

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

Boletim 130

Geologia n.º 6

RUY OZORIO DE FREITAS

**ENSAIO SOBRE A TECTONICA
MODERNA DO BRASIL**



SÃO PAULO

1951

Os Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, são editados pelos Departamentos das suas diversas secções.

Toda correspondência deverá ser dirigida para o Departamento respectivo da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras — Caixa Postal 8.105, São Paulo, Brasil.

The "Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo" are edited by the different departments of the Faculty.

All correspondence should be addressed to the Department concerned, Caixa Postal 105-B, São Paulo, Brasil.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Reitor:

Prof. Dr. ERNESTO MORAES LEME

FACULDADE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

Diretor:

Prof. Dr. EURÍPEDES SIMÕES DE PAULA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E PALEONTOLOGIA

Diretor:

Prof. VIKTOR LEINZ, Ph. D.

Assistentes:

JOSUÉ CAMARGO MENDES, D. Sc.

RUY OZÓRIO DE FREITAS, D. Sc.

SERGIO E. DO AMARAL, L. Sc.

RUY OZORIO DE FREITAS, D. Sc.

ENSAIO SOBRE A TECTONICA MODERNA DO BRASIL



SÃO PAULO

1951

INDICE

INTRODUÇÃO	7
FUNDAMENTOS DA EPEIROGENESE DO ESCUDO BRASILEIRO	
	Pg.
I - Flutuações de Nivel do Grupo Iratí	11
II - Formações Cretaceas Sobrelevadas	20
III - Terraceamento Marinho e Fluvial	27
IV - Topografia da Serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço	44
V - Maciços Alcalinos	85
VI - Tectonica do Trapp Basaltico	90
VII - Relevos Policiclicos	95
VIII - Peneplanos Antigos Falhados	95
CONCLUSÕES FINAIS	96
RESUMO	98
SUMMARY	103
BIBLIOGRAFIA	107

APRESENTAÇÃO

A presente publicação, com base principalmente na literatura geológica, trata sobretudo os fenomenos tectonicos e suas consequencias.

As interpretações apresentadas no trabalho denunciam cunho pessoal do autor, porque foram esboçadas na sua grande maioria a partir de dados bibliograficos. Assim acreditamos que essa publicação estará sujeita a crítica util, não porque venha exgotar o assunto, mas sim porque chama a atenção para alguns pontos que são de interesse para a nossa ciência geológica.

Prof. Dr. VIKTOR LEINZ
Diretor do Dep. de Geologia e Paleontologia

INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho consiste na análise da natureza dos movimentos diastroficos responsaveis pelas deformações tectonicas do Brasil, após a ultima revolução orogenetica registrada na Serie Bambuí. Como os eventos principais da historia tectonica do país se situam no Cenozoico, preferiu o autor empregar a designação *Tectonica Moderna*, embora seja o problema discutido a partir do Paleozocio superior.

Tratando-se de um ensaio, entretanto o autor nesse trabalho apresenta impessoalmente os dados coligidos na literatura geologica nacional e estrangeira sobre os fenomenos tectonicos brasileiros, sobre os quais em boa parte se baseia para tirar suas conclusões, resultando disso a preocupação em transcrever, tanto o quanto possivel, a opinião daqueles autores. Procurou o autor apresentar tabelas e diagramas com a intenção de oferecer ao leitor a maior objetividade possivel e a maior copia de dados, recorrendo a volumosa bibliografia. Pequena parte do trabalho se apoia em dados e observações pessoais do autor. A parte pessoal do autor envolve as discussões e conclusões do trabalho, fato comum a qualquer trabalho científico; merece, porisso, receber o autor o privilegio da elevada critica daqueles que militam no campo da Geotectonica. Não alimenta, ainda, o autor a intenção de ter exgotado o assunto, mas apenas o desejo de abordar um topico que tem recebido pouca atenção dos geologos brasileiros, cuja escola tradicionalmente tem sido estratigrafica.

O metodo seguido pelo autor não é original; obedeceu aos processos seguidos por modernos tratadistas de renome internacional nesse campo, como COTTON, BUCHER, BLACKWELDER e WILLIS, que procuram resolver problemas tectonicos a custa de dados fisiograficos, geomorficos e petrograficos, e em pequena parte estratigraficos, metodo este

altamente valioso no Brasil, onde a intensidade do intemperismo e peculiaridades climáticas impedem a aplicação dos processos ortodoxos da geologia estrutural.

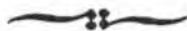
Os argumentos tomados pelo autor referem-se a dados objetivos geomorfológicos, fisiográficos, petrográficos e estruturais, tais como: I — Variação do nível estratigráfico do Grupo Irati, II — Sobrelevamento das Formações Cretáceas, III — Terraceamento Marinho e Fluvial, VI — Topografia das Seras do Mar, Mantiqueira e Espinhaço, V — Petrografia dos Maciços Alcalinos, VI — Tectônica do Trapp do Paraná, VII — Relevos Policíclicos e VIII — Peneplanos Antigos Falhados, sendo estes dois últimos tópicos já publicados no Boletim Paulista de Geografia, n.º 7, Março de 1951, pp. 3 a 19, São Paulo, S.P.

A contribuição tectônica da África é importante, pois os estudos geotectônicos sobre esse continente superam os correspondentes sobre o Brasil, tendo-se em conta que Brasil e África parecem se confundir na mesma história tectônica. Ambas as áreas em consideração são velhos escudos cristalinos padecendo de reiterados desequilíbrios isostáticos pela progressiva erosão que lhes arrebatou o peso, bem como não exibem modernas cintas orogênicas, com exceção dos dobramentos africanos do Atlas e do Cabo. A África aparece como o “Lar da Epeirogenese”, pois salvantes esses dois pequenos enrugamentos orogênicos, o resto desse vasto continente compõe-se de uma sucessão de Planaltos e Bacias, de Arqueamentos e Depressões, sob o imperativo de reincidentes processos epeirogenéticos. Como a África, possui o Brasil elementos estruturais, geomorfológicos e fisiográficos que o identificam com a epeirogenese, como Vales de Afundimento, Planaltos e Bacias, Arqueamentos, Muralhas, Fossas, Relevos Policíclicos e Maciços Epeíricos.

Consideramos os argumentos aqui apresentados capazes de proporcionar um estudo sobre a Tectônica do Brasil, desde o Paleozoico superior e de favorecer a tese de que no nosso país, como a África, constitui um “continente” que só recentemente, no Cenozoico, aderiu à espinha orogênica dos Andes para integrar a América do Sul.

A tectônica da epeirogenese explica a configuração geológica do Brasil, a sua geografia, a sua pobreza relativa em recursos minerais geralmente gerados nas cintas orogê-

ticas, fato que repercute na estrutura economica, agricola e industrial da Nação. Infelizmente a epeirogenese é a responsavel pela delapidação do patrimonio fisico do Brasil.



AGRADECIMENTOS

O autor agradece a todos que contribuíram para a execução deste trabalho e especialmente ao Prof. Dr. Viktor Leinz as sugestões apresentadas e a ideia da elaboração deste trabalho, bem como à Licenciada Myriam Ellis as correções ortograficas que efetuou em alguns capitulos.

FUNDAMENTOS DA EPEIROGÊNESE DO ESCUDO BRASILEIRO

I

FLUTUAÇÕES DE NÍVEL DO GRUPO IRATÍ

A) GENERALIDADES SÔBRE O GRUPO IRATÍ

Admite-se a Formação Iratí, grupo inferior da série Passa Dois descrito originalmente por WHITE (166) como Permiana. Caracteriza-se litologicamente por um folhelho preto, pirobetuminoso, tendo frequentemente intercalações de bancos calcáreos de poucos centímetros de espessura e nódulos de silex preto. Paleontologicamente é estritamente definida pela ocorrência de restos de um réptil descrito por MC. GREGOR (107) como *Mesosaurus brasiliensis*.

Estruturalmente o Iratí apresenta-se quasi horizontal, como fraco mergulho, com rumo em torno de SW, W e NW, podendo ocorrer variações locais ou distúrbios tectônicos que provocaram fortes mergulhos excepcionalmente.

A espessura referida não é constante, apesar da fácil diagnose da formação no campo e nos testemunhos de sondagem.

As espessuras no conjunto das sondagens parecem diminuir para o Sul, porém, na mesma região elas variam muito. É preciso atender, quanto a êsse particular, que muitas sondagens não foram assistidas por técnicos, o que explicaria em parte a diversidade de interpretação de uma formação característica como o grupo Iratí.

Estratigráficamente o grupo Iratí jaz sôbre a série Itararé-Tubarão sem aparente discordância basal ou no tôpo onde se assenta o grupo Estrada Nova, imediatamente superior.

B) O GRUPO IRATÍ COMO HORIZONTE CHAVE

Graças à sua aparente uniformidade litológica e paleontológica, à sua estrutura relativamente simples, o Iratí pôde

ser tomado no campo como horizonte guia dos distúrbios tectônicos.

Desconhece-se exatamente o ambiente gerador da série. Conjectura-se que a fauna de “*Mesosauros brasiliensis*” deveria habitar um meio de águas altamente salinas e rasas, na forma de lagunas onde a evaporação e a pouca profundidade produziriam uma concentração elevada. Para alguns autores, tal ambiente gerador explica a decomposição incompleta da matéria orgânica, a formação de betumes e calcáreos. A silicificação é admitida como um processo posterior segundo LEINZ (98).

Dentro deste conceito, é possível admitir que a sedimentação do Iratí fosse horizontal em toda a sua extensão acarretando uma uniformidade altimétrica no nível estratigráfico da base do grupo. Existe, por outro lado, a hipótese de ter havido uma migração de facies no Iratí.

Mesmo se admitindo migração de facies no Iratí, não se pôde esperar grandes discrepâncias altimétricas no nível estratigráfico da base, como atualmente são verificadas nas sondagens. Assim em um município, o de Treviso, S. C., na localidade do Rio Jordão, acha-se a 64,32 m sobre o nível do mar e na localidade contígua de Rio Mãe Luzia 222,50 m de altitude, considerando-se o topo a 90,57 m e 273,30 m respectivamente. Tais discrepâncias são forçosamente imposição tectônica e não devidas a um fenômeno migratório de facies no Iratí.

Discorre OPPENHEIM (125, pag. 24) sobre a importância do grupo Iratí como horizonte chave não só em tectônica como em estratigrafia: *“As camadas são bem estratificadas, geralmente horizontais se não afetadas pelas massas intrusivas que podem produzir fortes mergulhos de caráter local. Formando uma excelente camada chave, a posição do Iratí, tanto nas sondagens como nos afloramentos fornece importantes dados para observações estruturais através de toda a bacia sedimentar. As posições estratigráficas deste horizonte e o caráter horizontal da sua estratificação, revelam a estrutura de falhas e fraturas em consideráveis extensões da bacia”*.

Para se tomar o grupo Iratí como guia e chave de movimentos tectônicos no campo, seria mistér duas precauções:

a) Analisar as sondagens sem perturbações locais por intrusivas. (Fato referido na sondagem).

b) Sempre seguir uma linha paralela à direção das camadas, para se traçar o perfil entre duas sondagens. Quando esta linha não pode atingir a sondagem, foi extrapolada a altitude da base do Iratí em função do mergulho no

ponto em que o prolongamento do mergulho cortou a linha tomada segundo a direção das camadas. Com essa medida obviaram-se os inconvenientes do mergulho progressivo, porque nem sempre as sondagens estão em paralelismo segundo a direção das camadas, sendo mistér descontar ou acrescentar os valores do mergulho para se obter a cota exata da base ou do tôpo do Iratí para verificarmos as deformações experimentadas no nível estratigráfico da base dessa formação. O mapa da localização das sondagens, OPPENHEIM (125), proporcionou os meios necessários para esta operação exposta na Tabela I.

O grupo Iratí apresenta-se tectonicamente competente, fato que coloca esta formação em especial situação estrutural no pacote sedimentar gondwânico. LEINZ (101) chamou a atenção para esta propriedade do grupo Iratí de funcionar como rocha competente, graças à presença do calcáreo.

Em conclusão, o grupo Iratí pôde ser tomado como horizonte chave na estrutura por apresentar três predicados: a) litologicamente uniforme, é reconhecível no campo, b) admissível pequena variação no nível original de sedimentação, c) tectonicamente competente.

C) ALTITUDES DO GRUPO IRATÍ

Os dados referentes à posição altimétrica do grupo Iratí enquadram-se em dois tipos, os de sondagens e os de afloramentos. Preferimos compulsar os relativos às sondagens por fornecerem também a espessura, utilizando os testemunhos de sondagens federais compilados por OPPENHEIM (125).

Tomamos como referência a base do Iratí, de sorte que as cotas da sua posição podem ser obtidas indistintamente tanto nos afloramentos como nas sondagens. Não pôde passar despercebida a precariedade dêsses dados altimétricos, por razões que já foram mencionadas.

Com os dados fornecidos por OPPENHEIM (125) foi possível construir a fig. 1, onde se acham representadas as altitudes sôbre o nível do mar da formação Iratí.

A direção geral das camadas é segundo NE-SW no Estado de São Paulo, com mergulho geralmente inferior a 1.º rumo NW, nas camadas não perturbadas pelo vulcanismo basáltico. No Estado do Paraná as camadas mergulham geralmente para oeste, de sorte que as sondagens foram alinhadas de N para S. Em Santa Catarina já o mergulho geral é para SW, segundo SCORZA E ROCHA (152, pág. 64) porém a maioria das sondagens foi alinhada N-S, o que fôge da direção das camadas

TABELA I
ALINHAMENTO DAS SONDAGENS AFETANDO O IRATÍ

SÃO PAULO

ALINHAMENTO NE-SW				
GRUPO I				
N.º	SONDAGENS	ESPESSURA m	ALTITUDE m	
81	Xarqueada	34	357.34	
112	São Sebastião	72	222.50	D
107	São Sebastião	57	213.15 '	
1	Tucum (Estadual)	49	231.46	D
63	Floresta	35	230.76 '	
71	Floresta	37	225.38	
57	Alambari	72	286.99	
GRUPO II				
28	Querozene	35	312.16	
39	São Pedro	43	199.28	D
GRUPO III				
81	Xarqueada	34	357.34	
66	Tucum	16	235.36	D
55	Graminha	28	250.08	
11	Balloni	35	271.70	D
GRUPO IV				
85	Cascatinha	33	351.60	
90	Santo Antonio	32	300.68	
79	Santo Antonio	36	296.58	
51	Araquá	88	241.03	
22	Graminha	38	250.08	
GRUPO V				
4	Campinho (Estadual)	27	467.08	
2	Guarei (Estadual)	69	643.68	D

D — Indica diabasio intrusivo.

' — Indica que a perfuração começou no Iratí.

VARIAÇÕES DE NÍVEL ALTIMÉTRICO DO GRUPO IRATÍ NOS PERFIS DE SONDAJENS

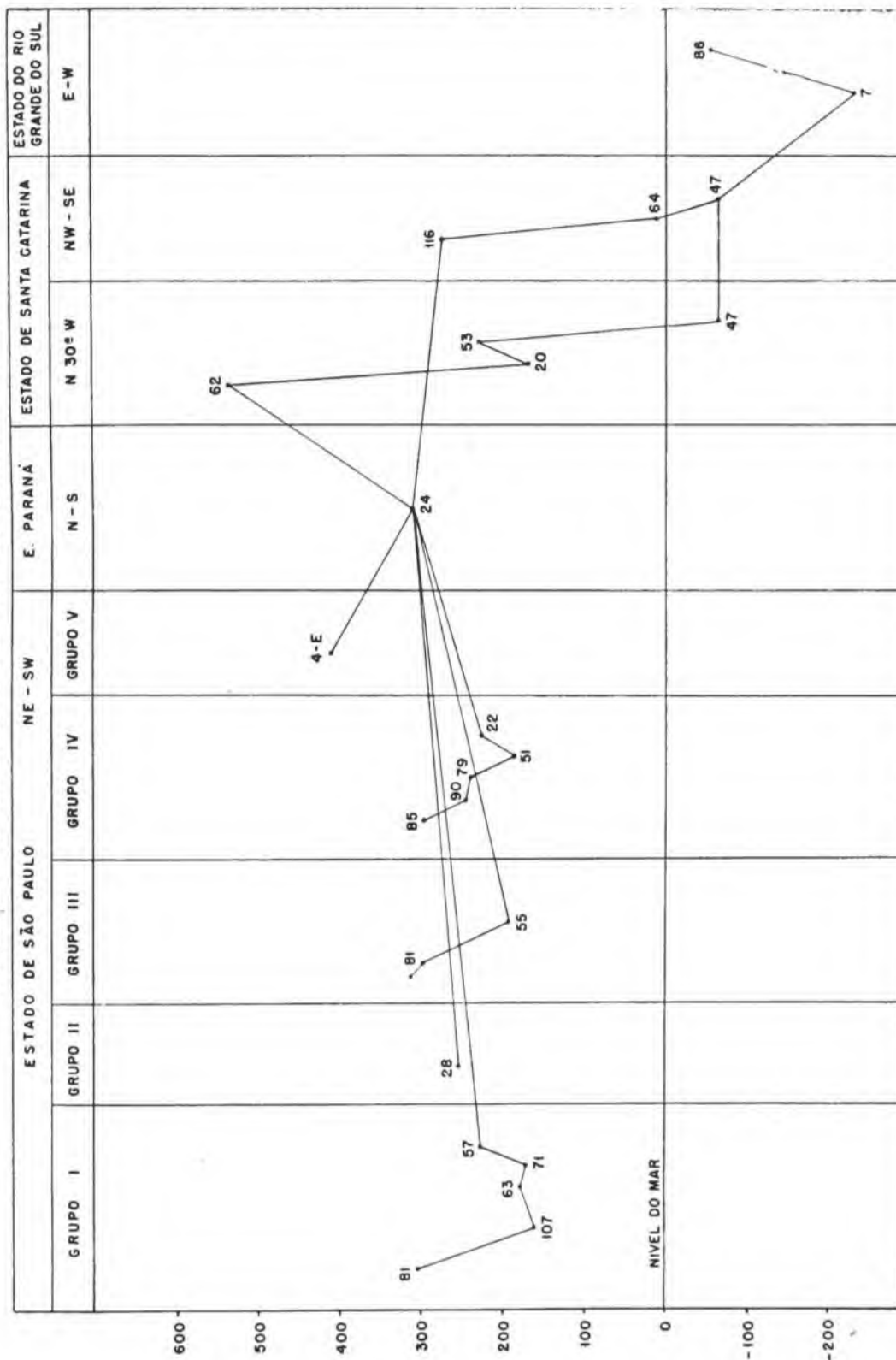


Fig. 1

ALINHAMENTO N-S					
PARANÁ	N.º	SONDAGEM	ESPESSURA m	ALTITUDE m	D D D D
	80	Afonso De Camargo	63	334.30	
	75	Marechal Mallet	66	587.11	
	24	Marechal Mallet	97	364.96	
	52	Marechal Mallet	83	323.57	
	64	Marechal Mallet	74	336.52	
ALINHAMENTO N-21.º W					
SANTA CATARINA	62	Piedade, Ouro Verde	40	593.37	
	20	Rio Mãe Luzia	50	222.50	
	53	Rio Mãe Luzia	27	260.10	
	47	Rio Mãe Luzia	28	7.68	
	ALINHAMENTO N-22.º W				
SANTA CATARINA	82	Canoinhas, Ouro Verde . .	73	612.20	
	20	Rio Mãe Luzia	50	222.50	
	53	Rio Mãe Luzia	27	260.10	
	47	Rio Mãe Luzia	28	— 7.68	
	ALINHAMENTO NW-SE				
R. G. DO SUL	116	Lages	106	330.63	
	29	Rio Jordão	26	64.00	
	47	Rio Mãe Luzia	28	— 7.68	
	ALINHAMENTO E-W				
	44	Taquara	47'	— 468.15	
7	Ferreira	21	— 180.91		
26	Bela Vista	18'	— 251.03		
59	Ferreira	86	— 1.35		

e assim o mergulho vai aumentar proporcionalmente a discrepância entre as altitudes da base do grupo Iratí. Sómente um grupo póde ser alinhado de NW para SE, na direção das camadas. No Rio Grande do Sul, segundo LEINZ (101) o mergulho é variável, predominando para o N, de sorte que as sondagens foram segundo E-W. A fig. 1 mostra o alinhamento dessas sondagens, para fins interpretativos.

D) TECTÔNICA DO GRUPO IRATÍ

A fig. 1 é uma tentativa para mostrar a posição altimétrica, em relação ao nível do mar, da base do grupo Iratí. Para um trabalho de detalhe, com objetivos estruturais, seria difícil manipular tais dados como são apresentados nas várias publicações referentes as sondagens efetuadas no Gondwana do Sul do Brasil. Entretanto, para uma avaliação de grandes movimentos tectônicos, o grupo Iratí ainda constitue um horizonte chave excelente pois os deslocamentos e discrepâncias produzidos pelas variações de mergulho e pela localização das sondagens na borda ou no meio da bacia do Gondwana, são bem menores em comparação com as variações altimétricas da base desse grupo como a fig. 1 ilustra.

O grupo Iratí apresenta-se com duas ordens de perturbações tectônicas, — as intrusões de diabásio, reveladas nas sondagens e discrepâncias enormes de altitude da base que só podem ser interpretadas por falhamento, como mostra a fig. 1, onde são exibidas duas distribuições distintas na altimetria da base do Iratí aparentando grande desnivelamento no Estado de Santa Catarina. Podemos perceber que o Iratí, daí para o Sul sempre ocupa posição inferior ao nível do mar, ou ligeiramente superior, enquanto que, no Paraná e em São Paulo, o Iratí está sempre a mais de 200 metros de altitude. Convém notar que essa diferença na realidade é maior, pois, enquanto no sul as perfurações foram feitas na borda da bacia, em São Paulo foram feitas no meio, onde o desconto de mergulho, da ordem de 12 metros por km, deverá ser tomado em conta, para a compreensão dos movimentos que afetam tais estruturas.

A conclusão que se tira da fig. 1 é uma grande quebra da altimetria da base do grupo Iratí em Santa Catarina. Admitimos essa quebra como de ordem tectônica, pois nem as variações de mergulho nem a migração eventual do facies Iratí são hábeis para enfrentar a explicação de tão notável desnivelamento exibido. As camadas do grupo não se acham dobradas, salvo ligeiros empenamentos produzidos pela intrusão

de diabásio, as falhas são normais, fatos estruturais compatíveis com diastrofismo epeirogênico que elevou a formação para o norte de Santa Catarina e baixou-a intactamente para o sul. O mergulho das camadas do Gondwana, computado em São Paulo para NW, no Paraná para W e em Santa Catarina para SW, mostra claramente a tendência positiva do núcleo austro-brasília do escudo cristalino onde se assenta, em crescente, a orla sedimentária do Sistema de Santa Catarina no Paraná, em São Paulo e em Santa Catarina. A própria forma em meia lua, do escudo, avançado no Paraná para W, explica a distribuição desse mergulho do pacote sedimentar.

A epeirogênese desse bloco cristalino do austro-brasília gerou uma grande falha no Iratí em Santa Catarina, pois as discrepâncias altimétricas da base do Iratí mostram, nesse estado, a presença de uma charneira, onde o norte do pacote se elevou formando planaltos no sentido tectônico e o sul desceu abaixo do nível do mar. Essa linha de distúrbio, aliás complexa, deve passar na direção entre NE-SW e NNW-SSE. Toda a faixa litorânea de Joinville para baixo, com o vale do Itajaí estão na baixada fóra do planalto cristalino suportado pela escarpa da Serra do Mar, que não é estranha a esse levantamento epeírico. Essas linhas de fraturas possivelmente vão até Lages, explicando assim, por razões geotectônicas, a emersão de magma alcalino post-basáltico, a curiosa "mise-en-place" de fonolitos perfurando um campo basáltico, estudado por PAIVA (132).

Dessa tectônica resultam as duas províncias estratigráficas do Brasil Meridional enunciadas por PAIVA (132).

No lado sul dessa charneira acha-se o escudo sul-riograndense que é um prolongamento do escudo uruguaio. Este escudo acha-se, também, em elevação epeirogênica. Estudos recentes no Uruguai mostram a elevação desse molhe cristalino e abatimento do trapp basáltico no eixo do rio Paraná e Uruguai. Também os estudos de LEINZ (100) na fossa do Camaquã, confirmam essa elevação do escudo sul-riograndense.

Essa charneira tectônica de abatimento identifica-se na linha Torres-Posadas postulada e localizada por LEINZ (101).

A charneira Torres-Posadas é uma linha tectônica menos moderna que funcionou durante o vulcanismo basáltico, mas que prosseguiu rejuvenescida no post-mesozóico. A essa linha antiga combinada com a linha NE-SW devemos o brusco salto da altimetria do grupo Iratí em Santa Catarina. Esta direção NE-SW encontra correspondência talvez na zona tectônica S. Gabriel-Santa Maria, LEINZ (101).

Chamou LEINZ (101) a atenção para os falhamentos observados no Rio Grande do Sul, havendo dois sistemas — um em torno de N 50.º 70' W (Zona Torres-Posadas) e outro N 30º E que corresponde à direção da Serra do Espinhaço. Aliás a orla sedimentar no Rio Grande do Sul acompanha essas direções tectônicas. Depois de seguir na direção E-W, com mergulho para o norte, em Santa Maria torna para NNE, paralela à segunda linha tectônica Santa Maria-S. Gabriel enunciada por LEINZ (101). Assim vemos que a erosão da borda gondwânica do léste da bacia, com o remate de uma escarpa basáltica, seguiu imperativos tectônicos.

As nossas observações sobre o grupo Iratí como horizonte chave da epeirogênese que afetou o Sul do Brasil confirmam as idéias de GUTMANS (79). Assim as porções do Gondwana mais expostas são as mais afastadas do eixo da bacia do Paraná pois aí o movimento epeirogênico ascensional foi mais ativo e levantou as formações em degraus maiores que decrescem da periferia para o centro da bacia do Paraná pelo mecanismo de falhas escalonadas. Deferimos razão a GUTMANS (79) ao observar tal fato no seu recente trabalho.

O exame detido das sondagens mostra a presença de falhas principalmente na região de S. Pedro (São Paulo) e Crisciuna (Santa Catarina).

PAUWELS (134) constatou uma forte discrepância no nível da base do Itararé em Santa Catarina, dizendo... *“era que os sedimentos, por exemplo, da série Itararé, que em Lauro Müller está a zero m sobre o mar, mais ao norte, na chapada da Boa Vista têm a base a 738 m, e no planalto do Rio Negro, entre Campo Alegre e Rio Vermelho até na altitude de 1.100 m sobre o mar”*. Naturalmente PAUWELS (134) tomou a premissa de LEINZ (97) de que a série Itararé se depositou no norte do Rio Grande do Sul, numa peneplanície. De qualquer maneira a discrepância é enorme e somente pôde ser atribuída a um tectonismo por falhamento. PAUWELS (134) considerou o mergulho dessas camadas para verificar se esse fato era devido à inclinação, porém constatou que as diferenças de altitude encontradas não poderiam provir do efeito do mergulho. O referido autor não se utilizou mais em suas interpretações, de tais observações de campo, por isso não levou em consideração que tal discrepância representa na essência um falhamento com levantamento epeirogênico do bloco de NW e abaixamento do bloco SE.

Em conclusão, o nível da base do Iratí indica a existência de um forte movimento ascensional para o norte de Santa

Catarina e outro negativo no Rio Grande do Sul, na zona do trapp, pela presença de uma ruptura situada na linha Torres-Posadas em combinação com outra ortogonal ESE-WNW. A natureza epeirogênica dêsse movimento ascensional é inquestionável, pela ausência de dobramentos ou de outros fenômenos orogenéticos. A idade do movimento registrado na 1.^a linha tectônica é sincrônica com o basalto, pois a base se mostra solidária com Iratí, enquanto o tampo do trapp é uniforme e a da segunda é post-basáltica e coincide com a direção da Serra do Mar.

A existência da epeirogênese é comprovada também pela confecção de duas províncias estratigráficas nítidas no Sul do Brasil, uma na área de levantamento onde se desce na topografia e sobe-se na coluna geológica (norte de Santa Catarina, Paraná e São Paulo) e outra, onde se sobe na topografia e na coluna geológica. Na primeira província, o Gondwana tem grande desenvolvimento superficial, formando planaltos, enquanto que na segunda, o desenvolvimento em área é pequeno e às vezes em escarpas. Na primeira província, o Gondwana sofre levantamento e a escarpa basáltica está longe da orla do escudo cristalino, e na segunda, o Gondwana está em área tectonicamente negativa e a escarpa basáltica próxima à orla cristalina, de sorte que os mergulhos são mais acentuados. LEINZ (101) já chamou a atenção para a área isostaticamente negativa do basalto que tende a descer, enquanto os blocos siálicos dos escudos sul-riograndense (Uruguai também) e parte meridional do austro-brasília tendem a se erguer.

A região de Santa Catarina, onde a posição altimétrica do grupo Iratí sofre brusca variação de nível, é atravessada por intenso falhamento que só pode ser atribuído ao fraturamento causado pelos movimentos epirogênicos dos escudos cristalinos e dos derrames basálticos na sua contenda isostática.

O caráter da epeirogênese é marcado pela aparente não perturbação das camadas do Sistema de Santa Catarina. Salvo anomalias por intrusões diabásicas, o pacote sedimentar gondwânico exhibe uniformidade estrutural generalizada, mergulho constante embora com direções variáveis, de tal modo que, no princípio dos estudos geológicos sobre o Sul do Brasil, sempre se encarou tal pilha de sedimentos como absolutamente desprovida de quaisquer perturbações tectônicas. Sua aparente não perturbação é o resultado de um mecanismo de falhas escalonadas conforme já se referiu GUTMANS (79), o que trataremos em momento oportuno.

II

FORMAÇÕES CRETACEAS SOBRELEVADAS

A) GEOLOGIA

A geologia de campo das formações cretáceas brasileiras oferece duas observações de importância tectônica:

1.º) O cretáceo encerra a última grande e extensa sedimentação que se encontra cronologicamente no Brasil. Os depósitos cenozóicos acham-se circunscritos a áreas menores, localizadas em depressões de ordem tectônica ou erosiva, como as bacias tectônicas de São Paulo, Gandarela, Fonseca, Itaboraí, Recôncavo, ou nos vales fluviais, como o vale do Amazonas e também na linha de costa representados, em parte, pela série Barreiras.

2.º) O cretáceo localiza-se na maioria das ocorrências, presentemente, no tecto dos planaltos geográficos do interior e parcialmente em fossas tectônicas ou ao longo da linha de costa do Atlântico do Brasil Setentrional.

Nos Estados do Maranhão, Piauí, Ceará, os chapadões divisores das bacias hidrográficas S. Francisco-Tocantins, Parnaíba-Tocantins, S. Francisco-Jaguaribe e Parnaíba-Tocantins são todos constituídos de formações cretáceas, segundo o depoimento de LEONARDOS E OLIVEIRA (107, p. 58). Esses chapadões, Tabatinga, Gurgueia, Araripe, Ibiapaba, Santa Maria, Urucuia, etc., constituem perfeita unidade geológica, segundo os autores. Baseando-se na fauna de peixes dessa formação no Ceará, AGASSIZ (107) conferiu idade senoniana ao cretáceo desse Estado, que HARTT (80), estribando-se na unidade de todas as formações cretáceas enumeradas, a estendeu indiscriminadamente para o conjunto referido (107).

Admite HARTT (80) que durante o Cretáceo, o norte do país esteve submerso de 600 a 900 metros abaixo do nível do mar, e hoje vamos encontrá-lo a 1.000 metros de altura na chapada do Araripe.

PLUMMER (34), apresenta um perfil E-W abrangendo os Estados do Maranhão, Piauí e Ceará, onde o cretáceo ocupa as partes mais altas da secção geológica, nas cótas 400 a 800 metros de altitude. Nesse perfil nota-se um ligeiro adernamento para o centro, conformado uma estrutura periclinal. O autor discorda do termo geossinclínio do rio Parnaíba, para

estruturas radiais dêsse tipo. O termo geossinclínio implica em deformações do tipo orogenético, enquanto as estruturas dessa bacia, valendo-se dos conhecimentos atuais, exibem apenas deformações por tensão, ou seja por falhamento e arqueamento, cuja natureza indiscutivelmente filia-se à epeirogênese. Nota-se que as deformações aumentam para os bordos, em contacto com o cristalino, de sorte que a movimentação isostática do embasamento explica tais deformações ligeiras da estrutura, geralmente pequenos monoclinais e aumento de mergulho, exatadamente o que o perfil de PLUMMER (34, p. 124) apresenta. Pelo relatório do C. N. P. (34, p. 125), verifica-se que o mergulho diminúe da Formação Pimenteira basal, para o cretáceo no topo, correspondendo exatamente ao que se observa na bacia do Paraná. Esta bacia não passa de uma zona epicontinental, na expressão de BRAJNIKOV (15), negando semelhança com os processos de geosinclinal expostos últimamente por KNOPF (89). No Ceará, o Cretáceo apresenta-se, também, capeando as demais formações como na Serra de Ibiapaba.

No Rio Grande do Norte o cretáceo não é tão elevado, porém o topo atinge 100 metros na chapada do Apodí a qual se estende, desde a fronteira com o Ceará, até um certo ponto ao noroeste de Natal. As camadas mergulham para o Norte, alcançando, em Mossoró, 50 metros de altura. O topo do cretáceo em outros pontos atinge 680 metros na serra de Madalena, a qual tem as dimensões de 15 por 4 km, e uma espessura de 40 m, assentando-se sobre o gnaiss. Na Serra de Porto Alegre acha-se a 650 metros e na de Martins a 700 metros.

Na fronteira do Rio Grande do Norte com a Paraíba, temos a serra João do Vale com 60 km de comprimento e altitude do cretáceo, a 700 metros. Também na Serra Sant'Ana, perto de Currais Novos atinge o cretáceo a 700 m, assentando-se sobre o gnais. No Rio Grande do Norte, ocupa pontos topográficos proeminentes, e não depressões, assentando-se geralmente sobre o embasamento cristalino. As altitudes estão em torno de 600-700 metros, com excepção da serra de Ibiapaba que atinge apenas 100 metros.

Nos Estados da Paraíba, Sergipe, Alagoas e Bahia o cretáceo não se acha coroando as eminências topográficas. Parece coincidir com esta disposição, o ambiente gerador das formações. Frequentemente aí as formações cenozóicas continuam a mesma topografia do cretáceo sem correspondente modificação topográfica necessariamente. Em Pernambuco o cretáceo se apresenta na costa, sem grandes alti-

tudes como no caso anterior, como a Formação Maria Fari-
nha, e no interior aparece o cretáceo continental, coroando
as elevações topográficas. Nos Estados de Sergipe, Bahia e
Pernambuco, no litoral, acha-se fortemente perturbado por
deformações tectônicas, muitas vezes preenchendo fôssas
tectônicas, onde o efeito da ligeira compressão dos bordos
cristalinos provocou fraco dobramento dessas estruturas.
Nêstes lugares, como na Bahia do Salvador, o cretáceo é a
chave do tectonismo regional, mostrando a ocorrência de
falhamentos importantes cenozóicos. Na Bahia e em Ser-
gipe, ocupa a mesma posição de horizonte chave para o
tectonismo, que o grupo Iratí desfruta no Sul.

No Brasil Meridional o cretáceo ocorre abundantemente
nos Estados de São Paulo e Mato Grosso, cuja idade cretácea
foi conferida por HUENE (83) à formação Baurú, extenden-
do-se ao Triângulo Mineiro e Sul de Goiás. Em todos êstes
Estados o cretáceo forma o tecto dos planaltos da região,
encontrado-se presentemente bastante dissecado, principal-
mente em São Paulo e Mato Grosso. Geralmente o topo
cretáceo acha-se entre 800 e 1.200 metros de altitude.

B) AMBIENTE GERADOR

Infere-se do quadro 1, que o cretáceo do Brasil se distri-
bue pela maior parte dos estados, atingindo uma área res-
peitável.

Genéticamente, predomina a opinião de que quase todo
o cretáceo brasileiro é continental, de origem flúvio-lacústre,
e pequena parte marinho ou mixto. Mencionou OLIVEIRA
E LEONARDOS (107, p. 600): "Segundo Moraes Rego, no
norte do país deram-se transgressões do mar cretáceo na orla
costeira, enquanto que nas regiões sedimentares do Brasil
meridional, não há vestígios de invasão do mar durante o
mesmo período. As evidências de inundação marinha só
são vistas muito além, ao sul de Buenos Aires."

Pelo quadro 1 verifica-se que o topo do cretáceo conti-
nental acha-se em altitudes que variam de 500 a 1.000 me-
tros, podendo eventualmente atingir 1.200 metros. Não se
póde encarar uma sedimentação terrígena fluvial e lacustre,
(segundo a opinião dos vários autores, que estudaram o cre-
táceo brasileiro), tão extensa como cretáceo continental bra-
sileiro, sem admitirmos que o país se achava naquêlo período
conformando uma vasta bacia tectônica continental. Sim-
ples fenômenos fisiográficos ou oscilações climáticas puras

QUADRO I
ALTITUDES DO TOPO DO CRETACEO

DESIGNAÇÃO	ORIGEM	ESTRUTURA	ALTITUDE
1. SÃO PAULO Formação Baurú	Continental	Concordante	900m
2. MATO GROSSO Formação Parecis Formação Baurú	Continental Continental	Concordante Concordante	800m
3. GOIÁS Formação Baurú	Continental	Concordante	1.200m
4. MINAS GERAIS Formação Baurú Formação Urucuia	Continental Continental	Concordante Concordante	1.200m 870m
5. BAHIA Formação Urucuia Série Bahia (lit.)	Continental Salobra (mixto)	Concordante Deslocada e dobrada	800m 0 a 200m
6. SERGIPE Série Sergipe	Marinha	Deslocada	200m
7. ALAGOAS Série Alagôas Série Bahia	Marinha Salobra	Concordante Deslocada	
8. PERNAMBUCO Série Jatobá (Tacarata, Bahia) Formação Maria Farinha	Marinha	Deslocada	550m
		Concordante	50m
9. PARAIBA Grupo Paraíba	Marinha	Concordante	100m
10. RIO GRANDE DO NORTE Grupo Apodi Série Serra dos Martins	Marinha Continental	Concordante Concordante	100m 700m
11. MARANHÃO-PIAUI-CEARA Série Araripe Formações Melancieiras, Jaicos e Santana	Continental Continental	Concordante Concordante	1.000m 700 a 1.000

com aumento da pluviosidade não são hábeis para explicar a extensão de uma sedimentação tão generalizada como a do cretáceo, tendo-se em mira a área original antecedente à desnudação post-cretácea, referida por AB'SABER (1). Encontram-se "ilhas" dessa formação em São Paulo, em Mato Grosso e no Nordeste brasileiro.

