvito arenoso n.º 400-a MP	III Varvito do km. 123,6 n.º 426 MP	IV Argila glacial de Eng. Bley	V Varvito do Estado de S. Paulo	VI Lama glacial diluvial da Noruega
70,85%	84,58%	76,70%	58,85%	74,10%	59,19%
negativo	0,07%	traços	não det.	0,70%	0,79%
3,89%	2,20%	9,50%	21,99%	10,85%	15,82%
4,71%	3,14%	4,17%	3,28%	1,43%	3,41%
0,10%	0,07%	0,93%	não det.	2,57%	3,58%
0,21%	0,85%	0,06%	negativo	0,03%	0,11%
3,93%	2,02%	2,15%	1,59%	1,52%	3,30%
2,10%	2,80%	0,85%	1,52%	1,30%	3,07%
0,22%	0,16%	1,47%	0,86%	2,00%	2,06%
0,39%	0,50%	2,15%	2,30%	2,80%	3,90%
4,38%	3,04%	2,08%	não det.	0,36%	3,02%
0,39%	0,21%	0,03%	0,25%	0,19%	0,22%
negativo	negativo	negativo	negativo	não det.	0,08%
"	"	"	"	"	0,07%
0,40%	0,08%	"	0,09%	+ H ² 1,61%	0,54%
0,01%	0,11%	"	8,65%	mat. carbonosa = 0,50%	—
negativo	negativo	negativo	negativo	nihil	—
"	"	"	"	não det.	—
não det.	não det.	0,25%	não det.	"	—
99,78%	99,92%	100,34%	99,58%	99,79%	99,18%

As análises referem-se a material sêco a 110° C.

- I = Pelodito vermelho (amostra n.º 412 MP) do km. 106 entre Serrinha e Mandaçaia.
- II = Varvito arenoso branco-avermelhado dos kms. 117-118 da estrada Palmeira—Ponta Grossa (vide foto 40).
- III = Varvito do km. 128,6 da estrada Palmeira—Teixeira Soares.
- IV = Argila glacial de Engenheiro Bley, Paraná.
- V = Varvito da sondagem C.P.B. n.º 1 (São Paulo), segundo Viktor Leinz (95 e 96).
- VI = Lama glacial diluvial (composição média) da Noruega segundo V. M. Goldschmidt (58).

Que os lagos de água de degêlo diante do inlandsis gondânico não estavam sem vida orgânica é provado pelos rastros de vermes que frequentemente são encontrados nas superfícies estratos dos varvitos perto de Vila Velha e no perfil Palmeira-Rio d'Areia. Também na "Geologia de Mafra" são citados os rastros nos varvitos de Santa Catarina. Os rastros de vermes e restos de fósseis de *Olivetrania santa catarinae* dos ardósios e curo de Anitópolis, antigamente referidos ao siluriano, são tipicamente considerados pelo Serviço Geológico do Brasil também como pertencentes à série Itararé. Carlota M. Maurer (110) e L. F. Moraes Rego (46) tinham indicado o "Ordoviciano" para o horizonte fossilífero. Aqui a mudança do siluriano ao permo-carbonífero é bastante estranha e inexplicável. A mudança da posição da idade geológica, do siluriano às camadas glaciais da série Itararé, é baseada nas observações e conclusões de Paulino Franco de Carvalho (14), que também colocara os arenitos glaciais carboníferos de Vila Velha no arenito das Furnas, eodevoniano, o que pelas recentes pesquisas não foi confirmado (vide também 129, pág. 269). A existência de camadas silurianas em Santa Catarina torna-se novamente provável pelos estudos recentes de Ruy Oreste de Freitas sobre o conglomerado de Baú da série Itararé (48, pág. 102).



Foto 40
Bancos de arenito eólico
Mandaçaia. Cor vermelha



Foto 41
Bancos de arenito eólico em forma de dunas
designados na literatura como loess
Altitude 915 m. Vista de NW p.
(Vide diagramas geológicos)



Foto 40

R. Maack

Faixas de arenito eólico em forma de escudo, ao sudoeste de Mandaguai. Cor vermelha e amarelo-ocre. (Vide diagrama n.º 20).
Vista NE à SW.



Foto 41

R. Maack

Faixas de arenito eólico em forma de escudo da série Itararé, que são designadas na literatura como loessitos; km 122,5 entre Lago e Ponta Grossa. Altura 915 m. Vista de NW para SE. Cores: vermelha, amarela e branca. (Vide diagramas granulométricos n.ºs. 19, 22 e 24).



Foto 42

R. Maack

Garganta de erosão, vossoroça, em arenitos argilosos flúvio-glaciais e argilas arenosas da série Itararé a leste de São Luiz do Purunã.
Vista N-S. Altitude 1015 e 1030 m.



Foto 43

R. Maack

Garganta de erosão por lavagem das chuvas, vossoroça, na antiga estrada de rodagem Ponta Grossa—Castro, entre Carambei e Tronco.
Vista S-N. Altitude 1026 m.

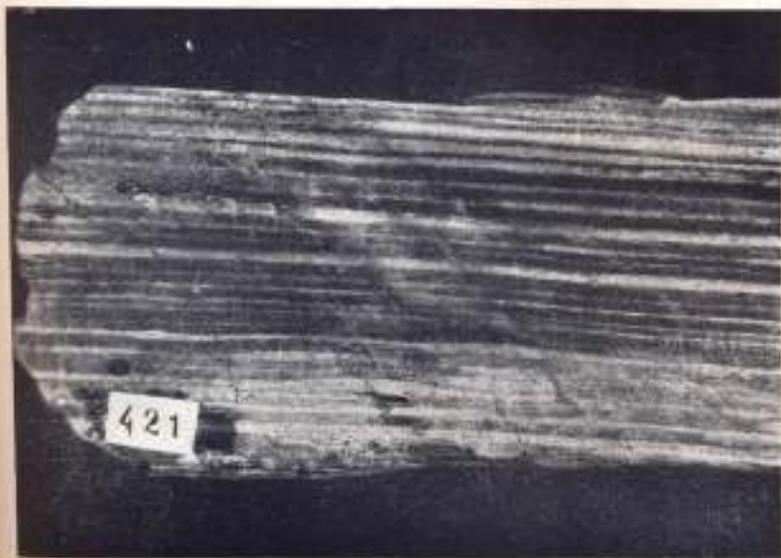


Foto 44

Varvito do km. 11,5 da margem direita do rio Iguaçu. O banco de varvito é especialmente interessante por uma alternância de 15-20 camadas largas escuras com faixas claras estreitas e vice-versa camadas largas claras com faixas estreitas escuras, cujo ritmo de alternância lembra os períodos de Brueckner. Cór das diversas faixas: clara = verde-cinzenta, escura = violeta-cinzenta. Altitude entre 775 e 793 m.



Foto 45

Amostra de uma camada várvida arenosa-argilosa com disposição um tanto irregular das varves. Amostra n.º 409-a MP, tirada no km 120 do perfil Lago-Ponta Grossa na base dos arenitos eólicos da foto 41. Cór: branca e vermelha alternando. Altitude entre 877 e 883 m.

F) — TILITOS (amostras n.ºs. 413, 414, 419 e 424 MP).

As argilas consolidadas com seixos e blocos (Blocklehme — Boulder-mudstones) da série Dwyka na África Meridional foram denominadas "Tilitos" por Albrecht Penck, denominação esta dada por comparação com o material impelido e argilas com detritos de morenas diluviais ou recentes, chamadas "Till", para evitar a designação pouco exata de "conglomerado glacial". Desde então é, geralmente, usada a designação proposta por A. Penck para as morenas basais solidificadas por diagenese, vindas de períodos antigos de glaciação. A natureza de depósito glacial do tilito é assegurada por tôdas as suas propriedades, de modo que se dispensam discussões sôbre o caráter glacial destas rochas no sul do Brasil.

Em estado ainda não decomposto achamos massas fundamentais em parte muito firmes de côr azul-cinzenta, verde-cinzenta, violeta ou amarelo-esverdeada, sem distribuição selecionada dos grânulos, com porcentagens muito variáveis de saibros, pedregulhos, seixos e blocos. Nas zonas de decomposição se desfaz o tilito muitas vezes em massas de argila limosa, que se desfolha esféricamente em forma de folhelhos de côr violeta-esverdeada, amarelada ou avermelhada. As massas que contêm seixos e blocos não apresentam estratificação, contrariamente aos depósitos do drift, onde os seixos e os blocos se acham em horizontes bem estratificados. Sem dúvida, os tilitos apresentam dentro da série Itararé os sedimentos mais significativos dos horizontes glaciais ao lado das camadas fossilíferas da transgressão marinha. Assim como os horizontes fossilíferos marinhos nos esclarecem a respeito da idade geológica da época glacial paleozóica do Brasil Meridional, as diversas espécies de rochas das morenas solidificadas em forma de tilitos indicam a procedência dêste material, a origem e a direção do movimento do gelo e com isto as antigas conexões geológicas durante a glaciação paleozóica do hemisfério sul, e o último horizonte de tilitos significa finalmente o processo definitivo do gelo.

Os tilitos se apresentam no mesmo ritmo determinado da sedimentação, como foi observado nos varvitos e peloditos, quer estes se acham com poucas exceções entre arenitos. O ritmo verificado por Viktor Leinz (95 e 96): tilito — arenito —

varvito — arenito — tilito também foi constatado em forma indubitável na região por nós pesquisada. Quando o ritmo de sedimentação se acha interrompido, observa-se uma alteração de fácies dos sedimentos do tipo continental para a sedimentação marinha ou achamos morenas basais impelidas diretamente sobre o fundo dos lagos de água de degelo. A transição da sedimentação continental-glacial para a sedimentação glacial-marinha, e o aparecimento de horizontes marinhos fossilíferos no interior, acima de depósitos de drift, encontra-se em uma linha de Várzea Grande no ribeirão d'Ouro sobre o rio do Sul, Taió e Boa Vista — Mafra, em Santa Catarina em direção ao km. 118 no perfil Palmeira—São João do Triunfo, como em direção ao km. 118 no perfil Palmeira—Rio d'Areia e de lá em diante sobre o rio das Almas em direção noroeste no Estado do Paraná. Ao sudoeste desta linha se acham no Estado do Paraná as localidades em fosséis marinhos em Guarauna, Rio d'Areia, Baitaca, Teixeira Soares e Passinho.

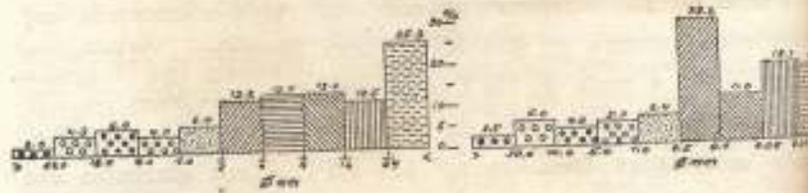
Se bem que a regressão do mar fosse precedida por um retrocesso geral do inlandsis, ao passo que a flora de *Glossopteris* conquistava as zonas livres de gelo e, depois da regressão do mar, as lagoas de água salobre das antigas regiões de inundação marítima, ainda se davam oscilações mais fracas e limitadas regionalmente da frente do inlandsis em retrocesso. Desta maneira *Glossopteris* foi novamente encoberta por Sanders nas regiões marginais ou periféricas diante do gelo e finalmente mais uma vez coberta pelo gelo que deixou depositado um tilito pouco espesso. Tal engranzagem de camadas glaciais da série Itararé e horizontes da série Tubarão foi, como já mencionámos, observada em diversas localidades do sul e norte do Paraná. O fim definitivo da época glacial gonduânica cai, segundo estas verificações, somente numa época posterior à regressão do mar glacial e bonífero.

1 — Composição granulométrica dos tilitos.

O horizonte mais antigo dos tilitos da região estudada, que aflora entre Restinga Sêca e Pugas, bem como nas proximidades

de Ponta Grossa, apresenta-se amarelada (amostra n.º 414) no km. 108,5 a oeste do rio das Almas, em consequência das areias e amareladas (amostra n.º 419 MP) e azul-cinzentas encontradas no km. 8,5, visto no perfil Palmeira—Rio d'Areia, além de Palmira no vale do rio das Almas, das quais em parte pôde ser observado. Em nenhuma das amostras verificável qualquer seleção de grãos, desde as pedregulhos grossos até aos pedregulhos finos, com porcentagens alternantes, intercaladas de seixos e blocos que ora são encontrados dispersos. Os diagramas granulométricos de amostras de tilito, de onde foram tiradas as curvas granulométricas, a seleção pode ser feita em cada uma das dimensões de grãos, mostrando um ou dois máximos nos sedimentos de drift, os primeiros de 30% dentro das amostras verificadas alternadamente em amostras médias, outra nos compostos expostos vemos que em um dos horizontes encontrados encontram inclusões de blocos de material impelido de seixos e blocos do que os encontrados em Pugas-Novos. Especialmente é o tilito de Palmira. Corresponde a seixos grossos, a massa bastante mais material triturado e limosa muito fina, como

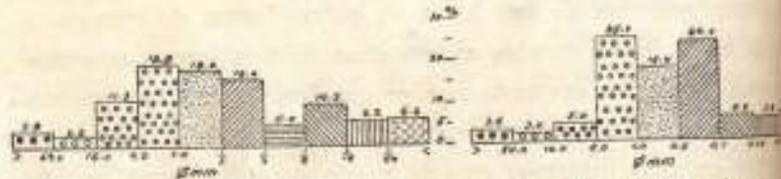
de Ponta Grossa, apresenta-se com côr verde-acinzentada até amarelada (amostra n.º 414 MP). Entre Serrinha e Mandaguaiá no km. 108,5 a oeste do rio Caniú, bem como em Guaiaca predominam, em consequência da decomposição, côres avermelhadas e amareladas (amostra n.º 413 MP). Côres cinzentas são encontradas no km. 8,5, violáceo-cinzentas no km. 11,5 (amostra n.º 419 MP) e azul-cinzentas até verde-cinzentas no km. 79 para além de Palmira no vale do rio Iguaçu (amostra n.º 424 MP), nas quais em parte pôde ser tomado material bastante solidificado. Em nenhuma das massas fundamentais não estratificadas é verificável qualquer seleção granulométrica. Tôdas as dimensões de grãos, desde as partículas componentes argilo-arenosas até aos pedregulhos grossos, sempre se acham entremeadas em percentagens alternantes, incluindo da mesma forma irregular areias e blocos que ora são juntados em núcleos, ora largamente dispersos. Os diagramas apresentam uma alternância da composição granulométrica de um lugar ao outro dentro do mesmo tilito, de onde foram tiradas as amostras. Sòmente uma constatação pode ser feita em cada análise mecânica, a saber, que nenhuma dimensão de grãos é enriquecida acima de 30% para formar um ou dois máximos especialmente notáveis, como acontece nos sedimentos de drift estratificados. Os componentes próximos de 30% dentro das massas fundamentais sempre são verificados alternadamente uma vez nos componentes grossos e outros, outra nos componentes finos. Em concordância com o que antes vemos que em um lugar determinado de tilitos sempre se encontram inclusões mais pobres ou mais ricas em seixos e blocos de material impelido. O tilito em Pugas é mais pobre em seixos e blocos do que os tilitos de Mandaguaiá, Guaiaca ou Paqueta-Novos. Especialmente rico em material impelido grosso é o tilito de Palmira. Correspondendo ao conteúdo porcentual de seixos grossos, a massa basal do tilito de Pugas apresenta muito mais material triturado e com isto uma composição arenoso-limosa muito fina, como demonstra o diagrama seguinte:



101. km 88,50 Perfil Serrinha-Palmira, Pugas.
(Am. Nr. 419 N.P.)

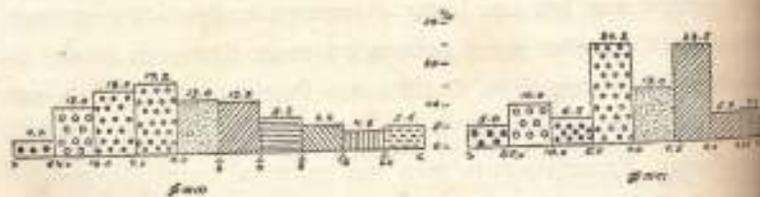
Fig. 29 — Composição granulométrica do tilito de Pugas entre os kms 88 e 94 (amostra n.º 414 MP). Cór: verde-acinzentada. Altitude: entre 858 e 836 ms. sobre o nível do mar.

Pelo contrário, os tilitos de Mandaçaia e Palmira apresentam uma composição de grãos muito mais grossos. De acordo com as inclusões mais ricas em seixos e blocos ambos os tilitos têm uma composição granulométrica semelhante na massa fundamental, como elucidam os seguintes diagramas:



102. km 108 Perfil Palmira-Guaraci, entre Serrinha-Mandaçaia
(Am. Nr. 413 N.P.)

Fig. 30 — Composição granulométrica de um tilito entre Serrinha e Mandaçaia (kms. 104-108,5). Cór: avermelhada e amarelo-cinza. Altitude: entre 833 e 864 ms. sobre o nível do mar (amostra n.º 413 MP).



103. km 78-80 no Rio Iguaçu, Vila Palmira
(Am. Nr. 414 N.P.)

Fig. 31 — Composição granulométrica do tilito de Palmira, entre os kms 78 e 80 no vale do rio Iguaçu. Cór: esverdeado-cinza ou azul-cinza. Altitude: 766 ms. sobre o nível do mar (amostra n.º 414 MP).

2 — Material impellido dos tilitos

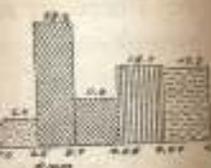
O conteúdo dos tilitos e constituindo uma coleção de grãos atritadas pelo gelo e, glaciação, é de alta importância a respeito do ponto de vista. Sem dúvida, o material das tilitos ma das rochas especialmente tilitos e blocos de quartzitos conhecidos em menor ou maior quantidade encontradas nos limites das tilitos. Portanto, a maior parte do material tilitos é estranha às regiões tilitos país. Apenas algumas inclusões tilitos série Itararé apresentam uma tilitos nhecemos entre as formações tilitos que ocorrem nas regiões que tilitos clusões e seixos são alguns tilitos pre-cambrianas da série de Mandaçaia e Agungui. A estes juntam-se alguns tilitos nito das Furnas, eodevaniano, tilitos este arenito. Na maior parte tilitos semelhante em todos os horizontes tilitos material exótico, cuja procedência tilitos O confronto macroscópico e tilitos lido com todas as amostras e tilitos se achavam à nossa disposição, tilitos raná, São Paulo, Minas Gerais e tilitos mitiu identificar a procedência tilitos te típicas como a dos quartzitos.

A maior parte do material tilitos ordem de dimensões, nos pedregalhos até 5 cms. de diâmetro. Seguem-se tilitos dos, muitas vezes alongados e blocos. Entre o material com estas dimensões tilitos encontradas chapas que apresentam tilitos desgastadas ou pedaços chatos e

1 — Material impelido dos tilitos.

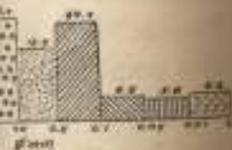
O conteúdo dos tilitos em material impelido fino e grosso constituindo uma coleção de amostras das várias rochas das regiões atritadas pelo gelo e, especialmente, da zona central de glaciação, é de alta importância para a futura solução das questões a respeito do ponto de origem e do caminho dos transportes. Sem dúvida, o material das rochas foi trazido de longe. Nenhuma das rochas especialmente notáveis, como em particular os seixos e blocos de quartzitos vivamente coloridos, chegaram a ser conhecidas em menor ou maior distância do lugar, onde hoje são encontradas nos limites das formações geológicas brasileiras. Portanto, a maior parte do material impelido das morenas baixas é estranha às regiões e locais, assim como é estranha ao país. Apenas algumas inclusões e uns poucos seixos na base da areia Itararé apresentam uma semelhança com rochas que conhecemos entre as formações geológicas do Brasil Meridional e que ocorrem nas regiões que foram roçadas pelo gelo. Estas inclusões e seixos são alguns filitos e quartzitos claros de rochas pré-cambrianas da série de Minas, i. é, das séries São Roque e Itaipuí. A estes juntam-se alguns arenitos que lembram o arenito das Furnas, eodevoniano, porém não precisam pertencer a este arenito. Na maior parte do material glacial impelido, sobretudo em todos os horizontes de tilitos, trata-se, porém, de material exótico, cuja procedência até hoje não foi estabelecida. O confronto macroscópico e microscópico deste material impelido com todas as amostras e lâminas de rochas conhecidas, que estavam à nossa disposição, provenientes dos Estados do Paraná, São Paulo, Minas Gerais e do Estado do Rio tão pouco permitiu identificar a procedência de rochas eruptivas especialmente típicas como a dos quartzitos de coloração muito viva.

A maior parte do material grosso impelido cabe, segundo a ordem de dimensões, aos pedregulhos e pequenos seixos de 0,5 a 1 cm. de diâmetro. Seguem depois seixos chatos-arredondados, muitas vezes alongados e blocos pequenos entre 0,1 e 0,6 m. Este material com estas dimensões frequentemente são encontradas chapas que apresentam por vezes apenas as arestas arredondadas ou pedaços chatos e compridos de filitos, quartzitos

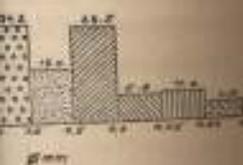


Furnas
entre os kms. 92
azul-cinza.
do mar.

Palmira apresenta
seixos. De acôrdo
ambos os tilitos
e na massa fun-
das:



Serrinha - Mandioca
entre Serrinha e Man-
marello-cinza.
amostra n.º 413 MP).



Palmira, entre os kms. 79
cinza ou azul-cinza.
amostra n.º 414 MP).

xistosos ou arenitos com hematita e limonita. Os blocos tornam-se cada vez mais raros com o aumento das dimensões. Os dois maiores blocos erráticos por nós observados nas camadas glaciais do Estado do Paraná encontravam-se no tilito entre Anta Magra e Volta Barra Grande no vale do rio Tibagi. Eram blocos de granito que estavam incluídos na massa fundamental consolidada de um tilito de cor verde-acinzentada com seus seixos longitudinais orientados na direção N 33° E (40,5 mag.). O maior dos blocos media 2,7 x 1,50 x 1,00 ms. e o menor 1,65 x 1,20 x 1,00 ms. Blocos com 3 ms. de diâmetro são mencionados por J. C. White e Euzébio Paulo de Oliveira em Santa Catarina e Paraná. Woodworth (205) descreve um bloco de 3 ms. perto de Sengés no Norte do Paraná. J. C. White (201) achou cinco blocos de tais dimensões ao longo da estrada de Rio Negro—Rio Negrinho, mencionando na mesma região um grande bloco com as dimensões de 3 x 3 x 2 ms. A raridade de blocos tão grandes, porém, ressalta igualmente o fato de que Viktor Leinz (95 e 96) em suas pesquisas que se estenderam por largo espaço entre São Paulo e Rio Grande do Sul só pôde observar tamanhos máximos de cerca de 1 metro cúbico. Blocos de quartzito e granito de tal tamanho foram por nós encontrados em quase todos os tilitos, assim em Lapa, Mandaguai, Palmira, Anta Magra, Campinas e outros lugares e também nos sedimentos de drift no km. 139 do percurso Palmeira—Rio d'Areia (foto 60). Blocos de quartzito, de granito e de granito com o diâmetro de 0,75 m. já são observados com maior frequência, se bem que largamente dispersados. Material impelido das mais variadas qualidades de rocha com diâmetro de 60 cms. para baixo é, porém, encontrado em tôdas as camadas delimitadas para pesquisas especiais de um horizonte de tilito:

Mediante a contagem de 200 a 400 seixos e blocos impelidos das mais variadas dimensões, de um lugar delimitado, contada esta, repetida várias vezes, em pontos muito distantes um do outro, conseguimos estabelecer a seguinte distribuição porcentual sobre as diversas qualidades de rochas em diferentes horizontes de tilito:

Conteúdo quantitativo

Espécie das rochas	Mandaguai
	kms. 102-105 amostra: n.º 413 MP.
Granito	19,0%
Granito-porfiro ...	—
Sienito	—
Quartzito	17,0%
Quartzito-porfiro ..	—
Dióclito	—
Quartzitos	39,0%
Quartzito-xistos ...	—
Quartzito de veios ..	3,0%
Granito	3,0%
Quartzito	—
Filitos	3,0%
Ardósio	4,0%
Arenitos	10,0%
Dolomito preto ...	—
	100,0%

Um sienito vermelho dos kms. 79-80 é frequente de Lapa (vide microfoto de dolomito, perto de Pugterial impelido contado, encontrados nos sedimentos de n.º 432 MP). Estriagem, raros impelidos sempre foram encontrados com pouca frequência (vide foto 60). As ardósias apresentam grandes de quartzitos a favor da estriagem (foto 61). No entanto, menos nitidamente a estriagem agora não se tem observado também em seixos de quartzito.

TABELA N.º 8

Conteúdo quantitativo de material impelido dos tilitos em porcentagem.

Espécie das rochas	TILITO DE				
	Mandaçala kms. 102-108 amostra: n.º 413 MP.	Pugas kms. 92-94 amostra: n.º 414 MP.	Palmira kms. 79-80 amostra: n.º 424 MP.	Papagaios Novos km. 108	Lapa amostra: n.º 461 MP.
arenito	18,0%	18,0%	20,0%	12,0%	24,2%
arenito-porfiro	—	1,0%	3,0%	—	1,0%
arenito	—	—	1,0%	—	3,0%
arenito	17,0%	13,0%	11,0%	8,0%	10,4%
arenito-porfiro	—	—	—	—	3,2%
arenito	—	—	2,0%	—	—
arenito	39,0%	30,0%	38,0%	34,0%	46,3%
arenito-xisto	—	—	2,0%	—	2,0%
arenito de veios	2,0%	—	2,0%	2,0%	6,7%
arenito	5,0%	9,0%	5,0%	2,0%	—
arenito	—	3,0%	4,0%	—	—
arenito	3,0%	7,0%	4,0%	14,0%	—
arenito	4,0%	11,0%	3,0%	—	—
arenito	10,0%	5,0%	6,0%	28,0%	9,2%
arenito preto	—	3,0%	1,0%	—	—
	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%

Um sienito vermelho achado perto de Palmira nos tilitos dos kms. 79-80 é frequente no material impelido perto da cidade de Lapa (vide microfoto 55). Além de três pequenos seixos de dolomito, perto de Pugas, não foi encontrado calcáreo no material impelido contado, porém em blocos grandes azul-acinzentados nos sedimentos de drift perto de Rio d'Areia (amostra n.º 422 MP). Estriagem, raspagem ou facetação dos detritos impelidos sempre foram verificadas esporadicamente, porém com pouca frequência (vide fotos 52, 53 e 61). Especialmente os xistos ardósios apresentam estriagem fina, mas também em blocos grandes de quartzitos a facetação unilateral é visível, bem como a estriagem (foto 61). No gnais foi verificada facetação, porém nunca nitidamente a estriagem; nos blocos de granito até agora não se tem observado estrias, mas sim facetação, como também em seixos de quartzo-porfiro (vide foto 52).

Se é possível reconhecer, tomando por base a estrutura, a textura, a composição mineral e a cor, os lugares de origem onde o gelo apanhou os granitos, os pórfiros, os sienitos e os gnais da base rochosa, compete ao futuro resolver. Não se pode atingir o objetivo sem fazer comparação de amostras e lâminas de todas as rochas em questão, das zonas que o inlandsis pode ter atravessado. Por este motivo foram preparadas lâminas de todas as amostras colhidas de rochas especialmente notáveis, afim de obter material de comparação. Não nos parece impossível a solução do problema de conhecer a origem do material dos detritos impedidos dos tilitos, especialmente tomando em consideração os diversos quartzitos com coloração vivamente azulada, avermelhada, púrpura ou violeta e azul-escura até preta com manchas vermelhas. Também entre as rochas eruptivas e as diversas variedades de gnais, sempre de novo aparecem tipos de rochas especialmente individuais, cuja característica se pode também reconhecer em amostras de pontos de origem muito distantes. Os quartzitos notavelmente coloridos acham-se em todos os horizontes de tilito e sedimentos de drift examinados. Tais quartzitos podem servir, sem dúvida, de seixos-guia, visto que são encontrados de membros de formações geológicas facilmente reconhecíveis, sendo mais fácil de identificar que os diversos plutonitos gnais em consequência da sua vasta dispersão. A direção verificada do movimento do gelo define então o quadrante da direção em que se deve procurar o ponto de origem.

Os quartzitos coloridos porcentualmente mais frequentes aqui brevemente mencionados, tendo-se de desistir de uma descrição petrográfica especial do material de seixos e blocos examinados, pois a esse respeito não cabe aqui estudo pormenorizado. Os quartzitos, notavelmente coloridos, que se encontram frequentemente em todos os horizontes de tilitos e de drift são especialmente:

1— Um quartzito violeta-escuro (amostra e lâmina n.º 43 MP) granoblástico, sem estrutura de cataclase, de uma granulção muito fina, uniforme. Entre pequenos grãos de quartzo pouco arredondados e principalmente angulosos encontram-se frequentemente alongados (60%) acham-se em abundância feldspato, ortoclásio (15%), microclínio (4%) e plagioclásio

esporádicos (2,5%), muscovita (5,5%) são ligadas entre si na base vítrea. A coloração avermelhada na lâmina matífico-limonítica.

2— Um quartzito avermelhado com coloração grossa e fina. Os cristais de feldspatos e cleos irregulares de quartzo são isoladas de 124 — 12 MP). Os cristais arredondados e microlíticos, oblongamente, angulosos. Alguns grãos de mica taclástica e extinguidos silicosos (16%) provavelmente entremeada entre os feldspatos seguem-se microclínio e sericita (1%) e cristais oblongamente alongados foi causada pelo movimento silicoso (vi

3— Um quartzito de cor cinza com porfiroblastos de feldspato (amostra e lâmina n.º 44) rece claramente arredondado ou retalhado, com bordas nítidas, muitas vezes massa fundamentalmente lembra a estrutura de cristais nicóis cruzados por feldspato consiste de finíssimos cristais maiores recristalizados saltam nitidamente cristais de feldspato

esporádicos (2,5%), bem como algumas palhetas de sericita e muscovita (5,5%) e partículas de minério (5%), as quais são ligadas entre si por um cimento silicoso, como por uma base vítrea. A coloração violeta-escura da rocha torna-se avermelhada na lâmina, sendo originada por penetração hematítico-limonítica do cimento (microfoto 54).

- 1—Um quartzito avermelhado até cor de púrpura com granulação grossa e fina de rápida alternância, sendo que nos núcleos irregulares de grãos finos sempre se encontram inclusões isoladas de grãos maiores (amostra e lâmina n.ºs. 424 — 12 MP). Os grãos maiores de quartzo em parte são meio arredondados e muitas vezes de forma oval ou estendidos oblongamente, ao passo que os grãos médios e finos são angulosos. Alguns grãos de quartzo apresentam estrutura cataclástica e extinção ondulosa. Quartzo (60%) e cimentos silicosos (16%) predominam. A massa fundamental é totalmente entremeada com pequenas partículas de minérios. Entre os feldspatos cimentados predomina ortoclásio (15%); seguem-se microclínio (5%) e plagioclásios (3%). Muscovita e sericita (1%) só aparecem em palhetas isoladas, estendidas oblongamente. Também aqui a coloração vermelha viva foi causada por influência hematítico-limonítica do cimento silicoso (vide microfoto 58).

- 2—Um quartzito de contacto de cor azul-prêta muito escuro com porfiroblastos de inclusões de feldspatos vermelhos (amostra e lâmina n.ºs. 424 — 10 MP). Ao microscópio aparece claramente a estrutura de contacto, material arredondado ou retalhado, fundido, com os limites dos cristais pouco nítidos, muitas vezes apagados, de forma esponjosa. A massa fundamental de quartzo é de granulação tão fina que lembra a estrutura vitrofírica. Porém com forte aumento e nicois cruzados pode-se verificar que a massa fundamental consiste de finíssimos cristais de quartzo com alguns grãos maiores recristalizados. Somente com os nicois cruzados ressaltam nitidamente a circunlimitação cristalográfica, como cristais de feldspatos, muitas vezes quebrados, e a textura

porfiroblástica. Alguns cristais de feldspatos isolados são reconhecíveis como microclínio e ortoclásio (maclas de Carlsbad). Na maioria dos porfiroblastos trata-se de indivíduos cristálicos muito difusos pela recristalização e deformação. A rocha apresenta assim com os nicos cruzados a estrutura típica de relictos ou Palimpsest (Relikten- oder Palimpsest-Struktur; vide microfotos 56 e 57).

O quartzito côr de púrpura sob n.º 2 também foi encontrado no tilito perto de Palmira, incluído sob a forma de fragmentos e grandes blocos de microclínio-biotita-granito vermelho, de granulação grossa do material impelido (amostra e lâmina n.ºs. 424 - MP). Os grandes feldspatos e quartzos dêste granito vermelho apresentam nos limites com os fragmentos de quartzito incluído uma extinção ondulante e deformações pela pressão (Quartzformen), respectivamente estrutura cataclástica (vide microfotos 59). Disto resulta claramente que o granito penetra intrusivamente na formação geológica que inclui os horizontes dos quartzitos vivamente coloridos. O granito de granulação grossa, portanto, é mais recente do que os quartzitos coloridos. Também o quartzito de contacto n.º 3 com seus porfiroblastos de feldspatos vermelhos do mesmo granito provém, provavelmente, da mesma formação dos quartzitos vivamente coloridos.

3 — Composição dos tilitos.

A composição mineralógica e química dos tilitos está de acôrdo com o conteúdo do material impelido e da farinha de rocha oriunda da trituração do material impelido. Desde o início não era de esperar que fôsse refletida no material dos tilitos examinados uma composição que lembrasse a análise das rochas eruptivas, isto devido à qualidade do material impelido. Se bem que as massas de gelo tivessem atravessado estas regiões, tendo lugar uma boa mistura do material pela trituração durante o longo trajeto, deve-se tomar em consideração que há de subir o conteúdo de SiO_2 em confronto com a média das rochas eruptivas em consequência da captação de

chas sedimentárias de
O material impelido
uma região, em que
ros, quase pretos, ap
meio dos quais també
zentas e dolomitos e
dos detritos impelido
em vista da mais fáci
cinzento-escuros e d
tos. Os quartzitos pr
do das morenas basa
e sienitos que entre
perfície das terras
movia o gelo. Tamé
rochas, granitos que
é revelado especialm
tos de quartzito em
morenas basais. Os
material dos detritos
e terceiro lugar. P
contrados, e entre u
lido contrados, só se
sio intersticial deco
rochas eruptivas há
mineralógico-químico
cional.

De acôrdo com
a principal parte m
sas dos tilitos aren
oclásio, microclínio
vita com 7% e mais
bem como finalme
rais pesados. Estes
partem desta mane
matita, 0,4% de
0,2% de rutilo e il

dos são re-
s de Carle-
indivíduos
deformação.
a estrutura
Palimpsest-

é encontrado
agmentos em
o, de granu-
n.ºs. 424 — 1
ito vermelho
tzito incluído
ão (Quetsch-
de microfot
tra intrusiva-
s dos quartz-
grossa, portan-
t. Também o
os de feldspa-
mente, da mes-

tos oscila de
da farinha ro-
Desde o in-
aterial dos til-
análise média
o material in-
travessado vas-
aterial pela tri-
m consideração
o com a análise
captção de ro-

das sedimentárias da base, como sejam quartzitos e arenitos. O material impelido dos tilitos do Brasil Meridional provém de uma região, em que por cima dos filitos coloridos e ardósios escuros, quase pretos, aparecem quartzitos notavelmente coloridos, no meio dos quais também devem existir camadas calcáreas azul-cinzentas e dolomitos escuros. Isto ressalta claramente da condução dos detritos impelidos, porque são achados, ainda que raramente, em vista da mais fácil decomponibilidade de tais rochas, calcáreos cinzentos-escuros e dolomitos pretos em companhia dos quartzitos. Os quartzitos predominam com 30-40% no material impelido das morenas basais. Seguem depois plutonitos ácidos, granitos e sienitos que entremeiam um extenso escudo de gnais da superfície das terras de uma região preglacial, sobre a qual se nevava o glêo. Também aparecem, em ambos os complexos de rochas, granitos que são mais recentes do que os sedimentos. Isto é revelado especialmente nas mencionadas inclusões de fragmentos de quartzito em blocos grandes de granito do material das morenas basais. Os granitos ocupam o segundo lugar entre o material dos detritos impelidos com 12-20% e o gnais com 8-17% o terceiro lugar. Plutonitos básicos de forma alguma foram encontrados, e entre mais de mil seixos e blocos do material impelido encontrados, só se achavam dois pequenos seixos de um diabásio intersticial decomposto e de granulação grossa. Portanto, as rochas eruptivas básicas não têm influência sobre a composição mineralógico-química da maior parte dos tilitos do Brasil Meridional.

De acôrdo com estas circunstâncias, o quartzo representa a principal parte mineral, quer dizer 58,5% da mistura das massas dos tilitos arenoso-limosos. Seguem-se 23% de feldspatos, ortoclásio, microclínio e plagioclásios, e depois mica clara, muscovita com 7% e mais 4% de substância de clorito e 3% de calcita, além como finalmente 4,5% de componentes acessórios e minerais pesados. Estes 4,5% de minerais pesados acessórios se repartem desta maneira: 1% de granada, 2% de magnetita e hematita, 0,4% de zirconita, 0,4% de biotita, 0,3% de apatita, 0,2% de rutilo e ilmenito, 0,1% de hornblenda e 0,1% de epidoto.

O material das granulações menores e mínimas na massa fundamental dos tilitos representa em primeira linha um produto de trituração físico-mecânica, sendo excluídas quaisquer influências importantes de decomposição química. Um cálculo aproximativo dos valores de SiO_2 em base do conteúdo dos detritos impelidos pode, pois, demonstrar com boa aproximação que os valores médios da análise das rochas eruptivas não se podem refletir na composição química da maior parte dos tilitos do Brasil Meridional. Viktor Leinz supunha que os valores da análise dos tilitos por ele examinados de Sengés e de Ipanema com seu alto conteúdo de SiO_2 representavam casos especiais (95, pág. 14 e 96, pág. 36). Ele explicava tais casos especiais em consideração dos numerosos quartzitos e arenitos nos detritos impelidos mediante uma espécie de morena local, acreditando que a composição geral dos tilitos do Brasil Meridional esteja impressa nos valores do tilito de Barra Bonita, o qual só contém 59,32% de SiO_2 . A composição total do tilito de Barra Bonita correspondia de maneira excelente à uma análise média das rochas eruptivas segundo Clarke-Washington, a qual também foi repetida por V. M. Goldschmidt (95, pág. 12 e pág. 37, como também 57, pág. 6). O tilito de Barra Bonita examinado contém, porém, apenas 2% de quartzitos a par de 16% de calcáreos, 8% de mármore e 16% de hornfels. Nossas pesquisas atuais neste assunto deram o resultado que só muito raramente se acha tal composição do material das morenas podendo declarar a mesma para o Paraná como caso único. Sobre a parte predominante do material impelido, em uma fração extensa, é fornecida por quartzitos coloridos diante de granitos e gnaises, ao passo que calcáreo só aparece esporadicamente. Comparados com os resultados das pesquisas aqui mencionadas do sul do Paraná, os tilitos de Sengés no Norte do Paraná e de Ipanema em São Paulo, examinados por Leinz, não representam casos especiais, mas sim correspondem por sua composição absolutamente ao tipo comum dos tilitos do Brasil Meridional.

Segundo a composição porcentual do material impelido em tilitos, seixos e blocos, pode-se calcular à base da tabela 1 os valores seguintes de SiO_2 :

Cálculo do conteúdo
baseando-se na constituição

Espécie das rochas	Conteúdo aproximado em SiO_2	Maneja. am. n.º 4
tilito	70%	1
tilito-pórfiro	70%	2
tilito	60%	3
tilito-pórfiro	70%	4
tilito-pórfiro	75%	5
tilito	50%	6
quartzitos	85%	7
tilito-xistos	90%	8
tilito de veios	100%	9
tilito	60%	10
tilito	60%	11
tilito	50%	12
tilito	50%	13
tilito	90%	14
tilito	—	15
tilito aproximado	—	16
SiO_2 total	—	17

O conteúdo em SiO_2 aumenta de calcáreo e arenitos no material impelido. Os SiO_2 calculados aproximados e blocos dos detritos representam uma certa quota de cada um dos diversos tipos de rochas. Os valores aproximados, sobre os seguintes valores das

TABELA N.º 9

Cálculo do conteúdo aproximado em SiO² dos tilitos baseando-se na constituição do material detrítico de transporte:

Tilite	Conteúdo aproximado em SiO ²	TILITO DE				
		Mandaçaia kms. 102-108 amostra: n.º 413 MP.	Pugas kms. 92-94 amostra: n.º 414 MP.	Palmira kms. 79-80 amostra: n.º 424 MP.	Papagaios Novos km. 108	Lapa amostra: n.º 461 MP.
.....	70%	13,3%	12,6%	14,0%	8,4%	16,9%
.....	70%	—	0,7%	2,1%	—	0,7%
.....	60%	—	—	0,6%	—	1,8%
.....	70%	11,9%	9,1%	7,7%	5,6%	7,28%
.....	75%	—	—	—	—	2,4%
.....	50%	—	—	1,0%	—	—
.....	35%	37,0%	28,5%	36,1%	32,3%	43,99%
.....	90%	—	—	1,8%	—	1,8%
.....	100%	3,0%	—	2,0%	2,0%	0,7%
.....	60%	3,0%	5,4%	1,8%	1,2%	—
.....	60%	—	1,8%	2,4%	—	—
.....	50%	1,5%	3,5%	2,0%	7,4%	—
.....	50%	2,0%	5,5%	1,5%	—	—
.....	90%	9,0%	4,5%	5,4%	25,2%	9,08%
.....	—	—	—	0,0%	—	—
.....	80,7%	71,6%	78,4%	82,1%	84,64%

Quimicamente não analisados

O conteúdo em SiO² é influenciado em primeira linha pelo conteúdo de calcáreo e dolomito e pela diminuição dos quartzitos e arenitos no material impellido. Em confronto com os valores de SiO² calculados aproximadamente baseado na contagem de seixos e blocos dos detritos impellidos, os quais naturalmente têm uma certa quota de ferro em vista da distribuição irregular dos diversos tipos de rochas num mesmo tilito e das porcentagens aproximadas, sobre as quais foi baseado o cálculo, acham-se os seguintes valores das análises químicas:

TABELA N.º 10

Análises químicas dos tilitos do sul do Estado do Paraná executadas por L. J. Weber e A. Leprevost, no Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba comparadas com as análises de tilitos indicadas por Viktor Leinz (95, pág. 12 e 96, pág. 37).

	TILITOS DO SUL DO PARANÁ			TILITOS DO NORTE DO PARANÁ E S. PAULISTA	
	I Tilito de Manducaia amostra: n.º 413 MP.	II Tilito de Pugas amostra: n.º 414 MP.	III Tilito de Palmira amostra: n.º 424 MP.	IV Tilito de Barra Bonita (Paraná)	V Tilito de Ipaussuranga (São Paulo)
SiO ₂	79,82%	70,27%	77,22%	56,32%	83,27%
TiO ₂	negativo	negativo	0,27%	0,55%	0,43%
Al ₂ O ₃	2,27%	6,61%	5,94%	12,54%	1,81%
Fe ₂ O ₃	5,28%	4,66%	3,64%	2,29%	1,75%
FeO	0,05%	0,23%	1,60%	5,76%	4,71%
MnO	0,26%	0,42%	0,31%	0,45%	—
MgO	2,66%	7,85%	2,30%	4,51%	4,81%
CaO	2,50%	2,80%	3,10%	8,20%	1,51%
Na ₂ O	0,21%	0,22%	1,83%	1,80%	1,21%
K ₂ O	0,53%	2,03%	1,84%	2,52%	1,01%
+ H ₂ O	2,78%	4,66%	1,24%	—	—
P ₂ O ₅	0,28%	0,12%	0,18%	0,39%	—
SO ₃	negativo	negativo	negativo	—	—
S	"	"	"	—	—
CO ₂	0,16%	"	0,66%	7,76%	1,51%
Perda ao fogo	1,73%	0,66%	0,98%	nihil	—
BaO	negativo	negativo	negativo	traços	—
NiO	"	"	"	—	—
ZrO ₂	0,06%	0,08%	0,07%	—	—
Cl	0,39%	0,15%	0,23%	—	—
F	0,16%	0,07%	0,03%	—	—
	99,78%	99,87%	100,34%	100,27%	99,51%

As análises referem-se a material seco a 110° C.

Em relação à estrutura dos tilitos já mencionamos que se trata de massas não estratificadas, de granulação não selecionada. Entretanto, frequentemente, podemos observar que os tilitos seixos e pedregulhos alongados e especialmente os xistos traços

(*) 95, pág. 12 e 96, pág. 37 indicam 99,59.

linos chatos apresentam massa fundamental dos tilitos. Pelo meio podemos constatar que em cada tilito entre os azimutes das partículas de rochas, mesmo nos grãos pequenos, ocorrendo devidamente as alterações durante o longo transporte, como a alteração peculiar de correnteza do tilito, curvação dos grãos durante o transporte é aos poucos baseada em linhas aerodinâmicas de menor resistência. Tal como nos blocos, nos seixos retilos não é definido. Na mistura do tilito arredondado, entretanto, o tilito aparentemente revela a presença de apenas aparentemente, partículas alongadas, os seixos durante o longo transporte referidos por Viktor Leinz (95 e 96) e o movimento de translação de tilitos de Muegge (117), salientando nos tilitos do Brasil Meridional pois baseado nos vetores obtidos obter indicações sobre o modo todo prático de Leinz nas pesquisas atuais em tilitos, as mesmas verificadas por Leinz, bem como as condições relativas à direção dos tilitos foram executadas com o critério crítica objetiva de Viktor Leinz (117) trabalhos no campo de Viktor Leinz nestes termos sua expressão: "aber eine Einregelung"

Estado do Paraná
Leprevost,
biológicas em Curitiba,
indicadas por
96, pág. 37).

TILITOS DO NORTE DO PARANÁ E S. PAULO

IV Tilito de Barra Bonita (Paraná)	V Tilito de Ipanemas (São Paulo)
59,32%	80,31%
0,55%	0,42%
12,34%	7,65%
2,20%	1,59%
3,70%	0,72%
0,45%	—
4,51%	0,83%
5,20%	1,51%
1,89%	2,13%
2,52%	1,94%
—	—
0,30%	traços
—	traços
—	—
7,76%	2,65%
nihil	—
traços	—
—	—
—	—
100,27%	99,57% (*)

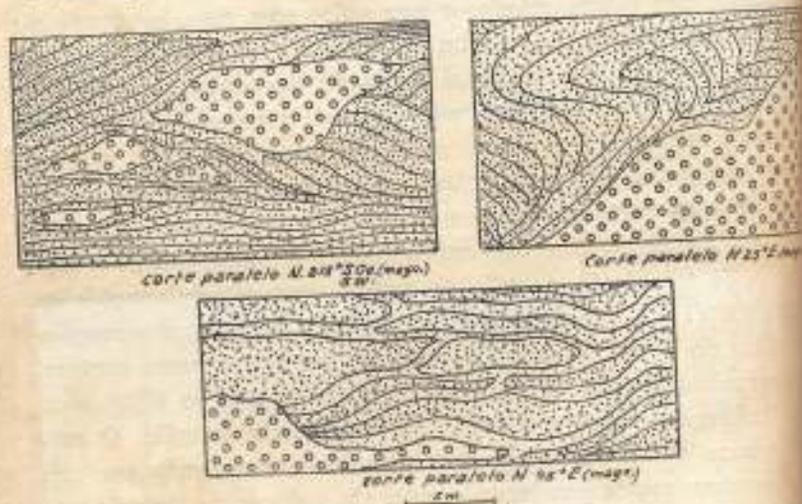
110° C.

onâmos que se tra-
ção não seleccionada.
ar que os blocos,
te os xistos crista-

lhos chatos apresentam uma certa orientação determinada na massa fundamental dos tilitos (vide fotos 47, 48 e 50). Por este modo podemos constatar um claro máximo de frequência para cada tilito entre os azímutes de orientação a medir. A orientação das partículas de rochas alongadas ainda se pode observar mesmo nos grãos pequenos sob o microscópio ou o binocular colocando devidamente as amostras. É fácil de ver que em um tão longo transporte, como é o caso do Inlandsis, o movimento peculiar de correnteza do gelo em consequência da fusão pela presença, curvação dos grãos ou translação, o material detrítico de transporte é aos poucos orientado na massa do gelo e na sua base em linhas aerodinâmicas (stromlinienartig) em direção à menor resistência. Tal orientação, porém, torna-se perceptível nos blocos, nos seixos rolados e nos grãos com eixo longitudinal definido. Na mistura do entulho das geleiras, na maior parte arredondado, entretanto, o material alongado dos detritos impelidos aparentemente revela a confusão notável e irregular. De fato, apesar aparentemente, pois na realidade, apesar de tudo, as partículas alongadas, os seixos rolados e os blocos em consequência do longo transporte refletem a direção do movimento do gelo. Viktor Leinz (95 e 96) explicou este fenômeno com o movimento de translação do gelo de acordo com as explicações de Koenig (117), salientando a importância de suas observações nos tilitos do Brasil Meridional, como as primeiras nesse sentido, baseadas nos vetores da orientação dos seixos no tilito pôde dar indicações sobre a direção do movimento do gelo. O método prático de Leinz foi agora também empregado por nós nas pesquisas atuais em larga escala. Os valores de direção nas mesmas verificadas para os tilitos da região de Vila Velha comparem muito bem com os resultados de Leinz. As observações relativas à direção do movimento do gelo dêste modo puderam ser bastante ampliadas. Justamente estas nossas pesquisas foram executadas com especial cuidado e sob plena consideração da crítica objetiva de Glycon de Paiva sobre o método de Viktor Leinz (141). Mas tôdas as pesquisas e medições realizadas no campo sômente confirmaram as verificações de Viktor Leinz neste sentido, de maneira que podemos aceitar a expressão: "Echte Tillite besitzen keine Schichtung, sondern eine Einregelung der groesseren Koerner." (Tilitos legítimos

não possuem estratificação, mas sim uma orientação dos grãos (malos) com grande proveito para futuras pesquisas sobre os sedimentos glaciais do Brasil Meridional (96, pág. 39).

Em caso de forte lavagem do material das morenas baseadas, resta finalmente um amontoado de blocos e de seixos rolados, a qual ficou envolvido por uma cobertura posterior de areia. Em tais casos achamos hoje núcleos de blocos e seixos rolados em bandas de conglomerados entre arenitos e tilitos ou camadas e núcleos de tais conglomerados no próprio arenito. Nos fundos e talhes de vales de grandes rios, que correm mais ou menos em ângulo reto em relação à direção de movimento do gelo, tais formações são bem reveladas. Alguns esboços podem demonstrar as condições de estratificação destes conglomerados (vide fig. 32).



loc. acima e abaixo da Cachoeira Grande na margem direita do Rio Tibagi.

Fig. 32 — A estratificação de núcleos de conglomerados no arenito glacio-glacial. Afloramento no vale do rio Tibagi entre o salto da Comandante e Cachoeira Grande, município de Tibagi. Altitude dos afloramentos entre 715 e 725 ms. sobre o nível do mar.

Viktor Leinz pôde acompanhar um extenso amontoado de conglomerado em forma de faixa no percurso de 50 km para o qual ele verificou uma extensão em comprimento da direção N 110° E. Leinz qualificou os amontoados distantes de detritos como morenas frontais das posições de repouso.



Foto 46
Tilito da fazenda Monte Alegre, Orientação N 110° E.



Foto 47
Tilito aflorando a 5 m e seixos empilhados.

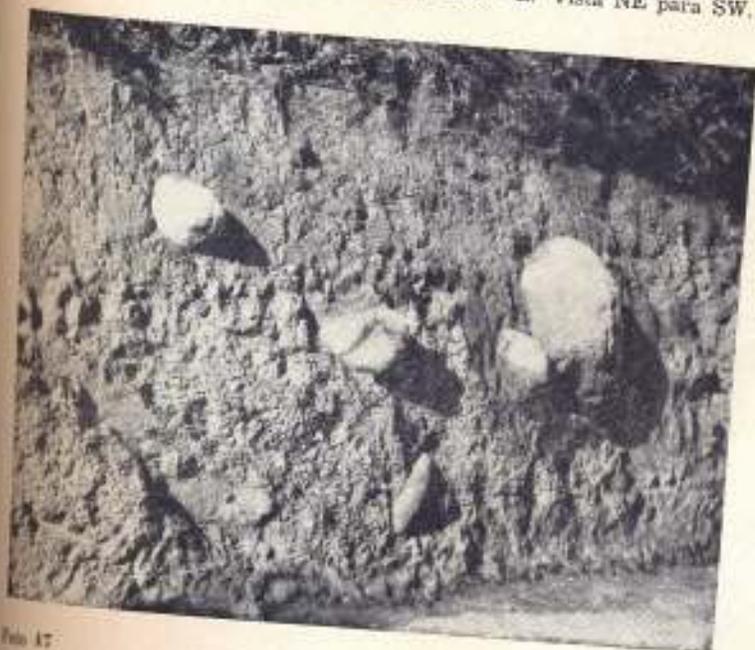
orientação dos grãos
pesquisas sobre os
pág. 39).
as morenas basais
e seixos rolados, o
rior de arcia. Em
seixos rolados ou
ou camadas e nú-
Nos fundos en-
mais ou menos em
nto do gelo, tais
odem demonstrar
dos (vide fig. 32).



Pto 40

R. Maack

Tubo da fazenda Monte Alegre a sueste da Vila Prêta na cabeceira do rio Alegre. Orientação principal dos seixos N 37° E. Vista NE para SW.



Pto 47

R. Maack

Tubo aflorando a 5 km. ao noroeste de Ventania. Orientação dos blocos e seixos impelidos de N 30° E magnético. Vista de SW para NE.

a no arenito flúvio
alto da Conceição
os afloramentos
x.
enso amontoa-
so de 50 km.,
rimento da di-
os distendidos
de repouso do



Foto 48

R. Maack

Tilito no km 79 (Palmira). Aflorando no leito do rio Iguazú na margem direita na altitude de 764 m. sobre o nível do mar. A orientação dos blocos oblongos do material impellido pelo gelo é bem visível na fotografia. Vista de WSW para ENE.



Foto 49

R. Maack

Tilito, aflorando no perfil Ventania—Barro Preto no km. 217 da estrada de rodagem. Altitude 961 m. sobre o nível do mar. Vista de SW para NE.



Foto 51

Amorety Osório
Bloco de granito no tilito do km. 107,5 diante de Manduaçu. Orientado na direção N 52° E magn. Tamanho do bloco = 1,0 x 0,75 x 0,70 m. Comprimento do cabo do martelo 36 cm. Altitude 863 m sobre o nível do mar.



Foto 50

Amorety Osório
Bloco de xisto cristalino impellido em tilito muito compacto de Palmira (km 79) com a orientação de N 62° E magn. Comprimento do cabo do martelo 36 cm.

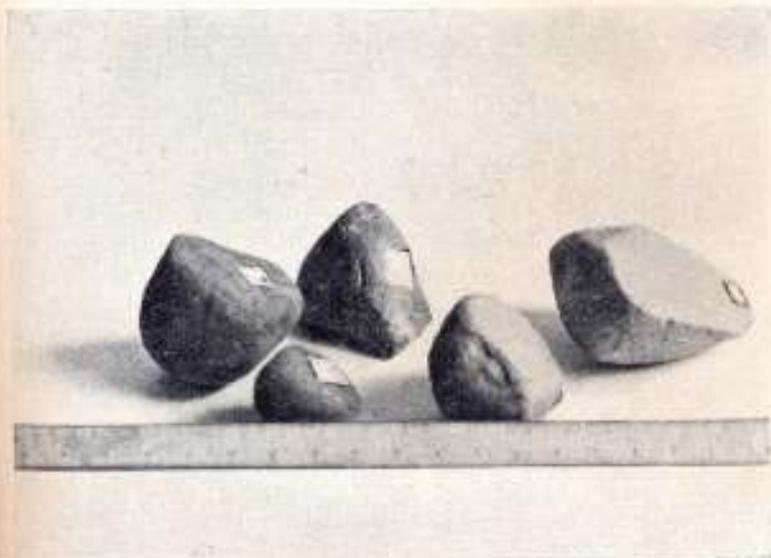


Foto 52

Seixos facetados impelidos do tilito da cidade de Lapa e do arenito flúvio-glacial do Morro do Monge (gnais, quartzo-pórfiro, quartzito e arenito).

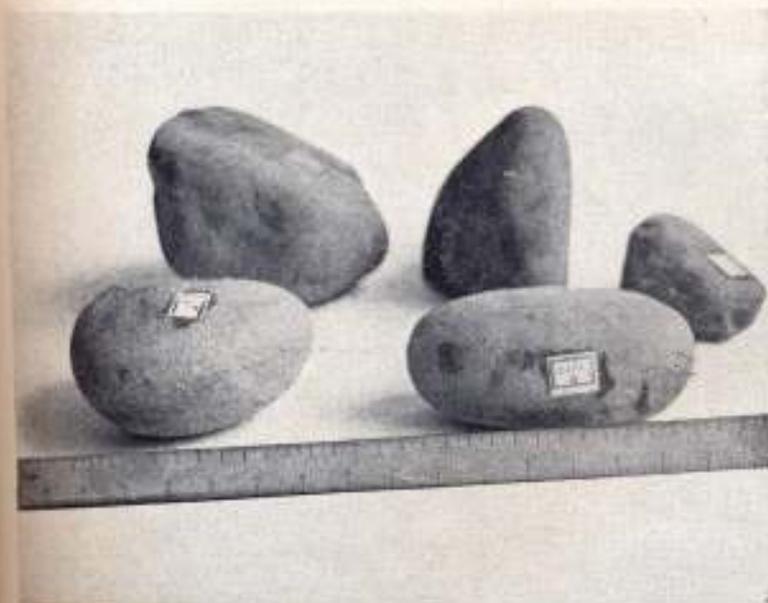


Foto 53

Material impellido oval-alongado e facetado do tilito da cidade de Lapa. (quartzito, arenito e gnais).

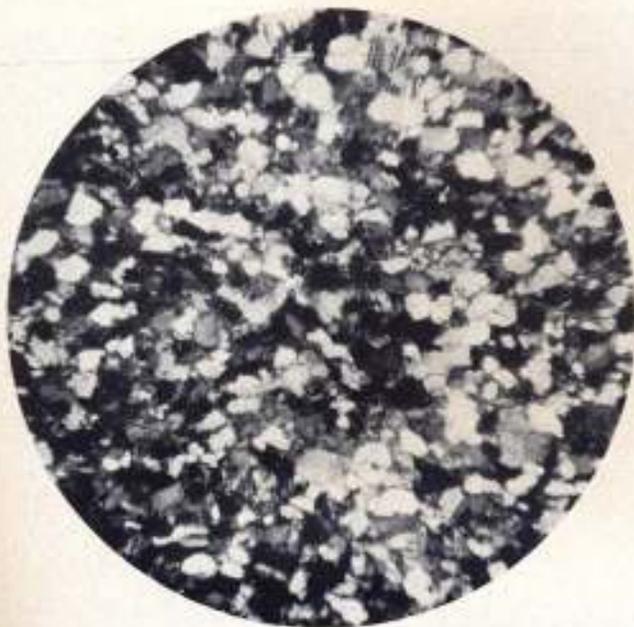


Foto 54

Microfoto de um quartzito do material impelido do tilito de Palmira. Composição: quartzo, ortoclásio, microclínio e plagioclásio em cimento hematítico-limonítico. Côr: violeta-escuro. Nicóis +, 56 x lâmina n.º 424-11 MP.



Foto 55

Microfoto de um sienito do material impelido do tilito de Palmira. Côr: vermelho-escuro com manchas verdes. Composição: ortoclásio predominado com 50%, oligoclásio-andesina (Ab 72, An 28 e Ab 68, An 32) = 39%; diopsida e substância de clorita = 18%, minério, quartzo secundário em alguns grãos microscópicos. Os feldspatos muito caolinizados e a matriz totalmente cloritizada. Nicóis +, 65 x lâmina n.º 424-4 MP.



Foto 56

Microfoto de um quartzito de contacto do material impellido de Palmira. C&C: preto-azulada com inclusões vermelhas. Em lâminas cor violeta-escura. Em luz simplesmente polarizada os contornos dos cristais são vagos, sem se poder reconhecer os porfiroblastos. A massa fundamental compacta é semeada por partículas pretas de minérios, cujas dimensões vão até os finíssimos grãos microscópicos. 65 x lâmina 424-10 MP.



Foto 57

Microfoto do mesmo quartzito com nicóis cruzados. Os porfiroblastos sobressaem da massa fundamental de quartzo finamente granulada, contendo partículas opacas de minério. Nicols +. 65 x lâmina 424-10-MP.

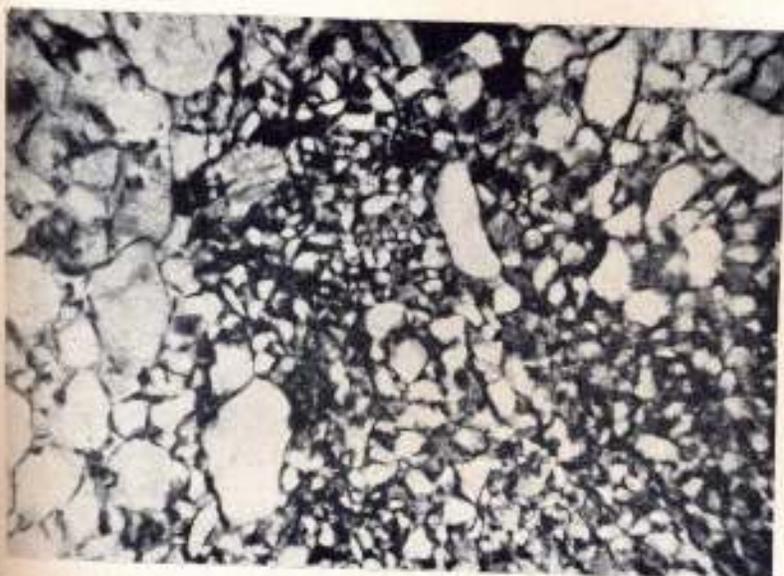


Foto 58

Microfoto de um quartzito de cor púrpura do material impelido do tilito de Palmira, mostrando uma alternância brusca de grãos grossos e finos. Quartzos claros, feldspatos com salpicos cinzentos. O cimento limonítico-silíceo de cor vermelha aparece escuro. 70 x em luz polarizada lâmina 424-12 MP.



Foto 59

O mesmo quartzito de cor púrpura incluído como fragmento em um microclínio-biotita-granito. A microfotografia mostra o limite do quartzito com a sobreposição dos cristais de granito de grossa granulação. Alguns quartzos na zona limítrofe apresentam extinção ondulante (estrutura de cataclase). Biotitas alongadas escuras de biotita em extinção entre o microclínio do granito e a inclusão de quartzito.

Nicóis + 70 x lâmina e amostra 424-1 MP.

gelo. Desta observação de Leinz sobre a orientação de uma arena frontal tão extensa de SE—NW pode-se concluir que teve um movimento do gelo da direção NE. Tais posições de repouso da frente glacial combinam, do outro lado, com a deposição de argilas várnicas durante longas épocas. Portanto, as lavadas de conglomerados e os amontoados de detritos por lavagem de material de morena de um lado, e a formação de Sandur e argilas várnicas do outro lado, resultam uns dos outros nas posições de repouso ou durante as épocas de recuo do gelo, enquanto a glaciação era predominante como tal. No fim da época glacial e depois do retrocesso definitivo do gelo manifestou-se mais um fator — a vegetação, a qual conquistava as regiões anteriormente cobertas pelo gelo. Os derivados das morenas lavadas cobriam não somente sedimentos glaciais mais antigos sem traços de vida, mas também substâncias orgânicas do mundo vegetal subpolar, causando assim a primeira formação dos leitos carboníferos postglaciais. Viktor Leinz aponta especialmente a notável ligação de muitas jazidas de carvão no sul do Brasil com os conglomerados frontais das morenas finais e lavadas, estabelecendo, à base de suas pesquisas, uma correlação genética entre as duas formações (95, pág. 17 e 96, pág. 21). Este processo é fácil de se compreender em vista das condições de estratificação e de sedimentação, por nós estudadas na época glacial do Estado do Paraná. Os arenitos que cobrem os carboníferos e os que contêm *Glossopteris* em Rio Clara e Teixeira Soares também são ainda derivados lavados das morenas basais. Um delgado banco argiloso de cor cinzenta, com inclusões esporádicas de seixos perto de Teixeira Soares, envolvido por cima do horizonte de *Glossopteris* pelos arenitos com material esparso de detritos impelidos, como seixos rolados, indica que a frente glacial durante a expansão da época de *Glossopteris* ainda não estava muito retirada. Entretanto, convém frisar que neste banco argiloso, contendo pedregulhos e seixos rolados, não se trata de um tilito, mas sim de um tilito que lembra sedimentação flúvio-glacial e depósitos de areia. O exame granulométrico apresenta uma clara seleção de um componente limo-argiloso de 17,07% de 1/16—1/64 mm. e 82,93% de 1/64 mm. A classificação granulométrica desta areia revela a seguinte composição porcentual:

> 0,5 mm	1/2—1/4 mm	1/4—1/8 mm.	1/8—1/16 mm.
0,23%	0,25%	0,10%	9,89%

(*)

1/16—1/64 mm	1/64—1/500 mm	< 1/500 mm.
17,07%	62,20%	10,34%

G) — CONGLOMERADOS DE DRIFT E CAMADAS DE TRANSGRESSÃO MARINHA.

1 — Considerações gerais.

Além dos tilitos não estratificados e não seleccionados e amontoados de blocos lavados ou conglomerados entre arenosos aparecem horizontes bem estratificados contendo seixos e blocos. A massa fundamental arenoso-argilosa, amarelado-cinza ou esverdeado-cinza, de tais camadas estratificadas apresenta uma seleção bem definida dos grãos com um máximo de granulagem fina ou dois componentes predominantes, sendo um de areias de grão fino entre 0,125 até 0,06 (1/8—1/16) mm e outro nas massas limo-argilosas entre 0,015 e 0,002 (1/64—1/500) mm. As inclusões de rochas desde pedregulho de um centímetro até blocos de um metro de diâmetro estão dispersas extensivamente, e, aparentemente, de um modo absolutamente irregular. Seixos e blocos alongados acham-se também aqui, muitas vezes incluídos nas camadas estratificadas de tal maneira que se encontram com seu eixo longitudinal disposto obliquamente para cima ou para baixo, orientados em posição vertical como prova de que durante a deposição tinham tempo suficiente para se orientar conforme o ponto de gravidade. Os seixos e os blocos só podem ter sido distribuídos na massa limosa fundamental segundo o modo de distribuição regional por meio de drift glacial. Tais seixos e blocos de drift estão dispersos em vasta extensão na capa da serra Itararé e estendem-se desde os afloramentos mais a leste do

(*) Vide nota marginal, pág. 41.

dimentos glaciais e d'Ouro, sobre Rio de rauna (Valinhos) e

J. B. Wood verificou a existência de drift, uma opinião da pelas descobertas de Oliveira perto de Anibal A. Baitaca, Rio d'Areia estrada Palmeira— verificou a existência em Santa Catarina os sedimentos de drift pág. 6 e 25, e 96, p. burne, porém, drift no Estado de ceção como sedime 223). Também em Itararé em Santa C tar que o caráter m te seguro, baseando mon-Calvi (163 dade de que "os a (95, pág. 25 e 96, p cação por Leinz de água salobra d landsis, sem conexã no as frentes glacia teúdo em sal na ág ca, massas de águas dam e se intromete superior mais quen camada intermediár mais ou menos mil equador (9, 112, 20 degêlo, sobre o teór perfície e em região to, extraordinária

mm.	1/8—1/16 mm.
	9,89%
(*)	
<hr/>	
<	1/500 mm.
	10,24%

DRIFT E CAMADAS
INHA.

selecionados e os
erados entre arenitos
ntendo seixos e blo-
a, amarelado-cinzenta
stratificadas apresen-
um máximo de gra-
nantes, sendo um nas
—1/16) mm. e outro
2 (1/64—1/500) mm.
e um centímetro até
persas extensamente
e irregular. Seixos e
muitas vezes imersos
se encontram com
para cima ou estão
que durante a imer-
tar conforme o seu
só podem ter sido
ndo o modo de sua
ial. Tais sedimentos
a capa da série Ita-
nais a leste dos se-

imentos glaciais em Santa Catarina das nascentes do ribeirão d'Ouro, sobre Rio do Sul, Taló e Mafra até ao Rio d'Areia—Guarauna (Valinhos) e mais para o noroeste do Estado do Paraná.

