

REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA

Ano XIII

ABRIL-JUNHO DE 1951

N.º 2

ENSAIO SÔBRE O RELÊVO TECTÔNICO DO BRASIL*

RUI OSÓRIO DE FREITAS

Prof. Assistente de Geologia da Faculdade
de Filosofia, Ciências e Letras da
Universidade de S. Paulo

INTRODUÇÃO

O presente trabalho destina-se a completar o ensaio sôbre a tectônica moderna do Brasil recentemente publicado pelo autor (FREITAS, 66), onde foram focalizadas as fôrças tectônicas operantes no país após a revolução da série Bambuí.

As fôrças tectônicas, de natureza epeirogênica, impuseram ao Brasil deformações caracterizadas por um relêvo de bacias e planaltos, arqueamentos, muralhas, fossas e vales de afundimento, que dirigiram a geologia brasileira desde o Devoniano.

O autor procura determinar e individualizar as unidades geotectônicas resultantes das deformações epeirogênicas postdevonianas. As feições geológicas de maior importância, e as mais antigas, são as bacias tectônicas, — unidades estruturais caracterizadas por largas depressões tectônicas arqueadas, entulhadas por abundante sedimentação, com estrutura periclinal. Sob êste aspecto as bacias Amazônica e do Paraguai deveriam ser encaradas como fossas tectônicas; a primeira por ser uma composição de um antigo vale de afundimento, iniciado no Cambriano e terminado no Carbonífero, superposto por estruturas terciárias e quaternárias, mantendo só no Cenozóico o aspecto externo de uma bacia, e, a segunda por não apresentar sedimentação espessa e nem estrutura nitidamente radial, além da sua recentidade manifesta do Quaternário. Entretanto, graças à sua conformação aparente de uma bacia e às origens tectônicas, foram assim designadas para maior comodidade na classificação do relêvo tectônico do Brasil.

Seguem-se os planaltos tectônicos, representando feições tectônicas modernas, porém de evidentes raízes remotas como centros positivos de permanente fornecimento de material para a deposição nas bacias. Sua conformação atual constitui um fenômeno cenozóico, relativo aos últimos episódios do levantamento epeirogênico do escudo brasileiro. O arqueamento do escudo brasileiro, embora um fenômeno recorrente na tectônica do passado antigo, atingiu o clímax dentro dos tempos cenozóicos.

* O autor agradece a elevada contribuição dada pelo professor Dr. VIKTOR LEINZ, diretor do Departamento de Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo pela cooperação prestimosa, críticas e valiosas sugestões na redação do presente ensaio.

Dentro destas duas grandes unidades geotectônicas do escudo brasileiro, planaltos e bacias, há deformações de fundo epeirogênico menores e modernas representadas pelas muralhas, fossas e vales de afundimento. Estes conferidos a desabamentos lineares onde as estruturas de “grabens” e “horsts” ainda são expressas topograficamente em grande comprimento, considerável desnível e razoável largura.

As fossas e muralhas são elementos topográficos, resultantes também de conformação estrutural por ruptura, porém de extensão menor as fossas, e as muralhas as saliências tectônicas que guarnecem os vales de afundimento e as cristas dos desabamentos tectônicos do escudo brasileiro no Cenozóico.

Verifica-se, com a exposição dêste trabalho, que a geologia do Brasil, excluídas as estruturas antigas orogenéticas, resulta da natureza do seu relêvo tectônico: — a sedimentação nas bacias, fossas e vales de afundimento, — a erosão nos planaltos e nas bacias sobrelevadas no Cenozóico, — a drenagem seguindo as linhas de arqueamento, ruptura e cisalhamento das unidades geotectônicas.

DEFORMAÇÕES EPEIROGÊNICAS DO ESCUDO BRASILEIRO

I — ARQUEAMENTO

A — Direções no Brasil Meridional

I — FATOS

a) *Drenagem dirigida para o interior da bacia do Paraná*

A drenagem do Planalto Atlântico brasileiro, além da serra do Mar e da serra da Mantiqueira (pró-parte) acha-se dirigida para o interior da bacia do Paraná, variando rumo WNW a NNW, com caráter epigênico sôbre a aresta do “front” basáltico da serra Geral.