Considerando-se esses fatos, o cretáceo continental depositou-se, quando o país se achou em um nível tectônico bem inferior ao atual, na disposição de uma legítima bacia tectônica, para garantir tal sedimentação.

Conclui-se, imediatamente, que após o cretáceo, o país elevou-se muito epeirogeneticamente, pois as estruturas das formações dessa idade não se acham perturbadas e se encontram submetidas à erosão.

Se computarmos fatos fisiográficos, a erosão generalizada do cretáceo indica que esta formação foi retomada pela erosão, e a magnitude do processo, ampla em todo o país só pôde indicar uma modificação geral no nível de base da hidrografia após o cretáceo, fato somente possível com a existência de movimentos epeirogênicos que são amplos.

Graças à esta ascensão epeirogênica o cretáceo continental ficou coroando o tôpo dos planaltos interiores, passando de área de sedimentação à de erosão e pelo menos dois ciclos podem ser constatados. A sedimentação cenozóica, posterior, veio ocupar o fundo dos vales, as bacias tectônicas, e a linha da costa. A observação da série Barreiras e de outras formações terciárias assim consideradas, indica que a ascensão epeirogênica progrediu após êsse estacionamento do terciário, pois por sua vez cessou essa sedimentação pela inauguração de nova fase erosiva. Assim hoje a série Barreiras e outras formações supostas terciárias, acham-se sobrelevadas ligeiramente e retomadas pela erosão.

Como o desnível entre as formações cretáceas e terciárias é grande, somos obrigados a admitir que os grandes desnivelamentos do escudo brasileiro por falhamento, tiveram seu maior desenvolvimento do fim do cretáceo ao plioceno, ligados a causas epeirogênicas. Depois do plioceno, o levantamento do escudo brasileiro prosseguiu, como provam outros elementos que analisaremos mais adiante: Terraceamento marinho e fluvial.

O cretáceo que, no interior do Nordeste acha-se elevado, já na costa de Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia ocorre sob o terciário, segundo LAMEGO (94, p. 7). Coincide com esta disposição o seu ambiente gerador. O cretáceo marinho fica junto à linha de costa, e muitas vezes vem capeado

pelo terciário, também marinho, no Nordeste. Tectonicamente, as formações de origem marinha, ou de ambiente mixto, as salobras como — Série Bahia (35), são fortemente perturbadas por falhamentos. Estes sedimentos ocupam muitas vezes fundos de fossas tectônicas como na Bahia de Todos os Santos e na fossa de Santa Brígida (35, p. 104). Estas observações confirmadas por LAMEGO (94, p. 7) indicam que o cretáceo marinho, originalmente a um mesmo nível na base, hoje acha-se em níveis variáveis o que só é possível conceber-se, admitindo-se ações tectônicas. Além desta estrutura com falhas, fossas os ligeiros dobramentos mostram que o escudo brasileiro no Nordeste, sofreu movimentação importante, positiva, depois do cretáceo e antes do terciário, pois estas últimas camadas acham-se pouco perturbadas, ou melhor, sedimentaram-se na topografia resultante da ascensão do cretáceo.

Há algumas observações recentes sobre o cretáceo, na região centro ocidental e sudoeste da Bahia, realizadas por DOMINGUES (51, 53). Na região centro ocidental desse Estado, o arenito forma as partes mais altas do relevo e o divisor de águas.

Significa, portanto, que o levantamento do cretáceo foi epeirogênico, pois não afetou nem dobrou o arenito, conservando êle, uma mesma cota uniforme de contacto sobre o embasamento.

Segundo ALMEIDA (3, p. 429): *“no Sudoeste goiano e o Este mineiro, os sedimentos cretáceos transgridem de sobre o planalto basáltico para as áreas précambrianas, e sua base peneplanada ocupa posição necessariamente mais elevada atingindo 900 e 1.000 metros. Para o norte do paralelo 14.º S, em Minas e Goiás, os sedimentos cretáceos, cujos restos existem nos principais divisôres, passam a ocupar altitudes cada vez mais baixas em direção à bacia amazônica. Assim o fazem no médio Tocantins nos divisôres Araguaia-Tocantins e São Francisco-Tocantins”*. Isto posto, significa que o cretáceo tem suas estruturas inclinadas para o norte, indicando que o centro positivo tectônico do levantamento epeirogênico do escudo brasileiro fica para o sul do paralelo de 14.º S, nessa região. Segundo BRAJNIKOV, (15) aí temos duas zonas de subsidência recorrente, — a região epicontinental do meio-norte e a bacia amazônica.

A transgressão dos sedimentos cretáceos do atual planalto basáltico para o escudo cristalino, mostra, segundo informação supra de ALMEIDA, quão generalizada deveria ter

sido a bacia cretácea, para permitir uma sedimentação geral desse tipo.

AB'SABER (1, p. 10) chegou também a essa conclusão de que houve um levantamento epeirogênico após o cretáceo.

Opinam LEONARDOS E OLIVEIRA (107): *"A grande elevação do centro e nordeste do Brasil processou-se no fim do cretáceo e durante o terciário, enquanto do lado do Pacífico tinha lugar o dobramento dos Andes. Na zona que vai do Piauí a Pernambuco, as camadas cretáceas (Série Araripe-Serra Grande) foram alçadas até mil metros sobre o mar. Também na zona ocidental da Bahia e Minas Gerais, e em grande parte de Goiás e Mato Grosso as camadas cretácea foram igualmente alteadas; mas nessas últimas regiões o movimento se deve ter iniciado no Jurássico, porque já os depósitos são continentais."*

ALMEIDA (3, p. 429): *"Na bacia do rio Paraná, os sedimentos da série Baurú dispõem-se em altitudes tanto menos elevadas quanto mais meridionais ou mais vizinhos desse rio se encontram. Isso deve ser em grande parte atribuído às próprias condições da sedimentação cretácea nessa bacia, em busca no seu interior de um antigo rio Paraná, o que a geologia confirma. Em parte, também deve ser atribuído à subsidência que se continuou após a sedimentação."*

Acreditamos que ALMEIDA não interpretou devidamente os fatos, pois em lugar de subsidência continuando após a sedimentação, o que se verifica é um levantamento do escudo cristalino, que se torna tanto menos efetivo quanto mais distanciado se achar o cretáceo das orlas cristalinas. A Bacia do Paraná parece descer, porque, resultando disso, as bordas do escudo se alçam, aparentando, uma subsidência ao longo do eixo do rio Paraná, que, porém não é ativa, mas por comparação. Naturalmente o peso do trapp basáltico, que se torna mais pronunciado no eixo do rio Paraná, é um contrapeso isostático ao levantamento do escudo brasileiro. Tanto não há subsidência do Paraná nessas áreas do Baurú, que essa formação se apresenta morfológicamente com "cuestas" ao longo de espigões divisôres em São Paulo, o que não seria possível em áreas de subsidência. Se êsse fosse o caso, todo o planalto cretáceo do Estado de São Paulo e Mato Grosso seria uniforme, com os rios Tietê, Paranapanema, etc. correndo com os seus leitos sobre a formação Baurú, sem atingir o trapp, como o fazem atualmente, — e não fixariam aí o seu nível de base. Constitue zona de subsidência, o

pantanal, onde predomina a sedimentação, sobre a erosão. O trapp do Paraná, apesar do seu peso ser uma componente isostática negativa, sofreu alçamento como prova a rede hidrográfica — que entalha vivamente a sua estrutura. As gargantas epigenéticas dos rios que furam a borda basáltica do léste são uma prova desse levantamento do trapp. Devemos acrescentar que onde o basalto é mais espesso, menos efetivo é o levantamento do platô basáltico, conforme confirmam as sondagens ao longo do rio Paraná e do Uruguai, onde o trapp apresenta suas maiores espessuras.

CONCLUSÕES

1 — O cretáceo continental depositou-se quando o país se achava em um nível tectônico e fisiográfico inferior ao atual, de acôrdo com o ambiente gerador admitido.

2 — O cretáceo continental atualmente ocupa o topo do relêvo dos planaltos do interior, em área de erosão.

3 — O cretáceo ocntinental exhibe arqueamento, falhas de tensão (gravimétricas) e não apresenta nenhuma deformação orogênica.

4 — Consequentemente:

a) sómente a epeirogênese póde levantar um bloco continental, tão amplo como a bacia sedimentar cretácea, e transformá-la em uma área de erosão, sobrelevando suas formações.

b) sómente a epeirogênese produz arqueamento, falhas de tensão e vales de afundimento.

c) sómente a epeirogênese explica a erosão simultânea generalizada de tôda a área cretácea.

III

TERRACEAMENTO MARINHO E FLUVIAL

A — NIVEIS DE TERRACEAMENTO

Os dados apresentados com detalhe referem-se ao litoral do Estado de S. Paulo, da Ilha de São Sebastião à ilha do Cardoso, incluindo a bacia inferior do Ribeira de Iguape até Xiririca.

QUADRO II
LITORAL DE SÃO PAULO

TERRAÇOS MARINHOS	TERRAÇOS FLUVIAIS
Nivel de 50 a 60 m	Nivel de 50-60 m sobre o rio
Nivel de 20 a 30 m	Nivel de 25-30 m sobre o rio
Praias fosseis entre 5 e 7 m	Barrancas de 2-5m
Terraços de abrasão a 7 m	

QUADRO III
LITORAL DO PARANA

TERRAÇOS DE ABRASÃO (WAVE-CUT)	TERRAÇOS DE CONSTRUÇÃO (Bancos areno-argilosos)
Nivel de 3 m	Nivel de 1 a 3 m
Nivel de 7 m	Nivel de 3 a 5 m
Nivel de 10 m	Nivel de 10 m
Nivel entre 25 e 32 m	

QUADRO IV

LITORAL DO PARANA E SANTA CATARINA

TERRAÇOS DE ABASÃO, CAVAS DE RESSACA, PLANOS DE ABRASÃO	
<i>Níveis de abrasão</i>	<i>Correspondência com S. Paulo</i>
Nível entre 7.50 e 10 m	7m a 10 m
Nível entre 19 e 21 m	_____
Nível entre 27 e 35 m	30 m
Nível entre 50 e 65 m	60 m
Nível entre 92 e 102 m	_____
Nível a 200 m	_____

QUADRO V

BAHIA DE GUANABARA E ADJACENCIAS

NIVEIS DE ABRASÃO	<i>Correlação com S. Paulo</i>
Nível de 80-100 m	_____
Nível de 50-65 m	60 m
Nível de 25-35 m	30 m
Nível de 15-20 m	_____
_____	7-10 m

Nesse trecho estudado foram constatados varios terraços marinhos de abrasão e fluviais ao longo do Ribeira de Iguape e seus afluentes. Em vista da sua localização junto à ilha de costa, tais terraços participaram na sua morfogenese, dos fenomenos de movimentação da linha do litoral. Os niveis de terraceamento, nesse trecho da costa, são vasados no quadro II.

Os terraços marinhos foram medidos principalmente nos seguintes locais:

- 1) Ilha de São Sebastião
- 2) Ponta do Barakessaba, S. Sebastião
- 3) Ponta do Itaipu, Santos
- 4) Ponta do Itaguassu, Itanhaem
- 5) Ponta do Paranapoam, Itanhaem
- 6) Ponta do Una, Itanhaem
- 7) Ilha do Bom Abrigo, Cananeia
- 9) Ilha Porchat, Santos

QUADRO VI
LITORAL DO ESPIRITO SANTO

TERRAÇOS MARINHOS (Série Barreiras)	<i>Correlação com S. Paulo</i>
Nivel de 30 m	30 m
Nivel de 9-12 m	7-10 m

Os terraços fluviais foram medidos no Ribeira de Iguape e seus afluentes nos seguintes pontos:

- 1) Xiririca
- 2) Sete Barras
- 3) Jacupiranga
- 4) Registro

As praias fósseis são encontradas no nivel entre 5 e 7 metros na baixada entre Cananeia e Iguape, e na Ilha Comprida.

Segundo BIGARELLA (11) são encontrados terraços de abrasão na costa do Estado do Paraná referíveis aos níveis dados no Quadro III.

O Quadro IV figura os níveis medidos por MAACK (110), no litoral do Paraná e Santa Catarina.

No litoral do Rio Grande do Sul, infelizmente, carecemos de dados sobre o terraceamento marinho e fluvial na região costeira.

No Estado do Espírito Santo os terraços marinhos acham-se referidos no Quadro VI. Entretanto estes terraços são importantes porque situam-se na Série Barreiras, cuja idade é tida como pliocena (114), ou miocena por LAMEGO (94, p. 28).

B — TERRACEAMENTO MARINHO

No terraceamento marinho distinguem-se os de abrasão referidos na literatura inglesa como "wave-cut terraces" e os de construção ou "wave-built terraces". Os terraços marinhos de abrasão corresponderão aos primeiros na nossa designação e os de construção às praias suspensas. Os terraços de abrasão são mais interessantes para o estudo das oscilações de nível do mar, principalmente quando cortados nas rochas do embasamento cristalino brasileiro.

Três fatos caracterizam um terraço de abrasão a) topografico: apresenta-se como uma superfície plana horizontal em contraste com o pendor das encostas b) estrutural: a superfície do terraço corta retilineamente as estruturas do embasamento sem levar em consideração sua disposição, c) conforma um nível constante na região.

Os terraços considerados nesta relação satisfazem tais condições, e são construídos sobre um embasamento de rochas graníticas ou metamórficas do complexo cristalino brasileiro.

Para SHEPARD (155 p. 165) este embasamento não permite ordinariamente a formação de terraços de abrasão:

"So far as is known, the Terraces do not extend for many miles into the ocean without a break in slope. Those cut in rock are largely confined to relatively weak rocks. Resistant rocks, like granite do not ordinarily have there terraces".

Por ordinariamente entende-se, neste caso, condições de clima temperado, onde SHEPARD possui experiência em Geologia Submarina. Este autor desconhece naturalmente

as condições de meteorização das rochas ígneas e metamórficas peculiares ao Brasil, onde não existe resistência especial do granito ou do gnais à abrasão, como acontece sob clima temperado, onde estas rochas gozam de grande estabilidade.

As fotografias 1 e 2 ilustram o terraceamento marinho efetuado sobre as rochas cristalinas do complexo brasileiro.

Compulsando-se os vários níveis de terraceamento marinho obtidos nos Estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Distrito Federal, Estado do Rio e Espírito Santo verifica-se que são constantes os seguintes níveis: 1) de 5 a 10 m, havendo um nível inferior a este de 3 metros, no litoral do Paraná (BIGARELLA, 11) e superior de 12 metros, no Espírito Santo (107), 2) de 20-30 metros, com abrasões de 25 a 32 metros Paraná (11), 27-35 metros (110) no Paraná e Santa Catarina, 25 a 35 metros na Guanabara (146), onde ha um nível intermediário de 15-20 metros e um terceiro de 50-60 metros com variações de 50-65 metros no Paraná (110) 50-65 metros na Baía do Guanabara (146). Além destes níveis, ha outros superiores, mesmo no Estado de São Paulo a 100 metros, medidos pelo autor, porem não são gerais, mas localizados em zonas de forte perturbação tectonica. Este seria o caso dos terraços de 92-102 metros, e 220 metros achados por MAACK (110) para Santa Catarina e Paraná bem como os de 80-100 metros, referidos por RUELLAN (146) para a Baía de Guanabara.

Quanto ao nível de 3 metros medido por BIGARELLA (11) no Paraná a sua posição é tão baixa que pode ser atribuida à ação das vagas atualmente ou, pelo menos, ainda é um nível discutível. Este nível de 3 metros foi, em uma excursão ao litoral sul do Estado de São Paulo, encontrado por K. E. Caster, J. C. Mendes, R. O. Freitas e J. J. Bigarella, mas deixaram de considera-lo pela sua cota muito baixa. Ocorrem na Praia Grande e Itanhaem.

Ha pois uma coincidência nos três níveis referidos 1) 5-10m 2) 20-30m e 3) 50-60m, com ligeiras variações abaixo e acima. Na verdade as medidas referidas pelos varios autores não foram mencionadas se obtidas por nivelamento, aneroides, ou outro instrumento adequado, de sorte que sempre ha um desconto quanto à sua precisão. No caso das medidas do Estado de S. Paulo foram elas realizadas com aneroide Paulin, à temperatura constante ou nivelamento, de sorte que é possível garantir sua precisão.

Considerando-se que os terraços marinhos de abrasão representam épocas de estacionamento do nível do mar em

relação ao continente, temos 3 movimentos sucessivos de ascensão da costa, alternados com periodos estacionarios responsaveis pela configuração dos terraços de abrasão. A fig. 2 exhibe o perfil de tais formas de abrasão em rochas do embasamento cristalino.

Os niveis superiores a 60 m não podem ser afiançados com verdadeiros terraços marinhos. Sob o intemperismo do nosso clima, os seus caracteres morfologicos tipicos desapareceriam. Falta-lhes a topografia distinta de um terraço de abrasão, uma superficie plana horizontal cortando as estruturas de rochas cristalinas. Poderiam ser confundidos como niveis de erosão preterita possivelmente deslocados a varias altitudes por solicitação tectonica.

Na Ilha de São Sebastião, na parte sul do litoral do canal de São Sebastião, da Barra Velha à Ponta da Sela, temos um nivel de erosão a 100 metros, com uma topografia não muito longe da senilidade, situado nessa cota por evidente imposição tectonica, pois se notam ruptura e suspensão dos vales que descem para a linha de costa.

No litoral do Ceará WARING (164) notou dunas fósseis que delatam um levantamento da costa, porem combinadas com afogamento costal mais recente. O mesmo se passa nos litorais do Rio Grande do Norte e Paraíba. De Pernambuco à Bahia, REGO (136) assinala a presença de terraceamentos e subsequente afogamento costal, mostrando todo litoral brasileiro uniforme morfologica na sua esculturação.

C — TERRACEAMENTO FLUVIAL

Os dados que dispomos do terraceamento fluvial na zona litoranea se circunscrevem ao Ribeira de Iguape; têm emprego limitado a essa parte do litoral do Estado de São Paulo.

O Ribeira de Iguape constitue um dos raros rios que perfuram o escarpamento da Serra do Mar, entalhando suas cabeceiras no planalto cristalino atlântico meridional. A baixada do Ribeira, no seu curso inferior é uma das maiores do litoral meridional do Brasil, e sua localização junto à linha de costa fez com que sofresse a mesma historia fisica do litoral limitrofe.

Recentemente, DIAS DA SILVEIRA (48) tratou pormenorizadamente da baixada do Ribeira de Iguape, apresentando o autor observações suas e de DIAS DA SILVEIRA, na discussão desse problema nessa area.

Os terraços fluviais na baixada do Ribeira de Iguape ocupam dois níveis, respectivamente 50-60 m e 25-30 m, sobre o nível do rio. O nível do rio funciona como nível de base para os terraços fluviais, como o nível do mar funciona para os terraços marinhos, e assim as altitudes dos terraços fluviais são referidas em cotas sobre o nível do rio. Em Xiririca o nível do Ribeira situa-se a 29 m (30) sobre o nível do mar, em Ipojuca a 63m e na barra com o Juquiá a 21m. Se os terraços fluviais fossem computados em função do nível do mar teríamos artificialmente uma discrepância que na realidade não existe, pois tais terraços são construídos em função do nível do rio.

A litologia desses terraços é muito uniforme. São cascalhos numa matriz argilo-arenosa, com seixos geralmente classificados em torno de 5cm de diâmetro maior. Há porém seixos excepcionalmente maiores, como o encontrado em Jacupiranga, no corte da rodovia Registro-Xiririca, (foto 3), com cerca de 60 cm de diâmetro maior. A rocha nunca se apresenta coerente, fato que indica idade moderna. O trabalho atingiu um certo grau de intensidade segundo os contornos sub-angulares dos seixos.

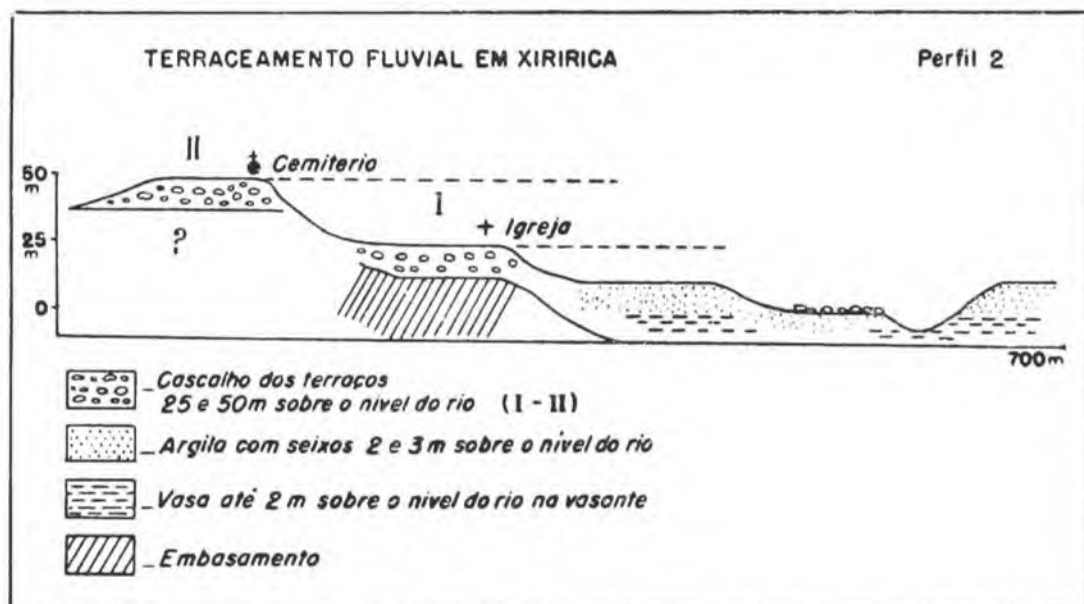
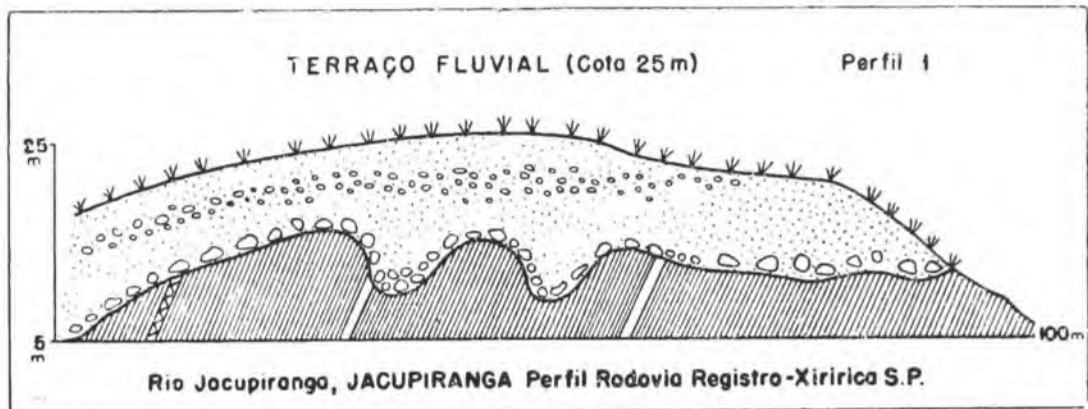
Os terraços fluviais foram localizados principalmente em Xiririca, Sete Barras e Jacupiranga. Em todos esses lugares mostram a mesma composição litológica, característica de uma deposição torrencial, onde o veículo possuía grande habilidade de competência no transporte.

Os depósitos dos terraços assentam-se em discordância erosiva sobre o embasamento (foto 4) constituído uniformemente de um xisto alterado, porém ainda conservando as peculiaridades da estrutura e textura, e cuja xistosidade sugere um dobramento do tipo isoclinal.

O contacto irregular do depósito com o embasamento demonstra que a sedimentação se fez em um leito irregular e não em fundo chato. O perfil nº 1 mostra essa disposição dos depósitos dos terraços sobre o embasamento.

Os seixos do cascalho são geralmente de quartzito, indicando uma homogeneidade na fonte do material ou maior seleção desse material durante as peripecias do transporte turbulento.

Os seixos dispõem-se, os maiores, no fundo das marmitas ou caldeirões da antiga linha de drenagem e ao longo do contacto do depósito com o embasamento. Os seixos menores ficam para cima mergulhados na massa. Há pois uma relação vertical interessante, e às vezes assumem forma lenticular.



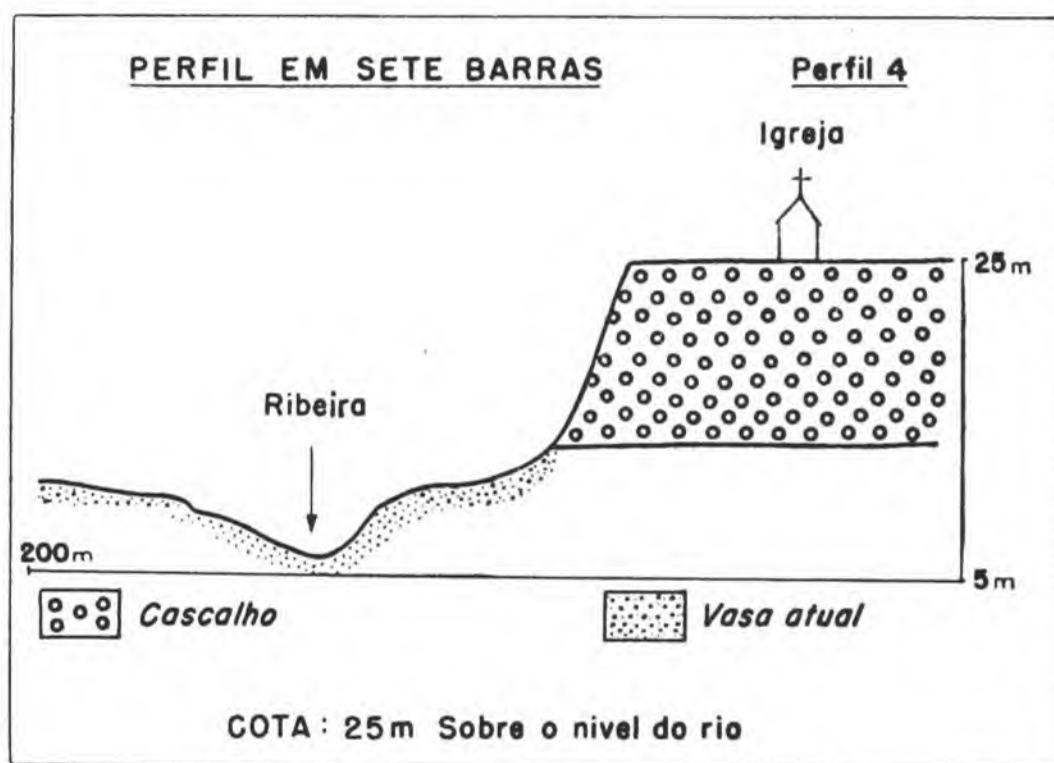
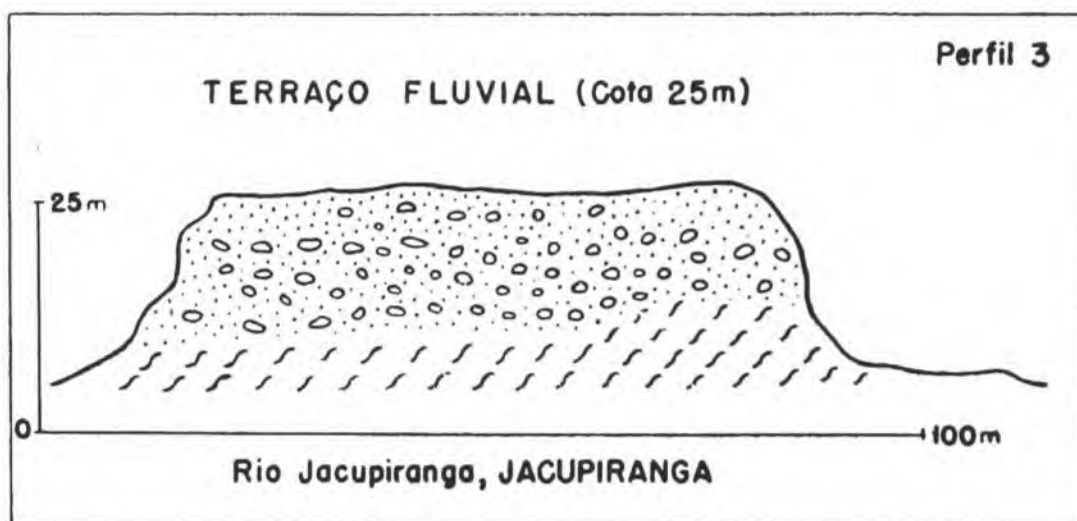


FOTO 1



Foto de J. C. Mendes
Terraço Marinho no Gnaís Arqueano
Ponta da Cabeçuda
nível 30 m
Ilha de São Sebastião

FOTO 2



Foto do autor
Terraço Marinho de Abrasão no Foiailto
Ponta da Pirabura
nível 30 m
Ilha de São Sebastião

FOTO 3



Foto do autor
Seixo Gigante nos depósitos
Fluviais dos Terraços do Ribeira de Iguape
nível 50m
Jacupiranga — Est. S. Paulo

FOTO 4



Foto do autor
Depósito de Cascalho Fluvial
Terraço do Ribeira
nível 25 m

FOTO 5



Foto do autor
Praia Suspensa
nível 5 m
Iguape — Estado São Paulo

FOTO 6



Foto do autor
Leito de Cascalho Fluvial
Terrço do Ribeira de Iguape

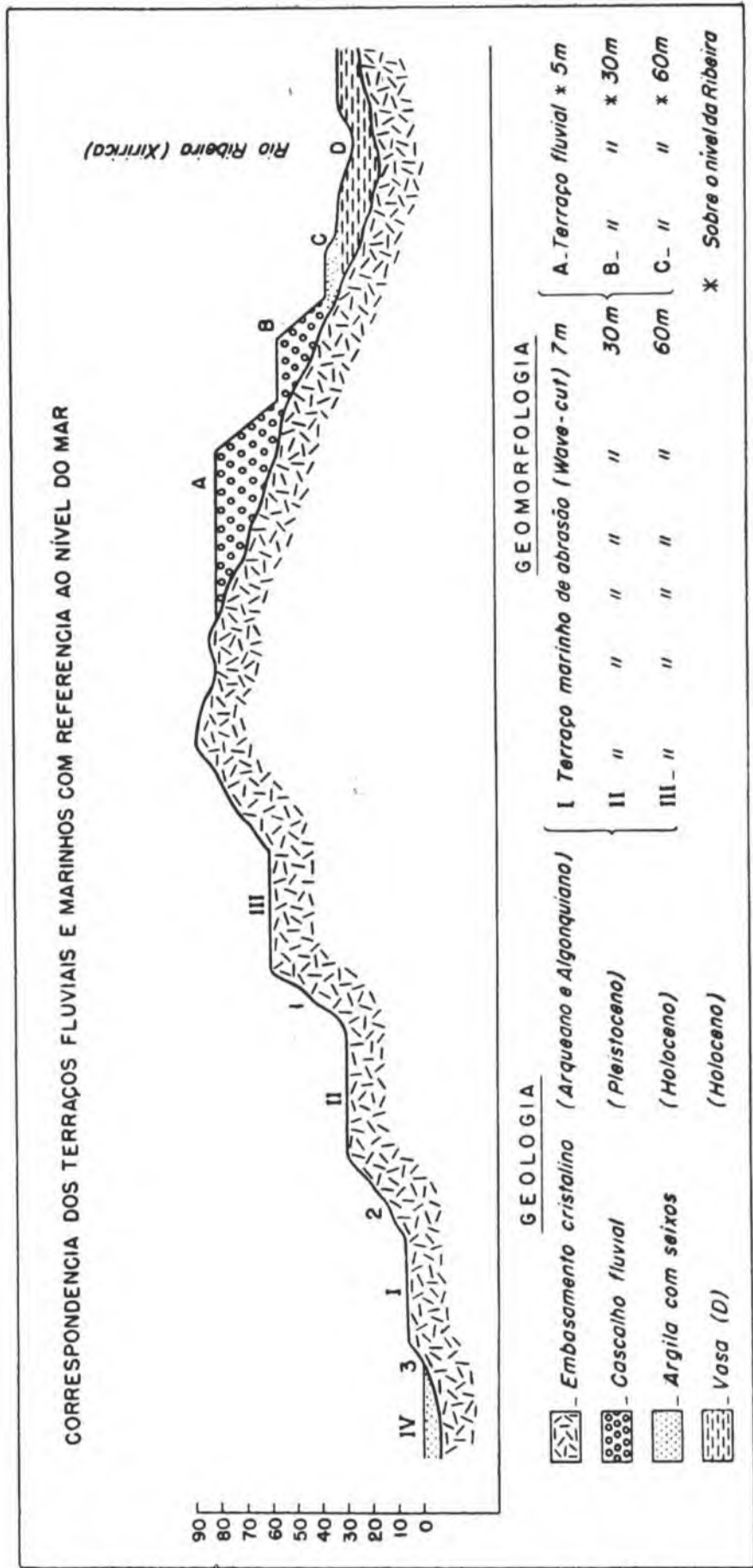


Fig. 2

Alem desse terraceamento ha barrancas de 2 a 5 m sôbre o nivel do rio, constituídas de depositos argilosos, provavelmente recentes, porem mais antigos do que os localizados a 50 cm e 1m de altura do rio.

Nessa baixada ocorrem alem dos terraços fluviais, praias suspensas, geralmente entre 5 e 7 m sôbre o nivel do mar (foto 5) com camadas organicas intercaladas, constituindo elas conjunto especifico que BIGARELLA (11) denominou Mangrovito.

A fase inicial da formação de um terraço fluvial preconiza a existencia de um previo plano de inundação largo e amplo, segundo HOLMES (82, p. 195), seguido de levantamento epeirogenico e consequente rejuvenescimento da drenagem. Torna-se, ao mesmo tempo, necessaria uma fase curta ou longa de permanencia do nivel de base regional para haver sedimentação entre as fases do levantamento (COTTON, 37 p. 240).

O perfil nº 2 mostra a disposição dos terraços em Xiririca, S. P.

O nivel do rio acha-se em Xiririca a 29 m sôbre o nivel do mar, colocando o primeiro terraço a 54 m sôbre o nivel do mar e o segundo a 79.

O perfil nº 3 mostra o terraço fluvial do rio Ribeira em Jacupiranga. Nota-se apenas o terraço de 25 metros.

O topo dos terraços de 50-60 metros nivela-se à topografia de erosão do cristalino, formando uma mesma superficie erosiva esculpida em duas rochas bem distintas — o cascalho dos depositos fluviais e os xistos do embasamento cristalino.

Este fato, demonstra que a deposição do cascalho dos 50-60 metros nivelou-se a uma superficie senil formando um peneplano entulhado nas suas depressões com depositos fluviais turbulentos. Já o nivel de 25-30 metros só existe nos terraços fluviais e não se nivela a nenhuma superficie erosiva regional. Representa assim um rejuvenescimento na rede hidrografica que não chegou a esculpir uma nova superficie de erosão, mas ficou limitado às linhas de drenagem. A seguir, após esse estacionamento no patamar atual de 25-30 metros deu-se novo rejuvenescimento que deixou em saliencia esse antigo nivel na forma do segundo terraço.

Assim pois podemos interpretar as seguintes oscilações dessa região na figura 2.

- III - Primeiro estacionamento (abrasão de 60m)
- 1 - Primeiro levantamento (terraços de 60m)

- II - Segundo estacionamento (abrasão de 30m)
- 2 - Segundo levantamento (terraço de 30m)
- I - Terceiro estacionamento (depósitos de Mangrovito)
- 3 - Terceiro levantamento (praias suspensas de 5 a 7 m)

IV - Praias atuais

D — CONCORDANCIA DOS TERRAÇOS FLUVIAIS DA RIBEIRA COM OS DO LITORAL SUL PAULISTA

Ha uma estreita concordância entre os níveis marinhos e os fluviais, como aliás era licito se esperar pela contiguidade da area onde se processaram tais fenomenos fisio-graficos.

Assim o nivel dos terraços marinhos de 50-60 m s. n. m. concorda com os terraços fluviais de 50-60 sôbre o nivel do rio que lhes serve de base, bem como os marinhos de 20-30 s. n. m. concordam com os fluviais de 25-30 sobre o nivel do rio que lhes serve de base. As praias suspensas de 5-7 metros identificam-se com o mesmo nivel dos depósitos fluviais das barrancas de 2 a 5 m.

Estes terraceamentos indicam pois, em ultima analise 3 levantamentos epirogenicos do litoral, alternados com 3 fases de estacionamento Temos assim uma correspondência intima entre o ciclo de erosão fluvial e a oscilações do nivel do mar.