J. B. Woodworth (205) foi o primeiro a definir tais sedimentos em Santa Catarina como sedimentos glacial-marinhos de drift, uma opinião que mais tarde foi plenamente confirmada pelas descobertas de fosséis por Euzébio Paulo de Oliveira perto de Mafra, Teixeira Soares e Passinho, por Anibal A. Bastos em Taló e por F. W. Lange em Bataca, Rio d'Areia, Guarauna, no km. 149,6 e no km. 139,5 da estrada Palmeira—Teixeira Soares. Também Viktor Leinz verificou a existência de sedimentos de drift em suas pesquisas em Santa Catarina perto de Rio do Sul. Supunha Leinz que os sedimentos de drift possuíam diminuta extensão regional (95, págs. 6 e 25, e 96, págs. 32, 38, 45 e 46), Chester W. Washburne, porém, atribúe vasta dispersão aos sedimentos de drift no Estado de São Paulo, considerando os mesmos sem extensão como sedimentações de água doce (196, págs. 31, 222 e 23). Também em relação aos horizontes fossilíferos da série Itaipó em Santa Catarina e Paraná, Viktor Leinz faz notar que o caráter marinho dos fosséis achados não é absolutamente seguro, baseando-se para isto numa comunicação de Salomon-Calvi (163). Entretanto, ainda é admitida a possibilidade de que "os animais podiam ter vivido em água salobra" (95, pág. 25 e 96, pág. 46). Contudo, não é dada nenhuma explicação por Leinz a respeito da natureza de uma extensa lagoa de água salobra diante da frente de um grande campo de icebergs, sem conexão com o mar. Já nas regiões extensas do oceano as frentes glaciais polares têm grande influência sobre o conteúdo em sal na água marinha, onde, especialmente na Antártica, as massas de águas frias e pobres em sal da superfície se aprofundam e se intrometem em direção ao oceano, formando assim uma camada intermediária mais pobre em sal na profundidade de mais ou menos mil metros, desde a zona polar até ao norte do Equador (9, 112, 206 e 207). A influência de massas polares, em relação ao teor em sal dos mares, mormente debaixo da superfície e em regiões rasas da plataforma continental, é, portanto, extraordinariamente grande. Uma lagoa de água salobra, se-

parada do mar, teria no decurso de uma época geológica, a sua água completamente substituída por água doce. Infelizmente, devido aos acontecimentos atuais, o trabalho de E. Salomon-Calvi (163) a respeito das épocas glaciais permo-carboníferas não pôde ser obtido durante a elaboração d'êste trabalho, bem assim não foi possível de receber algumas publicações de A. L. du Toit (178), a fim de poder comparar as observações próprias com as explanações daqueles pesquisadores. Paulino Franco de Carvalho, João Miranda e Paulo Araujo Alvim, que examinaram especialmente a "Geologia de Mafra" (17), em conexão com os horizontes fossilíferos daquela região, sublinham expressamente a natureza marinha dos sedimentos daquela zona, como antes já o fizeram Euzébio Paulo de Oliveira (131) e J. B. Woodworth (204). F. R. Cowper Reed (23) confirmou as observações de Euzébio Paulo de Oliveira, segundo as quais o conteúdo em fósseis, dos horizontes glaciais superiores da série Mararé em Santa Catarina e Paraná, corresponderia perfeitamente à fauna dos "Upper and Lower Marine Beds" do permo-carbonífero de Nova Gales do Sul. Cowper Reed acentua nesta ocasião: "Likewise the size, abundance and variety of species of *Aviculopecten* find a parallel in a remarkable manner in South Wales, ...". ("Igualmente o tamanho, a abundância e variedade de espécies de *Aviculopecten* encontram um paralelo de uma maneira notável na Nova Gales do Sul, ...", 23, págs. 67).

Entre os lamelibrânquios são especialmente mencionadas as formas marinhas das *Aviculopecten* e *Edmondia*, entre outras, por Abel (1, pág. 16) e por E. Kayser (79, vol. 1, pág. 341). *Aviculopecten* acham-se mormente nos arenitos com zentos de fina granulação da camada fossilífera n.º 3 imediatamente acima do mais baixo horizonte de drift (amostras n.ºs 432 e 433 MP., horizonte n.º 10 dos perfis n.ºs 5 e 5-a). O conteúdo marinho das camadas argiloso-limosas de cor azul-escura (horizonte n.º 15, amostra n.º 437 MP) sobre os sedimentos de drift (horizonte n.º 14) já é claramente definido pela petrografia dos sedimentos, segundo a estrutura, cor e composição granulométrica, sendo ainda salientado especialmente o conteúdo em fósseis, que apresenta também espinhas nadadeiras de tubarão (raios dérmicos), braquiópodos de natureza

sivamente marinha, com lamelibrânquios do gênero tubarão ao começo do período ao mesmo tempo o período durante a última terna

O seguinte horizonte mostra uma nova diminuição das camadas da série Tubarão subglacial de período rater de tundra, com sedimentos de lagoas e pantanos (450 MP), ricos em fósseis de *pidodendron* e *Glossop* justamente nesta camada da série Tubarão é relatada a linha *Phylloteca* sp., *Glossopteris Browniana*, *dentalis* e *Glossopteris* *Voltria* sp., entre os que se incluem *ridae*, *Hastimima* White. Os fósseis destes que já foram coletados do mesmo horizonte posto entre os sedimentos marinhos e as camadas lacustres com os fósseis vegetais são do mar raso glacial.

Na zona de Mafra o drift por cima das camadas fossilíferas n.ºs 1. Portanto Tubarão (horizonte n.º 10) sedimentos de drift. Isto do gelo sempre chegava ao campo de inlandis até para os depósitos de rios em vista do problema das glaciações. Na "Geologia" de Paulino Franco de Carvalho e Paulo Araujo Alvim seguinte: "Dois cordões

ivamente marinha, como *Chonetes* e *Lingula*, bem como lame-
brânquios do gênero *Leda*. Este horizonte já corresponde cer-
tamente ao começo do recuo geral do inlandsis, representando
o mesmo tempo o ponto culminante da transgressão marinha
durante a última têrça parte da glaciação gonduânica.

O seguinte horizonte de arenito (horizonte n.º 16) revela
uma nova diminuição da profundidade do mar e leva para as
camadas da série Tubarão que, como expressão de uma pai-
agem subglacial de pântanos e lagoas de água salobra com ca-
racter de tundra, começam com sedimentos argiloso-limosos es-
curos de lagoas e pântanos (horizonte n.º 17, amostras n.ºs. 438
e 450 MP), ricos em plantas fósseis, tais como *Phylloleca*, *Le-
pidodendron* e *Glossopteris*. O conteúdo em restos vegetais fós-
séis justamente nesta camada cinzento-escura até preta na base
da série Tubarão é relativamente rico e apresenta em primeira
linha *Phylloleca* sp., mas também numerosos exemplares de
Glossopteris Browniana, *Glossopteris indica*, *Glossopteris occi-
dentalis* e *Glossopteris obovata*, bem como *Cardiocarpum Seixai*,
Utricularia sp., entre os quais foi igualmente encontrada a *Eurypte-
ridia*, *Hastimima Whitei* (amostra n.º 438 MP. com fósseis),
tais estes que já Euzébio Paulo de Oliveira tinha
citado do mesmo horizonte (131). O arenito cinzento decom-
posto entre os sedimentos neríticos escuros com sua fauna ma-
rinha e as camadas lacustre-paludais escuras da série Tubarão
na fósseis vegetais corresponde, pois, à sedimentos de regres-
são do mar raso glacial carbonífero.

Na zona de Mafra ainda foram depositados sedimentos de
drift por cima das camadas neríticas escuras com o horizonte
carbonífero n.º 1. Portanto, ao horizonte de transição para a sé-
rie Tubarão (horizonte n.º 16 do perfil n.º 5) correspondem os
sedimentos de drift. Isto demonstra que apesar do recuo geral
as geleiras do grande continente sempre chegavam ainda línguas de morenas
até ao mar, carregando material de regressão, uma observação muito importante
em vista do problema das épocas interglaciais e do número de
transições. Na "Geologia de Mafra", segundo as pesquisas de
Paulino Franco de Carvalho, João Miranda,
Euzébio Paulo de Oliveira e Gerson Alvim consta o
seguinte: "Dois cordões de blocos erráticos de granito, gnais,

pórfiro e arenito descansam sobre os sedimentos contendo peixes e conchas, em Vila Nova, 6 km. ao sul de Mafra. Isto significa que foram depositados em águas mais ou menos profundas trazidos por "icebergs" arrastados por correntes marinhas segundo a deriva de 40° NE!!!" (17, págs. 23 e 24).

Com a retirada do gelo para o nordeste e para leste e o mar para sudoeste, a flora de *Glossopteris* conquistava zona por zona as regiões libertadas do mar e do gelo. Assim se formou com um certo ritmo de tempo um avanço por impulsos sucessivos da vegetação subpolar, perseguindo o gelo em regressão. Assim também se explica o endentamento por zonas entre os sedimentos das séries Itararé e Tubarão. Como o retrocesso do gelo se realizava com certas oscilações, tornou-se possível que zonas regionais limitadas que já tinham sido conquistadas pela flora de *Glossopteris* fossem novamente encobertas pelo gelo. Em tais casos acontece que arenitos flúvio-glaciais, camadas de drift, tilitos ou camadas argilosas com seixos rolados, lavados e morenas basais, se encontrem novamente acima de horizontes com fósseis vegetais e delgados leitos de carvão, sem que a ordem de sedimentação signifique uma época interglacial ou nova glaciação.

2 — Conglomerados de drift e horizontes fossilíferos marinhos (amostras n.ºs. 427, 429—433 MP. e fotos n.ºs. 60—63, 64—67).

No perfil Palmeira—Teixeira Soares estão situados os horizontes fossilíferos n.º 2 de Rio d'Areia (horizonte n.º 2 e amostras n.ºs. 429 e 439 MP) e n.º 3 (horizonte n.º 12 e amostra n.º 430 MP) entre duas camadas de sedimentos de drift (horizonte n.º 10 e amostras n.ºs. 432, 429-a e 431 MP). Em Palmeira, porém, acha-se o horizonte fossilífero n.º 2 (amostra n.º 431 MP) entre o horizonte n.º 13) entre o sedimento de drift na base (horizonte n.º 10 e amostra n.º 433 MP) e as argilas neríticas de cor cinzento-escura, as quais abrangem o horizonte fossilífero n.º 1 (horizonte n.º 15 e amostra n.º 437 MP). O horizonte fossilífero n.º 2 (amostra n.º 434 MP), que aqui se intromete entre o horizonte fossilífero n.º 2 e as argilas neríticas escuras, é arenoso-limoso e finamente estratificado com cores alternantes, sem, porém,

mar varvitos legitimamente do horizonte passando depois de certos escuros, os quais são carbonífero. Tratam-se de pouco mais argilosa espécie que o paleocinzenza em estado cinzento-amarelado foram produzidas partículas mais finas tempo em suspensão sobre os grânulos de argila. Finalmente, assim os varvitos legítimos das da turvação dos marinhos a estrutura é inteiramente interrompida por coloridos limoníticos semelhantes aos varvitos. "Geologia de Mafra" (pág. 21): "O folhelho fresco, e amarela. Em uma frase anterior as marinhas se acham estratificação fina nos polares sempre do mar por sondagem de 80 cms. no solo marinho sob a direção de noroeste para sudeste, maneira que mediante a maneira que também se verifica a estratificação fina com o

A massa fina de drift apresenta uma boa estratificação. Quando o componente de 1/64—1/500 mm. de areia fina. Em co-

tos contendo pei-
Mafra. Isto signi-
ficanças profundas,
das marinhas se-
(24).

para leste e a do
quistava zona por
Assim se formou
r impulsos suces-
sivos em regresso.
As zonas entre os
glaciais, camadas de
deglaciação, lavados das
camadas de horizontes
interglaciais, sem que tal
interglacial com

os n.ºs. 60—62 e

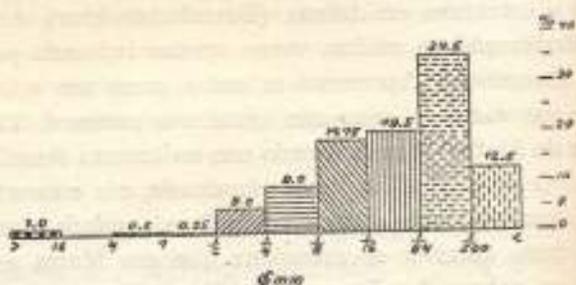
o situados os ho-
rizonte n.º 13 e
n.º 12 e amostras
de drift (ho-
MP). Em Baitaca,
amostra n.º 435 MP,
na base (horizonte
de drift de cor azul-
verde fossilífero n.º 1
horizonte n.º 14
entre o banco fos-
fático arenoso-limoso e
sem, porém, for-

nar varvitos legítimos. A estratificação fina se desenvolve imedia-
tamente do horizonte fossilífero de Baitaca (amostra n.º 435 MP),
passando depois da espessura de 3 ms. para os folhelhos neríti-
cos escuros, os quais manifestam a maior profundidade do mar
carbonífero. Trata-se neste horizonte n.º 14 de um banco um
pouco mais argiloso e com mais fina estratificação, da mesma
espécie que o próprio horizonte fossilífero de Baitaca. A cor é
cinzenta em estado não decomposto e na zona de decomposição
cinzento-amarelada. As faixas finas que lembram varves fo-
ram produzidas sem exceção pela coloração limonítica das
partículas mais finas do sedimento, as quais tinham ficado mais
tempo em suspensão, depositando-se no mesmo ritmo alternante
entre os grânulos finos de quartzo que se precipitaram mais rá-
pidamente, assim como as partículas coloridas limo-argilosas dos
varvitos legítimos se depositaram sobre as partículas mais gros-
sas da turvação da água de degelo. Somente nestes sedimentos
marinhos a estrutura em faixas (Baenderstruktur) é frequente-
mente interrompida e muitas vezes apenas indicada por salpicos
coloridos limoníticos. Apresenta-se assim como um sedimento se-
melhante aos varvitos, mas não igual aos mesmos. Também na
"Geologia de Mafra" é mencionado um sedimento semelhante (17,
fig. 21): "O folhelho é finamente laminado, cor cinzenta, quando
fresco, e amarela com estrias vermelhas, quando decomposto".
Em uma frase anterior se menciona que em Mafra as camadas
marinhas se acham imediatamente sobre tilitos e loessitos. Tal
estratificação fina alternante de sedimentos neríticos dos oceanos
polares sempre foi observada em amostras tiradas do fundo
do mar por sondagens (Stossproben) até uma profundidade de
100 ms. no solo marinho pela "Deutsche Suedpolar-Expedition"
na direção de Erich v. Drygalski 1901-1903, de ma-
deira que mediante aquelas amostras foi provado por vez pri-
meira que também a sedimentação marinha pode causar estrati-
ficação fina com cores alternantes (146 e 147).

A massa fundamental arenoso-argilosa dos conglomerados
de drift apresenta uma composição de granulação muito fina com
fina estratificação. Em todas as amostras examinadas foi verifi-
cado o componente predominante nas partes limo-argilosas entre
0,1—1/500 mm. A outra parte principal se acha nos grãos de
argila fina. Em contraste com as massas fundamentais não es-

traticadas e não seleccionadas dos tilitos, os sedimentos de drift são claramente estratificados com dispersão extensa de seixos e blocos. A percentagem do material grosso dos detritos impelidos é muito menor que nos tilitos. Paralelamente, apresenta-se uma separação granulométrica definida da massa fundamental estratificada, que unicamente se forma mediante sedimentação em água. A formação destes sedimentos mediante drift do gelo está fora de qualquer dúvida. A natureza marinha dos sedimentos já é muito provável em vista da grande extensão da frente de drift; contudo, em primeira linha ela é confirmada pelo conteúdo em fósseis.

O horizonte de drift n.º 10 (amostra n.º 433 MP) na base dos horizontes fossilíferos apresenta junto com o conteúdo de seixos grossos a seguinte composição granulométrica da massa fundamental estratificada:



Loc. entre Rio das Almas e Baitaca, km 139 (Am. 433)

Fig. 33 — Composição granulométrica dos conglomerados de drift n.º 10 dos horizontes fossilíferos marinhos em Rio d'Areia e Baitaca (amostra n.º 10 dos perfis 5 e 5-a, amostra n.º 433 MP e foto 62). Altitude entre 795 e 815 ms. sobre o nível do mar.

Quanto à blocos erráticos especialmente notáveis foram encontrados calcáreos de cor cinzenta ao lado dos quartzitos e granitos e gnaises em Rio d'Areia. No rio das Almas foram achados principalmente pedregulhos e pequenos blocos rolados entre 1 e 20 cms. e, somente em casos raros, blocos isolados.

Os sedimentos de drift do horizonte n.º 14 (amostras 427, 429-a e 431 MP) por cima dos horizontes fossilíferos

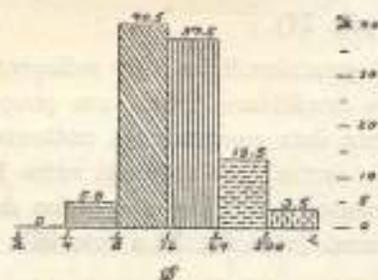
mais ricos em seixos de bloco de granito devido ao efeito de gravidade, a triação bem visível estão também dispersos em pequenos e pedregulhos para observar em toda a faixa na posição dada com direção coincide com a direção que foi obtida pela base das morenas de drift do gelo flutuante. A direção concorda muito com a dada por geólogos de São Paulo com N 40° E (17,

A composição granulométrica dos horizontes fossilíferos na base e apresenta o máximo na base em todos os sedimentos entre 1/8 e 1/16

Fig. 34 — Composição granulométrica dos horizontes fossilíferos n.º 14 no km. 139 no Rio das Almas. Altitude entre 795 e 815 ms. sobre o nível do mar.

Em blocos e seixos transportados pelo drift foram verificados, como predominantes, quartzitos coloridos (côr violeta, azulada e avermelhada), bem como arenitos cinzentos. Depois seguem granitos, gnaises e ardósios escuros. A côr dos sedimentos do drift estratificados é amarelado-cinzenta na zona de decomposição e cinzenta no estado não decomposto.

Da mesma côr, em estado não decomposto, são também encontrados dois horizontes fossilíferos n.ºs. 2 e 3 que igualmente revelam uma estratificação com laminação fina (vide fotos 64 e 65). A crosta de decomposição dêstes horizontes é de côr amarelada a vermelho-amarelada com uma camada de solos limo-argilosos de côr avermelhada. O arenito cinzento dos horizontes n.ºs. 11 e 12 (amostras n.ºs. 430 e 430-a MP, horizonte fossilífero n.º 11) contendo especialmente *Aviculopecten*, tem a seguinte composição granulométrica:



loc. Rio d'Areia, Horizonte Fossilífero N.º 3 (Am. N.º 430 MP)

Fig. 35 — Composição granulométrica do arenito de *Aviculopecten* de Rio d'Areia (km. 148 do perfil). Côr: cinzenta. Altitude: 822 ms. sôbre o nível do mar.

O arenito de *Aviculopecten* está sedimentado em bancos delgados e lages finas, sendo unido mediante um cimento fino, que dá ao arenito uma grande dureza. Sua espessura total medida é de 6 ms., dos quais os dois metros superiores são fossilíferos (vide fotos 65, 66 e 67).

Com nítida limitação pela estratificação, finamente laminação e decomposição mais argilosa, em contraste com o arenito de *Aviculopecten*, começa o horizonte n.º 13 do perfil ou seja o horizonte fossilífero n.º 2 (amostras n.ºs. 429 e 429-a MP e foto 68).

que também aflora e as camadas são igualmente Baitaca (amostra n.º 1) tinha completamente *Aviculopecten* em contraste com as camadas são de arenito. Sua composição granulométrica é a seguinte:



Fig. 36 — Composição granulométrica do arenito de Baitaca (Rio d'Areia). Altitude: 822 ms. sôbre o nível do mar.

Acima, o banco fossilífero tem uma espessura no Rio d'Areia de 6 metros, contendo seixos e blocos que se desenvolvem em pedregulhos neríticos, laminados, e fragmentos de *Aviculopecten* na superfície dos bancos fossilíferos, também ou seja o arenito cinzento, as que são transportadas pelo drift, mas sim devem ser consideradas como restos de decomposição ainda ao impulso do mar. Trata-se do horizonte fossilífero n.º 2 próprio leito do rio (vide foto 68) também nestes blocos contém a presença de fósseis.

que também aflora em Baitaca. Um metro acima da base essas camadas são igualmente fossilíferas. Elas contêm, mormente em Baitaca (amostra n.º 435 MP), uma composição de fauna marinha completamente diferente e um notável recuo das *Aviculopecten* em contraste com outros pelecípodos e gastrópodos. As camadas são de areia fina fracamente cimentadas por argilas. Sua composição granulométrica é figurada pelo diagrama seguinte:

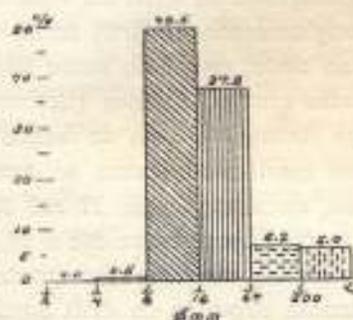


Fig. 36 — Rio d'Areia (Am. N.º 429 MP)
Horizonte Fossilífero N.º 2

Fig. 36 — Composição granulométrica do horizonte fossilífero n.º 2 em Rio d'Areia (amostra n.º 429 MP). Côr: cinzenta. Altitude 824 ms. sobre o nível do mar.

Acima, o banco fossilífero n.º 2, que tem dois metros de espessura no Rio d'Areia, transforma-se em sedimentos de drift contendo seixos e blocos (amostra n.º 429-a e foto 60). Em Baitaca no desenvolvimento do banco fossilífero, os folhelhos argilosos brancos, laminados, com fina estratificação, já mencionados. Na zona dos bancos fossilíferos em Rio d'Areia se acham, na zona superficial, também outras camadas limo-argilosas com blocos de arenito cinzento, as quais, porém, não foram transportadas pelo rio, mas sim devem a alteração de sua posição à processos recentes de decomposição e transporte mediante água corrente e maré ao impulso do movimento lento das barrancas do solo de decomposição. Trata-se de pseudo-drift, com blocos de arenito do horizonte fossilífero n.º 3 que, mais para cima do vale, forma o próprio leito do rio (vide foto 63). F. W. Lange verificou também nestes blocos de arenito de recente transposição a existência de fósseis.

As mesmas camadas marinhas escuras, fossilíferas, foram encontradas na sondagem de Passinho com a espessura de cerca de 30 ms. Elas acham-se também cortadas ao sul de Maira, em Vila Nova e Bela Vista, pela superfície do terreno da região. Em novembro de 1944 F. W. Lange constatou a ocorrência do mesmo horizonte fossilífero também em Guarauna.

Estes depósitos representam um dos sedimentos de granulação mais fina e mais argilosa que foi verificado durante nos exames em todos os tipos de rochas encontradas na série Itararé. Só o depósito de drift de água doce perto da cidade de Lapa, que se desenvolveu de varvitos, mostrou um teor mais alto de argila pura com 24% (vide diagrama no esboço n.º 5). Mesmo os varvitos e peloditos não continham a alta porcentagem de 21,5% em partículas de argila pura abaixo de 1/500 (0,002) mm, como este horizonte de cor escura. A composição granulométrica é demonstrada pelo seguinte diagrama:

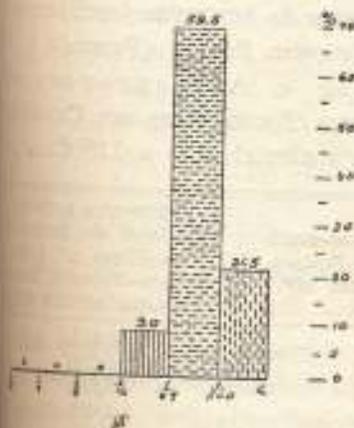


Fig. 37 — Composição granulométrica das camadas neríticas argilosas de cor azul-cinza-escuro com fósseis marinhos no km. 160,6 entre Baitaca e Teixeira Soares na altitude de 823 ms. sobre o nível do mar (horizonte n.º 15 do perfil n.º 5, amostra n.º 437 MP).

km. Baitaca - Teixeira Soares
(Am. N.º 437 MP)

A tonalidade azul-cinza-escuro destas camadas marinhas tem sua origem certamente às mesmas influências que causam a cor do lodo azul dos sedimentos hemipelágicos muito extensos. Assim a cor deve ser atribuída ao efeito do sulfeto de ferro, que se forma em consequência da redução dos sulfatos de ferro do lodo, mediante a decomposição de matérias orgânicas no lodo argiloso. Os fósseis do horizonte às vezes são ricos em pirita, for-

mando nódulos inteiros dêste mineral. Se bem que os sedimentos lembram fortemente as argilas azues hemipelágicas distantes das costas dos oceanos hodiernos, contudo, são considerados como argilas neríticas da plataforma continental, visto que as condições topográficas de estratificação (topografische Lagerungsverhältnisse) não deixam reconhecer grandes profundidades marítimas, nas quais a transgressão deveria ter-se estendido muito mais sobre o fácies continental-glacial da série Itararé do que realmente se deu. W. Twenhofel menciona também cores cinzentas e azues para argilas neríticas, atribuindo-as à influência de substâncias orgânicas. (183, pág. 120).

Um exame químico dos sedimentos de drift e das argilas neríticas escuras do horizonte fossilífero n.º 1 mostra o seguinte resultado.

TABELA N.º 11

Análises químicas de sedimentos glacial-marinhos de drift e de sedimentos neríticos argilosos escuros do horizonte fossilífero n.º 1 da região Rio d'Areia—Teixeira Soares (Paraná).

Executadas por L. J. Weber e A. Leprevost no Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas em Curitiba. As análises referem-se a material seco a 110º C.

	Sedimentos glacial-marinhos de drift de Baltaca amostra n.º 433 MP.	Sedimentos neríticos argilosos do horizonte fossilífero n.º 1 de Baltaca—Teixeira Soares amostra n.º 437 N.
SiO ₂	59,16%	57,82%
TiO ₂	0,45%	0,82%
Al ₂ O ₃	19,51%	15,26%
Fe ₂ O ₃	4,41%	2,42%
FeO	0,28%	3,62%
MnO	0,42%	0,53%
MgO	3,30%	4,90%
CaO	2,50%	4,70%
Na ₂ O	0,22%	0,96%
K ₂ O	2,14%	3,62%
+ H ₂ O	5,18%	4,98%
P ₂ O ₅	1,05%	0,27%
SO ₃	negativo	0,29%
S	"	0,57%
Co ₂	0,40%	0,73%
Perda ao rubro	0,20%	0,11%
BaO	negativo	negativo
NiO	"	"
	99,92%	100,09%

H) — CONSIDERE AGORA O GLACIAL-MARINHO

O conteúdo do arroio Monjolo (na região dos linhos) está atualmente sendo estudado. Os resultados serão publicados pelo Dr. W. Lan. conjuntamente com aqui à uma resumo traduzido num relatório. Os horizontes fossilíferos e os fatores podem ser estudados sob o ponto de vista da glaciação.

Em uma tal comunicação de A. Henry Leona por Anibal A. pecten, se acham Mafra (129, pág. não emitida por Ibor conhecedor e agora enumerados

"Diz o Dr. E. camadas marinhas

Tal opinião é baseada pelo Serviço de Janeiro (14). No rio América a 424 ms. de altitude, 128 ms. abaixo. Esta diferença de espessura dos sedimentos de altitude sobre a marinha e entre 386 e 400 metros. O horizonte Bugio entre 338 e

II) — CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE OS FOSSEIS ATÉ AGORA ENCONTRADOS NOS HORIZONTES GLACIAL-MARINHOS DA SÉRIE ITARARÉ.

O conteúdo em fósseis das localidades de Baitaca, Rio d'Areia, Arraio Monjoio no km. 149,6, no km. 139,6 e de Guarauna (Vale dos Cabos) está atualmente submetido ao estudo necessário. Os resultados serão comunicados oportunamente pelos Srs. Frederico W. Lange e Paulo Erichsen de Oliveira conjuntamente em um trabalho especial. Por isto nos limitamos aqui à uma resenha geral de todos os fósseis até agora encontrados num relance sobre a posição estratigráfica dos diversos horizontes fossilíferos dentro da série Itararé, uma vez que estes fatores podem servir para o esclarecimento da idade geológica da glaciação paleozóica.

Em uma tal resenha, especial importância apresenta a comunicação de Avelino Ignácio de Oliveira e Othon Teary Leonardos, de que as camadas de Taió, descobertas por Anibal A. Bastos, contendo principalmente *Aviculopecten*, se acham situadas por cima do horizonte fossilífero de Maíra (129, pág. 336). Esta indicação se baseia em uma opinião emitida por Euzébio Paulo de Oliveira, o melhor conhecedor dos horizontes fossilíferos da série Itararé até agora enumerados que diz:

"Diz o Dr. E. P. de Oliveira que essa formação jaz acima das camadas marinhas de Maíra" (129, pág. 373 e 132, pág. 75).

Tal opinião é por princípio confirmada pelos perfis publicados pelo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil no Rio de Janeiro (14). Nestes perfis acha-se no corte ribeirão Grande—Rio América o horizonte superior de *Deltopecten* entre 420 e 424 ms. de altitude sobre o nível do mar, em números redondos, 128 ms. abaixo da base dos folhelhos betuminosos de Iratí. A diferença de nível das camadas mencionadas corresponde à espessura dos sedimentos da série Tubarão. Entre 407 e 412 ms. de altitude sobre o nível do mar se acha a camada com *Discinopora* e entre 386 e 392 ms. o horizonte mais inferior com *Aviculopecten* (*Deltopecten*) por cima de um arenito com restos de peixes. O horizonte dos peixes é cortado no perfil do ribeirão do Bugio entre 338 e 346 ms. No perfil do ribeirão do Bugio apa-

Se bem que os sedimentos hemipelágicos distantes do litoral, são considerados como continentais, visto que as condições (topografische Lagerungsbedingungen) de grandes profundidades seria ter-se estendido muito da série Itararé do que menciona também cores atribuído-as à influência de drift e das argilas n.º 1 mostra o seguinte

marinhos de drift e de horizonte fossilífero n.º 1 Soares (Paraná). A. Leprevost no trabalho geológico em Curitiba. São Paulo, 1910. pág. 110. sêco a 110° C.

Sedimentos neríticos argilosos do horizonte fossilífero n.º 1 de Baitaca—Teixeira Soares amostra n.º 437 MP.

57,82%
0,82%
15,26%
2,42%
3,62%
0,53%
4,90%
4,70%
0,96%
3,02%
4,06%
0,27%
0,29%
0,37%
0,73%
0,11%
negativo
100,00%

nas cotas de 353
nente 3 cms. Na
horizonte de *Del-*
ajai do Oeste—*ri-*
aviculopecten (*Delto-*
na do arenito que
responde ao arenito
tura de aproxima-
as de transgressão
opteris, *Phyllo-*
erfil Rio d'Areia—

mar dos horizontes
se pelo suave mer-
tuânicas e mormen-

Areia foi durante o
indubitavelmente o
nho, jacente entre
o 19 a 21 ms. abaixo
Euzébio Paulo
as entre Baitaca e
e *Chonetes* (131). O
ermitentes betumino-
dadeiras de tubarão
por Fredrico W.
alinhos)—Barreiro. O
alidade será também
sen de Oliveira.

tos marinhos azul-cin-
sondagem de Passinho
com o mesmo conteú-
de Mafra. Os horizon-
camadas intermitentes
za e outros restos de
o Franco de Car-

O horizonte fossilífero n.º 2 de Baitaca com a nova fauna de lamelibrânquios jaz 17 ms. abaixo do horizonte fossilífero n.º 1 e 8 ms. acima do horizonte de drift mais inferior que aflora no vale do rio das Almas. O mesmo horizonte fossilífero n.º 2 passa em Rio d'Areia cêrca de dois metros acima do arenito de *Aviculopecten* (horizonte fossilífero n.º 3). De ambos os horizontes fossilíferos F. W. Lange colheu no Rio d'Areia também vários exemplares de *Euomphalus*.

Portanto, segundo as pesquisas feitas até agora, deveriam ser:

- 1 — Uma série de camadas contendo especialmente *Aviculopecten* (*Deltopecten*) em Taió por cima dos sedimentos neríticos escuros do horizonte fossilífero n.º 1, de acôrdo com a verificação do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.
- 2 — Um arenito contendo especialmente *Aviculopecten* em Rio d'Areia abaixo das camadas neríticas escuras do horizonte fossilífero n.º 1, horizonte que foi descoberto por F. W. Lange. Este horizonte de *Aviculopecten* acha-se conforme as nossas medições 19—21 ms. mais baixo do que o horizonte fossilífero n.º 1, e isto entre duas camadas de sedimentos de drift.

Assim, o arenito de *Aviculopecten* do Rio d'Areia representa o horizonte fossilífero mais inferior, entre os horizontes de marinho, da série Itararé, até agora observados. Imediatamente por baixo das camadas fossilíferas jazem sedimentos de drift contendo blocos e seixos de material impellido pelo gôlo (vide diagrama n.º 33 e foto 62). Para cima segue o horizonte arenoso, no qual as *Aviculopecten* diminuem notavelmente, havendo outra fauna de pelecípodos, ao lado da qual se acham frequentemente gastrópodos (*Euomphalus*) e outros fósseis. Acima do horizonte fossilífero n.º 2 jazem perto de Rio d'Areia e para leste, novamente, sedimentos de drift (vide diagrama n.º 34 e foto 60), os quais antes de Baitaca se afinam em

cunha e passam à argilas neríticas finamente estratificadas (horizonte n.º 14). Estes sedimentos de drift aparecem no perfil um pouco mais acima do que formações de superfície mais recentes, em terraços de vale do rio d'Areia, contendo também blocos e seixos. Nestas formações recentes de superfície, as quais à primeira vista lembram sedimentos de drift (vide foto 63) se acham blocos rolados do arenito cinzento de *Aviculopecten* na vizinhança dos bancos fossilíferos. Nos blocos rolados foram também verificadas *Aviculopecten* por F. W. Lange.

Durante os levantamentos dos perfis e subsequentes exames dos bancos fossilíferos, F. W. Lange chamou especialmente a atenção para o fato de que tôdas as *Aviculopecten* recolhidas por êle em Rio d'Areia e Baitaca eram notavelmente menores do que os exemplares descritos do horizonte fossilífero "A" de Taió. Em uma comunicação preliminar ao Museu Paranaense F. W. Lange atribue êste fenômeno à diferentes condições de desenvolvimento, as quais se manifestam nos membros das mesmas espécies nas diversas jazidas de Taió e Rio d'Areia. Segundo os perfis até agora construídos estas diferentes condições de desenvolvimento devem ser explicadas por um espaço de tempo entre um sedimento mais antigo e um mais recente do que por condições locais e distâncias nestes lugares. Porém sobre o assunto ainda devemos aguardar novas pesquisas.

De acôrdo com as comunicações do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil aparecem na resenha seguinte as jazidas fossilíferas de Taió como horizonte fossilífero "A" e as camadas neríticas argilosas escuras do horizonte fossilífero n.º 1.

s até agora obser

C A D O S

PASSINHOS

Sondagem revelou
ocorrência do mesmo
horizonte

fósseis ainda não
encontrados

mente estratificadas (ho-
 aparecem no perfil um
 superfície mais recen-
 contendo também blo-
 de superfície, as quais
 drift (vide foto 63) já
 zento de *Aviculopecten*
 os blocos rolados fo-
 or F. W. Lange.
 s e subsequentes exa-
 nge chamou especial-
 as *Aviculopecten* co-
 ca eram notavelmente
 do horizonte fossilife-
 eliminar ao Museu Pa-
 fenômeno à diferentes
 e manifestam nos mem-
 jazidas de Taió e Rio
 nstruídos estas diferen-
 a ser explicadas antes
 ento mais antigo e um
 is e distâncias entre
 nda devemos aguardar

Serviço Geológico e
 nha seguinte as cama-
 ossilífero "A" acima
 do horizonte fossilífero

até agora observados na série

C A D O S	
PASSINHO	Vila N
Sondagem revelou a ocorrência do mesmo horizonte	A mes
fósseis ainda não encontrados	Conglor ainda

Relativamente à descrição dos fósseis mencionados na tabela n.º 12 apontamos as publicações do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, mormente os trabalhos de Eurébio Paulo de Oliveira (130-136), F. R. Cowper Reed (23 e 24), L. Hussakof (74) e um manuscrito de Frederico W. Lange "Novas localidades fossilíferas da série Itararé no Estado do Paraná", o qual se acha no Museu Paranaense em Curitiba. Entre as asas de blatídeos fósseis do horizonte fossilífero nerítico escuro n.º 1. foi descrita recentemente por Setembrino Petri uma nova espécie, *Phylloblatta* sp. n. (144). Os gastrópodos *Euomphalus* verificados entre os fósseis ultimamente colhidos são mencionados por E. Käyser (79, vol. III, págs. 324 e 342) especialmente do carbonífero superior europeu e também na literatura brasileira nos estratos de Maué-Assú da Pedra do Barco do carbonífero superior do Brasil Setentrional (129, pág. 335). A *Orbiculoidea* *paracumensis* da tabela é idêntica com a forma designada por Eurébio Paulo de Oliveira primeiramente como *Discinella* *paracumensis* (131, págs. 53/54 e 132, pág. 19). Um gastrópodo descrito por F. R. Cowper Reed como *Bellerophon* ? *micromphalus* Morris é mencionado por Chester W. Labburne como cefalópodo respectivamente *Ammonoidea* "agathiceras ? cf. *micromphalus*" (196, pág. 36). Cowper Reed (23) em sua descrição dos fósseis de Taió já indica literalmente que *Bellerophon micromphalus* dos "Lower Marine Beds" do permio-carbonífero australiano foi considerado mais tarde por alguns autores como sendo *Agathiceras* ou *Goniatites*. A identificação de uma forma do género *Agathiceras* tem importância para a posição estratigráfica de tais horizontes em relação à fronteira entre o carbonífero e o permiano. A incerteza da determinação desta forma, se se trata de um *Ammonoidea* ou *Gastropoda* resulta de um perfil de comparação de H. J. Hargraves, o qual registra a existência nas camadas superiores das "Lower Marine Beds", logo acima do conglomerado de Taió, de um fóssil da mencionada forma como segue: "*Agathiceras micromphalus* (= *Bellerophon* ?)" (66, pág. 327). Para a determinação da idade geológica dos horizontes glaciais da série Itararé no Brasil Meridional nos baseamos na classificação dada por F. R. Cowper Reed, a qual combina com os

peixes de água doce que também viviam em estuários (13, pág. 424/425). Abstraindo do fato de que K. A. v. Zittel atribua o caráter marinho dos paleoniscídeos paleozóicos parece ser mais facilmente explicável a coexistência de formas de vida distintas, em um horizonte de sedimentação comum, em regiões sujeitas ao domínio do gelo do que em qualquer outra parte. Frank Debenham aduz algumas observações interessantes sobre o transporte de material orgânico ao lado de material inorgânico por meio de icebergs em drift (29). Assim podem ser transportados peixes envolvidos em gelo ao lado de outro material orgânico para longe de sua região própria de vida. Também na nossa época há exemplos, demonstrando que certos peixes como salmon, enguia e outros encontram-se em certas épocas alternadamente no mar ou nos rios. A existência dos paleoniscídeos ao lado dos braquiópodos marinhos, portanto, não pode ser motivo de dúvida sobre a natureza marinha dos bancos fossilíferos. Enrique Fossa-Mancini (44) observa em referência a este problema que os paleoniscídeos podiam adaptar-se a condições de vida na água do mar imediatamente diante da frente glacial com conteúdo diminuído em sal, como os braquiópodos e pelecípodos, vindos de águas com conteúdo mais alto em sal, se habituaram a águas com menor conteúdo em sal e inversa. Indica assim o exemplo do gênero *Leda*, o qual foi encontrado principalmente em mares polares, com fraco conteúdo em sal, expandindo-se, porém, de lá em nossos dias em quase todos os mares. E. Fossa-Mancini também chama a atenção sobre a espécie *Discinisca atlantica* que foi encontrada no mar de Baffin perto do círculo polar. Trata-se de um braquiópodo que muito se parece com a *Orbiculoidea*, pertencendo à mesma família *Discinidae*. Assim como o gênero *Leda* se estendeu das águas polares pobres em sal sobre os mares com conteúdo normal de sal, os braquiópodos habituados ao maior conteúdo em sal dos oceanos se adaptaram às condições de pobreza em sal na frente de gelo nos mares polares (44, pág. 146).

Quando agora é sublinhada por F. R. Cowper Reed e Athílio Paulo de Oliveira para o conteúdo em fósseis das camadas superiores glaciais de Santa Catarina—Para uma semelhança especial com o conteúdo em fósseis dos "Upper and Lower Marine Beds" de Nova Gales do Sul deve-se

lembrar que o gênero *Eurydesma* não foi encontrado até agora como forma especial glacial-marinha em nenhum horizonte fossilífero da série Itararé. Entre *Palaeoniscidae*, *Myalina*, *Conularia* e *Orthoceras* existe *Eurydesma* também nas camadas glacial-marinhas da série Dwyka na África Sul-Oeste. Visto ter sido achado pessoalmente *Eurydesma* ao sul de Mariental, perto de Gauss na África Sul-Oeste, da qual Paul Range publicou dois exemplares de nossas fotografias (154), este subgênero de *Astartides* (*) teria chamado logo a nossa atenção na revisão dos fósseis colhidos recentemente por Lange em Rio d'Areia e Baitaca. Assim já se pode dizer, antes da conclusão do estudo do novo material fossilífero, que *Eurydesma* não se acha em o mesmo. Mas deve-se notar a este respeito que *Eurydesma* existe na África Sul-Oeste em arenitos ou sedimentos de limo abaixo das camadas marinhas escuras limo-argilosas. Também perto de Gauss, na Namalândia, encontra-se acima dos "Bonnet Mudstones" — um sedimento típico de drift glacial — exatamente como no Rio d'Areia e Baitaca, camadas marinhas escuras azul-acinzentadas e limo-argilosas e somente estas contêm *Eurydesma* a par dos *Palaeoniscidae*, *Conularia*, *Myalina*, etc. Paul Range denominou de "folhelhos *Eurydesma*" (*Eurydesma*-Schichten 152 e 155) as camadas marinhas escuras, acima dos tilitos e arenitos flúvio-glaciais e dos sedimentos glacial-marinhos de drift em consideração ao conteúdo fossilífero. Estes folhelhos azul-cinzentos escuros correspondem como capa dos sedimentos continental-glaciais na Namalândia de forma convincente ao horizonte fossilífero marinho n.º 1 de cor azul-cinza-escuro da série Itararé em Mafra, Rio d'Areia, Guarauna, Teixeira Soares e Passinho com os *Palaeoniscidae*, *Crossopterygii*, restos de *Barões*, *Orbiculoidea*, *Chonetes* e *Leda*, etc.

Não nos consta, que *Eurydesma* fosse até agora encontrada na América do Sul a não ser na província de Buenos Aires Meridional. Ali foram achados por Hans Keidel e H. J. Harrington restos de *Eurydesma* nas camadas inferiores da "serie Bonete" em camadas argilosas escuras e azul-cinzentas (ver

(*) *Eurydesma* é colocada por Woodworth e Zittel nos *Strophomenidae* e por Steinmann nos *Ostreoides* (vide também Dietrich, pág. 51 no "LEITFOSSILIEN DES MARINEN PERMIUM", em *Geologisch-paläontologische Mitteilungen der Geologischen Reichsanstalt Wien*, parte 5).

stones), isto acima da "serie Grande" nas Sierras de Mariental (ver Dietrich, pág. 227-229 e 66, pág. 312). Os sedimentos arenoso-argilosos típicos flúvio-glaciais azul-cinzentos, e os folhelhos argilosas "de color negra" os quais na nossa opinião se-ão como sedimentos típicos de drift glacial existe na província de Buenos Aires Meridional semelhante como é encontrado na série Dwyka na África Sul-Oeste Meridional.

O perfil comunicado em mais um outro sentido por Paul Range Soares, porquanto fora encontrado acima da *Glossopteris* acinzentada escuras ("mudstones", no sentido designadas por Harrington) do "Grupo de Sauce Grande".

H. J. Harrington encontrou restos de *Glossopteris indica* Brongniart, *Glossopteris angustifolia* Feistmantel, *Glossopteris decipiens* Feistmantel, *Glossopteris* mantel, Cfr. *Noeggerathlopsis* como *Phyllopora* e *Schizoneura*.

O horizonte de *Eurydesma* encontrado em Mariental, representa com nosso horizonte Itararé em Paraná e Santa Catarina uma associação simultânea. O arenito de Mariental, fica em um plano muito inferior às camadas argilosas marinhas escuras e azul-cinzentas dos folhelhos de drift. Segue-se que o horizonte de drift marinho do que as camadas de *Eurydesma* em Mariental, Argentina e dos folhelhos de drift em Rio d'Areia da África Sul-Oeste, ficando talvez acima das camadas de *Eurydesma* situadas por cima da "serie Bonete" em Lochinvar em Nova Gales do Sul.

contrado até agora num horizonte fossilífero, *Myalina*, *Conularia* nas camadas glaciais do Sul-Oeste. Visto termos a *Myalina* Mariental, perto de Rio d'Areia e Range publicou este subgênero da *Myalina* na revisão dos fósseis em Rio d'Areia e na conclusão do estudo não se acha entre os que *Eurydesma* não são sedimentos de drift argilosas. Também acima dos "Boulder beds" glacial — exatamente as marinhas escuras azules contêm *Eurydesma*, etc. Paul Range (*Eurydesma-Schiefer*) acima dos tillitos, dos folhelhos glacial-marinhos de Rio d'Areia. Estes folhelhos azules na capa dos sedimentos são convincente ao horizonte azul-cinzento-escura da *Myalina*, Teixeira Soares *Eurydesma*, restos de *Myalina* etc.

O perfil comunicado por H. J. Harrington coincide com mais um outro sentido com o perfil Rio d'Areia—Teixeira Soares, porquanto foram encontrados restos fósseis da flora de *Glossopteris* acima das camadas argilosas azul-cinzentas escuras ("mudstones", no contienen ya rodados dispersos), que são designadas por Harrington como camada de transição do "Grupo de Sauce Grande" para o "Grupo de Bonete".

H. J. Harrington (66) descreve desta associação vegetal: *Glossopteris indica* Schimper, *Glossopteris Browniana* Brongniart, *Glossopteris angustifolia* Brongniart, Cfr. *Glossopteris decipiens* Feistmantel, *Gangamopteris cyclopteroides* Feistmantel, Cfr. *Noeggerathiopsis Hislopi* (Bunb.) Feistmantel, bem como *Phyllocladus* e *Schizoneura*.

O horizonte de *Eurydesma* na base do grupo de Bonete, portanto, representa com nosso horizonte fossilífero n.º I da série de Paraná e Santa Catarina uma camada de transgressão simultânea. O arenito de *Aviculopecten* de Rio d'Areia, portanto, fica em um plano muito inferior ao da base das camadas argilosas marinhas escuras e ainda abaixo dos sedimentos glaciais de drift. Segue-se que o mesmo é, sem dúvida, mais antigo do que as camadas de *Eurydesma* do grupo de Bonete da Argentina e dos folhelhos de *Eurydesma* das camadas Dwyka da África Sul-Oeste, ficando também abaixo das camadas com *Eurydesma* situadas por cima do terceiro horizonte glacial de *Myalina* em Nova Gales do Sul. O horizonte fossilífero "A"

Smith e Zittel nos *Aviculopecten* de também Diener, 1882 "PERM", em Guerich, Leit.

de Taió com suas *Aviculopecten* (*Deltopecten*) maiores e *Bellerophon ? micromphalus*, o qual jaz por cima do horizonte fossilífero n.º 1 de Bela Vista e Teixeira Soares corresponde a um horizonte dos "Lower Marine Beds" de Nova Gales do Sul entre o terceiro andar glacial de Lochinvar e o quarto andar glacial com o conglomerado de Allandale do sistema de Kamilaroi. Com isto é focalizado o problema da idade geológica da série Itararé e da glaciação paleozóica em geral. Aqui devemos limitar à indicação de que não pode haver dúvida sobre a natureza marinha dos bancos fossilíferos da série Itararé, e se nota claramente o caráter glacial da fauna marinha.



Foto 00
Depósitos glaciais
d'Areia no
sobre a
Vista



Foto 01
Bloco facetado e
com 60 cm de

maiores e Belle-
do horizonte fos-
corresponde pois
ova Gales do Sul
quarto horizonte
ema de Kamilaroi.
geológica da série
aqui devemos nos
úvida sôbre a na-
érie Itararé, onde
na marinha.



Foto 60

J. J. Bigarella

Depósitos glacial-marinhos de drift acima dos bancos fossilíferos do Rio d'Areia no km 135,5 do perfil Rio d'Areia—Palmeira. O martelo acha-se sôbre um grande bloco de granito. Cabo do martelo = 30 cm. Vista norte-sul. Altitude 868 m sôbre o nível do mar.



Foto 61

J. J. Bigarella

Bloco facetado com estrias por arrastamento pelo gelo. Quartzito violeta com 60 cm de diâmetro dos sedimentos glacial-marinhos de drift no km 138,5, entre Palmeira e Rio d'Areia.



Foto 64

F. W. Lange

Banco de arenito argiloso fossilífero do horizonte n.º 2 do Rio d'Areia. Do afloramento à esquerda e acima do martelo foram recolhidos lamelibrânquios e gastrópodos (*Euomphalus*). Vista de SW para NE. Altitude 822 m sobre o nível do mar.



Foto 65

R. Maack

Banco compacto e duro do arenito de *Aviculopecten* no leito do rio d'Areia. Horizonte fossilífero n.º 3. Lugar situado a 200 m acima da praia do km 148, onde pelo autor foi verificada a existência de fósseis. Vista norte-sul. Altitude 830 m sobre o nível do mar.

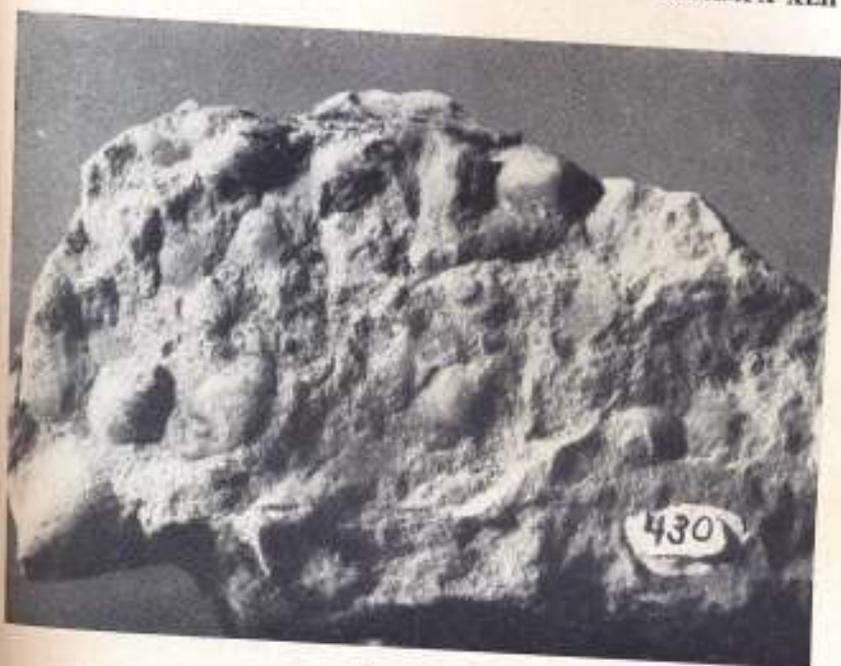


Foto 66

Amostra do arenito de *Aviculopecten* do Rio d'Areia.



Foto 67

Aviculopecten (*Deltopecten*) no arenito do horizonte fossilífero n.º 3 do Rio d'Areia.



Foto 68

F. W. Lange

Camadas de argila arenosa cinzento-escura, contendo *Glossopteris* e *Phylotera*, com jazida de carvão e arenito argiloso acima dos sedimentos acima em Mineiros, a cerca de 5 km ao sul do Rio d'Areia. Vista sul-norte. Altitude 866-869 m sobre o nível do mar.



Foto 69

F. W. Lange

Montante da jazida de carvão de Mineiros nas camadas da série *Tabaré* na altitude entre 855 e 872 m sobre o nível do mar, na vertente leste de um dos vales formadores do rio d'Areia.

IV — Resultados geológicos gerais das pesquisas.

A) — A IDADE DAS CAMADAS CONTINENTAL-GLACIAIS E GLACIAL-MARINHAS DA SÉRIE ITARARE.

1 — Generalidades.

Os sedimentos glaciais paleozóicos do hemisfério sul são em geral designados como "permo-carboníferos". Por esta dupla denominação da idade é nitidamente indicado o grau de incerteza em relação à idade geológica da época glacial gonduânica. Existem pois ainda muitas dúvidas que tornam impossível responder positivamente a questão para muitas regiões da Terra Gonduana, entre as quais avulta a que se refere ao domínio do gêlo, como o lugar de formações na face da Terra, se o mesmo deve ser colocado ainda no período carbonífero ou se tal domínio já caracteriza o início do período permiano. A resposta à questão, para cada uma das zonas que estiveram cobertas pelo gêlo, há-de solucionar o problema se a época glacial atingiu simultaneamente as regiões congeladas ou se houve sucessão em tempo e com isto também regional mediante deslocação do centro de glaciação.

A incerteza na limitação entre o carbonífero e o permiano é causada pela diminuta alteração da fauna marinha, comparada com a do carbonífero superior e pela estranha ligação das camadas entre os sedimentos da época glacial gonduânica e os horizontes de *Glossopteris* com as camadas de carvão de pedra da época postglacial. O aparecimento da flora de *Glossopteris* na

época postglacial até agora não fornece possibilidades de limitação clara entre o carbonífero e o permiano. O tempo de esplendor da flora de *Glossopteris* subpolar é atribuído pela maioria dos geólogos e paleobotânicos tanto ao carbonífero superior como ao permiano inferior. A flora de *Glossopteris* apresenta diversos elementos de vegetação, os quais permanecem até o triássico, como sejam *Glossopteris Browniana*, *Glossopteris latifolia* e *Noeggerathopsis Hisiopi*. O gênero *Gangamopteris*, porém, pertence com *Neuropteridium Plantianum* somente às camadas permianas inferiores e junto com as plantas características do carbonífero, *Lepidodendron* e *Sigillaria Brardi*, *Lycopodiopsis Derbyi* e especialmente pela associação com os elementos da flora de *Rhacopteris* do carbonífero inferior, como também com *Sphenophyllum oblongifolium* — a qual somente se mantém ao permiano inferior — representa, na qualidade de associação vegetal, o tipo mais antigo da flora de *Glossopteris*.

Lycopodiopsis Derbyi Renauld já é encontrado na camada de carvão de pedra "Barro Branco" do andar Bonito da serra Tubarão, como nos foi possível constatar pelos fósseis encontrados em Cresciuma, Santa Catarina (105, págs. 23-24). Este gênero pertence, portanto, aos elementos mais antigos da flora de *Glossopteris*, o qual, porém, é encontrado no permiano superior mesmo no triássico. Alguns exemplares de *Lycopodiopsis Derbyi* foram encontrados também por Frederico W. L. L. nas camadas de Estrada Nova nas vizinhanças de Prudentópolis, Estado do Paraná. Com isto ficou determinada a zona de distribuição de *Lycopodiopsis Derbyi* que abrange Santa Catarina, Paraná e São Paulo.

Com referência à posição autônoma do permiano E. I. ser indica especialmente o rico desenvolvimento dos Coleoptera com linha de sutura ceratítica e amonítica e o aparecimento de reptis legítimos (79, vol. III, pág. 349). Onde acima dos elementos glaciais jazem camadas com tais amonitas claramente em níveis ou com reptis fica patente uma limitação nítida do permiano. Tal horizonte é representado tanto no Brasil Meridional como na África Meridional por camadas com *Mesosaurus*, a saber os melhos betuminosos de Iratí do Brasil Meridional e as camadas de Dwyka superiores com o Whiteband e os xistos "Graptope" na África Sul-Oeste. Abaixo das camadas glaciais jazem

horizontes fossilíferos entre a deposição glaciais achados na pregondúânica. Se pode tratar-se neste período de uma linha que não pode ser isto é também *Glossopteris* do carbonífero Meridional e sua concatenação com a de Nova Gales.

Como em coordenação com a estreita ligação de *Glossopteris* com o sueste de Santa Catarina nas camadas carboníferas "Série Tubarão" reconhecido a flora de *Glossopteris* e *Ecce* da África Meridional naquele tempo admitiu a mesma distribuição no Brasil Meridional e nas fósseis de White e R. não inclusive o damente ao "380-381).

Devido ao no Estado do São Paulo de C. da série Tubarão" (130, págs. Estados do Sul a série Itararé da mesma forma

possibilidades de limitação. O tempo de esplendor foi abrandado pela maior parte do carbonífero superior. *Glossopteris* apresenta-se permanecendo até ao Permiano, *Glossopteris Indica* e *Rhacopteris*, porém, pertencente às camadas goniatíticas características do carbonífero inferior, *Lycopodiopsis Derbyi* e outros elementos da flora são encontrados também com o Permiano e somente se mantém até ao Permiano superior em qualidade de associação com *Glossopteris*.

Encontrado na camada Bonito da série Itararé pelos fósseis achados (págs. 23-24). Este vegetal pertence à flora de *Glossopteris* do Permiano superior e de *Lycopodiopsis Derbyi* e outros elementos da flora de Prudentópolis, terminada a zona de disconformidade Santa Catarina.

do Permiano E. Kayser, desenvolvimento dos Cephalopodites e o aparecimento de *Ammonites* claramente delineada nitida do Permiano. No Brasil Meridional como na Alemanha, a saber os *Ammonites* Meridional e as camadas de xistos "Graue Kupfer" e camadas glaciais jazem os

horizontes fossilíferos nitidamente definíveis do Devoniano. Entre a deposição dos sedimentos Devonianos e a base das camadas glaciais acha-se o longo tempo, em que foi formado o peneplano pregonduíano. Na região da glaciação do Brasil Meridional só se pode tratar do Devoniano superior e do carbonífero inferior deste período de erosão e aplainamento. Com isto torna-se possível uma limitação inferior aproximada da glaciação paleozóica, que não pode ter começado antes do fim do carbonífero inferior. Isto é também corroborado pelo aparecimento da flora de *Rhacopteris* do carbonífero inferior na base da série Itararé no Brasil Meridional e de *Stigmaria*, *Lepidodendron* e *Rhacopteris* em conexão imediata com as camadas glaciais da série Kuttung da Nova Gales do Sul.

Como em todas as demais zonas de glaciação paleozóica a ordenação dos horizontes glaciais sofreu diversas alterações. A estreita ligação do primeiro aparecimento dos horizontes de *Glossopteris* com os sedimentos glaciais de pouca espessura no oeste de Santa Catarina moveu J. C. White a juntar as camadas carboníferas com os sedimentos glaciais sob o nome de "Série Tubarão". Uma vez que J. C. White (201) já tinha conhecido a semelhança surpreendente dos horizontes glaciais de *Glossopteris* do Brasil Meridional com as séries de Dwyka da África Meridional e o tilito Talchir da Índia, os quais naquele tempo estavam incluídos no carbonífero superior, ele atribuiu a mesma idade também para a base das camadas goniatíticas no Brasil Meridional. Porém somente o exame das plantas fósseis do "Grupo Bonito" da série Tubarão por David White e R. Zeiller foi decisivo para referir a série Tubarão inclusive os sedimentos glaciais ao Permiano inferior e notadamente ao "Rotliegenden" dos geólogos alemães (201, págs. 20-31).

Devido ao vultoso desenvolvimento das camadas glaciais no Estado do Paraná até 350 e 400 ms. de espessura, Euzébio Paulo de Oliveira separou estas como membro autônomo da série Tubarão, juntando-as sob a designação de "Série Itararé" (130, pág. 11). Em seu trabalho "Regiões Carboníferas dos Estados do Sul" Euzébio Paulo de Oliveira localizou a série Itararé também no Permiano inferior (130, págs. 12-14), na mesma forma como J. C. Branner em sua obra "Outlines

of the geology of Brasil" (8, pág. 211). Igualmente na excelente monografia sobre a geologia do Estado do Paraná (131) Eurébio Paulo de Oliveira conservou a designação de Iratí com *Mesosaurus* na base do permiano superior. Da literatura à nossa disposição, porém, ressalta que A. L. du Toit já em 1915 colocava a série Itararé junto com a série Tubarão no carbonífero superior (178). Pela primeira vez é empregada para as camadas glaciais da série Itararé a expressão "carbonífero superior" na "Geologia Histórica do Brasil" de 1933-1934 (134) e na tabela estratigráfica para o "Atlas Geológico do Brasil" de 1933, a qual foi publicada sem alteração em 1938 (135). As camadas com *Mesosaurus* aparecem também ali na base do permiano inferior. Djalma Guimarães recolocou em qualquer restrição a série Itararé 1936 no permiano inferior (136). Porém na edição de 1940 da "Geologia do Brasil" de Avelino de Oliveira e Othon H. Leonardos aparecem as séries "Itararé e Tubarão" como "permo-carbonífero" (128), na mesma forma como somente a série Itararé na "Estratigrafia do Carvão em Santa Catarina" de J. Fiuza da Rocha e Pena Scorza. A série Tubarão, porém, se acha ali novamente colocada no permiano inferior (41). Somente na nova edição do ano de 1943 da excelente "Geologia do Brasil" de Avelino de Oliveira e Othon H. Leonardos (129) também as camadas glaciais da série Itararé como os horizontes de Glosens e de carvão de pedra da série Tubarão conjuntamente são incluídos no carbonífero. Na citada obra, entretanto, se expressa expressamente que a glaciação somente começou no fim do período carbonífero: "...do Inlandsis que teve início no fim do período carbonífero" (129, pág. 172). Ainda assim para o desenvolvimento e o degelo de uma cobertura de Inlandsis de extraordinária extensão, que se havia espalhado sobre toda a região das camadas gonduânicas, e ainda nos sedimentos da série Tubarão, apenas o tempo geológico curto do fim do período carbonífero, portanto o carbonífero superior mais recente, sem que a época da glaciação e os horizontes carboníferos postglaciais da série Tubarão se estendessem para o permiano. Os folhelhos de Iratí com *Mesosaurus* são

localizados, e a nosso ver com certeza para a base do permiano inferior.

Contrário ao Serviço Geológico do Brasil, A. B. Paes Leme, em sua obra sobre o permiano inferior, tanto para a série Tubarão como para a série Iratí, baseando-se em uma observação que diz textualmente: "A série Iratí não deve ser considerada como permiano inferior" (815, 167). Os folhelhos de Iratí de Gregor aparecem, de acordo com a obra de Paes Leme, no permiano superior (140, página 140). Podemos observar aqui que a série Iratí contém elementos que são típicos do permiano inferior, o "Rotliegendes" desaparecem, como *Gangamopteris*, entre outros. Também a associação de elementos florísticos do permiano inferior, que se encontram na base das camadas glaciais do Brasil Meridional como na base da Austrália, como a associação de plantas e uma associação vegetal típica do permiano médio. *Rhacopteris* e *Cardiopteris* de Kuttung sempre intimamente associados a fluvío-glaciais. A associação de plantas típica do permiano inferior com *Cardiopteris*, *Archaeocalamites* e *Lepidodendron* de J. Harrington (66, página 66), segundo Walkom, posterior ou às camadas Ostracoditas, caso à uma flora eocarbonífera.

Em um relance sobre a flora gonduânica da Argentina (256-257) são citados: *Rhacopteris septentrionalis* F. de S. (1888), *Lepidodendron cf. peruvianum* (Carr.) Gerth, assim como a associação típica com *Gangamopteris* e *Phyllocladus Moreniana* (E.

locados, e a nosso ver com tóda a razão, do permiano superior para a base do permiano inferior.

Contrário ao Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil A. B. Paes Leme, em 1943, re-estabeleceu de novo o permiano inferior, tanto para as camadas glaciais da série Itararé como para a série Tubarão com suas jazidas de carvão de pedra, baseando-se em uma observação de Ch. F. Schuchert, que diz textualmente: "A flora de *Glossopteris* não pode nunca ser considerada como anterior ao Permiano Médio" (140, pág. 165, 167). Os folhetos de Irati com *Mesosaurus brasiliensis* Mc Gregor aparecem, de acôrdo com o indicado, novamente no permiano superior (140, págs. 824-825). Quanto a êste ponto já podemos observar aqui que a flora de *Glossopteris* do Brasil Meridional contém elementos que em geral só permanecem até o permiano inferior, o "Rotliegenden" dos geólogos alemães, e depois desaparecem, como *Gangamopteris*, *Sphenophyllum oblongifolium*, entre outros. Também a associação da flora de *Glossopteris* com elementos florísticos do carbonífero inferior, que já se encontram na base das camadas glaciais da série Itararé, tanto no Brasil Meridional como na série Kuttung na glaciação paleocênica da Austrália, como especialmente *Rhacopteris*, exprime antes uma associação vegetal do carbonífero superior do que do permiano médio. *Rhacopteris* encontra-se no segundo andar glacial de Kuttung sempre intimamente ligada aos sedimentos glaciais e flúvio-glaciais. A associação de *Rhacopteris inequilatera* e *inermédia* com *Cardiopteris polymorpha*, *Archaeopteris*, *Sphenopteris*, *Archaeocalamites* e *Lepidodendron* demonstra, segundo H. Harrington (66, pág. 326), uma flora típica do Kulm; segundo Walkom, porém, corresponde ao westfallano inferior ou às camadas Ostrau-Waldenburg da Silésia, mas em todo caso é uma flora eocarbonífera.

Em um relance sôbre os vegetais fósseis das camadas gondwânicas da Argentina por Joaquim Frenguelli (50, págs. 35-357) são citados: *Rhacopteris ovata* (M. Coy) Walk., *Rhacopteris septentrionalis* Feistm., *Calamites peruvianus* Gothan, *Lepidodendron cf. peruvianum* Goth. e *Gondwanidium plantianum* (Carr.) Gerth, assim como finalmente a flora de *Glossopteris* típica com *Gangamopteris* e *Glossopteris Browniana* ? Brongt., *Phylotea Moreniana* (Kurtz) Freng. e *Noeggerathiopsis* His-

lopi (Bunb.) Feistm. entre Visiano—Dinantiano do carbonífero inferior e o Stefaniano ou Uraliano superior do carbonífero superior. Também W. Gothan (59, pág. 170) faz notar especialmente que a associação de *Gangamopteris* com *Glossoparis*, *Phyllothea*, *Schizoneura*, *Noeggerathiopsis* e *Gondwanidia* (*Neuropteridium*) é característica para as camadas gonduânicas inferiores.

Comparando as explanações a respeito da limitação entre o carbonífero e o permiano dentro do sistema de Santa Catarina com as outras regiões de distribuição das camadas gonduânicas encontramos incertezas semelhantes. Basta passar em revista os perfis estratigráficos dos diversos autores desde o início do estudo das camadas gonduânicas. A maioria dos geólogos, porém, colocou o início da glaciação gonduânica no carbonífero superior.

Na África Sul-Oeste especialmente Paul Range (153 e 155) atribuiu nos anos de 1912, 1923 e 1930 os tílitos de Dwyka e os folhelhos marinhos de *Eurydesma*, cujos fósseis foram estudados por H. Schroeder (166), ao carbonífero superior. Contrariamente, du Toit (79, pág. 402) mencionou em 1919 os Dwyka-Beds como duvidosos no carbonífero superior. As camadas de Ecça com carvão de pedra na capa do permiano inferior. Desde então as camadas glaciais da série Dwyka foram colocadas na base do permiano inferior pela grande maioria dos autores que escreveram a respeito da geologia da África do Sul, como por exemplo E. Kayser em seu "Lehrbuch der Geologie" (79) e E. Krenkel (91) na "Geologie Afrikas".

Quanto à Índia, A. B. Wynne, em 1878, (205), e Waagen ainda em 1887 (189 e 190), C. Diener em 1890 (31) e A. Geikie em 1903 (54) sublinham a idade carbonífera superior dos sedimentos glaciais paleozóicos nos "Salt Range" e para os "Boulder Beds" da série de Talchir. Tschernyschew em 1902 (180, pág. 278), Hayden em 1907 (80) e entre os geólogos modernos especialmente D. N. Wadia em 1926 (193), F. R. Cowper Reed em 1928 e 1930 (22 e 23), Grabau em 1931 (60) e Douglas em 1936 (33) atribuem como idade mais provável da glaciação gonduânica o carbonífero superior ou, mais exatamente, o andar Gshelliano ou o Moscoviense.