Do lado W da bacia do Paraná, a superfície do embasamento mergulha para SSE, isto é, num rumo contrário ao precedente, dirigindo-se a drenagem rumo ESE e SSE.

b) *Altitudes crescentes da serra do Mar e Mantiqueira*

Compulsando-se a topografia dessas muralhas tectônicas, cuja origem já foi discutida por FREITAS (66), observa-se que o deslocamento dessas cristas tectônicas descreve um arco ascendente desde Santa Catarina, rumando ora ENE, ora NE, com um máximo na Pedra do Sino (2 263 m) para a serra do Mar e outro no maciço do Caparaó (2 890 m) para a serra da Mantiqueira (fig. 1).

c) *Mergulho do embasamento cristalino*

Partindo do tópo da serra do Mar e da Mantiqueira, para o interior, salvos os deslocamentos por fossas, a superfície do embasamento cristalino descai gradualmente, sendo logo recoberta pela base do Gonduana ou localmente pela série Paraná. O mergulho dessa superfície ocorre rumo NW e NNW. MAACK (108, p. 185) deduz uma inclinação original da peneplanície gonduânica

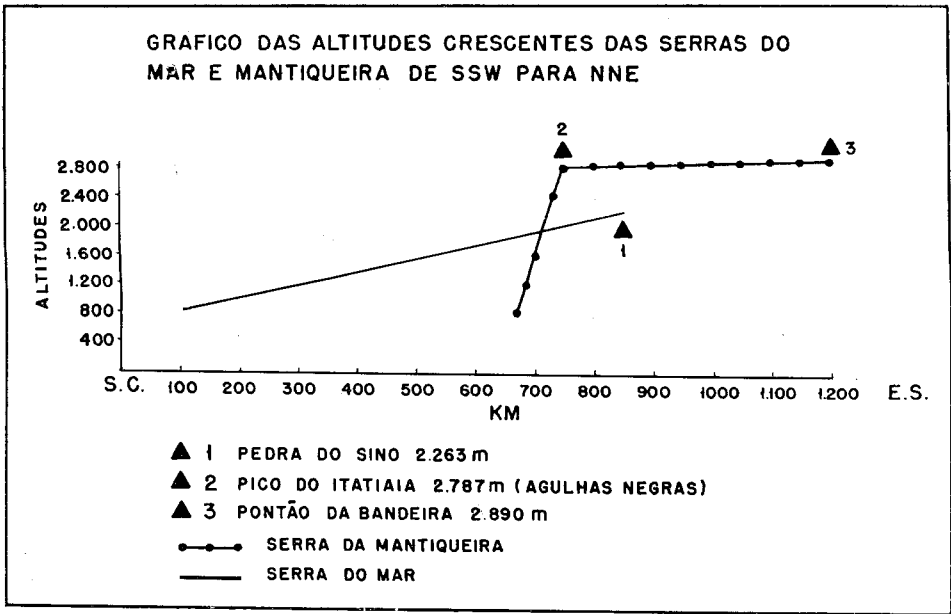


Fig. 1

de $0^{\circ} 38' 03''$ até $0^{\circ} 42' 58''$. Em Serrinha, Paraná, MAACK (108, p. 186) achou $0^{\circ} 16' 06''$ para a inclinação do embasamento gonduânico, composto neste caso do arenito das Furnas. A série Itararé, presentemente, apresenta mergulhos variáveis de NNW, NW, W e SW, que segundo PAIVA corresponderiam às inclinações do embasamento, isto é, cêrca de 58m/km de mergulho rumo 65° NW, (PAIVA, 12).

d) *Ruptura da serra do Mar e Mantiqueira*

A ruptura do escudo cristalino que causou as muralhas tectônicas das serras do Mar e Mantiqueira (FREITAS, 66) dirige-se variavelmente de ENE-WSW para NE-SW, direções estas normais ao basculamento geral do escudo cristalino (fig. 2).

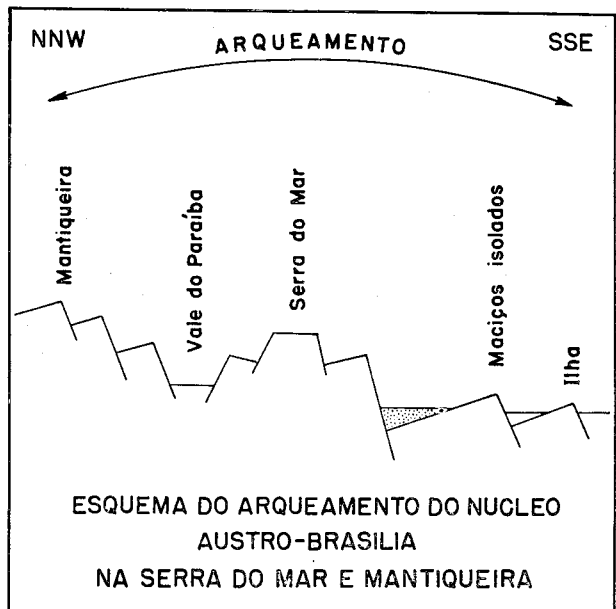


Fig. 2

e) *Ruptura da fossa do Camaquã e da lagoa dos Patos*

Segundo LEINZ (46) nota-se uma ruptura orientada aproximadamente WNW-ESE na fossa do rio Camaquã, R.G.S. e outra NNE-SSW na lagoa dos Patos, também nesse Estado.

f) *Drenagem sul-riograndense*

A drenagem no Estado do Rio Grande do Sul segue a direção WNW-ESE, rumo WNW os tributários da bacia do Paraná e rumo ESE os tributários do oceano Atlântico.