E — IDADE DOS TERRACEAMENTOS MARINHOS E FLUVIAIS

Considerando-se o estado inconsolidado dos depósitos que formam os terraços fluviais, sua frescura, aliado ao conhecimento de um clima mais umido, diluvial, no pleistoceno, somos obrigados a conferir a idade pleistocenica, para tais cascalhos. Segue-se daí pela correlação dos níveis dos terraços fluviais aos marinhos, que todo o processo de terraceamento foi do pleistoceno para o presente. Estas construções geomórficas denunciam a parte mais recente da tectonica do litoral meridional brasileiro. O fato de alguns terraços estarem sôbre a serie Barreiras, e considerando-se que essa série é tida como pliocena por MAURY (114) ou quando muito miocena por LAMEGO (94) segue-se que esse terraceamento fica datado do fim do terciario para os nossos dias. Com efeito, esses fatos observados convergem para esta con-

cepção da idade bem recente destes movimentos operados na costa do Brasil meridional. As condições meteoricas do clima atual não permitem, por outro lado, maior antiguidade.

Quando se tratou da idade do rejuvenescimento do nível A de erosão fomos conduzidos a declara-lo post-terciario, por ter tal retomada da erosão afetado as camadas consideradas terciarias (REGO 137) ou pleistocenas (MENDES 117) e colocadas no nível da superficie de erosão A. Assim sendo, este terraceamento marinho e fluvial é sincronico com o processo de rejuvenescimento do peneplano A no interior do planalto (FREITAS, 65).

Como esses depositos são considerados de alto de planalto, e se acham elevados e em fossas tectonicas, como abordaremos oportunamente, o levantamento que deu origem ao falhamento da Serra do Mar fica sediado entre o cretaceo e o fim do terciario.

O terraceamento marinho e fluvial mostra que esse processo se realizou modernamente, quando já existia a Serra do Mar. Tambem o intemperismo tropical não permitiria a preservação de terraços marinhos tão frescos como os encontrados no nível de 50-60 m, o que depõe fortemente a favor de sua idade quaternaria. É necessario que já existisse, durante o terraceamento do Ribeira e seus afluentes, a mesma configuração hodierna implicando dizer que a Serra do Mar já existia desde o pleistoceno com o mesmo modelado atual

Visamos esclarecer que o modelado da Serra do Mar tem necessariamente de ser anterior ao processo de terraceamento, pois ele se deu numa região, como a de hoje, na baixada do Ribeira. Como pela litologia dos terraços fluviais, conservação dos terraços marinhos, etc., tal terraceamento não poudo ter começado sinão do fim do terciario para cá, segue-se que a Serra do Mar é anterior ao quaternario.

LAMEGO (94, p. 26) falando da idade desta submersão afirma: "*A transgressão marinha acima referida, concidindo com o início da formação do delta do Paraíba deve ter tido início em principio do pleistoceno, e a ela se devem os fosseis citados pelo Dr. Oliveira Roxo na cidade de Campos cujos altos eram então batidos pelas ondas*". Assim não houve transgressão marinha por movimento epeirogenico no começo do pleistoceno, mas o país se achava emerso, sendo o afogamento da costa recente como demonstra a sua topografia.

Que o bordo continental esteve em maior extensão emerso antes do afogamento quaternario, confirma LAMEGO (94, p. 27).

F — EMERGENCIA VERSUS SUBMERGENCIA COSTAL NO BRASIL MERIDIONAL

A análise dos terraços marinhos, praias suspensas e terraços fluviais, indica positivamente uma ascensão epeirogenica de idade recente, processada em varias etapas no litoral meridional do Brasil. É desnecessario abordar outros testemunhos desvaliosos e contravertidos como os sambaquis, concheiros naturais e buracos de ouriços que escapam à geologia, no conceito de LEONARDOS (106).

Em recente trabalho LEINZ (100) afirma: "*Estudos geologicos para o projeto de uma barragem na parte baixa do rio Camaquã — Rio Grande do Sul — deram provas reais de oscilação do nivel de costa*". As sondagens no rio Camaquã, partindo de uma cota de 20 m sôbre o nivel do mar atingiram respectivamente 40 m, 35m e 58 m de profundidade sem atingir o embasamento cristalino. Acrescenta LEINZ (100): "*Estes resultados imprevistos provam que o leito atual do rio Camaquã, é muito mais elevado do que o seu leito original. Este antigo leito do rio possui uma profundidade minima de 55 m (talvez mais) e seu piso está hoje 35 m mais baixo do que o nivel do mar. O antigo rio Camaquã corria nesta região, num canyon com paredes quasi verticais, talhado no granito*". Terminando: "*Parece-nos que atualmente a região novamente numa fase principalmente erosiva e não sedimentaria*".

Temos pois, no caso do rio Camaquã um abaixamento seguido de um levantamento. Para LEINZ (100) esse abaixamento é epeirogenico, ligado ao desabamento da fossa do Camaquã. É possivel essa interpretação, porem tambem é provavel a conjugação com um afogamento eustatico proveniente do degelo do fim da epoca glacial.

Os argumentos a favor de um afogamento eustatico residem na universidade da submergência holocenica em todo o mundo. O canyon do rio Hudson, hoje é submarino e as costas atlânticas, americanas, europeias e africanas mostram submergência, de modo que a universidade dessa imersão depõe mais a favor de um afogamento por movimento eustatico positivo do mar causado pela desmobilização do gelo da glaciação pleistocenica.

O exame da morfologia da costa brasileira meridional revela uma topografia tipica de costa de submersão. Apresenta o litoral rias, rios afogados com o talvegue abaixo do nivel do mar, restingas, barras, tombolos. Por outro lado,

o terraceamento marinho e fluvial enquadra esta costa no tipo de emergência, cujos caracteres topograficos são os terraços de abrasão, ou de construção, colocados acima do nível do mar segundo HINDS (81, p. 804): "*Along shore lines of emergence wave-cut and wave-built forms stand at various elevations above presente sea level*". As fotografias de J. L. RICH (141) exibem este aspecto de afogamento ou emersão da costa concomitantes.

Estamos pois em face de dois aspectos contraditórios, a emersão versus submersão. Sem duvida a submersão é posterior a esta emersão, pois se deu deixando visível uma topografia de emersão. Esta submersão não nos afigura tectonica, pois é um fato generalizado nos litorais do globo que foram estudados especificamente para este fim. Pela sua universidade, esta imersão é um movimento eustatico positivo do mar, proveniente do acrescimo do volume de agua com o degelo do fim da epoca glacial. Temos uma prova de que o movimento ascensional epeirogenico do escudo brasileiro continuou se processando modernamento, pois as praias suspensas a 5-7 m, de idade holocenica, indicam uma ascensão dos depositos formados já nesta epoca do periodo quaternario. Tais praias suspensas em nada diferem textural, como na natureza do material, das praias modernas. E só podem ser atuais, pois antes desta emersão da costa não haveria ambiente fisiografico para a sua deposição, pois se tratava do avanço do mar por invasão eustatica positiva em uma costa de erosão e não de sedimentação.

Impõem tais fatos a conclusão de uma emersão quaternaria do escudo cristalino por epeirogenese, como provam outros elementos anteriormente analisados, bem como os terraços marinhos e fluviais. Esta costa de emersão foi mascarada por uma submersão eustatica, porque foi universal no mundo notando-se já hoje, nas praias suspensas, o prosseguimento dessa emersão no levantamento do escudo cristalino brasileiro.

Aliás os escudos cristalinos são tectonicamente positivos pois graças a erosão, são isostaticamente leves, com a perda de peso pela continuada usura à que estão submetidos.

Passada a revista nos caracteres de emersão e submersão somos de opinião que a costa do Brasil meridional é composta, revelando uma invasão eustatica positiva em um litoral de emergência, no fim do pleistoceno. Essa submersão ja vem sendo atenuada com o processo da emersão que é o caracteristico fundamental desse trecho da costa do Brasil. Essa evidencia acha-se nas praias recentes já suspensas a 5-7

m. O mecanismo da formação das baixadas — como a do Ribeirã, de Santos, Fluminense, de Campos, etc., é explicado em grande parte pela dinamica do mar e secundariamente pelo levantamento do bordo costal.

Quanto às fossas litoraneas, como a do Camaquã, de Itaboraí, são tectonicamente negativas. Este carater negativo é provado em Itaboraí, por fosseis continentais que estão abaixo do nivel do mar. As muralhas dessas fossas, ao contrario tendem a subir.

O litoral norte do Brasil mostra uma topografia de submersão. Explica-se facilmente este modelado costeiro; tendo sido conservado mais ou menos "sur-place" o peneplano cristalino do nordeste, com ligeiro levantamento, como prova a pequena retomada de erosão no nivel A, a costa não se apresentava com os caracteres tipicos de emersão, mas possivelmente de neutra. Aliás os depósitos marinhos terciarios só existem da Bahia para o Norte provando que a emersão que foi conspícua no sul, não existiu no norte antes do afogamento do fim do pleistoceno. Tratando de Sergipe, em particular assim se exprime REGO (136, p. 72): "*O abaixamento pleistocenico fez submergir a plataforma; assim indicam as disposições dos estuarios, lembrando o tipo classico de costa denominado de estuarios*". Somente acrescentaremos que esse abaixamento pleistocenico é uma submersão negativa produzida por um movimento eustatico positivo como já esclarecemos anteriormente.

RICH (141) relatando as suas fotografias escreve sôbre a região proxima a Baía de S. Marcos: "*Cliff cutting has not yet straightened the coast enough to obscure the generally drowned nature of the region evidenced by the bays in the middle and in the background*". Ainda RICH admite para a Bahia do Salvador uma submergência. "*In the background are the branching bays along the east side of Baía de Todos os Santos, forming a tipical drowned topography with a relief of 200 to somewhat over 300 feet*".

Falando da topografia afogada da costa, já no sul, na região de Angra dos Reis, afirma RICH (141, p. 68): "*The geological recensy of the drowning of the coastal area is clearly evident from such a picture as Figure 92, showing the peninsula, 3.500 feet high, that ends at cabo Joatinga. Its streem-carved sprawling mountains spurs, even on the points fully exposed to the Atlantic waves, have not been noticeable cliffed, though small crescent beaches have formed in many of the reentrants. At the heads of some of the bays,*

entered by streams larger than those shown on the photograph, small alluvial plains and deltas have been built".

RUELLAN (146) afirma, em um capítulo do seu trabalho sobre a Baía da Guanabara, que a baixada e a Baía da Guanabara foram modeladas pela erosão fluvial antes de serem erodidas pelo mar. Isso significa uma fase de emergência antes do afogamento costal. É claro que antes do afogamento a topografia deveria estar emersa, porém é diferente quando se considera que o tipo previo dessa topografia era o de emergência, como afirmamos. Estudando as costas, hoje submarinas, dos rios que präteritamente corriam na Guanabara encontrou aquele autor (146) linhas de drenagem, conseguindo seguir os antigos talwegues.

Nota-se no trabalho de RUELLAN a existência de uma emergência, com escultura em canyons dos rios, previa a esta submersão atual que consideramos eustática positiva. O mesmo caso se deu com o rio Camaquã, segundo LEINZ (100) o que já foi relatado.

FREITAS (64, p. 199) estudando a geomorfologia costal da ilha de São Sebastião, no litoral do Estado de São Paulo, chegou às seguintes conclusões: "*O problema mais sedutor do momento reside na questão se ha ou não levantamento atual da costa. No caso da ilha de São Sebastião pode-se afirmar com segurança que o tipo da costa é de submergência, não revelando nenhum sinal de levantamento que autorize enquadrá-lo num tipo genetico de emergencia, de acordo com o conceito de JOHNSON. O afogamento eustatico positivo foi produzido pelo degelo da epoca glacial sumergindo a topografia costal estabelecida em ciclo anterior. A costa, porém, acha-se em elevação desde o cretaceo, porque o escudo cristalino vem perdendo peso desde esse periodo, por erosão, e consequentemente por ajustamento isostatico vem subindo gradualmente. O afogamento por movimento eustatico positivo, porém, mascarou completamente essa ascensão costal e gerou, pelo afogamento do modelado costal anterior, o tipo de submergência atual*".

Opina a esse respeito LEONARDOS E OLIVEIRA (107), tratando da elevação das formações cretáceas: "*Pelo menos em certas zonas do litoral, a elevação do continente prolongou-se até o pleistoceno, como demonstram os terraços pliocenicos da costa do Espirito Santo, Bahia e Nordeste*".

Dentre outros autores que verificaram o levantamento do bordo costeiro do Brasil podemos citar:

1) HARTT (80) — Sinais nas ilhas Maricas e Pão de Açúcar de Vitoria, Est. do Espirito Santo.

2) LAMEGO (93) — Furos de ouriços na pedra fronteira ao Hotel Imbitiba em Macaé, Est. do Rio de Janeiro.

3) BRANNER (16) — Testemunhos em Pedras Pretas, Est. de Pernambuco, Costa da Bahia, Bertioga, Est. de São Paulo.

Em Campos, LAMEGO (94), admite um abaixamento pleistoceno para proporcionar a sedimentação de tão extensa bacia. A gênese da Bacia de Campos parece de um lado estar ligada ao afogamento eustático positivo com o degelo do fim do pleistoceno, e em parte com abaixamentos tectônicos, pois a região se parece com uma fossa tectônica, como em outro trabalho LAMEGO (93) suspeita. Ao lado dessas feições existe a mecânica do mar sedimentando restingas, tombolos e praias ou erodindo praias e costeiras, na execução natural do ciclo de erosão marinho que tende para a retificação da costa. Tais fatos nada tem a ver com levantamentos ou abaixamentos costeiros, pois são mais rápidos e ativos do que os movimentos eustáticos e epeirogênicos. Todo o estudo de submergência ou emergência de costa deve ser conduzido sobre os terraços marinhos no cristalino, de abração (wave-cut) ou terraços fluviais dos rios de percurso no litoral, na adjacência do nível de base do rio com o nível do mar. Outros fenômenos fisiográficos e geomórficos são o resultado da dinâmica do mar. Assim deixamos de lado os crescimentos do litoral por sedimentação ativa do mar como bacias estuarinas, restingas, tombolos, bem como ações eólicas nas dunas, sem dúvida mais velozes que a ação tectônica.

Assim sendo, parece-nos estéril a tentativa de positivar estudos de emergência ou submergência em restingas, tombolos, ou depósitos de bacias, onde outros agentes exclusivos da dinâmica externa, de atuação mais ativa e veloz têm preponderância indiscutível. Em termos de sedimentação ou erosão da costa nada se pode concluir de fenômenos epeirogênicos ou estáticos. Naturalmente as rochas sedimentares, quando em terraceamentos, são indicio seguro de movimentos tectônicos, como as dunas da praia da Pipa, Estado do Rio Grande do Norte, que se encontram num taboleiro a 35 metros sobre o nível do mar. Isso indica que antigamente a praia, portanto a fonte do sedimento para a ação de deflação da areia, se achava ao nível do mar, ou seja 35 metros abaixo da cota atual. Isto coincide com os terraceamentos do sul, do nível de 30m. Também na ilha Fernando de No-

ronha, BRANNER (16) cita dunas em uma base de rocha ígnea, hoje elevada sobre o nível do mar. Ambos os casos são praias fósseis levantadas por ação tectônica em movimento epeirogenico positivo.

O caso de Campos é um caso típico de submergência versus emergência. Temos no cristalino emersão, que produziu a erosão dos tabuleiros, e submersão na parte sedimentaria da bacia do rio Paraíba. Essa submersão é marcada por afogamento eustático, e talvez por afundamento epeirogenico num regime de fossa. Segundo LAMEGO (93, p. 46) em sondagens ha testemunhos de descensão epeirogenica em leitos de argila intercalados entre os de areia. Este testemunho não é indiscutível porque ha acomodações adiastróficas em sedimentos dessa natureza, gerando estruturas confundíveis com as de ação tectônica; uma causa porém é óbvia e aliás LAMEGO (93, p. 47) também admite — é uma submergência no litoral campista a partir do pleistoceno. Resta-nos verificar se, concomitantemente ao afogamento eustático positivo que defendemos para toda a costa do Brasil, foi acentuado ele na bacia de Campos por um regime de fossa tectônica. Atualmente a dinâmica do mar vem sedimentando restingas e outras formas construtivas, sem nenhuma conexão *imediate* com ações epeirogenicas.

JAMES (85) defende a elevação do bordo costeiro brasileiro, afirmando: "*Que o litoral é de emersão muitas cousas o indicam*".

Em conclusão: 1.^o — O litoral brasileiro apresenta um movimento epeirogenico ascendente, com um modelado especial devido ao afogamento produzido por um movimento eustático positivo com o degelo do fim da época glacial, que mascarou em boa parte tal morfologia. 2.^o — Os fenomenos de construção e destruição pela dinâmica do mar se exercem ativamente e com maior velocidade que os movimentos epeirogenicos ou eustáticos, creando elementos próprios na morfologia da costa. 3.^o — Ha afundamento nas fossas tectônicas junto à linha de costa, como a de Pelotas, Lagoa Mirim, Campos, etc., etc. com entupimento de sedimentos. 4.^o — A morfologia da costa brasileira se enquadra no tipo *composto* de JOHNSON (86). 5.^o — O terraceamento marinho e fluvial e outros testemunhos indicam que prossegue a ascensão da costa, e como tal, é uma prova de que o escudo brasileiro sofre um movimento epeirogenico ascendente. 6.^o — Os terraceamentos marinhos e fluviais provam apenas movimentos epeirogenicos de idade quaternaria na linha da costa. Os demais níveis, MAACK (110) RUELLAN (146)

não podem ser admitidos dada a vulnerabilidade de tais formas, graças a extrema alteração da rocha em nosso clima, à preservação com todos os caracteres geneticos e topograficos de um terraço tipico.

IV

TOPOGRAFIA DA SERRA DO MAR, MANTIQUEIRA E ESPINHAÇO

A — A SERRA DO MAR

1 — *DESCRIÇÃO* — Constitue a Serra do Mar um notavel acidente morfologico localizado no litoral do Brasil Meridional, extendendo-se como um muro descontínuo, desde o Espirito Santo até Santa Catarina, em alguns pontos fortemente dissecado pela erosão guiada por favor estrutural.

Na realidade a Serra do Mar consiste em um escarpamento que corta retilineamente um planalto, no seu sentido tectonico, assumindo um aspecto dissimétrico ou monoclinal na expressão pouco correta dos geógrafos francezes. A feição de muralha, como geralmente é descrita a Serra do Mar, é illusoria; trata-se, na realidade, de uma serie de patamares que emergem do oceano para dentro do continente, — uma escadaria de cristas formando degraus, cujo mais alto é tomado via de regra como a escarpa frontal da Serra do Mar.

O paralelismo dos patamares, com o abrupto voltado para a linha de costa, a orientação de ENE-WSW a NE-SW uniforme das cristas, eis os caracteres primarios da Serra do Mar.

Frequentemente nos mapas orograficos, volta-se a orientação da Serra do Mar para a direção N-S, no litoral de Santa Caterina. Conceito falso pois a Serra do Mar, nesse Estado, penetra para o interior e se afasta da linha de costa obedecendo a orientação geral ENE-WSW até esbarrar na escarpa do trapp basaltico da Serra Geral, decrescendo em altitude ja na localidade catarinense de Bom Successo. Paralelos a essa escarpa principal, ha patamares menos elevados, que descem para o Sul até perto de Anitapolis.

Ha tres mapas que representam com fidelidade a direção da Serra do Mar, em Santa Catarina, os publicados pelo

Serviço do Fomento da Produção Mineral (118), por PAUWELS (134), e por MAACK (110), e insistimos na direção desse acidente morfológico porque representa um argumento ponderável para a origem tectônica desse acidente topográfico (Ver fig. 15).

FREITAS (64) caracteriza desta forma a morfologia da Serra do Mar: *“De um modo geral a geomorfologia do litoral atlântico meridional do Brasil se caracteriza por uma série de patamares cujas cristas crescem do mar para o interior. Os primeiros se acham em parte submersos e formando as ilhas; os seguintes formam os conhecidos maciços isolados, miniaturas da topografia da Serra do Mar, como por exemplo a Serra da Carioca no Rio de Janeiro e a Serra do Dom em frente à ilha de São Sebastião”*. Alguns desses maciços isolados se acham, presentemente, ligados até a escarpa principal da Serra do Mar por uma planície sedimentar recente. A descrição do Fomento da Produção Mineral (118) é bem pormenorizada e expressiva. De um modo geral as descrições são concordantes e podem ser sintetizadas: 1 — Relevo assimétrico constituído de um planalto, cortado retilinearmente por uma escarpa com o lado abrupto voltado para o mar; 2 — orientação de ENE-SWS a NE-SW; 3 — existência de patamares paralelos ao lado abrupto, cujas cristas crescem do mar para o interior até o nível mais alto, cuja frente principal forma a Serra do Mar propriamente dita; 4 — Direção retilínea no sul do Espírito Santo até Santa Catarina; 5 — Altitude crescente de WSW para ENE, atingindo o ponto culminante na Pedra do Sino (2.263m) na Serra dos Orgãos.

2 — *ORIGEM* — Até que ponto pode ser a topografia da Serra do Mar habil para denunciar a ação de fatores tectônicos na sua origem contrapondo-se à hipótese de uma gênese puramente gliptogenética, eis uma questão que já vem sendo de ha muito debatida não só por geógrafos como MARTONNE (112), RUELLAN (146), etc. como também por geólogos como LEONARDOS E OLIVEIRA (107), MAACK (110), BRAJNIKOV (15), etc...

A maioria dos geomorfologistas e geólogos encara a Serra do Mar como um acidente tectônico e não gliptogenico, embora a erosão, graças ao abrupto da topografia, desempenhe um papel importante. Apenas REGO (135) perfilha, como no caso do Paraíba, a ideia de que a Serra do Mar é o resultado de denudação sub-área, sem favor tectônico.

Na verdade não dispomos de muitas provas ortodoxas em Geologia Estrutural que indiquem, no campo, falhas que rejeitassem o bloco continental numa alta muralha e abai-

xasse o socalco da costa sob o nível do mar. Por outro lado falcem provas diretas de que a erosão seja a responsavel pela configuração da Serra do Mar. O manto de intemperismo que se forma nas estruturas cristalinas sob a ação do clima, fato já referido por BRANNER (18) e a espessa cobertura vegetal, ao longo da Serra do Mar, tornam praticamente impossivel a observação direta de falhas intervenientes na genese desse relevo.

Mau grado esse fato ha outros argumentos solidos a favor de uma origem tectonica para a Serra do Mar, posto que fisiograficos, estratigraficos e geomorficos, como sejam:

- a) *alinhamento das cristas;*
- b) *bordos retilineos;*
- c) *vales suspensos;*
- d) *assimetria do relevo;*
- e) *contraste entre a drenagem da escarpa e do planalto;*
- f) *ausencia de capturas;*
- g) *patamares escalonados;*
- h) *concidencia da topografia com a direção da xistosidade;*
- i) *adaptação da drenagem;*
- j) *ausencia de correlação entre a morfologia e a resistencia da Rocha.*

Seria grosso erro conduzir a analise tectonica da Serra do Mar no Brasil com os metodos classicos da estrutura como unico argumento. Mesmo os tratadistas, europeus e americanos, encararam as deslocções na configuração da Serra do Mar em termos fisiograficos. Repete-se aqui a frase de MARTONNE (112, p. 53). Ha, pois, uma opinião generalizada de que a Serra do Mar teve origem por falhamentos, do tipo normal, produzido por movimentos de tensão no escudo brasileiro.

KING (88) na sua analise do falhamento grupa as falhas segundo o ambiente em que se dão. As falhas do tipo Serra do Mar se enquadram nas falhas que se dão em areas positivas.

Verificamos que as falhas podem resultar de tensão e de compressão da crosta, exercidos em um mesmo continente simultaneamente, porem em areas diferentes.

KING (88) afirma no seu estudo que o elemento estrutural mais facil de reconhecimento é o plano da falha, e

lembra o uso de fotografias aereas em regiões cuja geologia é pobremente conhecida, como no caso da Serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço no Brasil. Termina seus conceitos dizendo que esse problema é tão complexo que nem sempre é possível uma solução inequívoca.

A curvatura e o mergulho dos planos das falhas nas áreas positivas é ainda mais difícil de ser determinado, bem como — pelas mesmas razões, — a profundidade.

As falhas originadas no embasamento podem atingir a capa sedimentar, como acontece no Estado de S. Paulo, onde GUTMANS (79) constatou falhamentos escalonados paralelos à Serra do Mar, nos sedimentos do sistema de Santa Catarina.

Finalmente, para completar a sua análise das falhas em áreas positivas, KING (88) estabelece as relações entre falhamento e juntas que são zonas de fraqueza congênita da estrutura. O escudo brasileiro, dobrado três vezes, segundo a concepção geral, com toda a possibilidade deve ter sofrido pelo menos um diaclasamento paralelo ao eixo das dobras, produzido pelos esforços de tensão desenvolvidos nas cristas dos anticlinais nas fases orogenéticas. Esse diaclasamento constituiu, posteriormente, a via eleita por onde os movimentos tectônicos modernos puderam se revelar.

Isto posto parece que problema do falhamento da Serra do Mar deve ser ventilado a custa de provas fisiográficas geomórficas e parcialmente estruturais.

Nesse campo assumem importância os trabalhos de BLACKWELDER (13) e COTTON (38) onde são listadas as provas fisiográficas para o reconhecimento de escarpas de falha, admitida esta última categoria já mascarada profundamente por processos erosivos. São os seguintes caracteres enumerados como evidência positiva de escarpa de falha por BLACKWELDER (13): 1.º *Correlação pobre entre a resistência da rocha e a forma da superfície*; 2.º *Feições de desabamento*; 3.º *Depósitos aluviais no bloco inferior mais espessos na linha de falha*; 4.º *Lagos ou "buracos" junto à base da escarpa*; 5.º *Leques aluviais anormalmente pequenos*; 6.º *Terremotos frequentes*; 7.º *Deslocamento da superfície topográfica mais velha*; 8.º *Formações recentes ou pleistocénicas deslocadas*; 9.º *"escarpetas" basais*; 10.º *O plano real da falha identificado como formador da face da escarpa*.

Naturalmente, por se tratar de um velho escudo cristalino, podemos eliminar para o caso a Serra do Mar, a presença de terremotos. São também de difícil constatação na

Serra do Mar, os testemunhos de depósitos aluviais mais espessos junto à borda da escarpa, lagos ou “buracos” ao pé da escarpa, “escarpetas” basais devido ao intemperismo pronunciado no nosso clima, bem como uma identificação do plano real da falha.

As demais evidências podem ser utilizadas no caso específico da Serra do Mar.

a) *Alinhamento.*

Um dos critérios fisiográficos para se reconhecer a existência de uma falha responsável pela topografia consiste no alinhamento de uma escarpa em grande extensão. Na verdade um escarpamento não diz nada, ou pelo menos não prova sua relação com falhas pois há relevos, como o de “cuestas”, que morfologicamente nada os pode separar dos correspondentes a uma falha. Entretanto, quando uma escarpa se acha alinhada segundo uma mesma direção, com desenvolvimento por centenas de quilômetros, com rochas da mesma resistência, o que exclui erosão diferencial como nas *cuestas*, admite-se um falhamento. Esse alinhamento é mantido apesar da ação erosiva sobre uma escarpa tão abrupta como a da Serra do Mar. A erosão é inábil para explicar um escarpamento oscilante de 800 a 1.000 metros em média, alinhado cerca de 1.200 km, quando se observa que é a própria erosão que está atacando esse alinhamento contínuo em toda sua extensão. Embora, como diz MARTONNE, (15, p. 529): “*sua direção retilínea não é o único nem o melhor argumento*” não se pode esconder que esse alinhamento não pode ser creditado na conta da erosão.

A direção do alinhamento da Serra do Mar é variável de ENE-WSW a NE-SW em toda a sua extensão. Em alguns pontos do litoral, onde há pontas montanhosas que se desenvolvem para W, simulando um arqueamento para oeste, como em S. Sebastião, S.P e Cabo Frio, R.J., tratam-se de patamares, também orientados de ENE-WSW a NE-SW, que se desenvolvem em degraus menores para SE. Nesses lugares, onde há um aumento de degraus da Serra do Mar, surgem importantes maciços de rochas alcalinas, como de S. Sebastião estudado por FREITAS (64) e o de Cabo Frio, por WRIGHT (170-171), de sorte que não se trata propriamente de uma mudança direcional ou estrutural da Serra do Mar, mas de degraus, combinados com fenômenos de manifestação magmática alcalina.

b) *Bordos retilineos.*

O exame de fotografias aereas da escarpa da Serra do Mar exhibe sempre a presença de um escarpamento abrupto cortando retilineamente uma velha superficie de erosão, hoje elevado na forma de um planalto tectonico (HOLMES 82).

A topografia de uma "cuesta" pode perfeitamente exhibir essa feição morfologica de bordas retilineas, porem como resposta à estrutura. No caso da Serra do Mar temos geralmente rochas da mesma resistência, com estrutura dobrada, e não de resistência desigual e estrutura concordante como no caso de uma "cuesta".

O aspecto retilineo do bordo abrupto cortando o planalto representa, pois, uma linha de fratura tectonica e subsequente movimento na forma de um falhamento normal. Naturalmente, em muitos outros pontos, a drenagem da vertente atlantica dissecou essa frente de falha, porem, no conjunto sempre ressalta essa morfologia de uma secção retilinea numa velha superficie.

RICH (141, fot. 91) apresenta uma fotografia ilustrativa desses bordos retilineos na região proxima à Angra dos Reis, descrevendo-a: "*A relatively straight scarpment rises abruptly about 2.500 feet to a pronounced shoulder surface. This surface extends back several miles to a residual range forming the summit of the highlands south of the Paraíba trough, the axis of which is indicated by a belt of fog*".

BLACKWELDER (13, p. 302) analisa os criterios fisiograficos para o reconhecimento tanto de escarpas de falha como de linhas de escarpa de falha, sendo este segundo tipo já comprometido pelo avanço do processo erosivo. Falando dessa assimetria do relevo diz esse autor: "*7 —DISPLACEMENT OF AN OLDER TOPOGRAPHIC SURFACE. — Theoretically, this is one of the best indicators of a fault scarp*".

As restrições feitas por BLACKWELDER (13, p. 302) não se aplicam à Serra do Mar, porque os blocos inferiores da Serra do Mar — os seus patamares — não se acham cobertos por depositos recentes, e esses patamares todos a diversos niveis se acham peneplanizados e cortados retilineamente, o que indica uma antiga superficie cortada por falhamento. Tambem as restrições quanto à resistência das rochas no bloco superior diferente do inferior não procedem. Assim sendo podemos tomar essa indicação como prova fisiografica de movimentos tectonicos de epeirogenese na origem da Serra do Mar.

c) *Vales suspensos.*

Outra feição fisiografica que sem duvida esposa a presença de falhamentos na origem da Serra do Mar consiste na presença de vales suspensos ao longo da vertente abrupta da Serra do Mar. Numerosos autores constatarem a presença dessa descontinuidade na drenagem atlantica. Em fotografias aereas RICH (141, figs. 91,93) notou a presença de rios suspensos: "*The hanging condition os such streams testified to the geological recensy of the scarpments.*"

Só se pode admitir a presença de vales suspensos por imperativos tectonicos, excluida a premissa de uma glaciação moderna no Brasil.

d) *Assimetria do relevo.*

Uma outra interpretação fisiografica da ação de falhamento na morfogenese da Serra do Mar reside na existência de um tipico relevo assimetrico. De um lado temos um planalto, com duas superficies de erosão retomadas por um terceiro e atual ciclo, como examinamos a proposito dos relevos policiclicos do embasamento cristalino, e de outro um escarpamento abrupto que corta retilineamente esse planalto com orientação ENE-WSW ou NE-SW.

Sua assimetria não provem de um fenomeno de erosão diferencial, como no caso das "cuestas", pois não existem rios antecedentes consequentes que perfurem o paredão da Serra do Mar, drenando as aguas dos subsequentes respectivos para o interior do pais. Isto posto quanto à hidrografia; com referencia à estrutura, como já foi observado, não estamos em face de uma plataforma estrutural ou planos costais, onde é possivel a escultura de relevos assimetricos por ação exclusiva do processo erosivo diferencial. Após esta analise, impõe-se a conclusão de uma origem tectonica para tal feição, produzida por falhamento ou flexura. Aliás a assimetria do relevo da Serra do Mar é corolario da secção retilinea dos seus bordos na vertente atlantica por falhamento.

Essa mesma assimetria é descrita por ENGELN (57, p. 388) nas montanhas em bloco e nas muralhas tectonicas: "*It is demonstrated geomorphically that fault-block mountains and horsts are actually uplifted with reference to sea level, in that their upland surfaces are commonly of peneplain origin.*"

Segundo NEVIN (124, p. 218) um dos reflexos de falhamento na topografia é exatamente este caso — elevação diferencial ou subsidência severamente concentrada ao longo de uma zona estreita, gerando a assimetria do relevo como no caso da Serra do Mar.

e) *Contraste entre a drenagem da escarpa e do planalto.*

Outra observação fisiografica na Serra do Mar, que surpreende, é a juventude inicial e generalizada da face abrupta em contraste com a do planalto.

Como explicar a juventude da drenagem nessa escarpa sinão pensando em uma ação tectonica de levantamento recente, mais efetiva no abrupto da Serra do Mar do que no planalto.

Com efeito, numa “cuesta” cuja morfologia imita um escarpamento de falha, a topografia de uma escarpa só aparece na senilidade, no fecho do ciclo de erosão, quando o consequente mestre passando por portais epigenicos a linha de “cuesta”, determinou a evolução até a senilidade dos subseqüentes respectivos responsaveis pela escultura da escarpa de “cuesta”.

A juventude da drenagem na Serra do Mar é pois um acidente tectonico por não se enquadrar na evolução hidrografica de uma “cuesta”, nem na estrutura típica desse relevo diferencial. Ademais em uma “cuesta”, a drenagem corre sempre a favor da inclinação e rompe a frente de “cuesta” por portais surimpostos. Uma linha de cuesta nunca é um divisor de águas portanto, como bem ilustra o caso da Serra Geral: “A Serra Geral não é um divisor de águas, em consequencia mesmo da sua origem”. (118, p. 20). A Serra do Mar, ao contrario é um divisor de águas, com exceção dos rios Ribeira e Doce que a atravessam por imposição tectonica.

f) *Ausência de capturas.*

Constitue fato fisiografico geral na drenagem da Serra do Mar, a parcimonia das capturas apesar da juventude da drenagem.

RUELLAN (146, p. 447) comenta esse fato extensivamente, enquanto MARTONNE (112, p. 525) acrescenta, sobre este assunto: “A linha de cumiada é um divisor de águas e as suas capturas aí surpreendem menos por sua existência do que por sua relativa raridade”.

Tais fatos indicam que a topografia da Serra do Mar é um acidente tectónico; no caso de uma escarpa de erosão seria indefectível a presença de capturas numa encosta jovem sobre a drenagem velha do planalto. Isto mostra que a juventude da drenagem representa uma competição entre a tectónica e a velocidade da denudação sub-aérea. Caso o escarpamento da Serra do Mar fosse o resultado de um processo erosivo, forçosamente teríamos as capturas e a inversão da drenagem para leste. Entretanto, a ausência de capturas, numa drenagem jovem, fato aparentemente contraditório na fisiografia, é o resultado de um diastrofismo epirogenico que tomou dianteira sobre a denudação sub-aérea.

g) *Patamares escalonados.*

Difícilmente poderia a erosão explicar a topografia de patamares e linhas de cristas a varios andares, crescentes do mar para a escarpa da Serra do Mar e paralelos ao alinhamento dessa serra sem haver controle estrutural. Encontra-se no relevo apalachiano uma sucessão de cristas paralelas por obediência à estrutura, onde dobras com camadas de resistência desigual à erosão conduzem à formação de cristas paralelas nas mais duras. Entretanto, nas cristas apalachianas não existem degraus, uma escadaria de patamares como observamos nos maciços costeiros que entestam com a Serra do Mar. Com respeito à estrutura, a da Serra do Mar, está longe do tipo apalachiano, porquanto predominam rochas da mesma resistência. São gnais, granitos, com a mesma resistência à erosão, talvez menos acentuada nos biotita-gnais. Ademais, a drenagem existente não favorece à tese gliptogenetica para tais patamares e cristas paralelas à Serra do Mar.

Somos pois levados a admitir ações diastroficas, falhamento escalonado ao longo do litoral, cujo bloco mais interno deu origem à Serra do Mar, que na verdade não passa da borda abrupta de um velho planalto.

Observamos estas feições topograficas nos classicos relevos de fossas e muralhas tectonicas (graben e horst), onde ha uma série de degraus que descem da muralha (horst) para o (graben) fossa, formando uma escadaria de degraus paralelos.

Como a superficie desses degraus exhibe peneplanização podemos conceber que antigas superficies senis de erosão foram desniveladas em varios andares por falhamento escalonado do antigo peneplano.

A topografia de patamares e cristas paralelas à Serra do Mar constitui pois uma prova geomorfológica da presença e intervenção de falhamento escalonado na gênese da Serra do Mar.

h) *Coincidência com a direção da xistosidade.*

CLOOS (26, 27) e outros geólogos estruturais defendem a subordinação de todo o tectonismo post-cambriano ao alinhamento das gerações de dobras pré-cambrianas. As estruturas antigas do globo ditam os diastrofismos posteriores com um determinismo perfeito. As dobras antigas criaram suas linhas de fraqueza e de resistência estrutural, conduzindo o tectonismo da crosta, que parte desses embasamentos, através do crivo estrutural dos escudos cristalinos. O pré-cambriano exerceria, no conceito desse autor, ditadura tectônica até aos nossos dias.