Em nenhuma hipótese unânime a glaciação paleozóica também ali a das camadas gonduânicas provável a idade da série Kuttung. Waagen ainda em 1887 (189) T. W. Davidson em 1890 (31) H. J. Harmer em 1935 (161), Frenguelli em 1935 (161) que também em 1935 (161) L. du Toit em 1935 (168) exceção na série Dwyka em 1935 colocou as camadas Dwyka no carbonífero inferior (168).

Também por exemplo Ch. Schuchert em 1907 (125), já antes da publicação da obra geológica do "South Africa" camadas gonduânicas do carbonífero superior. Para o calcáreo de Waagen no permiano inferior, em 1887 (189) camadas glaciais do permiano inferior do "Amudarya" em 1889 (192). Os horizontes do permiano inferior comparando-os com os de Waagen, entre o carbonífero superior e o permiano inferior, em 1897 (80) os geólogos modernos atribuem a idade "Katta-Beds", e não a idade da capa no carbonífero inferior.

Em nenhuma outra região das camadas gonduânicas foi tão unanimemente determinada a idade de carbonífero superior da glaciação paleozóica como na Nova Gales do Sul. Se bem que também ali a limitação entre o permiano e o carbonífero dentro das camadas gonduânicas apresenta certa variação, tem como provável a idade de carbonífero superior do "Glacial-Stage" da série Kuttung segundo C. S. Wilkenson, 1882, (204), W. Waagen ainda 1887 (189 e 190), F. Frech em 1902 (47), T. W. David e C. A. Suessmilch em 1931-1932 (27), E. J. Harrington em 1934 (66), A. S. Romer em 1935 (161), E. Fossa-Mancini em 1940 (43) e J. Frenguelli em 1943 (49). Pela literatura presente percebemos que também W. Salomon-Calvi em 1932 (163) e A. L. du Toit em 1937 (179) chegaram à mesma conclusão. Uma exceção na série dos autores faz Ch. Schuchert que em 1905 colocou as camadas glaciais da série Kuttung no permiano inferior (168).

Também para as camadas glaciais na Índia especialmente Ch. Schuchert, em 1928 e 1941 (167 e 169, pág. 260), registrou a idade permiana. F. Noetling, em 1896, 1901 e 1902 (124 e 125), já anteriormente e como o primeiro indicou como idade geológica do "Speckled Sandstone" e dos "Boulder Beds" das camadas gonduânicas da Índia o permiano e defende a opinião de que o carbonífero superior não se acha representado no "Salt Range". Para o calcáreo de *Productus*, acima das camadas glaciais, W. Waagen no princípio se inclinava também a fixar a idade carbonífera, em 1887 (189 e 190); mais tarde, porém, colocou as camadas glaciais no carbonífero superior e os calcáreos de *Productus* dos "Amb-Beds" até aos "Chideru-Beds" no permiano, em 1889 (192). Noetling (124) incluiu, em 1901, todos os horizontes do calcáreo de *Productus* no permiano superior, comparando-os com o "Zechstein" dos geólogos alemães. Depois de Waagen, em 1889 (192), porém, foi colocado o limite entre o carbonífero superior e o permiano inferior por C. Dietrich, em 1897 (31), e depois de Noetling mormente entre os geólogos modernos por A. E. Douglas, na base dos "Lima-Beds", e ambos tornaram a intercalar os "Amb-Beds" como uma época no carbonífero superior.

Em relação à coordenação das camadas gonduânicas do "Salt Range" por Noetling devemos observar que *Conularia* *vigata* aparece acima da zona com *Eurydesma globusum* no grupo Dandote como membro médio dos "Speckled Sandstones" "Boulder clay" do andar Pendschab de Waagen (124, pág. 391 e 79, pág. 392). Com isso se indica para o horizonte com *Eurydesma* do "Salt Range" a mesma posição estratigráfica peculiar aos folhelhos de *Eurydesma* de Paul Range na África Sul-Oeste, a saber: a sedimentação em camadas de transgressão glacial-marinha imediatamente sobre os tilitos ou conglomerados glaciais de drift. Igual posição estratigráfica é apresentada também pelo horizonte com *Eurydesma* da série Bonete acima do conglomerado glacial de Sauce Grande na Argentina e pelo horizonte fossilífero n.º 1 da série Itararé com *Lingula*, *Orbiculoidea* e *Leda*, no Brasil Meridional.

Entretanto, os geólogos russos, mormente T. Tschernousschew, em 1902 (180), incluem no andar Artinskiano os horizontes superiores das camadas calcáreas de *Productus* e Uraliano mesmo os "Amb-Beds" do *Lower Productus Linnæi*. O andar Artinskiano é colocado por parte dos geólogos carbonífero superior e por outros na base do permiano, como se salta das conferências no Congresso Internacional de Geologia de Moscou em 1937 (D. V. Nalivkin, D. M. Raup, Tschernoussowa, 118, 119, 120, 121 e 156). Com referência à equiparação do calcáreo de *Productus* com o Artinskiano já E. Kayser observou em 1923 que a formação do material detrítico de transporte de glaciação do hemisfério sul não pode ser mais recente do que o carbonífero inferior (79, pág. 392).

Como limite mais provável entre o carbonífero e o permiano é considerado geralmente o horizonte de *Schwagerina* Uraliano com *Pseudo-Schwagerina princeps* que se encontra no andar Sakmariense, uma limitação contra a qual somente passaram Ch. Schuchert e C. O. Dunbar em 1928 e 1935 e 1940 (167-169). Admitindo como provável a limitação entre o carbonífero superior e o permiano inferior com as camadas de *Pseudo-Schwagerina* do Uraliano contra o Andar Artinskiano então as camadas de *Eurydesma* da transgressão marinha da época glacial gonduânica, ainda ficam abaixo da zona de "phalotrochus", do Gsheliano inferior, e, portanto, no Mesozoico.

Comparem-se ao trabalho de T. Tschernousschew, em 1934 (201) também a posição "Série" do sistema "Harrington" de Harrington (6) na África Sul-Oeste, e o horizonte glacial da série Bonete (série de Las Tunas na Argentina) do ponto de vista estratigráfico da série Itararé e dos horizontes fossilíferos de todas as séries que se acham situados imediatamente acima.

Como idade geológica são considerados o carbonífero superior (180, 189 e 204). Paul Range (180 e 154) como idade geológica da série Bonete (série de Pieper) do carbonífero superior. Mas, abaixo da zona de "phalotrochus" se provável o neozoico para o início da glaciação gonduânica.

2 — A limitação da glaciação

O grupo médio — exhibe como fossilífero também foi achado no Rio do Sul (44, pág. 100) corresponde, no Brasil, ao *Productus cora*, *Productus* e outros, e a série de *Palaeoniscus*, *Orbiculoidea*, *Palaeoniscus* (36, 37).

A série Itaituba (30) e por F. K.

conduânicas do "Salt Range" que *Conularia laevis globosum* no "grudged Sandstones" e *Orthis gen* (124, pág. 369) horizonte com *Eurydesma* — característica peculiar na Africa Sul — de transgressão glacial ou conglomerados é apresentada também Bonete acima do Rio Argentina e pelo *hollandica Lingula, Orbiculoidea*

T. Tscherny- Artinskiano os horizontes de *Productus* e no *Productus Limestone*. Os geólogos do Permiano, como resumo de Geólogos O. M. Rauser (156). Com referência com o Artinskiano, a formação do material do Permiano sul não pode ser (79, pág. 395).

Permiano e o Permiano Schwagerinas do Permiano que se encontra no Permiano somente se opor em 1928, 1933, provável a limitação anterior com as camadas do Permiano. O Permiano Artinskiano, a transgressão marinha, no fim da zona da "Oman", no Moscoviano.

Comparem-se ao anterior os perfis do "Salt Range" no Punjab de T. Tschernyschew, em 1903 (180), H. J. Wheeler, em 1934 (200), e A. J. Douglas, em 1936 (33), ou também a posição dos horizontes de *Eurydesma* de "Lower Marine Series" do sistema Kamilaroi de Nova Gales do Sul no perfil expressivo do distrito de Hunter River de Horácio J. Harrington (66 pág. 327). Os folhelhos de *Eurydesma* da Africa Sul-Oeste, as camadas de *Eurydesma* acima do terceiro horizonte glacial de Lochinvar em Nova Gales do Sul e na série Bonete (série de Piedra Azul) das serras de Pillahuincó e de Las Tunas na Argentina correspondem perfeitamente sob o ponto de vista estratigráfico à posição do horizonte fossilífero n.º da série Itararé no Paraná e Santa Catarina. Os horizontes fossilíferos de tôdas estas regiões de glaciação do hemisfério sul se acham situados imediatamente acima das camadas glaciais.

Como idade geológica dos "Lower Marine Beds" são mencionados o carbonífero superior e o permiano inferior (27, 43, 49, 189 e 204). Para os folhelhos de *Eurydesma* na Africa Sul-Oeste Paul Range considera o carbonífero superior (152, 153 e 154) como idade geológica. Também para a base da série Bonete (série de Piedra Azul) na Argentina é indicado o carbonífero superior. Mas, visto que os horizontes de *Eurydesma* caem abaixo da zona de *Omphalotrochus* do Gsheliano inferior, torna-se provável o neo-carbonífero médio, a saber o andar Moscoviano para o início da transgressão marinha no último terço da época glacial gonduânica.

— A limitação da glaciação paleozóica no Brasil.

O grupo médio do andar Uraliano — o Gsheliano superior — exhibe como fóssil-guia *Productus cora*, um braquiópodo, que também foi achado no carbonífero superior da Bolívia, na América do Sul (44, pág. 127). A este horizonte de *Productus cora* corresponde, no Brasil Setentrional, a série Itaituba com *Productus cora*, *Productus chandlessi* e *Productus nebrascensis* entre outros, e a série Piauí com *Aviculopecten* sp., *Spirifer* cf. *opimus*, *Orbiculoidea* sp., *Edmondia* sp., *Lingula* sp., *Protaster* sp. e *Planorbis* (36, 37, 129, pág. 335).

A série Itaituba já fora colocada por O. Derby, em 1894, e por F. Katzer, em 1897, (78) no carbonífero supe-

rior. Os novos achados de fósseis do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, (Duarte, em 1936, 36 e 37), vieram confirmar a idade carbonífera superior, a saber: o andar Uraliano, para as séries Itaituba e Piauí. Esta determinação de idade geológica figura também na meritória resenha geral da "Geologia do Brasil" por Avelino Ignácio de Oliveira e Othon Henry Leonardos (129, págs. 343 e 355). Além disso, os horizontes de transgressão da série Itaituba, aparecem na série Potí do Brasil Setentrional, entre elementos típicos da flora carbonífera, *Sphenopteridae* e *Calamites*, característicos do andar Ostrau-Waldenburg do carbonífero superior alemão. Os horizontes do carbonífero superior da série Itaituba e da série Piauí devem, pois, ser intercalados pela idade geológica, com as camadas com *Pseudo-Schwagerina* do Sakmariense e o Carbonífero inferior do andar Uraliano. Os horizontes fossilíferos do Brasil Setentrional, portanto, se acham situados por cima dos horizontes de *Eurydesma* da Austrália, Índia, África do Sul e Argentina, isto é, em um horizonte do carbonífero superior que corresponde ao fácies continental do antigo andar Calamariense Farn ou às camadas Ottweiler-Radowenz do carbonífero superior alemão.

Euzébio Paulo de Oliveira coloca o horizonte fossilífero "A" da série Itararé de Taió acima do horizonte fossilífero n.º 1, da série Itararé de Bela Vista (129, pág. 144), vide também tabela n.º 12, entre as págs. 144-145), que se acha stratigráficamente no nível das camadas de *Eurydesma* em certas regiões gonduânicas. Daí resulta igual idade geológica para o horizonte fossilífero de Taió, como para as camadas fossilíferas das séries Itaituba e Piauí. Como, porém, os autores da "Geologia do Brasil" mencionam que a glaciação do Brasil Meridional ocorreu no máximo no fim do carbonífero superior (129, pág. 172), salta claramente que, segundo a opinião do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, para a época glacial gonduânica e os horizontes de transgressão marinha da série Itararé somente pode tratar de uma idade mais recente do que a das séries Itaituba e Piauí. Assim é admitida uma transgressão marinha no início da glaciação a qual somente atingiu o Brasil Setentrional durante o andar Uraliano, e uma segunda transgressão apenas alcançou o Brasil Meridional no fim da época glacial

gonduânica por pouco tempo (pág. 172). A transgressão marinha-glaciais da série Itararé é necessariamente com a *Schwagerina* do Sakmariense. O Artinskiano é designado como carbonífero superior, p. 120, 121 e 156). Do mesmo modo com suas jazidas de carvão das camadas de transgressão do carbonífero superior mais recente também na base do andar Uraliano se há de limitar a idade geológica do Brasil Meridional durante, apesar da extensão das camadas glaciais, a zona de transição da zona Uraliana até a zona *Pseudo-Schwagerina*. Um pequeno espaço de tempo ainda não é considerado a posição das outras zonas da série Itararé, *Eurydesma*, n.º 1 da série Itararé e os existentes, sem a *Schwagerina* do Sakmariense ou para a formação das sul-americanas gonduânicas sinalado pela rápida transgressão do Uraliano superior para o carbonífero superior, que, portanto, está em igual idade geológica da série Itararé de geológica da série Itararé. J. H. Leonardos do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil anexada ao Atlas Geológico em 1939 (4). Nesta transgressão marinha

duânica por pouco tempo e ainda no carbonífero superior (129, pág. 172). A transgressão marinha acima dos sedimentos continental-glaciais da série Itararé coincide, pois, desta maneira necessariamente com a sedimentação da zona de *Pseudo-Schwagerina* do Sakmario, ou já com o andar Artinskiano. O andar Artinskiano é designado por um grupo de geólogos ainda como carbonífero superior, por outro como permiano inferior (118, 119, 120, 121 e 156). Do mesmo modo, as camadas da série Tubarão com suas jazidas de carvão de pedra, que se encontram acima das camadas de transgressão marinha, são colocadas no carbonífero superior mais recente e, portanto, no Sakmario, ou também na base do andar Artinskiano. Surge agora a questão de que modo se há de limitar, segundo tais opiniões, a glaciação paleogeográfica do Brasil Meridional. Será possível que a mesma tivesse duração, apesar da extensão enorme do inlandsis e das espessuras das camadas glaciais de 300-500 ms., somente o curto tempo da transição da zona superior do Gsheliano com *Productus cora* para a zona *Pseudo-Schwagerina* do Sakmario? Este curto espaço de tempo ainda é mais diminuído quando se toma em consideração a posição estratigráfica das camadas de *Eurydesma* em outras zonas da Terra Gonduana. As camadas glacial-marinha de *Eurydesma*, que correspondem ao horizonte fossilífero da série Itararé, estão situadas, segundo os perfis geológicos existentes, sem dúvida abaixo da zona de *Pseudo-Schwagerina* do Sakmario. Assim, para toda a glaciação de latitude americana gonduânica, resta apenas o espaço de tempo assinalado pela rápida transição da zona de *Productus cora* do Gsheliano superior para a base do Sakmario do andar Uraliano do carbonífero superior. Fato este, geologicamente, inadmissível e portanto, está a exigir uma revisão na determinação da idade geológica da série Itararé. A explanação a respeito da idade geológica da série Itararé, por Avelino de Oliveira e H. Leonardos, concorda com a concepção do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, a qual vem expressa na coluna geológica do ano de 1932-1933 (134). Esta tabela também é reproduzida ao Atlas Geológico do Brasil de 1933-1934, publicado em 1939 (4). Nesta coluna geológica acham-se as camadas de transgressão marinha da série Itaituba abaixo das camadas gla-

e Mine-
vieram
dar Ura-
de idade
"Geolo-
reira e
5). Abai-
parecem,
típicos de
ísticos do
emão. Os
da série
tica, entre
e o Gshe-
líferos do
tima dos
do Sul e
perior que
alamaria-
ífero supe-

horizonte fos-
ante escuro.
3, pág. 336,
e se acha es-
a em outras
para o hori-
teras das sé-
"Geologia do
nal começou
g. 172), res-
Geológico e
nica e os ho-
samente se
as séries Ital-
marinha antes
asil Setentrio-
ngressão que
a glacial gon-

duânica por pouco tempo e ainda no carbonífero superior (129, pág. 172). A transgressão marinha acima dos sedimentos conti-
nental-glaciais da série Itararé coincide, pois, desta maneira ne-
cessariamente com a sedimentação da zona de *Pseudo-Schwagerina*
do Sakmariano, ou já com o andar Artinskiano. O andar
Artinskiano é designado por um grupo de geólogos ainda como
carbonífero superior, por outro como permiano inferior (118, 119,
120, 121 e 156). Do mesmo modo, as camadas da série Tubarão
com suas jazidas de carvão de pedra, que se encontram acima
das camadas de transgressão marinha, são colocadas no carboni-
fero superior mais recente e, portanto, no Sakmariano, ou tam-
bem na base do andar Artinskiano. Surge agora a questão de que
modo se há de limitar, segundo tais opiniões, a glaciação paleo-
gênica do Brasil Meridional. Será possível que a mesma tivesse
durado, apesar da extensão enorme do inlandsis e das espessu-
ras das camadas glaciais de 300-500 ms., somente o curto tempo
da transição da zona superior do Gsheliano com *Productus cora*
para a zona *Pseudo-Schwagerina* do Sakmariano? Este curto es-
paço de tempo ainda é mais diminuído quando se toma em con-
sideração a posição estratigráfica das camadas de *Eurydesma*
em outras zonas da Terra Gonduânica. As camadas glacial-mari-
nas de *Eurydesma*, que correspondem ao horizonte fossilífero
n.º 1 da série Itararé, estão situadas, segundo os perfis geológi-
cos existentes, sem dúvida abaixo da zona de *Pseudo-Schwagerina*
do Sakmariano. Assim, para toda a glaciação de latitude
para a formação de um vasto campo de inlandsis, nas regiões
americanas gonduânicas, resta apenas o espaço de tempo as-
signado pela rápida transição da zona de *Productus cora* do Gshe-
liano superior para a base do Sakmariano do andar Uraliano do
carbonífero superior. Fato este, geologicamente, inadmissível e
portanto, está a exigir uma revisão na determinação da
coluna geológica da série Itararé. A explanação a respeito da ida-
da geológica da série Itararé, por Avelino de Oliveira e
H. Leonardos, concorda com a concepção do Serviço
Geológico e Mineralógico do Brasil, a qual vem expressa na co-
luna geológica do ano de 1932-1933 (134). Esta tabela também
está anexada ao Atlas Geológico do Brasil de 1933-1934, publicado
em 1933 (4). Nesta coluna geológica acham-se as camadas de
transgressão marinha da série Itaituba abaixo das camadas gla-

ciais da série Itararé, as quais, por sua vez, também apresentam na capa sedimentações de transgressão marinha. Euzébio Paulo de Oliveira coloca os folhelhos de Iratí com *Mesosaurus*, os quais limitam superiormente a série Tubarão, tão estreitamente engranzada com as camadas glaciais da série Itararé, na base do permiano superior, ao passo que na "Geologia do Brasil" de 1943 a série Tubarão aparece no carbonífero superior (129, pág. 370) e o horizonte dos folhelhos de Iratí com *Mesosaurus* figura na base do permiano inferior (129, pág. 409). Somente com as camadas de *Mesosaurus* temos o primeiro horizonte permiano seguro acima das camadas glaciais.

Como já ficou dito, o conteúdo fossilífero do horizonte da série Itararé de Taió, foi comparado tanto por Euzébio Paulo de Oliveira, como por F. R. Cowper Reed com a fauna dos "Lower Marine Beds" acima do andar glacial de Lochinvar de Nova Gales do Sul. Entretanto, para as "Lower Marine Series" ainda é indicado por E. Kayser (79, pág. 10) o carbonífero inferior. Pela maioria dos geólogos, porém, estas camadas são hoje localizadas no carbonífero superior (28, 43, 44, 49, 189, 190 e 204), não obstante, muitos as colocarem na base do permiano inferior (27, 47, 66, 161 e 179). As camadas glaciais abaixo dos "Lower Marine Beds", porém, são localizadas por todos os autores citados, com exceção de Ch. Schuchert (167-169), no carbonífero inferior, médio ou superior (27, 28, 43, 44, 66, 161, 163, 179, 189, 190 e 204). Mas visto que as camadas com *Eurydesma* equivalentes ao horizonte fossilífero n.º 1 da série Itararé, se encontram:

- a) acima dos sedimentos glaciais da série Dwyka na malândia,
- b) acima do grupo glacial de Sauce Grande na Argentina,
- c) acima do andar glacial da série Kuttung em Nova Zelândia do sul

e abaixo da zona de *Pseudo-Schwagerina* do Sakmariano, ainda por baixo da zona com *Productus* cora do permiano superior, segue-se que as camadas glaciais do Brasil meridional devem figurar abaixo dos horizontes com *Productus* cora da série Itaituba.

Baseados em estudos das camadas de transgressão paleozóicas, nas camadas simultâneas de glaciação gonduânica de outros países, e paleontólogos argentinos em 1940 e 1944 (43 e 44) localizam os "Lower Marine Beds" com *Eurydesma* na base do permiano inferior. Somente, no andar glacial do carbonífero inferior, porém, os geólogos argentinos culminam a discussão sobre a localização do por E. Kayser e Reed por Alfred Wegener, e deslize dos continentes (198, pág. 68).

Considerando que a localização coloca de novo os sedimentos marinhos da série Itararé no permiano inferior, e não no permiano superior, de Iratí na base do permiano inferior, o tempo incerto para a localização da série Itararé no Brasil Meridional, a duração do decorrido desde o fim do permiano superior até o início da glaciação paleozóica por causa do espaço de tempo de todo o período, especialmente na circunvizinhança dos horizontes fossilíferos da série Itararé, mais recente do que para a série Itaituba e Piauí. Já disse que a localização da série Itararé e de Piauí é considerada como postglacial, sem motivo nenhum para colocá-la por cima do horizonte com *Productus* cora, e também por cima do horizonte com *Productus* cora, *Orbiculoidea*, *Edmondia*

Baseados em estudos comparativos dos conteúdos fossilíferos das camadas de transgressão marinha acima dos sedimentos glaciais paleozóicos, nas camadas gonduânicas argentinas, com horizontes simultâneos de transgressão durante ou após a glaciação gonduânica de outras regiões do hemisfério sul, os geólogos e paleontólogos argentinos Enrique Fossa-Mancini, em 1940 e 1944 (43 e 44), e J. Frenguelli, em 1943 (49), localizam os "Lower Marine Beds" e as próprias camadas de *Suydesma* na base do andar Moscoviano ou ainda mais profundamente, no andar Viseano, e com isto, novamente, no carbonífero inferior. As pesquisas críticas dos geólogos argentinos culminam assim num resultado que já foi indicado por E. Kayser (79, págs. 395 e 404), e que era esperado por Alfred Wegener em sua argumentação da teoria de deriva dos continentes para a região gonduânica sul-americana (33, pág. 68).

Considerando que A. B. Paes Leme, em 1943 (140), atribua de novo os sedimentos glaciais e as camadas de transgressão marinha da série Itararé do Brasil Meridional inteiramente ao permiano inferior, e o horizonte de *Mesosaurus* dos folhelhos de Itararé na base do permiano superior, resulta, como espaço de tempo incerto para a limitação da glaciação gonduânica no Brasil Meridional, a duração de um período geológico inteiro, a saber: o decorrido desde o fim do carbonífero inferior até o início do permiano superior. Esta grande incerteza na limitação da glaciação paleozóica por um lado e o término da mesma em um espaço de tempo de todo insuficiente por outro lado, tem sua causa especialmente na circunstância de se considerar para os horizontes fossilíferos da série Itararé uma transgressão marinha recente do que para as camadas de transgressão das séries Piauí e Piauí. Já dissemos acima que a transgressão de Itararé e de Piauí é considerada como preglacial e a transgressão de Itararé como postglacial. Mas paleontologicamente não há motivo nenhum para colocar o horizonte fossilífero "A" de Taió acima do horizonte com *Productus cora* da série Itaituba e também por cima do horizonte fossilífero da série Piauí com *Linguloides*, *Edmondia* e *Aviculopecten*.

As dificuldades de uma limitação certa do período glacial no Brasil Meridional são facilmente eliminadas desde que se reconheça que se trata da mesma transgressão nos horizontes fossilíferos marinhos das séries Itaituba, Piauí e Itararé. As diferenças na associação de formas da fauna marinha das regiões do norte e do sul, baseiam-se, não só em distâncias geológicas e tempo como particularmente na distância regional consequente às condições climáticas daquela época. Em vez de uma transgressão preglacial no Brasil Setentrional e uma segunda transgressão postglacial no Brasil Meridional — a qual restringe necessariamente, a glaciação paleozóica do sul do Brasil esta zona de *Productus cora* (Gshelliano superior) e a base da zona de *Pseudo-Schwagerina* (Sakmariano do andar Uraliano) — na realidade sômente houve uma única transgressão na última fase da glaciação, que atingiu simultaneamente vastas regiões da América do Sul, desde a Argentina, através da Bolívia, até o Brasil Setentrional. No Brasil Meridional, esta transgressão compreende o último térço da época de glaciação, como resulta do número de horizontes de tilitos e seu conexo com conglomerados marinhos de drift (vide perfis n.ºs. 5, 5-a e 5-b no anexo). A tabela do conteúdo fossilífero da série Itararé revela a existência de, pelo menos, três zonas principais com camadas fossilíferas distintas, a saber: os bancos fossilíferos arenosos do horizonte "A" de Taió em Santa Catarina, sobrepostos ao horizonte fossilífero azul-cinzeno escuro e argiloso n.º 1 do Rio Paraná e Santa Catarina, e os bancos fossilíferos arenosos dos horizontes n.º 2 e 3 do Rio d'Areia e Baitaca por baixo do horizonte fossilífero escuro n.º 1. O horizonte fossilífero n.º 1, porém, é por nós igualado aos folhelhos de Eurydesma de Paul Range na África Sul-Oeste e às camadas fossilíferas da série Bonete com *Eurydesma* na Argentina. As camadas fossilíferas marinhas cinzeno-escuras imediatamente acima das camadas glaciais da série Dwyka inferior, foram por nós recentemente estudadas, no distrito de Gibeon, na África Sul-Oeste.

Iremos fôsseis das possibilidades de compará-lo, agora estudados e depositados, exatamente Itararé, imediatamente iguais condições de entre as camadas superiores e as camadas inferiores. Porém as camadas de sucessão de camadas abaixo da zona e provavelmente ainda Gshelliano inferior também por baixo cora da série glaciais abaixo de posição mais baixa para as camadas. Para os bancos fossilíferos resulta idade do Brasil Setentrional e fonte fossilífero "A" dos fossilíferos da série n.º 1 e os bancos d'Areia e Baitaca. Admitindo uma da época glacial, toda a época glacial de Gshelliano é limitada por ela é limitada por ela *Rhacopteris* — e pela idade neodevônica dada pelo desenvolvimento de uma associação vegetal carbonífero inferior.

temos fósseis das mesmas, de maneira que dispomos de boas possibilidades de comparação com as camadas glaciais da série Itararé, agora estudadas. Os folhelhos de *Eurydesma* acham-se depositados, exatamente como o horizonte fossilífero n.º 1 da série Itararé, imediatamente sobre conglomerados de drift e tilitos. As mesmas condições de sedimentação encontram-se na Argentina entre as camadas superiores do grupo glacial de Sauce Grande e as camadas inferiores do grupo Bonete da Sierra Pillahuincó. Porém as camadas de *Eurydesma* estão localizadas, segundo a ordem de sucessão de tempo geológico, pelo menos um pouco abaixo da zona de *Productus cora* do Gsheliano superior e provavelmente ainda debaixo da zona com *Omphalotrochus* do Gsheliano inferior do andar Uraliano e com isto também por baixo das camadas com *Productus* da série Itaituba. Daí resulta para os sedimentos glaciais abaixo das camadas de transgressão marinha uma posição mais baixa do neo-carbonífero do que para as camadas das séries Itaituba e Piauí. Para os bancos fossilíferos acima dos sedimentos continentais resulta idade igual às camadas de transgressão marinha do Brasil Setentrional, de maneira que se pode colocar o horizonte fossilífero "A" da série Itararé de Taió no nível dos bancos fossilíferos da série Piauí, ao passo que o horizonte fossilífero n.º 1 e os bancos fossilíferos dos horizontes n.ºs 2 e 3 do Rio Arana e Baitaca ficam um pouco mais abaixo.

Admitindo uma única transgressão marinha no último terço da época glacial, torna-se possível uma boa limitação de idade da época glacial de Gondwana no Brasil Meridional. Para baixo é limitada por elementos da flora do carbonífero inferior — *Rhacopteris* — e pela formação da peneplanície pregondwânica da idade neodevoniana até eocarbonífera e para cima é encerrada pelo desenvolvimento da flora de *Glossopteris* dentro de uma associação vegetal mais antiga pela mistura de formas do carbonífero inferior e superior — *Rhacopteris* e *Gangamopteris*,

Lepidodendron, *Sphenophyllum*, *Neuropteridium plantianum* e tre outras. No último têrço da época glacial situa-se a transgressão marinha, que uniformemente atingiu vastas regiões da América do Sul.

Em relação às transgressões marinhas permo-carboníferas da América do Sul divulgou-se em 1944 um trabalho valioso de crítica objetiva de Enrique Fossa-Mancini (44) que nos chegou às mãos justamente antes de terminar o trabalho presente. E. Fossa-Mancini registra que a idéia de uma única transgressão sobre vastas regiões da América do Sul, na segunda metade do carbonífero superior, já foi defendida por Steinmann e Gerth, cujos trabalhos infelizmente não pudemos consultar em Curitiba. E. Fossa-Mancini menciona em sua monografia especialmente o gênero *Eurydesma* como fóssil-guia, e assinala que *Eurydesma*, como "fóssil guia", revela de modo indubitável sedimentos glacial-marinhos (44, pág. 92). Após uma comparação minuciosa de todos os horizontes da transgressão permo-carbonífera em discussão, Fossa-Mancini conclue que tanto os fósseis marinhos antracólitos do Brasil Setentrional e Meridional como os da Bolívia, Perú e Argentina são de idade carbonífera superior oriundos da mesma transgressão. Em seu resumo E. Fossa-Mancini escreve textualmente: "La distribución geográfica y estratigráfica de los depósitos marinos del Antracólito en América del Sur está plenamente de acuerdo con la hipótesis de una transgresión marina, única, que se habría producido en la primera parte de la época Neocarbonífera (edad Moscoviana) y habría llegado a sumergir extensísimas regiones durante la segunda parte de la misma época (edad Uraliana). La regresión puede haber tenido lugar a fines de la edad Uraliana o durante la primera parte de la época Eopérmica". (44, pág. 170). Em uma tabela de perfis anexa ao trabalho (44, pág. 167), aparecem os "Talchir Boulder Beds" e os "Boulder Beds" do Sul da Índia (Punjab) da Índia no Moscoviano inferior, respectivamente

começo da segunda parte da "Marine Beds" e têm especial importância na transgressão gonduânica inferior do "Viséense". A regressão de do carbonífero superior torna-se evidente na estratigrafia de Gondwana. Os fósseis do distrito de Gondwana se lá o quinto horizonte de um período inferior dentro das "Upper Gondwana" transgressão gonduânica inferior. Fossa-Mancini considera o Range-Boulder Beds da América do Sul devendo ser do que propuzeram a transgressão Indo-Australiana, a transgressão de Gondwana. Na África Sul-Ocidental os fósseis de *Eurydesma* são de drift; entretanto, a transgressão fossilífero n.º 1 da série Tubarão no Brasil é uma translação paulatina da transgressão gonduânica inferior.

Resumindo, a transgressão no Brasil Meridional é:

- a) O horizonte marinho inferior de *Eurydesma* fossilífero

começo da segunda metade do carbonífero superior. Os "Lower Marine Beds" e o "Glacial Stage" da Nova Gales do Sul que tem especial importância para a limitação estratigráfica da glaciação gonduânica da América do Sul, são encontrados no andar do "Viseano sensu stricto" ou na segunda metade do carbonífero inferior. Este resultado surpreendente torna-se explicável quando se compara a coordenação estratigráfica de E. Fossa-Mancini com os perfis geológicos do distrito de Hunter River de Nova Gales do Sul. Achar-se-á o quinto horizonte glacial de Braxton e Muree depois de um período interglacial indubitável dos "Coal Measures de Greta" dentro das "Upper Marine Series". Este último avanço da glaciação gonduânica para a atual região da Austrália, E. Fossa-Mancini considera da mesma idade que os "Talchir- e Salt Range-Boulder Beds" da Índia. Segundo as explanações de E. Fossa-Mancini, o início da glaciação paleozóica da América do Sul devia ser situado ainda mais baixo, no carbonífero, e que propuzemos no presente trabalho. Na região gonduânica da Austrália, a glaciação durou mais tempo do que na região de Gonduana da África do Sul e da América Meridional. Na África Sul-Oeste não se acham dentro ou acima dos folhetos de *Eurydesma* quaisquer detritos impelidos ou sedimentos de drift; entretanto eles ainda se encontram acima do horizonte fossilífero n.º 1 de Mafra e por cima das jazidas de carvão da região Tubarão no Estado do Paraná. Este fenômeno revela uma regressão paulatina do centro de glaciação durante a época glaciação gonduânica em direção sueste.

Resumindo, resulta a limitação da época glacial gonduânica do Brasil Meridional como se segue:

- 1) O horizonte fossilífero n.º 1 das camadas de transgressão marinha da série Itararé acha-se no nível dos folhetos de *Eurydesma* da Namalândia e no nível das camadas fossilíferas das "Lower Marine Series" na base do sistema

Kamilaroi, por cima do terceiro andar glacial de Lochvar em Nova Gales do Sul.

- b) Este nível corresponde à base do grupo Bonete acima do grupo glacial de Sauce Grande da Serra de Pillahucó na província meridional de Buenos Aires na Argentina.
- c) Assim o horizonte fossilífero n.º 1 da série Itararé é abaixo da zona com *Productus cora* do Gsheliano do andar Uraliano.
- d) As camadas de transgressão das séries Itaituba e Parí do Brasil Setentrional se acham, portanto, estratigráficamente mais altas do que as camadas glaciais do Brasil Meridional e correspondem provavelmente, segundo o conteúdo fossilífero, às camadas de transgressão da série Itararé durante o último terço da época glacial.
- e) A época glacial do Brasil Meridional é limitada para cima pela aparição de uma associação vegetal mais avançada da flora de *Glossopteris*, a qual revela *Glossopteris Gangamopteris* com elementos de flora preglacial.
- f) A limitação das camadas glaciais do Brasil Meridional para baixo é dada pela formação da peneplanície pangonduânica e pelo aparecimento de elementos de flora remota do carbonífero, da flora de *Rhacopteris* do carbonífero inferior.

3 — A idade geológica provável das camadas glaciais e de transgressão marinha da série Itararé.

Das considerações supra resulta o início da glaciação na latitude e a formação de um campo de inlandsis do Brasil Meridional no fim do carbonífero inferior e no começo do carbonífero superior. A glaciação principiou, assim, ou no andar Sakmariense ou, quando muito, na base do Moscoviano. A vasta

são da glaciação do inlandsis é evidenciada pelo conteúdo fossilífero das morenas basálticas. A duração da glaciação, portanto, não sendo um fenômeno passageiro de um andar geológico, é de duração extensa (*Productus cora* do Gsheliano do andar Sakmariense, como foi teorizado por Reed (1932, etc.).

No último terço da glaciação houve uma transgressão marinha, evidenciada pelo aparecimento de fósseis, cujos horizontes são conhecidos por Euzébio Paulino (1932), e por Reed com horizontes conhecidos por "Lower Marine Beds" em Nova Gales do Sul. A idade geológica das "Lower Marine Beds" é, portanto, a idade geológica dos "Lower Marine Beds". Vários autores colocam essa idade geológica inferior, como H. J. Harrington (1917), Toit, em 1937 (179), C. F. Reed (1932), ou ainda um pouco mais alta, como Reed (1932) (124), Frech, em 1902 (1902), e Reed (1928 e 1931 (167)). Outros autores colocam a idade geológica inferior superior como idade geológica inferior, como Tilley, em 1929, T. W. Salomon-Calvi, em 1935 (161). Geólogos mais antigos colocam a idade geológica inferior em 1882 (204), e W. W. Flett (1882) colocou a idade geológica inferior carbonífero, a saber a base da idade geológica dos "Lower Marine Beds". Recentemente foram publicados trabalhos de Reed (1940 (43)), e J. Frengueiro (1940) trabalho a respeito das transgressões marinhas, e E. Fossa-Manoel (1940).

ção da glaciação do inlandsis da Terra de Gondwana, com o material das morenas basais transportado de longe, indica uma longa duração da glaciação; a mesma não pode ser explicada como sendo um fenômeno passageiro no limite de dois subhorizontes de um andar geológico, nem restringida entre a zona de *Productus cora* do Gsheliano e a zona de *Pseudo-Schwagerina* do Sakmariano, como foi tentado recentemente (129, págs. 172, 173, etc.).

No último terço da glaciação do Brasil Meridional teve lugar uma transgressão marinha extensa, a qual deixou um conjunto de fósseis, cujos horizontes superiores já foram comparados por Euzébio Paulo de Oliveira e F. R. Cowper Reed com horizontes fossilíferos semelhantes aos "Lower Marine Beds" em Nova Gales do Sul. Daí resulta o fim da época glacial do Brasil Meridional também aproximadamente com a idade geológica das "Lower Marine Series". Porém, como já foi dito, a idade geológica dos "Lower Marine Beds" é ainda incerta. Vários autores colocam essas camadas na base do permiano inferior, como H. J. Harrington, em 1934 (66), A. L. du Toit, em 1937 (179), C. A. Suessmilch, em 1931 (27), ou ainda um pouco mais alto, como F. Noetling, em 1901 (24), Frech, em 1902 (47), e Ch. Schuchert, em 1928 e 1931 (167). Outros admitem o andar Uraliano do carbonífero superior como idade geológica provável, assim C. E. Tilley, em 1929, T. W. E. David, em 1932 (28), W. Salomon-Calvi, em 1932 (163), e A. S. Romer, em 1935 (161). Geólogos mais antigos, como C. S. Wilkinson, em 1882 (204), e W. Waagen, em 1887 (189), sublinham o carbonífero, a saber a base do carbonífero superior, como idade geológica dos "Lower Marine Beds", uma concepção a que chegaram recentemente de novo E. Fossa-Mancini, em 1940 (43), e J. Frenguelli, em 1943 (49). Em seu último trabalho a respeito das transgressões marinhas durante o antracítico, E. Fossa-Mancini, em 1944 (44), em vista de

pesquisas críticas e cuidadoso exame da literatura existente sobre os períodos carbonífero e permiano, coloca as "Lower Marine Series" até no andar Viseano superior sensu stricto.

Já F. R. Cowper Reed (23) compara especialmente as *Aviculopecten (Deltopecten) Santa catarinae* e *unicus* sp. com formas do carbonífero superior de Sumatra (*Av. verbesi* Fliegel) e do Ural (*Av. hiemalis* Salter), bem como *Allorion* sp., com *Sanguinolites omalianus* (De Koninck) do carbonífero europeu, e *Solenopsis* sp. com a forma do carbonífero superior *Solenopsis equatorialis* Thomas Hind do Perú. Em todo caso não há sérias razões paleontológicas contra a idade carbonífera superior das "Lower Marine Series" e da série Itararé. Para as camadas glaciais abaixo das "Lower Marine Series" foi indicada a idade carbonífera superior, por todos os autores de nosso conhecimento com exceção de F. Noetling, F. Frech e Ch. Schuchert. A mesma idade foi admitida por Peabody Range para os sedimentos glacial-marinhos com *Eurydesma* na Namalândia da África Sul-Oeste. Mas, uma vez que o horizonte fossilífero n.º 1 da série Itararé no Brasil Meridional encontra no nível das camadas de *Eurydesma* e abaixo dos horizontes fossilíferos "A" de Taió e, assim, mais baixo que o horizonte de comparação dos "Lower Marine Beds" com *Aviculopecten* e *Bellerophon* ? cf. (*Agathiceras*) *micromphalus*, este horizonte n.º 1 deve ser colocado por baixo da zona de *Protocardium* do Gsheliano superior do andar Uraliano. Em todo caso, dado, com o Gsheliano inferior, o ponto culminante da transgressão marinha sobre o fácies continental-glacial da série Itararé no Brasil Meridional. A glaciação do Inlandsis, portanto, estende-se teiramente no andar Moscoviano e, em parte, ainda no Permiano do fácies marinho do carbonífero. Abrange, assim, respondendo ao fácies continental do carbonífero europeu o período desde o andar *Sagenaria* ou as camadas de *Waldenbergia* até ao andar *Sigillaria* ou as camadas de *Saarbruecken-Schichten*

respectivamente o da série Itararé se trata de elementos de *Rhacopteris* — na base dos elementos de uma flora do carbonífero superior, como *Lepidodendron*, bem como *Gangamopteris* e *Sphenopteris* tra que na capa da glaciação encontramos com uma flora de *Glossopteris*, a qual pertence ao carbonífero superior e o permiano

A primeira deteção dos folhos de *Leptopteris* glacial gonduânica achada no Brasil Meridional é o resultado do levantamento da flora de Iratí, região de Iratí, onde, regionalmente, foram encontrados alguns avanços do glacialismo, conquistas pelo levantamento da flora de Iratí não é possível uma conexão com suas jazidas de Iratí, especialmente o grupo posterior que se desenvolve de Iratí e desenvolve-se de Iratí e Iratí horizontes glaciais. Portanto, a distribuição nitidamente limitada dos folhos de Iratí na base

De acôrdo com estes dados os folhos glaciais não devem ser considerados, mas sim, reunidas no

respectivamente o Westfaliano. Tal posição de idade geológica da série Itararé se acha em plena concordância com o aparecimento de elementos mais antigos da flora do carbonífero — *Elacopteris* — na base da série Itararé e com a associação de elementos de uma flora mais recente — *Glossopteris* — com as formas do carbonífero inferior no fim da época glacial. A associação peculiar da flora de *Glossopteris* com elementos preglaciais do carbonífero inferior e formas mais antigas do carbonífero superior, como *Sigillaria brardi*, *Neuropteridium plantianum* e *Lepidodendron*, bem como finalmente com elementos vegetais, que ao todo sòmente perduram até ao permiano inferior, como *Glossopteris* e *Sphenophyllum oblongifolium* e outros, demonstra que na capa das camadas glaciais da série Itararé nos encontramos com uma das mais antigas associações vegetais da flora de *Glossopteris*, a qual se desenvolveu entre o carbonífero superior e o permiano inferior.

A primeira determinação de horizonte permiano nos é dada pelos folhelhos de Iratí com *Mesosaurus*. O fim da época glacial gonduânica acha-se estreitamente engranzado com o aparecimento da flora de *Glossopteris* mais antiga. Devido à oscilações, regionalmente limitadas, da frente glacial retrocedente, alguns avanços do gelo alcançaram ainda regiões que já haviam sido conquistadas pela flora de *Glossopteris*. Por êste motivo é possível uma nítida limitação inferior da série Tubarão das suas jazidas de carvão, e esta série aparece como parte essencial ou grupo postglacial da série Itararé. A série Tubarão desenvolve-se de maneira divergente por zonas acima dos horizontes glaciais. Para cima, porém, tóda a série de camadas é estritamente limitada pelo horizonte de *Mesosaurus* dos folhelhos de Iratí na base do permiano inferior.

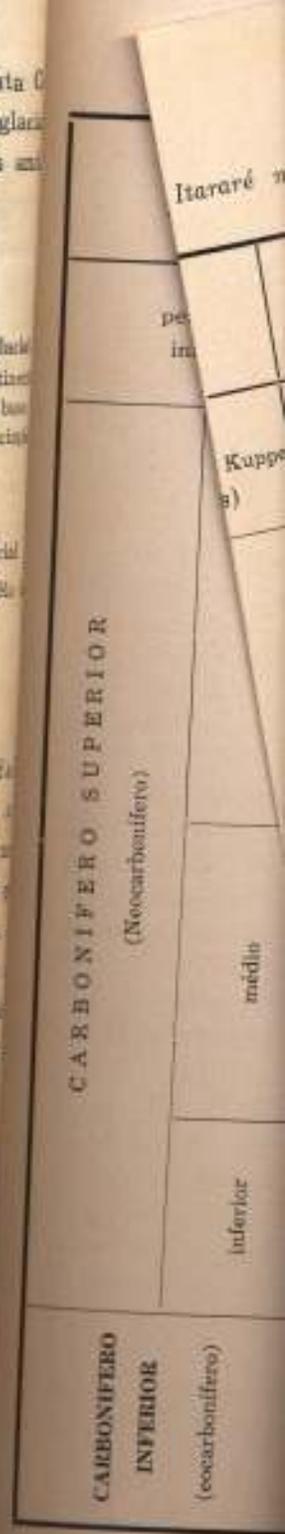
De acôrdo com estas observações as camadas glaciais e postglaciais não devem ser tratadas como duas séries independentes, mas sim, reunidas novamente em uma única série. Neste caso

deveria ser aceita a divisão estratigráfica do sistema Santa Catarina proposta por J. C. White (201). As camadas glaciais e postglaciais do carbonífero devem ser divididas em três andares:

SÉRIE TUBARÃO

3) andar Palermo (flora de <i>Glossopteris</i>)	} época postglacial com fácies continental glacial na base (fim da glaciação)
2) andar Bonito, com jazidas de carvão de pedra (flora de <i>Glossopteris</i>)	
1) andar Itararé:	} época glacial continental e glacial drift
b) fácies glacial-marinho (fauna marinha) depósitos nerítico-argilosos e depósitos marinhos de drift;	
a) fácies continental-glacial: arenitos, tillitos, varvitos, etc.	

Resumindo, colocamos a glaciação gonduânica na idade carbonífera superior, quer dizer na época desde o andar Namuriano até ao início do Uraliano. As camadas glaciais da série Itararé devem figurar, segundo a estratigrafia geológica, abaixo da série Itaituba e não por cima destas camadas fossilíferas da transgressão marinha correspondentes aos horizontes fossilíferos do Brasil Setentrional, desde a série Potí até as séries Itaituba e Piauí. A seguinte resenha de perfis demonstra a posição estratigráfica da série Itararé



B) — A DIREÇÃO DO MOVIMENTO DO GELO.

1 — *Generalidades.*

A extraordinária extensão da frente glacial do carbonífero com aproximadamente 1.680 kms. entre 20° e 32° de latitude sul, desde as fronteiras do Estado de Minas Gerais até o Rio Grande do Sul e dali, através do Uruguaí até as Sierras de La Ventana e de Tandil na provincia meridional de Buenos Aires, com cerca de 38° de latitude sul, exclue já por si a hipótese de uma formação de geleiras do tipo alpino ou de uma glaciação das altas montanhas. A observação do fato de que o plano de deposição ou o plano subjacente à sedimentação (*Auflagerungsfläche*) das camadas glaciais apresenta uma peneplanície antiga e recente indica, que se trata de uma glaciação de latitude ou de *inlandsis* respectivamente. Se bem que, das diferenças de nível da superfície superior de denudação dos granitos intrusivos pre-glaciais na serra do Mar, se obtenha o resultado de que da peneplanície pregondúânica se devem ter erguido naquela zona *inselbergs* (*monadnocks*) ou fileiras de elevações com algumas centenas de metros de altitude, como faixas de maior resistência semelhantes às paisagens hodiernas de *inselbergs* na Africa, não se pode falar de uma região montanhosa ou de cordilheiras, o que indicaria o caráter de uma glaciação de tipo alpino. Também na Antártica ou na Groenlândia, em nossos dias, massas compactas do *inlandsis* deslizam sobre as altas serras marginais ou sobre os desfiladeiros nas serras em forma de geleiras de vale, que se destacam da concepção do *inlandsis* tais regiões de glaciação com sua formação peculiar de torrentes de gelo secundárias que, muitas vezes, tornam a reunir-se na Antártica. Baseadas nos ângulos de inclinação da peneplanície pregondúânica, hoje verificáveis, facilmente se pode reconstruir o nível que a peneplanície antiga cortava a zona da serra do Mar. A possibilidade é dada no Brasil Meridional pelos sedimentos terciários do devoniano ou da última grande fase de dobramentos — o diastrofismo caledoniano — quase não perturbados desde a formação da peneplanície pregondúânica. A peneplanície pregondúânica apresenta-se na zona das nossas pesquisas como uma inclinação da costa que mergulha suavemente (*flach einwärts Kuestenabdachung*). Durante os levantamentos carto-

gráficos, para fins de reconstrução dos antigos níveis, foi por nós descoberta a mais alta elevação do Brasil Meridional, a serra do Mar, o "Pico Paraná" com 1962 ms. (107). Ao redor desta zona mais alta do complexo cristalino no Estado do Paraná se acham, em diversas altitudes sobre o nível do mar, restos de antigas peneplanícies, níveis de erosão, que se inclinam lentamente para oeste, respectivamente para sudoeste. Os sedimentos devonianos e gonduânicos do interior do país estão situados frente às antigas direções de inclinação da peneplanície pregonduânica, i. é, perpendicularmente à estas e, no Norte do Paraná, paralelamente às antigas linhas de estrutura. Devido à esta posição peculiar das camadas devonianas e permo-carboníferas causada pela morfologia da peneplanície pregonduânica, a camada das camadas circunda o pedestal das rochas cristalinas do queano e do algonquiano não em forma de arco, mas sim que se encontra em ângulo reto. A altitude sobre o nível do mar da antiga superfície de terra da época glacial pode facilmente ser calculada depois da compensação dos levantamentos epirogênicos terciários e levando em consideração os ângulos de mergulho da parte conservada da peneplanície pregonduânica, partindo da frente de transgressão do mar carbonífero. De tais pesquisas temos altitudes sobre o nível do mar para o antigo nível da costa, que somente em uma distância de cem quilômetros da costa dão valores entre 600 e 700 ms. O nível mais alto dos granitos intrusivos não pode ter se elevado mais do que a 800 ms. sobre a antiga peneplanície, mesmo quando se encontra uma antiga capa de gnais. Uma alta cordilheira, de qualquer natureza, pode entrar em consideração nos estudos desta região do Brasil atual (vide esboço n.º 5, fig. 2).

Uma glaciação tipicamente alpina apresenta, em sua extensão limitada das diversas geleiras, um caráter local muito pronunciado do conteúdo de seixos ou de material detrito pelo transporte do que se dá com o inlandsis. O lugar de origem dos seixos e blocos sempre deve ser procurado a uma distância relativamente pequena das morenas frontais existentes. Quando que os horizontes de rochas de determinadas formas geológicas essenciais já são bem conhecidos em um país como o Brasil, tornar-se-ia muito mais fácil determinar a origem de tais seixos de geleiras alpinas. O material de

nas de geleiras a distância, menos material rolados e de blocos. No inlandsis que o material das rochas deve esperar-se alguma coisa, areia, sabão da diminuição das rochas e mormente alpinas. Este é o caso do Brasil Meridional, o movimento dos tilitos da África do Sul, e o inlandsis nunca foi

Quanto aos seixos chegamos a conhecer Gibeon e Mariental. Não podemos verificar, com certeza, em relação à Groenlândia, nem em relação à América do Norte, em relação ao material dos tilitos do Brasil. O material colorido existe uma vez trítico impellido.

No que diz respeito aos seixos da série Itarembó de morenas de inlandsis maiores comentários são necessários — excluindo os casos — excluindo os casos — especialmente tomando

- a) A extraordinária quantidade de gelo, a presença de sedimentos a uma distância de 2 500 km.
- b) Os sedimentos depositados em uma época de erosão e transgressão devoniana se tivessem dado

os antigos níveis, foi por do Brasil Meridional, na 2 ms. (107). Ao redor des- ine no Estado do Paraná o nível do mar, restos de o, que se inclinam leve- a sudoeste. Os sedimentos r do país estão situados da peneplanície pregon- as e, no Norte do Paraná, utura. Devido à esta dis- tas e permo-carboníferas, e pregonduânica, a série rochas cristalinas do ar- a de arco, mas sim quase el do mar da antiga su- facilmente ser calculada, entos epirogênicos post- ângulos de mergulho da onduânica, partindo da ro. De tais pesquisas ob- para o antigo declive a de cem quilômetros da O nível mais alto atual elevado mais do que 700 mesmo quando se consi- cordilheira, de forma nos estudos desta região 2).

presenta, em sua exten- caráter local muito mais de material detrítico de O lugar de origem dos do a uma distância re- als existentes. Conside- determinadas formações dos em um país como determinar o ponto de O material das more-

nas de geleiras alpinas limitadas foi transportado, em menor dis- tância, menos moído, exibindo assim muito mais material de seixos rolados e de blocos, mormente blocos grandes, do que o inlandsis. No inlandsis que empurrou as morenas basais sôbre vastas regiões, o material das rochas é muito mais moído e, por êste motivo, deve esperar-se uma porcentagem mais alta de fina farinha ro- ciosa, areia, saibro, calhaus e seixos rolados miudos, com rápi- da diminuição das porcentagens com tamanho crescente dos sei- xos e mormente dos blocos, do que nas morenas das geleiras alpinas. Este é o caso dos sedimentos das morenas antigas no Brasil Meridional, em notável concordância com o desenvolvi- mento dos tilitos das camadas glaciais do carbonífero superior da África do Sul, cujo caráter de morenas basais consolidadas de inlandsis nunca foi posto em dúvida (91).

Quanto aos sedimentos glaciais da África Sul-Oeste, que chegamos a conhecer em nossas viagens de 1911 a 1921, entre Gibeon e Mariental até além de Itsáwis e Seeheim, não pode- mos verificar, com exceção da espessura das camadas na Nama- lândia, nem em relação às dimensões do material impellido, nem em relação ao material da rocha, uma diferença essencial com os tilitos do Brasil Meridional. Mormente quanto aos quartzitos associados existe uma concordância surpreendente no material de- trítico impellido.

No que diz respeito à origem dos sedimentos glaciais bra- sileiros da série Itararé, se são produtos de geleiras alpinas ou de morenas de inlandsis, transportados de longe, são desnecessá- rios maiores comentários, visto que o caráter das camadas gla- ciais — excluindo os sedimentos de drift — indica inlandsis, es- pecialmente tomando em consideração os fenômenos seguintes:

- a) A extraordinária extensão da região antigamente cober- ta de gelo, aproximadamente 4 000 000 kms², com uma frente de sedimentação dos detritos de morenas com cêr- ca de 2 500 kms. sômente na América do Sul.
- b) Os sedimentos glaciais do Brasil Meridional foram de- positados em uma peneplanície, que resultou de longa época de erosão postsiluriana, interrompida pela trans- gressão devoniana, até o carbonífero inferior, sem que se tivessem dado movimentos orogênicos posteriores.

- c) As morenas basais consolidadas são formadas momentaneamente de pequeno material impelido, contendo poucos blocos grandes de mais de 3/4 de metro cúbico.
- d) O material impelido é oriundo de regiões tão afastadas que o ponto de origem até hoje ainda é desconhecido, assim que deve ser designado como estranho ao país.

Afim de poder dizer algo sobre a origem do material rochoso transportado — consequentemente sobre o centro da região da glaciação — é de importância averiguar as altitudes aproximadas sobre o nível do mar da terra que esteve coberta de gelo e a direção do movimento primitivo do gelo. Em consequência da erosão e do entalhamento da superfície primitiva postglacial, porém, só é possível para o trecho relativamente curto que ficaram conservadas por baixo de sedimentos mais recentes ou que, como partes da superfície atual, só ultimamente foram submetidas à erosão. Com o auxílio de avaliação do mergulho dos antigos embasamentos e dos sedimentos mais recentes pode-se verificar, sob redução das camadas da capa a um nível horizontal, ângulos de inclinação e direção do mergulho da superfície preglacial. Com isto também será verificada a direção do movimento do gelo como fenômeno lógico sobre uma planície inclinada.

Estriamentos das rochas jacentes só foram observados no Brasil Meridional em um único caso. A este respeito foram feitas duas breves comunicações por Otávio Barbosa (págs. 272 e 273) e Paulino Franco de Carvalho (pág. 271), que são elucidadas por alguns esboços pequenos e valiosos. Neste caso trata-se de estrias de fricção, que foram achadas por Otávio Barbosa em uma pedra de granodiorito na superfície de hornblenda granodiorito depois da remoção dos sedimentos glaciais no km. 62 da estrada Mafra—São Bento. O gelo deslizava sobre irregularidades da superfície jacente de granodiorito, deixando na base inclinada estrias de fricção na direção SE para N 32° W magn. As direções das estrias, neste caso, não podem ser utilizadas para determinar a direção do movimento do gelo, visto tratar-se de um movimento de migração local, em um antigo vale da superfície de granodiorito.

observação confirma, posicionada por nós, na região vantavam pequenas altitudes preglaciais, entretanto não é afetado por tal fato uma formação Otávio Barbosa

A respeito de outro caso de Gondwana no Uruguai deduziu um movimento. No Paraná até agora não há movimento do gelo e, provavelmente, regiões das rochas cristalinas glaciais conservados, em qualquer caso, existe a possibilidade, em aberturas ocasionais, ou dos arenitos das Furcadas camadas glaciais.

As únicas possibilidades de direção do movimento do gelo são:

- a) na verificação dos detritos oblongos pelo método que foi usado por Leinz;
- b) na observação da inclinação e sua direção existente da Terra, determinada pela inclinação e sua direção determinada pelos sedimentos.

2 — Orientação do material

Apesar da aparente dificuldade de notar a diretriz da posição dos blocos no material impelido, na determinação de todos os blocos observado, orientado de q

Observação confirma, porém, a superfície mais acidentada, mencionada por nós, na região da atual serra do Mar, na qual se levantavam pequenas alturas de serra e *inselbergs* da peneplicia pregonduanica, entre as quais o gelo provavelmente se movia em forma de geleiras de vale. O caráter da própria glaciação não é afetado por esta observação, e nem se pode deduzir de tal fato uma formação de geleiras alpinas. De igual modo opina Otávio Barbosa (5).

A respeito de outro estriamento da antiga superfície da Terra de Gondwana no Uruguai informa K. Walter, que disso deduziu um movimento do gelo em sentido oeste-leste (195). No Paraná até agora não têm sido observados traços de estriamentos do gelo e, provavelmente, não serão mais encontrados nas regiões das rochas cristalinas aflorando a leste dos sedimentos glaciais conservados, em consequência da erosão postglacial. Entretanto, existe a possibilidade de se encontrar mais estriamentos em aberturas ocasionais, na região do complexo cristalino das arenitas das Furnas, que ainda hoje estão recobertos por camadas glaciais.

As únicas possibilidades para obter deduções relativas à direção do movimento do gelo no Brasil Meridional consistem atualmente:

- a) na verificação da orientação de blocos, seixos e outros detritos oblongos na massa impelida das morenas basais, método que foi empregado pela primeira vez por Viktor Leinz;
- b) na observação da antiga topografia da superfície preexistente da Terra de Gondwana com seus ângulos de inclinação e suas direções de mergulho, atualmente coberta pelos sedimentos glaciais.

Orientação do material impelido em tilitos do sul do Paraná.

Apesar da aparente falta de regularidade, sempre se pode estabelecer a diretriz da posição de blocos e seixos oblongos ou chapeco material impelido dos tilitos (vide fotos 42, 43, 45 e 46). A determinação de todas as direções do material impelido oblongo, orientado de qualquer maneira, com um eixo longitu-

dinal pronunciado, que ainda se acha jacente sem alteração na sua fundamental consolidada dos tilitos, logo se verifica um máx. de direções e, portanto, uma certa orientação dos blocos e são impelidos nas morenas basais. A direção do movimento do gelo que daí se deduz, naturalmente só tem expressão para uma limitada distância de transporte, visto que uma curvatura da direção do movimento só é verificável indiretamente. Temos assim um ponto de partida: em que direção cardinal deve ser procurado o centro da glaciação e, portanto, a origem do material impellido. A orientação do material alongado de morenas em esta direção, na menor resistência durante o longo caminho de transporte, baseia-se na qualidade física peculiar do movimento das geleiras. As causas eficientes do movimento de deslizamento das geleiras e massas extensas de inlandsis ainda hoje não estão elucidadas. Foram especialmente E. v. Drygalski (18), Crammer (25), Chamberlin (18) e Hambro (64 e 65) que atribuíram grande importância à fusão por pressão segundo a teoria de regelação de Thomson-Tyndall (184), a qual explicava a mobilidade do gelo pelo abaixamento do ponto de fusão mediante pressão. Experiências demonstraram que a plasticidade do gelo aumenta com a aproximação da temperatura de fusão, dependendo da quantidade de água de fusão incluída no gelo. Oscilações de pressão causam, segundo E. v. Drygalski, em uma certa profundidade uma liquefação parcial do gelo. A água do degelo escapa para as partes de menor pressão e torna a regelar ali. A temperatura que se origina torna a causar liquefação e, com isto, diminuição de volume, de maneira que o gelo situado em cima pode descer.

Muegge (117) atribue a maior importância à transmissão das lamelas construtoras dos órgãos de geleiras, segundo a qual em caso de pressão, as partes de cada grão de gelo mudam de posição em ângulo reto para com o eixo principal cristalino em planos de deslizamento (Gleitflaechen). As lamelas são muito finas e flexíveis deslizam em caso de pressão em uma sobre uma por cima da outra ou ainda além, pelo que em parte se fundamenta a plasticidade do gelo. Em relação ao deslocamento pela fusão por pressão, Muegge diz que no inlandsis próximo da superfície deve-se contar com uma temperatura um pouco abaixo de zero em graus Celsius, e com isto não seria possível a

a pressão para a fusão diante translação. Um centímetro de deslocamento. Com referência à geleira Koch e Wegener da Groenlândia a uma profundidade de 100 metros a temperatura do gelo no ponto de fusão é de 0°C . Esta temperatura de fusão do gelo é de $0,007^{\circ}\text{C}$ a uma profundidade de 100 metros. Muegge (40) explica o movimento das geleiras sem liquefações. A velocidade do deslizamento do gelo depende da plasticidade e gravitação. Muegge dá alguns dados. Assim, a geleira de inlandsis da Groenlândia desloca-se 6 kms. por ano (34) e a geleira de inlandsis da Groenlândia desloca-se 10 ms. por dia). O movimento das geleiras da Terra Vitória, Antártica, depende da espessura do inlandsis e da inclinação da base e da plasticidade do gelo em movimento. Jazen (117) diz que, em uma inclinação, o movimento do gelo fica quase estagnado. Segundo Muegge, nos nossos dias, a geleira da Terra Vitória, Antártica, desloca-se a uma velocidade de separação do grande e

ente sem alteração na massa. Logo se verifica um máximo de translação dos blocos e seixos devido ao movimento do gelo, a expressão para uma liqueficação indireta da di-
indiretamente. Temos a importância cardinal deve ser pronta, a origem do material agado de morenas em uma longo caminho de trans-
secular do movimento das mento de deslizamento de
ainda hoje não estão bem v. Drygalski (35),
(18) e Hamberg importância à fusão por pres-
Thomson-Tyndall do gelo pelo abaixamento
Experiências demonstra-
ntia com a aproximação à
a quantidade de água de
pressão causam, segundo
a profundidade uma lique-
gelo escapa para os pontos
ll. A temperatura que daí
e, com isto, diminuição de
em cima pode descer.
r importância à translação
e geleiras, segundo a qual,
a grão de gelo mudam de
ixo principal cristalográfico
eachen). As lamelas mul-
de pressão em seu plano
e, pelo que em parte é fun-
em relação ao deslizamento
liz que no inlandsis Ártico
em uma temperatura muito
om isto não seria suficiente

a pressão para a fusão. Um deslizamento só se poderia dar mé-
diante translação. Tal translação já se pode dar em grãos de
um centímetro de dimensão em cerca de 17 ms. de profundidade.
Com referência à esta indicação de Muegge, note-se que
Koch e Wegener (197) observaram na altura do inland-
sis da Groenlândia em 3 ms. de profundidade — 33° C. e em 7 ms.
de profundidade — 31° C. Na borda do inlandsis, porém, a tem-
peratura do gelo no interior da lingueta da geleira, no verão, se-
gundo E. v. Drygalski, se encontra somente pouco abai-
xa de 0° C. Esta temperatura corresponde exatamente à tem-
peratura de fusão do momento, a qual desce com a pressão, a
saber cerca de 0,0075° C. por atmosfera. Assim achamos a tem-
peratura de fusão, conforme Bluemcke e Hess (7) em 18
ms. de profundidade no gelo das geleiras com cerca de 0,012° C.
e na profundidade de 82 ms. com cerca de 0,062° C. Emden
(10) explica o movimento do gelo somente por flexão dos grãos
e liquefações. A maioria dos pesquisadores inclinam-se, a res-
peito do deslize do gelo, a admitir que este é causado por plas-
ticidade e gravitação. Afim de dar uma idéia em relação à ra-
zão do movimento de um campo de inlandsis expomos aqui
alguns dados. Assim, de acôrdo com E. v. Drygalski (35),
o inlandsis antártico progride diariamente 1/3 até 1/2 m.
Para o inlandsis da Groenlândia menciona-se apenas 20 ms. por
dia ou nas frentes das geleiras até 10 e 30 ms. por dia ou, na média,
15 ms. por ano (34) (Helland: geleira de Jacobshavn 15—22
ms. Iivdlarsuk 5—20 ms., Store Karajak 7—12 ms. em 24 horas;
E. v. Drygalski na geleira de Jacobshavn observou na média
15 ms. por dia). O movimento relativamente rápido das extre-
midades de geleiras da Groenlândia é uma consequência da enor-
me espessura do inlandsis e da elevadíssima pressão em canais
estreitos de escoamento. A velocidade sempre depende da incli-
nação da base e da pressão exercida pela massa viscosa de gelo
em movimento. Jazendo sobre grandes planícies com pequena
inclinação, o movimento é extremamente lento e tal campo de
gelo fica quase estagnado. Exemplos semelhantes oferecem, em
outros dias, a geleira de Malaspina no Alasca, como tipo de uma
"geleira de Piedmont", e a grande geleira imóvel de Ferrar na
ilha da Vitória, Antártica, cujo movimento cessou em virtude da
extensão do grande campo de inlandsis antártico. Consideran-

do as diferentes opiniões a respeito da física dos movimentos das geleiras, estas antes se completam mutuamente do que contrariam. Em todo o caso, no modo de movimento de gelo por meio de fusão por pressão e mormente por translação, é dada a possibilidade de que os detritos das morenas sejam orientados no longo caminho de transporte, na direção da menor resistência, durante o deslizamento das geleiras, revelando assim a direção principal do gelo.

Os primeiros valores fidedignos a respeito da constância das direções de orientação do material impellido alongado e massas fundamentais dos tilitos para as regiões de glaciação do Brasil Meridional foram comunicados por Viktor Leinz (95 e 96). Pelas porcentagens máximas das orientações em as seguintes direções de movimento do gelo:

a) para os tilitos de Ipanema e Pitanga no Estado de São Paulo	80%
b) para o tilito de Barra Bonita no Norte do Paraná ..	87%
c) " " " " Rio Novo no Norte do Paraná	87%
d) " " " " Sengés no Norte do Paraná	87%
e) " " " " Ponta Grossa, no Estado do Paraná ..	87%
f) " " " " Mafra, no Estado de Santa Catarina ..	87%
g) " " " " Rio do Sul, no Estado de Sta. Catarina ..	87%
h) " " " " Suspiro, no Estado do Rio Grande do Sul	87%

Visto que os azímites indicados não têm nenhum caráterístico peculiar, supõe-se que se trata de azímites magnéticos. Viktor Leinz fez as medições com a bússola; todavia não se acham na publicação cálculos daqueles dados para azímites astronômicos. Para o escopo em foco bastam simplesmente medições pela bússola. Também as direções verdadeiras por nós foram determinadas com este instrumento e posteriormente, considerando uma declinação magnética de 7-9° para a região estudada, no ano de 1944, reduzidas com o valor de 8° W aos azímites astronômicos. (*) Afim de possibilitar posteriores comparações e correções, são indicadas as direções magnéticas medidas, ao lado dos azímites astronômicos.

(*) A declinação magnética de Vila Velha para o ano de 1944 foi por nós determinada, pelas distâncias zenitais do sol, com 9° 10' W.

dos. Das direções de Sander suas direções, bem como a direção de detritos seguintes azim

Estado	
a) para o tilito de Barra Bonita	87%
b) para o arenito do Monge	87%
c) para o tilito de Barra Bonita	87%
d) " " " "	87%
e) " " " "	87%
f) para o arenito de Barra Bonita	87%
g) para o arenito de Barra Bonita	87%
h) para o tilito de Barra Bonita	87%
i) " " " "	87%

A distribuição destas pesquisas e resultados das medições do tilito de Palmira.