A direção da xistosidade do escudo brasileiro assume assim particular importância na manifestação do tectonismo nesta parte da crosta. A xistosidade das nossas rochas arqueanas e algonquianas, desenvolve-se paralelamente ao eixo dos antigos dobramentos equiparados pelos nossos geólogos aos laurencianos e huronianos da América do Norte; conformam uma zona de fraqueza congênita, não só pelo alinhamento de minerais nos planos de xistosidade como também pelas tensões aí desenvolvidas paralelamente ao eixo da dobra.

Constitui a xistosidade um tipo de clivagem plástica (flow cleavage), fenômeno puramente mineralógico que invade a rocha sob metamorfismo. Os minerais são aleitados, agrupados por granulação, rotação de grãos, deslizeamento e recristalização. Os minerais foliáceos e os alongados são rotados até ficarem em ângulo reto ao eixo de menor deformação. Nas rochas de fraco grau de metamorfismo a xistosidade é substituída pela clivagem ardósica.

CHAMBERLIN (24, p. 555) atacando esse problema da armação dos continentes, reconhece o paralelismo da Serra do Mar com as direções da xistosidade do escudo brasileiro.

Essa coincidência da direção da Serra do Mar com a direção da xistosidade, no litoral atlântico, já é um fato conhecido na literatura mundial.

As direções da xistosidade de um modo geral são as seguintes: de Santa Catarina ao norte do Estado do Rio de Janeiro ENE-WSW, com variações para NE-SW; do sul do

Espírito Santo para o norte até o Rio Grande do Norte assume alinhamento NNE-SSW com variações para N-S. Temos assim um sistema diagonal, uma direção a 45.º da outra, em contacto entre o estado do Rio de Janeiro e Espírito Santo.

Do Estado do Rio Grande do Norte, para o oeste, as direções da xistosidade infletem para WNW-ESE, a 90.º da anterior.

BRAJNIKOV (15, p. 166) assinala as mesmas direções de xistosidade do gnais na região costeira do Brasil.

As direções de dobramento, e portanto da xistosidade, no arqueano brasileiro, mencionadas por EVANS (59), coincidem com as de BRAJNIKOV (15 p. 166). EVANS apenas se referiu à parte setentrional da America do Sul (fig. 3).

LEME (129, p. 732) faz uma síntese das direções da xistosidade do gnais no escudo brasileiro, que concorda com os anteriores.

A vista do exposto podemos agrupar no quadro VII as direções da xistosidade do gnais.

Em conclusão é possível admitir as seguintes direções fundamentais da xistosidade no escudo brasileiro.

- 1.º Litoral Norte: ESE-WNW
- 2.º Litoral Nordeste; NNE-SSW
- 3.º Litoral Sul: ENE-WSW a NE-SW

No litoral sul, além da xistosidade ENE-WSW, temos uma outra direção tectônica de fratura e falhamento, referida por MAUL (113, p. 314) orientada de NNE-SSW, aparentemente a continuação da direção da xistosidade do litoral nordeste para o sul. O encontro dessas direções tectônicas produz resultados topográficos visíveis em toda a Serra da Mar, Ilha de S. Sebastião e principalmente no Estado do Rio. Na Ilha de S. Sebastião a parte sul do canal é formada por uma falha NE-SW para ENE-WSW, enquanto a parte norte resulta da falha NNE-SSW. O resultado desse encontro são a formação de montanhas em blocos com forma quase rombica como bem acentou MAUL (113). No vale do Paraíba, como trataremos adiante, entre Rezende e Campos há outra direção WNW-ESE.

Verifica-se pelo exposto que a escarpa da Serra do Mar, apesar do vigor da dissecação erosiva em encostas desse gradiente, obedece fielmente à direção da xistosidade no litoral do Brasil Meridional. Duas razões poderiam explicar tal

DIREÇÕES DA XISTOSIDADE DO COMPLEXO CRISTALINO

QUADRO VII

N.º	ESTADO E LOCALIDADE	DIREÇÕES	AUTOR
	AMAZONAS E AMAPÁ		
1	Sul da Serra de Tumuc Humac	E-W	(87)
		NW-SE	(87)
2	Rio Araguari	NNE-SSW	(96)
3	Rio Branco	N-100º	(127)
		N-120º	(127)
4	Rio Araguari	NNE-SSW	(96)
5	Rio Gurupi (até Cachoeira Mucura-Arave)	NW-SE	(123)
	MARANHÃO		
6	Vila Paulista (Rio Canindé)	N-200º	(15)
		N-220º	(15)
7	Raimundo Nonato	N-200º	(156)
		N-220º	(156)
	CEARÁ		
8	Quixeraramobim	N-40º	(157)
9	Floriano Peixoto	N-60º	(157)
10	Quixadá e Junco	N-50º	(157)
		N-70º	(158)
	RIO GRANDE DO NORTE		
11	Serra do Martins	N-120º	(107)
12	Trincheiras	E-W	(107)
13	Serra Madalena	N-40º	(107)
14	Serra João do Vale	N-40º	(107)
15	Serra Santana	N-60º	(107)
		N-30º	(107)
	PERNAMBUCO		
16	Parte leste do Estado	E-W	(120)
17	Extremo ocidental do Estado	NE-SW	(107)

N.º	ESTADO E LOCALIDADE	DIREÇÕES	AUTOR
	ALAGOAS		
18	Propriá	E-W	(107)
19	15 km além de Propriá a montante	N-30° N-40°	(107) (107)
	BAHIA		
20	Km 18 Estrada Salvador-Feira	E-W	(107)
21	Peneplano de Santa Luzia ..	N-S	(107)
22	Região de Jurema e Carnaíba	N-59°	(107)
23	Saude	N-110°	(107)
	ESPIRITO SANTO		
24	Benevente	N-55°	(107)
25	Guarapari	N-80°	(107)
26	Morro do Lage, margem direita Rio Mutum	N-80°	(107)
27	Barra do Guandú (R rio	N-60°	(107)
	RIO DE JANEIRO		
28	Rezende à Barra do Pirai ..	N-60° N-65°	(107) (107)
29	Barra do Pirai à Entre Rios	N-65° N-70°	(107) (107)
30	Entre Rios à São Fidelis ..	N-70° N-80°	(107) (107)
31	Porto Novo	N-80° *	(107)
32	Antonio Carlos	N-82° *	(107)
33	Valão Grande	N-64°	(107)
34	Monção	N-130° N-140°	(107) (107)
35	Macuco	N-50°	(107)
36	Alberto Torres (Usina)	N-60°	(107)
37	Petropolis	WSW-ENE NE-SW	(146)
38	Terezopolis	WSW-ENE NE-SW	(146)

N.º	ESTADO E LOCALIDADE	DIREÇÕES	AUTOR
	SÃO PAULO		
39	Ilha São Sebastião	NE-SW	(64)
40	Capão Bonito à Fazendinha	NE-SW	Freitas
41	Ilha do Cardoso	ENE-WSW	Freitas
42	Serra Paranapiacaba	ENE-WSW	Freitas
43	Santos	ENE-WSW	Freitas
44	São Sebastião	ENE-WSW	Freitas
45	Alto da Serra (Caraguatatuba)	ENE-WSW	Freitas
46	São Paulo (Cantareira)	N-60°E	(140)
47	Araçariguama	N-75°E	(74)
48	Itapeçerica	ENE-WSW	(105)
49	Parnaíba	ENE-WSW	(105)
50	Araçariguama	ENE-WSW	(105)
51	Xiririca	ENE-WSW	(105)
52	Serra Paranapiacaba	ENE-WSW	(131)
	PARANA		
53	Serra do Mar	ENE-WSW	(110)
54	Serra do Mar	ENE-WSW	(107)
55	Rio Cacutú (Antonina)	NE-SW	(107)
56	Matulão	NE-SW	(107)
57	Boqueirão	NE-SW	(107)
	SANTA CATARINA		
58	Serra do Mar	ENE-WSW	(110)
	RIO GRANDE DO SUL		
59	Estrada Cangussú-Piratini ..	ENE-WSW	(22)
60	Arroio Piratini	NE-SW ENE-WSW	(22)
61	Lagoa dos Patos	N-50°E	(22)

aspecto topografico: erosão diferencial controlada pela estrutura e movimentação tectonica ao longo dessa linha de fraqueza estrutural congenita.

Conhecemos no relevo apalachiano esse tipo de escarpamento comandado pela estrutura e pela diferença da natureza das rochas em frente à erosão. São cristas uniformes, quase sempre abruptas, com um alinhamento retilíneo guiado pela estrutura de dobras, segundo as camadas mais resistentes. Entretanto, nas cristas apalachianas reconhecemos imediatamente um tipo classico de drenagem característico dessa topografia. A drenagem é antecedente-consequente, com os consequentes mestres surimpostos às cristas estruturalmente mais resistentes pela existência de uma cobertura sedimentar previa. Resulta dessa disposição uma orientação geral da drenagem para o mar ao contrario do que se observa na Serra do Mar, onde excepcionalmente e por razões tectonicas, a drenagem volta-se para o interior de sorte que a Serra do Mar é um divisor de aguas. As cristas apalachianas não são divisores de agua, uma vez que sua escarpa é perfurada por epigenia em entalhes consequentes-antecedentes. Topograficamente nos Apalaches, esses entalhes formam gargantas ou "gaps" no muro das cristas apalachianas, facilitando a penetração para o interior do país por uma via quase ao nivel do mar. Evidentemente não reecontramos tais caracteres geomorficos e fisiograficos na Serra do Mar, de sorte que somos levados à acreditar que a fidelidade de sua escarpa à direção da xistosidade do gnais arqueano é uma imposição tectonica.

Como observou RUEDMANN (24) toda a costa da America do Sul é tectonica, obedecendo suas direções, no Brasil, à direção da xistosidade, (fig. 6).

Igualmente, DU TOIT (55) admite o mesmo ponto de vista de CHAMBERLIN E RUEDMANN (24) com referência às costas do Brasil, considerando-as tectonicas, (fig. 7).

i) *Adaptação da drenagem.*

A adaptação da drenagem à estrutura na zona da Serra do Mar não se mostra controlada pela natureza da rocha, sob a forma de erosão diferencial, mas seguramente guiada por linhas de falhamento e juntas.

A drenagem segue, nessa faixa continental brasileira, a direção de NE-SW a ENE-SSW, exatamente a direção da xistosidade do gnais arqueano na Serra do Mar, assumindo o

MAPA TECTONICO DO NORTE DA AMERICA DO SUL

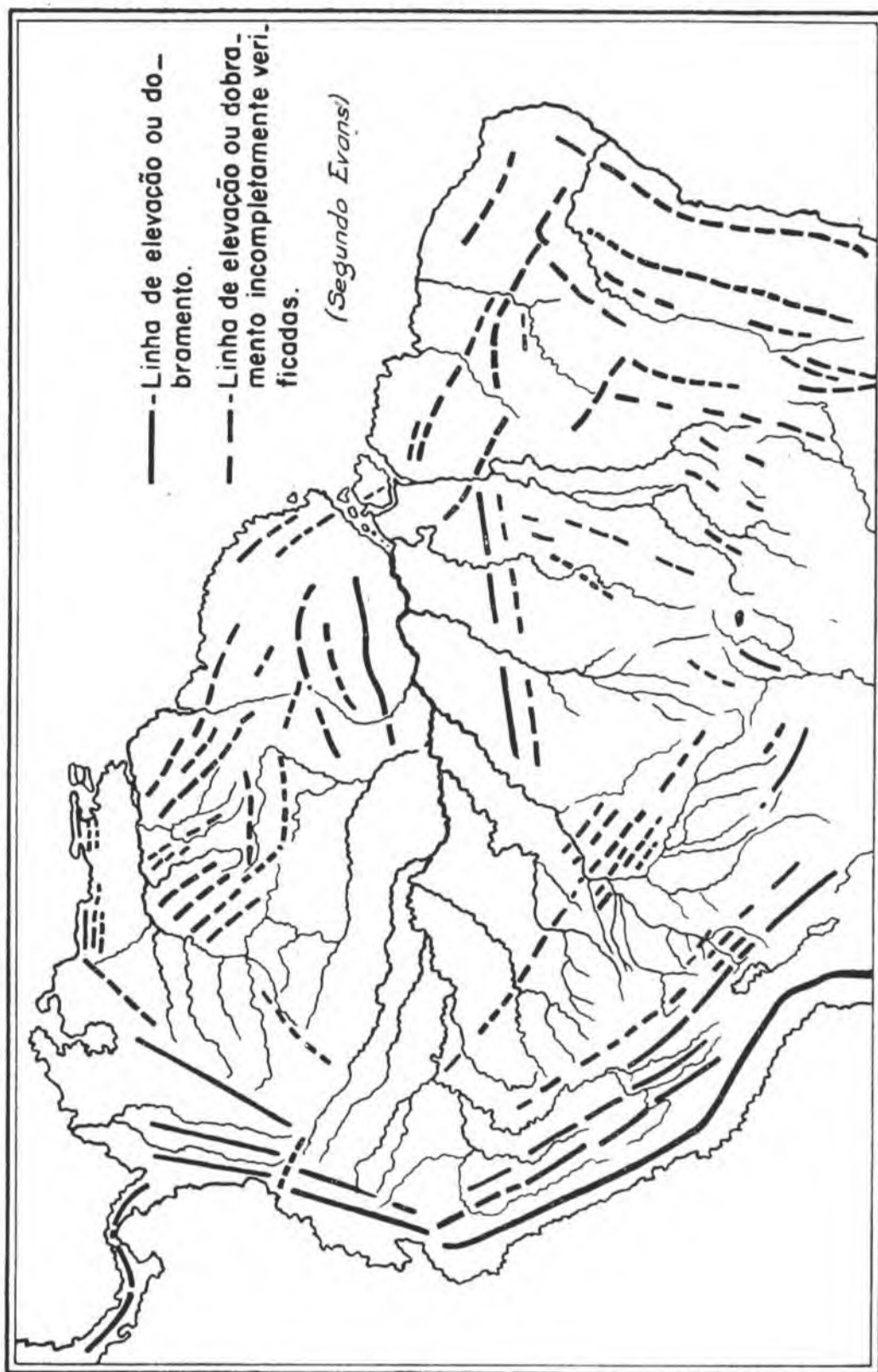
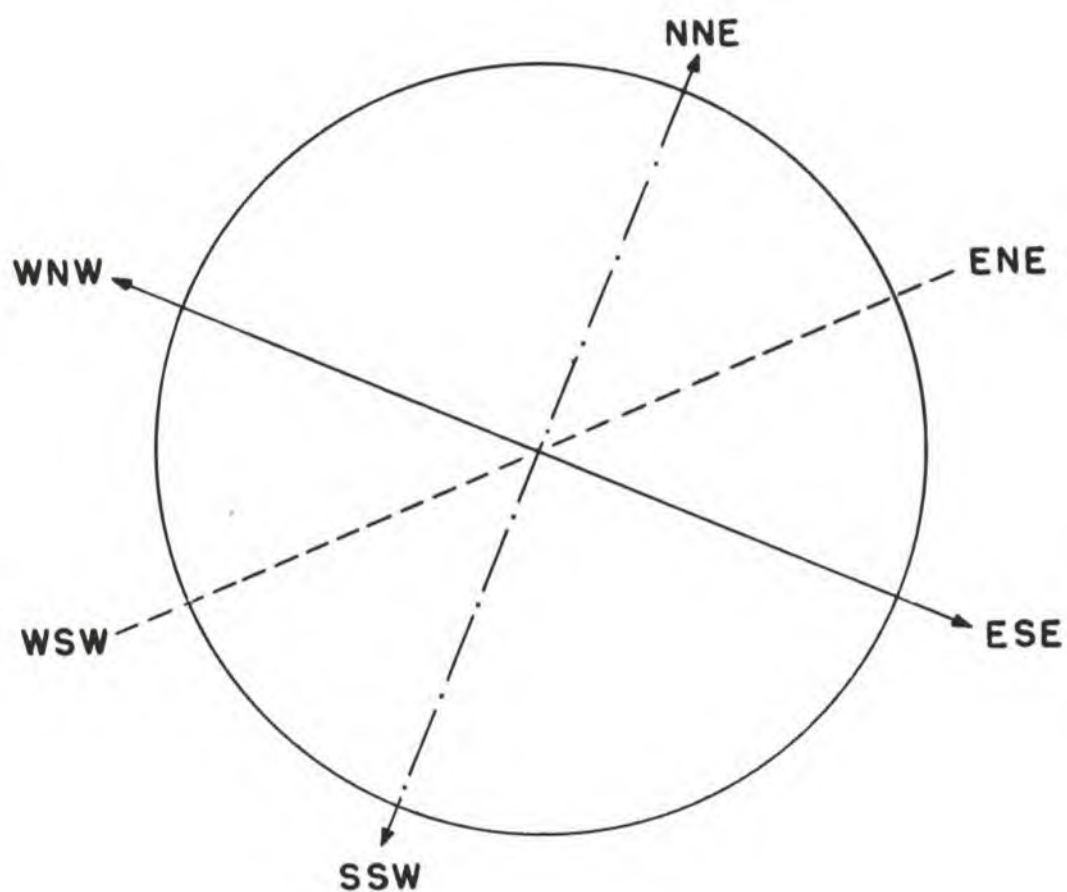


Fig. 3

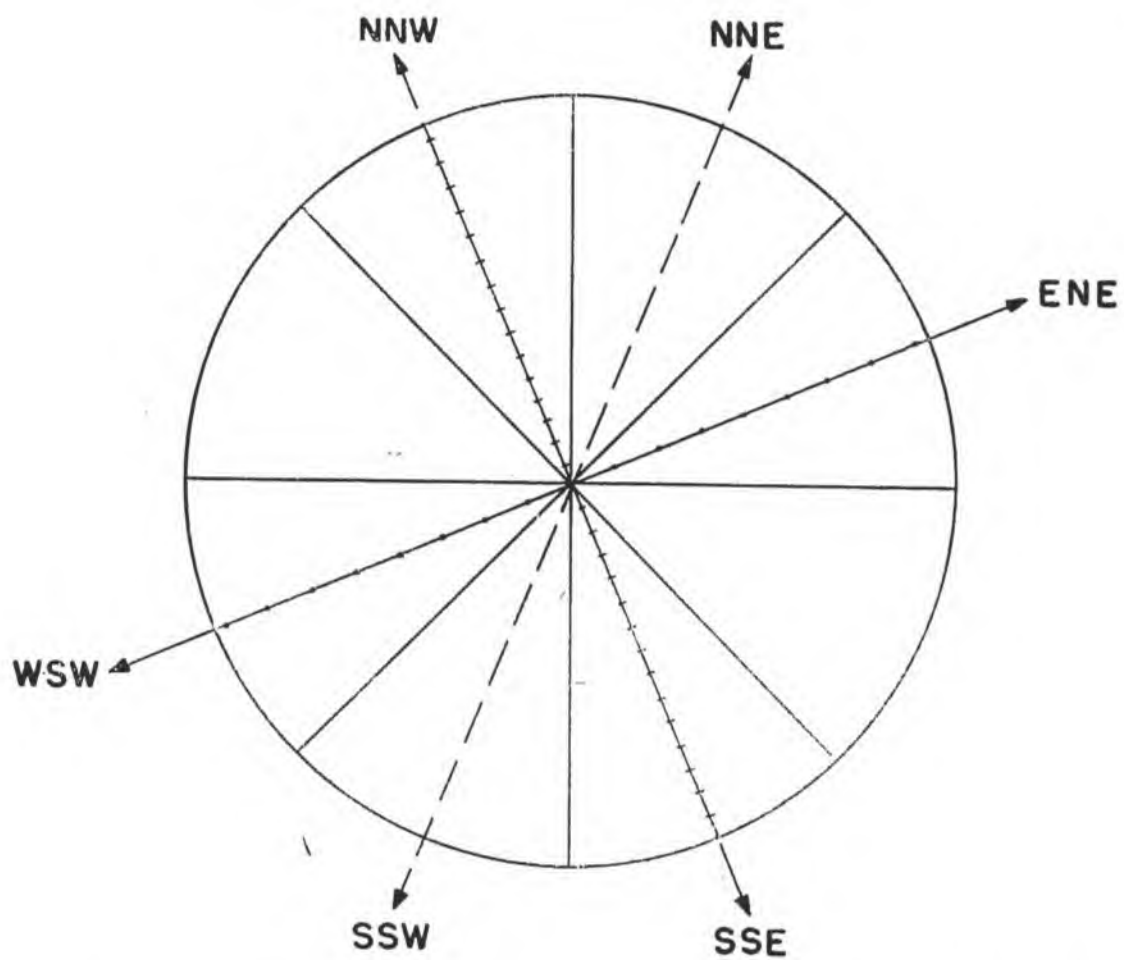
DIREÇÕES DA XISTOSIDADE NO ARQUEANO DO LITORAL BRASILEIRO



NNE - SSW : Direção no litoral nordeste
ESE - WNW : Direção no litoral norte
ENE - WSW : Direção no litoral sul

Fig. 4

• • •



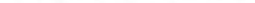
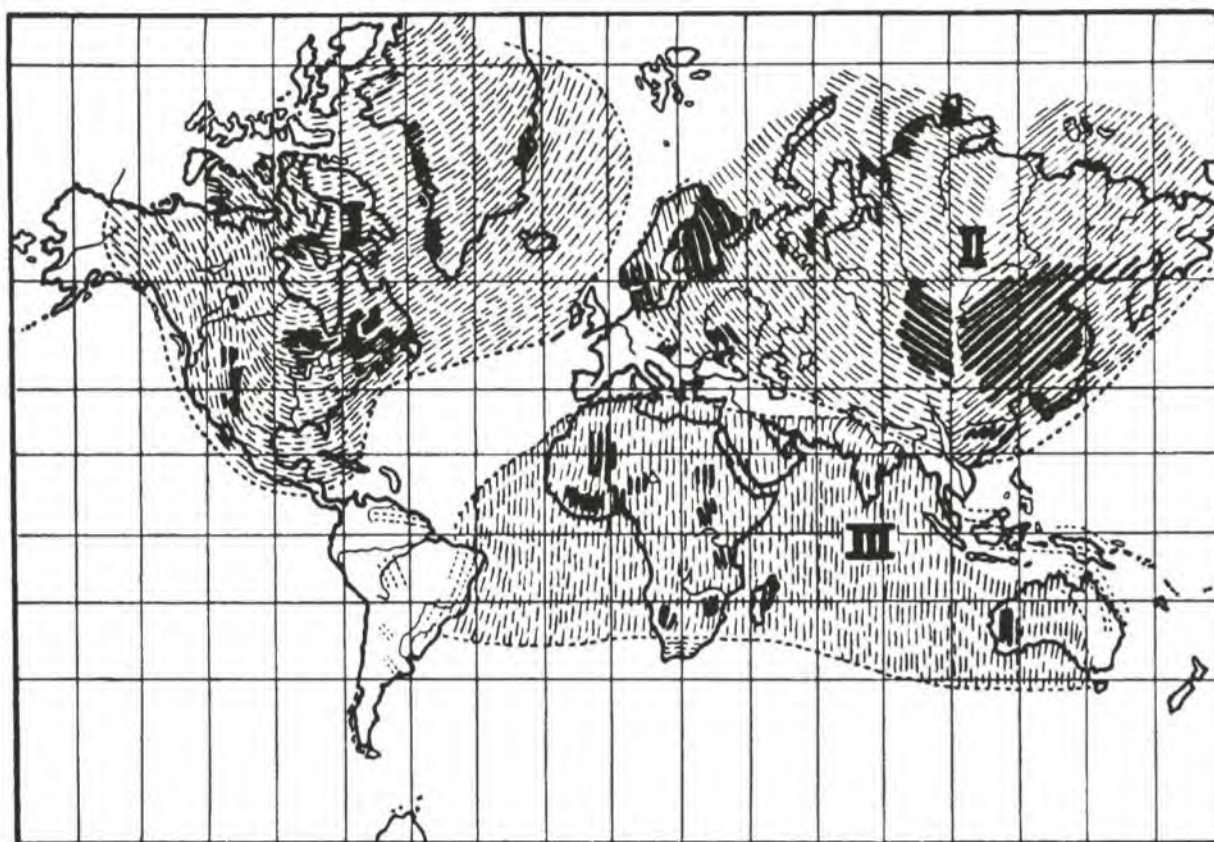
 Direção da xistosidade na serra do Mar
 Direção de falhas e fraturas secundarias
 Direção principal de arqueamento

Fig. 5

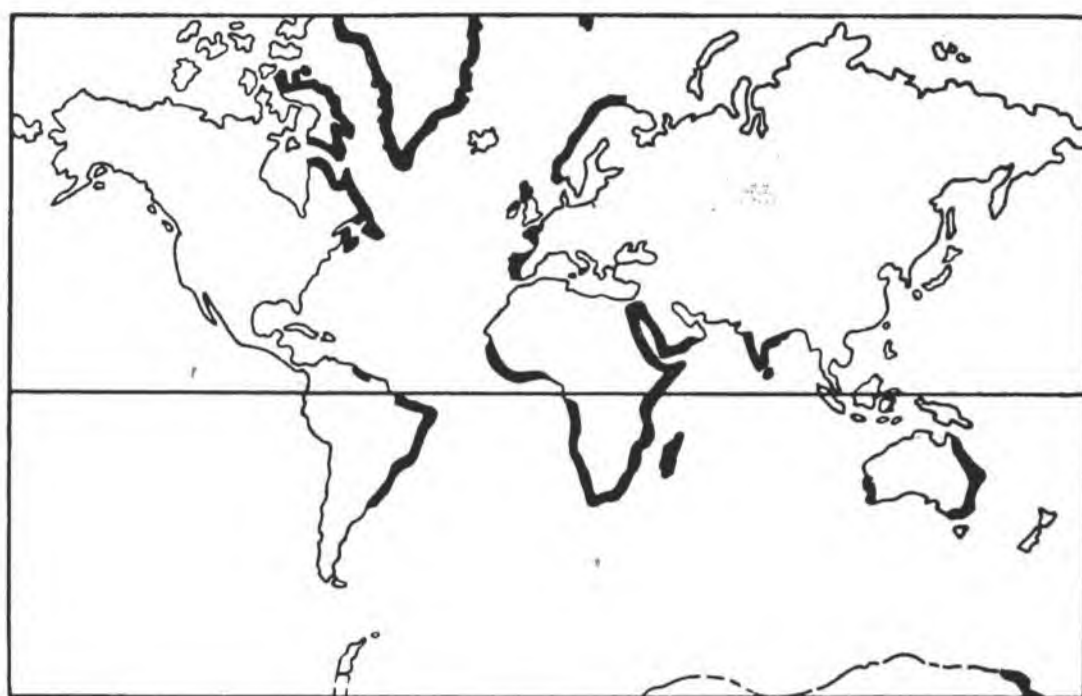
**CARTA DA ORIENTAÇÃO DAS DOBRAS E FOLIAÇÃO DE IDADE PRE-CAMBRIANA
INDICANDO AS AREAS PRE-CAMBRIANAS CONTINENTAIS (Segundo Ruedemann)**



I ARQUI-AMERICA ; II ARQUI-EURASIA ; III ARQUI-GONDWANA

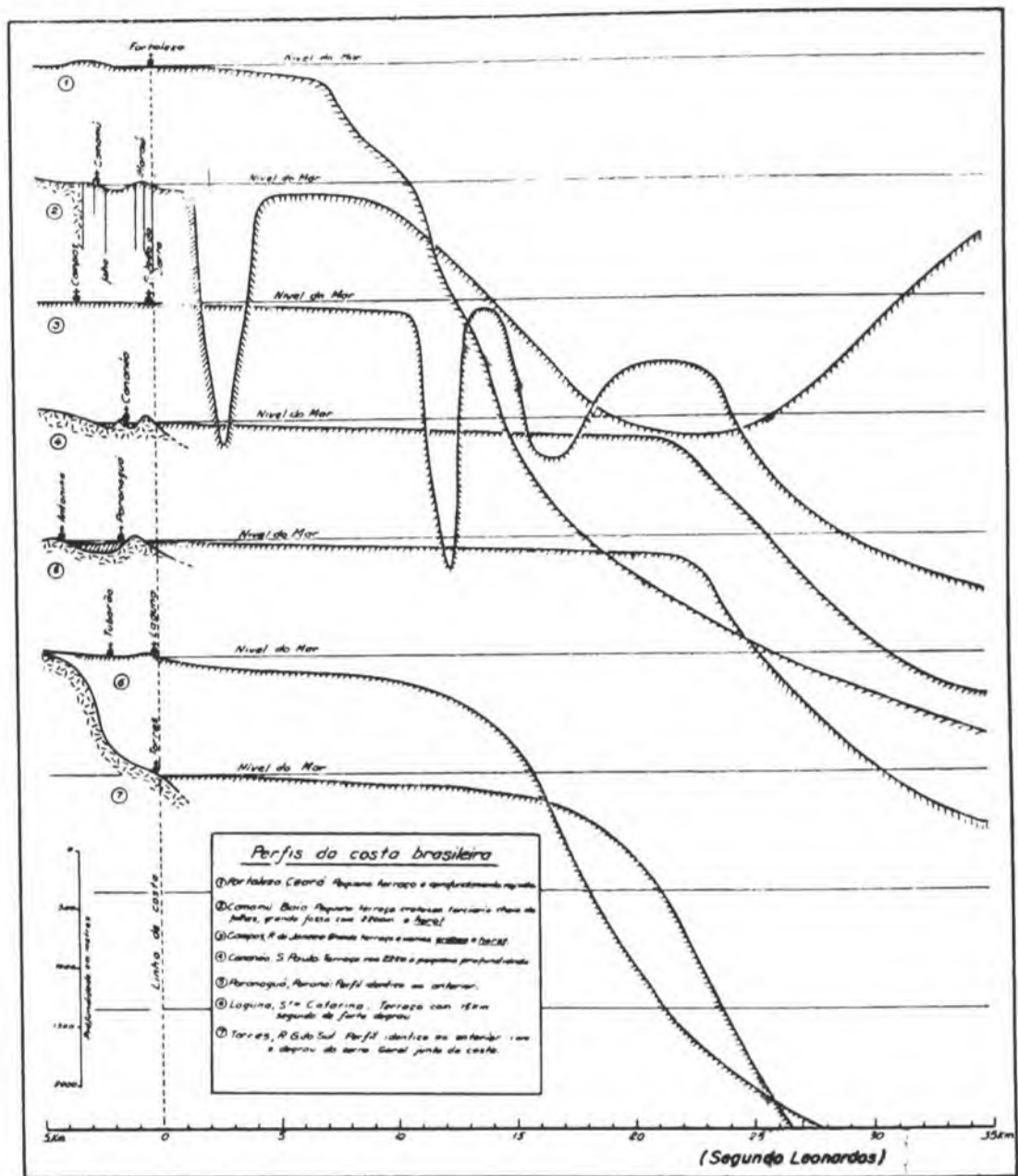
III: Direções observadas da orientação II: Direções inferidas :::: Direções das dobras de ida. de Post-proterozoica em rochas pre-cambrianas, em parte provavelmente de caráter póstumo.

Fig. 6



MAPA MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DAS COSTAS DE LINHAS DE FALHAS
(Segundo Alex Du Toit)

Fig. 7



Perfil da costa brasileira, em diferentes latitudes, destacando o terraço continental e as fossas costeiras.

Fig. 8

tipo de treliça (trellis drainage) característico de regiões onde há falhamentos.

Alem deste fato, o escoamento para o interior do continente constitue prova segura de ascensão epeirogenica do escudo brasileiro.

DU TOIT (55, p. 257) analisa esse fenomeno: "*In the physiographical evolution of a land-mass not bounded by important faults the profile should roughly conform to that of a somewhat flattened dome, and develop a drainage tending to be approximately radial. Where, on the contrary, faulting has primarily been responsible for the outline one will find an escarpment either close to or away back from the sea, while from the resulting plateau edge the larger drainages will be directed inland, to reach the ocean only some distance away — in certain instances right on the opposite side of the continent*".

Sem duvida este é o caso da drenagem na borda do planalto brasileiro costeiro, limitado pela Serra do Mar. Aliás adiante ainda acrescenta DU TOIT (55, p. 258): "*Right across the south Atlantic in Brazil is an identical arrangement with escarpment facing the ocean behind which the Paraná, Uruguay and S. Francisco rivers take their rise and flow for extraordinary distances parallel to the coast, developing magnificent waterfalls and rapids before reaching the sea*".

A drenagem na zona da Serra do Mar e no planalto do sudoeste brasileiro mostram a existência de falhas na genese da Serra do Mar, devido a ascensão epeirogenica do país.

j) *Ausência de correlação entre a morfologia e a resistência da rocha.*

Na Serra do Mar não existe absolutamente correlação entre a resistência da rocha e o escarpamento, e tanto quanto nossas observações verificaram, a escarpa acha-se em granitos, biotita-gnais, xistos, ou em gnais facoidal. A ausência desta relação, segundo BLACKWELDER (13), indica que uma escarpa não pode ter origem erosiva, pois a condição estrutural *sine-qua-non* seria a existência de camadas de rochas desigualmente resistentes à denudação sub-aerea para proporcionar uma erosão diferencial na forma de um escarpamento.

Os gnais e granitos, que constituem a armação da Serra do Mar, são rochas de identico comportamento frente à erosão, pois apresentam o mesmo equipamento mineralogico. Dentre os varios tipos de gnais, os mais frequentes são os gnais lenticulares, plagioclasio-gnais e biotita-gnais. Estes ultimos tem maior tendência à decomposição, porém, sua ocorrência, segundo nossas observações parece ser em menor proporção na litologia da Serra do Mar.

Este critério parece favoravel a uma origem tectonica para o escarpamento da Serra do Mar.

3 — IDADE

Acreditamos ter superado as dificuldades quanto à idade da Serra do Mar. Observa-se que o peneplano de nível B, também chamado por alguns autores *peneplano cretaceo*, sofreu forte retomada de erosão, cujo ciclo se encerrou com a formação do peneplano de nível A, também denominado neogeno por outros autores. Correspondendo a esse processo fisiografico, as formações cretaceas foram sobrelevadas. O desnível atual entre ambas as superficies antigas de erosão é de 400 a 500 metros. Como o peneplano de nível A (800-1000 m) se desenvolve sem solução de continuidade sobre estruturas de idade recente, como as Camadas de São Paulo, assim designadas as formações sedimentares da bacia de São Paulo por REGO (137), segue-se que a elevação epeirogenica responsavel pelo ciclo de erosão que retomou o nível B e esculpiu o nível A, deve ficar compreendida entre o fim do cretaceo e o fim do plioceno ou mesmo pleistoceno, pois MENDES (117) admite a idade pleistocena para os depositos de São Paulo. A Serra do Mar, portanto, originou-se de uma ruptura do escudo brasileiro meridional durante essa ascensão epeirogenica situada entre o fim do cretaceo e o fim do terciario, talvez começo do quaternario. Entretanto, a topografia da Serra do Mar não se originou somente desse episodio epeirogenico. A retomada de erosão no nível A, alem dos terraceamentos marinhos e fluviais, mostram que uma ascensão mais moderna se fez sentir depois do fim do terciario, talvez mesmo no holoceno e que vem se prolongando até hoje como demonstram as praias fosseis holocenas hoje constatadas ao nível de 5 a 7 metros e o rejuvenescimento da drenagem. Quanto à submergência costal tivemos já o ensejo de demonstrar que não se trata de um movimento descensional epeirogenico, mas de um afogamento por controle eustatico positivo.

A ausência de capturas, a juventude da drenagem na encosta abrupta da Serra do Mar, são argumentos poderosos que denunciam uma idade recente para essa topografia tectônica.

A nossa assunção encontra apoio em outros autores que abordaram esse problema. A idade bem recente dessa reativação tectônica da costa é tratada por BRAJNIKOV (14, p. 323): *"D'une façon générale, la majorité des géologues semble admettre que, dans les limites du massif brésilien, les principales dislocation tectoniques sont antérieures à l'ère mésozoïque; depuis, seuls des mouvements d'ensemble, du type épirogénique, auraient affecté le vieux massif, apparemment sans en altérer l'ancienne structure"*.

Sem dúvida a datação desses eventos tectônicos é fácil no norte, graças às camadas cretáceas e eocénicas fossilíferas que se acham comprimidas por blocos tectônicos. Os estudos do Reconcavo levados a efeito pelo Conselho Nacional do Petróleo mostram a idade recente, post-cretácea, desses desabamentos tectônicos em regime de fossas e muralhas.

4 — DIREÇÕES TECTÔNICAS

Comparando-se a tectônica do norte e nordeste, com o sudoeste do Brasil verificamos que naquela região temos um regime de fossas e muralhas com direção NNE-SSW, e a partir do sul do Espírito Santo surge uma outra direção ENE-WSW, ou NE-SW, com outra feição topográfica, a Serra do Mar, em regime de falhas escalonadas.

A topografia resultante dessa tectônica é idêntica, pois apenas o nível do mar a divide artificialmente. Do sul do Espírito Santo à Santa Catarina, o talude de falha da Serra do Mar acha-se emerso, enquanto do Espírito Santo para o norte esse mesmo escarpamento fica submerso. Comprovam-no as sondagens efetuadas ao longo da costa. No sul do Brasil a plataforma continental desce suavemente para o mar, enquanto do Espírito Santo para o norte, o equivalente da escarpa da Serra do Mar, com direção NNE-SSW e submerso, criou um regime de fossas no litoral que se prolonga até o norte do Brasil. Esse regime de fossas volta-se nesse ponto para WNW-ESE como mostram os perfis costeiros que vão do Rio Grande do Norte ao Pará. Recentemente, a descoberta de uma fossa, entupida com sedimentos na foz do Amazonas, orientada WNW-ESE mostra a vigência desse tectonismo de falhamentos na costa brasileira setentrional.

Resulta que a Serra do Mar, tectonicamente, é uma realidade topografica de Santa Catarina ao Pará, sendo porem emersa de Santa Catarina ao Sul do Espírito Santo e daí por deante submersa.