2%	das direções medidas
10%	" " "
27%	" " "
36%	" " "
8%	" " "
3%	" " "
4%	" " "

A respeito do sistema de direções, i. é, se a direção está no primeiro ou no terceiro quadrante.

Das direções de correntezas das águas de degêlo, formadas por Sandér, e dos arenitos flúvio-glaciais daí resultantes com suas direções das linhas de estrutura e inclusões de seixos rolados, bem como das porcentagens máximas nas orientações de direção de detritos impelidos alongados nos tilitos, resultam os seguintes azímites magnéticos e astronômicos:

Estado do Paraná	azímites magnéticos	azímites astronômicos
para o tilito de Lapa	N 82° E	N 54° N
para o arenito flúvio-glacial do Morro do Monge	N 42° E	N 34° E
para o tilito de Palmira	N 62° E	N 54° E
" " " Pugas	N 53° E	N 45° E
" " " Mandaguá	N 53° E	N 45° E
para o arenito de Vila Velha em parte e em parte	N 60° E	N 52° E
para o arenito de Vila Velha e Fortaleza em parte	N 43° E	N 34° E
para o tilito de Ponta Grossa	N 33° E	N 23° E
" " " do km. 217 de Barro Preto	N 42° E	N 34° E
	N 30° E	N 22° E

A distribuição porcentual dos diversos valores resultantes das pesquisas sobre a rosa dos ventos fica revelada pelos resultados das medições da orientação dos detritos impelidos no tilito de Palmira. Lá cabem:

	azímites magnéticos	azímites astronômicos
as direções medidas em	N 10° E	N 8° E
" " " "	N 30° E	N 22° E
" " " "	N 36° E	N 30° E
" " " "	N 53° E	N 50° E
" " " "	N 62° E	N 54° E
" " " "	N 90° E	N 82° E
" " " "	N 110° E	N 102° E

são distribuídos sobre diversos valores entre as direções supra mencionadas.

A respeito do sinal matemático do resultado destas medições, é se a direção do movimento do gêlo era do primeiro para o terceiro quadrante ou do segundo para o quarto quadrante,

ica dos movimentos
tamente do que se
ovimento de geleiras
r translação, é dada
as sejam orientados,
da menor resistên-
velando assim a di-

eito da constatação
pelido alongado nas
ões da glaciação do
Viktor Leinz
orientações obteve

Estado de	N 45° E
Paraná ..	N 10° E
Paraná ..	N 20° E
á	N 30° E
o Paraná .	N 30° E
Catarina .	N 50° E
ta. Catarina	N 70° E
Rio Grande	
.....	N 50° E

em nenhum caracte-
zímites magnéticos.
bússola; entretanto,
des dados para azi-
co bastam absoluta-
direções verificadas
umento e posterior-
ica de 7—9° para a
com o valor médio
de possibilitar pos-
das as direções ma-
onômicos aproxima-

a o ano de 1945 foi por
com 9° 10' W.

ou em sentido inverso, não pode haver dúvida, tomando em consideração que pela frente de transgressão do mar glacial o bonífero no sudoeste e oeste se apresenta a menor altitude sobre o nível do mar. Daí resulta um deslizamento do gelo da direção nordeste para sudoeste.

3 — *Ângulos de inclinação e direção de mergulho da peneplanície pregonduíana no Estado do Paraná.*

Das medições até agora existentes sobre as orientações de detritos alongados impelidos pode-se reconhecer que as estações de observação situadas mais para leste revelam um movimento que vem mais do leste, ao passo que as estações situadas mais para oeste apresentam inclinações cada vez menores dos detritos para leste. Disto se conclue que o deslizamento do gelo ocorreu, primeiramente, de um modo geral de leste—nordeste para oeste—sudoeste e, curvando mais para oeste e em direção à frente do inlandsis, paulatinamente sobre NE—SW na direção NNE—SSW (vide esboços n.ºs. 6 e 7).

Este movimento foi determinado, segundo tôdas as evidências, pela topografia da peneplanície pregonduíana em conexão com linhas de estrutura do complexo cristalino na base. Os depósitos mais antigos continental-glaciais enchem vastas depressões que se estendem na direção N 40—50° E (magn.). Em tal depressão se acham também os sedimentos glaciais da série Velha, como ressalta do perfil n.º 1 (vide anexo n.º 1 e 2) e no esboço n.º 3, bem como o bloco-diagrama esboço n.º 11, onde o aumento vertical quintuplo. A direção observada da base corresponde às linhas principais de estrutura na região de tensão do oeste da série Açunguí, linhas de estrutura geralmente espalhadas, se refletem em direções de sedimentação em fendas de diáclases dos sedimentos permo-carboníferos.

A direção de N 40° E corresponde, juntamente com a direção N 20° E, ao rumo de dobramentos caledonianos e linhas de falhas, como falhas, na série Açunguí do algonquiano. As linhas de estrutura mais antigas da série Açunguí que se ligam mais para o leste e as do complexo arqueano, correm com grande regularidade à N 60—70° E. Tôdas estas direções de estruturas

expressas nas camadas pelido dos tilitos de gelo. As fendas de direção 320° W, tiveram origem na superfície da superfície e cederam por efeito de diques de diabásios e de diabásios que já anteriormente sedimentos permo-carboníferos de erupções básicas e metamórficos de corneolitos, silificação

Viktor I. A depressão e depressões indicam um eixo longitudinal de variações de altitude destas pequenas depressões. Ao mesmo tempo combina muito bem os servávamos e verticais da peneplanície pregonduíana uma profundidade notáveis de depósitos devonianos e a base do devoniano e ao norte da base devoniana entre a base do Borges e ser das camadas glaciais do oeste com uma profundidade do mar, cujas sedimentos são de 940 ms. (vide perfil) da das depressões e uma superfície originada por erosão e dos depósitos inferior marinho ao oeste da cidade

haver dúvida, tomando em
gressão do mar glacial car-
senta a menor altitude sôbre
zamento do gêlo da direção

de mergulho da penepla-
do Paraná.

tes sôbre as orientações de
reconhecer que as estações
te revelam um movimento
e as estações situadas mais
vez menores dos azimu-
de deslizamento do gêlo deu-
al de leste—nordeste para
oeste e em direção à fren-
bre NE—SW na direção
7).

segundo tôdas as aparên-
pregonduânica em conexão
cristalino na base. Os sedi-
is enchem vastas depres-
—50° E (magn.). Em uma
dimentos glaciais de Vila
vide anexo n.º I e perfil
grama esboço n.º 12) com
observada da bacia rasa
estrutura na região de ex-
tas de estrutura que, lar-
ções de sedimentação e
permo-carboníferos.

untamente com a direção
onianos e linhas tectômi-
gonquano. As linhas de
que se ligam mais para
rem com grande regula-
es de estrutura se acham

expressas nas direções de orientação do material alongado im-
pelido dos tilitos e, com isto, nas direções de deslizamento do
gêlo. As fendas de tração post-triássicas mais recentes, cruzan-
do as direções tectônicas antigas de S 135—140° E para N 315—
320° W, tiveram também grande influência sôbre a formação
da superfície do Estado do Paraná. As massas símicas que as-
cenderam por estas fendas de tração correspondem aos sistemas
de diques de diabásio e aos derrames de meláfiro, de diabásios
e de diabásios porfíricos (basaltitos) do Estado do Paraná, o
que já anteriormente foi mencionado (102, 105 e 106). Para os
sedimentos permo-carboníferos limita-se a influência dos diques
de erupções básicas à compressões locais ou fenômenos meta-
mórficos de contacto, como sejam cozimentos (Fritungen) de
pedras, silificações e falhas locais entre as fendas de arrastamento.

Viktor Leinz (95 e 96) também menciona abaulamen-
tos e depressões rasas na base pregonduânica, para as quais in-
dicou um eixo longitudinal de N 50° E, porém, somente com dife-
renças de altitude no máximo de 2—3 metros. Para constatar
estas pequenas diferenças de altitude é necessário um bom ni-
velamento. Ao passo que a extensão longitudinal das depressões
corrobora muito bem com nossas medições antigas e recentes, ob-
servamos e verificamos maiores diferenças de nível na penepla-
da pregonduânica, a saber, depressões vastas no devoniano até
uma profundidade de 60 metros, e mais. Diferenças especialmen-
te notáveis de altitude, entre a superfície superior dos arenitos
devonianos e a base da série Itararé, podem ser verificadas ao oes-
te e ao norte da cidade de Tibagi. Lá se encontra a superfície de-
voniense entre 1015 e 1088 metros sôbre o nível do mar na serra
de Borges e serra do Barreiro. Em redor destas altitudes jazem
as camadas glaciais da série Itararé nos lados nordeste, norte e
oeste com uma base entre 700 e 730 ms. de altitude sôbre o nível
do mar, cujas superfícies apresentam altitudes absolutas de 800 a
900 ms. (vide perfil n.º 3). Portanto, aqui não se acha nenhu-
ma das depressões rasas e extensas na direção NE, porém antes
uma superfície mais movimentada da paisagem pregonduânica,
regulada por erosão. Daí resulta a observada discordância de
idade e dos ângulos de pequena inclinação entre o devoniano
superior marinho e o carbonífero superior glacial. Assim existe
a oeste da cidade de Tibagi o limite de um platô pregonduânico

recortado nas bordas dos sedimentos devonianos contra uma borda estreita do carbonífero ou região litoral, como zona fronteiriça mais a leste das transgressões do carbonífero, do permiano e do triássico superior, as quais em caso nenhum avançavam para além desta zona à leste. À esta zona se ligam ao sul e ao oeste os depósitos das camadas marinhas fossilíferas. O limite extremo destas transgressões é representado pela linha Mauá—Guarauna (ex-Valinhos)—Salto Mauá—serra dos Agudos. Em o salto Mauá e a serra dos Agudos as camadas de transgressão cruzam o vale do rio Tibagi em direção nordeste. A sudoeste e sudoeste das linhas fronteiriças mencionadas acham-se as localidades fossilíferas do carbonífero superior médio de Taio, Vista, Rio d'Areia, Baitaca, Guarauna, Teixeira Soares e Pácho, os folhelhos de Iratí do permiano inferior com *Mesoceras* e os fósseis marinhos do andar Keuper do triássico superior, respectivamente do andar kárnico inferior segundo o fácies marinho de Rio Claro, Roxo Rois, Rio Água Quente, Serrinha, Rechal Malet e Terezina, bem como o banco calcáreo de Baitaca com lamelibrânquios, no vale do rio Tibagi e na serra dos Agudos, e os horizontes fossilíferos do permiano superior de Carézinho e Santo Antônio da Platina.

Encontra-se, assim, nos longos intervalos de tempo entre o devoniano e o triássico superior uma planície estreita e arqueada diante de uma terra firme de regular elevação para leste. Somente no Keuper superior o mar parece ter retrocedido tanto que vastas regiões para oeste se tornaram definitivamente como terra continental. A base dos sedimentos glaciais representava, portanto, para a região atual do Estado do Paraná, uma zona mergulhando levemente para o mar com ondulações suaves e depressões nas direções de antigas estruturas (eine flachwellige Kuestenabdachung mit milden migigen Ausraemungen). Na zona da atual serra do Mar existiam-se inselbergs com algumas centenas de metros de altura, cujos núcleos vemos hoje nos granitos post-algonquianos constituindo as maiores elevações da serra do Mar no Paraná. Em sua configuração morfológica corresponde esta peneplanície de suave elevação para o sudoeste talvez ao recente declive litorâneo (Kuestenabchung) na África Sul-Oeste com seus inselbergs e com suas

suaves do terreno devoniano era mais elevada que mais adiante e Swakop—Ebenha uma extensão de 0° que corresponde a uma inclinação de 0° 38' 03" das camadas meridional, obtendo uma inclinação de 0° 14' até

Viktor I. São Paulo e Rio das da capa à caso, em Suspensão de 4° para oeste, inclinações de altitudes planícies pouco sul Meridional não poderá haver 2 a 4° em maiores diferenças de a de cem kms. em corresponde mais à base das camadas de mergulho de cem kms para a superfície (che). Mas isto não dem observar muita razão, um servados por L. tes morfológicos

Em conexão Vila Velha foram condições topográficas, sendo mediamentos. Em tô

na e Vila Velha até a frente de transgressão do mar carbonífero na linha Mafra—Guarauna—vale do rio Tibagi não foram encontrados, em nenhum caso, ângulos de inclinação de um grau ou acima. Da numerosa série de resultados das medições seguem-se alguns valores típicos, que correspondem ao atual mergulho da peneplanície pregonduíana e das camadas glaciais da capa e dos quais foram deduzidos os valores antigos de inclinação:

- a) Entre a escarpa devoniana com uma altitude de 1163 m. sobre o nível do mar na "Serrinha" e a superfície subjacente à sedimentação das camadas glaciais em Palmeira altitude de 719 m. sobre o nível do mar resulta, para 4 kms., uma diferença de nível de 443 m. e um mergulho para sudoeste de $0^{\circ} 32' 25''$. O ângulo de inclinação das camadas glaciais na mesma linha e na mesma distância é de $0^{\circ} 16' 19''$. Depois da redução a zero do mergulho da capa acha-se neste perfil um antigo mergulho para o sudoeste da superfície subjacente à sedimentação glacial de $0^{\circ} 16' 06''$.
- b) No perfil Restinga Sêca (925 m.) até o km. 3 no vale do rio Iguaçu, ao sul de Porto Amazonas, a superfície do arenito das Furnas apresenta, depois de 9 kms., uma diferença de nível de 95 m. A superfície de limite entre o arenito das Furnas e as camadas glaciais na estação de observação mais setentrional de 875 m. na cota de 779,5 m. no km. 3 no vale do rio Iguaçu apresenta com um mergulho de $0^{\circ} 36' 17''$ na direção NS. As camadas da capa do arenito vermelho de Vila Velha apresentam na mesma distância um declive de 225 m. a 867 m., do que resulta uma correção à horizontal de $0^{\circ} 22' 09''$, e com isto uma inclinação primitiva da planície pregonduíana de $0^{\circ} 14' 08''$.
- c) Na região do movimento do gelo da região XI pode-se verificar uma diferença de nível de 280 m. em 20 kms., entre a superfície subjacente às camadas glaciais que afloram na margem ocidental do vale do rio Iguaçu na cota de 980 m., e as planícies de limite entre os arenitos das Furnas e de Vila Velha, no km. 3 do

rio Iguaçu na cota de 105 m. Os arenitos do vale do rio Iguaçu, apresentando um mergulho primitivo da superfície de $0^{\circ} 16' 20''$.

- d) Valores iguais aos encontrados no perfil das Furnas entre o limite entre o arenito de Vila Velha e Ventania, em direção N 45° W, e exatamente S 45° W, depois de 70 kms. na cota de 700 m. A inclinação primitiva pode ser considerada glacial. A inclinação atual é de $0^{\circ} 31' 30''$. As camadas glaciais da mesma trecho apresentam um mergulho de $0^{\circ} 16' 06''$.

Resumindo, temos:

Resenha dos ângulos de inclinação na região do rio Iguaçu

Perfil	Distância
Restinga Sêca—Palmeira	47 kms.
Restinga Sêca—km. 3 do rio Iguaçu ...	9 kms.
Restinga Sêca—70 rio das Furnas—km. 3 do rio Iguaçu	20 kms.
Restinga Sêca—km. 3 do rio Iguaçu até a estrada de Cerre até a estrada de Ladainha ...	40 kms.

rio Iguazú na cota de 780 ms., verificando-se uma diferença de 105 ms. para as camadas da capa. A superfície dos arenitos das Furnas mergulha com $0^{\circ} 34' 23''$, mostrando com uma correção de $0^{\circ} 18' 03''$ uma inclinação primitiva da superfície subjacente à sedimentação glacial de $0^{\circ} 16' 20''$.

- d) Valores iguais resultam das medições ao oeste da serra das Furnas cruzando o vale do rio Tibagi. Aqui se acha o limite entre o devoniano e a série Itararé a leste de Ventania, em 1067 ms. de altitude sobre o nível do mar, e exatamente na direção do movimento do gelo em $S 45^{\circ} W$, depois de 40 kms. no vale do arroio de Ladainha na cota de 700 ms. Nos entalhes de vales dos rios outra vez pode ser observado o limite entre o devoniano e o glacial. A inclinação da base pregondvuânica importa hoje em $0^{\circ} 31' 32''$ com uma diferença de nível de 367 ms. As camadas glaciais na capa mergulham 179 ms. no mesmo trecho, ou $0^{\circ} 15' 20''$, do que resulta uma inclinação de $0^{\circ} 16' 17''$.

Resumindo, temos a seguinte tabela:

TABELA N.º 14

Medida dos ângulos de inclinação da base pregondvuânica na região do segundo planalto do Estado do Paraná.

	Distância	Direção	Diferença de altitude	Inclinação atual da base pregondvuânica	Ângulo de correção das camadas da capa	Inclinação primitiva da peneplanície pregondvuânica
Palmeira	47 kms.	E-W	443 ms.	$0^{\circ} 32' 25''$	$0^{\circ} 16' 19''$	$0^{\circ} 16' 06''$
Itararé	9 kms.	N-S	95 ms.	$0^{\circ} 36' 17''$	$0^{\circ} 22' 09''$	$0^{\circ} 14' 08''$
Ladainha	20 kms.	NE-SW	200 ms.	$0^{\circ} 34' 23''$	$0^{\circ} 18' 03''$	$0^{\circ} 16' 20''$
Tibagi	40 kms.	NE-SW	367 ms.	$0^{\circ} 31' 32''$	$0^{\circ} 15' 20''$	$0^{\circ} 16' 12''$

O ângulo de inclinação das camadas da capa varia com a direção do corte do perfil. Como valor médio foi verificado $0^{\circ} 13' 25''$. Como valores mínimos extremos resultaram em cortes:

do km. 128,5—Palmeira	em 33 kms. N—S	$4' 17''$
Palmeira—Guaíaca	em 32 kms. NE—SW	$7' 25''$
Palmeira—Rio d'Areia	em 42 kms. N $260,5^{\circ}$ W ..	$0' 26''$

O mergulho geral para sudoeste ($N 225^{\circ} W$) importa $16' 20''$.

Visto que os sedimentos permo-carboníferos se acham depositados em forma de arco ao redor do complexo cristalino, poder ter existido, além do mergulho para sudoeste e oeste, também um declive suave da peneplanície pregonduíca para noroeste. Das medições resultam, para o mergulho das camadas devonianas nesta direção, os mesmos valores como nos outros perfis. O perfil desde a escarpa devoniana, a oeste de Castro, até a zona de contacto entre as camadas glaciais da série Itararé com os folhelhos de Ponta Grossa, cêrca de 15 kms. ao noroeste de Tibagi, no arroio de Ladainha, acha-se um declive da superfície devoniana de 515 ms. em 55 kms. de linha reta. Pode-se acompanhar, quase sem interrupção, a superfície subjacente à sedimentação, bem como a capa do arenito das Furnas, em tôda a extensão, principalmente no cañon do rio Iapó e no vale do rio Tibagi. A superfície extrema do arenito das Furnas acha-se no local observado mais para sueste na altitude de 1215 ms. sobre o nível do mar e a superfície de sedimentação sobre os quartzo-pedregal de Castro na altitude de 1116 ms., bem como a zona de contacto do arenito das Furnas com os folhelhos de Ponta Grossa na altitude de Tibagi, na altitude de 699 ms. sobre o nível do mar. A base das camadas glaciais, 15 kms. mais para noroeste, acha-se no arroio de Ladainha na cota de 700 ms. sobre os folhelhos de Ponta Grossa. Daí resulta um mergulho da superfície devoniana de $0^{\circ} 32' 10''$. Mas as camadas glaciais aqui não foram orientadas na direção do mergulho da antiga superfície da terra, mas sim em ângulo reto contra esta, de nordeste, portanto, perpendicularmente à direção do movimento geral do gelo, de maneira que os sedimentos aqui também acompanham as direções das linhas de estrutura. A capa do arenito de Barreiro a oeste de Tibagi representa a saliência extrema observável da superfície

pregonduíca e o mergulho das camadas e o valor de red

Conforme o perfil para a atual superfície com ângulo de inclinação e depressões da base cristalina no início da grande glaciação da época glacial frente extrema caracterizada pelo declive. Ao sudoeste determinado pelas corre

4 — Resumo do movimento

Prolongando-se ainda hoje pode observar o mergulho da inclinação desde Serrinha para os nítos da serra do mar. De fato, as camadas cristalinas da serra terminados níveis remanescentes, que no Estado do Paraná são gramêtricamente semelhantes a Preston E. J. de denudação entre Minas (76, página de denudação se destacam a 900 e 950 ms. e o declive acima dos mesmos níveis a 1200 ms. No interior cristalinos em Serra do mar. Ela forma a saliência das Furnas com ma

perfil n.º 1 e fotos 3, 4, 70 e 71). Especialmente notáveis são os níveis de cumes achatados entre 1700 e 1800 ms. na serra dos Orgãos no Estado do Paraná. Para a superfície subjacente à sedimentação glacial ou à peneplanície pregonduânica, os níveis de cumes achatados da serra do Mar, por baixo de 1550 e por cima de 1450 ms., representam um fenômeno de maior importância. Se estes restos antigos de peneplanícies em posição inclinada hoje se acham em menor altitude do que o plano primitivo de limite em 1550 ms., isto deve ser atribuído à uma erosão posterior da capa de gnaises xistosos até aos granitos intrusivos. Os gnaises da capa, porém, ainda se acham conservados nesses níveis de altitudes, em muitos lugares em forma de teto sobre os granitos, sendo bem observável o plano de limite entre gnaises antigos e granitos mais recentes.

Dos ângulos de inclinação das superfícies subjacentes à sedimentação das camadas glaciais resulta que a zona de Serrinha e suas camadas devonianas em posição horizontal, no fim da época glacial se achava a 230—250 ms. de altitude sobre o nível do mar quando se calcula desde a frente de transgressão marinha na linha Mafra—Guarauna. Para a zona da atual serra do Mar as altitudes de 1450—1550 ms. resulta então para a época glacial a altitude sobre o nível do mar de 570—670 ms., por cima da qual cortava o declive litorâneo. Todos os níveis mais antigos da serra do Mar se elevavam parcialmente em forma de *tablets* e *bergs* sobre o declive litorâneo da peneplanície pregonduânica e parcialmente foram levados para as altitudes atuais pelos movimentos tectônicos posteriores em forma de "Rumpfhebung" importante na época terciária. Considerando os movimentos terciários epirogênicos de mergulhos e levantamentos, os quais se movem na região do Estado do Paraná com alterações a cada vel de cerca de 200 ms., então é identificada a antiga linha da costa do mar devoniano na parte leste do Estado do Paraná a uma altitude de 950 ms. (atualmente + 1150 ms.) aproximadamente sobre o nível do mar, e a linha da costa no fim da época glacial em 880 ms. de altitude atual sobre o nível do mar (veja o esboço n.º 5).

Tomando ainda em consideração as diferenças de altitudes existentes entre as antigas peneplanícies remanescentes renunciadas e os cumes mais elevados do complexo cristão

rebaixamento do vestimento, bem como as tónicas, pode ser até 700 e 800 m. a planície inclinada e as massas de gelo que se salientavam e a superfície do gelo.

As observações e especialmente em Groenlândia pela já apresentam na altitude de 1000 a 1550 ms. e a distância entre 300 e 800 kms. da costa sobre o nível do mar a tática acha-se situada sobre o nível do mar entre 10° E e 300—350 kms. do mar. O ângulo normalmente a inclinação é de 0° 44', incluindo o *inlandsis* gonado da superfície da Palmeira—Serrinha calcular com a sua inclinação de 0° 1' e dos, 0° 30' de declividade da espessura do *inlandsis* da Terra do Mar tinha uma forma um esboço esquemático que chegou a igual

A continuação de 600 a 700 ms., a tática, achava-se situada e o oceano Atlântico

rebaixamento do nível causado pela erosão das camadas de re-
restimento, bem como o afloramento dos núcleos de rochas plu-
tônicas, pode deduzir-se que se salientavam inselbergs e serras
até 700 e 800 ms. de altitude relativa na região do inlandsis, da
planície inclinada preglacial. Conforme a espessura do gelo, as
massas de gelo deslizavam por cima destas elevações, ou ainda
se salientavam como baixos monadnocks ou "Nunatakr" da su-
perfície do gelo.

As observações sobre a espessura do inlandsis na Antártica,
e especialmente as modernas medições de espessuras do gelo na
Groenlândia pela última expedição de Alfred Wegener,
apresentam na distância de 62 kms. da costa espessuras de gê-
lo de 1000 a 1550 ms., com altitudes da base do complexo rocho-
so entre 300 e 850 ms. sobre o nível do mar, e na distância de
131 kms. da costa a espessura de 1790—1850 ms. com altitudes
sobre o nível do mar de 250 e 320 ms. da base (11, 111). Na An-
tártica acha-se situada a superfície do inlandsis em altitudes ele-
vadas sobre o nível do mar, assim o "Wegener-inlandsis" na sec-
ção entre 10° E e 10° W de longitude na distância da costa de
100—150 kms. na altitude de 4000—4300 ms. sobre o nível do
mar. O ângulo médio de elevação da superfície glacial, respecti-
vamente a inclinação contra a horizontal, resulta então em 0° 43'
e 0° 44', incluindo a base rochosa (160). Da inclinação da base
do inlandsis gonduânico de 16' aproximadamente em prolonga-
mento da superfície subjacente à sedimentação, ainda conservada,
Paineira—Serrinha, passando sobre a serra do Mar, já se pode
inferir a inclinação de 0° 14' contra a base do gelo ou, em ângulo de
declive, 8° 30' de declive da superfície glacial contra a horizontal, uma
espessura do inlandsis de 872 ms. com 100 kms. de distância da
serra glacial. Assim podemos supor com alguma certeza que o
inlandsis da Terra Gonduana já acima dos gnaises da atual serra
do Mar tinha uma espessura de cerca de mil metros. Ressalta de
um esboço esquemático de Chester W. Washburne que
se chegou a igual resultado (196, sketch n.º 2).

A continuação da superfície antiga da terra, com altitudes
de 600 a 700 ms., com seus inselbergs e antigas linhas de estru-
tura achava-se situada em direção leste, onde hoje se estende
o oceano Atlântico. Deparamos aqui com um problema a ser

pesquisado cientificamente sem preconceitos em nossa época e a continuação da antiga Terra Gondwana deve ser procurada ou uma ponte continental (Bruecken-Kontinent), afundada no abismo do oceano (Tiefseeboden), ou simplesmente na junção direta da Terra Gondwana sul-americana com a parte africana e antártica. Visto que a orientação dos seixos rolados do conglomerado basal do arenito das Furnas também exhibe uma direção de escoamento da água de N 45° E, acha-se uma inclinação da região de NE—SW e E—W já durante a transgressão marinha do devoniano inferior. Mas de ENE e NE deslizava, conforme as pesquisas até hoje realizadas, também o inlandsis do período bonifero sobre uma peneplanície de suave mergulho empurrada em direção oeste e sudoeste as morenas basais sobre os sedimentos do devoniano e ainda até ao fundo de um mar raso, onde o gelo finalmente chegou a flutuar. No último terço da época glacial gonduânica, e mormente com o início do retrocesso pelo gelo, o mar avançava até a linha Mafra—Guarauna e transgredia sobre os sedimentos de águas de degelo e horizontes de morenas basais. Seguindo as direções medidas do movimento do gelo, segundo a orientação dos seixos alongados, sem considerar uma encurvação retrocedente, também estas direções indicam com exceção dos azímites de 10° a 30°, a região do oceano Atlântico como sendo a zona de origem do gelo.

Da direção dos azímites de 10° a 30° deveriam chegar grande quantidade no material impellido das morenas basais, especialmente quartzitos claros, itabiritos e minérios compactos hematita da série de Minas, que já estavam dobrados no paleogonquiano, não estando por isto ocultos na base fundacional. Estas rochas deveriam ser encontradas mormente nos tipos Barra Bonita, Rio Novo, Sengés e Ponta Grossa. Quartzitos claros, brancos e cinzentos acham-se no Brasil, além da série de Minas, nas camadas de igual idade das séries de Itabira, Tombador, São Roque e Açungui, que todas estendem-se para trás das direções aqui determinadas, formando assim não uma zona de origem, mas de exatuação do inlandsis. Os horizontes dobrados das séries de Minas, São Roque e Açungui, sem dúvida, já estavam tados pela peneplanície pregonduânica, como o provam as rochas subjacentes à sedimentação do devoniano na série de

no Estado do Paraná das de Gerais e que estavam ocultas durante. Portanto, o gelo por renas basais. Mas os horizontes de tilitos que lembram os de São Roque e Açungui, mas não em grandes tilitos moles, ainda a quartzitos ferrosos flúvio-glacial de Viçosa mencionadas foram lidas em poucos exemplos também o calcáreo claro, que faltam completamente verificadas em cores escuras e cinzentas na Meridional. Em tilitos, azues e avermelhados não existem e Quartzitos de cor vermelha constitutivos da série foram impellido em questão do do Paraná, confirmando a hipótese de que o gelo se deslocou para a direção de deslize mais rápida no fim, influenciado para uma direção mais rápida. As direções das depósitos de base preglacial e a direção tectônica post-glacial para as direções calculadas de N 30° E. Estas direções, portanto, são zonas modulares (Haertlingszonen) de movimento ao gelo gonduânico sudoeste.

(*) "ausraum", vide

o Estado do Paraná e os sedimentos gonduânicos sôbre camadas de Gerais e da série de Minas no oeste mineiro. Elas não estavam ocultas debaixo de outras camadas de revestimento. Portanto, o gêlo podia recolher material destas camadas nas montanhas basais. Mas é estranho que no material impellido dos horizontes de tilitos do Estado do Paraná só se acham poucas pedras que lembram as formações mencionadas. Rochas das séries de São Roque e Açunguá provavelmente podem ser encontradas, mas não em grande quantidade, no material impellido como: fílitos moles, ainda angulosos, alguns quartzitos claros e raramente quartzitos ferrosos ou itabiritos no tilito de Pugas e no arenito glacial de Vila Velha. Inclusões que lembram tais rochas das mencionadas formações, sem que de fato o sejam, foram encontradas em poucos exemplares. Nota-se aqui igualmente que também o calcáreo claro e os dolomitos das séries São Roque e Açunguá faltam completamente no material impellido. Até agora só foram verificadas em mui diminutas porcentagens rochas calcáreas brancas e cinzentas nos materiais impellidos dos tilitos do Paraná Meridional. Em todos os casos predominam os quartzitos violetas, azues e avermelhados até côr de púrpura, cujos horizontes não existem em nenhuma das mencionadas formações. Quartzitos de côr rosa clara só são indicados como elementos constitutivos da série de Lavras no Brasil. A falta do material impellido em questão, de regiões diretamente ao norte do Estado do Paraná, confirma os resultados das medições bem como a hipótese de que o gêlo em primeiro lugar apresentava uma direção de deslize mais de leste para oeste, curvando sômente no trecho final, influenciado por antigas linhas de estrutura da base, para uma direção mais de NE para SW até de NNE para SSW. As direções das depressões rasas que se podem observar na antiga base preglacial acompanham no princípio estritamente a direção tectônica post-algonquiana de N 60—70° E, virando então para as direções caledonianas da base de N 40—50° E e N 10—20° E. Estas direções, seguidas ainda hoje por regiões de auscultação (*) e zonas modeladas de maior resistência (herauspraeparate Haertlingszonen — hogbacks), ditavam a direção de movimento ao gêlo gonduânico no sentido de sua inclinação para o oeste.

* "zurraum", vide nota marginal, pág. 244.

Durante as medições geofísicas em Santa Catarina por Mark C. Malamphy, as anomalias magnéticas indicam também uma direção de $N 40^{\circ} E$. Na verificação posterior a diversas razões para as causas das anomalias magnéticas verificadas por M. C. Malamphy foi observado por Paulo Franco de Carvalho, João Miranda e Paulo Araujo Alvim o encurvamento de um eixo anticlinal da série Açunguá da direção de E—W para NE—SW ao sul de Apucarana (17, pág. 29) o qual, portanto, acompanha também as direções de estrutura acima mencionadas. Nós mesmos acompanhámo-la sueste do Morro do Cal até além de Ouro Fino e Rio Branco uma fenda tectônica cheia de brechas de falhas, respectivamente uma linha de falha na direção de $N 40^{\circ} E$. Também estas observações, junto com os resultados de pesquisas sobre a morfologia da superfície da terra preglacial, apoiam a conclusão tirada das medições da orientação das massas impelidas de que o imenso carbonífero se movia em uma inclinação da costa na direção das antigas linhas de estrutura da base.

Resumindo, as pesquisas sobre a direção de movimento do gelo gonduânico apresentam os resultados seguintes:

- a) Os azímites de direções medidos para a orientação (regelung) de massas impelidas alongadas nas antigas planícies basais crescem com a posição leste do ponto de observação de $N 40^{\circ} E$ até $N 70^{\circ} E$ (magnético). Continuam para os pontos mais ao oeste de $N 40^{\circ} E$ até $N 70^{\circ} E$.
- b) Todas as direções medidas correspondem, quanto à posição de observação, às antigas linhas de estrutura da base cristalina dobrada.
- c) A morfologia da superfície preglacial mostra em concordância com isto, com uma inclinação geral para o sudoeste de $1/4$ grau, depressões vastas e rasas na antiga penepalanície, cujos eixos longitudinais correspondem às direções tectônicas dominantes de antigas dobras da base cristalina.
- d) A terra coberta pelo gelo representava para o Estado do Paraná hodierno um declive lateral.

Esbôço No. 5

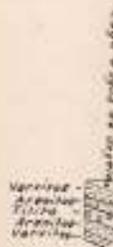


Fig. 1. Esbôço
(um período de tempo)

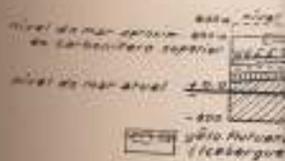


Fig. 2. Esbôço

faixas de terra baixa. A posição aproximada da linha da costa no início da época glacial ainda é desconhecida, pois os horizontes respectivos se acham ocultos debaixo de camadas de revestimento mais recentes. A posição da praia durante o último têrço da época glacial acompanha uma linha desde Mafra em direção para Guarauna e mais para noroeste.

- e) A superfície do declive litorâneo subiu desta frente de transgressão de zero metro até 600 e 700 ms. sôbre o nível do mar na zona das massas de gnaises e granitos da atual serra do Mar. A massa continental principal, como continuação do declive litorâneo, se achava na direção do atual oceano Atlântico. Tôdas as elevações na inclinação da costa foram cobertas pelo inlandsis até a altitude de mil metros sôbre o nível do mar.
- f) A parte sul-brasileira do inlandsis do carbonífero superior da Terra Gondwana veio de ENE e deslizava conforme as inclinações do declive litorâneo e as direções de antigas linhas de estrutura, acompanhando as formas de superfície, primeiro de N 70° E (magn.) e curvava então para direções de N 40°—50° E (astronômico) e, finalmente, nas regiões mais ao oeste perto da borda do inlandsis, para uma direção de NNE—SSW. Ao oeste e sudoeste da frente de transgressão o gelo chegou a fluir, transportando material das morenas basais ao fundo do antigo mar glacial.

— NUMERO DOS AVANÇOS DO GELO A REGIÃO DO ESTADO DO PARANÁ E O PROBLEMA DAS EPOCAS INTERGLACIAIS DO CARBONIFERO.

Na região examinada de Vila Velha entre a escarpa de Ponta Grossa, Palmeira e Lapa, até agora não foram executadas sondagens de espécie alguma. Em consequência disto são necessários testemunhos de sondagens para a mais minuciosa classificação da ordem das camadas em sentido vertical para um

lugar determinado. Assim não existe a possibilidade de uma determinação exata da espessura dos diversos horizontes em tal perfil vertical para determinados lugares. A sequência das camadas só pode ser dada em linhas gerais, baseadas nas observações dos afloramentos ao longo do suave mergulho da superfície do terreno. Um horizonte flúvio-glacial de arenito pode formar cunha e transformar-se em um horizonte de camadas argilosas. No avanço da frente do gelo, as argilas glaciais são substituídas por areias, e vice-versa, no retrocesso do gelo acham-se argilas sobre arenitos e arenitos sobre tilitos, de maneira que em toda parte, mesmo com menores oscilações da frente glacial, dá-se uma alternância rápida da sedimentação, mas limitada regionalmente. Na observação da sequência das camadas nas extremidades na superfície do terreno ou nos entalhes de vales e grandes rios, uma alternância regionalmente limitada de sedimentações só pode ser verificada por afloramentos casuais, bem como se possa indicar onde um horizonte forma cunha. Em todos os casos, porém, são reveladas as linhas principais no ritmo da sedimentação por um perfil levantado regionalmente, segundo os cortes na superfície. Os perfis publicados neste trabalho referem-se às observações e aos levantamentos entre Vila Velha—São João do Triunfo e Palmeira—Teixeira Soares de um lado, bem como à linha Restinga Seca—Lapa—Porto Amazonas e o curso do rio Iguaçu até Palmira do outro lado. Não podem ter validade geral para uma região mais vasta de glaciação. Mas pela interpretação regional dos perfis é dada uma boa possibilidade de comparação com outros cortes de perfil, também válidos somente regionalmente, os quais foram obtidos por meio de sondagens. Detalhes mais minuciosos, relativos à espessura das camadas e observações sobre a falta de uma camada ou a entrada de um novo horizonte também na região das nossas pesquisas, só podem ser obtidos por meio de sondagens sistemáticas no campo. Para os problemas que aqui devem ser discutidos são perfeitamente suficientes as espessuras de camadas verificadas por meio de tais ou medições barométricas de altitude, bem como as linhas gerais de sedimentação determinadas por este meio para os dife-

ros ciclos. Cada ciclo de sedimentação é formado por horizontes de morenas basais, visto que é seguido por um novo avanço de gelo. Areias, respectivamente tilitos indicam o retrocesso do gelo, e argilas indicam o avanço, como é indicado nas argilas glaciais sobre as areias e argilas, mormente os varvitos, sempre temporariamente estável, a bem dizer. E' então anunciado um novo avanço de gelo, o que é seguido pelo depósito de areia das argilas glaciais, o que dá origem ao seu ponto culminante em um novo horizonte de argilas sobre os sedimentos depositados anteriormente (ver esboço n.º 5). Em caso de uma posição especial, ou especialmente no tempo posterior ao quarto membro, ainda depósitos de areias e argilas das camadas flúvio-glaciais.

Quando em um levantamento de perfis de superfície, não são diretamente conhecidos os trechos dos avanços e recuos do gelo, não é possível determinar o número dos avanços e recuos, ou de interrupção do ritmo normal de sedimentação que eventualmente se dá. Não há dúvida, tem significado para uma vista geral de vista, os perfis levantados podem ser comparados com os perfis obtidos em lugares mais afastados. Não pode-se obter uma vista geral sobre o ritmo da sedimentação do gelo e quantas destas oscilações ocorreram anteriormente sob o regime de glaciação. Detalhes a respeito da espessura total e da sequência dos horizontes no Estado de São Paulo e no Norte do Brasil podem ser comparados com os perfis levantados em outros locais. Assim são extraídos de figurações publicadas por V. Oppenheim (1905 e 1906) e Chester (1907) os seguintes dados:

os ciclos. Cada ciclo de sedimentação é limitado para cima por horizontes de morenas basais, visto que êles sempre documentam um novo avanço de gêlo. Areias, respectivamente arenitos, sôbre os tilitos indicam o retrocesso do gêlo, cujo ponto culminante é indicado nas argilas glaciais sôbre os arenitos flúvio-glaciais. As argilas, mormente os varvitos, sempre expressam uma posição temporariamente estável, a bem dizer uma posição de parada. É então anunciado um novo avanço do gêlo por um entulhamento de areia das argilas glaciais, o qual acha a expressão de um ponto culminante em um novo horizonte de morenas basais sôbre os sedimentos depositados anteriormente (vide fig. 1 no trabalho n.º 5). Em caso de uma posição de parada da frente glacial, ou especialmente no tempo postglacial, formam-se, como já se viu, um membro, ainda depósitos de areia movediça sôbre as formações flúvio-glaciais.

Quando em um levantamento de perfil, de acôrdo com o método de superfície, não são diretamente verificáveis os limites externos dos avanços e recuos do gêlo, pode-se, pela seqüência das camadas, determinar o número dos avanços do gêlo ou, em caso de interrupção do ritmo normal de sedimentação, constatar uma compressão que eventualmente se deu. Tal verificação, sem dúvida, tem significado para uma vasta região e, sob êste ponto de vista, os perfis levantados podem ser comparados com outros perfis obtidos em lugares mais afastados. De tais comparações pode-se obter uma vista geral sôbre o número total dos avanços do gêlo e quantas destas oscilações alcançaram ou não uma realidade anteriormente sob o regime de glaciação. Perfis de sondagem a respeito da espessura total da série Itararé foram obtidos no Estado de São Paulo e no Norte do Paraná, dos quais alguns podem ser comparados com os perfis da região de Vila Velha. Não são extraídos de figurações gráficas e de perfis publicados por V. Oppenheim (1938, págs. 53-66), Viktor (1955 e 196) e Chester W. Washburne (196) os seguintes dados:

a) Perfil simplificado de uma sondagem em São José do Paranapanema (841 ms.), município de Jaguariatã. Sondagem n.º 123/1934.

Altitude da boca do furo 790 ms. sobre o nível do mar
Profundidade da sondagem total, 552,7 ms. (95, 96 e 138)

capa: solo de decomposição recente

28 - arenitos grossos		16			
27 - arenitos de granulação média		21			76 ms.
26 - arenitos finos		19			
25 - argilitos e varvitos	16	4			
24 - arenito médio			10		
23 - tilito		16			
22 - arenito grosso		6			
21 - arenito médio		6			
20 - arenito fino					121 ms.
19 - argilitos e varvitos	16	27			
18 - arenitos médios até grossos	22	7			
17 - argilitos e varvitos		7			
16 - arenitos finos		4			
15 - arenitos médios					
14 - arenitos grossos			18		
13 - tilito		8			
12 - arenito médio					
11 - argilitos e varvitos	7	10			93 ms.
10 - arenito fino		12			
9 - arenito grosso		10			
8 - arenito fino					
7 - argilitos e varvitos	22	6			
6 - arenito grosso					
5 - tilito			60		80 ms.
4 - argilitos e varvitos	20				
3 - tilito			23		
2 - arenitos médios		17			98 ms.
1 - tilito			58		
total		103	196	169	468 ms.

capa: devoniano inferior (arenito das Furnas)

O perfil geológico sobre as camadas glaciais da série lapa revela em São José do Paranapanema quatro avanços principais do gelo e um horizonte de tilito, de uma curta oscilação regressiva depois do primeiro avanço do gelo, o qual não produziu um ciclo completo de sedimentação (camadas 2 e 3). O segundo

ço principal deu-se depois de um breve período de avanço, em um longo repouso de uma formação de 20 metros de varvitos e argilitos, que então empurrada diretamente sobre o horizonte de degelo (camadas 4 e 5 do perfil). A principal do gelo (horizonte n.º 13) pode ter sido prolongado e uma oscilação da frente glacial limitada que interrompeu as condições para a formação dos varves, derramando areias grossas até grossa sobre as argilas glaciais, em consequência a zona de sondagem em São José do Paranapanema (camada 18). Do período de recuo, depois do principal e das condições estacionárias da frente glacial podia estar situada muito longe no norte dos sedimentos argilosos e arenosos como é o caso das camadas 14—22). Da fase do quarto avanço as areias ainda ficaram conservados 10 metros sobre os 111 ms. dos sedimentos flúvio-glaciais coberto, durante o retrocesso definitivo a formação começava, por sedimentos flúvio-glaciais, morenas frontais e basais, situadas mais a oeste da estação conservados 76 ms. (camadas 18—22) neste perfil 169 ms. de argilitos contra 98 ms. de argilitos glaciais, quer dizer, 196 ms. de areias argilosas.

De regiões mais ao nordeste da série lapa, nas sondagens gonguânico acham-se à disposição para a sondagem a respeito da espessura total dos sedimentos extraímos dos trabalhos de Viktor Washburne (95, 96 e 196). São José do Paranapanema e Pitanga, Estado de São Paulo. Em

sondagem em São José do município de Jaguariáva.

10 ms. sobre o nível do mar. total, 552,7 ms. (95, 96 e 138).

16			
21			
19		76 ms.	
4			
16	10		Diabásio post-triássico entre 703 e 690 ms.
6			
6			
27		121 ms.	
7			
7			
4			
	18		
8			
10		93 ms.	
12			
10			
6			
	60	80 ms.	
	23		
17		98 ms.	
	58		
196	169	468 ms.	

(camadas)

as glaciais da série Itararé quatro avanços principais na curta oscilação regional qual não produziu nenhum (as 2 e 3). O segundo avan-

ço principal deu-se depois de um breve retrocesso, o qual produziu, em um longo repouso de uma frente de gelo próxima, a formação de 20 metros de varvitos e argilas. A morena basal foi então empurrada diretamente sobre o fundo de um lago de água de degelo (camadas 4 e 5 do perfil). Após o terceiro avanço principal do gelo (horizonte n.º 13) pode-se verificar um recuo mais prolongado e uma oscilação da frente glacial regionalmente limitada que interrompeu as condições estacionárias durante a formação dos varves, derramando areias de granulação média até grossa sobre as argilas glaciais, enquanto as morenas não alcançaram a zona de sondagem em São José do Paranapanema (camada 18). Do período de recuo, depois do terceiro avanço principal e das condições estacionárias da frente glacial, a qual não pôde estar situada muito longe no nordeste, resultaram 111 ms. de sedimentos argilosos e arenosos como depósitos de águas de degelo (camadas 14—22). Da fase do quarto avanço principal do inlandeis ainda ficaram conservados 10 ms. de tilitos (camada 23) somente os 111 ms. dos sedimentos flúvio-glaciais. O último tilito foi coberto, durante o retrocesso definitivo do inlandeis que então começava, por sedimentos flúvio-glaciais, mediante lavagem de morenas frontais e basais, situadas mais para trás, dos quais ainda estão conservados 76 ms. (camadas 24—28). Ao todo, achamos neste perfil 169 ms. de tilitos contra 299 ms. de sedimentos flúvio-glaciais, quer dizer, 196 ms. de arenitos e 103 ms. de camadas argilosas.

De regiões mais ao nordeste da direção de origem do inlandeis gonduânico acham-se à disposição mais dois perfis de sondagem a respeito da espessura total da série Itararé, os quais encontramos dos trabalhos de Viktor Leinz e Ch. W. Ashburne (95, 96 e 196). São eles os perfis de São Pedro de Mangá, Estado de São Paulo. Em uma comparação dos perfis

do Estado de São Paulo com as camadas glaciais do Estado do Paraná pode-se verificar que as zonas mais ao norte e mais a nordeste foram alcançadas por um quinto avanço principal do inlandsis. A maneira de sedimentação, porém, revela que esta zona se achava perto da base extrema, até a qual se retirava a frente do inlandsis cada vez nas respectivas oscilações. Muitas vezes só se encontram arenitos e não argilas entre os horizontes de tilitos, de maneira que não se pode observar um ciclo completo de sedimentação como nas regiões mais ao sul e a sudoeste, uma prova de que o inlandsis nunca se tinha retirado completamente da região brasileira da Terra Gondwana durante a glaciação do carbonífero superior. Isto é especialmente revelado pelo perfil de Pitanga.

b) *Perfil de sondagem através das camadas da série São Pedro, no Estado de São Paulo.*
(C.P.d.B. N.º 1).

As camadas da capa e a altitude sobre o nível do mar são indicadas por Viktor Leinz. Outra sondagem perto de São Pedro — Ballon n.º 2 — foi iniciada na altitude de 850 ms. sobre o nível do mar e furada até 850 ms. abaixo do nível do mar (138). Aqui se acham na capa tôdas as camadas glaciaes desde a série Tubarão até a série São Bento com lâminas intercaladas de idade neo- ou post-triássica. Extraímos da relação gráfica de Viktor Leinz (95 e 96) em forma simplificada a seguinte ordem de camadas:

- 35 - arenitos finos
- 34 - varvitos e peloditos
- 33 - arenitos médios
- 32 - tilito
- 31 - arenitos grossos
- 30 - tilito
- 29 - arenitos finos
- 28 - varvitos
- 27 - arenitos médios
- 26 - tilito
- 25 - arenito grosso
- 24 - tilito
- 23 - arenitos finos
- 22 - varvitos e peloditos
- 21 - arenitos médios
- 20 - argilas glaciaes
- 19 - arenito médio
- 18 - varvitos
- 17 - arenitos finos
- 16 - varvitos
- 15 - arenitos finos
- 14 - tilito
- 13 - arenitos finos
- 12 - varvitos e peloditos
- 11 - arenito grosso
- 10 - tilito
- 9 - arenito grosso
- 8 - tilito
- 7 - arenitos grossos
- 6 - tilito
- 5 - arenito grosso
- 4 - tilito
- 3 - arenitos finos
- 2 - varvitos e peloditos
- 1 - arenitos grossos

espessura

Este perfil é caracterizado por avanços e retrocessos frequentes do inlandsis, com oscilações locais da frente do inlandsis produzidas durante a glaciação e o novo avanço, com varvitos e peloditos

glaciais do Estado do
 is ao norte e mais ao
 o avanço principal do
 m, revela que esta zo-
 a qual se retirava a
 vas oscilações. Muitas
 as entre os horizontes
 serrar um ciclo quin-
 ções mais ao sul e su-
 a se tinha retirado in-
 Gondwana durante a
 especialmente revelado

camadas da série Itararé
 São Paulo.

o nível do mar não
 ra sondagem perto de
 a altitude de 543 ms.
 a, abaixo do nível do
 as camadas gonduâni-
 Bento com diabásios
 a. Extraímos da figu-
 e 96) em forma sim-

11 - arenitos finos até grossos	24				
12 - varvitos e peloditos	14		44 ms.		
13 - arenitos médios até finos	6				
14 - tilito		6	10 "		52 ms.
15 - arenitos grossos	4				
16 - tilito		10			
17 - arenitos finos até grossos			42 "		
18 - varvitos	8	16			
19 - arenitos médios até grossos	8				
20 - tilito			14		
21 - arenito grosso	4			18 "	
22 - tilito			8		
23 - arenitos finos até grossos		8			
24 - varvitos e peloditos	20				135 "
25 - arenitos médios até grossos		14			
26 - argilas glaciais	6				
27 - arenito médio		6		120 "	
28 - varvitos	4				
29 - arenitos finos até grossos		20			
30 - varvitos	8				
31 - arenitos finos até grossos		26			
32 - tilito			18		
33 - arenitos finos até grossos		14			
34 - varvitos e peloditos	24			60 "	60 "
35 - arenito grosso		4			
36 - tilito			8	12 "	
37 - arenito grosso	4				
38 - tilito			8	46 "	58 "
39 - arenitos grossos até finos	38				
40 - tilito			12	20 "	
41 - arenito grosso	8				
42 - tilito			10		
43 - arenitos finos até grossos		38			118 "
44 - varvitos e peloditos	20			98 "	
45 - arenitos grossos até finos		30			
espessura total	104	272	94	470 ms.	

Este perfil é caracterizado por horizontes de tilitos resultan-
 tes de frequentes oscilações locais da frente glacial nos diversos
 avanços e retrocessos do gelo. Temos a registrar cinco avanços
 principais do inlandsis e quatro oscilações secundárias devidas à
 oscilações locais da frente glacial. O primeiro avanço principal
 do inlandsis produziu um ciclo completo de sedimentação. A apro-
 ximação e o novo recuo do gelo são indicados por arenitos com
 varvitos e peloditos superpostos. Em seguida se observa de novo

arenitos e, por fim, o g3lo impele as primeiras morenas basais sobre as camadas fluvio-glaciais. Ap3s curto retrocesso do g3lo - que deixou arenito de granula33o grossa com oito metros de espessura como sinal de que a frente do g3lo n3o se achava muito al3m - deu-se o primeiro avan3o principal, ao qual s3o devidas de duas oscila33es seguiu novamente um ciclo pleno de sedimenta33o. Entre o terceiro e quarto avan3o principal nota-se tamb3m neste perfil uma 3poca mais prolongada de recuo do g3lo com tr3s oscila33es da frente do inlandsis situada mais para tr3s, que, por3m, s3o derramavam Sander sobre os varvitos em posi33o estacion3ria (camadas 15-22). Ao quarto avan3o principal tamb3m precedera uma oscila33o limitada regionalmente (camadas 24 e 25). Da mesma forma tem-se a registrar depois do quinto avan3o principal do inlandsis (camada 30) uma oscila33o local da frente do g3lo, que ainda deixou seis metros de tilitos, antes de se retirar definitivamente o g3lo (camadas 31 e 32). O fato de que entre os tilitos em cinco casos s3o encontrados arenitos 3 uma prova de que a frente principal do g3lo durante t3das as oscila33es nunca estava muito al3m.

No perfil de Pitanga, que foi obtido 40 kms. mais a leste mediante sondagem, acha-se uma confirma33o desta opini3o, que nas oscila33es not3veis da frente glacial, as quais s3o verific3veis no perfil de S3o Pedro, s3o se trata de avan3os estacion3rios e recuos regionalmente limitados. O perfil da sondagem de Pitanga, indicado por Chester W. Washburne (196), apresenta os mais possantes horizontes de tilitos observados at3 agora nas regi3es de glacia33o do Brasil Meridional. No perfil de Pitanga n3o s3o verific3veis no mesmo ritmo as oscila33es da frente glacial de S3o Pedro. Na regi3o situada s3o entre S3o Pedro e ao leste de S3o Pedro e ao norte, respectivamente a noroeste do atual Estado do Paran3, a frente do inlandsis, em todos os avan3os do g3lo, ficou est3vel durante muito mais tempo. S3o que nas regi3es de glacia33o ao sul e sudoeste, depois de cada um dos avan3os do g3lo, j3 havia lugar para uma vasta lavagem das morenas basais n3o cobertas, formando-se, sucessivamente em zonas, uma sedimenta33o de camadas fluvio-glaciais no ritmo normal de sedimenta33o, seguindo em sua marcha ao g3lo em retrocesso de sudoeste para nordeste e do oeste para leste. Depositado ainda material de morenas basais na zona de Pitanga

atual Estado de S3o Paulo uma indica33o, se deve ao g3lo, observados as rela33es estacionais de umidade na regi3o atual do Estado de S3o Paulo, ciais aut3nomas com f

O perfil da fazenda de Pitanga, neste a 3ste respeito os

c) Perfil da sondagem de Pitanga
Altitude da boca da sonda
Profundidade da sonda

capa:

Os folhelhos betuminosos de espessura, A forma33o Tatui com O limite das camadas 56 ms. acima da boca da sonda de 636 ms. sobre o n3vel do mar

- 15 - tilito
- 14 - arenitos com seixos
- 13 - arenito grosso
- 12 - arenitos avermelhados
- B3nca de Terra3o com terras de camadas glaciais
- 11 - camadas arenosas
- 10 - tilito
- 9 - peloditos e varvitos (diab3sio, intrus3o neot3ica)
- 8 - arenito grosso com seixos
- 7 - varvitos
- 6 - tilitos
- 5 - argilas glaciais, compactadas
- 4 - tilito
- 3 - argilas glaciais e arenosas
- 2 - provavelmente tilito, com areias arenosas
- 1 - arenito grosso (incerto)

espessura total: devoniano inferior

na região atual do Estado de São Paulo. O perfil de Pitanga com isto oferece uma indicação, se devemos considerar os avanços e retrocessos de gelo, observados ao oeste e ao sudoeste de Pitanga, como oscilações estadiais de uma base determinada da frente glacial na região atual do Estado de São Paulo, ou como novas épocas glaciais autônomas com fases interglaciais típicas.

O perfil da fazenda Pitanga, no município de Piracicaba, fornece a este respeito os esclarecimentos seguintes (196):

- c) *Perfil da sondagem de Pitanga, no Estado de São Paulo.*
 Altitude da boca do furo 580 ms. sobre o nível do mar.
 Profundidade da sondagem 460 ms.

que:

Os folhelhos betuminosos de Iratí com 30 ms. de espessura.

A formação Tatui com 36 ms. de espessura.

O limite das camadas glaciais é observável em 36 ms. acima da boca da sondagem na altitude de 636 ms. sobre o nível do mar.

1 - tilto		2	
2 - arenitos com seixos	3		
3 - arenito grosso	3		
4 - arenitos avermelhados e pardos	48		86 ms.
Boca de sondagem			
Terço com terras de decomposição recente de camadas glaciais			
5 - camadas arenosas vermelhas	20		
	10		
6 - tilto		110	
7 - peloditos e varvitos	30		186 "
(Gibásio, intrusão neo- ou post-triásica 10 ms.)			
8 - arenito grosso com seixos		21	
9 - varvitos	25		
10 - tilto		104	114 "
11 - argilas glaciais, comprimidas e onduladas	10		
12 - tilto		10	50 "
13 - argilas glaciais e areia, comprimidas e onduladas	40		
14 - provavelmente tilto, seixos pequenos em massas arenosas		10	70 "
15 - arenito grosso (incerto se já devoniano)	60		
espessura total	105	165	236
			506 "

do devoniano inferior

Ao todo estão contidos, no perfil supra de Pitanga, 236 m de tilitos de cinco avanços glaciais, dos quais cabem 104 m no segundo e terceiro avanço principal do gelo e 110 ms. no quarto e quinto avanço nas zonas de sudoeste e do sul. O horizonte inferior de tilito, de apenas 2 ms., representa o resto de erosão de uma morena menos volumosa, a qual resultou de uma última recuação da frente glacial antes do recuo definitivo. Enquanto a região do Paraná Meridional transgredia o mar, perto de Pitanga o inlandsis se movia diretamente para o fundo de um lago de água de degêlo. A morena basal, da qual são conservados 104 ms. de tilito, repousa imediatamente sobre argilas glaciais (camadas 5 e 6). Também o tilito mais próximo acima ainda conservado na espessura de 110 ms., ficando igualmente sobre finas argilas glaciais (camadas 9 e 10). Entre os varões e peloditos encontram-se 21 ms. de areias de granulação grossa com seixos (camada 8). Elas devem ser igualmente explicadas como sinais de uma oscilação de uma frente glacial próxima, qual se deu durante um retrocesso depois do terceiro avanço glacial principal. Este recuo do gelo, depois do terceiro avanço glacial principal, com a sedimentação de longa duração de sedimentos flúvio-glaciais entre posições estacionárias, interrompidas por oscilações mais fracas, pode ser observado em outros perfis das zonas de glaciação sul-brasileiras (camadas 7 a 10). O perfil de Pitanga apresenta uma posição mais estável do que os outros e os sedimentos, relativamente pouco espessos, sobre os quais provam que nos curtos estádios de recuo a massa principal do gelo, de cuja base se davam os avanços durante toda a época de glaciação no carbonífero superior, nunca se achava muito próxima. A zona de rochas cristalinas situada mais ao nordeste de Pitanga era zona de exarcação (Abraumflaechen) e não uma região de sedimentação. A superfície da antiga planície pregonduânica, sobre a qual o gelo deslizava, foi, no Paraná, escavada e retalhada novamente devido à falta de revestimento por sedimentos mais recentes no decorrer dos processos geológicos, de maneira que desapareceram todos os traços de estriamento glacial.

Todos os perfis apresentados revelam que, depois de serem cobertos por sedimentos de morenas basais por gelo em avanço, só teve lugar a recuação de massa do entulho de morenas, erosão de morenas

tais e basais periférica da superfície, isto, discordância, até agora não notáveis das

Um sumário dos sítios glaciais do Triunfo que mostra a posição local da frente do gelo (vide perfil supra da camada 8). A seção, correspondente às camadas 4, 11, 15, etc., como produtos de um horizonte de transgressão para sedimentos. Um segundo horizonte de transgressão das camadas 10 e 11 silífero n.º 1 pe

No perfil de Pitanga horizontes de transgressão para sedimentos. Um horizonte fossilífero situado entre o horizonte de transgressão de camadas 4, 4-c, 5, etc. Tilito mais fundo não pode ser verificado pelo perfil. Um horizonte de drift (camada 14) de Xeira Soares). Um horizonte de drift de água doce de Lapa e de Ponta Velha, mergulhando em direção de camadas de drift de gelo no perfil Pa

taís e basais e nova sedimentação deste material em uma zona periférica diante do gelo. Erosão e denudação, das quais resultam superfícies retalhadas durante as fases interglaciais e, com isto, discordâncias entre os depósitos dos diversos avanços do gelo, até agora não puderam ser observadas, nem essas discordâncias, nem a cobertura por associações vegetais características notáveis das regiões livres de gelo.

Um sumário sobre a sequência de sedimentação dos depósitos glaciais da série Itararé revela no perfil Palmeira—São João do Triunfo quatro ciclos de glaciação, que incluem uma oscilação local da frente glacial antes do segundo avanço principal do gelo (vide perfis 4, 4-c e 4-d do anexo n.º II e perfil na pág. 34, camada 8). A esses quatro ciclos, nitidamente separados entre si, correspondem quatro horizontes principais de tilitos (camadas 4, 11, 15 e 19) com sedimentos flúvio-glaciais entremeados como produtos de lavagem das morenas, sendo que o terceiro horizonte de tilitos (camada 15) apresenta uma alternância de tilitos para sedimentos marinhos de drift (vide perfil na pág. 44). Um segundo horizonte de drift se acha mais ao sul, ainda acima das camadas escuras de transgressão marinha do horizonte fossilífero n.º 1 perto de Mafra (17).

No perfil Palmeira—Teixeira Soares temos a observar três horizontes de tilitos, dos quais o terceiro tilito também passa por sedimentos marinhos de drift, os quais formam a base do horizonte fossilífero n.º 3. Um segundo horizonte de drift está situado entre o banco fossilífero n.º 2 e as camadas escuras de transgressão marinha do horizonte fossilífero n.º 1 (vide perfis n.º 4, 4-c, 5, 5-a, 5-b e fig. 4). Se ainda existe um quarto tilito mais fundo no perfil Palmeira—Teixeira Soares não pode ser verificado pelos cortes de superfície. Provavelmente corresponde ao quarto tilito o segundo depósito glacial-marinho de drift (camada 14 ou 25 respectivamente no perfil Palmeira—Teixeira Soares). Em todo caso, os horizontes mais profundos de drift de água doce e dos tilitos, aflorando perto das cidades de Ponta Grossa e de Ponta Grossa na base ou na capa do arenito de Vila Rica, mergulham em direção sudoeste por baixo da espessa série de camadas dos varvitos, arenitos e tilitos, que formam a região do perfil Palmeira—São João do Triunfo e no vale do rio

Iguaçu entre 760 e 970 ms. de altitude sobre o nível do mar em suave declive para sudoeste.

Portanto, pela sequência de camadas até agora observadas são indicados quatro avanços principais do gelo e uma oscilação local da frente glacial antes do segundo avanço principal (nomeada 8, perfis n.ºs. 4 e 4-c), os quais alcançaram o sul do Paraná durante a época glacial do carbonífero superior. Nos dois primeiros avanços principais, o gelo se movia a sudoeste da linha Mafra—Guarauna para dentro de um mar raso, o qual transgrediu no início da segunda metade do carbonífero superior sobre o leste e oeste do Paraná, bem como sobre grandes partes de Santa Catarina (vide esbôço n.º 2 e perfis n.ºs. 5 e 5-a). A questão se os quatro avanços principais do gelo sobre o sul do Paraná e os cinco avanços do gelo sobre a região do Estado de São Paulo com suas oscilações correspondem, cada qual, à época de glaciação autônomas depois de fases interglaciais verdadeiramente morfológicamente definidas, ou se representam apenas avanços e recuos estádiais de uma frente de inlandsis oscilante, pela mudança de localização do centro de glaciação, ou variações referentes às precipitações atmosféricas na região de alimentação na zona de degelo do campo do inlandsis, é muito mais difícil de ser respondida do que a questão da direção do movimento do gelo. Esta dificuldade, principalmente, se baseia na falta de uma definição inflexível da concepção da palavra "interglacial", ainda na incerteza de nossos conhecimentos das causas das grandes glaciações em geral. Caso cada avanço de gelo de uma determinada base sobre uma região limitada for designado como "época de glaciação" somente para tal região, então, naturalmente, em cada espaço de tempo entre dois avanços do gelo seria uma "fase interglacial". Em tal caso, uma zona determinada e limitada seria uma "fase interglacial", ao passo que uma zona limitada seria apresentada uma "época de glaciação". Com tal definição das lavras "interglacial" e "glacial" para zonas limitadas evidentemente não há mais discussões sobre a questão, e teremos que registrar na região de glaciação do Brasil Meridional do carbonífero superior, do Rio Grande do Sul sobre Santa Catarina e Paraná até São Paulo, conforme a zona respectiva, um, três e cinco episódios glaciais e duas, três e quatro fases interglaciais (vide esbôço-6).

Esbôço N.º 6



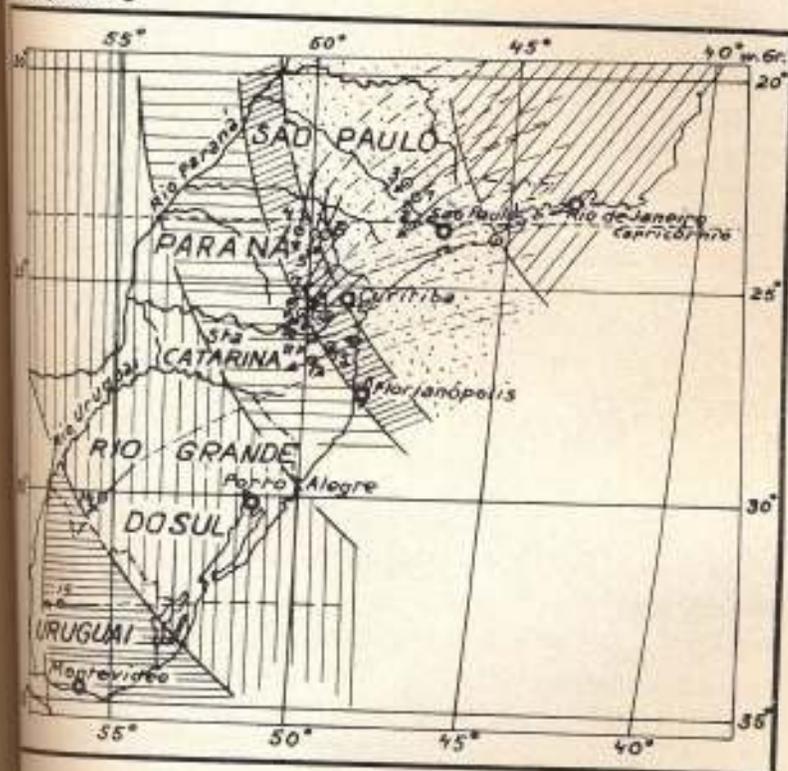
- 1 - Zona com 2 avanços principais de inlandsis e um outro centro de glaciação. ranhuras em direção E-W.
- 2 - Zona com 3-5 avanços principais de inlandsis.
- 3 - Pitanga (N. 45° E)
- 4 - Ipanema (N. 48° E)
- 5 - São Pedro

Esbôço dos números e das fases (Inlandsis) carbonífera

nível do mar com

agora observada, e uma oscilação principal (camada) ao sul do Paraná. Nos dois últimos, a oeste da linha Ma... qual transgrediu superior sobre o sul das partes de Santa Catarina (5-a). A questão ao sul do Paraná e Estado de São Paulo, à épocas de glaciações verdadeiras, climas apenas avanços oscilante, pela mudança ou variações referidas de alimentação e muito mais difícil de determinar o movimento do gelo na falta de uma prova "interglacial", e as causas das grandes glaciações de uma determinada época designado como "épocas", naturalmente, o gelo seria uma "fase limitada e limitada tem zona limítrofe ainda uma definição das partes limitadas regionalmente, e teremos a re-criação do carbonífero em Santa Catarina e Patativa, um, três, quatro e cinco fases interglaciais

Esboço Nr. 6



- | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|
| <p>Zona com 3 avanços
Níveis do Inlandeis
que se encontra
de glaciação do
cristalinas em
direção E-W.</p> | <p>Zona com 4 avanços
principais do Inlandeis
e 2 avanços de Drift
glacial, marítima</p> | <p>Zona com 2-3 avanços
do Inlandeis e 3 Drift
glacial - marítima</p> |
| <p>Zona com 4-5 avanços
principais do
Inlandeis</p> | <p>Zona com 1 avanço
principal do Inlandeis</p> | |
-
- | | | |
|---------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|
| <p>11 - Mafra (N. 50° E)</p> <p>12 - Rio do Sul (N. 70° E)</p> <p>13 - Taíó</p> | <p>4 - Barra Bonita (N. 10° E)</p> <p>5 - Rio Novo (N. 20° E)</p> <p>6 - Senegés (N. 30° E)</p> <p>7 - Ponta Grossa (N. 30° E)</p> <p>8 - Vila Velha (N. 34° E)</p> <p>9 - Lapa (N. 54° E)</p> <p>10 - Palmira (N. 54° E)</p> | <p>14 - Suspiro (N. 50° E)</p> |
|---------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|

Os números e das direções dos avanços da glaciação de latitude (Inlandeis) carbonífera às diferentes zonas do Brasil Meridional.

Considerando, porém, a glaciação gonduânica em seu total, não se pode designar como época glacial autônoma cada avanço do gelo desde um único e determinado centro de glaciação sobre um vasto espaço, nem tão pouco cada recuo do gelo, limitado regionalmente, sem desaparecimento do próprio centro de glaciação, como época interglacial, quando não fôr indicado de fato por uma vida vegetal e animal a existência de condições climáticas mais favoráveis, caracterizando especialmente a fase interglacial, para uma região determinada livre do gelo.

As fases interglaciais quaternárias são caracterizadas pelo aparecimento de associações vegetais típicas, as quais correspondem, pela sua sequência de alternância, às diversas épocas durante o recuo do gelo sobre um ponto "optimum" do melhoramento do clima até uma nova glaciação. Entretanto, as associações vegetais interglaciais a partir da flora da tundra (*Dryas*), passando pelo tempo das *Bétulas-Pinus*, até o tempo dos *Quercus-Notophagus-Abies*, acham-se em notável contraste à flora glacial e sub-glacial com suas formações vegetais pobres de estepe com matas de arbustos raquíticos, de gramas e de musgo. Pela migração em zonas das floras atrás da frente glacial retrocedente ou frente da frente glacial que se aproxima, tornam-se nítidas as grandes oscilações climáticas durante as épocas glaciais e interglaciais quaternárias.

As areias, argilas, margas, turfeiras e os calcáreos que jazem entre as morenas quaternárias são tidas, igualmente, como formações interglaciais. Mas detritos, areias e argilas são encontrados como sedimentos flúvio-glaciais também na frente de gelo em cada fase da glaciação, sem corresponder à uma época interglacial. Por este motivo chama-se a atenção especialmente sobre as diferenças entre os elementos florísticos e faunísticos das camadas de detritos, areias e argilas interglaciais quaternárias e dos depósitos glaciais e inter-estadais flúvio-glaciais, formados durante a própria glaciação (79, vol. IV, págs. 423-491 e 500-536). Comparando-se os característicos das épocas interglaciais quaternárias como expressão de um importante melhoramento do clima, em contraste com as épocas glaciais quaternárias com as condições da glaciação gonduânica, nota-se especialmente na região da glaciação do carbonífero superior do Brasil a falta de todo e qualquer sinal de tão importante

melhoramento do clima que distingue uma época interglacial isto é o novo avanço de determinados elementos florísticos em espaço vital de uma fauna que a caracteriza. Nem mesmo a flor de *Rhacopteris* preglacial, adaptada às condições de vida subpolar (clima-D) e polar (clima-E), ganhou terreno bastante durante os recuos respectivos do gelo, para poder deixar fósseis vegetais, especialmente notáveis, nos sedimentos flúvio-glaciais entre um avanço e recuo do gelo, como é o caso, por exemplo, das camadas glaciais da série Kuttung e do sistema Kamilara e Nova Gales do Sul e que lá correspondem à diversas glaciações depois de fases interglaciais frias. Os sedimentos flúvio-glaciais entre os diversos horizontes de tillito do Brasil Meridional apresentam vestígios tão pobres de vida orgânica, que estes não podem valer como expressão de uma época interglacial climaticamente mais favorável, se bem que ainda rude. As substâncias orgânicas nos sedimentos glaciais, peloditos, varvitos e areias cujos vestígios mínimos são verificados pelas análises químicas em algumas das amostras de rochas (vide tabelas 5 e 7 das amostras 405, 407, 409-a e V), só podem corresponder à uma flora e fauna na glaciais muito pobres. Os vestígios mais importantes de vida animal, até agora constatados, são representados por restos de vermes nos varvitos. Só durante a transgressão marinha no último têtço da época glacial aparece uma fauna marinha na praia diante da frente glacial e somente com o início do recuo do gelo se apresenta de novo a primeira vida vegetal, mas de clima frio, que seguia imediatamente ao gelo em recuo e isto foi de novo recoberta, em certos lugares, devido às condições do inlandsis mingunte, pela morena basal. Daí resulta demarcação pouco nítida e a engranzagem por zonas das camadas da série Tubarão com jazidas de carvão e fósseis vegetais no Brasil Meridional. Portanto, a primeira expressão de uma mudança real do clima, marcada pelo aparecimento de *Glossopteris*, não significa na região de glaciação subpolar uma fase interglacial, mas sim o fim da glaciação do carvão superior. Contrariamente às camadas flúvio-glaciais formadas na época interglacial quaternário, varvitos, detritos e areias com determinado conteúdo característico de fósseis em oposição ao conteúdo das da época glacial, na região de glaciação subpolar, os sedimentos pobres ou destituídos de fósseis

tam somente formados durante o gelo. Estas camadas de inlandsis do carvão da glaciação, o qual não pôde existir. O mesmo se pode verificar na migração em determinação anterior. Desta migração africana de Glacial Transvaal qualand, Transvaal glaciação do Brasil somente uma perturbação e de degelo climáticas tão diminutas grandes variações climáticas. Isto resulta na condução no Brasil preglacial, elemento moderado até os quais também a temperatura, nos intervalos havia espaço vital. Apenas uma flora orgânicos nos sedimentos apresentava um maior conteúdo até foram constatados de Table Mount do Brasil (792 e 795). Também restos de camadas de glaciação camadas glaciais Furnas na serra São Paulo diversas fases de recuo havia uma tundra de gramíneas tundra de grama — Desert-Tundra dos glaciais caracterizam hoje as condições ou zonas diante

...sômente formações periféricas diante da respectiva frente do gelo. Estas camadas só correspondem à certas fases de expansão do inlandsis do carbonífero superior, partindo de um centro de glaciação, o qual durante tôda a glaciação gonduânica não deixou de existir. O centro de glaciação, porém, mudou regionalmente a sua posição até o fim da época glacial, de maneira que se pode verificar diversas posições de latitude do centro de glaciação em determinados espaços de tempo do carbonífero superior. Desta migração do centro de glaciação resultaram, na região africana de Gonduana, os centros de gelo de Nama, de Griqualand, Transvaal e Natal. Cada avanço do gelo na região de glaciação do Brasil Meridional significa apenas uma fase de expansão do inlandsis nitidamente limitada e cada recuo do gelo somente uma perturbação do equilíbrio entre as áreas de alimentação e de degêlo do inlandsis, em consequência de oscilações climáticas tão diminutas que não podem ser comparadas com as grandes variações de clima das épocas de glaciação do quaternário. Isto resulta do fato de que em tôda a região de glaciação gonduânica no Brasil Meridional só se apresentam, como flora pré-glacial, elementos florísticos adaptados às condições de clima temperado até subpolar (clima-D) ou até polar (clima-E), os quais também ainda caracterizam a época post-glacial. Entretanto, nos intervalos da glaciação do carbonífero superior, não houve espaço vital para nenhuma associação vegetal importante. Apenas uma flora polar bastante pobre pôde deixar vestígios em locais nos sedimentos flúvio-glaciais. Já o devoniano inferior apresentava um mar frio na região do Paraná, e na África do Sul foram constatados vestígios da glaciação (tilitos) no arenito Table Mount do siluriano até o devoniano inferior (91, págs. 174 e 175). Também no Estado do Paraná podíamos verificar vestígios de camadas de aspecto glacial (tilitos), bem observáveis, em camadas glaciais pre-devonianas, na base do arenito das serras na serra São João, ao oeste de Castro. A paisagem das primeiras fases de recuo da glaciação gonduânica nem apresentava uma tundra de arbustos, mas apenas um deserto frio ou tundra de grama — Tundra-Wueste segundo Passarge e Tundra dos geógrafos americanos (77 e 142) —, como eles caracterizam hoje as regiões livres de geleiras de Spitzberg. Estas são as zonas diante do inlandsis da Groenlândia.

Da quintupla repetição da sequência de sedimentação, vitos — arenitos — tilitos — arenitos, Viktor Leinz conclue ter havido cinco épocas glaciais diferentes e quatro interglaciais em São Paulo e Norte do Paraná (95 e 96). Mas querer deduzir somente do ciclo de sedimentação diversas épocas glaciais e interglaciais seria prematura até que não sejam achados fósseis vegetais característicos nos sedimentos de épocas máxicas mais quentes entre duas fases máxicas do inland ice estratos finos de carvão de pedra de uma flora subpolar, no Norte do Paraná, cobertos regional e limitadamente por sedimentos glaciais, não constituem uma prova para uma verdadeira fase interglacial. Tal disposição das camadas nos horizontes superiores da série Itararé corresponde insofismavelmente ao fim da glaciação gonduânica e deve ser explicada pelas oscilações regionais e limitadas da frente respectiva do gelo durante o recuo geral.

A existência de uma associação de flora subpolar ou de clima muito moderado na base e na capa das camadas glaciais, bem como a falta de fósseis vegetais notáveis nos sedimentos e dios flúvio-glaciais entre os tilitos da série Itararé e, finalmente, os sedimentos glacial-marinhos de drift do último terno da glaciação gonduânica, não revelam grandes oscilações de clima. Isto, será mais acertado falar, para a região de glaciação do Brasil Meridional, de fases interestadiais em vez de épocas glaciais.

A indicação de elementos de flora subpolares (clima segundo Koeppen) precisa de uma breve explicação. Já ficou dito que a flora de *Rhacopteris* sempre se apresenta estreita ligação com as camadas glaciais. Isto ressalta tanto o perfil do distrito de Hunter River em Nova Gales do Sul, publicado por H. J. Harrington (66, pág. 327), como das seções de perfis de H. Keidel e Joaquim Freyre em Argentina (50, págs. 231-235 e 246-247). Na região de glaciação sul-brasileira aparecem elementos de flora de clima tanto na base da série Itararé, como também na capa superior da glaciação com *Gangamopteris* e *Glossopteris* (129 e 157). A última ligação observada da flora de *Rhacopteris* e *Gangamopteris*

com as camadas e estas floras adaptadas. Assim *Rhacopteris* ca postglacial do e *sopteris* conquista a mesma forma avulsos elementos da flora *Sigillaria brardi*, e da flora austral do Paraná, *Annua Feistmantel*. Justa postglacial do carlitos boreais e meri por J. C. Whi quist, em 1919 1937, em uma entico havia sido a lrior médio. Apesar ria com as camadas polar ou de tundra e 137, pág. 98). Poção sobre o verdaaparecimento nas diz a esse respeito pobreza da flora, d longo tempo inhosp cia destes." (201, E de frio, nos quais série Tubarão, mor observação de J. a flora formava un apresentavam o car atuais matas virgen ais patagónico ou c imediatas da geleira cordilheiras da Pata

quência de sedimentação, variados, Viktor Leinz concebia diferentes e quatro fases de do Paraná (95 e 96). Mas a sedimentação diversas épocas até que não sejam achados nos sedimentos de épocas climáticas máximas do inlandsis. Os elementos da flora subpolar, no Noroeste limitadamente por sedimentos para uma verdadeira fase inlandsis nos horizontes superiores provavelmente ao fim da glaciação pelas oscilações regionalmente durante o recuo geral.

de flora subpolar ou de uma capa das camadas glaciais, notáveis nos sedimentos métricos Itararé e, finalmente, do último terço da glaciação e oscilações de clima. Por região de glaciação do Brasil em vez de épocas interglaciais

subpolares (clima D—E) breve explicação. Já frequentemente se apresenta em resumo resalta tanto do período Gales do Sul, publicando (327), como das descrições de Aquin Frenguelli (347). Na região de glaciação de flora de *Rhacopteris* também na capa, em associação (129 e 157). Esta interglaciação de *Rhacopteris* e *Glossopteris*

com as camadas glaciais não exclue o fato de serem encontradas estas floras adaptáveis também em regiões climáticas mais quentes. Assim *Rhacopteris* é representada no Kulin da Europa e, na época postglacial do carbonífero, diversos membros da flora de *Glossopteris* conquistaram vastas regiões do hemisfério norte. Da mesma forma avançavam, com o desaparecimento do inlandsis, elementos da flora do hemisfério norte para o sul, como sejam *Sigillaria brardi*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Pecopteris*, etc., e da flora australiana são representadas, na flora de *Glossopteris* do Paraná, *Annularia australis* e *Brachyphyllum (?) australis* Feistmantel. Justamente a região do Paraná aparece na época postglacial do carbonífero com esta mistura peculiar de elementos boreais e meridionais da flora, como foi indicado já em 1908 por J. C. White (201) e, especialmente, por G. Lundquist, em 1919 (99), e igualmente por W. Gothan, em 1937, em uma entrevista que nos concedeu. O inlandsis gondwaniano havia sido a barreira de separação até ao carbonífero superior médio. Apesar da íntima ligação de *Rhacopteris* e *Glossopteris* com as camadas glaciais, às vezes, é negado o caráter subpolar ou de tundra da flora de *Glossopteris* (159, págs. 116-117 e 157, pág. 98). Porém, para esta recusa não se dá uma explicação sobre o verdadeiro caráter da flora de *Glossopteris* e seu desaparecimento nas zonas periféricas da glaciação. J. C. White diz a esse respeito: "Que o clima foi rigoroso vê-se logo pela pobreza da flora, desde seu primeiro aparecimento, e que foi por muito tempo inhospito para os typos do norte vê-se pela ausência destes." (201, pág. 398). Os sedimentos escuros de pântanos de frio, nos quais se encontram as plantas fósseis na base da serra Tuhaarão, mormente no Estado do Paraná, confirmam esta observação de J. C. White. No início da época postglacial, a flora formava uma paisagem com pântanos de frio, os quais representavam o caráter da tundra hodierna. Comparada com as matas virgens nas zonas periféricas do campo de inlandsis patagônico ou com as matas de *Notophagus* nas vizinhanças da geleira de Viedma ou do grande campo de gelo das montanhas da Patagônia Meridional ou mesmo com os aspectos

da mata virgem de Uschuiak no sul da Terra do Fogo, de clima inhóspito, a flora muito primitiva postglacial de *Glossopteris* constituida predominantemente por fetos de frondes inteiras com comprimento aproximado de 1 pé e rizomas compridos correspondendo a um clima muito mais rígido e frio.

A expressão de J. C. White acima transcrita de "clima rigoroso e tempo inhóspito" é, portanto, plenamente justificada e é característica para a paisagem da flora de *Glossopteris* mais antiga.

Sòmente transcorrido um espaço de tempo maior ou menor após o fim da época de glaciação e com a amenização sucessiva do clima, a associação de flora se torna mais rica em espécies. Normalmente, os anéis anuais de crescimento dos *Dadoxylon* e *Amricarioxylon* correspondem a um clima temperado de latitudes médias, para a nossa zona, durante o período permiano.

No mais, muitos elementos da flora do carbonífero eram espalhados tão universalmente como a fauna marinha do carbonífero. Eram cosmopólitos que, como formas de adaptação às condições de vida existentes naquele período da história geológica, se haviam espalhado desde as regiões mais quentes das zonas polares. Tanto a flora de *Rhacopteris* como a de *Glossopteris* são, como associações de flora tipicamente fitogeográficas, a expressão de um clima muito mais frio do que a flora permiana subtropical-tropical do carbonífero setentrional. A expressão ainda deve ser lembrado que, aceitando-se um clima mais quente em toda a superfície terrestre, com a formação das enormes jazidas de carvão de pedra no hemisfério norte, chegando até a ilha dos Ursos, isto está em contradição com a presença da flora gonduânica em latitudes que, na época atual, são zonas ou médias. A falta predominante de anéis anuais de crescimento nos vegetais lenhosos do carbonífero produzidos no hemisfério setentrional e o fato da existência destes anéis em muitas madeiras fósseis da época postglacial da Terra duana documentam diferentes zonas climáticas, isto é, zonas quentes e frias. Muitas das controvérsias hoje ainda existentes, relativamente às possíveis zonas climáticas de Gondwana e das formas de floras euramericanas do carbonífero, são

damentadas nas distribuições dife-

W. Goth. climático subtropical também o caso de *Glossopteris-Glossopteris* nica em sua totalidade que a flora que o resfriamento dos anéis a flora gonduânica

Por outro lado, as aciculadas, grossas e nifera principalmente com a flora de clima quente e setentrional. Árvores hoje são encontradas em regiões pluviais do Potomac (150 milhas setentrional, pântano

Pode ser o contraste entre a flora do hemisfério meridional e do hemisfério setentrional nos vegetais lenhosos documentam um contraste entre as zonas de Koeppen e a distribuição geográfica de *Glossopteris* no fim da glaciação de uma região de tundra). A existência de humus pouco desenvolvido e a presença de carvão paludal, das camadas

Do número de anéis de crescimento do gelo, de E

documentadas nas variações da obliquidade da eclíptica e em uma distribuição diferente da atual das zonas de iluminação solar.

W. Gothan (59, págs. 116-117) contesta tanto o caráter climático subtropical-tropical da flora carbonífera principal, como também o caráter de clima frio da flora de *Rhacopteris-Gannopteris-Glossopteris*. Porém, faz notar que a flora gonduânica em sua totalidade corresponde mais a um clima temperado do que a flora carbonífera principal setentrional e concorda em que o resfriamento pela glaciação gonduânica provocou a formação dos anéis anuais de crescimento nos vegetais lenhosos da flora gonduânica.

Por outro lado, as folhas coriáceas, pseudo-xerofíticas e as aciculadas, grossas e carnosas de muitos vegetais da flora carbonífera principal (cordaites e folhas de *Pteridospermas*), juntamente com a falta dos anéis de crescimento, testemunham um clima quente e úmido nas regiões da flora do carbonífero setentrional. Árvores com folhas coriáceas, pseudo-xerofíticas também são encontradas, largamente distribuídas, nas matas tropicais pluviais do Brasil. Contrariamente à W. Gothan, H. Potonié (150) aceita para a flora carbonífera principal setentrional, pântanos pouco profundos, subtropical-tropicais.

Podem ser observadas, portanto, uma evidente diferença climática entre a zona de distribuição da flora de *Glossopteris* do hemisfério meridional e a da flora carbonífera principal do hemisfério setentrional. Como os anéis anuais de crescimento nos vegetais lenhosos da época postglacial da Terra Gonduana demonstram um clima de neve (subártico, clima D, segundo Coeppen e Passarge, 88, 89 e 142), também as relações estratigráfico-geológicas das camadas com restos fósseis da flora de *Glossopteris* e a sua entrosagem com os depósitos glaciais no fim da glaciação gonduânica, indicam uma flora de pântano em uma região climática muito moderada até subpolar (flora de *Carbonifer*). À estas condições correspondem as jazidas de carvão e lenhas pouco espessas com a alternância repetida de estratos de carvão com depósitos limo-argilosos de sedimentação gradual, das camadas gonduânicas no Brasil Meridional.

Do número dos horizontes de tilito em direção do movimento do gelo, de ENE para WSW e de NE para SW, pode-se con-

cluir que o inlandsis gonduânico avançava desde sua mais antiga posição do centro de glaciação, sob oscilações, até a sua expansão máxima na direção sudoeste (conforme o atual sistema de coordenadas), alcançando em seu ponto culminante o Rio Grande do Sul. Depois o géló retrocedia, sob as mesmas oscilações regionalmente limitadas, para o centro de glaciação, que entretanto se havia mudado mais para SE. Assim, no Rio Grande do Sul foi até hoje observado apenas um (dois?) horizonte de tilito. Em Santa Catarina aparecem três horizontes de tilito e um (dois?) horizonte de drift. No Paraná Meridional acham-se três e quatro horizontes de tilito com dois horizontes de drift. Finalmente, no Norte do Paraná e no Estado de São Paulo, existem dois horizontes de tilito. Porém, no Uruguai por sua vez, foram verificados três a quatro horizontes de tilito pouco espessos, quais são oriundos de uma direção direta leste-oeste do géló, com isto de um centro de glaciação diferente e um ponto anterior, mais de sueste do que o géló do Brasil (vide esboço n.º 6 e 7).

Da disposição acima referida e do número de horizontes de tilito obtém-se cinco zonas periféricas transversais à direção do movimento do géló, correspondendo à cinco avanços estabelecidos pelo inlandsis gonduânico de várias extensões, partindo de uma posição fixa, além da qual o géló não derreteu (esboço n.º 6).

Uma comparação dos perfis acima indicados da série de perfis demonstra que a espessura dos tilitos aumenta em direção ao norte e nordeste, em contraste com os sedimentos flúvio-glaciais do centro dos sedimentos glaciais, portanto, as regiões periféricas de glaciação se achavam mais próximas da base duradoura da base glacial e mesmo mais tempo debaixo do géló do que as zonas periféricas e sudoeste. Da comparação destes perfis pode-se deduzir que o número dos avanços do géló e as oscilações locais que ocorriam em cada vez as regiões, antes cobertas de géló. Com o aumento do número dos avanços do géló resulta dos perfis dirigidos a seguir a seguinte resenha seguinte (tabela n.º 15), estando os perfis dirigidos conforme o movimento do géló de NE para SW (vide esboço n.º 6).

Número do ciclo	Número de avanços primários do inlandsis
6	
5	
4	
3	
2	
1	
TOTAL	

De acôrdo com a tabela n.º 15 temos de constatar, de nordeste para sudoeste e de leste para oeste, a seguinte relação dos sedimentos glaciais:

No perfil 1 = 236 ms. de tilitos em confronto com 270 ms. de sedimentos flúvio-glaciais;

No perfil 2 = 94 ms. de tilitos em confronto com 376 ms. de sedimentos flúvio-glaciais.

No perfil 3 = 169 ms. de tilitos em confronto com 299 ms. de sedimentos flúvio-glaciais.

No perfil 4 = 110 ms. de tilitos em confronto com 257 ms. de sedimentos flúvio-glaciais e 25 ms. de conglomerados de drift em confronto com 40 ms. de sedimentos glacial-marinhos;

No perfil 5 = 64 ms. de tilitos em confronto com 278 ms. de sedimentos flúvio-glaciais e 38 ms. de conglomerados de drift em confronto com 65 ms. de sedimentos glacial-marinhos.

A espessura total dos sedimentos glaciais corresponde ao material de morenas basais de quatro avanços principais do inlandis do Brasil e de duas oscilações, limitadas regionalmente, da frente glacial na região do Estado do Paraná, bem como de cinco avanços principais do gelo e quatro oscilações, limitadas regionalmente, na região do Estado de São Paulo. Entre o terceiro e o quarto avanço principal do gelo pode-se verificar em toda a região de glaciação antiga do Estado do Paraná, mas somente em uma parte da região de glaciação paleozóica do Estado de São Paulo, um recuo do gelo e uma posição de repouso prolongada com importante sedimentação flúvio-glacial. O fato de que o gelo durante esta posição de repouso e durante a época de sedimentação flúvio-glacial não se achava muito além da região meridional do Estado de São Paulo, é provado pelo perfil de Pitanga, onde continuava a ser depositado till, ao passo que nas zonas perifericas, diante da frente glacial perto de São Pedro, e mormente nas zonas meridionais, processava-se uma sedimentação flúvio-glacial mediante lavagem das morenas basais e frontais. Entre o segundo e o terceiro avanço principal do inlandis, o recuo das zonas mais para oeste e sudoeste é tão pouco verificável no perfil de Pitanga, como o retrocesso entre o quarto e o quinto avan-

30% de argilas, com dimensões dos grânulos abaixo de 0,01 mm, 20% de areias finas entre 0,5—0,01 mm. e 35% de areias médias e grossas, respectivamente ao todo com 55% de areias. Uma determinada parte de areias, porém, ainda se acha contida nos variscos e peloditos dos sedimentos flúvio-glaciais. Ora, sendo a porcentagem das areias nas argilas glaciais maior que a quota das argilas puras na composição dos arenitos flúvio-glaciais — como ressalta dos exames granulométricos — também somente a média do cálculo das porcentagens com ingredientes argilosos e arenosos, por sua vez, pode revelar a espessura total primitiva aproximada das morenas basais ou do till. Isto significaria nos cálculos de Leinz, segundo os valores indicados por ele, 425 ms. de tilitos primitivos.

Um cálculo aproximado com as porcentagens conforme a separação granulométrica empregada por nós, que varia um pouco da de Leinz, e as espessuras de camadas observadas em nossos tilitos, devem dar na média também o valor aproximado, calculado por Leinz. A média obtida da composição granulométrica dos tilitos na região de Vila Velha mostra 17,2% para as dimensões dos grânulos limo-argilosos abaixo de 1/64 (0,015) mm. e 52,2% para as areias de granulação fina até grossa de 1/64 (0,015) mm. até 1,0 mm. Visto que nesta classificação as dimensões dos grãos entre 1/64 mm. e 1/500 (0,002) mm. contém uma parte de argila ou areias finíssimas, segundo a classificação de Leinz até 0,01 mm., achamos no cálculo com o componente limo-argiloso e com as argilas glaciais uma espessura maior do till primitivo, e o cálculo com o total das areias e arenitos apresenta um valor menor, mas a média tem boa concordância. Os sedimentos continental-glaciais, por exemplo, mostram uma espessura total de 85 ms. de argilas glaciais, as quais significam com uma quota de 17,2%, segundo a separação granulométrica empregada por nós, 494 ms. de tilitos, ao passo que a espessura total dos sedimentos arenosos com 158 ms. e 52,2% de quota de grãos, nos indica 303 ms. de tilitos e com isto na média 398,5 ms., que seja redondamente 400 ms. de espessura primitiva das morenas basais. Nosso valor devia resultar um pouco menor que o de Leinz, visto que no Paraná Meridional uma parte dos sedimentos foi depositada diretamente no mar glacial durante o último terço da glaciação. Incluindo no cálculo as formações gla-

410, indicado por
ta 400, (95, pág. 28 e

cial-marinhas, obtém-se com as porcentagens supra mencionadas e 115 ms. de sedimentos argilosos, bem como 182 ms. de sedimentos arenosos $668 + 348 : 2 = 508$ ms. de espessura de arenas basais primitivas. Mas neste último algarismo está ainda contido o material de conglomerados de drift, o qual não pode valer como derivados de tilitos, uma vez que foi transportado pelo gelo diretamente para dentro do mar, achando-se assim a aplicação natural para o valor demasiadamente alto, comparado com os sedimentos continental-glaciais. O valor médio que resulta dos dois cálculos é, redondamente, 454 ms. de espessura total das antigas morenas basais ou do till da glaciação quaternária. Com isto fica confirmado o valor aproximado achado por Leinz.

Em que espaço de tempo tais massas de material rochoso foram impelidas sobre grandes distâncias e depositadas em forma de morenas basais e frontais na espessura de centenas de metros, em uma área de milhões de quilômetros quadrados, verdadeiramente ainda não se sabe, pois falta todo e qualquer dado que permita um cálculo geológico de tempo. As velocidades do inlandsis, até agora verificadas, referem-se todas à frente do gelo e extremidades de geleiras, onde a pressão do inlandsis alcança o seu valor máximo. As geleiras alpinas demonstram em comparação com os movimentos das bordas de inlandsis velocidades muito menores. Revelam nas geleiras alpinas e escandinavas movimentos diários de 0,10 a 0,65 m., e nas geleiras gigantes da região da Ásia, e especialmente do Himalaia, 2 a 3,7 m. por dia. Também os valores de velocidade do inlandsis não de diminuem de as bordas do gelo para o interior dos campos de gelo e para o centro de glaciação. Mas não sabendo ainda agora quase nada sobre o movimento interno dos grandes campos de gelo, nem podemos fazer uma idéia do espaço de tempo, em que o material de morenas basais é transportado desde o ponto de origem sobre a distância de mais de mil até 1 500 kms., sendo depositado em 4 a 5 estádios ativos sobre milhões de quilômetros quadrados até a espessura verificada de 400 a 500 ms. Comparando a duração de tais movimentos de enormes massas pelo gelo com a duração de um vasto campo de inlandsis, apesar das diminutas precipitações nas zonas polares, só ocupa um espaço muito pequeno de tempo. Tomando em consideração as precipitações anuais

em tais regiões são de cerca de 10 000 a 20 000 mm. a espessura de gelo que se acumula, segundo Noelke, com o tempo, no caso de que a superfície fosse continuamente coberta por gelo, seria suficiente para a formação de um nível de 2 kms. de espessura em um ano de pouso.

Todas as tentativas de calcular o tempo, talvez segundo Penck, vitsch (114 e 115) e de acordo com a teoria de Milankovitch e da excentricidade da obliquidade da órbita terrestre, não são satisfatórios, mesmo quando se toma em consideração o fato de que a glaciação quaternária é muito pouco antiga. Segundo Milankovitch, a duração da glaciação quaternária é de 330 000 anos, cabendo a duração da glaciação quaternária a Rudolf Spitaler para as mesmas épocas. A distribuição de calor da Terra durante a glaciação quaternária é atribuída à excentricidade da órbita terrestre. O resultado achado por Penck (143) demonstra que a distribuição de calor da Terra durante a glaciação quaternária é atribuída à excentricidade da órbita terrestre. O resultado achado por Penck (143) demonstra que a distribuição de calor da Terra durante a glaciação quaternária é atribuída à excentricidade da órbita terrestre.

Entretanto, segundo a teoria de Penck, a duração da glaciação paleozóica é atribuída às fases interglaciais segundo os cálculos

tais regiões entre 200 e 250 mms. por ano, devem ser suficientes 10 000 a 12 000 anos para formar um campo de inlandsis de espessura de 1,5 a 2 km., porém só como massa em repouso. Penck, contudo, observa (122, pág. 173, nota marginal) que no caso de que as precipitações anuais das regiões da terra, atualmente cobertas de geleiras, não tenham excedido consideravelmente a quantidade de precipitações atuais na Antártica, não seriam suficientes 8 000 anos para construir um campo de inlandsis de 2 kms. de espessura, mesmo que só como massa em repouso.

Todas as tentativas de efetuar um cálculo geológico de tempo, talvez segundo as tabelas de irradiação de M. Milankovitch (114 e 115) ou segundo a alteração de posição do perihélio e da excentricidade da órbita terrestre, bem como a alteração da obliquidade da eclíptica, até hoje não deram resultados satisfatórios, mesmo para as glaciações quaternárias, relativamente pouco antigas. Conforme as tabelas de irradiação de M. Milankovitch, as quais foram aproveitadas especialmente por W. Koeppen e A. Wegener em sua obra sobre a paleoclimatologia (87), é calculado o espaço de tempo total da glaciação quaternária em mais ou menos 600 000 anos, dos quais 100 000 anos cabem às épocas interglaciais mais quentes. Já Rudolf Spitaler chegou a um resultado de 1 334 000 anos para as mesmas épocas de glaciação mediante o cálculo da distribuição de calor devido às alterações da posição do perihélio, da excentricidade da órbita terrestre e obliquidade da eclíptica. Do resultado achado por Spitaler cabem 640 000 anos às épocas interglaciais (170, 171, 172). Em um estudo especial Albrecht Penck (143) demonstrou que não são suficientes nem as tabelas de irradiação de Milankovitch, nem os cálculos de Spitaler, para explicar as causas das glaciações quaternárias, mormente em consideração das grandes oscilações de clima expressas pelas épocas interglaciais.

Entretanto, justamente para as pesquisas na região de glaciação paleozóica do Brasil Meridional, as alterações importantes durante as épocas interglaciais quaternárias, frisadas por Albrecht Penck, são tão significativas como a longa duração das fases interglaciais em confronto com as épocas glaciais. Segundo os cálculos de R. Spitaler e M. Milanko-

ra subpolar, desde o
até ao período post-
cialmente claro que
climáticas das glacia-
ção gonduânica. Ain-
polares carboníferas
em os seus estádios
e manifesta em uma
sedimentos flúvio-gla-
durante as fases de
ciente para oferecer
ção modesta, mesmo
Sômente com o re-
ra resistente ao frio
de gelo. Apenas com
ca glacial do carbo-
flora setentrional do
l, misturando-se com
eram a associação da

oscilações do inlandsis, durante o período do carbonífero supe-
rior, devem, portanto, ser atribuídas, como já foi referido, com
toda a probabilidade à oscilações de precipitações na região de
alimentação do campo de gelo, mas não à importantes oscilações
de temperatura, as quais teriam provocado épocas interglaciais
quentes. Quando as análises químicas e os exames microscópicos
revelam, em alguns casos, mínimas substâncias orgânicas em di-
versas argilas glaciais ou em arenitos flúvio-glaciais e eólicos,
assim como em camadas marinhas, isto sômente confirma a primi-
tividade da vida orgânica durante a glaciação gonduânica, achan-
do sua explicação no fato de que, em geral, muitas das vastas re-
giões de glaciação da Terra nunca estiveram completamente sem
manifestações de vida. Assim menciona R. Potonié (149, pág.
100) a existência de um feto diretamente na frente do inlandsis
na Groenlândia; e do áspero deserto das Montanhas Rochosas do
Canadá, informa-se de um Nunataker na geleira Brazeau, cober-
to de musgos e fanerógamas, que era procurado por moscas que
derrecoavam mesmo o gelo (56, págs. 155-156).

el, a oscilação climá-
r uma alteração im-
ção mais luxuriante
inlandsis. Fases inter-
do, de modo notável,
da série Itararé, co-
nadas postglaciais da
ra da série Tubarão,
ida vegetal em respa-
gelo sucessivo do in-
flora subpolar ou de
associação vegetal de
quatro fases interes-
a, portanto, a região
uma zona fora da iso-
s quente e, com isto,
agens das fases inter-
m nas zonas periféri-
o desertos polares. As

A relação da duração das fases interestaduais para a época
da glaciação do carbonífero superior apresenta um quadro
diferente do que existe entre as épocas glaciais para os epi-
ódios interglaciais do quaternário com suas oscilações pronun-
ciadas de clima e com exuberante vida vegetal e animal. Para a
duração total das épocas interglaciais quaternárias são indicados
períodos maiores de tempo do que para as próprias épocas de gla-
ciação; assim, por exemplo, para a época interglacial Mindel-Riss
50 000 anos em vez dos 50 000 anos da época glacial Mindel, ou
60 000 anos da época glacial Riss. No Paraná Meridional a
estratigrafia dos varves revela 55 000 anos de sedimentação para as
épocas glaciais durante as fases de recuo e posições de repouso
do gelo e d'êste resultado obtemos alguns pontos de referência a
respeito da possível duração total das quatro fases interestaduais.
Sem dúvida, para a sedimentação de 10 ms. de argilas glaciais
finas ou de peloditos unicolores é necessário um espaço de
tempo maior do que para uma camada de arenito flúvio-glacial
de mesma espessura. Entretanto, faltando dados seguros para a
duração da sedimentação dos arenitos na capa, ou na lapa das
épocas glaciais ou dos tilitos, podemos lançar mão apenas das
durações de tempo facultadas pelos varvitos com seus estratos

anuais. Os varvitos muito arenosos sempre apresentam varves mais largas do que os varvitos argilo-arenosos. Conta-se de 275-310 varves em tais depósitos arenosos. Tomando por base o espaço de tempo, em números redondos, de 300 varves por metro de arenitos flúvio-glaciais de tôdas as dimensões granulométricas, em contraste com o valor médio geral de 450 varves para as argilas glaciais mais finas, obtemos ainda assim um valor de tempo demasiadamente alto para a duração de sedimentação dos arenitos flúvio-glaciais. Contudo, achamos ao menos dados que não sejam vagos de mais para determinar a duração das várias épocas interestaduais de um determinado perfil. Nesta apreciação são apenas considerados os arenitos situados por baixo ou por cima de argilas glaciais no perfil, mas não arenitos que se encontram como Sander no mesmo horizonte com as argilas várnicas, porém mais afastados para trás. A duração da sedimentação destes arenitos que não aparecem no perfil, está incluída nas argilas glaciais. Com tais premissas resulta dos 168 ms. de espessura média dos arenitos flúvio-glaciais da região de Vila Velha a duração de 50 400 anos para a lavagem do material de morenas e sedimentação. Junto com as argilas glaciais obtemos assim uma duração total de 105 400 anos de sedimentação flúvio-glacial, a qual se repartem sobre 3 a 4 fases interestaduais. Aplicando igualmente o processo aos outros perfis acima mencionados, achamos uma duração média de sedimentação interestadial:

	Para as argilas glaciais		Para os arenitos		Para a duração média das faixas interestaduais
Perto de São José (Paraná)	46 350	+	58 800	=	105 150
" " São Pedro (São Paulo)	46 800	+	75 600	=	122 400
" " Pitanga (São Paulo) . .	47 250	+	49 500	=	96 750

Apesar de que os números para a duração de sedimentação dos arenitos são, provavelmente, altos de mais, representam somente um terço da duração das épocas interglaciais quaternárias segundo M. Milankovitch e um sexto da duração segundo os cálculos de R. Spitaler. Por mais sumário que seja tal cálculo, e mesmo admitindo um limite de erro de $\pm 10\%$ em consideração da média de varves empregada, possibilidades

uma idéia aproximada para orientar as oscilações observadas do intervalo de épocas glaciais e interglaciais de períodos e recuos estadiais partindo dos intervalos interpretados como ciclos de períodos e recuos estadiais anuais obtidos, tão pouco autônomas de glaciação com períodos, no sentido da última glaciação, e a suas rápidas oscilações de clima e a suas mudanças nas camadas flúvio-glaciais. A glaciação gonduânica foi permanentemente fria, com períodos verificáveis. Também aqui exposto ressalta o fato de que a duração de mais tempo debaixo do gelo do que a duração de mais tempo de verão.

A glaciação gonduânica do hemisfério sul apresenta assim um caráter de oscilações quaternárias dos hemisférios sul e norte. As oscilações climáticas da glaciação gonduânica apresentam uma persistência de uma flora de clima frio até a postglacial, e pelo desaparecimento dos intervalos dos diversos avanços do fenômeno notável da glaciação quaternária apresentam um caráter de oscilações quaternárias apresentando um ritmo alternativo de aproximação ou de afastamento das glaciais na glaciação gonduânica e apenas a expansão de uma flora de clima frio pré-existente, de maneira que se verificam grandes oscilações climáticas expressivas do que as da região

A glaciação gonduânica do hemisfério norte apresenta uma única época de glaciação quaternária com oscilações climáticas, as quais somente apresentam oscilações interestaduais relativamente curtas. A glaciação quaternária, porém, apresenta diferentes tipos de oscilações climáticas, as quais apresentam oscilações interestaduais com vida orgânica

uma idéia aproximada para orientar-nos se devemos considerar as oscilações observadas do inlandis gonduânico como expressão de épocas glaciais e interglaciais diferentes, ou apenas como avanços e recuos estadiais partindo de uma base determinada, sendo os intervalos interpretados como "fases interestadiais". Os algarismos anuais obtidos, tão pouco indicam diferentes épocas autónomas de glaciação com períodos interglaciais mais quentes, no sentido da última glaciação quaternária, como as diminutas oscilações de clima e a ausência de fósseis vegetais importantes nas camadas flúvio-glaciais. Toda a época de glaciação gonduânica foi permanentemente fria, sem fases interglaciais que nisto se verificáveis. Também dos números do quadro acima proposto ressalta o fato de que a zona de Pitanga permaneceu por mais tempo debaixo do géllo do que as zonas mais ao oeste e sudeste.

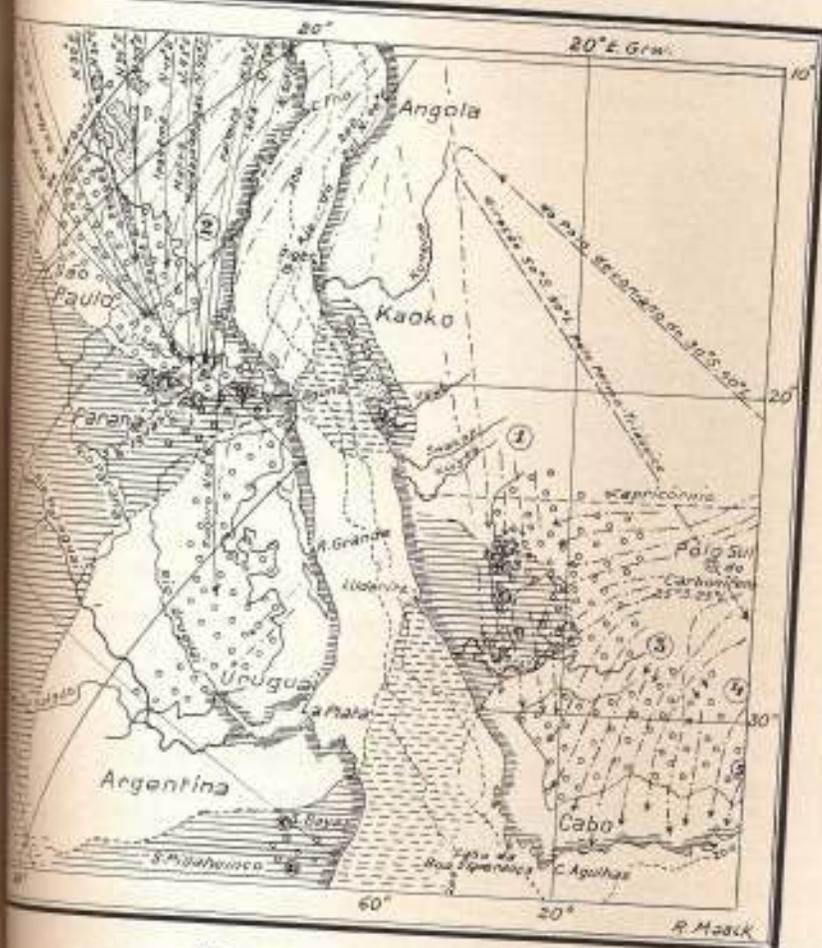
A glaciação gonduânica do hemisfério sul no carbonífero superior apresenta assim um caráter bem diferente do das glaciações quaternárias dos hemisférios norte e sul. As pequenas oscilações climáticas da glaciação gonduânica são comprovadas pela persistência de uma flora de clima frio, desde a época preglacial até a postglacial, e pelo desaparecimento desta mesma flora nos intervalos dos diversos avanços do géllo. Em contraste com este fenômeno notável da glaciação gonduânica, as épocas interglaciais quaternárias apresentam uma vida vegetal e animal luxurante, com um ritmo alternativo bem verificável, correspondente à aproximação ou ao afastamento do géllo. As três épocas interglaciais na glaciação gonduânica australiana significam igualmente apenas a expansão de uma flora de clima frio ou muito moderado pre-existente, de maneira que ali também não são verificáveis grandes oscilações climáticas, se bem que sejam mais repetitivas do que as da região de glaciação sul-americana.

A glaciação gonduânica do Brasil Meridional revela-se por uma única época de glaciação permanente, com módicas oscilações climáticas, as quais somente acham a sua expressão em fases interestadiais relativamente curtas e frias. A glaciação quaternária, porém, apresenta diferentes épocas de glaciação e grandes oscilações climáticas, as quais indicam longas e quentes épocas interglaciais com vida orgânica exuberante.

apre apresentam varves nosos. Conta-se de 275— tomando por base o espessura de 300 varves por metro dimensões granulométricas de 450 varves para as mesmas um valor de temperatura sedimentação dos areias menos dados que não duração das várias épocas. Nesta apreciação são por baixo ou por cima pontos que se encontram nas argilas várnicas, pela sedimentação destes incluída nas argilas glaciais de espessura máxima de Vila Velha a duração de morenas e suas obtemos assim uma glaciação flúvio-glacial, os estadiais. Aplicando igualmente, achamos uma du-

	Para a duração total das fases interestadiais
800	= 105 150 anos
600	= 122 400 "
500	= 96 750 "

ção de sedimentação são representadas por varves interglaciais quaternárias. No texto da duração se dá um mais sumário que contém de erro de ± 25% quando usada, possibilita-nos



Esc. 1:25 000 000

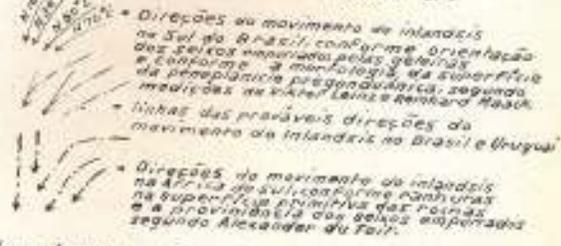
Massas continentais-glaciais
do período carbonífero
em Angola, África

Linhas de transgressão marinha
na última parte do período
Carbonífero

Formações glaciais
de origem Quaternária
no Brasil e Uruguai

Linhas de fases marinhas da
época glacial

- Glaciação de latitude (Inlandeis)**
- ① Gêlo de Namia } gêlo mais antigo da glaciação do período Carbonífero
 - ② Gêlo de Brasil }
 - ③ Gêlo de Orixualand } gêlo mais recente da glaciação do período Carbonífero
 - ④ Gêlo de Transvaal }
 - ⑤ Gêlo de Natal - gêlo do último centro de glaciação do período Carbonífero



Linhas das antigas ligações geológicas durante a época de glaciação e de transgressão marinha no período carbonífero, segundo a teoria de A. Wegener.

clusão de que não na região de glacial, episódios isto é, mais quente pode-se verificar principais de gelo principais do in- 3 e 4 fases frias

AS REMOTAS

brasileiro, verifica dentro do oceano- planície pregondurado nesta meso- gráfico do Bra- do continente na dos antigos planos es de escoamento dia, no paleozóico rias da orla conti- resultado das ten- fizeram submer- alongamento con- continente formam, brasileiro. As li- corém, já se acha- táceo, e as linhas ser procuradas na ental. A tectônica vir de argumento, ou hipóteses rela- duânica entre os rindo de nordeste, ligações da Terra a dos continentes

oceanos na forma atual, sem ligações diretas com outras partes da terra firme através de extensões oceânicas, deve-se fazer notar que sobre as superfícies do oceano Atlântico não se podia formar um centro de glaciação que empurrou massas de inlandsis sobre as latitudes de 10° de latitude, somente no Brasil, sem considerar as zonas de glaciação paleozóica do Uruguai e da Argentina. Por este motivo pressupõe-se a existência de terra firme, para servir como centro de glaciação, a leste e nordeste fora do atual território brasileiro. Todas as medições dos ângulos de inclinação das superfícies subjacentes à sedimentação das camadas devonianas e glaciações excluem, de antemão, a idéia de uma posição alpina da zona da atual serra do Mar, por cima do limite da neve, em igual localização de latitude durante a glaciação gonduânica. Faltam todas as e quaisquer fatos comprobatórios para movimentos epirogênicos que elevassem o continente de Gondwana à uma posição de maior altitude, de maneira que se tornassem possíveis geleiras alpinas, pelas quais Alberto Paes Leme quer explicar a glaciação do Brasil Meridional (140, pág. 811). Pelo contrário, as evidências de transgressão marinha do devoniano e do carbonífero exigem um abaixamento do nível atual de 1150 ms., ou depois de tomadas as elevações epirogênicas post-terciárias de cerca de 400 ms., o abaixamento necessário seria de 870 a 950 ms. (vide figura n.º 5, fig. 2). A base dos arenitos marinhos das Furnas se encontra na frente de transgressão, observável mais a leste, entre 1121 e 1177 ms. de altitude sobre o nível do mar, estando a base das geleiras glaciais por cima do arenito das Furnas, na mesma zona, entre 1130 e 1190 ms. de altitude. Também o caráter dos tilitos do Brasil Meridional, como morenas basais de inlandsis, testemunha contra a glaciação alpina. Ao mesmo resultado chegou Viktor G. Pliginskii em suas pesquisas (95, pág. 29, 96, pág. 49).

Anteriormente já foi demonstrado que as peneplanícies pre-devonianas e pregonduânica cortam a serra do Mar entre 1450 e 1500 ms. de altitude do nível atual e que a altitude desta zona, no carbonífero superior, conforme o ângulo de inclinação com mais ou menos 16 minutos de arco e uma distância de cem quilômetros da zona de transgressão, só podia estar entre 600 e 700 ms. sobre o nível do mar. O suave declive litorâneo devoniano e pre-devoniano a próxima superfície do mar no oeste e sudoeste exige evidentemente uma continuação continental para leste. Este pro-

longamento do escudo cristalino brasileiro para leste, como na antiga terra gonduânica, já é indicado, por motivos paleontológicos, nas mais antigas figurações, desde o início do estratocrono das camadas de Gonduana no hemisfério sul. Surge a questão de que forma existia esta ligação da terra firme ou unidade continental da Terra Gonduana, se mediante pontes continentais sobre os confins oceânicos, como se indica em figurações geológicas mais antigas, ou por meio da união direta dos blocos continentais já separados, como admite Alfred Wegener em sua genial teoria da deriva ou deslize dos continentes, concepção que mereceu muitas refutações, quantos aplausos.

Considerando as zonas de glaciação da Terra Gonduana e conforme as figurações cartográficas de E. Koken (1907) e C. Schuchert (1923), que representam pontes continentais através do Atlântico e do Índico (vide fig. 38, estampa XLVII e fig. 39, estampa XLVIII), deve-se admitir como coberto de gelo no hemisfério sul até além do equador. Isto ressalta especialmente os centros de inlandsis na África do Sul, bem como do centro de glaciação o qual forneceu, da direção leste e nordeste, as massas basais do inlandsis do Brasil, e que deve ter se achado de acordo com a concepção de Koken e Schuchert da derivação dos continentes, na ponte continental Amazônia-Gondwana. Com os vestígios de glaciação em Togo, na região do Congo e África do Sul, já se presume uma região de inlandsis que seria 4 a 5 vezes a região de glaciação da atual Antártica. A glaciação total do hemisfério sul, porém, não encontra paralela no hemisfério norte, como seria de esperar pela posição inalterada do eixo de rotação da Terra. Pelo contrário, as pesquisas feitas até o presente da idade da glaciação gonduânica demonstram cada vez mais que simultaneamente com a glaciação do hemisfério sul no carbonífero superior vigoravam no hemisfério norte condições climáticas que criaram, como testemunhas de clima de umidade tropical-subtropical, as grandes jazidas de carvão da América do Norte e da Ásia, até para dentro da atual zona ártica na Groenlândia e Spitzberg. Mas da época posterior ao carbonífero superior, restam no hemisfério sul, desde o carbonífero superior até o permiano inferior, jazidas de carvão relativamente poucas e pobres, originadas por pântanos de um clima muito moderado, como a flora de *Glossopteris*. Sem considerar que as migrações





Fig. 38 — Distribuição dos continentes (escuro) e oceanos (claro) no permiano, segundo E. Koken (1907), mostrando a distribuição das regiões com depósitos glaciais da era paleozóica. Para a época de glaciação foi suposta uma ligação hipotética de continentes entre a África e a Austrália. Achátvias verticais indicam as regiões de glaciação comprovada.

PALEOGEOGRAFIA DO PRINCÍPIO DO PERMIANO
 POR
 C. SCHUCHERT-1927

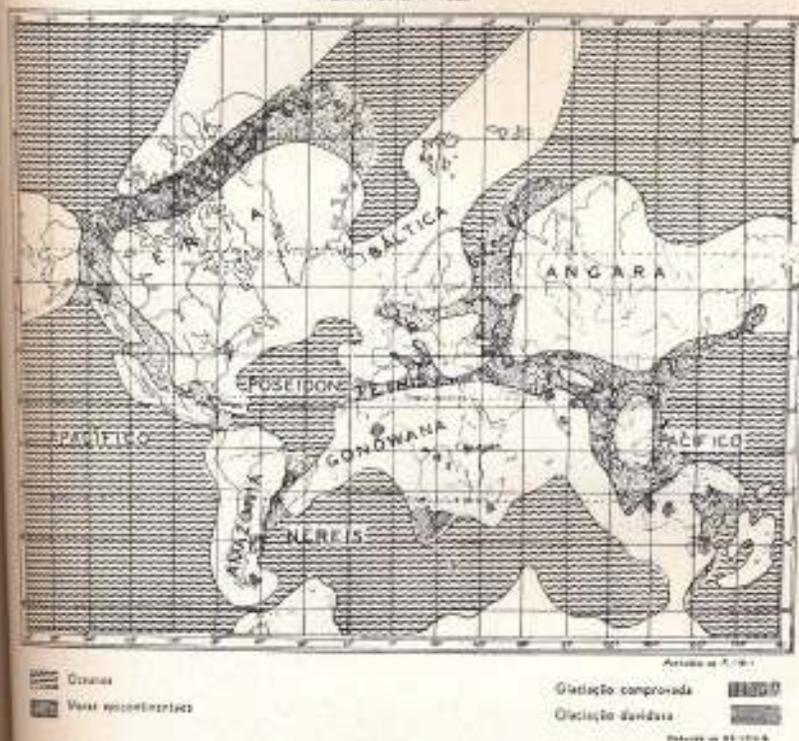


Fig. 39 — Distribuição dos continentes e oceanos no início do permiano, segundo C. Schuchert, mostrando a distribuição das regiões com depósitos glaciais paleozóicos. Extraída do Boletim Geográfico, ano I, n.º 11 (entre as páginas 24 e 25) Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

ção são atendidas nas reconstruções de E. Koken e Ch. Schuchert, referentes à distribuição de continentes e de oceanos no permiano, não seria explicado este contraste entre os hemisférios norte e sul, mesmo com a admissão mais favorável da posição do pólo no meio dessas regiões de glaciação, em cerca de 50° sul e 45° leste, o que já Alfred Wegener mencionou (19, pág. 66). O fato das alterações de posição do pólo já está comprovado pela existência das mesmas camadas gonduânicas em jazidas de carvão de pedra como na África do Sul ou no Brasil Meridional, abaixo do possante inlandsis atual da Antártica e, na mesma forma, pela existência das grandes jazidas de carvão de pedra abaixo das geleiras atuais de Spitzberg e Groenlândia. É lógico que esses sedimentos com fósseis vegetais não poderiam formar em regiões polares com seus vastos campos de gelo. Também nenhuma das outras hipóteses até hoje estabelecidas, a respeito das causas das grandes glaciações, pode explicar esses contrastes, sem tomar na devida consideração as alterações de posição do pólo e os movimentos horizontais ou tangenciais da crosta terrestre. Os vestígios de glaciação em latitudes médias do hemisfério norte, indicados nas reconstruções antigas (fig. 39), são apenas, sem exceção, conjeturas não comprovadas. Estas conjeturas acham-se em contradição com as jazidas de carvão de pedra de uma vegetação tropical-subtropical das mesmas zonas. Uma resposta à pergunta pelas causas da glaciação está tão ligada à elucidação das ligações geológicas antigas na superfície terrestre, como a solução dos problemas relativos às antigas conexões geológicas à uma explicação das épocas glaciações.

As glaciações quaternárias, com seus vestígios simultâneos nos hemisférios norte e sul e com grandes oscilações climáticas nas épocas glaciais e interglaciais, apresentam um caráter muito diferente do da glaciação gonduânica do carbonífero superior, cujos vestígios se encontram na atual zona equatorial e na de 10° latitude norte, distribuídos exclusivamente sobre todos os continentes do hemisfério sul. As camadas glaciais do hemisfério sul — América Meridional entre 20° e 38° latitude sul, na África entre Madagascar entre 8° norte e 35° sul, na Índia entre 35° e 1° sul, bem como no oeste, centro e sueste da Austrália entre 27° e 45° latitude sul — não revelam pela sua formação e

das oscilações climáticas quaternárias. Albrecht não a respeito da teoria da geológicas, que as tabelas (114 e 115), tão preciosas trazem uma solução do que os cálculos de John (26) e R. Spitaler, excentricidade da órbita perihélio. A alteração de eixo bem pode, segundo as temperaturas das estações entre verão e inverno. Para causar tão grandes variações pelas épocas glaciais (87, pág. 202, 143, págs. não dos seus vestígios não é possível, nem mesmo admitir a atual distribuição de hipotéticas dos continentes na história geológica, entre os outros E. Koken (fig. Devem também ser correlacionadas, respectivamente as construções das antigas fronteiras de E. Koken e a frontadas com algumas fronteiras (figs. 41 e 42). Uma solução para o português por idéias da teoria do deslize publicada no Brasil durante visto que na tradução das não se trata do problema aqui tecer considerações a

aos elementos da órbita solução ao problema das épocas prestar auxílio à geologia fenômenos de glaciação por cau-

sas puramente cósmicas. Friedrich Noelke tratou de alguns problemas importantes a este respeito em uma conferência perante a Sociedade Geológica Alemã (122). A explicação da glaciação paleozóica é ainda mais difícil, em vista da atual posição do eixo terrestre e da distribuição dos continentes, pela indicação de Noelke, de uma temperatura solar efetiva mais alta de somente $+40^{\circ}\text{C}$., quer dizer 5800°C . em vez de 5760°C . e de uma energia de irradiação maior de 2 a 3%. Todas as zonas climáticas no paleozóico teriam, pois, sido, na média, mais quentes. Para explicar a grande glaciação quaternária, Noelke indica nebulosas cósmicas escuras, pelas quais a Terra poderia ter sido sombreada. Tais nebulosas escuras poderiam causar, por absorção de uma parte dos raios solares, um resfriamento do clima, que teria produzido a época glacial quaternária (122, pág. 174). Nebulosas escuras dessa natureza enchem, na distância de poucos milhares-luz do sol, o espaço cósmico, o que foi mencionado por A. Forlin, em 1936 (21). Contudo, a passagem do nosso sistema solar por nebulosas cósmicas escuras não pode explicar a glaciação gonduânica do carbonífero superior, com seu contraste entre os hemisférios norte e sul, objetivados nos inlandsis na África, Índia, Austrália e América do Sul e por outra parte nas florestas tropical-subtropicais da mesma idade geológica, que originaram as grandes jazidas de carvão de pedra em latitudes médias e altas do hemisfério norte. Noelke, que se declara como discípulo de Schuchert contra a teoria de Alfred Wegener, exige, portanto, outra explicação para os fenômenos de glaciação das épocas glaciais prediluvianas, assim também para os sedimentos glaciais paleozóicos do hemisfério sul (122, págs. 169 e 174). Considerando um alargamento da órbita lunar que se poderia determinar por cálculo, segundo as leis da mecânica celeste, Noelke chama a atenção para as condições de maré, as quais devem ter existido quando a lua fazia o seu movimento de rotação mais rápido da Terra. Por isto supõe que especialmente os sedimentos dos períodos permiano e triássico teriam se formado mediante marés extremamente altas (Grossfluten). Porém, os sedimentos glaciais sul-brasileiros, com seus varvitos como depósitos em lagos calmos de água de degelo, os arenitos flúvio-glaciais e eólicos, e mormente os tilitos com seu caráter inconfundível de morenas de inlandsis, não permitem a explicação ex-

gida por Noelke e, especialmente, a de uma sedimentação mediante marés extremamente altas. Igualmente as capas de inalação da Terra Gonduana não acham explicação mediante as suposições de Noelke.

Entretanto, alguns fenômenos páleo-climáticos, que em diversos casos foram interpretados erroneamente, são elucidados por fatos astronômicos fundamentais, como sejam: a inclinação da órbita lunar contra a eclíptica, a obliquidade da eclíptica e a irradiação de calor solar mais alta de cerca de 2 a 3%. Assim, por exemplo, A. B. Paes Leme (139) em suas teses confirma a teoria do deslize dos continentes de A. Wegener com a ausência de anéis anuais de crescimento de algumas gimnospermas fósseis, como sejam cordaites ou *Dadoxylon*, das camadas permiano superior "Estrada Nova" do Estado do Paraná, que tratava de plantas de regiões tropicais e não de plantas de zonas temperadas na latitude de cerca de 45°, como o tinha calculado Alfred Wegener (198, pág. 53). Não considerando que a maior parte das madeiras fósseis das camadas "Estrada Nova" do Estado do Paraná ainda não foi examinada e determinada, que muitas madeiras destas camadas apresentam de fato anéis de crescimento, portanto anéis anuais, — como se pode verificar em peças da coleção do Museu Paranaense —, podemos replicar o argumento de A. B. Paes Leme que a ausência de anéis anuais em muitas madeiras daquele tempo geológico se pode explicar pela diminuta obliquidade da eclíptica naquele tempo geológico era apenas de 11°. Noelke observa a este respeito: "In den Polargebieten wachsende Pflanzen enthalten demnach nirgends laengere Zeit das Sonnenlicht. Bei der gegen Ekliptik-Schiefe von 11° waren die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten fast ausgeloescht. Waehrend des ganzen Jahres herrschten Verhaeltnisse, die ungefaehr denen der Tag und Nachtgleichen entsprachen. Auf diese Weise erkluert es sich, dass die Baeume der Vorzeit keine Jahresringe zeigen. (122, pág. 122)" — As plantas crescidas nas regiões polares, portanto, em alguma, ficavam privadas de luz solar por tempo prolongado. Com a pequena obliquidade da eclíptica de 11°, as diferenças entre as estações do ano eram insensíveis. Durante o ano reinavam condições que mais ou menos correspondiam aos

nóxios. Desta maneira fins tempos não apresentam

Estas explicações de mente à época postglacial natureza genérica em vista este respeito temos de ob comprovou a existência de deiras fósseis das camadas ma dos sedimentos glacia

Dadoxylon sp. (cf. *Abies*
" *Rangii* Krae
" *porosum* Krae
" *Arberi* Sewa

Anéis de crescimento da madeira de uma *Mex* considerada por Krae tente do que *Ecce*, por sáurios das camadas B Paulo de Oliveira crescimento em *Dadoxylon* Casa Branca no Estado resulta claramente que cas postglaciais não co

Também os cálculos físicos, a respeito da mudança do globo terrestre, a duração do dia, elucidaram nos períodos geológicos a explicar os fenômenos de energia que agora c bo terrestre. Mas estas ter sofrido muitas alterações transcorreram, segundo período carbonífero. Assim, a duração do dia no terciário ao início de anos, também ainda no

anéis. Desta maneira fica explicado como as árvores daqueles tempos não apresentam anéis anuais”.

Estas explanações de Noelke não se referem particularmente à época postglacial da Terra Gonduana, mas sim são de natureza genérica em vista das épocas primevas da Terra. Mas a esse respeito temos de observar ainda que R. Kraeusel (155) comprovou a existência de anéis de crescimento em muitas madeiras fósseis das camadas gonduânicas da África Sul-Oeste acima dos sedimentos glaciais. Assim em

- Dadoxylon sp. (cf. *Abietopitys perforata* Gothan — Kraeusel)
- " *Rangei* Kraeusel
- " *porosum* Kraeusel
- " *Arberi* Seward

Anéis de crescimento pouco nítidos só eram apresentados pela madeira de uma *Mesozxyloidea* — *Taxopitys africana* — que é considerada por Kraeusel como indubitavelmente mais recente do que Ecça, porém mais antiga do que o horizonte dos estratos das camadas Kaoko. Também no Brasil, Euzébio Paulo de Oliveira comprovou a existência de anéis de crescimento em *Dadoxylon Derbyi* das camadas do permiano de Itaboraí Branca no Estado de São Paulo (135). Destas averiguações resulta claramente que as plantas fósseis das camadas gonduânicas postglaciais não correspondem à plantas de zonas tropicais.

Também os cálculos dos astrônomos, dos astrofísicos e dos geofísicos, a respeito da maior plasticidade devida ao menor resfriamento do globo terrestre, à velocidade de rotação da Terra e à duração do dia, elucidaram de um modo especial, as forças em ação em períodos geológicos antigos, tanto mais que estamos habituados a explicar os fenômenos em questão apenas mediante as condições de energia que agora conhecemos, e o atual estado físico do globo terrestre. Mas estas forças e o estado físico também devem ter sofrido muitas alterações durante os 320 milhões de anos que se passaram, segundo as atuais opiniões, desde o início do período carbonífero. Assim, por exemplo, G. H. Darwin calcula a duração do dia sidérico, há 57 milhões de anos, portanto anterior ao início do eoceno, em 6¼ horas, e há 46 milhões de anos, também ainda no eoceno, em 15 horas (79, tomo I, pág. 11).

Os atuais movimentos das marés retardam a velocidade de rotação da Terra 10 segundos no percurso de cem anos e provocam uma deformação plástica periódica do globo em aproximadamente 1/3 de metro (10, págs. 241-242). F. Noelke indica duração de um dia, em períodos geológicos passados, com uma duração de 1/4 da duração atual (122, pág. 171). Com uma rotação da Terra tanto mais rápida, como acentua também Noelke, o achatamento mais pronunciado das zonas polares, o afastamento das massas dos pólos e a força de drift para oeste (Pollung und Westdrift-Kraefte) até o terciário, devem ter sido muito maiores do que as que hoje achamos mediante nossos cálculos. Alfred Wegener, porém, não toma em consideração estes conceitos hipotéticos de G. H. Darwin, mencionando em uma nota marginal que os mesmos podem ser errôneos (122, pág. 7).

A concepção de maior proximidade da Terra à um corpo celeste vizinho, por parte da astronomia, os efeitos mais fortes das marés que daí resultam e a maior velocidade de rotação da Terra no passado geológico, tornam as alterações em sentido horizontal ou tangencial da crosta terrestre tão facilmente compreensíveis, como as alterações verticais de nível mediante a subida ou a rápida adaptação nos momentos dados da hidrosfera à velocidade de rotação do globo terrestre, correspondendo à velocidade de rotação ou também às alterações da posição do pólo. Mas Alfred Wegener já demonstrou que não podemos lançar mão das energias possíveis do passado geológico para explicar as alterações de posição relativa da crosta terrestre em sentido tangencial, resultando tais alterações da posição da crosta também do estado físico atual da Terra e das forças em ação.

Admitindo a constituição da Terra em forma de cascas (Schalenstruktur), mediante capas esféricas concêntricas de espessura diferente, conforme as explanações de Wiechert em 1897 (202), Suess, em 1909 (175), Klussmann, em 1911 (85), Goldschmidt, em 1922 (57), Gutenberg em 1923-1924 (62 e 63), Adams-Williamson, em 1923-1924 (97), Link, em 1924 (97), deve ser muito difícil, depois da aplicação da lei de Airy e Pratt a respeito da isostase da crosta terrestre (10 e 151), mediante as pesquisas de Hecker (10 e 70), Tams (176) e Alfred Wegener — baseado nos

tados de sua última publicação o afundamento de alguns milhares de metros da sílica, especificamente a Síma, especificamente oceano.

A separação de um campo forte de gravitação permitir, normalmente, fendas de tração e movimentos mais leves, das camadas, particularmente este afundamento das camadas por pesos e direções contrárias ao campo de gravitação faz com que as modificações da crosta se façam de maneira geral e não somente pelos seus movimentos, mas também pelas camadas para cima, mesmo (122, pág. 8). Entretanto, a separação de camadas antigas ligadas à África e entre as camadas de 4500 a 6000 ms. p. m. sem causas recorridas, não obstante os movimentos mais leve, deveriam ser o percurso dos longos dias da crosta de

As dificuldades continentais de E. Kolbe e a sua aplicação verificada põem uma glacição do-se assim umas camadas de carvão

velocidade de ro-
m anos e provo-
bo em aproxima-
loelke indica a
sados, com menos
uma rotação da
Noelke, num
es, o afastamento
oeste (Polflucht-
na ter sido muito
e nossos cálculos.
consideração os
mencionando em
r errôneos (198,

ra à um corpo ce-
tos mais fortes de
de rotação da Ter-
em sentido hori-
ilmente compre-
mediante a isóstatas
hidrosfera à uma
respondendo à ve-
da posição do pólo.
ue não precisamos
geológico para ex-
rosta terrestre, no
a posição de mas-
das forças em ação.
orma de camadas
ncêntricas de den-
Wiechert, em
smann, em 1915
tutenberg, em
em 1923-1925 (2), e
l, depois da confir-
stase da crosta ter-
Hecker (68, 69 e
baseado nos resul-

tos de sua última expedição à Groenlândia (11 e 111) — ex-
plicar o afundamento de pontes continentais com a extensão de
alguns milhares de quilômetros, constituídas de pedaços de cro-
sta sílica, especificamente mais leve, para dentro da camada de
Sima, especificamente mais pesada, até a profundidade abissal do
oceano.