O levantamento continental foi porisso, maior no sul, atingindo um maximo na zona do Caparaó, e daí descendo para o norte. A submersão da Serra do Mar do Espirito Santo para o norte se deve a falhas WNW-ESE na região do Espirito Santo e Rio de Janeiro, onde os rios Paraíba e Doce, atingem a costa através dessas rupturas no planalto atlantico. O bloco nordestino do escudo brasileiro não sofreu grande levantamento do fim do terciario para o holoceno, pois o terciario marinho acha-se pouco elevado, e o peneplano do nivel A apenas à 100-200 metros. As discrepâncias topograficas entre o norte e o sul ao longo da costa são explicaveis pela linha de falha WNW-ESE na região do sul do Espirito Santo e norte do Rio de Janeiro. Para o sul, segundo a direção ENE-WSW ou mesmo NE-SW, ergueu-se a Serra do Mar e para o norte, segundo a direção NNE-SSW, a Serra do Mar submergiu-se criando um relevo submarino de fossas e "rift-valleys" até o Rio Grande do Norte, e daí, como o mesmo regime segundo a direção WNW-ESE.

LEONARDOS (106, p. 25) apresenta varios perfis das costas brasileiras que comprovam as nossas considerações de que a Serra do Mar é a parte emersa de um desabamento tectonico geral da costa brasileira que se inicia ao sul segundo as direções WSW-ENE, localmente NE-SW, passando à NNE-ESE, por onde os rios Doce e Paraíba atingem a costa terminando pela direção WNW-ESE, do rio Grande do Norte ao Pará. A figura 8 segundo LEONARDOS (106), ilustra essa disposição topografica costeira.

DU TOIT (55, p. 257) encara as costas brasileiras dentro de identico ponto de vista, como já foi mencionado na fig. 7.

Ha, pois, dois episodios na genese da Serra do Mar. Uma primeira etapa, a mais intensa e vigorosa, quando o peneplano do nivel B foi retomado pela erosão e o novo ciclo proveniente dessa ascensão epeirogenica consumou o peneplano do nivel A, demorando do fim do cretaceo ao fim do terciario ou mesmo começo do pleistoceno. Na segunda fase, novo levantamento fez inaugurar novo ciclo de erosão que retomou o nivel A e gerou os terraços fluviais e marinhos da costa. Esse segundo episodio é bem documentado e recente pois a preservação dos terraços indica, graças a sua conservação sob o intemperismo tropical, uma idade inquestionavelmente

holocenica. Finalmente, as praias suspensas holocenicas ao nivel de 5-7 metros indicam, (Foto 5) apesar do afogamento costal, que esse levantamento prossegue em nossos dias. A bacia do Gandarela, terciaria ou talvez mesmo pleistocena, mostra a presença dessa ultima fase, pois se acha deformada por falhamentos (14), o mesmo se passando com a bacia do Fonseca, ambas em Minas Gerais. Os depositos de linhito de Caçapava, São Paulo, exibem tambem deformações, mostrando que as manifestações tectonicas continuam moderadamente.

5 — TIPO DE ESCARPA DE FALHA

Distingue-se, correntemente, (13) (57) (37) (81) dois tipos de *escarpas de falha*: a) *escarpa de falha* e b) *escarpa de linha de falha*.

As escarpas de falha são exclusivamente tectonicas, reconheciveis no seu primeiro estagio, quando a erosão ainda não avançou suficientemente para obliterar seu cunho tectonico. BLACKWELDER (13, p. 293) tratando destas escarpas opina: "*True fault scarps (or tectonic scarps) are most easily recognized in the initial stage of erosion. As denudation progresses they gradually lose their distinctive characteristics to such an extent that, before the cycle is half completed, it may be almost impossible to recognize them. Furthermore, since nearly all great scarps are the products of intermittent small uplifts, the intermediate effects of erosion may be such as to keep the rising blok in a maturely dissected state continually. For these reasons young and easily recognizable fault-scarps are much less common than is generally supposed*".

Evidentemente a Serra do Mar, pela sua juventude é facilmente classificavel como uma escarpa de falha, isto é, cujo escarpamento é diretamente provido pela tectonica. Ao contrario, as escarpas de linha de falha, ou sejam as do segundo tipo, desenvolvem-se nos finais dos ciclos de erosão, não existindo às vezes mesmo, no estagio inicial do ciclo de erosão. Neste caso o escarpamento é obviamente erosivo.

Já demostramos que a erosão é incompetente para explicar a topografia da Serra do Mar, classificando-se esse escarpamento no tipo "*fault-scarp*", da nomenclatura norte americana.

RUELLAN (146) chamou com certa propriedade a escarpa da Serra do Mar de *frente de falha dissecada*, pois

com razão não é nenhum favor reconhecer-se a ação de uma intensa erosão nesse abrupto, cuja evolução porem ainda não logrou desvanecer os atributos tectonicos desse escarpamento.

Em varios trechos da escarpa da Serra do Mar, a declividade é tão pronunciada (cêrca de 70.^o de inclinação) que não ha formação de solo; a erosão pouco acesso tem à rocha que se conserva praticamente inalterada à processos quimicos, e quase unicamente sujeita à exfoliação. Isso explica o contraste que se observa no Rio de Janeiro onde, em plena cidade, ha morros com escarpas de rocha fresca, como a Urca, Pão de Açucar, Corcovado, e ao lado escarpas com solo decomposto. Onde predomina o intemperismo fisico, as escarpas originaes se conservam frente a erosão, e se exfoliam, ao passo que onde a declividade é menor e ventos umidos do quadrante sul favorecem, ha solo fortemente decomposto.

B — SERRA DA MANTIQUEIRA

Constitue, topograficamente, a Serra da Mantiqueira uma segunda serie da ruptura da costa meridional do Brasil, de São Paulo ao Espirito Santo, paralela à Serra do Mar.

Compõe-se, na sua maior parte, de gnais arqueano, orientado ENE-WSW geralmente, às vezes NE-SW.

A Serra da Mantiqueira fornece o principal sistema orografico brasileiro, cujo pico culminante é o Caparaó, (2,884m) oferecendo em conjunto com a Serra do Mar uma paisagem unica em todo o Brasil.

Este escarpamento, como a Serra do Mar, constitue um acidente tectonico, exibindo os mesmos caracteres de falhamento e ruptura observados na Serra do Mar. São caracteristicos da Serra da Mantiqueira: 1 — Patamares e cristas paralelas ao bordo da Serra; 2 — Borda de planalto; 3 — Alinhamento paralelo à Serra do Mar; 4 — Juventude da escarpa; 5 — Rochas da mesma resistência; 6 — Ausência de capturas; 7 — Vale linear entre a Mantiqueira e a Serra do Mar com a mesma orientação (Vale do Paraíba); 8 — Coincidência da escarpa com a direção da xistosidade; 9 — Bordos retilineos da escarpa cortando um planalto.

Os mesmos argumentos que favorecem a tese da origem tectonica da Serra do Mar são absolutamente validos na Mantiqueira, que constitue uma replica, em maior altitude, da Serra do Mar. Um elemento novo é aqui aduzido a favor de uma genese tectonica para o escarpamento da Serra da Man-

tiqueira: o vale do Paraíba, um desabamento profundo, verdadeiro sulco linear embutido entre a serra da Mantiqueira e a Serra do Mar que não pode ser atribuído à erosão sub-aérea, não só pela sua magnitude, como também pela ausência de elementos fisiográficos que sejam capacitados para alimentar essa hipótese. Na verdade REGO (135), defendia a origem erosional para o Vale do Paraíba baseado nas diferenças de composição petrográfica do gnais do vale e da borda da Mantiqueira. As diferenças de rocha são, em parte, existentes, porém isso não explica necessariamente velocidade diferencial de denudação frente à erosão. Compulsando-se a topografia escarpada do vale, em contraste com o seu fundo chato, verifica-se que não há correspondência entre a idade gléctica e a da drenagem. Admitido que o vale fosse de escultura erosiva, para esse perfil jovem de encostas seria necessário correspondentemente uma drenagem na juventude, e na realidade encontramos contradições fisiográficas versus geomorfologia. Ao lado de escarpas jovens, encontramos o Paraíba senil, com meandros divagantes, num divórcio fisiográfico somente explicável pela incidência de processos tectônicos.

MAUL (113) descreve o vale do Paraíba como uma fossa tectônica caracterizada fisiograficamente, na qual a Serra da Mantiqueira é uma muralha (horst) e a Serra do Mar a outra.

Outro argumento poderoso para a origem tectônica do vale do Paraíba, e consequentemente da Serra da Mantiqueira, são os depósitos encontrados no fundo do vale, atribuíveis ao plioceno. Caso o vale tivesse sido escluído pela erosão os depósitos marcariam necessariamente o fim do ciclo de erosão, de sorte que toda a região deveria ser praticamente um peneplano, *apesar das diferenças de resistência da rocha*, que são pequenas. No entanto verificamos um contraste de escarpas jovens na Mantiqueira, velhas superfícies de erosão truncadas por bordos retilíneos no alto da serra, e um rio senil pervagando um vale chato. Foge assim à realidade geológica a interpretação de REGO (135), aliás a única opinião discordante ante o conceito de outros geólogos nacionais e estrangeiros.

A topografia da Mantiqueira constitui um dos mais belos exemplos de falhamentos normais por ruptura de um escudo cristalino por processos epirogenéticos, pois as estruturas acham-se intactas sem deformação plástica. Encontram-se na Mantiqueira vários níveis de superfícies peneplanizadas construídos a custa de um tectonismo de falhas seccionando

um vedho peneplano, assunto já discutido pelo autor em "Peneplanos antigos cortados por falhas" (65).

Tres novos elementos tectonicos especificos apresenta a Serra da Mantiqueira sobre a Serra do Mar: 1 — Topografia da fossa tectonica do vale do Paraíba; 2 — Peneplanos antigos cortados por falhas e deslocados a varios niveis; 3 — Maciços epirogenicos como o Caparaó. Taes aspectos são bem conspicuos no Estado de São Paulo mas não tão marcados topograficamente ao norte do Estado do Rio de Janeiro e ao leste de Minas Gerais.

1 — *A TOPOGRAFIA DA FOSSA TECTONICA DO VALE DO PARAIBA*

A topografia do vale do Paraíba, geomorfologicamente, indica origem tectonica para todo o vale e para a Serra da Mantiqueira. Essa indicação é tanto mais forte, quanto outros fatores fisiograficos se pronunciam para um falhamento escalonado na genese desse curioso vale linear. REGO (135) baseado na presença de biotita-gnais no vale, em contraste com o gnais facoidal e plagioclasio-gnais ocorrentes no alto da Mantiqueira, emitiu a opinião de uma origem exclusivamente erosiva para o vale.

Entretanto, o autor constatou a presença de biotita-gnais em Campos do Jordão, de sorte que o biotita-gnais não é privativo da região do vale. Quanto a uma erosão diferencial em rochas de um mesmo grau de metamorfismo, praticamente é a mesma pois não ha diferença substancial na resistência de tais rochas, pois apresentam o mesmo sequito tipomorfico. O intemperismo, que precede à denudação, forma o mesmo manto tanto em biotita-gnais ou em outros gnais. Favoreceria mais a erosão a laminação da rocha quando fresca, pela desgregação mecanica de folhetos de mica. Este porem não é o caso pois todo o vale do Paraíba acha-se, na parte que a topografia sugere um acidente tectonico, isto é, no Estado de São Paulo, recoberto por sedimentos, em contraste com as escarpas jovens da Serra da Mantiqueira. Segundo BLACKWELDER (13) quando ha pobre correlação entre a resistência da rocha e a configuração superficial temos uma evidência positiva de uma escarpa de falha. Este, sem duvida, é o fato ocorrente na Serra da Mantiqueira, onde não se pode ligar sua escarpa a uma resistência designal da rocha na opinião REGO (135).

O aspecto do vale do Paraíba, constituindo um sulco profundo entre duas escarpas elevadas, não pode ser admitido como resultado de erosão. Na face da Mantiqueira temos

altitudes que vão de 1.000 a quase 3.000 metros, e da lado da Serra do Mar temos a Serra de Quebra Cangalha que oscila de 2.000 a 1.400 metros. O vale do Paraíba está entre 560 e 800 metros (142) no Estado de São Paulo passando de 370 a 390 metros no Estado do Rio (142) entre Campo Belo e Floriano. Perfurações nesses sedimentos, considerados pliocenicos, mas que podem ser pleistocenicos, revelam uma espessura de 150 metros maxima, de sorte que temos um desnivelamento entre o Itatiaia e o fundo da fossa, de 400 metros a quase 3.000, o que dá aproximadamente uma diferença de 2.600 metros. A erosão post-cretacea seria inabil para perfurar um vale dessa magnitude em tão curto espaço de tempo relativamente ao vulto do trabalho atribuido. Ademais, nada impediria que essa erosão avançasse para a Bacia de São Paulo. Ao contrario, o vale se fecha bruscamente em Guararema, S. P. Taes aspectos topograficos denunciam sem favoritismo, a origem tectonica da Serra da Mantiqueira.

Os sedimentos do vale do Paraíba exibem deformações diastroficas caracterizadas por um mergulho para noroeste entre Jacarei e Cachoeira, de 2.º a 4.º segundo WASHBURN (163) atingindo localmente 10.º. Tais perturbações estruturais porem são chave de movimentos recentes, pois interessam sedimentos pliocenicos.

Um dos caracteres topograficos dos "rift-valleys" africanos estudados por varios autores como GREGORY (69), BULLARD (20), etc. é a presença de grandes desnivelamentos entre o bloco do tecto e o do muro, no rejeito da falha. Assim o nivel do Lago Tanganyika acha-se a 2.560 pés sobre o nivel do mar e o seu fundo a 2.150 pés abaixo do nivel do mar, o que realmente não deixa duvidas quanto à sua origem tectonica. O lago Nyasa está a + 1.565 pés e o seu fundo a — 1.005 pés. O desnivelamento entre a Serra da Mantiqueira e o fundo do vale do Paraíba atinge essa magnitude, e por isso podemos aprecia-lo como um acidente tectonico identico aos congeneres africanos.

A Serra da Mantiqueira, pela sua topografia e a do vale do Paraíba é uma escarpa de ruptura tectonica, sem qualquer relação com fenomenos erosivos na sua conformação, a não ser os efeitos da denudação atual.

2 — *PENEPLANOS ANTIGOS CORTADOS POR FALHAS E DESLOCADOS A VARIOS NIVES*

O exame das folhas topograficas da Serra da Mantiqueira levantadas, de um lado pela Comissão Geografica e Geologica

de Minas Gerais e de outro pela Comissão Geografica e Geologica do Estado de São Paulo, mostra a existencia de varios niveis de superficies de erosão. Primeiramente encontra-se o peneplano de nivel *B*, na cota de 1.200-1.400, que é uma configuração superficial extensiva e descontinua no escudo brasileiro meridional. Acima deste nivel, só encontramos altitudes maiores na zona da Mantiqueira e do Espinhaço. Na Mantiqueira, na zona de Campos de Jordão vamos encontrar uma serie de blocos, o topo na maturidade contrastando com o modelado abrupto das vertentes, com vales suspensos e bordos retilineos, nas cotas de 1.800 e 2.000 metros. Junto ao pico do Itapeva ha zonas de relevo senil, com charcos e banhados, na cota de 1.800 metros, contrastando violentamente com o bordo retilineo da escarpa da Mantiqueira voltada para o vale do Paraíba. Esta configuração só pode ser admissivel por operação tectonica, a ruptura de uma antiga superficie de erosão ao nivel de 1.800 metros. É deveras chocante essa geomorfologia de abruptos, de escarpas vigorosas, seccionando relevos senis no topo. Causa especie ao observador após a subida rude das escarpas, encontrar esses restos de velhas superficies de erosão no alto da Mantiqueira. A região de Campos do Jordão constitue um entalhe, até o nivel de 1.600 metros, da antiga superficie hoje a 1.800-2.000 metros. Esse entalhe até 1.600 metros representa uma retomada de erosão no peneplano de 1.800-2.000m, equivalente ao peneplano de nivel *A*, a 800-900 m, resultante, como aquele, de um novo ciclo retomando a erosão do peneplano de nivel *B* a 1.200-1.400. Esse aspecto da velha superficie a 1.800-2.000 sem duvida indica um processo tectonico, deslocando uma superficie previa de erosão, pois esta é muito nivelada. Parece-nos, pela generalidade da superficie do peneplano de nivel *B* (1.200-1.400 m) que a superficie de 1.800-200 m dada a sua feição tectonica e localização dentro do peneplano de nivel *B*, não passa de um sobrelevamento da superficie *B* a esse nivel por imposição tectonica. Os Campos do Serrano, a oeste de Campos do Jordão, são uma replica de Campos do Jordão.

Na região de Campos do Jordão, a Serra da Mantiqueira exhibe a topografia de um "horst" perfeito, com o topo entre 1.800 e 2.000 m, caindo para o vale do Paraíba em escarpas retilineas e abruptas, para 500-550m e do lado de Minas Gerais para uma superficie de erosão do nivel de 1.200 m, como se verifica nas folhas de Itajubá (29) e de Pindamonhagaba (31).

3 — MACIÇOS EPEIROGENICOS

a) O maciço do Caparaó, — O Ruwenzori brasileiro.

Existe uma profunda analogia entre o maciço do Caparaó no Brasil e o monte Ruwenzori, na Africa. Constitue o monte Ruwenzori o mais elevado maciço *não-vulcanico* de toda a Africa, isolado no meio de planos adjacentes cêrca de 3.900 a 4.200 metros e a 3.600 metros sobre o planalto. Acha-se situado numa linha de desabamentos tectonicos entre a fossa do lago Alberto e lago Eduardo, exibindo sua configuração superficial a presença de um antigo peneplano. Resumindo os aspectos do Ruwenzori assim se exprime WILLIS (168, p. 173): *"The facts of external form and structure pertaining to Ruwenzori thus indicate clearly that the mountain is a very pronounced upward, consisting of central dome with a long spur. The warping of the peneplain has been accomplished in general without obvious faulting, although adjustments by distributed slipping on pre-existing partings has no doubt played an important rôle along the spur or noses however, the strain of the later movements has resulted in evident fractures, which are entirely similar, to those that define the Lake Albert trough"*.

Petrograficamente o Ruwenzori é constituído de gnais e xistos, dentre os quais destacamos biotita-gnais, biotita-muscovita-gnais, anfíbolito-gnais, micaxistos onde predomina o muscovita-xisto. Estas estruturas são cortadas por anfíbolito-xistos, anfíbolito, diorito e diabasio. Segundo ROCCATI (168) todas as rochas, tanto do primeiro como do segundo grupo são foliadas, concordando a direção xistosidade entre as todas rochas. Esta foliação é um carater secundário imposto após a "mise-en-place" das eruptivas do segundo grupo. Em conclusão, o monte Ruwenzori é o pico mais alto de rochas metamórficas antigas, encontrado na Africa.

No Brasil, o pico da Bandeira, no maciço do Caparaó, é o tecto orografico do país, situado justamente no encontro de duas direções de xistosidade, a ENE-WSW com a NNE-SSW, exatamente no ponto em que a Serra do Mar desaparece como individualidade topografica e surgem as formas submarinas que são o traço dominante da costa desde Campos, R. J. até a embocadura do Amazonas. A massa do Caparaó, como o Ruwenzori, destaca-se na região constituída de um planalto de 2.000 metros, erguendo-se isoladamente até 2.884 m, no

Pico da Bandeira, segundo dados altimetricos da folha topografica do Caparaó. (Fig. 9)

Petrograficamente o Caparaó consiste, como o Ruwenzori, em rochas metamorficas do arqueano. Segundo DUTRA (56) a rocha do pico da Bandeira compõe-se de um gnais granatifero, cortado por juntas mais ou menos perpendiculares à direção da xistosidade que é NE-SW. As, demais rochas encontradas são gnais de varios tipos, micaxistos e às vezes quartzitos, atravessados por diques ou veios de eruptivas, incluindo numerosos pegmatitos. As juntas orientam-se de um modo geral NW-SE e NE-SW, sendo as mais conspicuas as primeiras que cortam a direção da xistosidade. Aliás esta linha de fratura NW-SE ou NNW-SSE é comum na Serra do Mar e Mantiqueira. Atravez dessas fraturas e falhas, os rios Paraíba e Doce atingem o oceano Atlantico, e o Paraíba segue-a diversas vezes ao passar da Bacia do Paraíba, em São Paulo, para a Bacia do Rezende, Rio de Janeiro. A Serra do Dom, são patamares orientados NE-SW, que avançam para leste, em frente à ilha de São Sebastião por falhas NW-SE. Como tipo comum de gnais notamos o biotita-gnais e o gnais porfiroide.

No quadro comparativo entre o Ruwenzori e o Caparaó, ambos aparecem como pontos culminantes da Africa e do Brasil, respectivamente, e de natureza não vulcanica. Como o Ruwenzori, o maciço do Caparaó é isolado e se ergue de um planalto inferior a 900m, e posteriormente de outro degrau, um segundo planalto a 2.000 m. onde se situa o pico da Bandeira. Encontramos, pois, localmente dois niveis de erosão bem marcados, dois peneplanos tipicos embora retomados ambos pela erosão. Quanto ao peneplano de 900 m. não ha duvida quanto à sua generalidade no Brasil Meridional, ao passo que o de 2.000 metros só pode ser um antigo peneplano levantado tectonicamente a esse nivel, pois sendo a peneplanização um fenomeno geral, não é possivel haver consumação de um peneplano localmente. Assim toda a superficie peneplanizada, encontrada localmente deve ter sido comprometida por esforços tectonicos na sua porção original. Dentro deste criterio, esse peneplano de 2.000 m. mostra um levantamento em bloco do Caparaó, o que pode ser comprovado pela ausência de resistência desigual das rochas. Segundo BLACKWELDER (13) a correlação pauperrima entre um escarpamento e a resistência da rocha é indicio evidente de um acidente tectonico na confecção de uma escarpa. No Caparaó, como na Serra do Mar, as rochas mais frequentes exibem sempre a mesma resistência à erosão, pois são rochas do

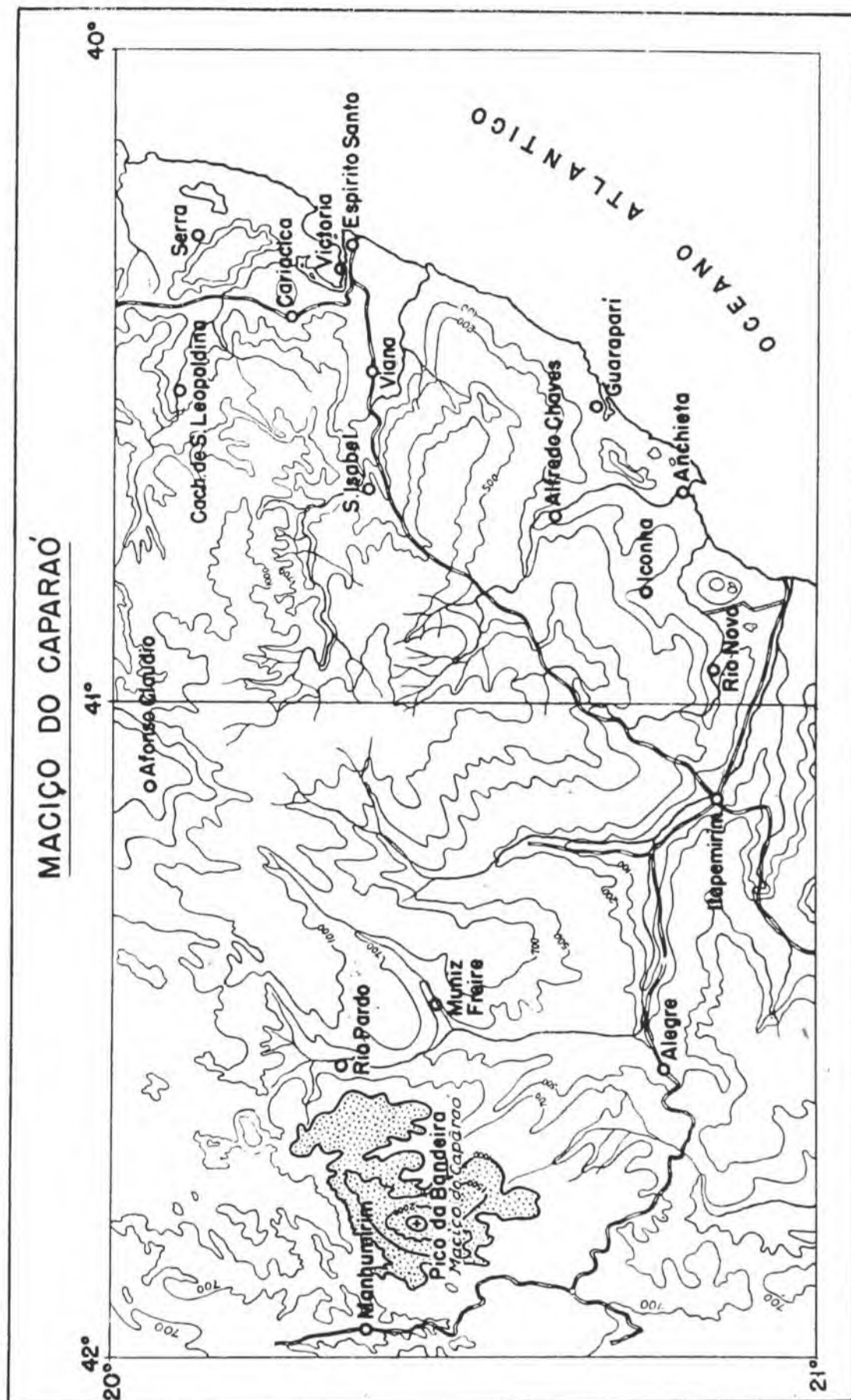


Fig. 9

O MACIÇO DO RUWENZORI

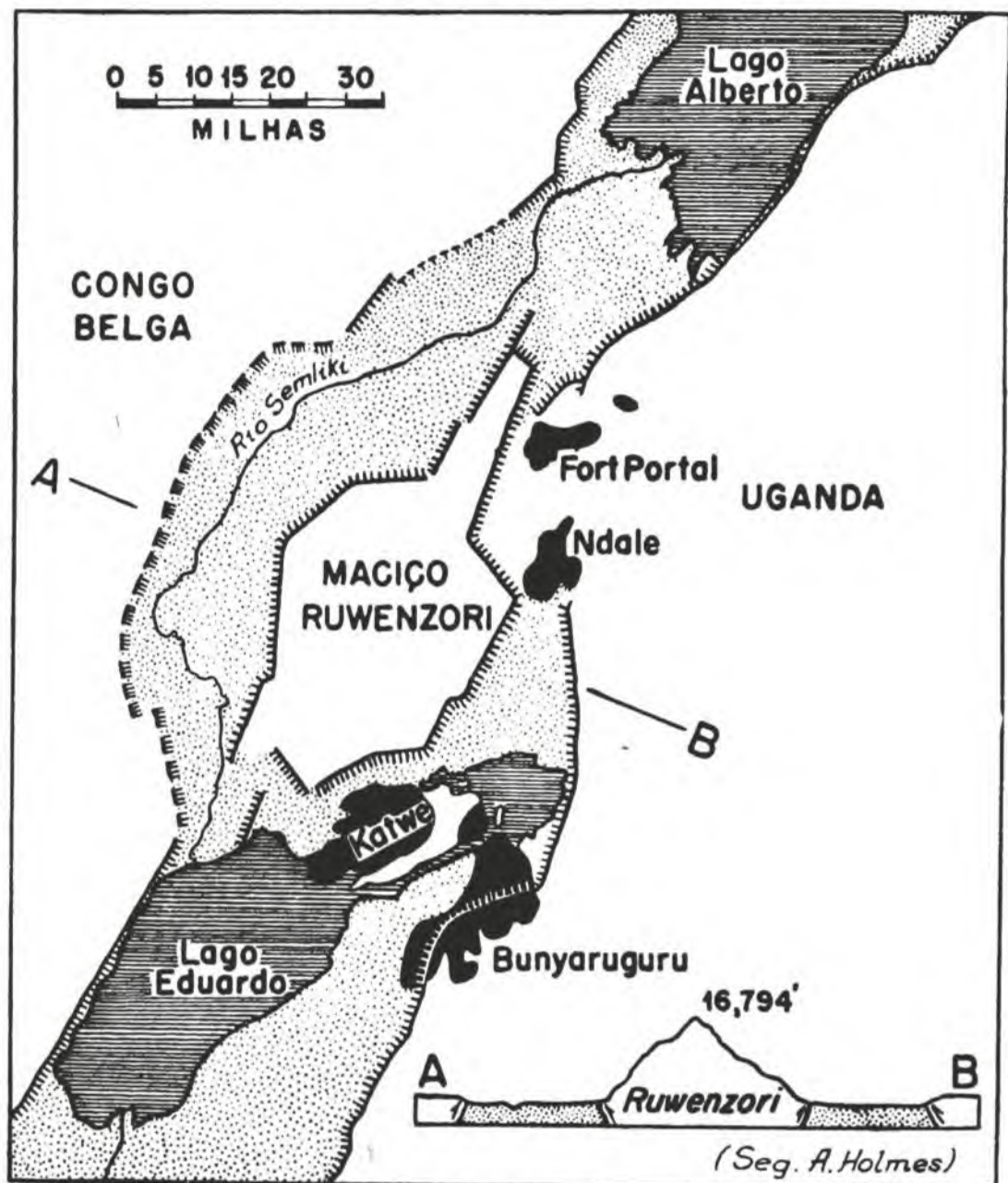


Fig. 10

mesmo grau metamorfico, e portanto da mesma estabilidade. O escarpamento do Caparaó consiste em um genuino acidente tectonico que levantou epeirogeneticamente o bloco.

Em recente trabalho MATTOS (115) determinou a altitude de 2.890 m, para o pico da Bandeira.

b) *Outros maciços epeirogenicos.*

Constitue o maciço alcalino da Ilha de São Sebastião um outro exemplo de maciços epeirogenicos. Rochas plutonicas alcalinas, geradas naturalmente sob certa profundidade de jazimento, acham-se presentemente elevadas (1.379 m) acima do nivel topografico mais alto da Serra do Mar adjacente (1.000 m). A presença de rochas encaixadas plutonicas, acima das rochas encaixantes, numa região onde existe o testemunho de falhamentos escalonados denota uma elevação epeirogenica desse maciço, comprovado pela ausencia de deformação das estruturas alcalinas e pela atuação de falhas de mecanismo normal.

Ao lado do maciço alcalino de Ilha de São Sebastião existem outros não menos importantes como o do Itatiaia, ponto culminante da Serra da Mantiqueira e o de Poços de Caldas, onde sempre se constata rochas plutonicas expostas em escarpas de falhamento, um nivel onde jamais teriam se formado na sua "mise-en-plane" na crosta.

Todos esses maciços denotam, como o Ruwenzori africano, ascensão epeirogenica notavel.

C — SERRA DO ESPINHAÇO

1) *GENERALIDADES*

Cabe a ESCHWEGE (46) fundador da Geologia Brasileira, a denominação e os limites deste vasto sistema orografico brasileiro que, a leste do vale do São Francisco, vae de Minas Gerais à Bahia. Entretanto, como afirma DERBY (46): "*The tectonic features of the range have, on the contrary, scarcely been touched upon by him or his successors*", isto posto em 1906. É também antiga a descrição de DERBY (46) da Serra do Espinhaço quanto ao seu aspecto fisico

e geografico. (Fig. 11)

2) GEOLOGIA GERAL

A geologia da Serra do Espinhaço, pode ser considerada estabelecida com certo acuro nos seus traços estratigraficos fundamentais. Compõe-se de cinco termos estratigraficos bem distintos, como:

CRONOLOGIA		MINAS GERAIS	BAHIA
SILURIANO		Serie Bambuí	Serie Bambuí
CAMBRIANO		Serie de Lavras	Serie de Lavras
ALGONQUIANO	Sup.	Serie Itacolomi	Serie Tombador
	Inf.	Serie de Minas	Serie Jacobina
ARQUEANO		Arqueano	Arqueano

As relações estruturais entre essas formações foram analisadas por varios autores. Parece ocorrer discordância entre as varias formações, principalmente entre o arqueano e a serie de Minas. BRAJNIKOV (14, p. 324) chama a atenção para uma falsa discordância operada por um comportamento desigual da litologia das formações perante os esforços mecanicos. *“Dès maintenant, il faut noter que le comportement de ces diverses unités lithologiques vis-à-vis les efforts mécaniques est très inégal: les schistes présentent les possibilités de déformation plastiques et de glissement, que n’offres pas le matériel plus rigide et cassant des autres formations. Ceci peut donner lieu, dans l’ensemble de la série, à de formations disharmoniques, présentent une fausse apparence de discordance angulaire stratigraphique”*.

Os movimentos orogeneticos parecem ter se encerrado com o dobramento da serie Bambuí. MORAES (77) verificou em Rodeador, numa pequena estação ferroviaria da E. F. C. B. no ramal de Diamantina, M. G. que a serie Itacolomi forma um acavalamento, sobrecarreado na série Bam-

SERRA DO ESPINHAÇO, BRASIL



(Segundo Derby)

Fig. 11

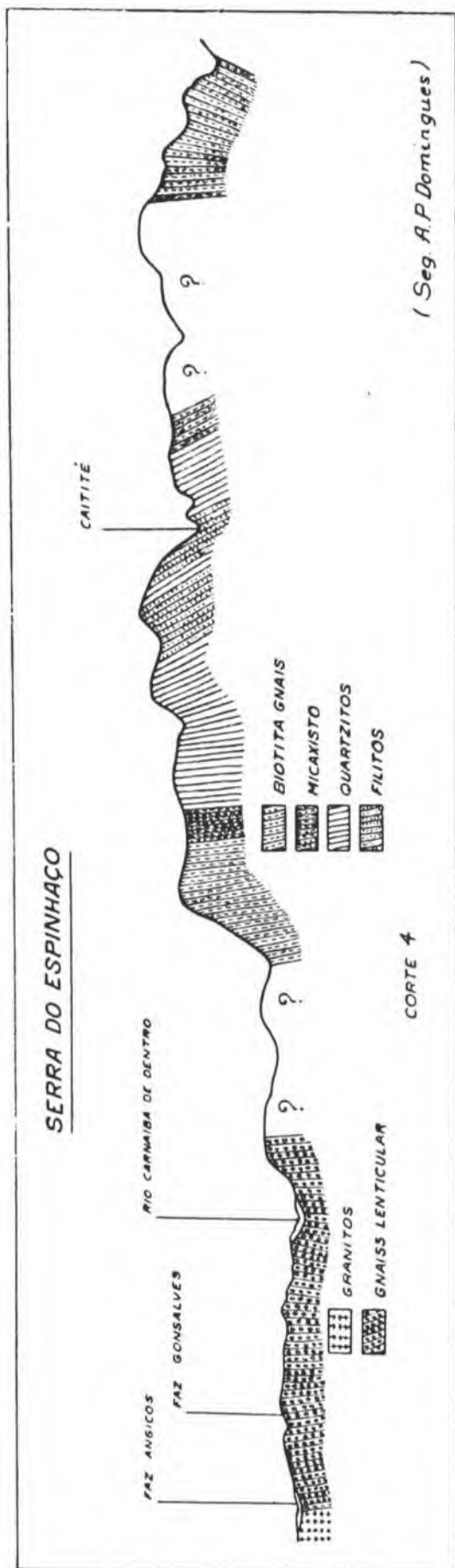


Fig. 12

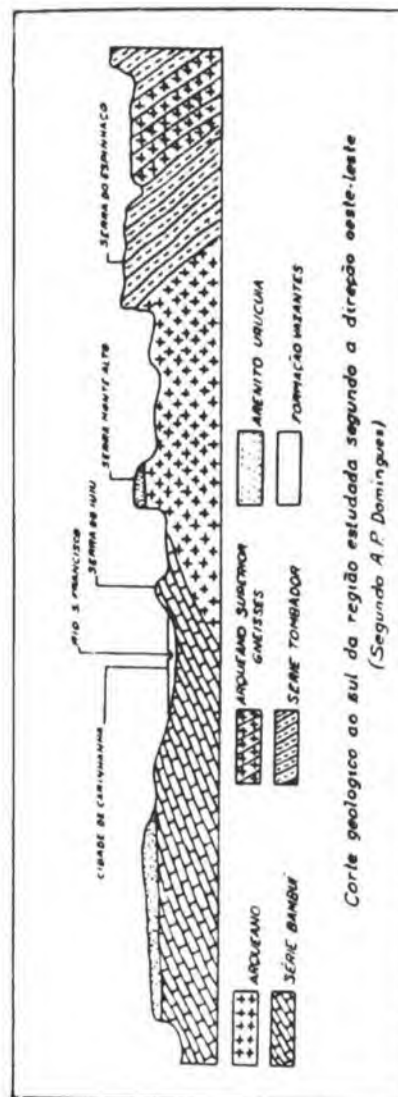


Fig. 13

buí, o que indica além de dobramentos, falhas de empurrão nessas estruturas.

A xistosidade da serie de Minas e do arqueano é mais ou menos concordante, orientada de NNE a SSW.

Por sobre a serie Itacolomi, em algumas localidades do Espinhaço, encontra-se a serie Lavras, creada por DERBY (48) e dividida posteriormente em duas formações, *Sopa*, inferior e *Macaúbas*, superior por GUIMARÃES e MORAES (77).

3) ASPECTO FISICO

A Serra do Espinhaço ergue-se como uma muralha idêntica à Serra do Mar, tanto do lado do vale do São Francisco como do lado atlântico. Ao contrario da Serra do Mar que topograficamente é um relevo assimétrico, suportando um planalto inclinado, a Serra do Espinhaço se apresenta simétrica com ambos os lados abruptos. Entretanto, no topo, reencontramos uma superfície peneplanizada, em parte rejuvenescida, com monadnocks, numa reedição do planalto limitado pela escarpa da Serra do Mar.