A separação natural da matéria, conforme a densidade, em
um campo forte de gravitação de um corpo em rotação, não pode
permitir, normalmente, na fragmentação da crosta terrestre por
ondas de tração ou falhas, a submersão de partes, especificamen-
te mais leves, da crosta nas massas, especificamente mais pesa-
das, particularmente nas dimensões dos blocos em questão; aliás
este afundamento só é possibilitado sob condições especiais, cau-
sadas por pesos excessivos ou esforços de pressão tangenciais em
direções contrárias. Em vez de facilitar uma submersão, o cam-
po de gravitação da Terra, pela separação natural da matéria,
faz com que as massas de menor densidade se movam para a pe-
riferia. De maneira muito clara isto é demonstrado, não só pela
distribuição geral da matéria do globo terrestre, mas particular-
mente pelos sais de rocha, especificamente leves, os quais atra-
versam camadas de revestimento, especificamente mais densas,
para cima, mesmo apesar da maior resistência de atrito (57, pág.
10). Entretanto, conforme as explanações de E. Koken (fig.
38) e Ch. Schuchert (fig. 39) é pressuposta a submersão
de antigas ligações terrestres entre a América Meridional e a
África e entre a África e a Austrália, até uma profundidade de
500 a 6000 ms. para dentro do Sima, especificamente mais pesado,
em causas reconhecíveis e explicáveis. Estes continentes submer-
são, não obstante a tendência natural para a periferia da matéria
mais leve, deveriam ter, há tempos, emergido novamente durante o
decorrer dos longos períodos geológicos, ajeitando-se no nível mé-
dio da crosta de Sial.

As dificuldades geofísicas da submersão permanente de pon-
tes continentais junta-se o fato de que as figurações cartográfi-
cas de E. Koken e Ch. Schuchert — em face da distri-
buição verificada das zonas de glaciação paleozóicas — pressu-
põem uma glaciação que teria abrangido a Terra inteira, cria-
ndo assim uma situação paradoxal com a distribuição das ja-
lhas de carvão de pedra produtivas da mesma idade geológica no

hemisfério norte. De modo excelente, porém, são elucidadas as antigas ligações das regiões de glaciação da Terra Gonduana, hoje muito afastadas entre si, mediante um esboço que é adicionado por Viktor Leinz a seu trabalho, extraído de uma explanação de W. Salomon-Calvi (95, folha 4). Visto que o trabalho de Salomon-Calvi (163), em consequência dos acontecimentos atuais, não pode ser obtido em Curitiba, imprimimos o pequeno esboço conforme a reprodução de Viktor Leinz para o confronto com outras figurações cartográficas (vide esboço n.º 8, fig. 40). Salomon-Calvi agrupa as diversas partes da antiga Terra Gonduana ao redor do pólo sul, explicando assim logicamente a analogia e a correspondência dos sedimentos gonduânicos, que estão de acôrdo com a forma de sedimentação e o seu conteúdo em fósseis. Por estas considerações fica demonstrado que as regiões de glaciação paleozóica do hemisfério sul coincidem inteiramente com a zona polar, e que a glaciação tinha coberto maiores áreas do que talvez hoje o inland ice e o gelo marítimo da Antártica. Com isto, também as regiões carboníferas produtivas do hemisfério norte são colocadas em latitudes necessariamente mais baixas e em zonas climáticas mais temperadas ou quentes. Assim desaparece a contradição existente nas figurações cartográficas das antigas pontes continentais relativamente às condições geológicas dos hemisférios sul e norte para o período carbonífero. A concepção expressa pelo esboço pressupõe deslocamentos da crosta terrestre e a admissão de afastamento das massas do pólo de um corpo em rotação. De modo, por migração do pólo e diminuição de rotação causada pelo atrito das marés, a crosta terrestre pode ser tirada de sua posição de equilíbrio. Mediante tal concepção de Salomon-Calvi são abordadas, sob forma um tanto modificada, idéias propostas por Alfred Wegener em sua teoria do deslize dos continentes (198).

O pequeno esboço de Salomon-Calvi não leva em consideração as regiões de glaciação que foram constatadas em África e na região do Congo, e que deveriam estar situadas, conforme a figura, em ambos os lados de 30º de latitude sul. Estes vestígios de glaciação, que se acham também indicados nos mapas de Koken e Ch. Schuchert e igualmente nos esboços de Alfred Wegener (vide estampas XLVII a L, figs 20 a 24).

Fig. 40 — Distribuição das glaciações periglaciações quanto a vestígios de massas de gelo

ESBOÇO N.º 8

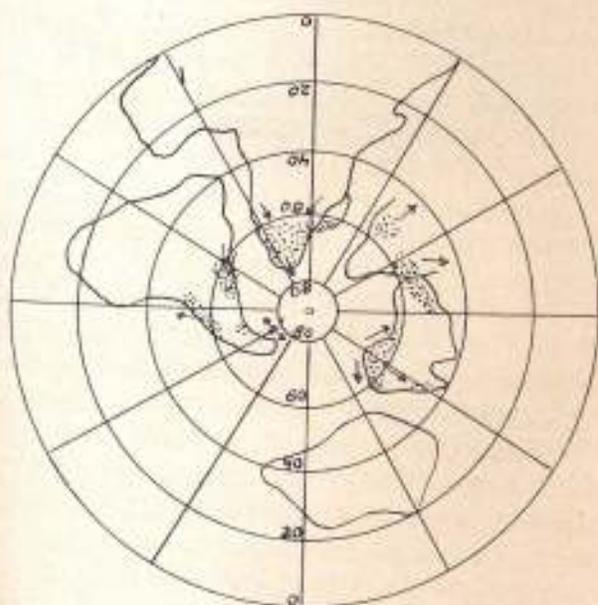


Fig. 40 — Distribuição dos continentes em torno do pólo sul, durante as glaciações permio-carboníferas, segundo Salomon-Calvi, com ligeiras modificações quanto à direção do gelo no Brasil. A parte pontilhada representa vestígios de glaciação. As flechas indicam a direção do movimento das massas de gelo. — Extraído da obra de Viktor Leinz "Estudos sobre a glaciação Permocarbonífera do sul do Brasil".

a, são elucidadas as
erra Gonduana, hoje
ço que é adicionado
do de uma explana-
(4). Visto que o tra-
sequência dos acon-
Curitiba, imprimimos
e Viktor Leinz
ográficas (vide esbô-
apa as diversas par-
pólo sul, explicando
dência dos sedimen-
forma de sedimenta-
considerações fica de-
lica do hemisfério sul
que a glaciação não
hoje o inlandis e o
abém as regiões car-
o colocadas em lati-
zonas climáticas mais
a contradição resul-
s pontes continentais,
hemisférios sul e nor-
expressa pelo esboço
e a admissão de um
po em rotação. Dêste
e rotação causada pelo
er tirada de sua posi-
de Salomon-Cal-
ificada, idéias expres-
cia do deslize dos con-

lvi não leva em con-
constatadas em Togo
r situadas, conforme a
de sul. Estes vestígios
dos nos mapas de E.
mente nos esboços de
VII a L, figs. 38 a 41).

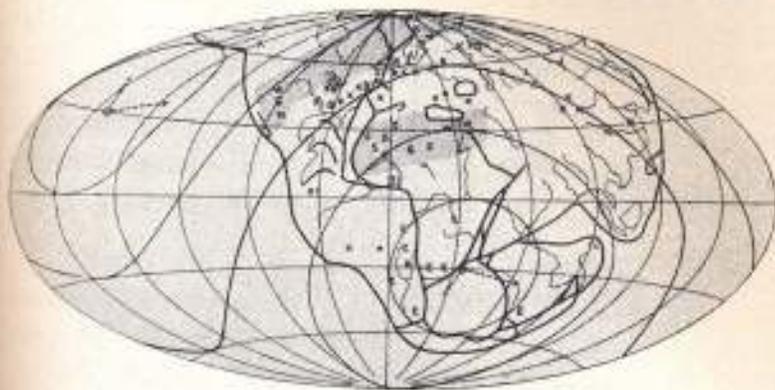


Fig. 41 — A disposição dos continentes como massa uniforme no paleozóico (período carbonífero), da qual se separou a América durante a era mesozóica (segundo A. Wegener)

- E = vestígios de glaciação,
 - G = gesso,
 - K = carvão de pedra.
 - S = sal de rocha,
 - W = arenito de deserto.
- As partes pontuadas = regiões áridas.



Fig. 42 — O deslize dos continentes e a sua distribuição no período terciário (segundo A. Wegener). Extraído da obra de Koeppen-Wegener "Die Klimate der geologischen Vorzeit".

apresentam especial importância para o inlandsis brasileiro, quando juntamos a América do Sul e África, mediante um giro de 50° , de acôrdo com Alfred Wegener, prolongando para trás as direções verificadas do movimento do gelo. As reconstruções de Alfred Wegener explicam de maneira bem clara a correspondência das regiões de glaciação gonduânica e as causas da glaciação (vide figs. 41 e 42, estampa L). Supõe Alfred Wegener que o pólo sul se movia entre o devoniano e o carbonífero superior em uma linha entre a atual Colônia do Cabo e Angola, cujo percurso se acha indicado no esbôço n.º 7. Mediante uma reconstrução da Terra Gonduana, conforme as exposições de A. Wegener, as regiões de glaciação do Brasil Meridional, de Togo e da bacia do Congo entram em relação genética de um centro de glaciação mais antigo do carbonífero (vide esbôço n.º 7). Também fica elucidada de maneira especial, pela reconstrução e explanação da migração do pólo por Wegener, a existência dos restos de camadas com aspecto glacial (tilto e estratos flúvio-glaciais) na base do arenito das Furnas.

Examinando os dados de observação no Brasil, a par das condições geológicas africanas até agora conhecidas, i. é, se estas estão concordes ou não com as explanações de Alfred Wegener, podemos fazer as seguintes verificações:

- a) As pesquisas efetuadas até hoje na África do Sul revelaram ser o gelo de Nama na África Sul-Oeste mais antigo do que o gelo de Griqua — Transvaal e Natal. O gelo de Nama mais antigo veio do norte e noroeste respectivamente, cuja região de origem é procurada por A. L. du Toit e P. Range (152, pág. 114) nas montanhas de Windhuk, por E. Krenkel, porém, em regiões setentrionais da África Sul-Oeste, as quais devem ter submergido para baixo do oceano Atlântico (91, págs. 562 e 815).
- b) Colocando a América do Sul com um giro de 50° para junto da África Ocidental, prolongando para trás as direções de movimento do inlandsis observadas no Brasil e na África Sul-Oeste, então o gelo do Brasil e o de Nama indicam um centro comum de

glaciação desde o centro até o norte da Angola (vide esboço n.º 7).

- c) Outrossim, pelas observações feitas até agora na África do Sul, foi verificado que os gêlos de Nama, de Transvaal, de Griqua e Natal não se formaram simultaneamente, nem atingiram conjuntamente sua extensão máxima, e, portanto, ainda mutuamente dificultavam suas direções de escoamento. Daí resulta um deslocamento paulatino dos centros de glaciação desde o noroeste para sueste. Enquanto o gêlo do Brasil e de Nama ainda se achava em regiões sobre o atual oceano Atlântico ou na Angola setentrional, o centro do gêlo de Natal já deve ser procurado para além da costa leste da África, portanto na região do oceano Índico (91, págs. 562 e 815; vide esboço n.º 7).
- d) O centro do inlandsis do Transvaal estava situado entre o norte do Transvaal e o sul da Rhodésia. Este gêlo deslocava principalmente e diretamente para oeste e sueste e, parcialmente, para o sul (vide esboço n.º 7; — pág. 562).
- e) A direção mais recente de movimento leste-oeste das estrias de estrias do gêlo no Uruguai cruza, segundo a construção, o gêlo mais antigo de Nama, indicando uma direção nordeste—sudoeste. O cruzamento do gêlo de Nama pelo gêlo mais recente do Transvaal já foi verificado por observações na Namalândia (91, pág. 562). O inlandsis do Uruguai revela, como já foi mencionado, um outro centro de glaciação mais recente do que o gêlo do Brasil e de Nama, coincidindo com a direção de movimento do gêlo de Transvaal (vide esboço n.º 7).
- f) Todas as observações revelam que o material africano das morenas da época glacial gonduânica foi impellido muito longe. Dos pontos de origem até agora conhecidos de rochas características resulta que, por exemplo, o inlandsis do Transvaal transportou material à uma distância de 1300 a 1600 kms. Este material foi

pelido
tos do
ções de
de Nam
A.
dos tilitos
originário
mann e
zitos co
pe com
sappeds na
g) No materia
mam especi
tos quar
violáceo
de coloração
complexo cr
sado. Aquí
tos até amar
Entretant
se especialme
o eo-algonqui
Bastard-Khor
Matsapbeds da
pondem em A
cristalino dos
croclínio-biotita
que se interpõe
púreos, incluindo
crofoto 59), ass
nitos neo-algon
as inclusões de
to bem ser origi
também se acha
tita-granitos neo
Pico do Marum
base destes fatos
gundo a idéia de
A. L. du Toit

pelido na Namalândia sôbre os depósitos do gêlo de Nama, cruzando as direções das estrias e do movimento do gêlo de Nama.

A. L. du Toit já opina que o material impellido dos tilitos sul-americanos, mormente dos sul-brasileiros, é originário provavelmente da África. Refere-se à Colemann e Woodworth e menciona certos quartzitos coloridos e seixos rolados de jaspe com faixas, correspondendo à rochas de Matsapbeds na Griqualândia ocidental (177, págs. 188 — 227).

g) No material impellido dos tilitos do Brasil Meridional chamam especialmente a atenção como exóticos os muitos quartzitos purpúreos, avermelhados, violáceos e azul-cinzentos. Estes quartzitos, de coloração viva, faltam nas formações brasileiras do complexo cristalino, sôbre as quais o gêlo pode ter passado. Aquí predominam quartzitos claros, branco-cinzentos até amarelo-cinzentos.

Entretanto, tais quartzitos de coloração notável acham-se especialmente em algumas formações africanas desde o eo-algonquiano até ao copaleozóico, assim no sistema Bastard-Khomas, na formação Nama-Transvaal e nos Matsapbeds da África do Sul, formações às quais correspondem em Angola os quartzitos coloridos do complexo cristalino dos sistemas Lomagundi e Kundelungu. O microclínio-biotita-granito vermelho, de granulação grossa, que se interpôs num destes horizontes de quartzitos purpúreos, incluindo fragmentos destes quartzitos (vide microfot. 59), assemelha-se à uma série de microclínio-granitos neo-algonquianos e tipicamente africanos. Mas sem as inclusões de quartzito purpúreo, o granito poderia muito bem ser originário da serra do Mar do Brasil, na qual também se acham bastante espalhados os microclínio-biotita-granitos neo- até postalgonquianos (por exemplo no Pico do Marumbí e Pico do Paraná). Admitindo como base destes fatos a reconstrução da Terra Gondwana segundo a idéia de A. Wegener, então a opinião de A. L. du Toit ganha muita probabilidade a seu favor.

Portanto, as pesquisas comparativas nas camadas da glaciação gonduânica, em sua configuração especial, em caso nenhum depõem contra a teoria de Alfred Wegener. Pelo contrário, as ligações da glaciação gonduânica do carbonífero superior são assim se tornam bem compreensíveis. Isto está em pleno acôrdo com o fato de que as camadas gonduânicas que se encontram na plataforma continental entre Laguna e Torres adaptam exatamente aos mesmos horizontes da formação Kaoko em ambos os lados de Uniab-Mund, numa reconstrução das massas continentais na concepção de Alfred Wegener. A formação das camadas Kaoko desta zona do sistema Karru, com seus horizontes de carvão de pedra abaixo de camadas com *Mesosaurus*, as quais aparecem completamente isoladas da restante região de distribuição das camadas de Karru da África do Sul, corresponde então à uma fácies marginal em forma de zona para o interior da África, do sistema de Santa Catarina. Já mencionamos isto, há tempos, em algumas comunicações preliminares (102, pág. 210; 105, pág. 76). Tratando-se neste caso especial de camadas dispostas em sentido horizontal ou pouco inclinadas em ambos os lados do oceano, as quais em uma reconstrução de acôrdo com a teoria do deslize dos continentes de Alfred Wegener chegam a uma justaposição exata, estes fatos estão de modo muito mais expressivo em favor da concepção de Alfred Wegener do que os argumentos apresentados por Walter Schiller (165, págs. 247-252) contra esta teoria, baseando-se em observações feitas nas antigas dobras da Serra de la Ventana, na província meridional de Buenos Aires. Também as observações de W. Schiller permitem interpretar que de forma nenhuma devem ser consideradas contrárias à reconstrução de A. Wegener. Em todo o caso, a significação atribuída por J. Keidel à descoberta destas séries de camadas antigas, em vista de sua semelhança com a construção das camadas de dobras do Cabo (80), e seu valor como testemunhos em favor das antigas ligações geológicas da Terra Gonduana, permanecem.

Também a união dos horizontes de transgressão da glacial-marinho do Brasil Meridional, do último terço da glaciação gonduânica, se acha em excelente concordância com as camadas de transgressão abaixo dos horizontes com *Mesosaurus* com carvão de pedra da série de Ecça no Kaoko-Veldt e da

marinha da Namalândia de drift. E' ainda a ser considerado uma ligação entre a Namalândia e a Namalândia, supõe Paul

Verificados, a Namalândia, primeira, disto a sedimentação, avanço do inlan, camadas flúvio-glacial, mar carbonífero, drift (154, pág. 112), além a história da Terra Gonduana.

Ainda temo, marinhos até a, de transgressão,

da Namalândia

(154, pág. 112; págs. 10-14)

Tisooa siphonalis
Eurydesma
cf. *globosum*
Myalina
Conularia sp.
Archaeocidaris
Orthoceras sp.?
Gastropoda
Crustacea

Peixes ganoides,
Palaeoniscid

Elonichthys
Acrolepis Lotzi
Radnichthys
Nannichthys
Schroederi

marinha da Namalândia com seus sedimentos glacial-marinhos de drift. É ainda incerto, porém bem possível, que tenha existido uma ligação da frente de transgressão entre o Kaoko-Veldt e a Namalândia, em uma extensão de costa de 800 kms., como apanço Paul Range (154, vide esboço n.º 7).

Verificados, pelas camadas glaciais da série Dwyka da Namalândia, primeiramente o avanço de um inlandsis do norte, além do qual a sedimentação de formações flúvio-glaciais, depois um avanço do inlandsis do leste e novamente a sedimentação de camadas flúvio-glaciais, bem como finalmente a transgressão do mar carbonífero e a formação de horizontes glacial-marinhos de drift (154, pág. 114; 155, pág. 6), então deciframos com isto também a história geológica da parte correspondente sul-americana da Terra Gondwana.

Ainda temos que mencionar especialmente, entre os fósseis conhecidos até agora colhidos das camadas azul-cinzentas-escuras da transgressão, por cima dos conglomerados de drift:

da Namalândia	da Argentina	do Brasil Meridional
154, pág. 112; 155, pág. 10-14)	(44, págs. 154-163)	Vide tabela n.º 12 entre as páginas 172 e 173
<i>Siphonalia</i>	<i>Eurydesma</i>	
<i>Eurydesma</i>	<i>Chonetes</i>	
<i>globosum</i>	<i>Orthoceras</i>	
<i>globosum</i>	<i>Productus (cora e lineatus?)</i>	
<i>Amularia</i> sp.	<i>Spirifer</i>	
<i>Archaeocidaris</i>	<i>supramosquensis</i>	
<i>Orthoceras</i> sp.?	<i>Spirifer aff. rajah</i>	
Artropoda	<i>Spiriferina cristata</i>	
Crustaceos	<i>Spiriferina zwoanensis</i>	
Crustaceos ganoides,	<i>Spiriferina octoplicata</i>	
<i>Palaeoniscidae</i> :	<i>Dielasma itaitubense</i>	
	<i>Baecheria sublaevis</i>	
<i>Strophomena</i>	<i>Athyris</i> sp.	
<i>Strophomena</i>	<i>Ambocoelia</i>	
<i>Strophomena</i>	<i>planoconvexa</i>	
<i>Strophomena</i>	<i>Pleurotomaria</i>	
<i>Strophomena</i>	<i>Euomphalus</i>	

Resumindo tôdas as observações, podemos verificar uma transgressão simultânea do mar no carbonífero superior por cima das partes correspondentes da antiga Terra Gonduana, transgressão esta que acompanhava, vindo de noroeste e oeste, uma migração do pólo em direção sueste. As diversas enseadas marginaes da Terra Gonduana, da parte sul-americana, se adaptam perfeitamente às regiões africanas de transgressão do carbonífero superior. Assim a região de transgressão do Paraná Meridional — Santa Catarina corresponde com o Kaoko-Veldt, e a zona argentina indica uma conexão com as regiões inundadas da Namalândia. Justamente o fácies marginal glacial-marinho da Namalândia, o qual representa um fenômeno isolado tão peculiar em contraste com as camadas gonduânicas continental-glaciaes adjacentes do resto da África do Sul, acha, mediante a reconstrução de A. Wegener, uma explicação mais compreensível (vide esbôço n.º 7 e fig. 41, estampa L).

Na objeção feita por A. B. Paes Leme relativamente à estratificação e diferente desenvolvimento das espessuras das camadas gonduânicas no Brasil e na África do Sul (140, pag. 46-48) apenas foi considerada a grande bacia de Karru, escapando a atenção a circunstância de que a diferença no desenvolvimento dos sedimentos gonduânicos principia não só na América do Sul, mas sim já na própria África. As camadas do sistema de Karru da Namalândia também só têm uma espessura de 300 a 900 m e as do Kaoko-Veldt ainda menos. Tôda a formação do sistema de Karru da África Sul-Oeste, com camadas de menores espessuras e hiatos existentes, como, por exemplo, a ausência da série de Beaufort, corresponde antes ao desenvolvimento do sistema de Santa Catarina, de que ao da grande bacia de Karru. Logo a objeção relativa ao desenvolvimento do devoniano no Brasil Meridional, em confronto com o do sistema do Cabo da África do Sul, deve ser sujeita hoje à uma revisão. Também no Brasil do Paraná desenvolvem-se na capa da série Tibagi do devoniano inferior, por cima do arenito das Furnas, dos folhelhos de Ponta Grossa e do arenito de Tibagi, outras camadas de folhelhos argilosos e arenitos em lâminas, terminando superiormente em um grosso banco de arenito, o qual também contém lagos com seixos rolados de quartzo e que denominamos "arenito de Barra" (vide perfil n.º 3 no anexo I e pág. 51, bem como 102, pag. 102 e 203).

No arenito de Barra encontram-se restos de troncos de impressões, bem como o ostraco *Hastimima* que começam no siluriano superior. *Hastimima* foi encontrada no Brasil Meridional e no Brasil Superior. *Hastimima* e *Eurypteris* nas camadas devonianas. J. C. W. de si nos fragmentos de troncos, restos de plantas e outros. Por J. M. Clark, vista de novos achados perto de Teixeira Soares, *Eurypteridae*. O arenito de Barra é paleontologicamente e o mesmo acima do arenito de Tibagi até hoje é absolutamente idêntico ao arenito de Barra e igualmente nas camadas devonianas do Brasil Meridional não pode haver diferença de detalhe dos continentes.

Resumindo os fenômenos gonduânicos e comparando as condições geográficas de E. Kock, uma explicação dos fenômenos entre a glaciação do hemisfério setentrional, no hemisfério setentrional, em Spitzberg, Groenlândia, e na Ásia. As figuras de Salter e de Peabody trazem uma explicação geológica, sendo eliminada a hipótese de uma transgressão do carbonífero entre os hemisférios. A conclusão que sem migração de massas há explicação para os fenômenos tangenciais. As causas da glaciação devoniana, portanto, ser provavelmente devido à posição do pólo.

+ 203). No arenito da capa do sistema do Cabo foram encontrados restos de troncos de árvores e folhas como moldes internos de impressões, bem como o giganteostraco *Hastimima*. O giganteostraco *Hastimima* pertence aos grandes *Eurypteridae*, os quais ameaçam no siluriano superior, subindo até ao carbonífero superior. *Hastimima* foi encontrado até agora no carbonífero superior do Brasil Meridional somente junto com a flora de *Glossepteris* nas camadas da série Tubarão, mas não nos sedimentos devonianos. J. C. White ainda estava incerto, se tinha diante de si nos fragmentos de fósseis de Santa Catarina, por ele descritos, restos de plantas ou de animais (201, pág. 590; 131, pág. 73). Por J. M. Clarke foi determinado *Hastimima Whitei*, em vista de novos achados nas camadas lacustres cinzento-escuras perto de Teixeira Soares, como crustáceo pertencente à família *Eurypteridae*. O arenito de Barreiro ainda não foi examinado paleontologicamente e o conteúdo eventual em fósseis das camadas do arenito de Tibagi, com uma espessura total de 290 ms., hoje é absolutamente desconhecido. Portanto, a existência de *Hastimima* no arenito devoniano de Witteberg da África do Sul igualmente nas camadas carboníferas da série Tubarão do Brasil Meridional não pode valer como argumento contra a teoria do movimento dos continentes de Alfred Wegener.

Resumindo os fenômenos geológicos totais da glaciação gonduânica e comparando suas antigas ligações, as construções cartográficas de E. Koken e Ch. Schuchert não trazem uma explicação dos fenômenos, levando mesmo à contradição entre a glaciação do hemisfério sul e a ocorrência simultânea de geleiras, no hemisfério setentrional, resultante de um clima quente em Spitzberg, Groenlândia, América do Norte, Europa e Sibéria. As figuras de Salomon-Calvi e Alfred Wegener trazem uma explicação mais natural das antigas ligações geológicas, sendo eliminadas as contradições para o período carbonífero entre os hemisférios norte e sul. Mas disto resulta que sem migrações do pólo e deslocamentos tangenciais da crosta terrestre não se dá uma explicação para a glaciação gonduânica. Portanto, as causas da glaciação gonduânica devem, neste caso, ser procuradas em uma correspondência entre a posição do pólo e em uma disposição

circumpolar da Terra Gondwana durante o período carbonífero.

Os resultados das pesquisas testemunham uma ligação imediata entre a América do Sul e a África durante a glaciação carbonífera superior, correspondendo, por conseguinte, à teoria do deslize dos continentes de Alfred Wegener. Somente por esta teoria, o conjunto dos fenômenos da glaciação gondânica em relação às antigas conexões geológicas se torna compreensível. Até que ponto a primeira explanação de uma tal idéia — como A. Wegener creou com sua teoria do deslize dos continentes — ainda necessita correções, alterações e complementos, isto constitui tarefa para pesquisas futuras, às quais assim, ficam indicados novos rumos.

V — As formas da paisagem do Estado

A) — GERAL

O segundo e primeiro planalto da fronteira do Estado, marcante, que se estende de Paulo à dentro. Este planalto (de uma plataforma) é caracterizada do arenoso escarpa por cima dos granitos intrusivos granitos caledonianos. Nos mapas a escarpa recebe nomes locais como São João, serras etc. logicamente, é inconfundível. Ao sul do vale do carbonífero superior, encontra-se o tronco cristalinista típicas com capadas do Monge, perto do qual isto tivesse levado a na. Esta marcante

— As formas de superfície da região de Vila Velha e da parte do extremo leste do segundo planalto do Estado do Paraná.

— GENERALIDADES.

O segundo planalto do Estado do Paraná é limitado contra o primeiro planalto de Curitiba, desde o vale do rio Iguaçu até a fronteira do Estado de São Paulo, por uma escarpa ou cuesta marcante, que se prolonga até além do rio Itararé, Estado de São Paulo à dentro. A formação desta escarpa como borda de erosão de uma plataforma estrutural em forma de meseta (Schicht-Tafelplatte) é causada pela posição horizontal ou suavemente inclinada do arenito das Furnas eodevoniano, como modelador de uma escarpa por cima de camadas dobradas da série Açunguí, com intrusivos neo-algonquianos (huronianos), em parte com intrusivos caledonianos, granito-pórfiros e quartzo-pórfiros. Nos locais a escarpa ainda é designada como linha de serra, com diferentes nomes locais, como sejam: Serrinha, serra das Almas, serra do João, serra das Furnas, etc., o que, no entanto, geomorfologicamente, é incorreto e enganador.

Do sul do vale do rio Iguaçu, chapas das camadas glaciais carbonífero superior da série Itararé formam o limite contra o tronco cristalino, das quais foram cortadas diversas mesetas com capas de arenito horizontal mais resistente — Morro do Monge, perto da cidade de Lapa, como exemplo —, sem que tivesse levado à formação de uma cuesta continua nesta zona. Esta marcante escarpa ao norte do vale do rio Iguaçu, que é

o limite do segundo planalto, coincide inteiramente com a linha extrema leste do devoniano, razão pela qual é chamada também "Escarpa ou Cuesta Devoniana" (76, 100, 104 e 129).

O primeiro planalto, que se estende diante da escarpa em direção leste até a serra do Mar — o planalto de Curitiba — é caracterizado como zona de ausraum (Ausraumgebiet) (*) e complexo cristalino, mediante denudação e erosão dos rios e planos laterais. Por êste motivo formou-se uma peneplanície recente, suavemente ondulada, pelo "ausraum" sobre um antigo tronco de dobras que foi rebaixado por denudação e erosão. O primeiro planalto hoje é retalhado na borda, desde o norte, pelas nascentes e afluentes do rio Ribeira do Iguape, sendo trabalhado em direção do vale do rio Ribeira em uma região montanhosa recente (vide esbôço n.º 12). A superfície do antigo tronco de dobras (Faltenrumpf) ainda se acha conservada por algumas camadas eodevonianas como sua superfície subjacente à sedimentação (Auflagerungsflaeche). Ao tratarmos da direção do movimento do inlandsis gonduânico, foi demonstrado que o prolongamento desta planície predevoniana ou desta superfície subjacente à sedimentação respectivamente, emergindo na altitude de 1137 ms. na Serrinha por baixo do arenito das Fm. encontra em direção leste antigos restos de peneplanície a serra do Mar, entre as altitudes de 1450 e 1550 ms. sobre o nível do mar. Na região da dobrada série Açungui ainda se encontram apenas cabeços de estratos (hogbacks ou "Schichtkopf-Relief") de quartzitos duros, mais resistentes, com suas elevações máximas entre 1100 e 1150 ms., no nível desta antiga superfície predevoniana subjacente à sedimentação. Para leste aumentam as elevações da linha superior de denudação, alcançando na serra Bocaina 1250 a 1300 ms., de maneira que também na linha de crista (Kammlinie) bem pronunciada das zonas mais resistentes

(*) O termo "ausraum" designa, geomorfologicamente, uma região que pela denudação em planos laterais e pela erosão linear é baixada entre zonas altas que se conservaram.

Durante a impressão deste trabalho tivemos o ensejo de conversar com o Prof. Dr. Hilgard O'Reilly Sternberg, catedrático de Geologia na Faculdade Nacional de Filosofia, Ciências e Letras, sobre o termo "ausraum" ou "Ausraumgebiet". Numa carta posterior à sua visita a Curitiba, O. Sternberg propõe para êstes termos, após ter consultado o Prof. Dr. Ernesto Faria, catedrático de Língua e Literatura Latina da mesma Universidade, a palavra "Eversão" ou "Zona de eversão", respectivamente.

da série antigo-lentes e quartzitos, a denominação dos os e hogbacks) e Em ao arenito senta-se qual corta da série A ros (Vide rando as tros ou qu ondulação ção cartogr ainda apare de perfis n nação médi mentação, c 0º 30' SW e ser observad ção do carbo gonduânicas (51, págs. 311 págs. 195-198 são devoniana no dobrado e Também extensão não traços de retall gilas glaciais e dância por cim pedestal da Vila para o sul, além lhos de Ponta C idade de Tibagi arenito do Barro

ente com a linha
chamada também
e 129).

e da escarpa, em
o de Curitiba —
umgebiet) (*) do
osão dos rios em
uma peneplanície
sôbre um antigo
lação e erosão. O
esde o norte, pelas
e, sendo transforma-
uma região monta-
de do antigo tron-
servada por baixo
e subjacente à se-
mos da direção de
onstrado que um
ou desta superfície
emergindo na alti-
arenito das Furnas,
peneplanície na ser-
0 ms. sôbre o nível
uí ainda se acham
ichtkopf-Relief") de
elevações mais altas
superfície predevo-
aumentam as ele-
nçando na serra da
também na linha de
onas mais resistentes

icamente, uma vasta re-
a erosão linear foi re-
o ensejo de conversar
drático de Geografia na
s, sôbre o termo "Aus-
à sua visita, o Prof. H.
onsultado o Prof. Dr. E.
tina da mesma Família
respectivamente.

da série Açunguí ainda se manifesta claramente a inclinação do antigo plano de declive. Os filitos menos resistentes com suas lentes de calcáreos eram desgastados, de ambos os lados dos quartzitos duros em posição íngreme, resultando assim uma paisagem de montanhas e de outeiros arredondados, sendo destacadas os cabeços de estratos dos quartzitos mais resistentes (hogbacks) em extensas linhas de serras.

Em tôda a extensão em que a antiga superfície subjacente ao arenito das Furnas pode ser visivelmente acompanhada, apresenta-se uma peneplanície levemente inclinada para sudoeste, a qual corta em forma regular as dobras huronianas e caledonianas da série Açunguí e também os granitos intrusivos e granito-pórfiros (Vide fotos 70 e 73 e bloco-diagrama, esbôço n.º 12). Comparando as altitudes dos afloramentos de muitas centenas de metros ou quilômetros de extensão, resulta uma planície de leve ondulação com tão diminuto relêvo que, mesmo numa construção cartográfica com aumento quántuplo da escala longitudinal, ainda aparece no perfil como plano uniformemente inclinado (vide perfis n.ºs. 1 e 1-a e bloco-diagrama, esbôço n.º 12). A inclinação média desta superfície predevoniana subjacente à sedimentação, como peneplanície perfeitamente formada, importa em N 30° W SW e W. E' a mesma peneplanície bem formada que pode ser observada como superfície imediata subjacente à sedimentação do carbonífero superior em Santa Catarina e das camadas gonduânicas mais recentes no oeste do Estado de Minas Gerais (M., págs. 313 e segs.; 76, págs. 165-193; 105, págs. 14 e 55; 109, págs. 195-198 e 318-322). No Paraná, os sedimentos da transgressão devoniana inferior estão intercalados entre o tronco cristalinizado dobrado e as camadas gonduânicas.

Também o relêvo da antiga superfície devoniana em vasta extensão não apresenta diferenças consideráveis de altitudes ou traços de retalhamento intensivo. Em muitos pontos acham-se areias glaciais e os arenitos flúvio-glaciais em aparente concordância por cima do arenito das Furnas como, por exemplo, no sítio da Vila Velha (vide esbôços n.ºs. 3 e 12). Sômente mais para o sul, além do vale do rio Iguaçu, onde aparecem os folhelhos de Ponta Grossa, e mais para oeste e noroeste, perto da cidade de Tibagi, onde afloram os folhelhos de Ponta Grossa e o arenito do Barreiro, a base das camadas gonduânicas apresenta

um movimento de relêvo mais notável mediante bacias rasas muito extensas no devoniano, de maneira que ali se vê nitidamente expressa a discordância angular ao lado de discordância de transgressão.

Os fatores climáticos que, como energias eficientes, causaram a decomposição, ou meteorização respectivamente, das rochas e a atual modificação da superfície da região, foram indicados na primeira parte d'êste trabalho. Dos dados ali deduzidos pode-se reconhecer a umidade e o calor como os fatores mais importantes para a decomposição química e desagregação das rochas. Para o transporte das massas e para mudanças sucessivas de posição dos produtos da decomposição, deve ser mencionado em primeiro lugar a água corrente. O efeito das chuvas frequentes nesta zona, mormente das chuvas fortes de trovoadas, mediante a lavagem das superfícies e vertentes, bem como o rápido avanço do entalhamento linear, efetuam um transporte em grande escala dos produtos de decomposição. Comparado com a energia do trabalho da água, o efeito das forças do vento que não tem importância, ainda que êsse efeito não deva ser desprezado na vasta e desprotegida savana de gramíneas. Mormente os ventos do sul e sueste causam nos meses secos de inverno um transporte considerável de poeira, não sendo raras as nuvens carregadas de poeira que, aliás, formam um fenômeno bastante comum. Devido à subtileza das partículas e ao revestimento de gramíneas nunca se dá um desgaste da superfície da rocha ou da rocha mediante corrosão eólica. Somente por um rápido desempoeiramento da região atua a deflação como fator secundário. Igualmente tão insignificante como a corrosão eólica é o fendilhamento das rochas pelos contrastes de temperatura causados por insolação.

Mais importante e mais notável do que a ação do vento é o afogamento e a perfuração do solo por organismos, por exemplo coleópteros, formigas e animais maiores, etc. Particularmente o trabalho das térmitas se manifesta como modelador da superfície nesta paisagem, pela enorme quantidade de montículos que se formam tal forma que para grandes áreas dos Campos Gerais pode-se falar de uma savana de térmitas.

Especial lugar ocupam as energias tectônicas, as quais se manifestam em processos de levantamentos epirogênicos, ainda

do desde o quarto período glacial (200-240 ms. Niv. atual). Não demos realizar na região da Mata e o litoral de abrasão ou alívio, revelaram o seguimento antigo:

marcas de maré contínua acima do nível atual, as quais hoje são atingidas pelas preamares; falezas (cliffs) e montanhas acima do atual nível da praia; terraços marinhos; terraços marinhos; falezas (cliffs), marés e superfícies alisadas; planícies pronunciadas e marcas de ressaca; terraços, planícies e ressaca; terraços e superfícies alisadas; mento ainda recente.

Mais pormenoremos em uma monografia sobre o Estado do Paraná (*). Os levantamentos epirogênicos e o recente entalhamento dos rios e muitos rios nota-se um

(*) Durante a impressão deste trabalho foi publicado o valioso estudo do Prof. Dr. F. de Geografia, ano VI, n.º 1, sobre as bacias de Guanabara e da Baía de Guanabara. Este trabalho corresponde perfeitamente com os dados aqui apresentados e correspondem perfeitamente com os dados aqui apresentados de Mangaritiba e a foz do

do desde o quaternário antigo 100 ms. e, provavelmente, mesmo 200-240 ms. Nivelamentos e medições trigonométricas que pudemos realizar no litoral do Brasil entre a enseada de Mangaratiba e o litoral paranaense, em níveis de erosão, em superfícies de abrasão ou alisadas, terraços, marcos de ressacas e de marés, revelaram o seguinte ritmo de levantamentos desde o quaternário antigo:

	Altitude sobre o nível do mar:
marcas de maré mais recentes, em linha contínua acima da altura da maré mais alta, as quais hoje não são mais alcançadas pelas preamares	1,30 ms.
falésias (cliffs) e marcas de maré acima do atual nível da preamar	3,50 "
terraços marinhos e cliffs entre	7,50 e 10,00 "
terraços marinhos	19,00 até 21,00 "
falésias (cliffs), marcas de ressaca e superfícies alisadas	27,00 até 35,00 "
planícies pronunciadas de abrasão, terraços e marcas de ressaca	50,00 até 65,00 "
terraços, planícies alisadas e grutas de ressaca	92,00 até 100,00 "
terraços e superfícies de erosão ou alisamento ainda incerto	200,00 até 240,00 "

Mais pormenores a respeito destas pesquisas serão divulgados em uma monografia sobre a zona litorânea e a serra do Mar do Estado do Paraná (*). Aqui basta indicar que os contínuos levantamentos epigênicos, no interior do Estado, se expressam em um constante entalhamento de todos os rios, e mormente em cursos de rios nota-se um rejuvenescimento, o que revela um abaula-

(*) Durante a impressão do presente trabalho chegou às nossas mãos o estudo do Prof. Francis Ruelan na Revista Brasileira de Geografia, ano VI, n.º 4, 1944, intitulado "A evolução geomorfológica da região de Guanabara e das regiões vizinhas". Este trabalho contém indicações de diversos níveis de erosão que compreendem perfeitamente às pesquisas por nós efetuadas entre a enseada de Mangaratiba e a foz do rio Araranguá, em Santa Catarina.

mento da chapa continental oriental. Achamos um ritmo mais rápido de levantamento no leste e retardamento no eixo do geossinclinal raso da bacia do Paraná. Assim foi causado, a partir de uma determinada linha, um ângulo de inclinação maior, ao passo que a leste desta linha se produziu uma diminuição da inclinação, que obrigava os rios a meandrar já no curso superior. Sintomático é o fato de que o curso superior de muitos ribeiros corre em vales excessivamente largos, representando estes últimos cursos de antigos rios com sedimentos quaternários antigos e recentes. Em todo o caso só podem ser considerados dois fatores principais como energias formadoras na modelação da superfície da paisagem com fenômeno geográfico. São eles:

- a) *A decomposição química.* Encontramo-la em toda parte na decomposição dos silicatos por hidrólise, como fator predominante na decomposição pela ação do ácido carbônico e, como fator secundário, na decomposição pela ação do humus. Ela é especialmente eficaz na decomposição e desagregação profunda de todas as rochas eruptivas e na formação de uma grossa cobertura de terra amarela e vermelha por cima de todos os sedimentos argilosos e arenoso-argilosos, manifestando-se na formação de crostas de limonita e laterita e cascas protetoras sobre várias rochas, bem como de alvéolos de decomposição, causando estruturas de grade e de favos nas paredes dos arenitos.
- b) *A água corrente.* Executa este fator mediante lavagem de superfície e erosão linear um transporte considerável de massas de todos os produtos de decomposição, sendo a verdadeira energia formadora para o aspecto da superfície do terreno. A capacidade de ação das forças de erosão e denudação da água corrente é especialmente pronunciada em certas zonas pelos movimentos de levantamentos epirogênicos.

A estes junta-se, como terceiro fator, menos importante:

- c) *O transporte eólico:* Manifesta-se somente em detalhes de diminuto efeito mediante o desempoeiramento da

gião. As pequenas
ção, levantadas pe
são devido à sua
mensões, predomi
simos grãos de qu

B) — FORMAS DE PLATAFORMA

As camadas suavemente onduladas da série Itararé com suas camadas de argilas muito moles, de arenitos compactos, têm a meseta típica de superfície de erosão, como o arenito resacas (vide bloco-diagrama 72). O topo de leste, galgamos a escarpa a partir de 870 ms., alcançando sobre o nível do mar, uma elevação interior — uma vasta savana livremente em todas as direções (vide foto 72). O topo é nitidamente limitado pela borda da própria escarpa ou crestas de mesetas bem visíveis (vide fotos 70 e 71). São Luís do Purunã e a meseta típica do Purunã (pilar) por entre as rochas da parte superior com 1167 ms. se encontra à testa da escarpa, pertencendo às camadas (vide fotos 70 e 71). Sua existência é unicamente causada pelo levantamento de São Luiz do Purunã. A borda da realidade forma a testa da escarpa para nordeste como na Serra da peneplanície antiga acima do nível com 1140 ms. em igual altitude. Estratos devonianos como na

Um planalto de ondulação suave encosta à testa da escarpa pouco entalhado na borda pe

gião. As pequenas partículas dos produtos de decomposição, levantadas pelo vento, não podem produzir a corrosão devido à sua finura e em virtude das diminutas dimensões, predominantemente argilosas ou de pequeníssimos grãos de quartzo.

B) — FORMAS DE PLATOS E VALES.

As camadas suavemente inclinadas ou quase horizontais da série Itararé com suas camadas finas ou bancos, alternadamente de argilas muito moles, de horizontes de conglomerados e arenitos compactos, têm a mesma importância decisiva para as atuais formas de superfície do segundo planalto pelo recente entalhamento, como o arenito resistente das Furnas de chapas horizontais (vide bloco-diagrama esboço n.º 12). Quando, ao chegarmos de leste, galgamos a escarpa devoniana ao oeste do rio Itaquí a partir de 870 ms., alcançamos, em uma altitude de 1160 ms. sobre o nível do mar, um planalto com suave inclinação para o interior — uma vasta savana com gramíneas — nossa vista vagueia livremente em todas as direções até ao horizonte (vide fotos 70 a 73). O mato ou a região antigamente coberta de florestas é rigidamente limitado pela borda da escarpa (vide fotos 70 a 73). A própria escarpa ou cuesta estende-se para oeste com bordas e mesetas bem visíveis (vide foto 71). Vêm-se pequenos platôs e a meseta típica do Purunã, a qual se eleva como um "horst" (plata) por entre as rochas da mesma natureza, mas cuja chapada superior com 1167 ms. se acha também na mesma altitude da borda da escarpa, pertencendo ainda à região do arenito das Furnas (vide fotos 70 e 71). Sua elevação, aparentemente marcante, é unicamente causada pelo declive da encosta da escarpa até ao Luiz do Purunã. A borda íngreme do morro de mesa na realidade forma a testa da escarpa devoniana em igual altitude ao nordeste como na Serrinha para leste e sueste. Também a planície antiga acima dos filitos da série Açunguí mergulha em 1140 ms. em igual altitude sobre o nível do mar abaixo dos arenitos devonianos como na Serrinha.

Um planalto de ondulação suave se acha ligado ao sul e ao norte como encosta à testa da escarpa, sendo um planalto ainda mais entalhado na borda pelos rios da testa da escarpa. Todos

os vales, com exceção dos rios que formam as nascentes do rio Açunguí, correm para o interior do continente em demanda do rio Iguaçu ou do rio Tibagi como tributários do sistema do La Plata. Os ribeirões nascentes do rio Açunguí, desaguando para o oceano Atlântico, cortaram o planalto só do lado norte, tanto que um desfiladeiro fundo se estende justamente até São Luiz do Purunã. Mas visto que o oceano, na qualidade de base de erosão mais baixa, é alcançado no caminho mais curto pelos vales dos rios Açunguí e Ribeira, a evolução futura deve ter por consequência um profundo entalhe na direção de nordeste para sudoeste e um retrocesso do divisor das águas em direção para o rio Iguaçu, pelo que o curso superior do rio Iguaçu um dia irá de sofrer uma captação (vide esboço n.º 1).

E' especialmente notável que todos os rios nas chapas de camadas pouco inclinadas, seguindo como plano de declive, correm para o interior, cruzando as linhas antigas de estrutura do complexo cristalino. Em trechos parciais, porém, os rios de novo acompanham linhas especiais de estrutura da chapa de arenito, direções de diáclases ou diques de diabásio. Especialmente nítida se torna a dependência da rede fluvial dos sistemas de diáclases e da direção dos diques de diabásio neo- até post-triássicos, em todos os afluentes. Repetidamente se observa nos levantamentos topográficos as direções predominantes de N 80° para N 220° W e de N 140° E para N 320° W. Porém, o vale principal do rio Açunguí e suas principais nascentes acompanham a região das camadas dobradas da série Açunguí, excluindo as linhas de estrutura de constituição tectônica em direção SW para N 20°, 40°, 60° e 70° E. Contrariamente a isto, o rio Iguaçu entra no segundo planalto por um largo boqueirão (Barrabruchspforte) epigenético na altitude de 855 ms. sobre o nível do mar, ao qual se junta um vale em forma de "cañon", com saltos e cachoeiras. Já na porção leste da escarpa, na região dos gnaises antigos e mais recentes que são cortados em grandes gargulhos, o curso superior do Iguaçu corre em grandes meandros através de um vale de mais de um quilômetro de largura formado por uma base larga de aluviões (Sohlental), com várzeas de inundações e águas estagnadas (Altwässer). Em nível um pouco mais alto do que o atual fundo do vale acompanhado por terraços do rio, vêm-se meandros abondantes

hoje secos, com o rio de Serrinha no lado ocidental, precisamente com as planícies ou das planícies (Hochland) com camadas pelos degraus do rio-glaciais e do arenito, pensada já encontrada com baixos terraços em Porto Amazonas a uma altitude de 780 ms. sobre o nível do mar. A profundidade é tão considerável que a escarpa triássica sozinha tem uma altitude de cerca de 100 metros. O boqueirão epigenético do rio, depois de um curso de 40 kms. de curso, na

O rio Iguaçu é formado por uma confluência, corria antes por um declive (Abdschur) com dobras, entre a serra dos dobrados Gonduânicos. Primeiramente as coberturas, orientadas para o leste, em um contínuo levantamento epigenético, a direção do curso superior, o rio Iguaçu sofreu um levantamento e rebaixamento na do tronco cristalino das rochas cristalinas, desde a serra do Mar, bem como a região.

Os vales dos ribeirões são diretamente atrás da testa da influência dos rios Guabiruba e Tibagi forma iguais meandros, em um vale largo e plano, com inundações e águas estagnadas (foto 77). Bastante pronunciado.

as nascentes do rio em demanda do sistema do La, desaguando para do lado norte, tanto até São Luiz de base de mais curto pelos vafutura deve ter por de nordeste para em direção para Iguazú um dia há

rios nas chapas das plano de declive, corrigas de estrutura do, os rios de no da chapa de arenibásio. Especialmente dos sistemas de diâneo- até post-triássio se observa nos leminantes de N 40° E. Porém, o vale prinates acompanham, na guí, exclusivamente nica em direções de mente a isto, o rio boqueirão (Durch- 5 ms. sobre o nível de "cañon", rico em escarpa, na região dos ortados em ângulos m grandes meandros etro de largura, forhtental), com vastas (Altwässer). Em um undo do vale, acomandros abandonados,

hoje secos, com morros isolados pelo rio (Umlaufsberge), perto de Serrinha no lado direito, respectivamente norte do vale. Precisamente com a entrada na paisagem dos tabuleiros de estratos ou das plataformas estruturais, respectivamente, (Schicht-Tafellandschaft) começam em Engenheiro Bley as cachoeiras formadas pelos degraus dos diversos estratos dos sedimentos flúvio-glaciais e do arenito das Furnas. Nesta parte de vale não compensada já encontramos, igualmente, faixas de planícies aluviais com baixos terraços recentes. O rio em curso de 20 kms. até Porto Amazonas apresenta uma queda de 75 ms. Na altitude de 780 ms. sobre o nível do mar, o leito do rio com diminuta profundidade é tão compensado que é navegável até a entrada na escarpa triássica ao oeste de Porto União, onde ele cortou até a altitude de cerca de 745 ms. sobre o nível do mar um segundo boqueirão epigenético. A partir de Porto Amazonas (780 ms.) o rio, depois de um curso de 80 kms., acha-se em Palmira na altitude de 767 ms. e em São Mateus do Sul, depois de mais 80 kms. de curso, na altitude de 762 ms. sobre o nível do mar.

O rio Iguazú é mais antigo do que a zona da cuesta e, sem dúvida, corria antes já em um nível mais alto sobre um plano de declive (Abdachungsflaeche) antigo do tronco cristalino de dobruras, entre a serra do Mar e a chapa de estratos devonianos e paleozóicos. Primeiramente cortou seu leito nas antigas camadas cobertoras, orientando-se, após tê-las cavado durante o contínuo levantamento epirogênico, de modo a cruzar transversalmente a direção dos gnaises antigos. Com a rede hidrográfica do curso superior, o rio Iguazú efetuou essencialmente o retalhamento e rebaixamento do plano de declive pre-existente por cima do tronco cristalino de dobruras, causando assim o ausraum das rochas cristalinas, desprovidas de camadas protetoras, ao oeste da serra do Mar, bem como a saliência da escarpa nessa região.

Os vales dos ribeirões nascentes do rio Tibagi começam imediatamente atrás da testa da escarpa. Porém, logo depois da confluência dos rios Guabiroba e Cajuru, o curso superior do rio Tibagi forma iguais meandros como o curso superior do rio Iguazú em um vale largo e plano de aluviões com vastas várzeas de inundações e águas estagnadas em meandros abandonados (vide p. 77). Bastante pronunciados são terraços recentes que acom-

panham o rio em três níveis de diferentes altitudes. O terraço mais elevado observa-se a 9 ms. acima do nível normal da água do rio Tibagi. Segue um segundo terraço na altitude de 4 a 5 ms. que já apresenta meandros abandonados e lagoas arredondadas. O terceiro e mais recente terraço encontra-se apenas a 2—3 ms. sobre o nível médio da água do rio, representando a atual planície de inundação com uma série de meandros abandonados, lagoas e matas ciliares de pestanas arenosas. Estas matas ciliares contrastam pela sua cor verde-cinza com o verde vivo da planície de inundação. Os vales de base larga com os sedimentos quaternários são hoje novamente atacados pela erosão regressiva da linha de maior declive dos rios, bem demarcada e situada mais ao oeste, como base de erosão local.

O curso rejuvenescido do rio Tibagi, rico em cachoeiras e grandes saltos, começa somente depois de receber o rio Pitangui a 42 kms. ao noroeste de Ponta Grossa. Acima desta confluência o rio ainda está meandrando, de maneira que o retalhamento mais recente manifesta-se no corte dos meandros, formando, deste modo, trechos mais curtos em linhas retas. A aceleração da corrente, causada pelo encurtamento, possibilitou um abaixamento dos atuais leitos dos rios por alguns metros, nos vales planos e largos de aluviões. Os arcos de meandros que restaram à esquerda e à direita do novo leito do rio, em parte já estão completamente secos e em parte ainda formam lagoas e pestanas com águas estagnadas, sendo, portanto, trechos que por ocasião de inundações são novamente percorridos pela água (vide foto 77).

Dos afluentes do rio Tibagi, o rio Iapó e o rio Pitangui nascem no primeiro planalto, na região das rochas cristalinas da escarpa devoniana. O rio Iapó também entra na escarpa por um boqueirão estreito e fundo (vide foto 74) e atravessa a capa de arenito das Furnas em um cañon de cerca de 200 m. de profundidade com paredes íngremes. Diante da escarpa se acham em ambos os lados do rio Iapó extensos pantanais com matas ciliares de pestanas de areia e, no curso superior, largos vales pantanosos e várzeas de inundação. O boqueirão do rio Iapó na escarpa, segundo tôdas as aparências, não foi formado epigênicamente, mas produzido por um retalhamento regressivo (Regressions-Durchbruch). O curso superior do rio Iapó se estende

Esboço N.º 2

Formas da estrutura da

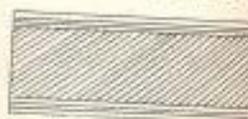


Fig. 1. Aqueduto comum
estratificação dipada
Sedimentação

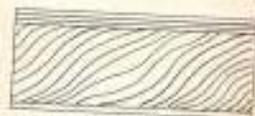


Fig. 2. Delta simples
estratificação de delta de um rio

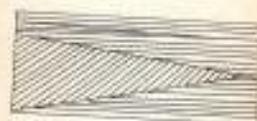


Fig. 3. Escarpa de um rio
estratificação de sedimentos
litoral (transgressiva)

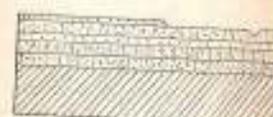


Fig. 4. Estado primitivo das cascatas



Fig. 5. Estado dos vales do tipo



Fig. 6. Estado dos vales do tipo
desenvolvimento das formas na
na região do arenito
(Fig. 7-8)

Esboço Nr 9

Formas da estrutura do arenito das Furnas. (Fig. 7-9)

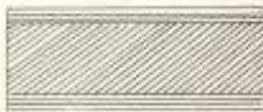


Fig. 1 aquática comum



Fig. 2 aquática concêntrica

estratificação discordante diagonal
sedimentação aquática



Fig. 3 delta simples



Fig. 4 entrecruzada discordante aquática

estratificação de delta ou estuário e em água movimentada

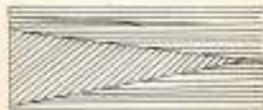


Fig. 5 discordante acumulada

marinha nas Furnas



Fig. 6 entrecruzada-paralela

Estratificação praia
litoral (transgressiva)

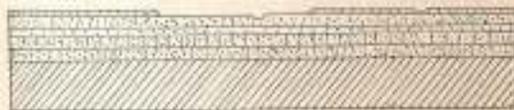


Fig. 7 estado primitivo das camadas dos arenitos



Fig. 8 estado dos vales do tipo Rio das Papagaias

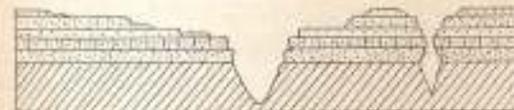


Fig. 9 estado dos vales do tipo Rio Japó e Rio Maré (cañons)

desenvolvimento das formas na superfície e dos vales
na região do arenito das Furnas.

(Fig. 7-9)

R. Maack

de rumo ao norte em um antigo vale de um rio captado, que antigamente corria junto com o curso superior do rio Jaguariaíva ao rio Itararé. O rio Pitangui, porém, não forma um boqueirão, mas entra na escarpa devoniana por um curso subterrâneo, originado pela lavagem e remoção na base do arenito das Furnas, partindo de uma gruta cárstica ou de um rio de caverna, cuja origem deve ser procurada nos calcários facilmente solúveis da série Açungui. O lugar da entrada do rio Pitangui para o seu curso subterrâneo é chamado "Sumidouro" (vide foto 11). Encontramos aqui, portanto, fenômenos de carst verdadeiro por baixo da chapa do arenito devoniano.

Na região do próprio arenito das Furnas, as fontes brotam das fendas das camadas. Devido à posição horizontal ou suavemente inclinada dos arenitos, os ribeirões nascentes e riachos quase não são entalhados no seu curso superior, como repetidas vezes se pode observar. A água corre sem leitos pronunciados e rasamente sobre os bancos de estratos do arenito das Furnas, formando, nos degraus dos diversos bancos, cascatas ou pequenos saltos (vide fotos 9 e 10). No curso médio ou na erosão lateral regressiva de um vale principal começa o entalhamento e a formação de paredes íngremes (vide fotos 8 e 75) e, finalmente, de um cañon o qual, depois de cortado o arenito das Furnas, alcançando os filitos dobrados mais moles da série Açungui ou os quartzo-pórfiros de Castro, forma um vale em forma típica de "V", por baixo das paredes íngremes do cañon. Exemplificando podemos citar os rios nascentes do Açungui e do Lapó com seus afluentes depois do rompimento da escarpa devoniana. Frequentemente, os estreitos desfiladeiros pelo corte do banco horizontal do arenito das Furnas, ao alcançarem as camadas menos resistentes e dobradas da lapa, são escavados lateralmente e abaulados largamente, enquanto que nos estratos devonianos superiores só aparece uma fenda estreita. Para isto, somente o rio Itararé oferece magníficos exemplos (vide a evolução das formas no esboço n.º 9).

Onde lentes de calcários cristalinos se acham intercaladas nos filitos da série Açungui, por baixo do arenito das Furnas, em consequência de sua fácil solubilidade mediante águas ácidas carregadas de CO_2 , apresentam grutas e fendas com câmaras de cavernas, percorridas por águas do subsolo. Estes fe-

nômenos de carst são frequentes na região do calcáreo da série Açungui. Nas posições de altitude e nos declives das camadas rochosas em questão, as águas subterrâneas com fortes correntezas possuem uma força de erosão muito acentuada, pela qual ficam entalhados canais profundos. Assim, fora o rio Pitangui, também outros arroios ou ribeirões pequenos apresentam trechos de curso subterrâneo, que lembram paisagens de carst. Nos arredores de Vila Velha, na fazenda Lagoa Dourada, perto de Capão Grande, o arenito das Furnas também é minado subterraneamente, originando-se buracos de desabamento (furnas) e poços em forma de dolinas, mediante desagregação por infiltração de água e sublavagem. Depressões afuniladas ou em forma de bacias, na superfície do terreno, podem ser observadas também em muitos lugares da fazenda Vila Velha e ao oeste e a leste da estrada Vila Velha—Ponta Grossa. Dois dos buracos doliniformes na fazenda Lagoa Dourada apresentam na profundidade de 33 e 54,60 ms. o nível da água subterrânea em uma altitude de 788,40 ms. sobre o nível do mar, exatamente no mesmo nível como a superfície da Lagoa Dourada (vide foto 79), a qual está em ligação subterrânea com estas dolinas de desabamento (vide esboço n.º 3, perfil n.º 7 e fotos 81 a 83). No poço principal n.º 1 foi sondada uma profundidade total de 111 ms. e de 110 ms. no poço n.º 2, de forma que a água nos poços tem uma profundidade de 52 e 55,40 ms., respectivamente. O afundamento doliniforme n.º 3 representa um típico buraco originado pela infiltração, percolação e decomposição química no arenito das Furnas, cujo fundo ainda não desmoronou, apresentando uma altitude sobre o nível do mar de apenas 809 ms. no fundo e de 829 ms. na borda do buraco. O buraco doliniforme n.º 4 acha-se em um vale encharcado, distante à cerca de 350 ms. acima da lagoa Dourada. A borda superior deste poço encontra-se em uma altitude de 813,60 ms. sobre o nível do mar, a superfície da água em 784 ms. e o fundo em 775,60 ms. Nas vizinhanças imediatas da lagoa Dourada os outeiros situam-se numa altitude entre 812 e 818 ms., o nível da água acha-se também em 788,40 ms. e o fundo da lagoa varia entre 783 e 788 ms. sobre o nível do mar.

Na região de distribuição dos folhelhos moles de Ponta Grossa e das camadas glaciais arenoso-argilosas da série Itararé desenvolverem-se acima do arenito das Furnas, na superfície

terreno, outeiros de características para as glaciais da região de Vila Velha. Os bancos de areia no terreno, por vezes, mostra claramente o curso nascente do rio Tibagi



Fig. 43 — Perfil transversal principal do rio Tibagi, na altitude da base do arenito das Furnas.

Também a chapa de arenito Vila Velha com as argilas pequenas notavelmente onduladas (vide foto) foram recobertas pelo nome de Vila Velha linear ao longo das fendas. A chapa lateral é representada

O plano de limite entre as glargas vârvicas ou outras camadas horizontais de brotamento de águas subterrâneas e encharcamento nos vales são serváveis em toda a região (vide foto 6 e fotos 87 e 89).

As formas de vales na região de Vila Velha e das camadas glaciais apresentadas são geralmente inclinadas, como mostram as fotos 77, 84, 86 e 87).

terreno, outeiros de formas suaves e arredondadas, os quais são característicos para tóda a região examinada das camadas glaciais da região de Vila Velha (vide perfis e bloco-diagrama). Sômente os bancos de arenito flúvio-glacial da série Itararé formam no terreno, por vezes, degraus bem marcados e íngremes, como mostra claramente o seguinte corte transversal do vale de uma nascente do rio Tibagi:

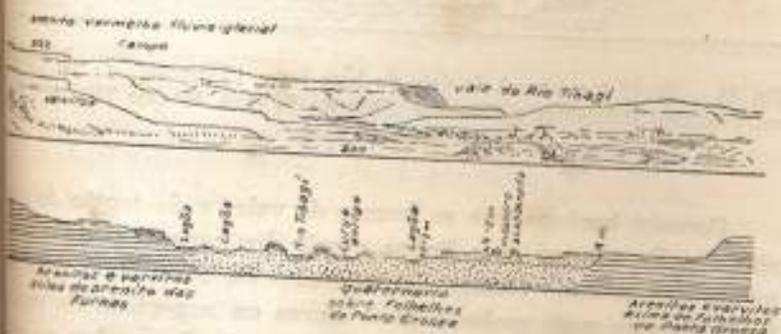


Fig. 43 — Perfil transversal do vale do rio Cajuru, um dos rios nascentes principais do rio Tibagi, na região das camadas glaciais da série Itararé. Altitude da base do vale 800 ms. sôbre o nível do mar.

Também a chapa de arenito vermelho flúvio-glacial da próxima Vila Velha com as argilas glaciais na base forma degraus ou pequenas escarpas notavelmente íngremes sôbre pedestais suavemente ondulados (vide fotos 12, 78, 84, 86, 87 e 90). Desta chapa de arenito foram recortadas as formas pitorescas que originaram o nome de Vila Velha e cuja evolução mediante erosão ao longo das fendas de diáclases e por denudação superficial lateral é representada nos esbôços n.º 10 e 11.

O plano de limite entre os arenitos flúvio-glaciais e as argilas várvidas ou outras camadas argilosas produz também um ponto de brotamento de água do subsolo e fontes nas vertentes e encharcamento nos flancos e nos fundos dos vales, observados em tóda a região de Vila Velha (vide esbôço n.º 11, fotos 87 e 89).

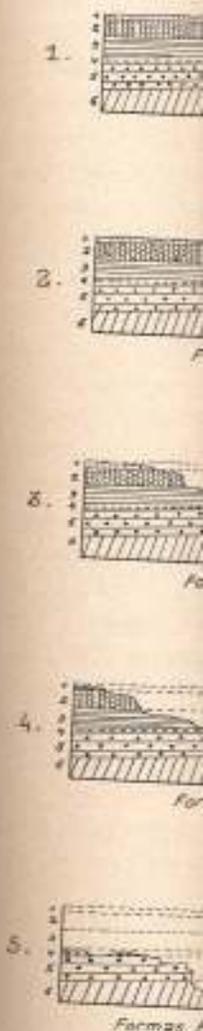
As formas de vales na região dos folhelhos de Ponta Grossa e das camadas glaciais apresentam bases largas e encostas suavemente inclinadas, como mostram as figs. 43 e 44 (vide também fotos 77, 84, 86 e 87).



Fig. 44 — Perfil transversal do vale de base larga (Sohlental) do rio Tibagi entre os rios Bitumirim e Pitangui. Altitude da base do vale 757 m acima o nível do mar.

Convém lembrar que as formas de vales e de erosão do arenito das Furnas em suas linhas gerais distinguem-se tão nitidamente das grandes formas das camadas da série Itararé — ternadamente mais moles e mais duras na superfície da região — como as particularidades de desagregação das rochas na modelação das formas minúsculas. Na zona do arenito das Furnas predominam desagregações em chapas e bancos e formação de chapadas, mesetas e pequenos planaltos com entalhamento de rios em forma de cañon (vide fotos 2 a 4, 8, 10, 11, 25, 76, 77, 73 e 88). Na região das camadas glaciais ao contrário, aparecem outeiros suaves, arredondados, com baixos degraus de arenito e depressões de vales (Talmulden) largas e rasas com alturas (vide fotos 77, 78 e 87). No plano superior de denudação do arenito, porém, encontram-se, na presença de uma chapa de arenito mais compacta, formas fantásticas e originais, causadas pela desagregação e decomposição em direção das fendas de direção que se cruzam, sendo que este fenômeno é característico para certos arenitos flúvio-glaciais, e as formas assim originadas recebem o aspecto das rochas de Vila Velha nas suas diferentes fases de desenvolvimento (vide fotos 28 a 35, 101 a 106, 108 e 110). Porém, em vista da posição horizontal ou suavemente inclinada dos estratos, nas regiões de ambas as formações, devonianas e glaciais, o encharcamento de bacias de nascentes e vales de montanha é uma peculiaridade que chama a atenção.

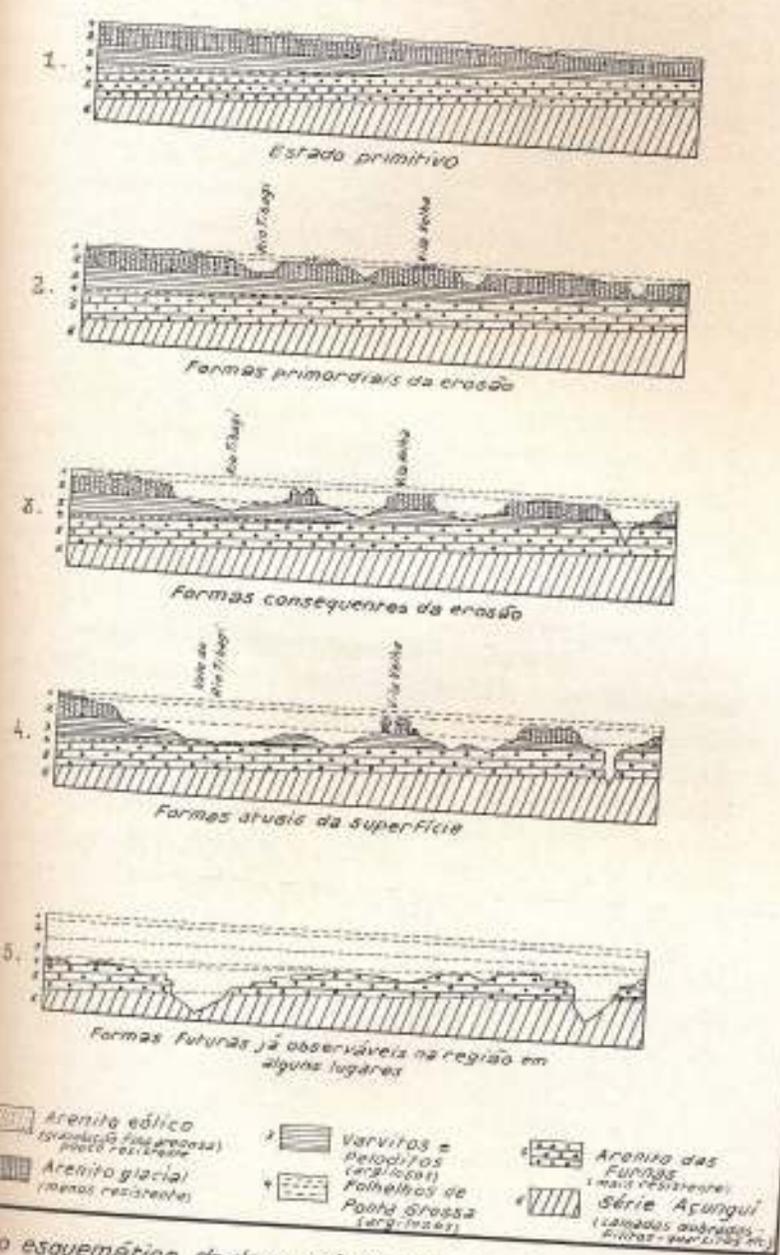
A erosão linear da região segue preferencialmente as linhas de estrutura e as direções dos sistemas de fendas de direção



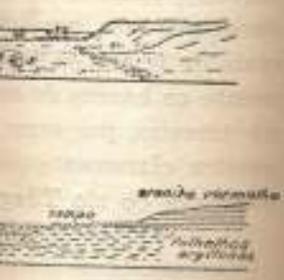
1. Arenito silício
transição fraca para
pouco resistida

2. Arenito glacial
medias resistidas

Esboço esquemático da superfície



Esquema esquemático do desenvolvimento das formas da superfície na região da Vila Velha.