DOMINGUES (52) descreve brevemente a Serra do Espinhaço: *“Para leste, porem; ergue-se uma muralha montanhosa, a Serra do Espinhaço que pode sugerir pelo seu alinhamento das fraldas no sentido norte-sul, uma falha. Lembra também em seu todo, sinclinais encaixados em cunha no cristalino; entretanto não se pode afirmar nada de positivo, pois nos faltam elementos. Os quartzitos são responsáveis pela conservação desse relevo, pois formam o substratum da parte superior.*

Ao norte, encontramos a oeste da Serra do Espinhaço, uma sucessão de serras alinhadas constituídas de um gnaiss a biotita, finalmente a serra quartzítica de idade algonquiana com lombadas paralelas lembrando por vezes “hog-back”. Cortando a parte norte da Serra do Espinhaço encontramos vales que se aprofundam muito (os do afluente do Santo Onofre), quando encontram rochas mais tenras, temos então o esfacelamento desta serra.

A direção das camadas constituídas da Serra do Espinhaço deu como resultado uma rede hidrográfica consequente no sul, enquanto ao norte alguns rios consequentes se juntaram em um vale subsequente formando o Santo Onofre. Isso explica a dissimetria da direção do rio Santo Onofre e os outros que ocorrem para o rio das Contas. Na bacia do

rio das Contas predominam, pois, os rios consequentes e vemos varios afluentes cortando cristas paralelas”.

4 — ORIGEM

Defronta-se com o classico antagonismo tectonica versus erosão na genese da Serra do Espinhaço. Na analise deste mesmo problema na Serra do Mar e Mantiqueira a geologia mostra-se favoravel ao tectonismo, principalmente pela constituição uniforme de rochas arqueanas quanto à sua resistência, enquanto que na Serra do Espinhaço, ao contrario, ocorre uma grande sequência stratigrafica desde o arqueano ao suposto Siluriano, a par de variedade litologica nas suas formações. Estes fatos, em bôa parte, invalidam certos argumentos topograficos e fisiograficos habilitados na origem tectonica das serras do Mar e Mantiqueira.

É possivel discutir a origem tectonica da Serra do Espinhaço por ação de um falhamento do tipo escalonado, defensavel na Mantiqueira e na Serra do Mar. Significa, em outras palavras, que o Espinhaço constitue outro dos testemunhos da elevação epeirogenica do escudo brasileiro. O relevo do Espinhaço resultaria, pois, de um mecanismo epeirogenico e não da consequência dos velhos dobramentos orogeneticos de remoto passado geologico.

Na verdade a Serra do Espinhaço exhibe uma geomorfologia onde a tectonica e a erosão tomam responsabilidade combinada. A presença de uma grande sequência estratigrafica sobre o arqueano, composta de rochas as mais variadas, constituiu quadro eleito para o mecanismo da erosão diferencial que tende a mascarar os efeitos tectonicos originaes. É classico o conceito de que a tectonica prepara o caminho da erosão que, finalmente, acaba por delir a presença da sua propria genetrix.

Os quartzitos da serie Minas, os quartzitos Itacolomi da serie Itacolomi e Tombador, os itabiritos e hematitos compactos, ocorrentes no Espinhaço, formam atualmente os pontos culminantes desse sistema orografico, mercê da sua maior resistência ante a denudação sub-aerea, em detrimento das demais formações rochosas como conglomerados, filitos, micaxistos, etc.

O quadro VIII mostra a importância da natureza da rocha na formação do relevo do Espinhaço pois as rochas mais resistentes formam os pontos mais altos.

QUADRO VIII

ALTITUDES CULMINANTES DO ESPINHAÇO (66)				
N.º	NOME	ALTITUDES m	AUTOR DA MEDIDA	ROCHA (8)
1	Itabira do Campo	1.573	Alvaro da Silveira	Hematita compacta
2	Alto do Eschwege	1.597	Rheinardt Maack	Itabirito
3	Alto da Boa Morte	1.544	Rheinardt Maack	Itabirito
4	Itacolomi	1.797	Alvaro da Silveira	Quartzito Itacolomi
5	Carapuça (Serra do Caraça)	1.955	E. Liais	Quartzito Itacolomi
6	Belo Horizonte (Serra do Curral)	1.390	Comissão Construtora Nova Capital	Itabirito
7	Serra da Piedade	1.783	E. Liais	Itabirito
8	Pico da Conceição	1.330	Itabira Iron Co.	Hematita compacta
9	Pico do Caué	1.365	Itabira Iron Co.	Hematita compacta
10	Itambé do Serro	2.044	Alvaro da Silveira	Quartzito Itacolomi

Apezar do fato fisiografico indiscutivel da generalizada erosão diferencial na Serra do Espinhaço e de uma forte retomada de erosão, ainda existem sinais indelidos de origem tectonica.

a) *Posição topografica da serie Bambuí.*

Segundo os autores que a estudaram, a serie Bambuí encerra o calendario orogenetico brasileiro, provavelmente no fim do Siluriano. Apresenta-se dobrada no estilo Juraico indicando um fraco diastrofismo compressivo lateral. Ocupa geralmente o vale do rio S. Francisco, sem ter sido ainda referida a sua ocorrência no alto da Serra do Espinhaço. Devemos afastar a ideia de um supratenuamento nas dobras da serie Bambuí, pois geralmente ela se assenta em formações mais competentes como a serie de Minas e o arqueano, e localmente, como em alguns pontos nos flancos do Espinhaço, sobre a serie Lavras, formação Macaúbas. Alem do dobramento do estilo do Jura, a serie Bambuí exhibe acavalamento da serie Itacolomí sobre suas estruturas, como MORAES (77) observou em Rodeador.

Constituindo uma formação dobrada, onde ha naturalmente redução no espaço originalmente ocupado durante sua sedimentação, a serie Bambuí, entretanto, não se apresenta topograficamente mais elevada na região.

Normalmente nos geossinclinaes, as formações dobradas devido à compressão lateral dos escudos, reduzem o seu espaço horizontal a favor de uma expansão vertical, deformação esta que caracteriza uma dobra. Resulta que as sequências dobradas estão a maior altura que os bordos do ariso-país e ante-país, ou seja do "foreland" dos autores saxonicos. As grandes cordilheiras da terra como Alpes, Andes, Himalaia, etc., resultantes da orogenia terciaria, se acham topograficamente muito acima do "foreland" responsavel pela sua sobrelevação, e às vezes, nem o "foreland" aparece, como nos Alpes e Montanhas Rochosas.

Não se pode conceber, pois, que a serie Bambuí, dobrada como se acha, ocorra topograficamente em um vale, limitado a leste por estruturas do "foreland" primitivo formando uma possante cordilheira. Este fato impõe a conclusão de que o Espinhaço sobrevelou-se posteriormente por epeirogenese, atravez de um mecanismo de falhas de tensão, pois desde logo fica afastada a presença de orogenese post-Bambuí, graças a ausencia de dobramentos ou de outros esforços desse tipo de revolução.

A posição topografica da serie Bambuí, formando o vale do São Francisco, constitue o melhor argumento da presença de uma deformação do estilo de fossa e muralha tectonicos, ocupando o vale do São Francisco, uma zona negativa ou a fossa e a Serra do Espinhaço a zona positiva ou muralha.

Na literatura referente ao Espinhaço principalmente em MORAES (77) (122) e LEONARDOS (107), encontramos numerosas secções mostrando a presença de falhas de tensão, portanto cronologicamente independentes da fase orogenetica que dobrou a serie Bambuí. Entre Boa Vista e Barra LEO- NARDOS (107) mostra uma secção em que a serie de Minas, por falhamento normal ergue-se ao nivel topografico da serie Bambuí. São as seguintes secções geologicas de MORAES (122) que exibem falhamento na serie Bambuí e seu contacto tectonico, — ou com a formação Macaúbas, — ou com o embasamento cristalino (arqueano — serie de Minas).

- 1.º Barra do Parafuso-Ladeira do Burití, folha 6, fig. A.
- 2.º Serra Mineira, folha 8, fig. B.
- 3.º Ladeira dos Cafundós-Serra Mineira, folha 11, fig. A.
- 4.º Sitio-Olhos D'água, folha 19, fig. B.
- 5.º Fazenda do Sitio-C. dos Ferreiros, folha 22, fig. A.
- 6.º Timboré-Ferreiros, folha 23, fig. A.
- 7.º Brejo das Almas-Barroão, folha 22, fig. A.

Sendo a serie Bambuí estratigraficamente superior à Lavras deveria naturalmente ocorrer em altitude superior, mas na realidade sempre ocupa cota inferior, o que indica a presença de perturbações tectonicas post-Bambuí, que abaixaram a serie superior e elevaram a inferior. Graças à erosão diferencial, tais fatos tectonicos foram definitivamente pronunciados topograficamente. Alem deste fato, o dobramento da serie Bambuí, que é estratigraficamente superior à Lavras, Itacolomí, Minas e Arqueano, deveria eleva-la acima destas formações no mecanismo orogenetico, e na realidade verifica-se o contrario, com o quartzito Itacolomí a coroar os picos mais elevados do Espinhaço, em Minas Gerais, ou o arqueano e serie de Minas, na Bahia. Isto indica que houve um desabamento tectonico por falhamento de tensão, de todo o vale do Rio São Francisco com abaixamento da serie Bambuí em relação ao bloco do Espinhaço que se elevou por epeirogenese.

Conclue-se pois, graças à posição estratigrafica e topografica da serie Bambuí, que o Espinhaço e o vale do Rio

São Francisco formam um “rift-valley”, ocupando o rio São Francisco o fundo da fossa e o Espinhaço a muralha.

BRAJNIKOV (14) estuda a tectonica do Espinhaço do vale do São Francisco tanto a antiga quanto a moderna. A tectonica antiga se caracteriza pela orogenese, acompanhada de metamorfismo, intrusões graníticas e pegmatíticas, e car-reagens. Após esta fase os depositos são todos continentais, o que exclue o regime de geossinclinal, surgindo o regime tectonico de epeirogenese que gerou as bacias como Fonseca, Gandarela, etc... Esta segunda fase responsabiliza-se pela topografia atual e permite concluir que o Espinhaço resulta da epeirogenese de um bloco do escudo cristalino brasileiro, acompanhado de falhas de tensão. Confirma BRAJNIKOV (14) “*Les effects les plus saillants de la fracturation de la region et du tassement consécutif ont été la formation de la Serra do Espinhaço, qui est un môle et de la vallée du Rio das Velhas, qui est un fossé, tectoniques*”, tratando da região ao norte e leste de Belo Horizonte.

b) *Correlação entre a escarpa do Espinhaço e a natureza da rocha.*

Não ha a negar que a escarpa do Espinhaço de Minas Gerais à Bahia é o resultado de um mecanismo da erosão diferencial, tendo as rochas mais resistentes formado o tecto do relevo. No entanto podemos observar, atravez de algumas secções geologicas que esse escarpamento interessa, ao longo do seu desenvolvimento linear, rochas de varias naturezas. Assim, segundo DOMINGUES (53) o Espinhaço, na região sudoeste da Bahia, tem o seu escarpamento no arqueano e serie de Minas, segundo seus perfis reproduzidos nas figuras 12 e 13. Em Minas Gerais, aparece o quartzito Itacolomí sempre como uma carapaça sobre a serie de Minas ou o arqueano, formações estas que formam toda a encosta. Igual posição de cobertura se passa na Bahia com o arenito Tombador equivalente ao Itacolomí.

Na Bahia, pois, não existe correlação entre a rocha e a escarpa, como já analisamos na Serra do Mar e Mantiqueira segundo o critério de BLACKWELDER (13).

Em Minas Gerais não é possível aplicar este argumento, pois a erosão avançou sobre o cristalino, deixando em saliência as estruturas da serie Itacolomí.

Entretanto sendo o relevo da serie Itacolomí, proveniente da rosão, acha-se todo recortado consoante às linhas de dre-

nagem, enquanto o escarpamento tectônico de falhas é via de regra alinhado. Pode-se perceber esse alinhamento de encostas quando nas rochas do arqueano e série de Minas sotopostas à série Itacolomí, porém numa altitude entre 900 e 1.000 m. Mesmo em alguns lugares, a escarpa do Espinhaço acha-se toda no quartzito Itacolomí, como no ramal da E. F. C. B. de Corinto à Diamantina. Neste caso, falta também a correlação entre a escarpa e a natureza da rocha.

Nestes casos, em que a erosão comprometeu o antigo alinhamento das falhas, os geólogos americanos denominam "fault line scarps" ou sejam escarpas de linha de falha. Segundo BLACKWELDER (13) são os seguintes elementos fisiográficos e geomorfológicos característicos de uma frente de falha dissecada:

1.º) *A escarpa situada no bloco inferior da falha.*

Neste tipo é muito raro encontrarem-se os testemunhos geomorfológicos, porque são raras as escarpas do tipo obsequente em que as camadas mais resistentes ficam no bloco inferior, desenvolvendo um escarpamento de face contrária ao originalmente tectônico. Geralmente as escarpas de linha de falha são resequentes, isto é, as rochas resistentes ficam no bloco superior como acontece com o quartzito Itacolomí no alto do Espinhaço, e desta maneira este critério não pode ser aplicado pois não indica sobrevivência alguma do escarpamento tectônico original que se quer provar.

2.º) *Estreita correlação entre a resistência da Rocha, Estrutura e Topografia.*

Este é o critério mais útil, segundo BLACKWELDER (13) e foi desenvolvido por DAVIS (40). Os fatos essenciais consistem na presença de uma escarpa alta e abrupta onde o contraste litológico fôr maior e onde a erosão fôr mais ativa, e de uma escarpa amortecida onde as rochas forem menos resistentes ou a erosão menos ativa e desaparece onde o contraste entre os blocos não oferece resistência desigual.

Na Serra do Espinhaço, em Minas Gerais, encontramos apoio para a sua origem tectônica, em fatos geomorfológicos e fisiográficos idênticos a estes. Onde a erosão é mais ativa e onde ocorre o Itacolomí capeando as estruturas da série de Minas ou o arqueano, surge um escarpamento abrupto na topografia, e onde as rochas não oferecem contraste entre si quanto à diferença de resistência, o escarpamento amortece.

Em alguns pontos, porem pode-se em estruturas do arqueano ou serie de Minas perceber uma escarpa não de todo amortecida ou desvanecida pela erosão, montada sobre rochas da mesma natureza, o que implica no reconhecimento do escarpamento de falha original.

3.º) *O traço da falha corta os esporões da rocha resistente em lugar de limitar o escarpamento.*

O autor parece ter encontrado este fato na subida do Espinhaço, na via ferrea de Corinto, M. G. à Diamantina, onde o quartzito Itacolomí acha-se coroando os cimos da cordilheira.

Ademais, o escarpamento do Espinhaço, analisado globalmente, corta indiferentemente rochas do arqueano, serie de Minas e Itacolomí, Lavras desde a Bahia até Minas Gerais. Ora, um escarpamento que não respeita as diferenças de rocha, em conjunto, em 1.000 km de desenvolvimento, deve ser originalmente tectonico, embora sua sobrevivência seja particularmente difficil de ser constatada nas areas onde o quartzito Itacolomí controlou a denudação.

4.º) *Nenhum ou pequeno deposito aluvial na base do bloco inferior.*

Não encontramos nenhum deposito aluvial ao longo do escarpamento do Espinhaço. Acham-se todos no inferior do vale do São Francisco, ou no curso inferior dos seus afluentes.

5.º) *Drenagem surimposta.*

Infelizmente não podemos adotar este argumento de BLACKWELDER (13) por não termos dados suficientes. Entratanto DOMINGUES (52) embora não tanto especificamente como o caso do uma drenagem surimposta, descreve esse fenomeno ao norte do Espinhaço, na Bacia do Santo Onofre: "*Ao norte do rio Santo Onofre os afluentes trabalhando paralelamente à direção das camadas, encontraram rochas mais tenras que erodiram ativamente originando-se esta parte da depressão. Entretanto ao sul da depressão, os rios correm perpendicularmente à direção das camadas, daí surgirem serras paralelas, e os rios as rompem por boqueirões*

às vezes bastante apertados, sendo que o mais imponente é o que se vê à distância onde o rio das Contas rompe aquele outro ramo do Espinhaço”.

c — Dobras truncadas da serie Itacolomí.

A serie Itacolomí, com o seu dobramento suave no estilo do Jura, apresenta-se em varios pontos do Espinhaço com dobras truncadas. Segundo DERBY (46, p. 392): “*The plateau to the west of the Serra do Espinhaço, with a general elevation of 800 to 900 m, also shows truncated folds, but the strata have consist of shales, sandstone, and limestone thickly threaded with quartz veins*”. É possível observar, igualmente, tal truncamento na Serra do Caraça.

BILLINGS afirma (12, p. 167): “*The truncation of the internal structure of the range at the mountain front is highly suggestive of a fault*”.

O truncamento das dobras da serie Itacolomí consiste em mais um argumento favoravel à origem tectonica da Serra do Espinhaço e, embora local, constitue um dos fatos estruturais mais importantes que contribue para esta tese de falhamento.

d — Perturbações estratigraficas.

Graças às numerosas secções de MORAES (122) podemos constatar varias perturbações na sequência estratigrafica das series integrantes da Serra do Espinhaço, sem cunho orogenetico.

Em muitos lugares a formação Macaúbas desceu de nível, enquanto o cristalino subiu, o que só pode ser explicado por falhamento normal uma vez que não se notam fenomenos compressivos. Em outros lugares, como na secção entre a Serra da Gruta e Tremedal, a formação Macaúbas, por falhamento normal, desceu em relação ao quartzito Itacolomí e foi mais adiante rejeitada ao nível do cristalino. Na Secção entre Tremedal e a Serra Geral (122, folha 25, fig. 13) o cristalino, composto de gnais, aparece ao lado da formação Macaúbas, em mantas isoclinaes, no mesmo nível. Na secção de Brejo das Almas a Barroão, o gnais arqueano acha-se rejeitado para cima ao nível da formação Macaúbas.

Tais perfís mostram um regime tectonico de falhas normais, sem nenhuma conexão com a fase orogenetica remota que se encerrou com o dobramento da serie Bambuí. Todas

estas falhas são de tensão, o que indica uma movimentação epeirogenética da região e são posteriores, porque interessam à estrutura dobrada previamente por diastrofismo orogénico.

Temos pois provas estruturais de que a Serra do Espinhaço sofreu um tectonismo de tensão moderno, marcado nas perturbações estratigráficas em várias secções levantadas por MORAES (122). A presença de tais falhamentos argumenta a favor de um regime mais generalizado de falha na origem do Espinhaço. A ausência de levantamentos geológicos completos da estrutura do Espinhaço naturalmente não permite provar com falhas locais, grandes direcções de falhamento regional, porém temos provas de que a região localmente mostra um tectonismo de tensão como acontece nos fenómenos de epeirogenese dos velhos escudos cristalinos, dos quais a África é o melhor exemplo.

Já DERBY (46) em 1906 suspeitava a presença de um grande sistema de falhamento regional no Espinhaço: *The scarped margins of the Serra do Espinhaço zone is in many places very suggestive of faulting, and I was until recently inclined to admit the existence of fault lines of gigantic proportions*".

e — Fisiografia do Espinhaço.

A fisiografia do Espinhaço mostra ascensão epeirogenica, como as demais partes do escudo brasileiro, através de dois fatos geomórficos: 1 — Relevos policíclicos, cortados localmente por bordos retilíneos e 2 — rejuvenescimento ou retomada de erosão recente.

O mérito destas evidências fisiográficas como prova de epeirogenese e de falhamento normal já foi discutido a propósito dos Relevos Policíclicos, de sorte que não seria necessário retomar a questão. BRAJNIKOV (14, p. 334) escreve a esse respeito, tratando da região a leste de Belo Horizonte: *"Les restes d'une pénéplaine très ancienne (pliocène?) se retrouvent dans region, vers une altitude moyenne de 1.200 m; certains gisements de canga semblent correspondre altimétriquement à elle, mais d'autres, plus anciens, on dû exister, car en plein gneiss, sur la surface correspondante à peu près à pénéplaine, et à 15 Km du plus proche gisement de canga, j'ai pu retrouver, quelques petits cailloux roulés de canga e d'itabirites. Cette pénéplaine serait l'aboutissement du premier cycle d'érosion.*

Il semble probable, qu'une surrection épirogénique ait interrompu cet état de choses à une époque qu'il n'est pas encore possible de préciser, peut-être déjà au Quaternaire, et ait prélué à la deuxième phase tectonique importante, celle d'une distension marquée, accompagnée d'une fracturation abondante de la région par les failles. Celles-ci jouent dans la morphologie et l'hydrographie actuelles un très grand rôle, et les fragments de leur plans, provoquant des chutes d'eau, sont souvent bien visible; la surface de pénéplaine ancienne du premier cycle est coupée et limitée par les failles, se qui montre qu'elle est antérieure à la deuxième phase tectonique. Les effets les plus saillants de la fracturation de la région et du tassement consécutif on été la formation de la Serra do Espinhaço, qui est um môle, et de la vallée du Rio das Velhas, qui est un fossé, tectoniques".

DERBY (46) também observou a existência de um peneplano de 1.200-1.300 metros cortado por bordos retilíneos e a retomada de erosão generalizada fatos que indicam uma movimentação epeirogenica dessa parte do escudo brasileiro.

Também DOMINGUES (52) observou essa retomada de erosão no Espinhaço bahiano, evidência de uma ascensão epeirogenica generalizada do Espinhaço.

Os levantamentos epeirogenicos mais recentes, como na Serra do Mar, podem ser constatados nos terraços fluviais referidos por BRAJNIKOV (14, p. 335). Os terraços encontrados acham-se estabelecidos em 3 níveis: 1.º 50-60 m, 2.º 25-30m, e 3.º 3-4m, exatamente o que se passa com os terraços fluviais do Ribeira de Iguape, na baixada do Ribeira, em São Paulo, e com os terraços marinhos cortados na costa. Podemos evidentemente tomar taes aspectos geomorficos como coincidência, mas é possível que enfrentemos a presença de fatos geomorficos que exprimem o mesmo tectonismo generalizado para o escudo cristalino brasileiro. Se assim for deparamos com uma fase de ascensão universal como acontece com os fenomenos de epeirogenese.

5 — JUNTAS E FRATURAS

O bordo setentrional da Serra do Espinhaço, onde se localiza o cotovelo do São Francisco, é marcado por um acidente tectonico. Encontramos aí uma direção de ruptura orientada em torno de NW a SE, exatamente seguida pelo rio. MORAES (121) aborda recentemente a estrutura dessa região, onde observou três sistemas ortogonais NE-SW (com

mergulho de 60 a 80° SE), NW-SE (Vertical) e outro horizontal na cachoeira de Itaparica. Na Zona da cachoeira de Paulo Afonso diz MORAES (121, p. 306): "*No começo da queda o braço principal do rio mostra a direção de 60°. SE, mudando a seguir para 20° SW. Já no trecho propriamente da catarata, essas direções passam a ser 60° SE e 37° SW e, mais à jusante 7° SW e 73° SE*".

O rio São Francisco, como o Doce, Paraíba e mesmo o Ribeira, ganham a costa atlântica através de falhas, juntas e fraturas rompendo as muralhas tectônicas da Serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço. Esta direção NW-SE ou melhor WNW-ESE é bem acentuada por esses rios, e sempre limita, ao sul e ao norte, os escarpamentos de falha das Serras do Mar, Mantiqueira e Espinhaço. Vamos encontra-la, segundo MAACK (110) em Santa Catarina pondo termo à Serra do Mar com a escarpa da Serra Geral, e segundo LEINZ (101) reencontramo-la na linha tectônica Torres-Posadas.

6 — TECTONICA DO ESPINHAÇO

A Serra do Espinhaço, apesar da intensa erosão diferencial esculpir uma morfologia característica, apresenta evidências de ser uma muralha tectônica típica, com dois lados abruptos, provocados por falhamento dirigido segundo NNE-SSW. Essa muralha, segundo a topografia e a configuração da sua peneplanização, mostra-se basculada para NNE, revelando arqueamento do escudo brasileiro para o norte. O Espinhaço surge, por assim, dizer, no tecto do relevo Brasileiro, isto é, numa região onde se encontram os picos culminantes do sistema orográfico nacional, compostos de rochas metamórficas sem nenhum favor vulcânico.

É forçoso reconhecer nessa unidade morfológica duas fases tectônicas. Uma antiga, orogenética, que se encerrou com o dobramento da série Bambuí. As falhas de acavalamiento aí assinaladas são pertinentes a essa fase tectônica remota, provavelmente sediada no diastrofismo caledoniano ou taconiano. A segunda fase, bem moderna, parece ser já no cenozoico, pois, a julgar pela evidência do peneplano de 1.200-1.400 metros, uniforme no cristalino brasileiro, datado do cretáceo, cortado por falhas normais, e em bordos retilíneos, outra não poderia ser a conclusão. O falhamento desta segunda fase tectônica é normal ou de gravidade, como mostram as estruturas afetadas. Como esse nível de peneplano de 1.200-1.400 metros é universal no escudo brasileiro, parece

justo considerar que o vale de São Francisco abateu-se em relação ao horst do Espinhaço. Teríamos assim um abatimento tectônico do vale do São Francisco do lado oeste do Espinhaço e do lado leste um abatimento tectônico idêntico porém submarino, como vemos nas fossas que ocorrem no nosso litoral, de Campos à Bahia. Seria esta a hipótese mais viável, porque não se reencontra nenhuma superfície de 800-1.000 metros dentro do vale do São Francisco. O contraste morfológico entre este vale e o Espinhaço é o mesmo que há entre o vale do Paraíba e a Mantiqueira. As evidências morfológicas desse nível A (800-1.000m) foram comprometidas pelos fatores tectônicos, o que não se observa nos alto planaltos limitados pela Serra do Mar e Mantiqueira. Neste conceito, o vale do São Francisco é uma zona, não propriamente negativa, mas que se elevou menos, epeirogeneticamente, do que o Espinhaço, resultando disso essa morfologia tectônica. Já no quaternário vamos encontrar o prosseguimento dessa ascensão epeirogenica, como nas demais partes do escudo cristalino, no testemunho dos terraços fluviais, observados por BRAJNIKOV, exatamente como se passou no caso da Serra do Mar.

V

MACIÇOS ALCALINOS

Dois fatos da observação demonstram uma íntima conexão entre a ocorrência das rochas alcalinas e fenômenos de epeirogenese.

A — Os maciços alcalinos apresentam-se formando montanhas e exibindo rochas plutônicas, sem ter suas estruturas afetadas, por deformações plásticas.

B — Considera-se o magma alcalino geotectônico.

Distinguem-se no Brasil jazimentos continentais e insulares de rochas alcalinas. As ocorrências insulares como Fernando de Noronha, Trindade, etc... não deixam dúvidas quanto a conjunção com fenômenos tectônicos. Os continentais exibem três linhagens nítidas — a) *vulcanica*, como o caso de Lages, b) *mixta* como Poços de Caldas, Itatiaia, Cabo Frio e c) *plutônica* como São Sebastião. Esta distinção refere-se com toda verosimilhança a uma questão de fase de denudação atual. Na realidade, os maciços alcalinos, são de rocha plutônica coroados com um cogumelo de efusivas contemporâneas ou penecontemporâneas. Pelo menos o

estudo dos maiores e mais importantes maciços alcalinos brasileiros como Itatiaia, Poços de Caldas e Ilha de São Sebastião impõe esta conclusão, aliás já lançada por DERBY (43).

FREITAS (64) estabeleceu uma lista das ocorrências de rochas alcalinas no Brasil Meridional, na qual verificamos que, das localidades, apenas quatro ocorrências não revelam rochas plutônicas. Três são jazimentos em diques e um constitui o caso singular do morro do Tributo, em Lages, S. C. As demais são compostas também de termos plutônicos. Tais jazimentos guardam solidariedade com os escarpamentos da Serra do Mar e Mantiqueira, onde vamos encontrar os maiores maciços alcalinos do Brasil, (Itatiaia 1.224 Km²).

FREITAS (63) já teve a oportunidade de comentar este fato dizendo: "*Coincide com este litoral orientado segundo NE-SW, com a Serra do Mar, os maiores afloramentos de rochas alcalinas do Brasil Meridional. Nada mais justo do que filiar a presença destas rochas insaturadas a fenômenos tectônicos correspondentes*". Este fato já foi brilhantemente defendido por GUIMARÃES (75).

Em todas estas ocorrências as rochas alcalinas formam maciços montanhosos muitas vezes acima de 1.000 metros compostos de rochas plutônicas, de granulação média à grossa. A presença de rochas intrusivas de profundidade, conformando relevos sobre as rochas encaixantes constituídas geralmente de gnais, só pode ser compreendida através de fenômenos de epeirogenese acompanhados de um falhamento gigante capaz de elevar rochas geradas em profundidade, à condição invertida de montanhas.

Discute-se ainda a necessidade de um grande ou pequeno tecto para gerar tipos plutônicos alcalinos. Porém qualquer que tenha sido a espessura do tecto destes jazimentos de rochas plutônicas encaixadas no gnais, a denudação sub-aérea jamais poderia expor esses corpos magmáticos por erosão sem que o tectonismo tenha proporcionado os meios para isso, através de levantamentos por mecanismo isostático, nos fenômenos gerais da epeirogenese.

Somente a epeirogenese desses corpos magmáticos, poderia pôr a mostra, na forma de montanhas, tipos plutônicos independente de qualquer consideração quanto ao tecto.

A ocorrência desses maciços alcalinos nas linhas de ruptura do escudo brasileiro, como a Serra do Mar e Mantiqueira, constitui ainda outro argumento a favor de que estas rochas alcalinas participaram dos fenômenos de tectonismo recente do país, e como tal são mais uma prova da epeirogenese do escudo brasileiro.

DISTRIBUIÇÃO PARCIAL DAS ROCHAS ALCALINAS BRASIL MERIDIONAL



Fig. 14

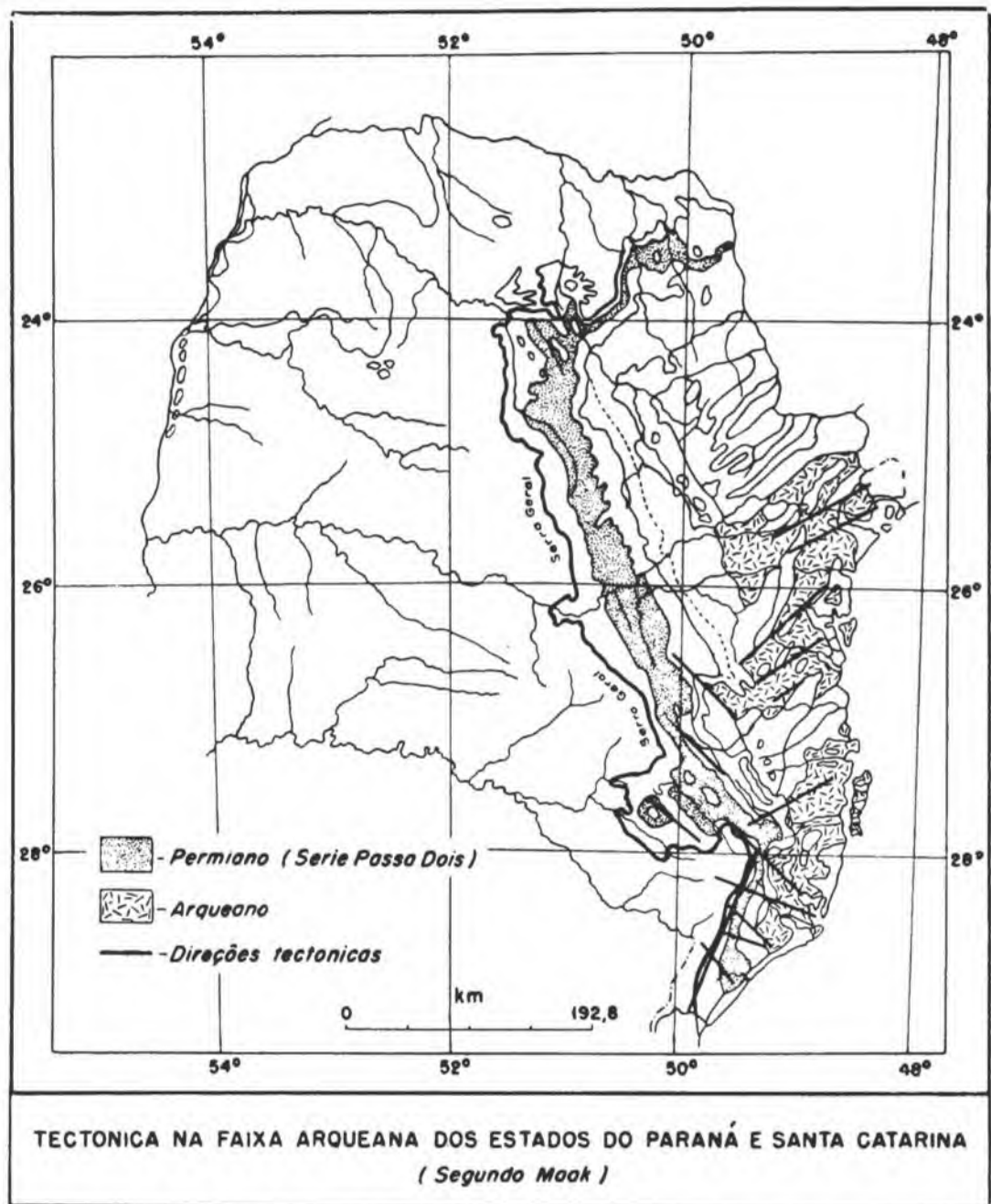


Fig. 15

GUIMARÃES (75) defende a tese de que as erupções de rochas alcalinas se dão nas regiões onde os blocos sialicos são cizalhados por deslocamento epeirogenico, os quais oferecem o quadro tectonico para a diferenciação do basalto em tipos insaturados. Aliás esse é o estigma das rochas alcalinas, que não podem esconder o seu berço nos deslocamentos epeirogenicos.

*BACKLUND (6) refere-se a esta eletividade das rochas alcalinas em perfurar as areas estaveis como as dos escudos cristalinos, denominado este fenomeno de EPEIRODIATRESIS.

Tomado o magma alcalino como fruto geotectonico dos deslocamentos epeirogenicos, a sua presença perfurando areas estaveis no Brasil, indica a presença desses fenomenos tectonicos no escudo cristalino brasileiro, e a sua coincidência com os escarpamentos de ruptura da Serra do Mar e Mantiqueira, onde forma montanhas exibindo rochas de tipo plutonico, constitui um dos grandes argumentos a favor da movimentação epeirogenica do escudo cristalino brasileiro.

Resta ainda aberto o problema da idade dessa movimentação, com o testemunho cronologico das rochas alcalinas.

De um modo geral as rochas alcalinas são consideradas pela maioria dos geologos brasileiros como de idade cretacea inferior ou mesmo jurassica superior. Os seguintes fatos observados no campo alimentam essa assunção:

1 — Na Ilha de São Sebastião o foiaito corta, na praia do Bonete (FOTO 14, 64) um dique de diabasio considerado retico pela sua semelhança com os da Serra Geral e pelo dique obedecer as mesmas direções tectonicas do trapp do Paraná.

2 — Em Ipanema, uma estação da Estrada de Ferro Sorocabana SP, as rochas alcalinas cortam a serie Itararé, permo-carbonifera (99).

3 — Em Lages, S. C. as rochas alcalinas cortam o campo basaltico retico (132).

4 — Em Poços de Caldas as rochas alcalinas metamorfixaram o arenito Botucatú, com intenso metaformismo causativo (61).

5 — A biotita das rochas plutonicas alcalinas não exhibe halos pleocroicos e porisso tais rochas petrograficamente devem ser consideradas post-paleozoicas.

6 — As rochas alcalinas descendem do magma basáltico, por segmentação posterior, qualificando-se post-retícas (75).

7 — Em Araxá ha arenitos cineríticos cretáceos tidos como provenientes da erupção alcalina.

8 — Em Poços de Caldas foi encontrada uma breccia alcalina englobando seixos de melafiro, indicando que a erupção alcalina se deu quando já havia cessado a básica.

No seu trabalho sobre a ilha de São Sebastião o autor defende a idade jurássica para as eruptivas alcalinas do Brasil em geral, contrapondo-se à concepção de BARBOSA para o planalto de Poços de Caldas, onde admite este autor a recorrência de duas erupções — uma antiga, sediada talvez no Siluriano e de caráter plutônico, seguida após longo intervalo de tempo geológico, por uma erupção vulcânica de idade jurássica. O argumento básico de BARBOSA é o contacto a frio de arenitos Botucatú, com foiaitos, existente na Serra do Paiol. O autor, já na publicação do seu trabalho sobre a ilha de São Sebastião (64) afirmava: *“Igualmente, até o presente, ninguém conseguiu exhibir uma fotografia mostrando contacto a frio do Gondwana sobre foiaitos ou nefelina-sienitos em Poços de Caldas”*. Recentemente, (1948) BARBOSA (9) retoma suas ideias crono-geológicas sobre o planalto de Poços de Caldas em um interessantíssimo trabalho, sem porem apresentar nenhuma documentação.

Para este autor houve duas erupções distintas em Poços de Caldas — uma antiga gerando foiaitos e nefelina-sienitos, que formam o arcabouço das serras de Poços de Caldas e outra moderna vulcânica. Quanto à idade desta ultima fase, não resta duvida que se situa no fim do mesozoico por englobarem as breccias vulcânicas fragmentos de melafiro, tido como retico.

Quanto à erupção antiga, julga BARBOSA estar sediada no pre-ordoviciano por três motivos: 1 — Não ha tipos alcalinos cortando formações ordovicianas, 2 — Necessidade de um tecto espesso para proporcionar a cristalização de tipos plutônicos como os foiaitos e nefelina-sienitos de Poços de Caldas e 3 — Contacto a frio do arenito Botucatú sobre o foiaito na Serra do Paiol.

Achamos que os dois primeiros argumentos não são especificos. A questão de uma erupção alcalina cortar ou deixar de cortar uma serie é uma questão de “mise-en-place”. Em segundo, quanto à obrigatoriedade de um tecto espesso para gerar tipos plutônicos numa erupção alcalina, onde

BARBOSA se baseia em SHAND, neste mesmo autor vamos encontrar o desmentido fisico-quimico a essa ideia. Do ponto de vista quimico as rochas de Poços de Caldas são metaluminíferas, as quais segundo SHAND (154, p. 191) dependem da temperatura moderada e de maior concentração de elementos voláteis do que nos tipos peraluminíferos. Essa condição só é possível num tecto pouco espesso capaz de proporcionar um gradiente termico dessa natureza. Demos ensejo a que GUIMARÃES (76) responda a essa afirmação, embora empregue em parte os nossos argumentos apresentados no trabalho da Ilha de São Sebastião: *“Alias na sua valiosa obra sobre a geologia e petrologia da Ilha de São Sebastião, SP., R. O. de Freitas escreve com muito acerto (p. 182): “O argumento da necessidade de um tecto espesso para gerar tipos plutonicos como o foiaito e nefelina-sienito, o que obrigatoriamente faz recuar a idade da erupção muito além do Jurassico, no Siluriano ou Algonquiano, tambem não é decisivo. A questão da existência de tipos plutonicos de rochas alcalinas a 1.400 metros aproximadamente, na Ilha de São Sebastião e 3.000 no Itatiaia, não significa que essa intrusão tenha sido algonquiana ou siluriana para conceber um tecto preterito capaz de produzir texturas tão grosseiras com a espessura de 2 a 3 quilometros”.*

Estamos de acordo com o autor citado, especialmente quando mais adiante, invoca a influência dos elementos voláteis como mobilizadores dos constituintes magmaticos, e, portanto responsaveis pelo crescimento mais rapido dos cristais de feldspato, feldspatoides e piroxenios das rochas alcalinas.

A magnitude do processo vulcanico de Poços de Caldas é, de fato, responsavel pela dificuldade em ser concebido sem um exame circunstanciado de toda a área atingida pelos derrames de lava fonolitica.

O merito de Derby foi justamente provar como afirmou o prof. Judd que as rochas plutonicas contendo nefelina passam a massas vulcanicas que são verdadeiros fonolitos. Esta citação foi feita por R. O. de Freitas, à pag. 181, onde contesta com muita razão a opinião de O. Barbosa quanto a idade das rochas alcalina.

Assim escreve aquele autor (op. cit.) em relação à hipótese de O. Barbosa de mais de uma fase magmatica, sendo a primeira recuada ao Siluriano ou Algonquiano: “Esta presunção não encontra apoio nos fatos, pois tipos plutonicos como foiaitos e nefelina-sienitos, passam gradualmente a tipos texturais mais finos e mesmo efusivos, de sorte que su-

por duas erupções para Poços de Caldas no sentido de explicar a coexistência de tipos plutônicos ao lado de efusivos não procede petrologicamente”.

Portanto, os próprios argumentos do R. O. Freitas vem em apoio de hipótese de O. A. Derby”.

A nossa discussão sobre a idade das rochas alcalinas, não só em Poços de Caldas como no Brasil de um modo geral, encontram assim o alto apoio de uma das maiores autoridades em geologia do Brasil, o Prof. Djalma Guimarães.

Quero aproveitar esta oportunidade para aceitar as ideias de DERBY E GUIMARÃES quanto à origem vulcânica do planalto de Poços de Caldas, que punha em dúvida no trabalho sobre a Ilha de São Sebastião, embora implicitamente o autor já tivesse aprovado esse ponto de vista ao demonstrar a passagem de tipo plutônicos e efusivos gradualmente.

Enquanto não dispuzermos de uma secção de detalhe documentando o contacto a frio do arenito Botucatú com foiaitos não podemos aceitar idade mais antiga para as erupções alcalinas, baseados em simples menção, muito embora seja ela feita por um brilhante geólogo. Estamos certos de que BARBOSA, como pesquisador meticoloso, numa questão desta transcendência, dará seu apoio integral à ideia de ser levantada e localizada a secção do contacto a frio do arenito Botucatú com os foiaitos, na Serra do Paiol, pois todos os contactos conhecidos e referidos em literatura são a quente. O argumento mais severo quanto à idade moderna (do mesozoico em diante) dos foiaitos de Poços de Caldas estriba-se na ausência de halos pleocroicos na mica biotita. STARK (159), estabelece que as rochas intrusivas, com minerais radioativos, do paleozoico para baixo, devem exibir halos pleocroicos na biotita, e a sua ausência indica idade post-paleozoica. Enquanto não forem encontrados halos pleocroicos na biotita das rochas intrusivas de Poços de Caldas, não poderemos aceita-las como mais antigas do que o mesozoico.

Isto posto indica que o tectonismo, ao qual as rochas alcalinas são solidárias, fica sediado modernamente, do fim do mesozoico para o início do cenozoico.

VI

TECTONICA DO TRAPP DO PARANA

O grande derrame basáltico do Brasil Meridional, designado trapp do Paraná, graças às suas relações estruturais

com as camadas de Santa Maria, pode ser considerado retico segundo LEINZ (101, p. 4): *“Admite-se em geral, a titulo precario, idade retica para as atividades vulcanicas, dada a insegurança da idade dos sedimentos da capa e lapa das efusivas”*.

Devido, principalmente, aos trabalhos de LEINZ (101), foram assinaladas falhas no trapp do Paraná, indicando que esse vasto derrame sofreu um tectonismo post-formacional, cuja idade coincide com os outros elementos adrede relatados, isto é, do fim do mesozoico ao cenozoico. Impõe-se a distinção de dois eventos tectonicos, um responsavel pela emersão do magma basaltico e sua efusão por areas magnas e um segundo post-eruptivo caracterizado por falhamentos do tipo normal, falhas de gravidade de indisfarçavel mecanismo isostatico. Não é possivel verificar se todo esse mecanismo pertence a um tectonismo unico exercido em duas fases principais ou a tectonismo diverso. Temos apenas que considerar que os resultados são diferentes.

A — FALHAMENTOS

Sobre este assunto, quanto ao Rio Grande do Sul e Santa Catarina escreve LEINZ (101, p. 46): *“Observações diretas de falhamentos posteriores são muito raras. Encontramos uma zona de esmagamento perto de Faxinal (Tainhas) com rumo N 30.º. A Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim ocupam zonas fortemente falhadas seja sob a forma de “graben” ou apenas escalonamento, preenchidas posteriormente por sedimentos modernos (Terciarios?) como indicamos na pagina 49. A escarpa Torres-Osorio possui rios de extensão insignificante. O divisor d’agua se acha localizado diretamente no bordo da escarpa. A penetração erosiva desses rios na escarpa, apesar do desnivel de quase 1.000 metros, não atinge mais do que 10 Km, ao contrario do que acontece na escarpa Osorio-Sta. Maria, com a dissecação pronunciada da antiga escarpa. Tal juventude fluvial, a zona milonitizada e o falhamento comprovado na Lagoa dos Patos, indicam que houve falhamento intenso no rumo N 30.º E, possivelmente de idade terciaria, e que tambem afetou a area coberta pelas efusivas. Assim cremos que escarpa Osorio-Torres não é o termino original das efusivas e sim uma escarpa tectonica provocada por abaixamento do bloco oriental, coberto hoje pelo mar. Estudos mais pormenorizados das lagoas dos Patos e Mirim, por meio de sondagens, indicarão o rejeito verdadeiro e a idade do falhamento. Tais falhamento, semelhantes ao reconcavo da Bahia, são muito suges-*

tivos para possíveis ocorrências de petróleo. Julgamos que uma pesquisa geofísica para estudo da tectônica e sedimentação das lagoas já mencionadas seria um interessante passo nesse sentido”.

Podemos, pois inferir que a Serra Geral não é sempre uma “cuesta” no sentido clássico e genético do termo. Ha zonas de típica erosão diferencial, como em São Paulo, Paraná e norte de Santa Catarina e outras zonas em que o “front” basáltico é o divisor de águas, e se apresenta com os mesmos atributos fisiográficos e geomórficos da Serra do Mar, como ao sul de Santa Catarina e norte do Rio Grande do Sul.

No primeiro caso temos uma escarpa erosiva e no segundo tectônica. Nas escarpas tectônicas, como bem acentuou LEINZ (101), os rios se acham na juventude, sem capturas e com pequeno desenvolvimento linear, em contraste com as áreas de império erosivo onde a drenagem perfura o “front” basáltico por portais epigenéticos.

MAACK (110) considera geneticamente tectônica, com a direção NNE-SSW a escarpa da Serra Geral, no sul de Santa Catarina até Torres, exatamente no trecho onde se apresenta mais elevada (S. Joaquim, 1.300 m, Crescuma 1.300 m) e onde também funciona como divisor de águas. (Fig. 15).

Desta feita, a direção de falhamento da Serra do Mar que em Santa Catarina vem segundo ENE-WSW até a região de Bom Sucesso, é substituída por uma outra direção WNW-ESE até a região de Bom Retiro, e daí segundo NNE-SSW até Torres.

Em São Paulo encontramos também falhamento no trapp basáltico na Serra da Fartura, cujo topo supera em altitude qualquer outro ponto do “front” basáltico neste estado.

B — EPEIROGENESE DO TRAPP BASÁLTICO

Na zona de cuestras, o trapp basáltico é menos espesso que na zona de escarpamento tectônico, segundo se depreende das medidas enumeradas por LEINZ (101, Tabela, 1, p. 9). Assim é fácil compreender que o trapp basáltico acompanhou o movimento ascensional do escudo cristalino modernamente, apresentando o quadro fisiográfico (a — portais epigenéticos, b — cuestras, drenagem subsequente) e estrutural (falhas na mesma direção tectônica da Serra do Mar), nas zonas em que é menos espesso e assim o seu peso não funcionaria como

elemento isostático negativo. Esta zona podemos situá-la geograficamente desde São Paulo ao norte de Santa Catarina e de Osório a Santa Maria no Rio Grande do Sul. Resta-nos a zona dos derrames mais espessos isto é Osório (800-850 m) (101), Tres Forquilhas (1.025m) (4), Santo Antonio (800 m) (101), decrescendo para Santa Catarina em Araranguá (850 m) (101), Crescuma (650 m) (4), São Joaquim (600 m) (101). Estamos em face de uma contradição, pois as zonas mais espessas mostram maior levantamento, escarpamentos tectônicos, justamente onde o peso é maior. Resulta um paradoxo isostático: — rochas pesadas como o trapp basáltico, com espessura considerável, levantadas por falhas em relação às rochas provavelmente leves do escudo cristalino e sedimentos gondwânicos da lapa das efusivas, abaixadas sob o nível do mar. Em outras palavras, temos deslocamentos epeirogenéticos ascensionais de rochas pesadas em frente a descensionais de rochas possivelmente leves, como as do escudo cristalino e sedimentos gondwânicos.

O grupo Iratí, na sua posição altimétrica não exhibe essa contradição, pois onde o basalto é mais espesso ele se apresenta em conta mais baixa tomando-se como referência o nível do mar, isto posto de São Paulo até Torres, Rio Grande do Sul. Daí para oeste o Iratí desce cada vez mais. Em Torres acha-se a mais ou menos — 7 metros abaixo do nível do mar, e daí para Santa Maria, rumo oeste, desce a — 468,15 m em Taquara e — 180,91 e — 251,03 m, em Ferreira (125) enquanto o trapp basáltico, agora, torna-se menos espesso. Segue-se que acomodação das estruturas do Iratí é post-basáltica.

Temos pois que admitir um basculamento geral para NW ou W onde realmente está se fazendo sentir o maior peso do trapp basáltico, numa região onde as efusivas apresentam espessura considerável capaz de, pelo seu peso isostático levantar o front basáltico em Torres e São Joaquim na forma de um escarpamento maior do que ao longo da periferia do **campo basáltico no oeste do Brasil Meridional**, principalmente de Santa Catarina para o norte. Aliás, isto está de acordo com LEINZ (101) quando admite que as maiores espessuras se acham localizadas no vale do rio Uruguai e Paraná. Mais uma vez a posição altimétrica do grupo Iratí provou ser uma chave eficiente para mostrar essa descensão frente ao eixo do Uruguai, Paraná e conseqüente levantamento no bordo leste do campo basáltico, pois apesar das espessuras aí serem maiores do que as demais ao longo do front basáltico, tiveram que se elevar por imperativo isosta-

tico de pesos maiores para oeste. LEINZ (101) afirma: "*Como ainda não conhecemos as espessuras reais das efusivas do eixo da bacia do Paraná, continua aberto o problema se as espessuras maximas são localizadas nas orlas ou no centro da bacia*".

Parece-nos logico que as espessuras maiores estão no centro da bacia do Paraná, numa conclusão possivel para se admitir um mergulho geral do Gondwana para W, principalmente no Rio Grande do Sul onde fica até abaixo do nivel do mar, sob o peso da massa basaltica, o que consequentemente traria uma ruptura na orla basaltica de Torres à São Joquim, gerando uma escarpa tectonica que acompanha, por força das linhas de fraqueza do escudo cristalino, a mesma direção imposta pelo crivo estrutural do arqueano.

A esta circunstância acresce o fato da zona costeira do Rio Grande do Sul representar uma faixa negativa, onde os sedimentos vem se acumulando, pelo menos, desde o Terciario. Assim a sondagem de Pelotas atingiu 104,13 m e a de Rio Grande 92,18 m de profundidade sem sair de sedimentos terciarios. É licito esperar-se que tenhamos uma fossa tectonica ao longo da costa sul riograndense entulhada de sedimentos cenozoicos ou mesmo mais antigos, cretaceos, como os da fossa do Reconcavo na Bahia. A espessura total desta zona negativa é de difficil prognostico, e se fôr enorme, teremos um novo componente isostatico em ação na face leste da escarpa tectonica da Serra Geral, em Torres e adjacências, que poderá ser responsavel pela subsidência dessa area, mais do que o peso do trapp no centro da bacia do Paraná.

A resposta para este fato pode ser lida em LEINZ (101, p. 46), quando trata das relações altimétrica da posição do embasamento sedimentar e a espessura dos derrames.

Dois fatos surgem na tectonica do trapp do Paraná.

1 — O afundamento do embasamento sedimentar depende da espessura das efusivas basalticas.

2 — O escarpamento tectonico da Serra Geral, de São Joaquim a Osorio, acha-se onde estão as maiores espessuras da orla basaltica oriental.

O primeiro fato concorda com o mecanismo de reajuste isostatico, onde as areas pesadas sofrem subsidência e as leves elevações.

No segundo caso é forçoso admitir-se uma zona isostaticamente mais pesada a leste da escarpa Torres-Osorio, de sorte que o front basaltico embora exhiba nesse trecho maior espessura dos derrames de basalto do *trapp* da Serra Geral,

ainda isostaticamente é leve em relação ao compartimento contiguo submerso onde aparece uma fossa entre essa escarpa e a soleira de — 650 m da espinha do Rio Grande. Comprova-o a tectonica frente a Torres, segundo os dados do Meteor, o que indica uma zona de intensa negatividade entre esse trato da costa brasileira e a continuação da linha tectonica Torres-Posadas no oceano Atlantico. Segundo o mapa de STOCKS, citado por LEINZ (101, p. 44) nessa linha tectonica Torres-Posadas submarina, ha dois anos nucleos positivos com apenas — 658 m, e entre ambos uma zona negativa. Um dos flancos como ja se referiu constitue a Serra Geral em Torres.

A nosso ver, há também um eixo negativo que passa pela depressão do rio Paraguaí, pois o rio Paraná, escapa da bacia basaltica e cae ainda numa depressão maior, a do Paraguaí, depois dos saltos das Sete Quedas, no cotovelo de Posadas.

O outro eixo negativo deve se localizar entre a escarpa Torres-Osorio e a protuberancia de — 650 m, na soleira oceanica que prolonga submarinamente para ESE o eixo tectonico Torres-Posadas. A distensão da crosta segundo esse eixo causaria a ruptura tectonica da escarpa Torres-Osorio, segundo a direção NNE-SSW, por imperativo do peso do basalto.

Em conclusão, o escarpamento tectonico da Serra Geral de Torres-Osorio, onde o basalto possui maiores espessuras, é devido a um deslocamento orientado de SSW a NNE, graças a uma distensão ao longo do eixo tectonico Torres-Posadas dirigido de ESE a WNW. Somos obrigados, para admitir um principio isostatico nesse ajustamento, supor que as espessuras do basalto, alem de crescerem para o eixo do Paraná, como ja foi discutido, devem por outro lado aumentar para leste da escarpa Torres-Osorio, onde se encontra a fossa tectonica assinalada pela expedição do "Meteor".

VII

RELÊVOS POLICÍCLICOS

(Este assunto foi publicado no Boletim Paulista de Geografia, n.º 7, Março 1951, pp. 3 e 19, S. Paulo.)

VIII

PENEPLANOS ANTIGOS FALHADOS

(Este assunto foi publicado no Boletim Paulista de Geografia, n.º 7, Março 1951, pp. 3 a 19, S. Paulo.)

CONCLUSÕES FINAIS

1 — A tectonica que afetou o Brasil após o dobramento da Serie Bambuí foi de natureza epeirogenica, pois as deformações exibidas enquadram-se nesse tipo de diastrofismo.

2 — Existe uma fase — do devoniano ao triassico e outra moderna do cretaceo ao quaternario.

3 — Os eventos mais importantes da primeira consistiram na formação das bacias do Paraná, do Parnaíba e no derrame basaltico trapp do Paraná e das rochas alcalinas.

4 — Os eventos mais importantes da segunda fase consistiram no levantamento de todo o país, incluindo das citadas bacias do Paraná e do Parnaíba, trazendo consequencia:

A — Deslocações do nivel estratigrafico da base da formação Irati.

B — Sobrelevamento das formações cretaceas, cuja deposição foi extensa no Brasil.

C — Escultura de relevos policiclicos — dois peneplanos — o de nivel B entre 1.200 e 1.400 metros e o de nivel A, entre 800-1.000 metros, no Brasil Meridional e Central (excluido o Rio Grande do Sul), o de nivel B, entre 700-1.000 metros e o de nivel A 100-200 metros no Rio Grande do Sul e Nordeste. O peneplano de nivel A acha-se retomado pela erosão de um novo ciclo inaugurado no quaternario, como demonstra o levantamento do escudo testemunhado nos terraços marinhos e fluviais adjacentes.

D — Elevação do peneplano do nivel B a outros mais elevados, por falhamento escalonado, formando as muralhas da Serra da Mantiqueira, onde se acha Campos do Jordão, Itatiaia e Caparaó.

E — Terraceamento marinho na costa do Brasil Meridional, e localmente no Setentrional. Tal fato se refere ao alçamento quaternario, pois tais formas topograficas difficilmente seriam preservadas dentro das condições climaticas atuais.

F — No sul formou-se a Serra do Mar em duas etapas — a primeira referente ao levantamento que causou a erosão do peneplano do nivel B e peneplanisação do peneplano do nivel A e a segunda com vistas a um levantamento menor que causou a retomada de erosão no nivel A, e terraceamento marinho e fluvial. Nesse processo enquadram-se as escarpas da Serra da Mantiqueira e da do Espinhaço. A

idade do primeiro peneplano pode ser conferida ao cretáceo e a do segundo ao terciário, talvez começo do pleistoceno, dependendo da idade das camadas de São Paulo, que se acham niveladas às rochas do cristalino nesse nível A.

No Nordeste o levantamento post-terciário não foi tão acentuado como no sul, pois permitiu a conservação do peneplano de nível A “sur-place”. Exceptua-se a chapada da Borborema que representa, no nordeste, o planalto suportado pela Serra do Mar no sul.

G — Elevação epeirogenica dos maciços alcalinos localizados nas zonas de ruptura, por falhamento escalonado, do escudo brasileiro. Esta ascensão evidencia-se na natureza plutonica das rochas alcalinas que formam o núcleo desses maciços, como Ilha de São Sebastião, Itatiaia, Poços de Caldas, etc.

H — Falhamento do trapp basáltico e estabelecimento da drenagem surimposta na “cuesta” da Serra Geral.

5 — A epeirogenese do escudo brasileiro causou deformações importantes como 1) arqueamento, 2) Planaltos e Bacias e 3) Muralhas, Fossas e Vales de Afundimento, embora sem a magnitude a idênticas deformações na África.

6 — A drenagem do Brasil não é consequência de uma tectonica moderna. A maior parte conservou seus caracteres antecedentes ao cretáceo, isto é, dirigida para o interior, no tocante ao Brasil Meridional, e para o norte no Brasil Setentrional. Menor parte é pós-cedente ao levantamento post-cretáceo, localizando-se na vertente atlântica da Serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço, como os rios Camaquã, Itajaí, Ribeira de Iguape, Pernaíba, Doce e São Francisco.

7 — Como resultado da tectonica epeirogenetica a sedimentação post-siluriana no Brasil se localizou nas bacias e fossas, resultando naquelas uma estrutura concordante periclinal, e somente no quaternário, ao longo do cinto costeiro e leitos fluviais.

8 — As séries sedimentares post-silurianas não exibem deformação orogenetica. Os dobramentos fracos encontrados no cretáceo são devidos a desabamentos em regime de fossa tectonica e não referíveis a esforços orogeneticos.

9 — As montanhas do Brasil são devidas à erosão e falhamento e não à orogenese, enquadrando-se no tipo genético das montanhas em bloco.

10 — A tectonica antiga, essencialmente orogenetica, não deixou traços no relevo do país e nem influenciou na historia geologica, a não ser através das suas linhas de fraqueza estrutural congenitas que foram herdadas pela epeirogenese.

11 — Como resultado da epeirogenese a erosão se localizou nos planaltos tectonicos ininterruptamente, do devoniano ao quaternario, e do cretaceo ao quaternario, nas bacias sobrelevadas, como do Paraná e Parnaíba.

12 — O Brasil, como a Africa, é um país cuja configuração geologica foi ditada pela tectonica do epeirogenese.

13 — As direções tectonicas no Brasil são 1) ENE-WSW 2) NNE-SSW 3) WWW-ESE e 4) NNW-SSE, e as africanas são 1) N-S, 2) NW-SE, 3) NE-SW e 4) E-W, quase identicas às brasileiras (BEBIANO (10) p. 234).

RESUMO

No presente trabalho o autor estuda o tipo de tectonismo que afetou o escudo brasileiro após a ultima revolução orogenetica registrada no dobramento da serie Bambuí (diastrofismo caledonico?) e conclue pela existencia de um so tipo de deformação tectonica no Brasil responsavel pela sua historia geologica do devoniano aos tempos atuais, o de caracter epeirogenico.

Os fundamentos desta tectonica acham-e em dados estratigraficos, geomorficos, estruturais e fisiograficos, sendo reduzido o numero dos elementos estruturais disponiveis:

1 — As variações do nivel stratigrafico da base do grupo Irati constituem um elemento estrutural valioso indicador do tipo de tectonismo operado no sul do Brasil, após o permiano pelo menos. Esta formação chave acha-se deslocada verticalmente a varios niveis, sem dobramentos, o que indica fatalmente a ação de falhamentos normais, caracteristicos dos levantamentos epeirogenicos. Mesmo que se admita o Iratí como um facies migrante, as discrepancias da base do grupo não se enquadram nessa variação faciologica. Onde esta formação se mostra perturbada por eruptivas basicas do diastrofismo retico, nos locais de sondagens e afloramentos desprezou-se a contribuição estrutural dessa formação.

O nivel da base do grupo Iratí exhibe uma grande charneira em Santa Catarina. Deste estado para o norte, esta formação ocorre com grande desenvolvimento superficial e amparada no levantamento da Serra Geral e com desenvolvimento vertical. Deste fato resultam duas providencias stratigraficas, reconhecidas ja por PAIVA (132). Na primeira, ao norte de Santa Catarina, as formações sobem na

coluna geologica e descem na topografia, enquanto ao sul desse estado, sobem na coluna e na topografia, pois em lugar de aflorarem em um planalto, ocorrem em uma escarpa. Esta perturbação é moderna ficando entre o carbonifero e o retico.

2 — As formações cretaceas, gerais no Brasil, acham-se hoje sobrelevadas em relação ao nivel em que forma depositadas, pois se mostram fortemente dissecadas, reduzidas frequentemente a ilhas sobre o embasamento variavel de rochas do arqueano ao triassico. Geneticamente o cretaceo brasileiro decorre de sedimentação marinha e continental. O cretaceo continental, afossilifero muitas vezes, ocupa o tecto dos planaltos geograficos do interior, alcançando até 1.200 metros. O cretaceo marinho e mixto, ao contrario, ocupa as fossas tectonicas ou as faixas junto à orla costeira, apresentando-se frequentemente com perturbações diastroficas importantes como amarrotamento e fraco dobramento. Este fato confere idade post-cretacea ao tectonismo responsavel por estas deformações, como acontece em Salvador, Bahia. Assim, as perturbações tectonicas que afetem o cretaceo, tanto marinho como continental, são de indiscutivel natureza epeirogenica, pois desconhecem-se perturbações orogenicas.

3 — Quanto aos relevos policiclicos, verifica-se que o estabelecimento de varios niveis de superficies de erosão vem citado como prova geologica de levantamento epeirogenico. "BUCHER (19, p. 424) endossa esse conceito afirmando: *The chief record of upwards movements of the past is found in surfaces of erosion*".

Foi discutido o testemunho dos relevos policiclicos apenas na area do embasamento cristalino, onde aparecem nitidamente dois antigos peneplanos marcados na topografia e distribuidos em tres areas distintas: a) nordeste, b) zona chanfrada pela Serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço e c) Rio Grande do Sul.

a) Na zona do Nordeste existem dois peneplanos e uma recente retomada de erosão, que rejuvenesce francamente o peneplano de nivel inferior. O de nivel superior localiza-se de 700 a 1.000 metros pois se acha inclinado, e o de nivel inferior de 100 a 200 metros. O primeiro recebeu a designação de nivel B, estabelecido no cretaceo, o segundo de nivel A, terminado no fim do terciario ou começo do quaternario. Esta ultima superficie constitue talvez um dos raros peneplanos do mundo ainda conservado "sur-place", e que agora

começa a sofrer retomada de erosão pela recente ascensão epeirogenica responsavel.

b) Na zona chanfrada pela Serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço ha igualmente, dois niveis de superficies de erosão, também designados — o superior de nivel *B* e o inferior de nivel *A*. O primeiro ocorre entre 1.200 e 1.400 metros e o segundo entre 800 e 1.000 metros. Ambas estas superficies possuem monadnocks, topografias residuais, devidos a resistencia maior da rocha que retarda o processo na maturidade enquanto o restante atingiu a senilidade nas demais rochas menos resistentes. Este é o caso do Jaraguá e da Serra da Cantareira em São Paulo, que constituem topografias residuais do peneplano de 800-1.000 metros por serem constituídos respectivamente de quartzito e granito. O primeiro peneplano é referido ao cretaceo e o segundo ao fim do terciario ou começo quaternario, pois a sua superficie desenvolve-se em rochas das camadas de São Paulo, consideradas pleistocenicas, e rochas do arqueano, sem solução de continuidade e niveladas no mesmo plano.

c) Na zona do Rio Grande do Sul o relevo apresenta os mesmos caracteristicos do nordeste, em niveis equiparaveis, com o mesmo quadro fisiografico.

Conclue-se que estes relevos policiclicos indicam tres movimentos pulsatorios de ascensão do escudo brasileiro. Um no cretaceo, um segundo no terciario responsavel pela escultura do peneplano de nivel *A*, e um terceiro atual, com etapas menores como testemunham os terraços marinhos.

4 — Os peneplanos de nivel *A* e *B*, na zona chanfrada pela Serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço, apresentam-se seccionados retilineamente, de ENE-WSE (as vezes NE-SW) ou de NNE a SSW, por imponentes escarpas cuja natureza tectonica foi debatida. Ao lado desses bordos retilineos encontramos regiões acima do nivel geral de 1.200-1.400 m, o nivel *B*, colocadas a 1.600, 2.000 e até quase 3.000, às quais devem ser conferidas origem tectonica e não resultantes de um processo mecanico de peneplanização, pois são estritamente locais e não regionais.

Estes peneplanos falhados são do nivel *B*, pois parecem não atingir o nivel *A*, fato que indicaria uma maior ascensão e ruptura do escudo brasileiro, no fim do cretaceo ao cenozoico. Algumas destas regiões identificam-se com tipicas muralhas tectonicas como Campos do Jordão, Itatiaia e o Caparaó.

5 — Quanto ao terraceamento marinho e fluvial, encontram-se no litoral do Brasil Meridional 3 níveis de terraço de abrasão, respectivamente a) 50-60 m, b) 25-30 m e c) 7-10 m, e terraços de construção marinha entre 5 e 7 m. Conhecida a vulnerabilidade da conservação destas formas sob o intemperismo do clima atual, estes níveis só podem representar episódios dentro do quaternário, relativos ao último movimento ascensional.

Na Ribeira de Iguape há terraços fluviais que coincidem com os marinhos limitofres, confirmado assim a mesma história tectônica de levantamentos episódicos modernos na costa.

Pelo terraceamento constata-se uma contínua elevação do trato costeiro do Brasil Meridional, conceito que pode ser estendido ao norte e nordeste segundo o testemunho de DERBY, HARTT, etc.

Este levantamento contradiz-se com a topografia costal atual que exhibe nitida submergência. Trata-se porém, de um fenómeno eustático, pelo degelo da época glacial, mascarando uma costa de emergência com a topografia característica de rias, e rios afogados. Atribue-se a um fenómeno eustático tal processo, pela universalidade da sua observação nas costas de todo o globo, embora em alguns lugares, a velocidade da elevação epeirogênica tenha se avantajado ao afogamento do pleistoceno. A prova desta ascensão recente no Brasil Meridional está nas praias suspensas entre 5 e 7 metros, onde existem antigos mangues elevados e que no passado muitíssimo próximo ainda eram praia.

Conclue-se que a geomorfologia da costa brasileira é de uma costa composta, pois exhibe simultaneamente caracteres de emersão (terraços marinhos e fluviais, praias suspensas) e de submersão (afogamento fluvial e rias).

6 — A topografia da Serra do Mar indica um levantamento do escudo brasileiro na forma de um planalto limitado por uma linha de escarpas paralelas de natureza tectônica, por falhamento escalonado. As provas de que este escarpamento é geneticamente tectônico fundam-se nos seguintes argumentos: a) Alinhamento da escarpa, b) Bordos retilíneos, c) Vales suspensos, d) Assimetria do relevo, e) Contraste entre a drenagem da escarpa e a do planalto, f) Ausência de capturas, g) Patamares escalonados, h) Coincidência da topografia com a direção da xistosidade, i) Adaptação da drenagem, j) Ausência de correlação entre a morfologia e a resistência da rocha.

A Serra da Mantiqueira representa um segundo degrau tectônico do falhamento escalonado da Serra do Mar, indicando a sua topografia uma segunda ruptura do escudo brasileiro pelo levantamento post-cretáceo. Além dos mesmos caracteres que implicam a Serra do Mar com uma origem tectônica, a Serra da Mantiqueira exhibe especificamente outros atributos de sua gênese tectônica como: a) Topografia do vale do Paraíba, b) Seccionamento de peneplanos antigos por bordos retilíneos e deslocamento a vários níveis e c) Maciços epeirogênicos como o do Caparaó.

A Serra do Espinhaço representa da mesma forma um acidente tectônico por falhamento escalonado, verdadeiro prolongamento para NNE do planalto meridional limitado pela serra do Mar. Sua origem tectônica estriba-se nas seguintes evidências: a) Posição topográfica da série Bambuí, b) Ausência parcial de correlação entre a escarpa do Espinhaço e a natureza da rocha, c) Dobras truncadas da série Itacolomi, d) Perturbações estratigráficas, e) Fisiografia do Espinhaço e f) Juntas e fraturas.

7 — Os maciços de rochas alcalinas do Brasil Meridional ocorrem formando montanhas, às vezes elevadas como o Itatiaia e Ilha de São Sebastião, compostas de rochas de textura plutônica. Segue-se que deve ter havido um movimento epeirogênico post-formacional para guindar a essas altitudes rochas formadas em profundidade. Constata-se igualmente que os maciços alcalinos ocorrem ao longo das rupturas do escudo brasileiro, seguindo as linhas de fraqueza da estrutura representadas pela direção da xistosidade, que por sua vez, acompanham os antigos eixos das dobras laurencianas. Esta fidelidade estrutural não é um acidente mais indica solidariedade tectônica com os fenômenos que deram origem a tais rupturas representadas pela Serra do Mar, Mantiqueira, Espinhaço e Borborema e parte da Serra Geral, na escarpa de Torres.

Os estudos de GUIMARÃES (75), provando a natureza geotectônica do magma alcalino corroboram a evidência de que estes maciços alcalinos testemunham a ação de movimento de epeirogenese que os descobriram, após a sua "mise-en-place" considerada jurássica, ou mesmo cretácea, por todos os autores. Apenas BARBOSA (9) discorda dessa consonância geral no caso específico de Poços de Caldas, onde admite recorrência de erupções, — uma mais moderna, jurássica superior ou mesmo cretácea, e — outra mais antiga, plutônica, siluriana ou presiluriana. Infelizmente BARBOSA não teve tempo de documentar o seu trabalho com

fotografias e secções localizando o contacto do frio que afirma existir entre foiaitos e arenitos Botucatu na Serra do Quartel, pois tanto o quanto se conhece, com unanimidade, até agora se refere a contactos a quente nessa mesma serra, com metamorfismo optalico do arenito Botucatu. A ausencia de halos plecroicos na mica dos foiaitos de Poços de Caldas confere uma idade post paleozoica a tais rochas segundo o conceito de STARK (159).

8 — O vasto derrame do Trapp do Paraná exhibe perturbaços tectonicas, não orogenicas, post-formacionais, como falhamento de tensão, juntas e fraturas, estudados por LEINZ (101). Alem destes fatos, ha epigenia dos rios da Bacia do Paraná, que franqueiam o "front" basaltico da Serra Geral (do norte de Santa Catarina a São Paulo), por portais consequentes surimpostos, o que indica levantamento epeirogenico regional das formações concordantes sobrejacentes, de idade postcretacea. A inclinação dos lençóes indica, por outro lado, adernamento por levantamento epeirogenico.

As escarpas basalticas são de duas naturezas: a) "cuestas", onde os rios perfuram a "front" basaltico por epigencia, denunciando elevação epeirogenica e b) escarpas de falha, onde os rios sofrem "divorcio aquarium" como na escarpa Torres-Osorio na Serra Geral e no contacto da bacia do Paraná com a do Paraguai. Tais fatos evidenciam epeirogenese do Trapp basaltico acompanhando a elevação do escudo brasileiro.

SUMMARY

In the present paper the Author defines the Tectonic nature of the forces which have been acting on the Brazilian shield after the orogenic deformation registered in the Bambuí Series (caledonic orogeny), concluding that they are epeirogenic.

The data are based on stratigraphic, geomorphic, physiographic and structural evidences as follows:

1 — Level position of the stratigraphic base of the Irati group (Permian age). This formation is composed of horizontal or near horizontal beds of bituminous limestone, at present uplifted at various levels without any orogenic deformation. Assuming that its sedimentation was horizontal due to the brackish water environment and on a topographic plane surface, the stratigraphic base level variation now recorded postulates normal faulting that must be originated from tectonic movements of epeirogenic nature.

There is one sudden structural break in the State of Santa Catarina, where are found two stratigraphic patterns of the Gondwana formations: 1 — In the states of São Paulo, Paraná and north of Santa Catarina the geological column rises in age but decreases in the topographic altitude; 2 — In the south of the states of Santa Catarina and Rio Grande do Sul, the geologic column rises in age and in topography simultaneously, as it is normal in the stratigraphic sequence. This disturbance is caused by epeirogenic movements, because no folding or any other orogenic disturbance is found in the Iratí formation.

2 — The cretaceous is the most widespread sedimentation over Brazilian shield. Most of this sedimentation was of continental origin, being fluvial and lacustrine. At present the continental cretaceous is about 1.200 m above sea level, showing no orogenic deformation, which testifies the epeirogenic nature of the forces involved in this upward movement. From an area of sedimentation the cretaceous changed to an area of erosion, now located on the top of the Brazilian interior plateaus. On the other hand, the marine and brackish water cretaceous sedimentations are confined to grabens or located along the northeastern coast of Brazil, and furnish some oil. Because of the cretaceous age of these disturbed structures we assume cenozoic age these tectonic events.

3 — As BUCHER postulates (19, p. 424) "The chief record of upward movements of the past is found in surfaces of erosion"; the same happens to be in the Brazilian shield, where are found two pretty good surfaces of erosion. At present they are affected by the current cycle of erosion. In places where the Brazilian shield appears as a plateau the altitude of these two levels is as follows: 1 — First level, the highest peneplain called level B, about 1.200-1.400 m; 2 — The second level, the lowest peneplain called level A, about 800-1.000 m. In places where the Brazilian shield is not a plateau, there are also two levels, level B at 700-1000 m and level A at 100-200 m, this last being one of the few well known examples of a peneplain preserved "sur-place". Both of the peneplains show restbergs and monadnoks.

These peneplains testify three upward epeirogenic movements, the first in the cretaceous, which caused the cretaceous peneplain cut in cretaceous and crystalline beds; the second one in the Cenozoic, which caused the second erosion cycle that attacked the Cretaceous former peneplain sculp-

turing the second peneplain (level A). The third movement caused the present generalized rejuvenation of the Brazilian shield relief. These movements, undoubtedly are of epeirogenic origin.