(Sohiental) do rio Tibagi, base do vale 757 ms. sobre

es e de erosão do are-
tinguem-se tão nitida-
a série Itararé — al-
superfície da região
das rochas na mo-
o arenito das Furnas
ancos e formação de
entalhamento de va-
8, 10, 11, 25, 70, 71,
o contrário, aparecem
degraus de arenito e
rasas com aluviões
de denudação do ter-
uma chapa de areni-
ginais, causadas pela
das fendas de diácla-
é característico para
assim originadas re-
as suas diferentes fu-
(101 a 106, 108 e 111).
suavemente inclinada
ões, devoniana e gla-
es e vales de arroios

ncialmente as linhas
ndas de diáclases das

chadas. A direção predominante é NE—SW, direção esta que se nota não só na orientação do entalhamento e dos outeiros entre os vales, mas também na disposição longitudinal das cuchilhas. Transversal à esta direção estendem-se os diques de diabásio de SE para NW, formando linhas de elevações mais resistentes, arredondadas e transversais à direção das cuchilhas. Estes diques de diabásio ligam as longas cadeias de cuchilhas, formando faixas de terra roxa, as quais são frequentemente acompanhadas por trechos de mato. Nos leitos dos rios e arroios, os diques transversais de diabásio são, por sua vez, formadores de saltos e cachoeiras. Pela irregularidade de tais trechos de curso dos rios e arroios torna-se mais acentuado o rejuvenescimento da erosão nos levantamentos epirogênicos.

Em cada sulco de erosão das vertentes são encontrados, na base das vazões das fontes dos estratos, capões (Quellkopfwald) com nítida limitação contra o campo. Esta rigorosa limitação contra o campo foi causada pelas queimas periódicas. Fora dos limites da associação protetora natural das plantas dos capões com seu solo mais úmido e com seu tapete de gramíneas vivazes, toda a vegetação nova é destruída pelas queimas. Novas plantas somente se podem desenvolver sob a proteção da associação mais úmida, que dificulta a entrada do fogo e desta maneira é formada uma linha de limitação rigorosa e bem determinada contra o vasto campo. Uma limitação igualmente nítida existe também nas regiões das vastas florestas mais ao oeste do Estado do Paraná.

— AS PEQUENAS FORMAS DE EROSAO DE VILA VELHA

Quando nos achamos no nível superior de denudação de Vila Velha, que antigamente formava uma chapa uniforme de arenito, encontramos com as partes fechadas ainda visíveis em SE e NW, uma rede de fendas de diáclases e linhas de estrutura que se entrecruzam, as quais são seguidas pela decomposição paralela (vide esbôço n.º 11, figs. 1 a 5). Nítidamente se existem duas direções principais de diáclases que foram seguidas com perfeito paralelismo pelo retalhamento dos paredões longitudinais do arenito, dos blocos quadrados ou poligonais, bem como das colunas ao longo das travessas e becos. (Vide foto 1). As direções principais das diáclases que cortam verticalmente as

camadas horizontais de arenito, correm em uma extensão longitudinal de N 60° E para 240° W (magn.) e em duas direções transversais de N 120° E para 300° W (magn.) e N 100° E para 280° W (magn.) e mais em uma orientação longitudinal secundária de N 42° E para 222° W (magn.). As diáclases longitudinais de N 60° E correspondem à orientação de sedimentação dos arenitos flúvio-glaciais por correntes de águas de degelo, a qual se acha também em concordância com a antiga direção de movimento do gelo gonduânico em um plano de declive correspondente.

Uma outra direção, mais recente, que originou uma fraturação dos cantos dos blocos quadrangulares, corta o sistema regular das diáclases em ângulo agudo de N 160° E para N 24° E (magn.). Esta direção de diáclases corresponde aproximadamente à orientação das fendas de arrastamento neo-triássicas ou dos blocos de diabásio respectivamente. Em consequência da maior resistência motivada pela existência de uma casca protetora arenosa e estratificação horizontal evidente da parte superior do arenito, esta parte produz em muitas formas de decomposição isoladas do bloco principal, chapas salientes superiores ou laterais como nas colunas, enquanto que a parte média menos compacta, massiva ou irregularmente estratificada, é lavada e formada em uma côncava (vide fotos 90-93, 95, 103, 108, 109). A formação de cabeças rochosas na parte superior do arenito e a decomposição acelerada da parte média são características em toda a extensão do arenito de Vila Velha, contrariamente ao arenito de Furnas (vide fotos 27, 32, 90, 110). Com a decomposição progressiva e lavagem por chuvas torrenciais torna-se de toda a vez mais pronunciada a linha côncava da parte média de maneira que as colunas quadrangulares primitivas são transformadas em rochas fungiformes e caliceiformes ou em outros monumentos naturais sublimes (vide evolução das formas nas fotos 1, 12, 15, 85, 86, 88, 90-95, 106, 108-111). Por fim as cabeças rochosas quadrangulares caem ficando como enormes blocos ao pé do resto das colunas (vide fotos 91 e 101). A parte mole do arenito da estrutura imbricada típica é agora lavada mais rapidamente, sendo transformada em figuras lenticulares como o demonstram especialmente a "esfinge", o porco e alguns outros grupos de troncos de colunas (vide fotos 14, 15, 104-106, 108-112). Das colunas restam finalmente as

Esboço Nr. 11



Fig. 5 Resultado da erosão ao longo da superfície

Fig. 6 Esboço geológico



Arenito imbricado com estratificação horizontal

Esboços esquemáticos do de

Esboço No. 11

extensão lon-
guas direções
N 100° E para
secundária
longitudinais de
dos arenitos
qual se acha
movimento do
pendente.

ou uma face-
o sistema re-
para N 340° W
proximadamente
sicas ou dos di-
ência da maior
a protetora cin-
parte superior do
de decomposição,
superiores ou capi-
édia menos com-
lavada em for-
A formação de
e a decomposição
toda a região de
ante ao arenito das
composição progres-
de todos os la-
ra da parte média,
imitivas são trans-
ou em outros mo-
das formas nas fe-
Por fim as cabeças
enormes blocos ao
(D1). A parte média
é agora destruída
figuras fantásticas,
e", o pinguim" e al-
de fotos 14, 16, 102.
almente só tocos de

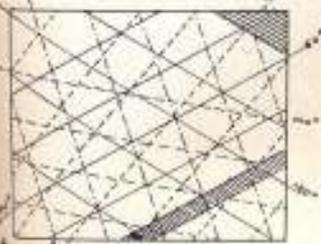


Fig. 3 Fendas da estrutura na superfície das rochas de Vila Velha

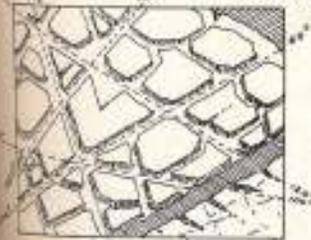


Fig. 4 Resultado da denudação e erosão ao longo das fendas na superfície

Fig. 5 Esboço geológico esquemático das rochas de Vila Velha



Esquemas do desenvolvimento das formas da superfície da Vila Velha.



Fig. 2 A superfície no estado primitivo

Desenvolvimento das Formas pequenas na superfície da Vila Velha

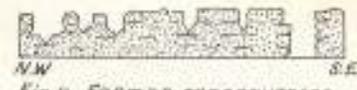


Fig. 4 Formas consequentes no segundo estado



Fig. 5 Formas resultantes no estado adiantado

maior ou menor tamanho (vide fotos 15, 16, 88, 94, 102). As diáclases peculiarmente regulares do arenito de Vila Velha e a diferente resistência dos diversos horizontes do arenito são, portanto, a causa primária da desagregação e formação particular da chapa do arenito flúvio-glacial, aparecendo como a "velha cidade de ruínas", que merece a característica denominação "Vila Velha".

Na frente do lado leste, mais exposto à umidade e às chuvas vindas do oceano, a chapa de arenito já se acha completamente dissolvida em formas isoladas (vide esboço n.º 11 e fotos 86, 88, 89 e 107). Na parte oeste, porém, as diversas formas apenas foram separadas na direção longitudinal das diáclases de E—W, ao passo que um grande bloco de arenito ainda permanece inteiramente conservado como um pequeno platô central. Esta parte central da chapa de arenito em muitos pontos já foi cortada e entalhada, notadamente em direção das diáclases e linhas de estrutura de N 60° E, N 120° E e N 300° W (vide fig. 6, esboço n.º 11 e fotos 1, 12, 85, 86, 92, 94 e 103). A decomposição química que acompanha as linhas de estratificação levou aqui à uma desagregação singular das paredes em ripples e sulcos regulares e à formação de alvéolos esquisitos como grades de rocha (vide fotos 1, 86, 97 e 115). Algumas fendas estreitas longitudinais já se acham entalhadas com uma profundidade de 24 a 28 ms. em toda a espessura do arenito vermelho até a base do pedestal (vide esboço n.º 11, fig. 6 e fotos 1, 12, 94 e 105). Também se podem observar em alguns lugares escavações em forma de caldeirões e torres em consequência de erosão por percolação em fendas de diáclases e planos de estratificação.

Sobre o bloco central oblongo e ainda inteiro da Vila Velha há um plano de denudação superior, que na mesma altura se prolonga para os vastos vales encharcados, já se acha retalhado em formas minúsculas com disposição aparentemente irregular, nas quais, porém, logo se pode notar uma simetria que acompanha a regularidade notável as direções de diáclases. Acredita-se tratar de uma região cárstica, pois a superfície do arenito já se acha-se desagregada em tais formas típicas de lapiez (vide fotos 99-101). Estas formas minúsculas de erosão apresentam de modo surpreendente a repetição das grandes formas, colunas pedregueiras, capitéis, torres, variações de cogumelos até as figuras

mais diminutas, separadas por regos de lavagem ao longo das direções de diáclases (vide fotos 95, 98-100). Gramíneas, cactáceas, bromeliáceas, arbustos com epífitos (orquidáceas), palmáceas (*Cocos plumosa*) e araucárias cobrem a superfície pouco transitável, a qual lembra um modelo diminuto de "Bad-lands". Pode-se observar a evolução da série total das formas de lapiez desta erosão em todos os estados de desenvolvimento na superfície do platô. Acompanhando as fendas de diáclases se vê desenvolvido um sistema de linhas que se entrecruzam em espaços de 30 a 50 cms. nas direções de N 60° E, N 120° E e N 340° W, assim como em orientações secundárias de N 20° E e N 80 a 100° E. Ao longo destas linhas a desagregação do complexo rochoso segue em direção vertical para o fundo, pela infiltração, percolação e lavagem pelas chuvas. Assim são modeladas primeiramente pequenas formas paralelepipedicas ou favos (vide fotos 114 e 98) e, aos poucos, mais pronunciadamente lapiez e colunas pequenas, as quais são orientadas na direção das fendas de diáclases (vide fotos 34, 35 e 99). A sucessão normal do desenvolvimento, como é observado na natureza, é revelada pelas figuras 1 a 5 no esboço n.º 11. Um determinado estado primitivo é representado pela foto 114, o estado inicial pela foto 98 e uma modelação mais adiantada pela foto 99. Quando os lapiez escavados finalmente desmoronam no estado terminal, o ciclo da evolução começa novamente na base denudada. Igual esfoliação e decomposição da superfície em formas pequenas verifica-se frequentemente na zona de distribuição do arenito de Vila Velha, mais especialmente típica nos arenitos perto de Restinga Seca (vide foto 34), em diversos lugares do platô do Morro do Monge perto da cidade de Lapa (vide foto 35) e na superfície dos arenitos da "Fortaleza" (vide fotos 112 e 114). Esta esfoliação em formas pequenas é tão característica para a peculiaridade da decomposição dos arenitos flúvio-glaciais em contraste com a desagregação plana em lagos e bancos do arenito das Furnas, que estes arenitos já por este motivo não podem ser confundidos. O arenito das Furnas nunca apresenta na sua superfície semelhantes formas pequenas. Também nos outros arenitos flúvio-glaciais muito distantes pode-se observar formas parecidas de esfoliação como demonstra a comparação com arenitos da série Itambé na parte nordeste da fazenda Monte Alegre na divisa com Barro Preto

to (vide fotos 24 e 39).
mo nos diabásios, ou a
servar com frequência
se igualmente em alguns
na sua vizinhança. Espe
nha levado Euzébio
cação de uma origem gl

Entre as formas min
cionar especialmente a d
composição e de percola
rocha, em muitos lugares
vio-glacial. Esta estrutur
admiravelmente formada.
riódicamente quente e ter
pical, a estrutura de grad
formas de corrosão eólica
desertos áridos. Essas for
tantes de processos de per
necendo arestas mais dur
96, 97 e 115), em conseq
(limonita). O resto da ar
vezes, soprado ou despo
de corrosão. Caso falar
mo frequentemente é ind
mas remanescentes ou rel
se poderiam ter conserva

Finalmente sejam a
tas causadas pelas enxurr
mentos glaciais, dos folh
párfiros de Castro, todos
de erosão, a vazão de um
uma estrada, onde a água
é suficiente para permiti
os anos o nível primitivo
metros, frequentemente
modo a não lembrar a s
samente o novo traçado
chama a atenção para o

to (vide fotos 24 e 39). Uma esfoliação em cascas esféricas, como nos diabásios, ou a desagregação esférica, como se pode observar com frequência na massa fundamental de tilitos, verifica-se igualmente em alguns lugares no pedestal da Vila Velha e na sua vizinhança. Especialmente esta esfoliação esferoidal já tinha levado Euzébio Paulo de Oliveira (131) à explicação de uma origem glacial do arenito de Vila Velha.

Entre as formas minúsculas de erosão ainda devemos mencionar especialmente a decomposição química, os alvéolos de decomposição e de percolação, a estrutura de favos ou grades de rocha, em muitos lugares, nas paredes verticais do arenito flúvio-glacial. Esta estrutura de favos em alguns pontos é típica e admiravelmente formada. Nesta região regularmente úmida, periodicamente quente e temporariamente temperada na zona subtropical, a estrutura de grades de rochas nada tem que ver com as formas de corrosão eólica, originadas pelo vento nas paisagens de desertos áridos. Essas formas são alvéolos de esfacelamento resultantes de processos de percolação e decomposição química, permanecendo arestas mais duras entre os diversos alvéolos (vide fotos 107 e 115), em consequência da precipitação de óxido de ferro (limonita). O resto da areia nos pequenos buracos é lavado ou, às vezes, soprado ou despeirado por ventos mais fortes, sem efeito na corrosão. Caso falar-se aqui em formas de corrosão eólica, como frequentemente é indicado, poderia tratar-se somente de formas remanescentes ou relictos, porém, como formas pequenas não poderiam ter conservado durante todo o período quaternário.

Finalmente sejam ainda mencionadas as profundas gargantas causadas pelas enxurradas (bossoroca) nas camadas dos sedimentos glaciais, dos folhelhos de Ponta Grossa ou nos quartzos de Castro, todos profundamente decompostos. Um sulco de erosão, a vazão de uma fonte ou uma simples senda ou mesmo uma estrada, onde a água das chuvas se escoia rapidamente, são suficientes para permitir uma erosão linear eficiente. Em poucos metros o nível primitivo de uma estrada é escavado por muitos metros, frequentemente 5-10 ms., e labirinticamente talhado, de modo a não lembrar a antiga existência de uma obra humana; somente o novo traçado de uma estrada, desviando o obstáculo, chama a atenção para o fato (vide fotos 42 e 43).

D) — CONCLUSÕES.

Contemplando as formas descritas de superfície em sua totalidade, verificamos em primeiro lugar a sua dependência da estrutura geológica. A diferente resistência das camadas rochosas e a sua maneira de deposição são as determinantes para os elementos morfológicos existentes. Em seus traços gerais vemos a vasta paisagem, na qual se acham as rochas recortadas da Vila Velha, formadas pela erosão recente, sendo que o levantamento epirogênico da massa brasileira, em seu conjunto, determina a amplitude de trabalho do recente entalhamento e a formação do relevo. Na planície de declive de encosta da escarpa devoniana se desenvolveu uma paisagem de chapadas, mesetas e platôs e como plataformas estruturais, com vales em forma de cânion, na região do arenito das Furnas e com fenômenos cársticos nas ocorrências de rochas calcáreas da série Açungui por baixo do arenito devoniano. A região se apresenta como paisagem de colinas suavemente arredondadas, com vales de bases largas de divisões na zona das camadas glaciais do carbonífero superior, na qual arenitos flúvio-glaciais ou glacial-lacustres formam degraus de estratos ou escarpas de pouca altura (degraus estruturais) porém bem pronunciadas.

Como formas remotas ficaram conservadas antigas peneplanícies por baixo das camadas cobertoras paleozóicas. Falando das camadas de revestimento, o antigo tronco de dobras do complexo cristalino é retalhado por erosão recente, sendo rebaixada a antigo nível de denudação da peneplanície paleozóica pelo "Werra-raum" entre a escarpa devoniana e a serra do Mar. Antigos traços de erosão e denudação se refletem em restos de peneplanícies da serra do Mar e nas linhas de cristas das zonas mais persistentes, acentuadamente modeladas (hogbacks). As principais antigas planícies de declive são a causa primária do estabelecimento dos sistemas hidrográficos principais para o interior da Alemanha, os quais assim entalharam boqueirões epigimétricos e estruturas de regressão em uma paisagem de degraus estruturais (Schichtstufen-Landschaft).

A decomposição química e o efeito de lavagem das correntes criaram finalmente as formas singulares de rochas da Vila Velha em uma chapa de arenito flúvio-glacial. As linhas

pequenas de
do arenito d
interna das r
ça, à estratifi
go destas lin
sejam grande
arenitos flúvio
dendo ser con
formas, com as
pas e bancos
tratificação) t
Segundo e
os resultados
que o arenito
dois sedimentos

pequenas de erosão encontradas em toda a região de distribuição do arenito de Vila Velha são intimamente ligadas à estrutura interna das rochas, aos sistemas de diáclases, à deposição massiva, à estratificação em chapas ou bancos e à desagregação ao longo destas linhas de menor resistência. Por esta razão, as formas, sejam grandes ou pequenas, sempre se assemelham, onde tais arenitos flúvio-glaciais afloram na superfície do terreno, não podendo ser confundidas, em caso algum, pelo desenvolvimento das formas, com as do arenito das Furnas com sua deposição em chapas e bancos e sua estratificação discordante-diagonal (falsa estratificação) tipicamente assinalada.

Segundo estas explanações, a análise morfológica confirma os resultados das pesquisas geológicas e petrográficas, revelando que o arenito das Furnas e o arenito de Vila Velha representam dois sedimentos fundamentalmente diferentes.



Foto 70

R. Maack

A escarpa da camada do arenito das Furnas começa em forma íngreme sobre uma antiga peneplanície, a qual corta, com muita uniformidade, os xistos da série Açungui. As ondulações suaves do terreno são constituídas por restos de erosão dos sedimentos glaciais da série Itararé sobre o arenito das Furnas. No fundo a meseta de Purunã constituída de arenito das Furnas. Vista leste-oeste, tomada na altitude de 1140 m sobre o nível do mar.

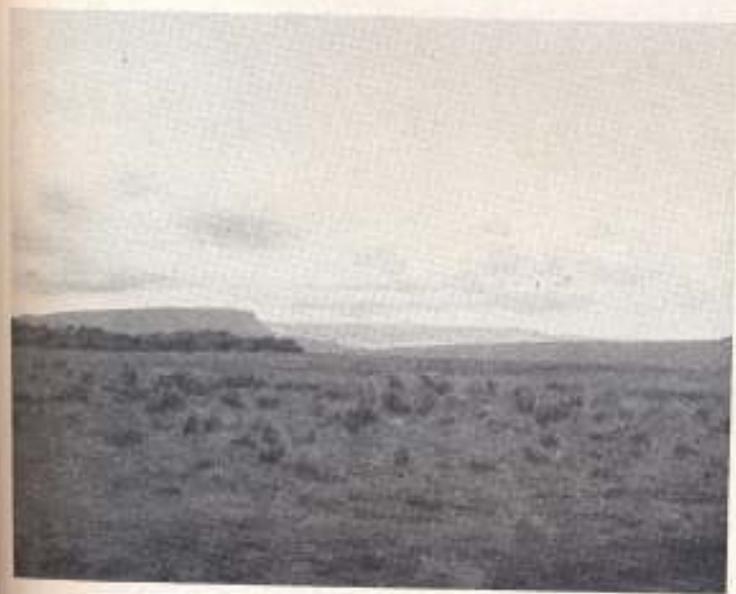


Foto 71

R. Maack

Vista sobre a meseta de Purunã e a escarpa devoniana no fundo, mostrando uma parte da peneplanície pregonduílica desnudada. Vista SE-NW, tomada na altitude de 1170 m sobre o nível do mar.



Foto 72

R. Maack
Vista sôbre os Campos Gerais do segundo planalto a oeste de Serrinha.
Vista leste-oeste. Altitude 1170 m sôbre o nível do mar.



Foto 73

R. Maack
Vista típica da escarpa devoniana. Oeste de Pirai. Arenito das Furnas quase
horizontal, depositado sôbre uma antiga peneplanície, a qual corta aqui os
rochas metamórficas da série Açungui e os quartzo-pórfiros de Castro.
Vista sul-norte.

ESTAMPA LVII



Foto 74

O boqueirão do rio Iapó através da escarpa devoniana a oeste de Castro.
Vista SE-NW, tomada na altitude de 1020 m sobre o nível do mar.

R. Maack



Foto 75

Entalhe de erosão regressiva em forma de cañon no arenito das Furnas.
Vale transversal ao sul do rio Iapó na serra São João a oeste de Castro.
Vista SW-NE na altitude de 1126 m sobre o nível do mar.

R. Maack



Foto 76

R. Maack
Vale do rio dos Papagaios com vertentes suaves dentro das camadas glaciais da série Itararé, mostrando o começo de um entalhe em forma de cañon no arenito das Furnas da base. Vista norte-sul. Altitude 900 m.



Foto 77

R. Maack
A vasta várzea de inundação do curso superior do rio Tibagi com meandros e águas estagnadas ao sul de Ponta Grossa. Vista SW-NE da altitude de 880 m sobre o nível do mar. A várzea acha-se na altitude de 780 m.



Foto 78

R. Maack

Vista geral da paisagem de Vila Velha. Vista de NW para SE da distância de cerca de 3,5 kms.



Foto 79

R. Maack

A lagoa Dourada na fazenda do mesmo nome. Entalhada em arenito das Furnas na altitude de 788 m sobre o nível do mar.
Vista SW-NE.



Foto 80

Diplolathenium campestris (Mart.) nos campos ao redor de Vila Velha.
Altitude 825 m sobre o nível do mar.

J. J. Bigarella



Foto 81

Peços de desabamento em forma de dolinas, provenientes de sublavagem e decomposição por infiltração no arenito das Furnas na fazenda Lagoa Amarada perto de Desvio Ribas. Altitude 843 m sobre o nível do mar.

J. J. Bigarella



Foto 82

Poço de desabamento (poço n.º 2) proveniente de erosão subterrânea e decomposição por infiltração no arenito das Furnas na fazenda Lagoa Dourada. Altitude da borda do poço em cerca de 843 m sobre o nível do mar; altitude do nível da água em 788 m; altitude do fundo do poço em 733 m. Diâmetros do poço = 88 x 145 m. Vista sul-norte.

A. Wischnal



Foto 83

A. Wischnal
Poço de desabamento (poço n.º 1) no arenito das Furnas na fazenda Logos Dourada. Altitude da borda do poço em cerca de 847 m sobre o nível do mar. Altitude do nível da água em 788 m. O fundo do poço na cota de 736 m.



Foto 84

F. W. Lange

Panorama tomado de N da parede de arenito de Vila Velha. Escarpa da camada de arenito flúvio-glacial sobre um pedestal de varvitos suavemente abaulado.



Foto 85

R. Maack

Vista de NW sobre a frente do arenito de Vila Velha. Desagregação ao longo das diáclases principais de N 120° E, formando blocos quadrangulares.



Foto 86

Vista tomada do norte sobre a parte leste e a frente norte de Vila Velha. Desagregação da parte leste, apresentando formas fungiformes e colunares. A direita da foto vê-se o platô da parte oeste, retalhado e ainda conservado como A. Wischral



Foto 87

Região ao SE de Vila Velha, vendo-se ao fundo, sobre varrões, escarpas das camadas de arenitos flúvio-glaciais, conhecidas por Anfiteatro. Vista tomada da parte leste de Vila Velha.

A. Wischral

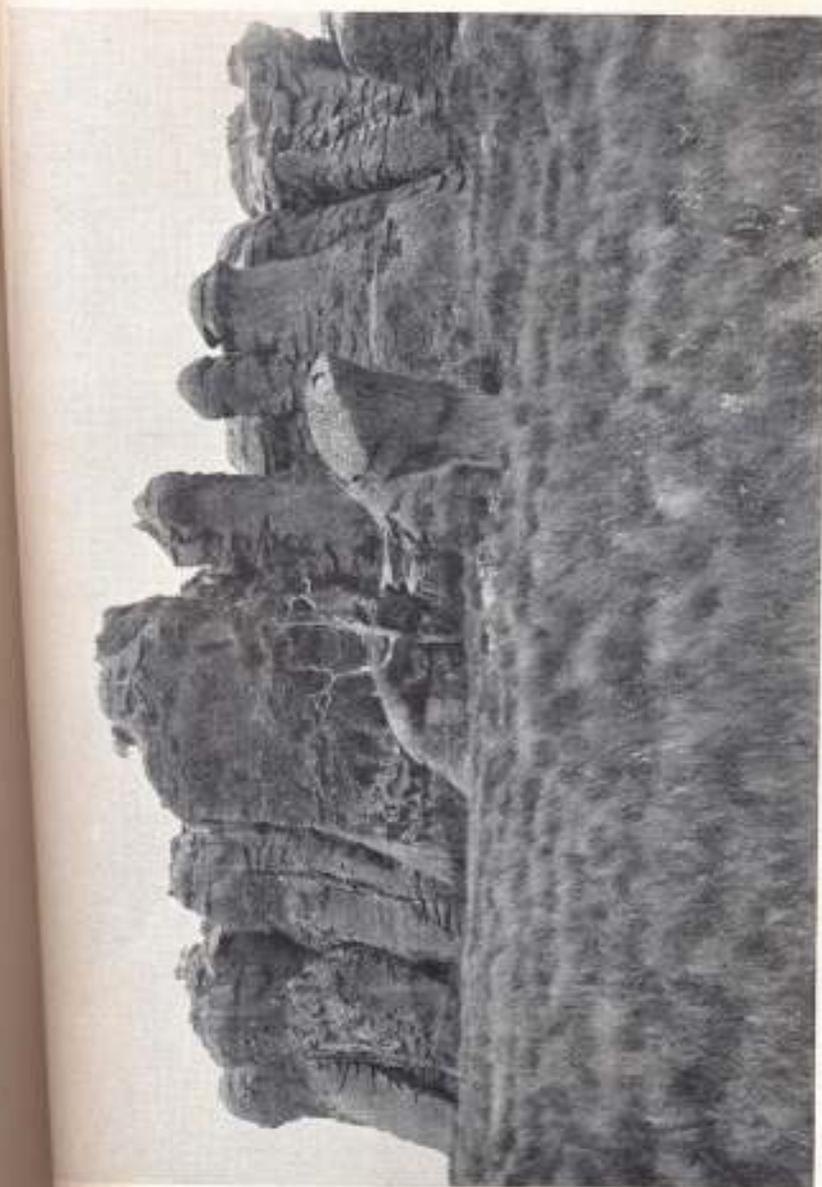


Foto 88

A frente leste da parte ainda fechada do platô de Vila Velha. Aí é bem visível a estrutura imbricada e as escavações côncavas de inundações da parte média do arenito.

A. Wischnal



Foto 88

Vazão de uma fonte no limite do arenito de Vila Velha, com camadas argilosas, a leste de Vila Velha.
Altitude 920 m sobre o nível do mar.

A. Winchral



Foto 91

R. Maack
Desagregação calciforme e colunar, característica para o arenito flúvio-glacial de Vila Velha, por lavagens pelas chuvas, produzindo na parte inferior menos resistente escavações côncavas. No final da erosão da parte média, a parte superior cai fazendo como blocos quadrangulares.



Foto 90

R. Maack
Forma pilórea isolada do arenito de Vila Velha, separada por erosão da parte principal, vulgarmente conhecida por "Cálice". Conservação em forma quadrangular da parte superior e escavação côncava da parte média menos resistente.



Foto 102

R. Maack

Rocha isolada vulgarmente conhecida por "Cabeça de Camelo" ou "Machado de Bugre".



Foto 103

R. Maack

Outra vista do cálice, também conhecido por "Navio Encalhado", mostrando claramente a diferença do banco superior com uma casca protetora de cor cinzenta, estratificada e mais resistente, em contraste da parte média mais friável, de granulação grossa, sem casca protetora, sendo por isso desagregada e lavada mais rapidamente.



Foto 94

R. Maack

Vista de E na direção N 290° W ao longo das linhas de estrutura principais. Ao fundo a "Cabeça de Camelo".



Foto 95

R. Maack

Torres de arenito flúvio-glacial de Vila Velha. Estas apresentam na superfície formas minúsculas que imitam em miniatura as formas grandes de decomposição. Vulgarmente são conhecidas por "Castelo".
Altitude da base das rochas 895 m. sobre o nível do mar.



Foto 96

R. Masck

Formas minúsculas da decomposição nas paredes verticais de Vila Velha. Alvéolos = grades de rocha produzidos por decomposição química e lavagens.



Foto 97

F. W. Lange

Alvéolos de esfacelamento por decomposição química, percolação e lavagem nas paredes verticais de Vila Velha.



Foto 98

F. W. Lange

Decomposição em formas minúsculas, semelhantes à favos, da superfície do platô do arenito de Vila Velha, separadas por uma fenda de diáclase principal. Vide osbôço n.º 11.

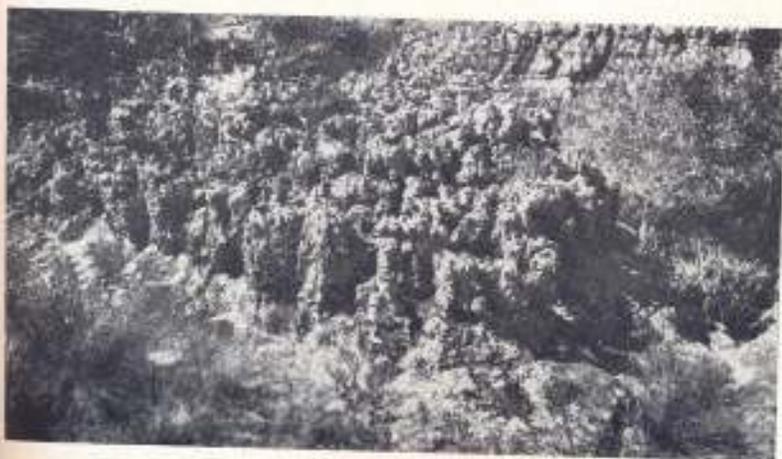


Foto 99

F. W. Lange

As formas minúsculas da superfície em estado adiantado de decomposição, lembrando os lapiez (Schraffen) de uma região cárstica (Karst)

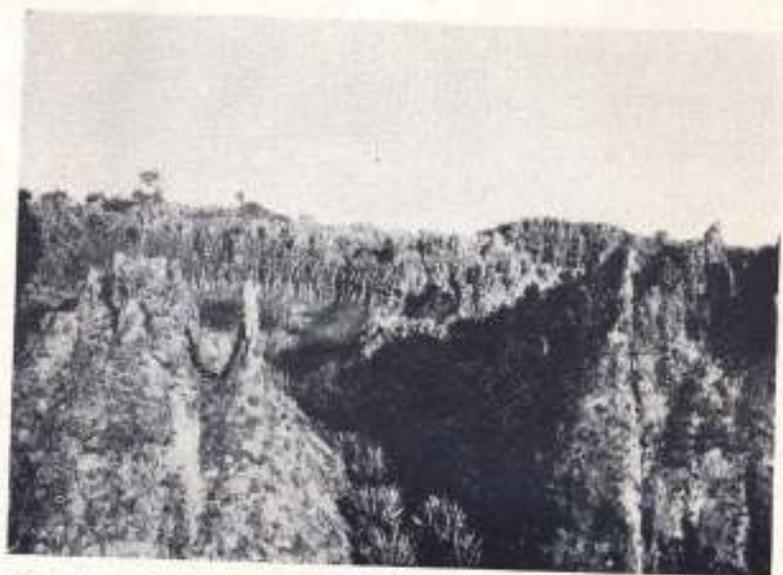


Foto 100

R. Maack

As formas minúsculas da superfície de Vila Velha semelhantes aos lapiez cárticos (Karst-Schratten) vistas em perfil lateral.



Foto 101

J. J. Bigarella

Bloques quadrangulares do banco superior do arenito mais resistente com casca protetora cinzenta, jazendo entre rochas isoladas e restos de pedestais destruídos.



Foto 102

J. J. Bigarella

Rechas pitorescas fungiformes na frente nordeste de Vila Velha. Vê-se no primeiro plano tócos de pedestais de formas já arrasadas.



Foto 103

J. J. Bigarella

Vista da "Cabeça de Camelo" ou "Machado de Bugre", cuja forma é constituída por um resto ainda sobressalente de cabeça. À esquerda, escavação côncava da parte do bloco conservado de Vila Velha.



Foto 105

A origem fungiforme pela destruição das cabeças, das rochas do arenito flúvio-glacial, não lembra de maneira alguma a desagregação em forma de bancas e lajes do arenito marinho das Furnas.



Foto 104

A desagregação imbricada, lembrando pequenos cones de delta, e especialmente característica para a natureza flúvio-glacial do arenito de Vila Velha.

J. J. Bigarella

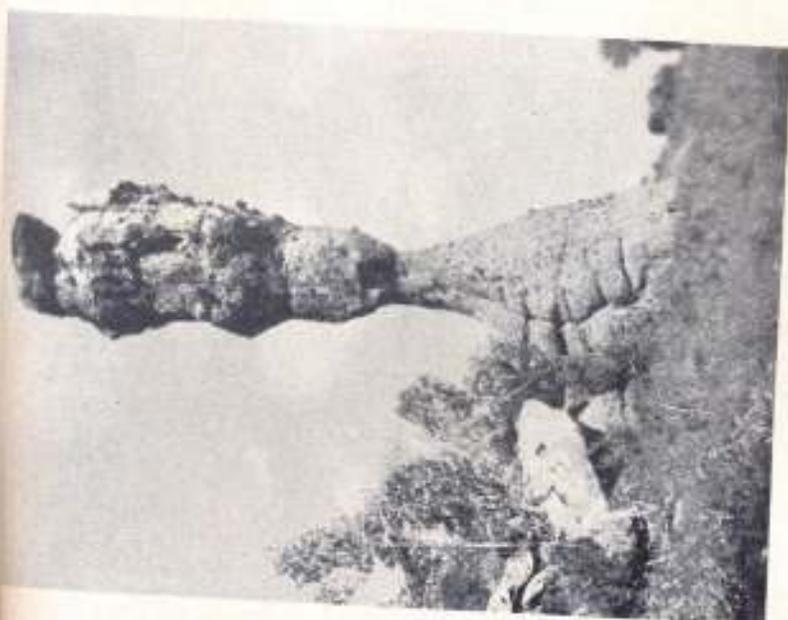


Foto 109

R. Maack
 Uma das formas mais pitorescas de "Fortaleza" apresenta a coluna mais para NW, uma figura esbelta cujo pedestal apresenta também a típica estolinação escamosa. Altura da coluna 29 m.

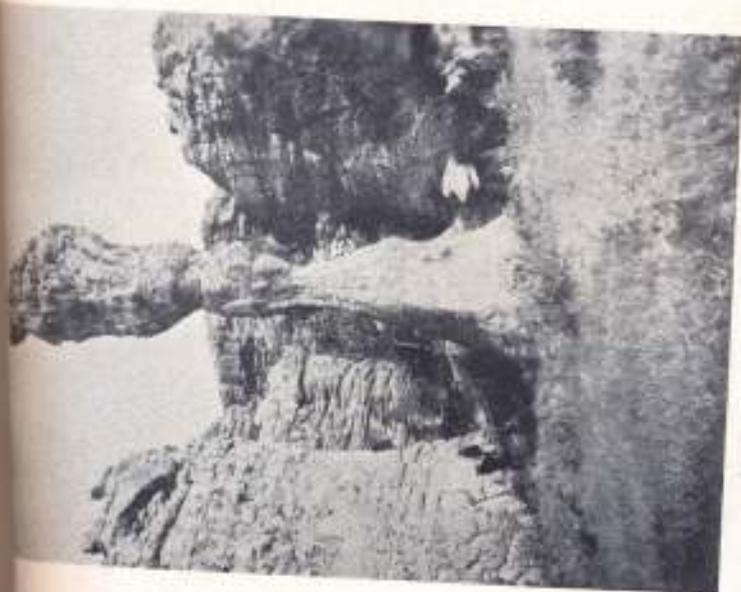


Foto 108

R. Maack
 Do platô de arenito flúvio-glacial do "Fortaleza" também são recortadas formas de decomposição análogas às do Vila Velha. A borda superior da chapa do arenito de "Fortaleza" acha-se em uma altitude de 1102 m sobre o nível do mar.



Foto 118

R. Maack

Chapa quadrangular da parte superior do arenito flúvio-glacial do tipo de Vila Velha em "Fortaleza", descansando sobre um tóco de pedestal mais rapidamente decomposto. No fundo observa-se a paisagem típica, suavemente ondulada, da região das camadas da série Itararé.



Foto 111

R. Maack

Esfoliação imbricada em arenitos flúvio-glaciais nos campos a leste de Vila Velha na altitude de 1075 m sobre o nível do mar.



Foto 112

R. Maack

O plano superior de denudação de "Fortaleza" encontra-se 195 m. mais alto do que o platô de Vila Velha. O arenito flúvio-glacial com sua esfoliação típica escamosa ou imbricada apresenta-se aqui sob forma de gigantescas tartarugas. Altitude do campo entre 1102 e 1112 m. sobre o nível do mar.



Foto 113

R. Maack

No arenito flúvio-glacial de "Fortaleza" são encontradas frequentemente, em certos horizontes, inclusões de pedregulhos e seixos, os quais se apresentam, em alguns lugares, como conglomerados glaciais. Comprimento do cabo do martelo 32 cm.



Foto 114

R. Maack

Estado inicial da decomposição, em forma de favos, típica para a superfície dos arenitos flúvio-glaciais do tipo de Vila Velha, em "Fortaleza". (Vide também fotos 98 e 99, representando estados mais adiantados).
Altitude: 1075 m. sobre o nível do mar.

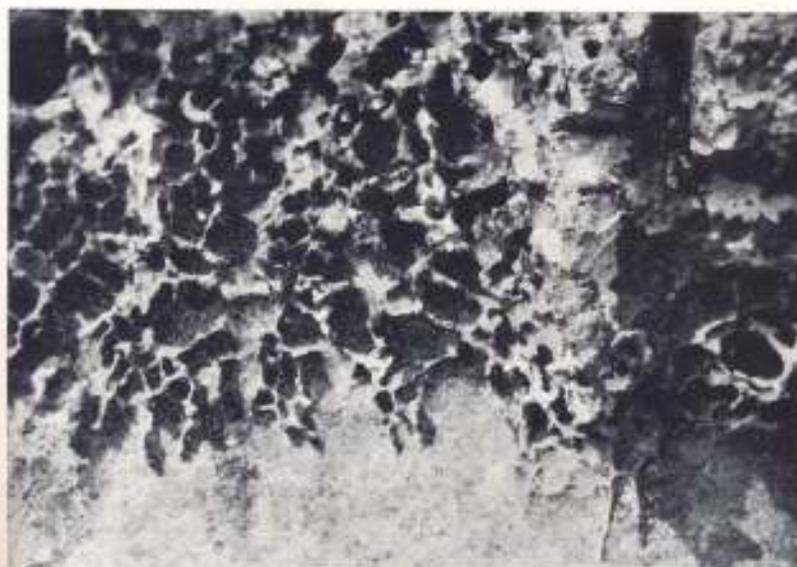


Foto 115

R. Maack

Também no arenito flúvio-glacial de "Fortaleza" são encontrados os mesmos alvéolos de esfacelamento pela percolação e decomposição química nas paredes verticais como em Vila Velha. Estas formas pequenas de decomposição não podem ser observadas no arenito das Furnas. (Vide também fotos 96 e 97). Altitude: 1080 m. sobre o nível do mar.

SUMMARY

In order to clear up the question of the geological age of the Vila Velha red sandstone, the author took part in a field excursion of the Museu Paranaense in March, 1944.

J. C. White and Euzébio Paulo de Oliveira considered the sandstone beds of Vila Velha to be a member of the Itararé series (Permian). In the "Geologia do Brasil", published in 1943, the rocks of Vila Velha are described as typical erosion forms of the Furnas sandstone (Lower Devonian) on the basis of work by Paulino Franco de Carvalho.

While measuring the geologic section at Vila Velha during the excursion of the Museu Paranaense, the author discovered varved deposits at the base of the red sandstone strata, and, together with Frederico Waldemar Lange of Ponta Grossa, substantiated the sporadic occurrence of glacially transported (erratic) material within the Vila Velha sandstone proper. The fluvio-glacial origin of the Vila Velha sandstone is indicated thereby, and its position within the Itararé series thus made certain. Further investigation showed a far greater distribution of the glacial beds in the area which heretofore had been mapped as exclusively Furnas sandstone. These surprising results finally led to a broadening of the investigation and a survey of the glacial beds in the eastern part of the Second Planalto of the State of Paraná, in conjunction with earlier sections made by the author. In the course of this research, Frederico W. Lange determined several new fossil localities and horizons in the outcrop area of the Itararé series. These were of particular importance for stratigraphic classification and age determination of the glacial beds. As a result, the oldest fossil horizon yet known in the Itararé series could be charted in the profile. The base of the glacial-marine facies above the continent glacial deposits of the Itararé series were also carefully observed by the author, and the transgression front of the Carboniferous sea was roughly charted in the various cross-section. These discoveries afford an explanation of the geology of that considerable

part of the Second Planalto of Paraná which, with reference to its singular position as the high point in the landscape, and the spectacular erosion of the old fluvio-glacial deposits, was broadly termed "Region of Vila Velha".

A summary of the contents of the various sections of the present work offers the following overall picture :

I. A survey of the climatic data and the physiographic aspect of the landscape lead to the conclusion, that the campos or savannas represent relics of a former semi-arid climate and are interpreted as the climatic expression of an as yet undetermined period of the Eo-Quaternary. The climatic formula, according to W. Koeppen, for the zone more than 900 m. above sea-level, is 7 Cfb. The greater part of the Campos Gerais, however, in respect to latitude and altitude, falls under climatic formula Cfa, or, as simplified by S. Passarge, Cf, which is characteristic of a sub-tropic climate ameliorated by altitude.

II. After reviewing the reasons which induced Paulino Franco de Carvalho to place the sandstone strata of Vila Velha in the Lower Devonian Furnas sandstone, the observed facts are given which contradict his concept, and sections made by the present author are described.

- A. In the Vila Velha section it was proved that varves lie between the Vila Velha red sandstone and the light-colored Furnas sandstone. The red sandstone itself carries glacier-borne material.
- B. The main geologic profile from Serrinha to Ponta Grossa shows the distribution of the glacial sediments over the Devonian beds, and with a vertical scale five times the horizontal, brings out the general surface forms.
- C. In the geologic profile from Palmeira to São João do Triunfo, the contact between the glacial sediments of the Itararé series and the post-glacial deposits of the Tubarão series is cut from the course of the Rio da Vargem to São João do Triunfo.
- D. In the description of the geologic profile from Palmeira to Teixeira Soares, attention is called to the eastern limit

of t
of t
fossil
men
zonal
plant
dime
lower
gions
were
posits
mited
E. In the
directi
F. To ad
nary
of Par
reiro
capping
III. Befo
the Vila Velha
A. The gr
analysis
tions of
B. Depositi
layers, t
sandston
beach ar
C. The fluv
cial clays
glacial b
mentation
sandstone
the parall
the Vila
D. Along wit
nes also o

of the marine transgression front during the final stage of the Carboniferous ice age, at Km. 128. Three different fossil horizons are found within the glacial marine sediments, the two oldest of which lie between two drift horizons. Between the post-glacial Tubarão beds which carry plant fossils and coal, an interfingering zone of glacial sediments can be determined, so that no sharp and definite lower time limit can be given to the Tubarão series. Regions that had been conquered by the *Glossopteris* flora were recovered by ground moraine or fluvio-glacial deposits at the end of the glacial period by regionally limited oscillations of the softening ice front.

E. In the Lapa area, the profile shows glacial beds lying directly on rocks of the crystalline, i. e., Archean, complex.

F. To add the geologic profile, the author gives a preliminary account of a new Devonian section in the State of Paraná. In this section the Barreiro shales and Barreiro sandstone occur above the Tibagi sandstone, as capping the "Tibagi series".

III. Before going into the observations made concerning the Vila Velha region,

A. The granulometric classification, based on mechanical analysis, is given among other things, as well as designations of individual particle sizes.

B. Deposition in beds and lenses and discordant diagonal layers, together with the light color, shows the Furnas sandstone to be a marine sediment in the form of delta, beach and shallow sea deposits.

C. The fluvio-glacial sandstones always occur between glacial clays and tillites and carry sporadically washed-out glacial boulders. They show an entirely different sedimentation pattern from the diagonally stratified Furnas sandstone. This is particularly clear when one observes the parallel concave or roofing-title like stratification of the Vila Velha red sandstone.

D. Along with the fluvio-glacial sandstones, aeolian sandstones also occur here. These were heretofore frequently de-

designated as "loessites". It could be shown that true loessite occurs only very rarely in the Vila Velha region. On the other hand, such deposits are found in southern Paraná between Rio Negro and Agua Branca. The aeolian sandstones of the Itararé series are compared with the post-Triassic (Liassic?) Caiuá sandstone in respect to their granulometric composition.

E. Banded clays, (varvite) and monotone glacial clay deposits (pelodite), have been disclosed in all examined sections. The basic color tones of the sandstones and tillites are reflected in the tones of the varves. The predominant colors are gray-blue, gray-green and gray-yellow; white-reddish varves are rare.

Averaging up the number of varves in six different horizons (275-330-310-758-592-300) gives a median figure of 441 per meter of strata, which corresponds in the total thickness to a 55 000 year period of sedimentation. Since the varvites were deposited as outwash products of the ground and terminal moraines in quiet melt-water lakes, their varves or "annual growth rings" reflect the duration of the stationary conditions of the ice front resting farther back. Their thickness in alternation with fluvio-glacial or glacial-lacustrine sandstones therefore gives an indication of the length of time between two active stages of the ice.

To date, only very sparse organic substances have been found in the varvites, the most expressive indications of life being only worm tracks.

F. The tillites represent true consolidated ground moraines, not only because of their unstratified deposition and varied granulometric composition, from silty clay particles to pebbles and boulders, but also because they carry striated and faceted material. A complete cycle of glacial sedimentation in the Vila Velha region also shows a rhythmic repetition of the following strata: sandstones — tillite — sandstones — glacial clays, a succession which corresponds to an advance and retreat of the continental ice. Very large boulders are rare in the ice-transported material.

Sm
and
the
unde
are
as w
rare.
C
block
sing f
comme
mined
of orig
trusive
Qu
repres
mica, an
calcites
content o
ern Brazi
sis of the
ground up
lite of Ba
only 2% q
6% limesto
fore be con
tillites of so
material, a
gives us app
chemical an
which was 7
Due to t
there remain
lying between
sandstones an
tions of conglo
ticles of trans
by Viktor
and which he u

Small boulders (cobbles) with a diameter between 0.10 and 0.30 m. predominate and some attain to 0.75 m. Among the ice-borne material of the Vila Velha region, the undoubted predominance is of colored quartzites. These are followed by granites, gneisses and crystalline schists, as well as sandstones. Dolomites and limestones are very rare. The lack of basic eruptive rocks is striking.

Of particular interest was the observation of a large block of coarse-grained microcline-biotite-granitite enclosing fragments of a purple quartzite. The latter is quite common among the transported material in all the examined localities. This directs our attention to some place of origin in which the microcline-biotite-granitite is intrusive into horizons of colored quartzite.

Quartz, constituting 58% of the transported material, represents the predominant component mineral. Feldspars, mica, and chloritic substances represent 36%, and finally, calcites and heavier accessory components, 8%. The SiO_2 content of the transported material shows that the southern Brazilian tillites do not come up to the average analysis of the eruptive rocks, even though the continental ice ground up material over a very extensive zone. The tillite of Barra Bonita, cited by Viktor Leinz, with only 2% quartzite in the transported material, as against 6% limestone, 8% marble and 16% hornfels, must therefore be considered as a special case, and not typical of the tillites of southern Brazil. On the basis of the transported material, a calculation of the median percentage of SiO_2 gives us approximately 76,9%. This was confirmed by a chemical analysis of three of the tillites, the result of which was 75,77%.

Due to the continuous action of rains on the tillites, there remain to-day only masses of pebbles and boulders lying between the fluvio-glacial sandstones or between sandstones and tillites as layers or less regular concentrations of conglomerate. The orientation of the elongate particles of transported material, which was first observed by Viktor Leinz in the tillites of southern Brazil and which he used to determine the direction of movement

of the Gondwana continental ice, could be confirmed and measured, innumerable times, in the present region examined.

- G. It was possible to substantiate over a broad area the distribution of drift conglomerates and deposits of marine transgression above the continental glacial sediments.

The transgression front of the Carboniferous sea (of the last third of the Gondwana ice age), as observed to date, runs in a line from Mafra to Km. 128 on the Palmeira—Rio d'Areia road to Guaraúna (Valinhos). In the light of petrographic studies of the sediments, as well as the fossil content, the doubts which have been voiced in literature as to the marine origin of these deposits are not justified.

- H. In a survey of the fossil content known to date of the marine glacial beds of the Itararé series, the new fossiliferous horizons of Rio d'Areia and Baitaca, discovered by Frederico Waldemar Lange, are located in the section in relation to the known fossil beds of Teixeira Soares, Passinho, Mafra and Taió. The oldest and lowermost marine fossil horizon of the Itararé series is found 19—21 m. below the fossiliferous bed of Teixeira Soares and Mafra, described by Euzébio Paulo de Oliveira. Since the fossil banks of Taió — called "Horizon A" in the present work — lie above fossil horizon N.º 1 of Mafra—Teixeira Soares, and since horizons N.º 2 and N.º 3 of Guaraúna and Rio d'Areia are found lower in the profile, four different fossil horizons in the marine glacial deposits of the Itararé series have thus been disclosed to date. Fossil horizon N.º 1. of gray-blue neritic clays is identified with the *Eurydesma* horizons of Argentine and Southwest Africa, which likewise overlie drift conglomerates.

IV. With reference to general geological conclusions, the following points are taken up: the geological age of the Itararé series; the direction of movement of the Gondwana continental ice; the number of glacial advances; and, finally, the causes of the glaciation and the old geologic relationships of "Gondwanaland".

A. Concern
and of
tal fac
the lack
the Pal
two sep
Brazilian
between

The
in the U
and ano
Upper Ca
Permian,
limits the
insuffici
Upper Ca
vacillatio
Lower Car
Permian. 2
deposits in
assumption
gives eviden
the Carboni
over vast ar
the conclusio
transgression
probably that
covian stage
is given by th
trochus and t
Productus cor
Brazil, therefo
however, it is
should be look

B. The direction
ice was determ
Viktor Leis
alignment of th

A. Concerning the geologic age of the Gondwana glaciation and of the marine transgression over the glacial-continental facies, the opinion is voiced in the present work, that the lack of certainty in the geologic age determination of the Paleozoic glaciation is based on the assumption of two separate Permo-Carboniferous transgressions in the Brazilian area. Moreover, the uncertainty of the boundary between the Carboniferous and the Permian is important.

The assumption of one preglacial marine transgression in the Upper Carboniferous, limited to northern Brazil, and another postglacial transgression at the close of the Upper Carboniferous or, even, at the close of the Lower Permian, only over southern Brazil, on the one hand limits the duration of the glaciation to the geologically insufficient time period between two subdivisions of the Upper Carboniferous, and on the other hand provokes vacillations in geologic age determinations between the Lower Carboniferous and the beginning of the Upper Permian. The paleontologic content of the transgression deposits in question offers no convincing reasons for the assumption of two separate transgressions, but rather gives evidence of a single post-glacial transgression of the Carboniferous sea which simultaneously spread out over vast areas of South America. The author arrives at the conclusion that the geologic age of the single marine transgression at the close of the Gondwana glaciation is probably that of the epoch between the end of the Moscovian stage and the middle of the Uralian stage, which is given by the lower Gshelian sub-stage with *Omphalotrochus* and the upper limit by the upper Gshelian with *Productus cora*. The Gondwana glaciation of southern Brazil, therefore, falls completely within the Moscovian; however, it is possible that the beginning of the glaciation should be looked for in the Namurian stage.

B. The direction of movement of the Gondwana continental ice was determined by two different processes; first by Viktor Leinz's method of measuring the depositional alignment of the elongate transported material and then

by observation and determination of the directions and angles of incidence of the preglacial land surface. The alignment of the elongate transported material indicated the same NE—SW movement of the ice as did the measurements on the inclination of the pre-Gondwana peneplain. The direction of movement obtained by Leinz's method shows a diminution of azimuth, depending on the location of the points of observation, from east to west. From this we get an initial movement oriented more towards ENE—WSW, which gradually turns to NE—SW, and finally changes to NNE—SSW. The various directions of movement are in complete concordance with the directions of incidence of the preglacial land surface and with the old structure lines of the crystalline base. The angle of incidence of the preglacial land surface runs in the direction $N 220^{\circ} W = 16'20''$. A projection of the old peneplain preserved under the overlying beds cuts eastward above the Serra do Mar and joins the remains of old peneplains between 1450 and 1550 m. above sea level. The directions of movement of the Gondwana continental ice point back to the Atlantic Ocean.

C. In this section is taken up the problem of whether we should view the Gondwana glaciation as a single epoch of glaciation, with temporary oscillations of the ice front, or as various epochs with corresponding interglacials.

The fourfold repetition of the rhythm of sedimentation: sandstones — tillite — sandstones — varvites, corresponds to four principal advances of the Gondwana continental ice over the zone of the southeast Second Planalto of the State of Paraná. To claim to see, on the sole basis of the sedimentation rhythm, four periods of glaciation with long and warmer interglacial periods is not justified, at least while there has been no confirmation of richer organic facies especially fossil plants, such as would correspond to interglacial periods, in the fluvio-glacial sediments. The observations made to date for the preglacial epoch show a flora adapted to the colder zones, as in the postglacial epoch by the association of *Rhacopteris* and

Glossop
glaciation
the inter
interglac
tably poo
not under
ice age, a
the interg
Throughou
Devonian
entire stud
Brazil lay
glacial epo
thin beds o
the territory
corresponds
ice front dur
at the close
tion of the c
regions from

The Carb
ferent aspect
variations. Du
glaciation in
limited oscillat
stadial main a
substantiated. T
not as yet show
rather correspo
of the glacial ep
vegetation in a

The author
epochs in the tru
with flourishing
glaciation, cannot
boniferous glaci
main stadial advan
be substantiated, a

Glossopteris. Throughout the duration of the Gondwana glaciation, these floristic elements are not even found in the intermediary epochs which should correspond to interglacial epochs. The fluvio-glacial sediments are notably poor in fossils. This fact proves that the climate did not undergo those great variations during the Gondwana ice age, such as, for example, particularly characterized the interglacial epochs of the Quaternary glaciations. Throughout the period of geologic time from the Lower Devonian to the close of the Upper Carboniferous, the entire studied area of the Gondwana beds of southern Brazil lay in a temperate to cold climatic zone. An interglacial epoch cannot be deduced from the presence of thin beds of coal covered by ground moraine material in the territory of the State of Paraná. This phenomenon corresponds only to regionally limited oscillations of the ice front during the general retreat of the continental ice at the close of the glacial epoch, when, with the amelioration of the climate, the *Glossopteris* flora invaded all the regions from which the ice retreated.

The Carboniferous glaciation shows a thoroughly different aspect from the Quaternary with its great climatic variations. During a single and long-lasting period of glaciation in the Upper Carboniferous, only regionally limited oscillations of the ice front and differently broad stadial main advances of a continental ice field can be substantiated. The deposits of the interstadial epochs have not as yet shown any evidence of upcoming plant life, but rather correspond to polar deserts. Only the final close of the glacial epoch permitted a new development of the vegetation in a sub-polar tundra landscape.

The author comes to the conclusion that interglacial epochs in the true sense of the word, as warmer episodes with flourishing plant life, between diverse epochs of glaciation, cannot be substantiated in the Upper Carboniferous glaciation of southern Brazil. However, four main stadial advances over the southern Paraná area can be substantiated, and 4 or 5 main advances of the conti-

mental ice to northern Paraná and São Paulo with 3 or 4 cold interstadial epochs.

D. In the section dealing with the causes of the glaciation and the old geologic relationships, the author calls attention to the fact that the directions of movement of the old Brazilian continental ice, as determined to date, point to the northeast and east. i. e., to a source in the Atlantic Ocean beyond. In view of the present distribution of continents and oceans it must be noted that no continental ice field could develop on the surface of the Atlantic Ocean. Land must, therefore, be assumed for a center of glaciation to the east and northeast, beyond present Brazilian territory. This brings up the problem of what form the old connections of "Gondwanaland" may have taken, whether they were "continental bridges" across the broad ocean, as is presented by E. Koken and Ch. Schuchert, or in the form of direct connection of now disjunct continental blocks, without submerged continental bridges, as Alfred Wegener proposes in his theory of continental drift.

The assumption of "continental bridges", with the present distribution of traces of the old Gondwanaland glaciation, presupposes a general glaciation of the earth's surface. However, this is not in accordance with the distribution of coal beds, of the same age, in the Northern Hemisphere. With the present distribution of land and sea, this contradiction cannot be simply explained by the migration of poles. Besides, the submergence of "continental bridges" as parts of lighter sial within the denser sima, throughout all the geological periods since the Mesozoic, stands in contradiction to the natural separation of materials in the gravitational field of a rotating body, according to which the bodies are centripetally arranged, i. e., the heaviest in the center and the lightest at the periphery. The great submerged masses of sial should long since have emerged and been included in the median level of the sial crust.

However, there are plausible expositions of the problems of the Gondwana glaciation such as that brought

out by S
ner. Th
date in r
the South
to the theo
tionships an
glaciation, f
Without the
dislocations
Gondwana p

The resu
nection betw
Upper Carbon
Wegener's
corrections an
research, new

V. In the last sec
of the landscape under
in the first place to be
the second place by th
the climate. The gener
of Vila Velha are fou
plateau on which two l
plain and mesa landsca
of the Lower Devonian l
rolling country with hill
Upper Carboniferous gla
low but striking bluffs i

The Vila Velha regio
of the First Planalto by
carpment". The Iguazú Ri
Devonian beds in a super
been preserved as antique
beds. Where these overlying
is exposed and newly incised
escarpment and the Serra
Paleozoic peneplain has been
was formed on top of a pale

out by Salomon-Calvi, or by Alfred Wegener. The conclusions of the investigations realized to date in respect to the Upper Carboniferous glaciation of the Southern Hemisphere do not stand in contradiction to the theory of Continental Drift; rather, the old relationships and the geologic phenomena of the Gondwana glaciation, first become comprehensible under that theory. Without the assumption of polar migration and horizontal dislocations of the earth's crust, the phenomena of the Gondwana glaciation are inexplicable.

The results of the investigation bespeak a direct connection between South America and Africa during the Upper Carboniferous glaciation. To what point Alfred Wegener's first presentation of a new idea may need corrections and supplementations, is a problem for future research, new roads to which are indicated here.

V. In the last section of the present work, the surface forms of the landscape under study are described. They show themselves in the first place to be dependent on geological structure, and in the second place by the kind of weathering, to be dependent on the climate. The general region, in which the weathered forms of Vila Velha are found, consists of the sloping surface of a plateau on which two landscapes are developed: one a youthful plain and mesa landscape with canyon-like valleys in the zone of the Lower Devonian Furnas sandstone, the other an old gently rolling country with hills and broad valleys in the zone of the Upper Carboniferous glacial strata. Fluvio-glacial sandstones form low but striking bluffs in the landscape.

The Vila Velha region is delimited at the crystalline mass of the First Planalto by a marked cuesta, the "Devonian escarpment". The Iguaçu River cuts through the glacial and Lower Devonian beds in a superimposed valley. Old peneplains have been preserved as antique forms beneath the overlying Paleozoic beds. Where these overlying beds are missing, an old paleoplane is exposed and newly incised. By erosion between the Devonian escarpment and the Serra do Mar, the old erosion level of the Paleozoic peneplain has been lowered. Thus a recent peneplain was formed on top of a paleoplane, which is today being recut on

the margin by the valley of the Ribeira River and thus being transformed into a young mountain landscape. The primary reason why the great river systems flow towards the interior are the old erosion surfaces and the directions of incidence of the old peneplains. The rivers therefore carve out a scarp landscape (Schichtstufen-Landschaft) with superimposed or regressive stream pattern and watergaps.

By the action of chemical decomposition and by the erosive force of running water the picturesque rock forms of Vila Velha were finally cut from a bed of fluvio-glacial sandstone. The small weathering forms occurring throughout the Vila Velha sandstone region are closely tied up with the internal structure of the rocks, the joint systems, the massiveness and varying thickness of the beds, and finally solution along such lines of weakness.

Karst phenomena can be observed at those points in the region at which limestones of the Açungui series underlie the Devonian strata.

The morphological aspects also confirm the petrographic investigations, showing that the Furnas and the Vila Velha sandstones are two fundamentally different sediments.

FINAL RESUMÉ

The red sandstone of Vila Velha does not represent a bed of the Lower Devonian Furnas sandstone, but rather a fluvio-glacial deposit of the Itararé series. The geologic age of the glacial deposits of the Itararé series is probably Middle Upper Carboniferous, i. e., the Moscovian stage, while the marine transgression beds of the Itararé series have an upper age limit of the middle Uralian. There was but a single glaciation of the southern Brazilian part of "Gondwanaland", with 3 or 4 separate stadial advances and retreats over the Southern Paraná region through a closed continental ice field. Separate epochs of glaciation with warmer interglacial epochs, in the sense of the Quaternary glaciation, cannot be proved by either the succession of sediments, or by the fossil contents of the fluvio-glacial deposits. So long as we have no proof of the existence of floral elements of a warmer climatic zone and a richer organic facies in the fluvio-

glacial strat
of glaciation
in relation to
continental ice
connection w
land". Witho
zontal dislocat
the Southern

The rock f
glacial sandston
of chemical de
general form of
country on a sh
of Paraná, which
peneplains are p
relics of the past

glacial strata, corresponding to the stages between diverse epochs of glaciation, the expression "interglacial period" cannot be used in relation to Gondwana glaciation. The existence of the Brazilian continental ice and the direction of its movement indicate a direct connection with Africa, as an integral part of the old "Gondwanaland". Without the assumption of polar migration and the horizontal dislocation of the earth's crust, the Paleozoic glaciation of the Southern Hemisphere cannot be explained.

The rock forms of Vila Velha were cut out of a bed of fluvio-glacial sandstone by destruction along the joint planes as result of chemical decomposition and the erosive action of rain. The general form of the Vila Velha region is that of a gently hilly country on a sloping plateau, the Second Planalto of the State of Paraná, which is delimited by the Devonian escarpment. Old peneplains are preserved under the overlying Paleozoic beds, as relics of the past.

ZUSAMMENFASSUNG

Um die Frage des geologischen Alters des roten Vila Velha-Sandsteines zu klären, nahm der Verfasser im März 1944 an einer Exkursion des Museu Paranaense teil.

J. C. White und Euzébio Paulo de Oliveira sahen in der Sandsteinplatte der Vila Velha ein Glied der Serie Itararé. In der neuen "Geologia do Brasil" aus dem Jahre 1943 erscheinen die Felsen der Vila Velha auf Grund einer Arbeit von Paulino Franco de Carvalho als typische Erosionsformen des unterdevonischen Furnas-Sandsteines.

Bei der Aufnahme des geologischen Profils über die Vila Velha während der Exkursion des Museu Paranaense entdeckte der Verfasser im Sockel der roten Sandsteinplatte Varvite, und in Gemeinschaft mit Frederico Waldemar Lange aus Ponta Grossa wurde glaziales Geschiebematerial sporadisch verstreut im Vila Velha-Sandstein selbst festgestellt. Damit ist der fluvio-glaziale Ursprung des Vila-Velha-Sandsteines bewiesen und seine Zugehörigkeit zur Serie Itararé sichergestellt. Aus dieser Feststellung ergab sich bei den weiteren Untersuchungen eine viel grössere Verbreitung der Glazialschichten in einem Gebiet, das bis dahin ausschliesslich als Furnas-Sandstein kartiert war. Diese überraschenden Ergebnisse führten schliesslich zu einer Erweiterung der Untersuchungen und Aufnahmen der Glazialschichten im östlichsten Teil des zweiten Planaltos des Staates Paraná unter Anschluss an frühere Profilaufnahmen des Verfassers. Während dieser Arbeiten wurden durch Frederico W. Lange verschiedene neue Fossilplätze und Fossilhorizonte im Verbreitungsgebiet der Serie Itararé festgestellt, die von besonderer Bedeutung für die Gliederung der Glazialschichten und deren Alter waren. Es konnte infolgedessen der bisher älteste Fossilhorizont der Serie Itararé im Profil kartiert werden. Auch die Basis der glazial-marinen Fazies über den kontinental-glazialen Ablagerungen der Serie Itararé wurde vom Verfasser genau beobachtet und die Transgressionsfront des Karbonmeeres durch verschiedene Profilschnitte in grossen Zügen skizziert. Damit ist die Geologie eines bestimm-

ten Teiles des zweiten Planaltos des Staates Paraná geklärt worden, der im Hinblick auf die eigenartige Stellung der Vila Velha als landschaftlichem Höhepunkt inmitten der alten Glazialablagerungen "Região de Vila Velha" im weiteren Sinne benannt wurde.

Eine Zusammenfassung des Inhaltes der einzelnen Abschnitte der vorliegenden Arbeit ergibt folgende Uebersicht:

I. Der Überblick über die Klimadaten und das physiografische Bild der Landschaft führt zu dem Ergebnis, dass die Campos oder die Savannenflächen Reliktenformen eines semi-ariden Vorzeitklimas darstellen und als Klimaausdruck einer noch nicht bestimmten Periode des Altquartärs aufgefasst werden. Die Klimaformel nach W. Koeppen lautet für die Zonen über 900 m Seehöhe 7 Cfb. Auf den grössten Teil der Campos Gerais entfällt jedoch je nach Breiten- und Höhenlage die Klimaformel 7 Cfa, oder, vereinfacht nach S. Passarge, Cf als Kennzeichen eines durch Höhenlage gemilderten Subtropen-Klimas.

II. Nach Wiederholung der Gründe, die Paulino Franco de Carvalho veranlassten, die Sandsteinplatte der Vila Velha zum unterdevonischen Furnas-Sandstein zu stellen, werden die Beobachtung-Tatsachen mitgeteilt, die gegen die Auffassung von Paulino Franco de Carvalho sprechen und anschliessend die vom Verfasser aufgenommenen Profile beschrieben.

A. Im Profil über die Vila Velha wurde festgestellt, dass Varvite zwischen dem roten Sandstein von Vila Velha und dem hellen Furnas-Sandstein liegen. Der rote Sandstein selbst führt Glazialgeschiebe.

B. Das geologische Hauptprofil Serrinha—Ponta Grossa zeigt die Verbreitung der Glazialsedimente über der Devon-Schichtenplatte und bringt bei fünffacher Ueberhöhung die grossen Linien der Oberflächenformen zum Ausdruck.

C. Im geologischen Profil Palmeira—São João do Triunfo wird die Grenze zwischen den Glazialsedimenten der Serie Itararé und den postglazialen Ablagerungen der Se-

rie Tubarão
São João do

D. In der Beschreibung der Reihe Teixeira Soares sind die verschiedenen Transgressionen der verschiedenen Eiszzeiten der pleistozen und subpliozänen zial-marinen Sedimentation, die verschiedenen Drifthorizonten, die verschiedenen Kohlenflöze für die verschiedenen Eiszzeiten festzustellen, die scharfe Abgrenzung der verschiedenen Zonen ist. Von den verschiedenen Zonen wurden an verschiedenen Stellen beschränkte Schwärze von Grünsandsteinen überdeckt.

E. Das beschriebene Profil über die Zone von Vila Velha über Gesteinen der verschiedenen Zonen.

F. Zur Ergänzung der vorliegenden Mitteilung einige Mitteilungen über das Paraná gebrachte Material, das dem Tibagi-Sandstein und dem Barreiro-Sandstein zugeordnet ist.

III. Bevor die Beobachtungen über die Vila Velha-Region dargelegt werden, werden die bei den verschiedenen Zonen der verschiedenen Klassen der verschiedenen Partikel mitgeteilt.

A. Die bei den verschiedenen Klassen der verschiedenen Partikel mitgeteilt.

B. Die plattig-bankige Schichtung der verschiedenen Sandstein als marine Strand- und Flachmeeresablagerungen.

rie Tubarão beim Anstieg vom Rio da Vargem nach São João do Triunfo geschnitten.

D. In der Beschreibung des geologischen Profils Palmeira—Teixeira Soares wird auf die östlichste Grenze der marinen Transgressionsfront während des Ausgangs der karbonen Eiszeit bei km 128 hingewiesen. Innerhalb der glazial-marinen Sedimente finden sich drei verschiedene Fossilhorizonte, von denen die beiden ältesten zwischen zwei Drifthorizonten liegen. Zwischen den Pflanzenfossilien und Kohlenflöze führenden Tubarão-Schichten der Postglazialzeit ist eine zonenmässige Verzahnung mit Glazialsedimenten festzustellen, sodass keine zeitlich einheitliche scharfe Abgrenzung der Serie Tubarão nach unten gegeben ist. Von der *Glossopterisflora* bereits eroberte Gebiete wurden am Ende der Eiszeit durch regional beschränkte Schwankungen der weichenden Eisfront wiederum von Grundmoränen oder fluvio-glazialen Ablagerungen überdeckt.

E. Das beschriebene Profil zeigt in einem geologischen Schnitt über die Zone von Lapa Glazialschichten unmittelbar über Gesteinen des kristallinen bzw. archaischen Komplexes.

F. Zur Ergänzung der geologischen Profile wird als vorläufige Mitteilung ein neues Profil über das Devon des Staates Paraná gebracht. In diesem Profil erscheinen über dem Tibagi-Sandstein noch die Barreiro-Letten und der Barreiro-Sandstein als Hangendes der "Serie Tibagi".

III. Bevor die Beobachtungen an den Gesteinen der Vila Velha-Region dargelegt werden, wird unter

A. die bei den mechanischen Analysen angewandte Korngrössen-Klassierung und die Bezeichnung der einzelnen Partikel mitgeteilt.

B. Die plattig-bankige Absonderung und die diskordante Diagonalschichtung zeigen bei heller Farbe den Furnas-Sandstein als marines Sediment in Form von Delta-, Strand- und Flachmeer-Ablagerungen.

- C. Die fluvio-glazialen Sandsteine sind stets zwischen Glazialtone und Tillite gelagert und führen sporadisch ausgespültes Glazialgeschiebe. Sie zeigen eine durchaus andere Absonderungsform als der diagonalschichtige Furnas-Sandstein. Das wird besonders bei den parallel schuppigen oder dachziegelartigen Absonderungen des roten Vila-Velha-Sandsteines deutlich.
- D. Neben den fluvio-glazialen treten auch äolische Sandsteine auf, die früher häufig als "Lössite" bezeichnet wurden. Es konnte festgestellt werden, dass Lössite in der Vila Velha-Landschaft nur sehr selten auftreten. Dagegen werden solche Ablagerungen weiter südlich zwischen Rio Negro und Água Branca in Süd-Paraná gefunden. Die äolischen Sandsteine der Serie Itararé werden dem post-triassischen (liasischen?) Caiuá-Sandstein hinsichtlich der Korngrößen-Komposition gegenübergestellt.
- E. Farbige Bändertone — Varvite — und einfarbige glaziale Tonablagerungen — Pelodite — sind in allen untersuchten Profilen gut aufgeschlossen. Der Grundton der Farbe der Sandsteine und Tillite spiegelt sich in den Varventönen wider. Die vorherrschenden Farben sind graublau, graugrün und graugelb; selten sind weiss-rötlich gefärbte Varvite.

Aus sechs verschiedenen Horizonten ergab sich eine mittlere Varven-Anzahl von $275 + 330 + 310 + 758 + 592 + 300 = 441$ pro Schichtmeter, die insgesamt einer Ablagerungsdauer von 55 000 Jahren entsprechen. Da die Varvite als Auswaschungs-Produkte der Grund- und Endmoränen in ruhigen Schmelzwasser-Seen abgelagert wurden, so spiegeln ihre Varven- oder "Jahresringe" die Dauer stationärer Verhältnisse einer weiter rückwärts liegenden Eisfront wider. Ihre Mächtigkeit im Wechsel mit fluvio-glazialen oder glazial-lakustren Sandsteinen gibt daher einen Hinweis auf die Zeitdauer zwischen zwei aktiven Eisstadien.

In den Varviten sind bisher nur sehr spärlich organische Substanzen und als ausdrucksvollste Lebensäusserung lediglich Wurmspuren nachgewiesen worden.

F. Die Tillite
lagerung un
von lehmig
Blöcken, so
schrammter
nen. Ein voll
in der Vila
steine—Tillit
ge, die einem
entspricht. Se
rial selten. Es
sowie Blöcke
Material ist i
Planaltos des
farbiger Quarz
Gneise und an
Dolomite und
ist das Fehlen

Von besond
ein grosser Blo
Brocken eines
auch sonst häufi
auftritt. Damit v
an dem Mikrokli
rizonte intrusiv

Entsprechend
vorherrschenden
Feldspäte, Glimm
wie schliesslich K
standteile mit zusa
auf Grund der G
lianischen Tillite
der Eruptivgestein
landeis Gesteinsma
len hat. Der von V
Barra Bonita mit
Quarzit gegenüber
fels ist deshalb als
Typ südbrasilianisch

F. Die Tillite erweisen sich durch ihre schichtungslose Ablagerung und unsortierte Korngrössen-Zusammensetzung von lehmig-tonigen Bestandteilen bis zu Geröllen und Blöcken, sowie durch die Führung fazettierter und geschrämpter Geschiebe als echte, verfestigte Grundmoränen. Ein voller glazialer Sedimentations-Zyklus zeigt auch in der Vila Velha-Region stets die Schichtfolge: Sandsteine—Tillit—Sandsteine—Glazialtone, eine Schichtenfolge, die einem Vorstoss und einem Rückzug des Inlandeises entspricht. Sehr grosse Blöcke sind im Geschiebe-Material selten. Es herrschen Gerölle zwischen 0,10 bis 0,30 m, sowie Blöcke bis zu 0,75 m vor. Unter dem Geschiebe-Material ist in der Vila Velha-Landschaft des zweiten Planaltos des Staates Paraná eindeutig das Vorherrschen farbiger Quarzite festzustellen. Danach folgen Granite, Gneise und andere kristalline Schiefer, sowie Sandsteine. Dolomite und Kalke finden sich sehr selten. Auffallend ist das Fehlen basischer Eruptivgesteine.

Von besonderem Interesse war die Beobachtung, dass ein grosser Block grobkörnigen Mikroclin-Biotit-Granites Brocken eines purpurfarbenen Quarzites einschloss, der auch sonst häufig im Geschiebe aller untersuchten Plätze auftritt. Damit wird auf einen Ursprungsort hingewiesen, an dem Mikroclin-Biotit-Granitite die farbigen Quarzithorizonte intrusiv durchsetzen.

Entsprechend der Geschiebeführung stellt Quarz den vorherrschenden Mineralanteil mit 58% dar; es folgen Feldspäte, Glimmer und Chloritsubstanz mit 36%, sowie schliesslich Kalzit und schwerere akzessorische Bestandteile mit zusammen 8%. Der SiO_2 -Gehalt zeigt schon auf Grund der Geschiebeführung an, dass die südbrasilianischen Tillite sich nicht einer Durchschnitts-Analyse der Eruptivgesteine nähern können, wengleich das Inlandeis Gesteinsmaterial einer weiten Landschaft zermahlen hat. Der von Viktor Leinz angeführte Tillit von Barra Bonita mit einer Geschiebeführung von nur 2% Quarzit gegenüber 6% Kalk, 8% Marmor und 16% Hornfels ist deshalb als Sonderfall und nicht als Durchschnittstyp südbrasilianischer Tillite zu bezeichnen. Auf Grund

der Geschiebeführung ergeben angenäherte Vorausberechnungen einen Durchschnittswert von 76,9% SiO₂, der durch die chemischen Analysen mit 75,77% bestätigt wurde.

Bei starker Ausspülung der Tillite bleiben Haufwerke von Geröllen und Blöcken übrig, die als Konglomeratlagen oder Nester in den fluvio-glazialen Sandsteinen oder zwischen Sandsteinen und Tilliten zu finden sind.

Die von Viktor Leinz zuerst beobachtete Einregelung länglicher Geschiebe in den südbrasilianischen Tilliten, die von ihm zur Bestimmung der Bewegungsrichtung des Gondwana-Eises ausgewertet wurde, konnte auch im vorliegenden Untersuchungsgebiet durch unzählige Messungen bestätigt werden.

G. Driftkonglomerate und marine Transgressionsschichten wurden in weiter Ausdehnung über den kontinental-glazialen Ablagerungen festgestellt.

Die bisher beobachtete Transgressionsfront des Karbon-Meeres aus dem letzten Drittel der Gondwana-Eiszeit verläuft auf einer Linie von Mafra über km. 128 der Strasse Palmeira—Rio d'Areia nach Guarauna (Valinhos). Der in der Literatur zum Ausdruck gebrachte Zweifel an der marinen Natur dieser Ablagerungen ist sowohl sedimentpetrografisch als auch im Hinblick auf die Fossilführung unbegründet.

H. In dem Überblick über den bisher bekannten Fossilinhalt der glazial-marinen Schichten der Serie Itararé werden die von Frederico W. Lange entdeckten neuen Fossilhorizonte von Rio d'Areia und Baitaca den bisher bekannten Fossilbänken von Teixeira Soares, Passinho, Mafra und Taió ihrer Lage nach im Profil gegenübergestellt. Der bisher beobachtete älteste und tiefste marine Fossilhorizont der Serie Itararé liegt 19—21 m unter der von Euzébio Paulo de Oliveira beschriebenen Fossilbank von Teixeira Soares und Mafra. Da die Fossilbänke von Taió — in der vorliegenden Arbeit Horizont A genannt — über dem Fossilhorizont n.º 1 von Mafra—Teixeira Soares liegen, und der zweite

und dritte
fer im Profil
dene Fossilh
gerungen die
Fossilhorizon
mit den Eu
Argentinien
meraten liege

IV. Hinsichtlich
werden das geologic
richtung des Gondwa
sowie schliesslich die
logischen Zusammen

A. Bezüglich des
sung und der
tal-glaziale Fa
Meinung zum
ten der Alters
der Annahme
Transgressionen
sind. Daneben
Abgrenzung zw

Die Annah
Oberkarbon nur
Transgression an
de des Unterper
Vereisung auf e
an der Grenze
und zeitigt auf de
angabe zwischen
perm. Der paläont
Transgressions-Sch
Gründe für die An
gressionen, sonder
ge und gleichzeit
bon-Meeres über
Verfasser kommt z
Alter der einmalige

und dritte Horizont von Guarauna und Rio d'Areia tiefer im Profil angetroffen werden, sind bisher 4 verschiedene Fossilhorizonte innerhalb der glazial-marinen Ablagerungen der Serie Itararé aufgeschlossen worden. Der Fossilhorizont n.º 1 in graublauen neritischen Tonen wird mit den Eurydesma-Horizonten von Südwestafrika und Argentinien identifiziert, die ebenfalls über Driftkonglomeraten liegen.

IV. Hinsichtlich der allgemeinen geologischen Ergebnisse werden das geologische Alter der Serie Itararé, die Bewegungsrichtung des Gondwana-Inlandeises, die Anzahl der Eisvorstöße, sowie schliesslich die Ursachen der Vereisung und die alten geologischen Zusammenhänge des Gondwanalandes behandelt.

A. Bezüglich des geologischen Alters der Gondwana-Vereisung und der marinen Transgression über die kontinental-glaziale Fazies wird in der vorliegenden Arbeit die Meinung zum Ausdruck gebracht, dass die Unsicherheiten der Altersbegrenzung der paläozoischen Vereisung in der Annahme von zwei verschiedenen permo-karbonen Transgressionen über das brasilianische Gebiet begründet sind. Daneben ist auch die allgemeine Unsicherheit der Abgrenzung zwischen Karbon und Perm von Bedeutung.

Die Annahme einer präglazialen Transgression im Oberkarbon nur über Nordbrasilien und eine postglaziale Transgression am Ende des Oberkarbon oder gar am Ende des Unterperm nur über Südbrasilien engt einmal die Vereisung auf einen geologisch ungenügenden Zeitraum an der Grenze zweier Unterstufen des Oberkarbon ein und zeitigt auf der anderen Seite eine schwankende Altersangabe zwischen Unterkarbon und dem Beginn des Oberperm. Der paläontologische Inhalt der in Frage stehenden Transgressions-Schichten bietet aber keine zwingenden Gründe für die Annahme von zwei verschiedenen Transgressionen, sondern weist im Gegenteil auf eine einmalige und gleichzeitige spätglaziale Transgression des Karbon-Meeres über weite Gebiete Südamerikas hin. Der Verfasser kommt zu dem Ergebnis, dass als geologisches Alter der einmaligen marinen Transgression am Ende der

Gondwana-Eiszeit der Zeitraum vom Ausgang der Moskauer Stufe bis zum mittleren Uralien wahrscheinlich ist, und zwar das untere Gschelsk mit *Omphalotrochus* und als oberste Grenze das obere Gschelsk mit *Productus cora*. Die Gondwana-Vereisung Südbrasiens selbst fällt damit ganz in die Moskauer Stufe, wobei die Möglichkeit besteht, dass der Beginn der Vereisung noch im Namur zu suchen ist.

B. Die Bewegungsrichtung des Gondwana-Inlandeises wurde auf zwei verschiedenen Wegen ermittelt und zwar einmal durch Anwendung der Methode von Viktor Leinz bezüglich Einmessung des eingeregelteten länglichen Geschiebe-Materials und das andere Mal durch Untersuchungen und Vermessungen der Einfallrichtungen und Einfallswinkel der prä-glazialen Landoberfläche. Aus der Einregelung des länglichen Geschiebe-Materials ergab sich ebenso eine NE—SW-Bewegung des Eises wie aus den Neigungen der Prägondwana-Rumpffläche. Die nach der Methode von Viktor Leinz bestimmte Bewegungsrichtung zeigte eine Abnahme der Azimute je nach der Lage der Beobachtungsorte von Ost nach West. Daraus ergibt sich eine zuerst mehr ENE—WSW gerichtete Bewegung, die allmählich in eine NE—SW und schliesslich NNE—SSW-Richtung einbog. Die verschiedenen Bewegungsrichtungen decken sich mit den Einfallrichtungen der prä-glazialen Landoberfläche und mit alten Strukturlinien des kristallinen Untergrundes. Der Einfallswinkel der Präglazial-Landoberfläche beträgt in Richtung N 220° W = $16' 20''$. Eine Verlängerung der unter den Deckschichten erhaltenen alten Rumpffläche schneidet ostwärts über die Serra do Mar hinweg und trifft dort auf alte Rumpfflächen-Reste zwischen 1450 und 1550 m Seehöhe. Die Bewegungsrichtungen des Gondwana-Inlandeises weisen in den Atlantischen Ozean hinaus.

C. In diesem Abschnitt wird die Frage erörtert, ob wir in der Gondwana-Vereisung eine einheitliche Eiszeit mit nur stadialen Schwankungen der Eisfront, oder verschiedene Eiszeiten mit entsprechenden Interglazialzeiten zu sehen haben.

Die vierfache Wiederholung des Sedimentations-Rhythmus: Sandsteine — Tillit — Sandsteine — Varvite entspricht vier Haupt-Vorstössen des Gondwana Inlandeises über das Gebiet des südöstlichen zweiten Planktons von Paraná. Aus dem Sedimentations-Rhythmus allein aber vier verschiedene Eiszeiten mit langen und wärmeren Interglazialzeiten ableiten zu wollen, ist so lange verfrüht, bis nicht ein den Interglazialzeiten entsprechendes reiches organisches Leben, besonders durch Pflanzenfossilien in den fluvio-glazialen Sedimenten, nachgewiesen werden kann. Die bisherigen Beobachtungen zeigen in der Präglazialzeit ebenso eine an kalte oder kühle Zonen angepasste Flora, wie in der Postglazialzeit durch die Vergesellschaftung von *Rhacopteris* und *Glossopteris*. Während der ganzen Dauer der Gondwana-Vereisung treten diese Florenelemente selbst in den Zwischenstadien, die Interglazialzeiten entsprechen sollen, völlig zurück. Die fluvio-glazialen Sedimente sind auffallend fossilarm. Das spricht nicht für grosse Klima-Schwankungen während der Gondwana-Vereisung, wie sie z. B. die Interglazialzeiten der quartären Vereisungen kennzeichnen. Während des gesamten geologischen Zeitabschnittes vom Unterdevon bis zum Ausgang des Oberkarbon lag das untersuchte Gebiet der Gondwana-Schichten Südbrasilien in einer kühlen bis kalten Klimazone. Aus der Ueberdeckung schmaler Kohlenflöze durch Grundmoränen-Material im Gebiet des Staates Paraná ist keine Interglazialzeit abzuleiten. Diese Erscheinung entspricht lediglich regional beschränkten Oszillationen der Eisfront während des allgemeinen Eisrückzuges am Ende der Eiszeit, als die *Glossopterisflora* mit dem Milderwerden des Klimas bereits allgemein die vom Eis freigegebenen Gebiete erobert hatte.

Die karbone Eiszeit zeigt einen durchaus anderen Charakter als die quartären Eiszeiten mit ihren grossen Klima-Schwankungen. Während einer einmaligen langdauernden Vereisungs-Periode im Oberkarbon sind nur regional begrenzte Schwankungen der Eisfront und verschieden weite stadiale Haupt-Vorstösse eines Inland-Eis-

feldes festzustellen. Die Ablagerungen der Interstadialzeiten lassen kein aufkommendes reiches Pflanzenleben erkennen, sondern entsprechen polaren Kältewüsten. Erst das endgültige Ende der Eiszeit ermöglichte neues Pflanzenleben in einer subpolaren Moorlandschaft.

Der Verfasser kommt zu dem Ergebnis, dass Interglazialzeiten im Sinne des Wortes als wärmere Perioden mit ausdrucksvollem Pflanzenleben zwischen verschiedenen Eiszeiten im oberkarbonen Vereisungsgebiet Südbrasilens nicht nachzuweisen sind. Dagegen sind vier stadiale Haupt-Eisvorstösse über das Gebiet von Südparaná und 4—5 Haupt-Eisvorstösse bis Nordparaná und São Paulo mit 3 und 4 kalten Interstadialzeiten festzustellen.

D. Im Abschnitt über die Ursachen der Vereisung und über die alten geologischen Zusammenhänge wird zunächst auf die Tatsache hingewiesen, dass die bisher festgestellten Bewegungsrichtungen des alten Brasil-Inlandeises nach Nordost und Ost in den Atlantischen Ozean hinausweisen. Im Hinblick auf die heutige Verteilung von Land und Meer ist dazu zu sagen, dass über den Wasserflächen des Atlantischen Ozeans sich kein Inlandeisfeld entwickeln konnte. Es wird deshalb für ein Vereisungszentrum östlich und nordöstlich ausserhalb des heutigen Brasiliens Land vorausgesetzt. Dadurch wird die Frage aufgeworfen, in welcher Form die alten Zusammenhänge des Gondwana-Landes bestanden haben können, ob durch Landbrücken über Ozeanweiten hinweg, wie sie durch E. Koken und Ch. Schuchert dargestellt werden, oder durch direkten Anschluss heute getrennter Kontinentalschollen ohne versunkene Brückenkontinente, wie Alfred Wegener das in seiner Verschiebungstheorie zum Ausdruck bringt.

Die Annahme von Brückenkontinenten setzt bei der heutigen Verteilung der Vereisungsspuren des alten Gondwana-Landes eine Vereisung der gesamten Erde voraus. Das steht aber im Widerspruch zu der Verteilung der gleichaltrigen Steinkohlen-Vorkommen auf der Nordhemisphäre. Dieser Widerspruch wird bei der bestehenden

V. Im letzteren
formen der unteren
in erster Linie als
ter Linie durch die
ma. Die Grossland
der Vila Velha find
fenlehne dar, auf c
tionartigen Tälern
steines und eine s

Verteilung von Land und Meer auch nicht durch die Annahme von Polverschiebungen allein gelöst. Auch steht das Versinken von Brückenkontinenten als leichtere Sial-Teile in das schwerere Sima für die Dauer aller geologischen Perioden seit dem Mesozoikum im Gegensatz zur natürlichen Stoffsonderung im Schwerfeld eines rotierenden Körpers, wonach die schwereren Stoffe nach innen und die leichteren nach aussen angeordnet werden. Die versunkenen Sial-Teile hätten längst wieder aufgetaucht sein und sich in das mittlere Niveau der Sial-Schale eingefügt haben müssen.

Den Problemen der Gondwana-Vereisung werden dagegen Darstellungen gerecht, wie sie Salomon-Calvi bringt oder Alfred Wegener sie rekonstruiert. Die bisherigen Untersuchungsergebnisse hinsichtlich der oberkarbonen Vereisung der Südhemisphäre stehen nicht im Widerspruch zur Verschiebungstheorie, sondern die alten Zusammenhänge und geologischen Erscheinungen der Gondwana-Vereisung werden dadurch erst verständlich. Ohne Annahme von Polwanderungen und horizontalen Krustenverschiebungen sind die Erscheinungen der Gondwana-Vereisung keiner Erklärung zugänglich.

Die Untersuchungs-Ergebnisse sprechen für unmittelbare Zusammenhänge zwischen Südamerika und Afrika während der oberkarbonen Vereisung. In wie weit die erste Darstellung einer neuen Idee durch Alfred Wegener Korrekturen und Ergänzungen bedarf, ist eine Aufgabe der kommenden Forschung, der dadurch neue Wege gewiesen sind.

V. Im letzten Abschnitt der Arbeit werden die Oberflächenformen der untersuchten Landschaft beschrieben. Sie zeigen sich in erster Linie als abhängig vom geologischen Bau und in zweiter Linie durch die Art der Verwitterung als abhängig vom Klima. Die Grosslandschaft, in der sich die ausgewitterten Formen der Vila Velha finden, stellt sich als Abdachungsfläche einer Stufenlehne dar, auf der eine Platten- und Tafellandschaft mit cañonartigen Tälern im Gebiet des unterdevonischen Furnas-Sandsteines und eine sanft gerundete Hügellandschaft mit breiten

Sohlentälern im Gebiet der oberkarbonen Glazialschichten entwickelt sind. Fluvio-glaziale Sandsteine bilden niedrige, aber auffallende Geländekanten.

Gegen den kristallinen Rumpf des ersten Hochplateaus wird die Vila-Velha-Region durch eine markante Landstufe, die Devon-Landstufe, begrenzt. In einem epigenetischen Durchbruchstal quert der Rio Iguaçu die Devon- und Glazial-Landschaft. Als Vorzeitformen sind alte Rumpfflächen unter den paläozoischen Deckschichten erhalten geblieben. Wo die Deckschichten fehlen, ist ein alter Faltenrumpf jung zerschnitten und durch Ausraum zwischen Landstufe und Serra do Mar das alte Abtragungsniveau der paläozoischen Rumpffläche tiefer gelegt. Dadurch wurde eine jüngere Rumpffläche über dem alten Faltenrumpf gebildet, die heute vom Tal des Rio Ribeira aus randlich zersägt und in ein junges Bergland aufgelöst wird. Die alten Abtragungsflächen sind die primäre Ursache des binnenwärts gerichteten Abflusses der Hauptfluss-Systeme, die dadurch epigenetische und Regressions-Durchbruchspforten in einer Schichtstufen-Landschaft eingeschnitten haben.

Chemische Verwitterung und die spülende Wirkung fließenden Wassers schnitten schliesslich die bizarren Felsformen der Vila Velha aus einer fluvio-glazialen Sandsteinplatte heraus. Die im Verbreitungsgebiet des Vila Velha-Sandsteines auftretenden Kleinformen der Verwitterung sind eng an die innere Gesteinsstruktur, an Kluftsysteme, an massige, bankige oder plattige Schichtung und Auflösung entlang solcher Schwächelinien gebunden.

Wo Kalke der Serie Açungui unter den Devonschichten liegen, sind Karsterscheinungen zu beobachten.

Auch das morfologische Bild bestätigt die petrografische Untersuchung, wonach Furnas- und Vila Velha-Sandstein zwei grundverschiedene Sedimente darstellen.

SCHLUSSBEMERKUNG

Der rote Sandstein von Vila Velha stellt keine Schichtbank des unterdevonischen Furnas-Sandsteines dar, sondern gehört als fluvio-glaziale Ablagerung zur Serie Itararé. Als geologisches Alter der Glazialablagerungen der Serie Itararé ist das mittlere

Oberkarbon und während die mar-
dem Alter nach
grenzt werden. D
Gondwana-Landes
stadialen Vorstöss
paraná durch ein
zeiten mit wärme
Vereisungen sind
aus dem Fossilinh
weisen. So lange ni
ein reicheres organ
ten der Zwischens
werden können, ist
wana-Vereisung nie
richtung des Brasil
dung mit Afrika ab
Annahme von Polv
schiebungen ist die
nicht zu erklären.

Die Felsformen
des Gesteinsverband
mischer Verwitteru
einer fluvio-glaziale
Grossformen der Vil
gellandschaft auf ein
Planalto des Staates
grenzt wird. Als Vor
den paläozoischen De

Oberkarbon und zwar die Moskauer Stufe wahrscheinlich, während die marinen Transgressionsschichten der Serie Itararé dem Alter nach durch das mittlere Uralien nach oben hin begrenzt werden. Die Vereisung des südbrasilianischen Teiles des Gondwana-Landes war eine einmalige mit 3—4 verschiedenen stadialen Vorstößen und Rückzügen über das Gebiet von Südparaná durch ein geschlossenes Inlandeisfeld. Verschiedene Eiszeiten mit wärmeren Interglazialzeiten im Sinne der quartären Vereisungen sind bisher weder aus der Sedimentationsfolge noch aus dem Fossilinhalt der fluvio-glazialen Ablagerungen nachzuweisen. So lange nicht Florenelemente wärmerer Klimazonen und ein reicheres organisches Leben in den fluvio-glazialen Schichten der Zwischenstadien verschiedener Vereisungen festgestellt werden können, ist der Begriff der "Interglazialzeit" für die Gondwana-Vereisung nicht anzuwenden. Die Existenz und Bewegungsrichtung des Brasil-Inlandeises weisen auf eine direkte Verbindung mit Afrika als Teil des alten Gondwana-Landes hin. Ohne Annahme von Polverlagerungen und horizontalen Krustenverschiebungen ist die paläozoische Vereisung der Südhemisphäre nicht zu erklären.

Die Felsformen der Vila Velha selbst sind durch Auflösung des Gesteinsverbandes entlang der Klüftungslinien infolge chemischer Verwitterung und Regenspülung entstanden, und aus einer fluvio-glazialen Sandsteinplatte herausgeschnitten. Die Grossformen der Vila Velha-Region stellen sich als sanfte Hügellandschaft auf einem Abdachungsplateau dar, dem zweiten Planalto des Staates Paraná, das von der Devon-Landstufe begrenzt wird. Als Vorzeitformen sind alte Rumpfflächen unter den paläozoischen Deckschichten erhalten.

BIBLIOGRAFIA

- 1 — Abel, O. — 1924 — Lehrbuch der Palaeontologie. — Jena — p. 161.
- 2 — Adams, L. H. e Williamson, E. D. — 1925 — The composition of the earth's interior. — Ann. rep. of the Smithsonian Institution, 1923 — Washington.
- 3 — Almeida Figueiredo, Filippe Eduardo de — 1925 — A Terra. — Apontamentos de Geologia Agrícola — 2ª Ed. Lisboa. — p. 584.
- 4 — Atlas Geológico do Brasil. — 1933-1934 — Organizado pelo Eng. de Minas José Fiusa da Rocha. — Ministério da Agricultura, D.N.P.M. — Serviço Geológico e Mineralógico. — Rio de Janeiro, 1938.
- 5 — Barbosa, Octávio — 1940 — Estrias produzidas por gelo permo-carbonífero. — Rev. Mineração e Metalurgia, Vol. IV, n.º 24, Março-Abril. — págs. 272-273. — Rio de Janeiro.
- 6 — Behrmann, Walter — 1933 — Morphologie der Erdoberfläche. — Kap. VII in Handbuch der geographischen Wissenschaft, Herausgegeben von Dr. F. Klute. I Teil, Physikalische Geographie. — Potsdam. — págs. 494-496.
- 7 — Bluemcke, A. und Hess, H. — 1892 — Untersuchungen am Hintereisferner. — 2. wissenschaftl. Ergänzungsheft zur Zeitschrift des Deutschen und Oesterr. Alpen-Vereins.
- 8 — Branner, J. C. — 1919 — Outlines of the Geology of Brazil to accompany the geological Map of Brazil. — Bul. of the Geol. Society of America, Vol. 30, págs. 189-338.
- 9 — Brennecke, W. 1921 — Die ozeanischen Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition, 1911 bis 1912. — Aus dem Archiv der Seewarte, XXXIX, n.º 1, Hamburg.
- 10 — Brinkmann, Roland — 1940 — Emanuel Kayser's Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. — Stuttgart.
- 11 — Brockamp, Bernard, Sorge, Ernst und Woeleken, Kurt — 1933 — In "Seismik", Wissenschaftl. Ergebnisse der Deutschen Groenland-Expedition Alfred Wegeners 1929 und 1930/31 — Herausgegeben im Auftrage der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft von Kurt Wegener, Bd. II — Leipzig (F. A. Brockhaus, mit 160 p., 185 Abb., Tab. und Karten).
- 12 — Bryan, Kirk — 1945 — Glacial Versus Desert Origin of Loess. — American Journal of Science, Vol. 243, n.º 5, págs. 245-248 — New Haven, Connecticut.
- 13 — Bryant, W. L. — 1929 — Fossil fish remains from the Permian tillite of Brazil, em Ruedemann, R., Fossils of the Permian tillite of São Paulo — B. G. S. A. XL, n.º 2 — págs. 424-425. — Washington.
- 14 — Carvalho, Paulino Franco de — 1938 — Reconhecimento geológico no Estado de Santa Catharina. — Bol. 82 — Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil — Rio de Janeiro.

- 15 — Carvalho, Paulino Franco de — 1940 — Estrías glaciais e em granodiorito sobposto ao Gondwana de Santa Catarina — *Rev. Mineração e Metalurgia*, Vol. IV, n.º 24, Março-Abril. — p. 271 — Rio de Janeiro.
- 16 — — 1941 — O Devoniano do Paraná e Geografia e suas Relações com a Geologia. — *Bol. n.º 109* — Ministério da Agricultura. Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia. — Rio de Janeiro.
- 17 — Carvalho, Paulino Franco de, João Miranda e Paulo Araujo Alvim — 1942 — Geologia de Mafra — *Bol. n.º 105* — Ministério da Agricultura, Divisão de Geologia e Mineralogia. — Rio de Janeiro.
- 18 — Chamberlin, T. C. — 1935 — Recent Glacial Studies in Greenland. — *Bull. of the Geol. Society of America*.
- 19 — Clarke, J. M. — 1896 — As trilobitas do gres de Erecê e Maccurú, Estado do Pará, Brasil, *Arquivo do Museu Nacional*, IX, págs. 1-58, est. 3, fig. 2 — Rio de Janeiro.
- 20 — — 1913 — Fosséis Devonianos do Paraná. — Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil — Monografia Vol. I, Rio de Janeiro.
- 21 — Corlín, A. — 1936 — On the existence of obscuring matter in the vicinity of our solar system. — *Zeitschrift fuer Astrophysik*, Bd. II, págs. 221-259 — Berlin.
- 22 — Cowper Reed, F. R. — 1928 — A Permo-Carboniferous marine fauna from the Umaria coal field. — *Records of the Geological Survey of India*, LX, n.º 4, págs. 367-398. Calcutta.
- 23 — — 1930 — Uma nova Fauna Permo-Carbonífera do Brasil. — Monografia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil — Vol. X — Ministério da Agricultura — Rio de Janeiro.
- 24 — — 1935 — A new Brachiopod from the Upper Carboniferous of Santa Catarina, Brazil — *An. Acad. Brasileira de Ciências* VII, n.º 2, págs. 201-202.
- 25 — Crammer, H. — 1905 e 1909 — Struktur und Bewegung des Gletschereises. — *Mitteltg. der geogr. Gesellsch. Muenchen*, Bd. IV, 1909 und in *Neues Jahrb. fuer Mineralogie*, etc., Bd. II, 1905.
- 26 — Croll, James — 1875 — *Climate and Time*. — London.
- 27 — David, T. W. E. e C. A. Sussmilch — 1931 — Upper Paleozoic glaciation of Australia. — *Bull. of the Geological Society of America* — XLII, n.º 6, págs. 481-522. — New York.
- 28 — — 1932 — Explanatory notes to accompany a new geological map of the Commonwealth of Australia. — Sidney.
- 29 — Debenham, F. — 1919 — A new mode of transportation by ice, etc. — *Quarterly Journal Geol. Soc.* 75, págs. 51-76.
- 30 — Derby, O. — 1894 — The Amazonian Upper Carboniferous Fauna. — *The Journal of Geology*, Vol II, n.º 5, págs. 480-501 — Chicago.
- 31 — Diener, C. — 1897 — The Permocarboneferous fauna of Chitichun n.º 1. — *Palaeontol. Indica*, serie 15.ª, 1, parte 3.ª, Calcutta.
- 32 — — 1927 — Leitfossilien des marinen Perm. em Guericsh, G. Leitfossilien. — 5. Teil — Berlin.
- 33 — Do
- 34 — Dry
- 35 —
- 36 — Dun
- 37 —
- 38 — Duer
- 39 —
- 40 — Ender
- 41 — Fuzza
- 42 — Forach
- 43 — Foma-M
- 44 —
- 45 — Foster, M
- 46 — Frazer, H
- 47 — Frech, F.

- 33 — Douglas, J. A. — 1936 — A Permian-Carboniferous fauna from South-West Persia (Iran). — *Palaeontologia Indica*, n.s. XXII, Mem. n.º 6, Calcutta.
- 34 — Drygalski, Erich v. — 1897/1899 — Die Groenland Expedition der Gesellschaft fuer Erdkunde zu Berlin 1891 — 1893 — Berlin.
- 35 — — 1921 — Das Eis der Antarktis und der subantarktischen Meere in "Deutsche Suedpolarexpedition 1901-1903" — I. Heft IV — Berlin — Leipzig.
- 36 — Duarte, A. G. — 1936 — Brachiopodes do Rio Paranaí. — Bol. n.º 84. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil — Rio de Janeiro.
- 37 — — 1936 — Fosséis da sondagem de Theresina, Estado do Piauí — Notas prel. do Serviço Geológico e Mineralógico, n.º 2 — Rio de Janeiro.
- 38 — Duecker, Alfred — 1933 — Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — *Jahrb. der preuss. geol. Landes-Anstalt* 54, págs. 487-530, Berlin.
- 39 — — 1937 — Ueber Strukturboeden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Loessproblem. — *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Bd. 39, Heft 3, págs. 113-129. — Berlin — Stuttgart.
- 40 — Emden, R. — 1890 — Ueber das Gletscherkorn. — *Denkschrift der schweizerischen Gesellschaft fuer die gesamten Naturwissenschaften*. — Basel.
- 41 — Fiuza da Rocha, J. e Pena Scorza, E. — 1940 — Estratigrafia do carvão em Santa Catarina. — *Bul. do Dep. Nac. de Prod. Mineral*, n.º 104 — Rio de Janeiro.
- 42 — Forsch, N. N. — 1937 — Samarskaya Luka, em "The Permian Excursion, Southern Part" — págs. 37-53 *Guias das Excursões da 17.ª Sessão do Congresso Geológico Internacional*. — Leningrad.
- 43 — Fossa-Mancini, E. — 1940 — Acerca de la edad de las espas fosilíferas del llamado "Bajo de Velis" en la Provincia de San Luis — *Rev. del Museo de La Plata*, n.s. I, Geología, págs. 161-232. Buenos Aires.
- 44 — — 1944 — Las Transgresiones Marinas del Antracólico en la América del Sur. — *Universidad Nacional de La Plata — Instituto del Museo*. — *Revista del Museo de La Plata* (nueva serie), tomo II, Sección Geología, págs. 49-183. La Plata.
- 45 — Foster, Mulford B. — 1943 — The Bromeliads of Brazil. — *The Smithsonian Institution, Annual Report* (Publ. n.º 3705), págs. 353-357 e plate 3, n.º 1. Washington.
- 46 — Frazer, H. J. — 1929 — An experimental study of varve deposition. — *Trans. Roy. Soc. Canada*, 23, Sec. 4v. — págs. 49-60.
- 47 — Frech, F. — 1901 e 1902 — Die Dyns, em *Lethaea Geognostica*, parte I, vol. II, entr. 2.ª, págs. 453-578, 1901; entr. 2.ª, págs. 579-788, 1902. — Stuttgart.

- 48 — Freitas, Ruy Ozorio de — 1945 — O Conglomerado do Baú. — (Série Itajaí — Santa Catarina) em Geologia n.º 2, Bol. I, da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. — São Paulo.
- 49 — Frenguelli, J. — 1943 — Acerca de la presencia de "Rhacopteris ovata" en el "Paganzo I" de Villa Unión, La Rioja. — Rev. del Museo de La Plata, n.s. II, págs. 11-47. — La Plata.
- 50 — — 1944 — Apuntes acerca del Paleozoico Superior del noroeste argentino. — Rev. del Museo de La Plata, n.s. II, págs. 213-265. — La Plata.
- 51 — Freyberg, Bruno v. — 1932 — Ergebnisse Geologischer Forschungen in Minas Geraes, Brasilien. — Stuttgart.
- 52 — Geer, G. de — 1910 e 1912 — A geochronology of the last 12 000 years. — Compte rendu Congr. Geol. Internat., Sess. II, págs. 241-253, Stockholm.
- 53 — — 1909 e 1912 — Geol. Foerening. Foerhandl. 30, p. 457, Stockholm. 1909; Geol. Rundschau III, pág. 7, 1912.
- 54 — Geikie, A. — 1903 — Text-book of Geology. — 4ª edição, II, London.
- 55 — Gerth, H. — 1932 — Geologie Suedamerikas, Erster Teil, Berlin.
- 56 — Gheisselinck, R. — 1938 — Die ruhelose Erde. — págs. 155-156. — Berlin.
- 57 — Goldschmidt, V. M. — 1922 — Der Stoffwechsel der Erde. — Videnskapselskabet's Skrifter. I. Mat.-Naturv. Klasse n.º 11 págs. 1-25, esp. págs. 3-5 — Kristiania.
- 58 — — 1934 — Drei Vortraege ueber Geochemie. — Stockholm.
- 59 — Gothan, W. — 1937 — Kohle. — In Beyschlag-Krusch-Vogt "Die Lagerstaetten der nutzbaren Mineralien und Gesteine". III. Bd., I. Teil. — Stuttgart.
- 60 — Grabau, A. W. — 1931 — The Permian of Mongolia, em Natural History of Central Asia. — Vol. IV. New York.
- 61 — Guimarães, Djalma — 1936 — Quadro chrono-geológico do Brasil. — Mineração e Metalurgia n.º 2. — Rio de Janeiro.
- 62 — Gutenberg, B. — 1925 — Der Aufbau der Erde. — Berlin.
- 63 — — 1931 — Handbuch der Geophysik. — Berlin.
- 64 — Hamberg, A. — 1897 — Om glaciernas parallelstruktur. — Geol. Foeren. Foerhandl. — Stockholm.
- 65 — — 1908 — Compte Rendu IX. Internat. Geographenkongress, II. — Genf.
- 66 — Harrington, Horacio J. — 1934 — Sobre la presencia de restos de la flora de Glossopteris en las Sierras Australes de Buenos Aires y su significación en lo referente a las relaciones de la Serie Glacial y series superiores. — Rev. del Museo de La Plata, XXXIV, págs. 303-338. — Buena Aires.
- 67 — Hayden, H. H. — 1907 — The stratigraphical position of the Gamsopteris Beds of Kashmir. — Records of the Geological Survey of India. XXXVI, parte 1.ª, Calcutta.

- 68 — Hecke
- 69 — —
- 70 — —
- 71 — Herchel
- 72 — Hoehne
- 73 — —
- 74 — Hussakof
- 75 — Instituto
- 76 — James, Pre
- 77 — — 193
- 78 — Katzer, F
- 79 — Kayser, Ema
- 80 — Keidel, H. —
- 81 — — 1928
- 82 — Keilhack, K. —
- 83 — — 1921
- 84 — Kindle, E. M. —

- 68 — Hecker, O. — 1903 — Bestimmung der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozean. — Veroeffentl. des Zentralbureau fuer Internat. Erdmessung. — Berlin.
- 69 — — 1908 — Schwerkraft auf dem Indischen und Grossen Ozean. — Veroeffentl. des Zentralbureau fuer Internat. Erdmessung. — Berlin.
- 70 — — 1910 — Schwarzes Meer und neue Ausgleichungen fuer die Ozeane. — Veroeffentl. des Zentralbureau fuer Internat. Erdmessung. — Berlin.
- 71 — Herschel, John W. W. — 1830 — On the Astronomical Causes which may influence Geological Phenomina. — Transactions of the Geological Society of London. II S., Vol. III, N.º XVII, pág. 293. — London.
- 72 — Hoehne, F. C. — 1930 — Araucarilandia. — Observações geraes e contribuições ao estudo da Flora de Phytophysionomia do Brasil. — Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do Estado de São Paulo, Abril. — São Paulo.
- 73 — — 1930 — Album de Orchidaceas Brasileiras. — São Paulo.
- 74 — Hussakof, L. — 1930 — Alguns restos de peixes do Permiano e do Triássico do Brasil. — Bol. n.º 49, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. — Rio de Janeiro.
- 75 — Instituto de Meteorologia — Departamento de Aeronáutica Civil — 1941 — Informações ao autor pela carta de 15 de janeiro de 1941.
- 76 — James, Preston E. — 1933 — The Surface Configuration of South-eastern Brasil. — Ann. of the Assoc. of American Geographers. — September.
- 77 — — 1935 — An Outline of Geography. — págs. 359-379 e pág. 290. — Boston.
- 78 — Katzer, F. — 1897 — Ueber das Carbon von Itaituba am Tapajós-Flusse in Brasilien. — Neues Jahrb. fuer Mineral, Geol. und Palaeontol., II, n.º 2, págs. 218-220. — Stuttgart.
- 79 — Kayser, Emanuel — 1923 — Lehrbuch der Geologie. — Allgemeine Geologie I. Band und Formationskunde III. Band. — 7. und 8. Ed. Stuttgart.
- 80 — Keidel, H. — 1916 — Geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud Africa y los Andes. — Anal. Ministr. Agricultura Secc. Geología XI, 3, — Buenos Aires.
- 81 — — 1938 e 1939 — Ueber die Gondwaniden Argentiniens. — Geologische Rundschau, XXX, n.º 1 e 2, págs. 148-240, Stuttgart, 1938 e págs. 241-249, Stuttgart, 1939.
- 82 — Kellhack, K. — 1929 — Das Raetsel der Loessbildung. — Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 72, págs. 146-161. — Berlin — Stuttgart.
- 83 — — 1921 — Lehrbuch der praktischen Geologie. — Stuttgart.
- 84 — Kindle, E. M. — 1930 — Sedimentation in a glacial lake. — Journal of Geology, 38, págs. 81-87.

- 85 — Klussmann, Walter — 1915 — 1918. — Ueber das Innere der Erde. Gerlands Beitrage zur Geophysik, Bd. 14. — Berlin.
- 86 — Koch, J. P. — 1916 — Vorläufiger Bericht ueber glaziologische Beobachtungen auf der daenischen Forschungsreise quer durch Nordgroenland 1912 — 1913. — Zeitschr. fuer Gletscherkunde, X.
- 87 — Koeppen, W. und Wegener, A. — 1924 — Die Klimate der geologischen Vorzeit. — Berlin.
- 88 — Koeppen, W. und Geiger, R. — 1930 — Handbuch der Klimakunde. Berlin.
- 89 — Koeppen, W. — 1931 — Grundriss der Klimakunde. — Berlin.
- 90 — — 1935 — Vergleich zweier Eiszeit-Theorien. — Gerlands Beitrage zur Geophysik, Bd. 43. — Berlin.
- 91 — Krenkel, E. — 1928 — Geologie Afrikas (zweiter Teil). Aus Geologie der Erde, herausgegeben von Prof. Dr. Erich Krenkel. — Berlin.
- 92 — Lange, Frederico Waldemar — 1942 — Restos vermiformes do "Arenito das Furnas". — Arquivos do Museu Paranaense, Vol. II, Artigo I, págs. 3-8. — Curitiba.
- 93 — — 1943 — Novos Fósseis Devonianos do Paraná. — Arquivos do Museu Paranaense, Vol. III, págs. 215-231. — Curitiba.
- 94 — — 1944 — Arenitos de Vila Velha. — Arquivos do Museu Paranaense, Publicações avulsas n.º 1, dezembro. — Curitiba.
- 95 — Leinz, Viktor — 1937 — Estudos sobre a glaciação Permo-carbonífero do Sul do Brasil. — Bol. n.º 21, Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, etc. — Rio de Janeiro.
- 96 — — 1938 — Petrografische und geologische Beobachtungen an den Sedimenten der permo-karbonischen Vereisungen Suedbrasilien. — Neues Jahrb. f. Mineralogie, etc., Beil. Bd. 79. Aht. B., págs. 26-62.
- 97 — Linck, G. — 1924 — Aufbau des Erdballs. — Jena.
- 98 — Loefgren, Axel — 1944 e 1945 — A Hipótese do Deslocamento Continental. — Tradução do artigo da autoria de Charles Schuchert "Theory of Continental Drift" no Annual Report of the Smithsonian Institution 1928. — Bol. Geográfico, janeiro 1944, págs. 14-24, Rio de Janeiro e em "Vozes de Petrópolis", Rev. Católica de Cultura, janeiro-fevereiro 1945, págs. 115-127, Petrópolis.
- 99 — Lundquist, G. — 1919 — Fossile Pflanzen der Glossopterisflora aus Brasilien. — Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. — Stockholm.
- 100 — Masck, Reinhard — 1931 — Urwald und Savanne im Landschaftsbild des Staates Paraná. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, n.º 3-4, págs. 95-116. — Berlin.
- 101 — — 1932 — Ueber den geologischen Bau des Hochplateaus von Westminas. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, n.º 7-8, págs. 299-306. — Berlin.

- 102 — Masck,
- 103 —
- 104 —
- 105 —
- 106 —
- 107 —
- 108 — Maul,
- 109 —
- 110 — Masry,
- 111 — Meinardus,
- 112 — Merz, Alfred
- 113 — Merzbacher —
- 114 — Milankovitch,
- 115 — — 1930 —
- 116 — Moses, I.
- 117 — Muegge, O. —

- 102 — Masck, Reinhard — 1934 — Die Gondwanaschichten in Suedbrasilien und ihre Beziehungen zur Kaokoformation Suedwestafrikas. — Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, n.º 5-6, págs. 194-222. — Berlin.
- 103 — — 1936 — Deutsche Ivaí-Expedition 1934. Kleine Mitteilungen, Zeitschrift der Gesellschaft fuer Erdkunde zu Berlin, n.º 1-2, págs. 44-46, Berlin.
- 104 — — 1937 — Die neuerschlossenen Siedlungsgebiete und Siedlungen im Staate Paraná. — Ibero-Amerikanisches Archiv, vol. II, II, págs. 208-242, Berlin.
- 105 — — 1937 — Geografische und geologische Forschungen in Santa Catarina (Brasilien). — Ergaenzungsheft V zur Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, págs. 1-85. — Berlin.
- 106 — — 1941 — Algumas observações a respeito da existência e da extensão do arenito superior São Bento ou Caiuá no Estado do Paraná. Arquivos do Museu Paranaense, Vol. I, págs. 107-129. — Curitiba.
- 107 — — 1942 — Picos do Paraná (A propósito de uma comunicação do Sr. Reinhard Masck). — Comentários na Revista Brasileira de Geografia, ano IV, n.º 1, Rio de Janeiro.
- 108 — Maul, Otto, 1934 — Die geomorfologischen Grundzuege Mittelbrasilien. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, págs. 161-197, Berlin.
- 109 — — 1830 — Vom Itatiaya zum Paraguay. — págs. 230-231 e págs. 321-325. — Leipzig.
- 110 — Maury, Carlota Joaquina — 1927 — Fosséis Silurianos de Santa Catharina. — Ministério da Agricultura, etc., Serviço Geol. e Min. do Brasil, Bol. n.º 23. — Rio de Janeiro.
- 111 — Meinardus, Wilhelm — 1934 — Die Ergebnisse der Eisdickennmessungen auf der Deutschen Groenland-Expedition Alfred Wegener. — Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde, n.º 9/10, págs. 343-351, Berlin.
- 112 — Merz, Alfred — 1925 — Die Deutsche Atlantische Expedition auf dem Vermessungs- und Forschungsschiff "Meteor". I. Bericht. Sitzungsbericht der preuss. Akad. d. Wissenschaften, Sitzung der physikalisch-mathematischen Klasse vom 26. November 1925, Bd. XXXI, págs. 562-586. — Berlin.
- 113 — Merzbacher — 1913 — Die Frage der Entstehung des Loesses. — Petermann's Geogr. Mitteilungen. — Gotha.
- 114 — Milankovitch, M. — 1920 — Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. — Paris.
- 115 — — 1930 — Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen in W. Köppen und R. Geiger. Handbuch der Klimatologie, Vol. I, parte A. — Berlin.
- 116 — Moraes Rego, L. F. — 1928 — Jazida de magnetita de Anitápolis. — Bol. n.º 21, Serviço Geol. e Min. do Brasil, Rio de Janeiro.
- 117 — Muegge, O. — 1895, 1899 e 1900 — Ueber die Plastizität der Eiskristalle. — Neues Jahrb. f. Mineralogie, etc., 1895 II p. 211, 1899 II p. 123 e 1900 II pág. 80.

- 118 — Nalivkin, D. V. — 1937 — Introduction, em *The Permian Excursion, Southern Part*, Geol. Exk. 17.^o Congresso Internacional, I, págs. 5-25. — Leningrad.
- 119 — — 1937 — Moscow to Kuibyshev, em *The Permian Excursion, Southern Part*, Geol. Exk. 17.^o Congresso Internacional, I, págs. 26-36, Leningrad.
- 120 — — 1938 — Scientific results of the Permian Conference, em Williams, J. S., *Pre-Congress Permian Conference in the U.S.R.R.*, Bul. of Americ. Assoc. of Petroleum Geologists, XXII, n.^o 6, págs. 771-778. — Tulsa.
- 121 — Nikoforova, A. I. — 1937 — The boundary between the Permian and the Carboniferous based on the distribution of the bryozoan fauna. — *Anais de Pal.*, 17.^o Congresso Internacional Geol. I, pág. 90. — Moscow.
- 122 — Noelke, Friedrich — 1937 — *Astronomie und Geologie*. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Heft 3, Bd. 89, págs. 167-175, Berlin — Stuttgart.
- 123 — Noetling, F. — 1936 — Beitrage zur Kenntnis der glazialen Schichten permischen Alters in der Salt Range. — *Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal.*, II, Stuttgart.
- 124 — — 1901 — Beitrage zur Geologie der Salt Range, insbesondere der permischen und triassischen Ablagerungen — *Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal.*, Beilage Bd. XIV, págs. 369-471. — Stuttgart.
- 125 — — 1902 — Die Dyas in Indien, em *Lethaea Geognastica (palaeoz.)*, parte 1.^a, II, entr. 4.^a págs. 639-658. — Stuttgart.
- 126 — Obrutschew, Vladimir A. — 1911 e 1912 — Zur Frage der Entstehung des Loess. — *Petermann's Geogr. Mitteilungen*. — Gotha (Original russisch Tomsk 1911).
- 127 — — (Obruschew) — 1945 — *Loess Types and their Origin*. — *American Journal of Science*, Vol. 243, n.^o 5, págs. 256-282. New Haven, Connecticut.
- 128 — Oliveira, A. J. de e Leonardos, O. H. — 1940 — *Geologia do Brasil*. — Rio de Janeiro.
- 129 — — 1943 — *Geologia do Brasil*. — Rio de Janeiro, 2.^a ed.
- 130 — Oliveira, Euzébio Paulo de — 1918 — *Regiões carboníferas dos Estados do Sul*. — Serviço Geol. e Mineral. do Brasil, Rio de Janeiro.
- 131 — — 1927 — *Geologia e Recursos Mineraes do Estado do Paraná*. — Ministério da Agricultura, etc. Serviço Geol. e Mineral. do Brasil. — Rio de Janeiro, Monografia n.^o VI.
- 132 — — 1930 — *Conferências na Associação Brasileira de Educação*. — Rio de Janeiro.
- 133 — — 1930 — *Fosséis marinhos na Série Itararé no Estado de Santa Catharina*. — *Anais da Academia Bras. de Ciências*, II, n.^o 1, págs. 17-21, Rio de Janeiro.
- 134 — — 1933 — *Geologia Históricas do Brasil*. — Rio de Janeiro.

- 135 — Oliveira, Euzébio Paulo de — 1936 — *Dadoxylon Derbyi*, sp. nov. — Serviço Geológico e Mineralógico. Notas preliminares e estudos, n.º 1, págs. 1-5, Rio de Janeiro.
- 136 — — 1936 — Um novo brachiopodo da Série Itararé. — Notas preliminares e estudos do Serviço Geol. e Mineral. do Brasil, n.º 5, págs. 8-10, Rio de Janeiro.
- 137 — Oliveira Roxo, Mathias G. — 1930 — Brasilides e a Hypothesis de Wegener. — *Annaes da Academia Brasileira de Ciências*, tomo II, n.º 2, pág. 96. — Rio de Janeiro.
- 138 — Oppenheim, Viktor — 1934 — Rochas Gondwânicas e Geologia do Petroleo do Brasil Meridional. — Bol. n.º 5, Ministério da Agricultura, Dep. Nac. da Prod. Mineral, — Rio de Janeiro.
- 139 — Paes Leme, A. Betim — 1929 — O depoimento do Brasil na discussão da teoria do deslize dos continentes segundo Wegener. — Bol. do Museu Nacional, Vol. V, págs. 41-56, Conferência feita na Sorbonne e na Universidade de Bruxelas em fevereiro e maio de 1929. — Rio de Janeiro.
- 140 — — 1943 — História Física da Terra. — Rio de Janeiro.
- 141 — Paiva, Glycon de — 1938 — O Inlandsis Permo-carbonífero do Sul do Brasil. — *Avulso n.º 35*, Serviço de Fomento da Produção Mineral, págs. 5-34 e *Rev. "Mineração e Metalurgia"* n.º 16. — Rio de Janeiro.
- 142 — Passarge, Siegfried — 1920 — *Landschaftskunde*. Bd. II e III. clima = II págs. 39-61 e Loess = III págs. 367-373. — Hamburg.
- 143 — Penck, Albrecht — 1938 — Die Strahlungstheorie und die geologische Zeitrechnung. — *Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde* n.º 9/10, págs. 321-350. — Berlin.
- 144 — Petri, Setembrino — 1945 — *Phylloblatta Roxoi* sp. n. — Bol. L. Geologia n.º 2, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, págs. 129-130 — São Paulo.
- 145 — Pettijohn, F. J. — 1936 — Early pre-Cambrian varved strata in northwestern Ontario. — *Bull. Geol. Soc. Am.* 47, págs. 621-628.
- 146 — Philippi, E. — 1908 — Ueber das Problem der Schichtung und Schichtenbildung am Boden der heutigen Meere. — *Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges.*, pag. 346. — Berlin — Stuttgart.
- 147 — — 1910 — Die Grundproben der Deutschen Suedpolar-Expedition, die Schuttfuehrung der Eisberge und des Inlandeises. Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Suedpolar-Expedition des "Gauss" 1901 bis 1903. Bd. II, pág. 591.
- 148 — Post, L. v. — 1911 — En exakt geologik tideraekening. *Popul. naturvetensk.*, revy I, S. II, Stockholm.
- 149 — Potonié, Robert — 1921 — Palaeoklimatisches im Lichte der Palaeobotanik. — *Naturw. Wochenschrift* 26.VI.1921, pág. 383.
- 150 — Potonié, H. — 1908 — Die Tropenflachmoornatur der Moore des produktiven Karbons. *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt*, 30, parte I, H. 3. — Berlin.

- 151 — Pratt, J. H. — 1871 — On the constitution of the solid crust of the earth. — Phil. transact. — London 161
- 151 — Range, Paul — 1912 — Geologie des deutschen Namalandes. — Beitrage zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete. — Geologische Landesanstalt, Berlin.
- 153 — — 1920 — Geologie und Mineralschaetze Angolas. — Zeitschr. f. prakt. Geologie, 28. Jahrg., n.º 12, págs. 181-196. — Halle a S.
- 154 — — 1929 — Beitrage zur Fauna und Flora der Karruformation Suedwestafrikas. — Vol. II of the Compte Rendu, XV International Geological Congress, South Africa, págs. 111-115. — Pretoria.
- 155 — Range, Paul e R. Kraeusel — 1928 — Beitrage zur Kenntnis der Karruformation Deutsch-Suedwest-Afrikas. — Geologische Landesanstalt — Berlin.
- 156 — Rauser-Tschernoussowa, D. M. — 1937 — Die Fusuliniden und die Stratigraphie des Ural-Anthrakolits. — Annale de Paléontologie 17.ª Sessão do Congresso Geológico Internacional, I, pág. 91. — Moscow.
- 157 — Read, Charles B. — 1941 — Plantas fóssis de neo-paleozoico do Paraná e Santa Catharina. — Mon. XII, Div. Geol. e Min., D. N.P.M. — Rio de Janeiro.
- 158 — Richthofen, F. v. — 1877 — China. — Bd. I., págs. 56 e 132.
- 159 — Rinne, Friedrich — 1928 — Gesteinskunde. 10. und 11. Auflage. Leipzig.
- 160 — Ritscher, Alfred — 1939 — Die geografischen Verhaeltnisse im Abschnitt zwischen 12º West und 20º Ost der Antarktis auf Grund der Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, H. 9/10, págs. 354-363. — Berlin.
- 161 — Romer, A. S. — 1935 — Early history of Texas Redbeds vertebrates. — Bull. of Geol. Soc. of America, XLVI, n.º 11, págs. 1597-1658. — New York.
- 162 — Ruedemann, Rudolf — 1929 — Fossils from the Permian tillite of São Paulo, Brazil, and their bearing on the origin of the tillite. — Bull. of the Geological Soc. of America, XI, págs. 417-425. — Washington.
- 163 — Solomon-Calvi, W. — 1932 — Die Permokarbonischen Eiszeiten. — Leipzig.
- 164 — Seyle, R. W. — 1929 — New interpretation of Permo-Carboniferous varves at Squantum. — Bull. Geol. Soc. of America, 40, págs. 541-546. — Washington.
- 165 — Schiller, Walther — 1942 — Las antigas montañas de la Provincia de Buenos Aires. — Notas del Museo de La Plata, Geología n.º 22, Tomo VII. — Buenos Aires.
- 166 — Schroeder, H. — 1909 — Marine Fossilien in Verbindung mit permischem Glazialkonglomerat in Deutsch-Suedwestafrika. — Jahrb. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt, 1908, XXIX, parte 1.ª, H. 3., págs. 694, etc. — Berlin.

167 — S

168 —

169 — S

170 — Sp

171 —

172 —

173 — St

174 — Ste

175 — Soe

176 — Tam

177 — Toit

178 —

179 —

180 — Tache

181 — Tutko

182 — Twenb

183 —

184 — Tyndall

- 167 — Schuchert, Ch. — 1928 — Review of the Late Paleozoic formations and faunas, with special reference to the ice-age of Middle-Permian time. — Bull. Geol. Soc. Am., XXXIX, n.º 3, págs. 769-886. — Washington.
- 168 — — 1933 — Correlations of the more important marine Permian sequences. — Bull. Geol. Soc. Am., LXVI, n.º 1, págs. 1-46. — Washington.
- 169 — Schuchert, Ch. e Dunbar, C. O. — 1933 e 1941 — Historical Geology. — 3.ª e 4.ª edição. — New York.
- 170 — Spitaler, R. — 1921 — Das Klima des Eiszeitalters. — Annal. d. Hydrogr. usw. und Selbstverlag Prag.
- 171 — — 1931 — Die Sonnenstrahlung und die Temperaturen von 60° N bis 60° S von der Wurde Eiszeit bis zur Gegenwart. — Gerlands Beitrage zur Geophysik, Bd. 41. — Berlin.
- 172 — — 1934 — Einige Ergänzungen zum Klima waehrend der Eiszeit. — Gerlands Beitrage zur Geophysik, Bd. 41. — Berlin.
- 173 — Stappenbeck, Richard — 1927 — Ueber Transgressionen und Regressionen des Meeres in Suedamerika. — Pompeckj-Festband. Neues Jahrb. f. Mineralogie, etc., Beilageband LVIII, Abt. B., págs. 453 — 496. — Berlin — Stuttgart.
- 174 — Steinmann, G. — 1929 — Geologie von Perú. — Heidelberg.
- 175 — Suess, E. — 1909 — Das Antlitz der Erde. — Wien.
- 176 — Tams, C. — 1921 — Ueber die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflaechenwellen laengs kontinentaler und ozeanischer Wege. — Zentralblatt f. Mineral., Geol. und Paleont. — Berlin — Stuttgart.
- 177 — Toit, Alex. L. du — 1921 — The Carboniferous Glaciation of South Africa. — Transact. of the Geol. Soc. of South Africa, Vol. 24, págs. 189-227.
- 178 — — 1927 — A geological comparison of South Africa with South America. Publications of the Carnegie Institution of Washington, n.º 281. — Washington.
- 179 — — 1937 — Our wandering Continents, an hypotesis of continental drifting. — Edinburgh.
- 180 — Tschernyschew, T. — 1903 — Die oberkarbonischen Brachiopoden des Urals und des Timan. — Memoires du Comité Geologique XVI, (1902). — Saint Pétersbourg.
- 181 — Tutkowski — 1912 — Verhandlungen der zwischenvoelkischen Geologentagung in Stockholm 1910, Bd. I, pag. 359. — Stockholm.
- 182 — Twenhofel, W. H. — 1933 — Treatise on Sedimentation. — London — New York.
- 183 — — 1939 — Principles of Sedimentation (First edition). — New York and London.
- 184 — Tyndall, J. — 1875 — In den Alpen. Autorisierte deutsche Ausgabe. Braunschweig.

- 185 — Udden, J. A. — 1894 — Erosion, transportation and sedimentation by the atmosphere. — *Journal of Geology*, 2, págs. 318-331.
- 186 — — 1896 — The mechanical composition of wind deposits. — *Augustana Library Publ.*, n.º 1, págs. 1-69.
- 187 — Vageler, Paulo e Theodoro de Camargo — 1936 — *Análises de solos. — I. Análise Física.* — *Pol. Técnico n.º 24 do Instituto de Agronomia, Campinas.*
- 188 — — 1935 — *Grundriss der tropischen und subtropischen Bodenkunde.* — 2.ª edição. — Berlin.
- 189 — Waagen, W. — 1887 — *Salt Range Fossils. — I. Productus Limestone Fossils — part. IV, Brachiopoda, fasc. I.* Calcutta, 1887; Preface, Calcutta, 1887.
- 190 — — 1887 — Die carbone Eiszeit. — *Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt*, Bd. XXXII, n.º 2, págs. 143-192, Wien.
- 191 — — 1888 — Mitteilung eines Briefes von Herrn O. A. Derby ueber Spuren einer Carboneiszeit in Suedamerika, etc. — *Neues Jahrb. f. Mineral, Geol. u. Palaeont.*, II, págs. 172-175, — Stuttgart.
- 192 — — 1891 — *Salt Range Fossils — IV. Geological Results, part. I.* Calcutta, 1889, part. II, Calcutta, 1891.
- 193 — Wadia, D. N. — 1926 — *Geology of India.* — London.
- 194 — Wahnschaffe, F. und F. Schucht. — 1914 — *Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung.* — 3. Aufl. — Berlin.
- 195 — Walter, K. — Ueber ein Vorkommen von geschrammter Landoberflaeche aus dem Gondwanaglacial. — *Zentralbl. f. Min., etc.*, — Abt. B., — Stuttgart.
- 196 — Washburne, Chester W. — 1930 — *Petroleum Geology of the State of São Paulo, Brazil.* — *Bol. da Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo*, n.º 22. — São Paulo.
- 197 — Wegener, Alfred und Koch, J. P. — 1911 — *Die glaziologischen Untersuchungen der Danmark-Expedition; Meddelelser om Groenland.* — Bd. XLVI — Koebenhavn.
- 198 — Wegener, Alfred — 1922 — *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.* — Dritte Auflage, *Die Wissenschaft*, Bd. 66 — Braunschweig.
- 199 — Wentworth, C. K. — 1922 — *Grade and class terms for elastic sediments.* — *Journal of Geology*, Vol. 30, págs. 377-392.
- 200 — Wheeler, H. E. — 1934 — *The Carboniferous-Permian dilemma.* — *Journal of Geology*, XLII, n.º 1. — Chicago.
- 201 — White, J. C. — 1908 — *Relatorio Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil.* — Rio de Janeiro.
- 202 — Wiechert, E. — 1897 — *Ueber die Massenverteilung im Innern der Erde.* — *Nachrichten der Gesellschaft der Wissenschaften zu Goettingen. Mathem. physik. Klasse.*
- 203 — Wiechert, E. und Geiger, L. — 1910 — *Bestimmung des Weges der Erdbebenwellen im Erdinnern.* — *Physikalische Zeitschrift*.

204 — Wilk

205 — Wood

206 — Woesst

207 — —

208 — Wynne,

209 — Zarur, J.

210 — Zittel, K.

- 204 — Wilkinson, C. S. — 1882 — Mémoire sur la géologie de la Nouvelle Galles du Sud. — *Compte Rendu 2.^e sessão do Congresso Geológico Internacional*, págs. 236-239. — Bologna.
- 205 — Woodworth, J. B. — 1912 — Geological expedition to Brazil and Chile, 1906-1909. — *Bull. of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College*, LVI, n.º 1 — Cambridge, Mass.
- 206 — Wuest, Georg — 1926 e 1927 — Bericht ueber die ozeanografischen Untersuchungen I. — IV. Die Deutsche Atlantische Expedition auf dem Vermessungs- und Forschungsschiff "Meteor". — *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk.*, — Berlin.
- 207 — — 1928 — Der Ursprung der atlantischen Tiefenwaesser (Aus den Ergebnissen der Deutschen Atlantischen Expedition) — Sonderband der Zeitschrift der Gesellschaft fuer Erdkunde zu Berlin — Hundertjahrfeier 1828-1928. — págs. 506-534. — Berlin.
- 208 — Wynne, A. B. — 1878 — On the geology of the Salt Range in the Punjab. — *Memoirs of the Geological Survey of India*. — Calcutta.
- 209 — Zarur, Jorge — 1943 — Comentário sobre a Classificação de Knoppen. — *Rev. Bras. de Geografia*, ano V, n.º 2, págs. 250-254. — Rio de Janeiro.
- 210 — Zittel, K. A. v. — 1923 — Grundsuege der Palaeontologie II. Abt. Vertebrata. — Neubearbeitung von F. Broili und M. Schloesser — Muenchen — Berlin.