4 — The peneplain levels A and B on the Serra do Mar, Mantiqueira and Espinhaço areas, present surfaces truncated by straight scarpments, due to normal faulting by upward movements of epeirogenic nature.

5 — The coastal marine and nearby fluvial terraces (marine wave-cut and wave-built) bear witness to the recent uplift of the Brazilian shield in the littoral. There are three levels: a) 50-60m b) 25-30m and c) 5-10m. They are horizontal and the wave-cut terraces cut the archaic structures straightly. Because of the deep weathering of the archaic and algonquian rocks of the Brazilian shield, these terraces only indicate late episodes in the Quaternary. On the other hand, the Brazilian coast presents submergence characters as well as those of emergence, which classifies this coast as compound. This submergence is purely a eustatic positive movement due to the water release by the ending of the glacial period, as is found in coasts of the whole world.

6 — The examination of the Serra do Mar topography on a geomorphic basis lead to the conclusion of a tectonic origin instead of an erosional escarpment. The Serra do Mar shows: a) escarpment alignment as it is usually on fault scarps; b) straight edges, peculiar to fault scarps; c) hanging valleys; d) asymmetrical relief, giving the aspect of a broad plateau ending abruptly in a great scarpment of 1.000 m above sea level; e) young drainage on the scarpment, in contrast with that of the plateau which is in its senility; f) scarce river captures in spite of the great gradient of the scarp streams; g) the escarpment offers the topography of several parallel blocks in "échelon"; h) the scarpment follows the rock xistosity and l) no correlation between rock resistance and topography.

The same bases are true of the Serra da Mantiqueira, a parallel ridge to the Serra do Mar.

The Serra do Espinhaço is another escarpment of the Brazilian shield plateau, of epeirogenic origin. The evidences are listed as follow: a) Topographic position of the orogenic folded Bambuí Series in the bottom of the São Francisco rift valley. It should be higher than the crystalline foreland as this is usual when a geosyncline is folded; b) no correlation between rock resistance and the escarpment; c) truncated folds of the Itacolomy series.

These evidences recall the epeirogenic origin of this great Serra.

7 — The alkaline massives of Brazil, composed mainly of plutonic rocks, are today higher than the topographic summits of the country-rock, thus indicating epeirogenic upward movement able to put rocks generated in the depths of the earth above country-rock surface. These massives accompany, too, the tectonic lines of the Serra do Mar and Mantiqueira, proving that this coincidence is not merely an accident.

8 — The Paraná lava field shows some post-formational tectonic disturbances, without any orogenic deformation, as follows; a) the Paraná trapp is now gently inclined toward the center of the Paraná Basin. If we consider that the lava flows were more or less horizontal, this warping proves later epeirogenic movements; b) the water falls on the trapp are located on fault lines; c) there are many normal faults found in the trapp, which are caused by epeirogenic forces; d) The Paraná trapp shows isostatic compensation.

These facts lead to the conclusion that Brazil experienced only epeirogenic movements after the last orogenic movement recorded in the folded Bambuí Series (Silurian). There were two phases: a) From Silurian to Jurassic, characterized by the formation of the Paraná, Amazon and Parnaíba Basins, and the great basaltic flow of the Paraná trapp. b) From Cretaceous to Quaternary, characterized by the formation of the Brazilian plateaus, warping of erosional surfaces, drainage readaptation, extensive block faulting of the Brazilian shield producing the Serra do Mar, Mantiqueira, Espinhaço, Borborema and the Brazilian rift-valleys.

BIBLIOGRAFIA

- 1) — AB'SABER, A. N. — Regiões de Circundesnudação Pos-cretácea, no Planalto Brasileiro, Assoc. Geogr. Bras. Nuc. Reg. S. Paulo, n.º 1, pp. 3-21, 1949.
- 2) — ALMEIDA, F. F. M. DE — Geologia do Sudoeste Matogrossense, Div. Geol. e Min., Bol. 116, Rio de Janeiro, pp. 118, 1945.
- 3) — Reconhecimento Geomórfico nos Planaltos Divisores das Bacias Amazônicas e do Prata entre os Meridianos 51.º e 56.º W.G. — Rev. Bras. Geogr., Ano X, n.º 2, Julho-Setembro, Rio de Janeiro, pp. 397-440, 1948.
- 4) — Relêvo de "Cuestas" na Bacia Sedimentar do Rio Paraná, Bol. Paul. Geogr., n.º 3, São Paulo, pp. 21-33, 1949.
- 5) — AZEVEDO, A. DE — O Planalto Brasileiro e o Problema da Classificação de suas Fórmulas de Relevo. Bol. n.º 2, Assoc. Geogr. Bras., Nuc. Reg. São Paulo, pp. 43-50, Julho 1949.
- 6) — BACKLUND, H. G. — On the Mode of Intrusion of Deep Seated Alkaline Rocks. Bull. of the Geol. Inst. Upsala, vol. XXIV, 1935.
- 7) — BARBOSA, O. — Eruptivas de Lages, S. C. — Serv. Geol. Min., Bol. 69, Rio de Janeiro, pp. 15-18, 1933.
- 8) — Resumo da Geologia do Estado de Minas Gerais, Sec. Agric., Dep. Serv. Geogr. Geol., Servi. Geol., Bol. n.º 3, Belo Horizonte, 40 pp., 1934.
- 9) — Sobre a Idade das Rochas Alcalinas e a Origem do Planalto de Poços de Caldas, Min. e Met., vol. XIII, n.º 76, Rio de Janeiro, pp. 235-237, Novembro-Dezembro, 1948.
- 10) — BEBIANO, J. B. — A Geologia do Arquipélago de Cabo Verde — Sep. Com. Serv. Geol. Portugal, tomo XVIII, Lisboa, 268 pp., 1932.

- 11) — BIGARELLA, J. J. — Contribuição ao Estudo da Planície do Estado do Paraná — Arqu. Biol. Téc., vol. I, Curitiba, pp. 75-111, 1946.
- 12) — BILLINGS, M. P. — Structural Geology — Prentice Hall, Inc. New York, 473 pp., 1942.
- 13) — BLACKWELDER, E. — The Recognition of Fault Scarps — Journ. of Geol., vol. 36, n.º 4, pp. 289-311, Maio-Junho, 1928.
- 14) — BRAJNIKOV, B. — Essai sur la Tectonique de la Region a l'est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil — Bull. Soc. Geol. France, 5me Série, tom. 17, pp. 321-335, 1947.
- 15) — Les Grandes Unités Structurales du Brésil — Bull. de la Soc. Geol. de France, 5.º Série, tom XVIII, pp. 161-166, 1948.
- 16) — BRANNER, J. C. — Geologia Elementar — Laemmert & Cia. Rio de Janeiro, 305 pp., 1906.
- 17) — The Geology of the Serra do Mulato — Am. Jour. of Sc. vol. XXXI, 1910.
- 18) — Decomposição das Rochas no Brasil — Bol. Geogr., Ano V, n.º 58. Rio de Janeiro, pp. 1103-1112. Ano V., n.º 59, pp. 1266-1300, 1948.
- 19) — BUCHER, W. A. — The Deformation of the Earth Crust — Princeton University Press, Second Edition, 518 pp., 1941.
- 20) — BULLARD, E. C. — Gravity Measurements in East Africa — Geol. Survey of Uganda, Bull, 2, 1935.
- 21) — BUSK, H. G. — Explanatory Note on the Block Diagrama of the Great Rift Valley from Nakuru to Lake Magadi — Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 95, pp. 231-233, 1939.
- 22) — CARVALHO, P. F. — Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul — Serv. Geol. e Min. do Brasil, Bol. 66, Rio de Janeiro, 72 pp., 1932.
- 23) — Geologia do Município de Curitiba — Bol. 82, Serv. Geol. e Min., Rio de Janeiro, 37 pp., 1934.

- 24) — CHAMBERLIN, R. T. — The Significance of the Framework of the Continent — Journ. of Geol., vol. XXXII, n.º 7, pp. 545-574, October-November, 1924.
- 25) — CHOUBERT, B. — Géologie et Pétrographie de la Guâane Française. Ministère de la France D'Autre Mer. Paris, 117 pp., 1949.
- 26) — CLOOS, H. — Zur Experimenteller Tectonik. Die Naturwissenschaften. 18 Jahrg. Heft 34. Berlin, pp. 741-747, 1930.
- 27) — Einführung in die Geologie — Berlin, Borntraeger, 503 pp., 1936.
- 28) — COMISSÃO GEOGRÁFICA E GEOLÓGICA DE MINAS GERAIS — Folha de Caparaó, Escala 1:100,00, 1929.
- 29) — Folha Itajubá, Escala 1:100.000, 1929.
- 30) — COMISSÃO GEOGRÁFICA E GEOLÓGICA DE SÃO PAULO — Exploração do Rio Ribeira em Iguape, II Edição, São Paulo, 34 pp., 1949.
- 31) — Folhas de Jacareí e Pindamonhagata — Escala 1:100.000, 1913.
- 32) — Exploração do Juqueriquerê, II Edição — São Paulo, 19 pp., 1919.
- 34) — Relatório de 1946 — Rio de Janeiro, 308 pp., 1946.
- 35) — Relatório de 1947 — Rio de Janeiro, 216 pp., 1947.
- 36) — Relatório de 1948 — Rio de Janeiro, 154 pp., 1948.
- 37) — COTTON, C. A. — Geomorphology, IV edition, John Wiley & Sons Inc., New York, 505 pp., 1945.
- 38) — Tectonic Scarps and Fault Valleys — Geol. Soc. Am. — vol. 61, Bull. 7, pp. 717-750, julho, 1950.
- 39) — CRANDALL, R. — Geologia, Geografia, Suprimento d'água e Transportes nos Estados Orientais do Norte do Brasil — Insp. Fed. Obr. Cont. Sec., Publ. 4, 137 pp., 1923.

- 40) — DAVIS, W. M. — Nomenclature of Surface Forms on Faulted Structures — Bull. Geol. Soc. Am., vol. XXIV, pp. 187-216, 1913.
- 41) — DENIS, P. — Amérique du Sud — Vol. 15, Géographie Universelle, Armand Collin, Paris, pp. 59-120, 1927.
- 43) — DERBY, O. A. — Sobre as Rochas Nefelínicas no Brasil — Rev. Eng., Rio de Janeiro, pp. 121-123 e 133-136, 1888.
- 44) — The Tingua Mass. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. XLVII — London, pp. 251-265, 1891.
- 45) — A Denominação "Serra da Mantiqueira" — Extraído do n.º 1 da Rev. Inst. Hist. e Geogr. São Paulo — 15 pp., 1895.
- 46) — "The Serra do Espinhaço, Brazil" — Journ. Geol., Vol. XIV, n.º 5, pp. 374-401, Julho-Agosto, 1906.
- 47) — Feições Físicas e Geológicas do Brasil, Jornal do Comercio, Rio de Janeiro, 25 Set. 1907.
- 48) — DIAS DA SILVEIRA, J. — Baixadas Litoraneas Quentes e Umidas — Tese de concurso à cadeira de Geografia Física da Fac. Fil. Cien. Letras da Un: de São Paulo, 1950.
- 49) — DIXEY, F. — The pre-Karoo Landscape or the Lake Nyasa Region and a Comparison of the Karroo Structural Directions With Those of Rift-Valley Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 93, pp. 77-126, 1937.
- 50) — DOLIANITI, E. — A Paleobotânica no Brasil — Div. Geol. Min., Bol., Rio de Janeiro, 87 pp., 1948.
- 51) — DOMINGUES, A. P. — Contribuição à Geologia da Região Centro Ocidental da Bahia — Rev. Bras. de Geogr., Ano IX, n.º 1, Rio de Janeiro, pp. 57-83, Janeiro — Março, 1947.
- 52) — Contribuição ao estudo da Geografia da Região Sudoeste da Bahia — Rev. Bras. de Geogr., Ano IX, n.º 2, Rio de Janeiro, pp. 185-248, Abril-Junho 1947.

- 53) — Contribuição à Geologia do Sudoeste da Bahia — Rev. Bras. de Geogr. — Ano X, Abril-Junho, n.º 2, Rio de Janeiro, pp. 255-287, 1948.
- 54) — DU TOIT, A. — Geological Comparison of South America with South Africa — Carneg. Inst. Washington, Publ. 381, 157 pp., 1927.
- 55) — Our Wandering Continents — Oliver and Boyd, Edinburgh & London, 366 pp., 1937.
- 56) — DUTRA, E. B. — Reconhecimentos Geológicos nos Municípios de Santa Luzia do Carangola e Manhuassu — Serv. Geol. e Min. do Brasil, Bol. 18, Rio de Janeiro, pp. 3-19, 1926.
- 57) — ENGELN, O. D. VON — Geomorphology — The Macmillan C. New York, 655 pp., 1942.
- 58) — ELLIOT, G.; F. SCOTT; J. W. GREGORY — The Geology of Mount Ruwenzori and some Adjoining Regions in Equatorial Africa. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 51, pp. 669, 1895.
- 59) — EVANS, J. W. — The Rocks of the Cataractes of the River Madeira and the adjoining Portion of the Beni Mamore — Quart. Journ. Geol. Soc., London, vol. 62, p. 89, 1906.
- 60) — FIELD, R. M. — An Outline of the Principles of Geology, 3.^a edição Barnes & Noble Inc., New York, 209 pp., 1943.
- 61) — FREITAS, R. O. DE — As Estruturas Fósseis do Sistema de Santa Catarina no Planalto de Poços de Caldas, Ass. Geogr. Bras., Ano III, n. 3, São Paulo, pp. 25-37, Novembro, 1943.
- 62) — Geomorfogênese da Ilha de São Sebastião — Assoc. Geogr. Bras. — Ano IV, Bol. 4, São Paulo, pp. 25-37, 1944.
- 63) — Jazimento das Rochas Alcalinas no Brasil Meridional — Min. e Met., vol. VIII, n.º 43, Rio de Janeiro, pp. 45-48, Abril-Junho, 1944.
- 64) — Geologia e Petrologia da Ilha de São Sebastião, Fac. Fil. Ciênc. e Letr., Univ. S. Paulo, Bol. LXXXV, Geol. n.º 3 — 244 pp., 1947.

- 65) — Relevos Policiclicos na Tectonica do Escudo Brasileiro — Assoc. Geogr. Bras. Nucl. Reg. S. Paulo, Bol. n.º 7, pp. 3-19, São Paulo, Março 1951.
- 66) — FREYBERG, V. VON — Ergebnisse Geologischer Forschungen in Minas Gerais. (Brasilien) — N. Jahr. f. Min. Geol. und Pal., Sonder Band II Stuttgart, 403 pp., 1932.
- 67) — FROES DE ABREU, S. — Fundamentos Geográficos da Mineração Brasileira, Rev. Bras. Geogr., Ano VII, n.º 1, Rio de Janeiro, 1945.
- 68) — GORCEIX, A. — Bacia Terciária d'água Doce nos Arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais, Brasil — An. Esc. Min. de Ouro Preto, n.º 3, II edição, pp. 75-92, 1884.
- 69) — GREGORY, J. W. — The Rift-Valleys and Geology of East Africa — Seeley Service Co., London, 1921.
- 70) — GUIMARAES, D. — Rochas Provenientes dos Rochedos S. Pedro e S. Paulo — An. Acad. Bras. Ciênc., Tom. IV, p. 6, 1923.
- 71) — Estudo de algumas rochas relacionadas com as Fontes Mineraes de Araxá e Outras — Serv. Geol. e Min. do Brasil, Bol. 9, Rio de Janeiro, p. 98, 1925.
- 72) — Contribuição ao estudo da Origem dos Depósitos de Minério de Ferro e Manganês do Centro de Minas Geraes, Bol. Fom. Prod. Min., n.º 8, Rio de Janeiro, 70 pp., 1935.
- 73) — Contribuição à Geologia de Minas Geraes — Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 55, Rio de Janeiro, 34 pp., 1935.
- 74) — Contribuição à Metalogênese do Maciço Brasileiro — Serv. Fom. Prod. Min., Bol. 16, Rio de Janeiro, 86 pp., 1937.
- 75) — Origem das Rochas Alcalinas — Inst. de Téc. Ind., Minas Geraes — Bol. 5, Belo Horizonte, 103 pp., 1947.
- 76) — Os depósitos Zirconíferos do Planalto de Poços de Caldas e o Geoquimismo do Zr. — Inst. Téc. Ind., Minas Gerais, Bol. 6, Belo Horizonte, 78 pp., 1948.

- 77) — GUIMARÃES, D. e MORAES, L. J. DE — Geologia da Região Diamantífera do Norte de Minas Gerais. An. Ac. Bras. Sci. Tomo II, n.º 3, Rio de Janeiro, p. 153-186, 1930.
- 78) — GUIMARÃES, D.; L. J. MORAES; O. BARBOSA — Geologia e Petrologia do Distrito Federal e Imediações — An. Esc. Min. Ouro Preto, n.º 26, pp. 7-83, 1938.
- 79) — GUTMANS, M. — Tectônica da Bacia do Paraná — Min. & Met., vol. XIV, n.º 80 — Julho-Agosto, Rio de Janeiro, pp. 47-50, 1949.
- 80) — HARTT, C. F. — Geology and Physical Geography of Brasil — XXIII, Fields Osgood & Co. Boston, 620 pp., 1870.
- 81) — HINDS, N. E. A. — Geomorphology — Prentice-Hall Inc., New York, 894 pp., 1945.
- 82) — HOLMES, A. — Physical Geology — Ronald Press Co., New York, 532 pp., 1945.
- 83) — HUENE, F. VON — Nota preliminar sobre os Fósseis Vertebrados do Sul do Brasil — Acad. Brasil. Cienc., Tom. II, n.º 4, Rio de Janeiro, pp. 189-193, 1930.
- 84) — JAMES, P. — Latin America — The Odyssey Press, New York, 906 pp., 1942.
- 85) — A Configuração da Superfície do Sudeste do Brasil — Tradução do An. Assoc. Amer. Geogr., vol. XXIII, n.º 13, September, no Bol. Geogr., Ano IV, n.º 45, Rio de Janeiro, pp. 1105-1121, Dezembro, 1946.
- 86) — JOHNSON, W. D. — Shore Processes and Shoreline Development — First Edition — John Wiley & Sons, Inc. New York, 584 pp., 1938.
- 87) — KATZER, F. — Geologia do Estado do Pará — Bol. IX, Museu Paraense Emílio Goeldi, pp. 1-269, 1933.
- 88) — KING, P. B. — Faulting Project — Amer. Assoc. Petr. Geol. — Research Committee — Houston, Texas, pp. 149-174, 1947.
- 89) — KNOPF, A. — The Geosynclinal Theory — Bull. Geol. Soc. Am., vol. 59, pp. 649-670, Julho, 1948.

- 90) — KRENKEL, E. — Die Bruchzone Ostafrikas, Berlin, 1922.
- 91) — LAMEGO, A. R. — O Maciço do Itatiaia e Regiões Circundantes — Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 88, Rio de Janeiro, 93 pp., 1938.
- 92) — Escarpas do Rio de Janeiro — Div. Geol. Min., Bol. 93, 71 pp., Rio de Janeiro, 1938.
- 93) — Restingas na Costa do Brasil — Div. Geol. Min., Bol. 96, Rio de Janeiro, 63 pp., 1940.
- 94) — A Bacia de Campos na Geologia Litorânea do Petróleo — Div. Geol. e Min., Bol. 113, Rio de Janeiro, 69 pp., 1944.
- 95) — A Geologia de Niterói na Tectônica da Guanabara — Div. Geol. e Min., Bol. 115, Rio de Janeiro, 39 pp., 1945.
- 96) — LEINZ, V. — Pequenas Notas Geológicas e Petrográficas Sobre o Território do Amapá. Bol. Mus. Nac. Geologia n.º 7, 16 pp., Rio de Janeiro, 1949.
- 97) — Estudos sobre a Glaciação Permocarbonífera do Sul do Brasil — Brasil, Serv. Fom. Prod. Mineral, Bol. n.º 21, Rio de Janeiro, 47 pp., 1937.
- 98) — A Silicificação nos Sedimentos Gondwânicos no Sul do Brasil — Serv. Fom. Prod. Min. — Publ. Esp. n.º 5, Rio de Janeiro, 23 pp., 1938.
- 99) — Petrologia das Jazidas de Apatita de Ipanema Div. Fom. Prod. Min., Bol. 40, Rio de Janeiro, 52 pp., 1940.
- 100) — Fossa do Camaquã — Min. e Met., Vol. XIII, n.º 73, Rio de Janeiro, pp. 21-22, Maio-Junho, 1948.
- 101) — Contribuição à Geologia dos Derrames Basálticos no Sul do Brasil — Fac. Fil. Ciênc. e Letr., Bol. XIII, Geol. n.º 5, São Paulo, 61 pp., 1949.
- 102) — Condições Geológicas da Ocorrência de Petróleo no Brasil — Ciência e Cultura, vol. 2, n.º 2, pp. 81-91, Abril, 1950.
- 103) — LEINZ, V.; G. DE PAIVA — Geologia do Petróleo no Sudoeste de Mato Grosso, Div. Fom. Prod. Min., Bol. 37, Rio de Janeiro, 99 pp., 1939.

- 104) — LEINZ V. E OUTROS — Carvão Mineral de Barra Bonita e Carvãozinho — Div. Fom. Prod. Min., Bol. 42, Rio de Janeiro, 144 pp., 1940.
- 105) — LEONARDOS, O. H. — Chumbo e Prata no Estado de São Paulo — Serv. Fom. Prod. Min., Bol. 6, Rio de Janeiro, 1934.
- 106) — Concheiros Naturais e Sambaquís — Serv. Fom. Prod. Min. — Avulso 37, Rio de Janeiro, 109 pp., 1938.
- 107) — LEONARDOS, O. H. e A. I. DE OLIVEIRA — Geologia do Brasil — Serv. Infor. Agr. Min. Agr., Ser. Didática n.º 2, — 2ª edição, Rio de Janeiro, 782 pp., 1943.
- 108) — LISBOA, M. A. — Oeste de São Paulo e Sul de Mato Grosso — E. F. Noroeste do Brasil, Rio de Janeiro, 165 pp., 1909.
- 109) — MAACK, R. — Geologia e Geografia da Região de Vila Velha — Arqu. do Museu Paranaense, vol. V, Curitiba, pp. 305, 1946.
- 110) — Breves Notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina — Arqu. Biol. e Tec., Curitiba, pp. 63-157, 1947.
- 111) — MACHADO, J. — Beitrag zur Petrographie den Südwestlichen Grenze zwischen Minas Geraes und São Paulo — Tscher. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 9, pp. 329-360, 1888.
- 112) — MARTONNE, E. DE — Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlantico.
1.º Artigo: Rev. Bras. Geog., Ano V, n.º 4, Rio de Janeiro, pp. 523-551.
2.º Artigo: Rev. Bras. Geogr., Ano VI, n.º 2, Rio de Janeiro, pp. 155-178, 1943.
- 113) — MAULL, O. — Von Itatyaia zum Paraguay — Leipzig, 1930.
- 114) — MAURY, C. — Novas Coleções Paleontológicas do Brasil, Serv. Geol. Min., Bol. 33, Rio de Janeiro, 23 pp., 1929.

- 115) — MATTOS, A. — Determinação da Altitude do Pico da Bandeira na Serra do Caparaó — Rev. Bras. Geogr., vol. 5, n.º 4, Rio de Janeiro, pp. 551-559, Outubro-dezembro, 1943.
- 116) — MENDES, J. C. — The Gondwana Formations of Southern Brazil — Commemorative Volume Birbal Sahni Inst. Paleobot. Univ. Road. Lucknow, India, 1950.
- 117) — O Problema da Idade das Camadas de São Paulo. Ass. Geogr. Bras., Bol. Paul. de Geogr., n.º 5, pp. 45-48, Julho, 1950.
- 118) — MINISTERIO DA AGRICULTURA — Brasil, 1942 — Div. Fom. Prod. Min., Avul. 56, Rio de Janeiro, 74 pp., 1943.
- 119) — MORAES, L. J. — Serras de Montanhas do Nordeste — Publ. 58, Serv. I. D. Geologia, Insp. Fed. Obr. Contr. Secas, 2 vols., Rio de Janeiro — 1 vol., 120 pp., II vol. 122 pp., 1924.
- 120) — Estudos Geológicos no Est. de Pernambuco — Serv. Geol. Min. do Brasil — Bol. 32, Rio de Janeiro, 100 pp., 1928.
- 121) — Estrutura Geológica da Região da Cachoeira de Paulo Afonso — Min. e Met., vol. XII, n.º 78, Março-Abril, Rio de Janeiro, pp. 304-306, 1949.
- 122) — MORAES, L. J. DE E OUTROS — Geologia Econômica do Norte de Minas Geraes — Serv. Fom. Prod. Min., Bol. 19, Rio de Janeiro, 192 pp., 1937.
- 123) — MOURA, P. DE — Rio Gurupí — Serv. Geol. e Min. do Brasil — Bol. 78, 66 pp., 1936.
- 124) — NEVIN, C. M. — Principles of Structural Geology — Third Edition, John Wiley & Sons Inc., New York, 320 p.p., 1942.
- 125) — OPPENHEIN, V. — Rochas Gondwanicas e Geologia do Petróleo no Brasil Meridional — Serv. Fom. Prod. Min., Bol. 5, Rio de Janeiro, 129 pp., 1934.
- 126) — OLIVEIRA, E. P. DE — História da Pesquisa do Petróleo no Brasil — Serv. Publ. Agr., 208 pp., 1940.

- 127) — OLIVEIRA, A. I. — Bacia do Rio Branco — Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 37, 69 pp., 1929.
- 128) — PAES LEME, A. B. — O Tectonismo da Serra do Mar — An. Acad. Bras. Ciên., Tom. II, n.º 3, Rio de Janeiro, pp. 143-148, Setembro, 1930.
- 129) — História Física da Terra. — F. Briguier & Cia., Rio de Janeiro, 1020 pp., 1943.
- 130) — PAIVA, G. DE — Vale do Rio Negro — Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 40, Rio de Janeiro, 63 pp., 1929.
- 131) — Jazidas de Minérios de Chumbo no Estado de São Paulo — Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 42, Rio de Janeiro, 25 pp., 1929.
- 132) — Geologia do Município de Lages, Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 69, Rio de Janeiro, 23 pp., 1933.
- 133) — Geologia e Recursos do Meio Norte — Serv. Fom. Prod. Min., Bol. 15, Rio de Janeiro, 55 pp., 1937.
- 134) — PAUWELS, G. Morfogenese do Litoral Catarinense. Rev. Bras. Geogr., vol. 3, n.º 4, Rio de Janeiro, pp. 785-804, 1941.
- 135) — REGO, L. F. DE M. — Notas sobre a Geomorfologia de São Paulo e sua Gênese — Inst. Astr. e Geogr. de S. Paulo, 28 pp., 1932.
- 136) — Nota sobre a Geologia e Geomorfologia e os Recursos Minerais de Sergipe — An. Esc. Min. Ouro Preto, n.º 24, pp. 31-84, 1933.
- 137) — As formações Cenozóicas de São Paulo, An. Esc. Pol. Univ. S. Paulo, pp. 231-267, 1935.
- 138) — O Vale do São Francisco — Editora Renascença, São Paulo, 245 pp., 1945.
- 139) — REGO, L. F. de M. e D. GUIMARÃES — Jazida de Magnetita de Anitápolis — Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 21, Rio de Janeiro, pp. 1-27, 1926.
- 140) — REGO L. F. DE M. E T. D. DE S. SANTOS — Contribuição para o estudo dos Granitos da Serra da Cantareira — Inst. Pesq. Tec. S. Paulo, Bol. 18 e Anexos, 162 pp., 1938.
- 141) — RICH, J. L. — The Face of South America — Am. Geogr. Soc., New York, 299 pp., 1942.

- 142) — RIBEIRO FILHO, R. — Caracteres Físicos e Geológicos da Bacia do Paraíba — Div. Geol. Min., Bol. 127, Rio de Janeiro, 55 pp., 1948.
- 143) — ROLFF, P. A. M. DE A. — Geologia da Província Tantaló Glucínifera da Borborema — Div. Fom. Prod. Min., Bol. 73, Rio de Janeiro, 66 pp., 1945.
- 144) — ROSEMBUSCH, H. — Elemente der Gesteinlehre — 4ª Edição, Stuttgart, 505 pp., 1922.
- 145) — ROXO, M. G. DE O. — Revalidação do *Thoracosaurus bahiensis* e Consideração sobre a Idade da Série Bahia — Bol. Mus. Nac., vol. XII, n.º 3-4, Rio de Janeiro, pp. 49-72, 1936.
- 146) — RUELLAN, F. — Evolução Geomorfológica da Bahia da Guánabara — Rev. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, pp. 445-509, Outubro-Dezembro, 1944.
- 147) — Aspectos Geomorfológicos do Litoral Brasileiro, no Trecho Compreendido entre Santos e Rio Doce — Bol. Ass. Geogr. Bras., n.º 4, Novembro, Rio de Janeiro, pp. 6-12, 1944.
- 148) — A Região Litorânea de Santa Catarina, 67ª tertúlia, Bol. Geogr., Ano II, n.º 17, pp. 682-696, Agosto, 1944.
- 149) — Geomorfologia do Litoral Espiritosantense — 84ª tertúlia, Bol. Geogr., Ano II, n.º 21, Dezembro, pp. 1.359-1361, Dezembro, 1944.
- 150) — Interpretação Geomorfológica das Relações do Vale Paraíba, com as Sérras do Mar e da Mantiqueira e a Região Litorânea do Paratí e Angra dos Reis e Mangaratiba — 86ª tertúlia, Novembro, Bol. Geogr., Ano II, n.º 21, pp. 1374-1375; 95ª tertúlia, Ano II, n.º 23, Rio de Janeiro, pp. 1733-1739, 1945.
- 151) — SCHUCHERT, C. — Hipótese do Deslocamento Continental — Bol. Geogr., Rio de Janeiro, n.º 10, pp. 14-24; n.º 11, pp. 23-34, 1944.
- 152) — SCORZA, E. P. — Estratigrafia do Carvão em Santa Catarina — Div. Geol. e Min., Bol. 104, Rio de Janeiro, 162 pp., 1940.

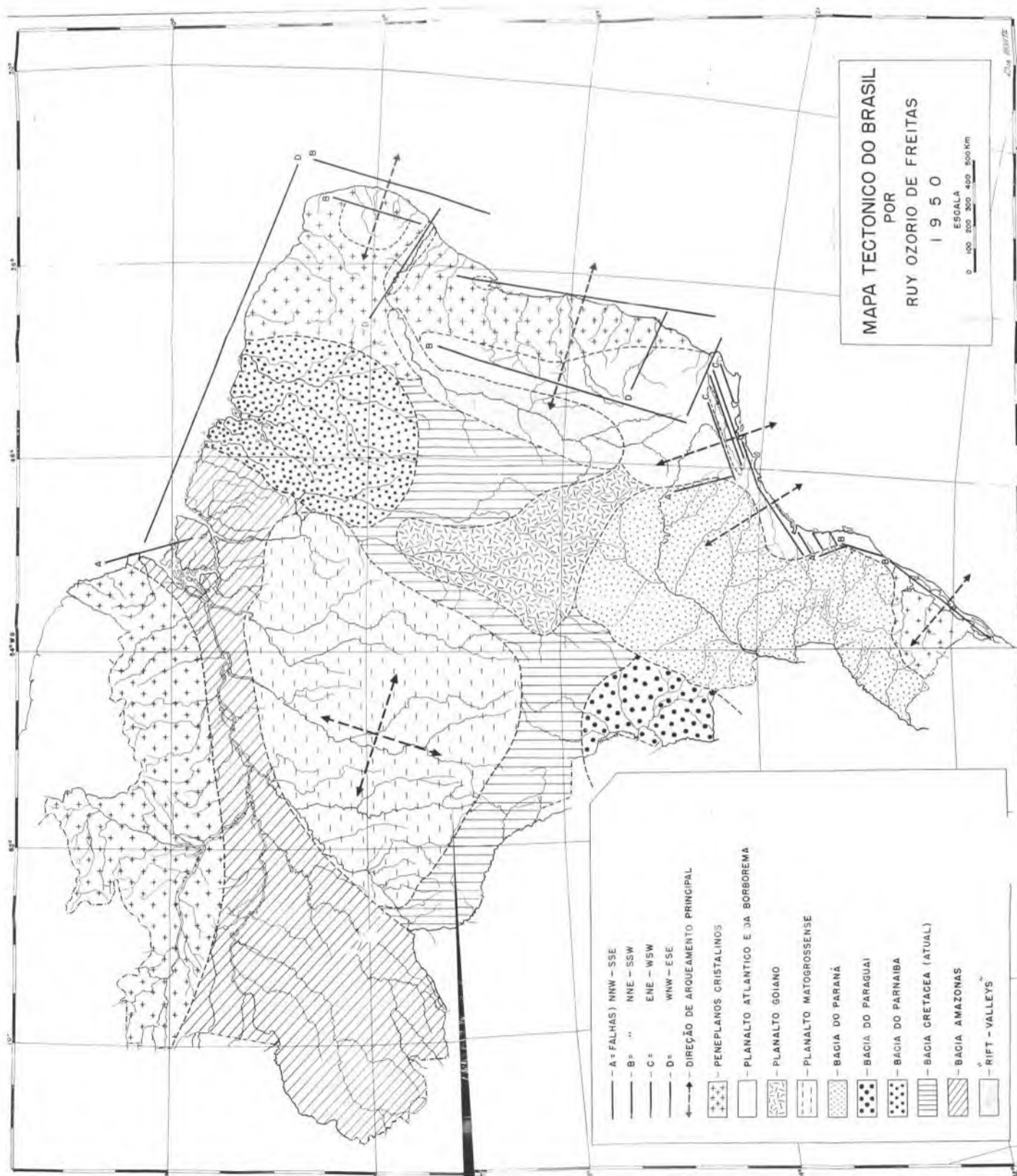
- 153) — SHAND, S. J. — A Rift-Valley in Western Persia — Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 75, pp. 245-250, 1919.
- 154) — Eruptive Rocks — II Edition, Wiley & Sons, New York, 444 pp., 1943.
- 155) — SHEPARD, F. P. — Submarine Geology — Harper & Brothers, New York, 348 pp., 1948.
- 156) — SMALL, H. — Geologia e Suprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piauí — Publ. 25, Sér. I. D. Geologia, Insp. Fed. Obr. Contra as Secas, Rio de Janeiro, 2.^a Edição, 70 pp., 1923.
- 157) — Geologia e Suprimento d'água Subterrânea no Piauí e parte do Ceará — Publ. 32, Insp. Fed. Obr. Contra as Secas — 2.^a edição, Rio de Janeiro, 137 pp., 1923.
- 158) — SOPPER, R. H. — Geologia e Suprimento d'água Subterrânea no Rio Grande do Norte e Paraíba. Insp. Fed. Obr. Contr. Secas — Publ. 26, Sér. I. D. Geologia, Rio de Janeiro, 60 pp., 1923.
- 159) — STARK, M. — Pleochroitische (Radioaktive) Höfe, ihre Verbreitung in den Gesteinen und Veranderlichkeit-Jena, pp. 566-630, 1936.
- 160) — TABER, S. — Fault Troughs — Journ. Geol., vol. XXXV, n.º 7, pp. 577-606, October-November, 1927.
- 161) — VARZEA, A. — Relêvo do Brasil — Rev. Bras. Geogr., Ano IV, Rio de Janeiro, pp. 97-130, 1942.
- 162) — VEATCH, A. C. — Evolution of the Congo Basin Geol. Soc. of Am. Memoir 3, New York, 183 pp., 1935.
- 163) — WASHBURN, C. — Petroleum Geology of São Paulo, Com. Geogr. e Geol. de S. Paulo, Bol. 22, 282 pp., 1930.
- 164) — WARING, C. A. — Reef Formations of Northeast Coast of Brazil — Am. Journ. Soc., vol. XXXVII, n.º 221, New Haven, pp. 367-390, 1914.
- 165) — Some Features of the Geology of Northeastern Brazil — An. Carneg. Mus., vol. XIII, n.º 1-2, pp. 183-

- 166) — WHITE, I. C. — Relatório final sobre o Carvão no Brasil — Imprensa Nacional, Rio de Janeiro, 617 pp., 1908.
- 167) — WILLIAMS, H. E. — Notas sobre a Geologia e os Recursos Minerais do Norte do Ceará — Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 16, Rio de Janeiro, 42 pp., 1926.
- 168) — WILLIS, B. — East Africa Plateaus and Rift-Valleys — Carneg. Inst. of Washington — Public. 470, 347 pp., 1936.
- 169) — Physiography of the California Coast Ranges — Bull. Geol. Soc. of America, vol. XXXVI, pp. 643-678, 1925.
- 170) — WRIGHT, F. E. — Die Foyaitisch-Theralitischen Eruptiv-Gesteine der Insel Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasilien — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 20, pp. 233-259, Parte I, 1901.
- 171) — Die Foyaitisch-Theralitischen Eruptiv-Gesteine der Insel Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasilien — Tsch. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 20, pp. 273-306, Parte II, 1901.

OMISSÃO

Nas paginas 109 e 110 inclua-se na lista bibliografica:

- 33) — CONSELHO NACIONAL DO PETRÓLEO — Relatório de 1945 — Rio de Janeiro, 218 pp., 1945.
- 42) — DEPARTAMENTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO DE MINAS GERAIS — Folha Topográfica de Belo Horizonte, n.º 39, 1932.



O Departamento de Geologia:

pede e agradece a remessa de suas publicações.
vous prie de lui envoyer vos publications.
shall be glad to receive your publications,
le agradecerá el envío de sus publicaciones.

Endereço:

Departamento de Geologia
Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras
Caixa Postal 8.105 — Alameda Glette, 463
S. Paulo (Brasil).

Indústria Gráfica JOSÉ MAGALHÃES Ltda.
Rua Spartaco, 215 — São Paulo