2 — INFERÊNCIAS

Segundo os dados analisados existem duas direções prováveis de arqueamento crustal do núcleo Austro-Brasília do escudo brasileiro: 1.^a NNW-SSE, com uma secundária ENE-WSW, abrangendo os Estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Minas Gerais, Paraná e Santa Catarina; 2.^a WNW-ESE, com uma subordinada NNE-SSW, englobando o Estado do Rio Grande do Sul.

A linha principal de arqueamento representa a direção de maior distensão do escudo cristalino, acompanhada pela drenagem, pelo mergulho da superfície do embasamento. O entumescimento do escudo cristalino segundo essa direção deu origem à bacia sedimentária tectônica do Paraná. A linha secundária de arqueamento acha-se localizada a 90° da principal, sendo paralela à xistosidade das rochas metamórficas do embasamento, e acompanhada pelas muralhas tectônicas resultantes da ruptura do escudo cristalino.

O principal arqueamento do escudo cristalino no Brasil Meridional segue a direção NNW-SSE, sendo acompanhado de falhamento escalonado numa direção justamente a 90° da primeira que gerou as escarpas de falha da serra do Mar e da Mantiqueira. Em alguns pontos o arqueamento NNW-SSE foi consumado sem aparente ruptura crustal, fato demonstrável nas fotografias aéreas de algumas partes da serra do Mar, em que êste acidente topográfico exhibe a feição singular de um monoclinial sem ruptura. O arqueamento do núcleo Austro-Brasília, bem como as rupturas concomitantes numa direção perpendicular, vem sendo um processo lento e reiterado desde o Devoniano, com um rejuvenescimento das antigas linhas estruturais herdadas do Precambriano. Por estas razões, a drenagem no núcleo Austro-Brasília reflete o caráter de uma antecedência, sendo post-cedentes apenas as partes afetadas pelo cisalhamento tectônico do escudo nas rupturas da serra do Mar e Mantiqueira, como os rios Paraibuna, Paraitinga, Paraíba, Doce, Jequitinhonha, Ribeira, e alguns outros poucos.

WILLIS (168, p. 72) observou que os planaltos africanos têm aspecto grosseiramente circular, como resultante de arqueamento epeirogênico, e que os "rift-valleys" ocorrem nos pontos mais deformados dos planaltos, onde o esforço tênsil atinge ao máximo. Opera-se, conseqüentemente, nesses pontos ruptura da parte mais elevada do arco e desabamento de fossas numa direção a 90° do arqueamento. Nesta concepção um arqueamento epeirogênico representa uma dobra imensa, desenvolvendo-se tensões na crista do arco, ampliação dos esforços idênticos encontrados nas dobras orogênicas.

Os planaltos brasileiros satisfazem essa observação de WILLIS (168). Nota-se que todos apresentam a forma grosseiramente circular e denotam ação de arqueamento. O exame das muralhas como as serras do Mar, Mantiqueira e Espinhaço (FREITAS, 66) mostra que tais feições ocupam o tecto orográfico do país.

Geomêtricamente, dois elementos distintos resultam do arqueamento, que é sempre uma feição convexa. O aspecto côncavo é uma resultante dos efeitos convexos. Primeiramente cumpre assinalar os de forma circular e elevados que são os planaltos e em segundo os lineares que são as fossas e muralhas. As bacias resultam negativamente da formação dos planaltos.

O núcleo sul-riograndense não exhibe a mesma intensidade de cisalhamento tectônico do núcleo Austro-Brasília. As rupturas orientadas de ENE-WSW a NE-SW, cambiam para NNE-SSW (lagoa dos Patos), e desaparecem muralhas como a serra do Mar e da Mantiqueira. A principal direção de arqueamento, neste núcleo, obedece a direção WNW-ESE, e a secundária a NNE-SSW. Parece que a linha tectônica Tôrres-Posadas, proposta por LEINZ (101) encontra mais uma prova da sua operação, graças a uma descontinuidade observada entre os núcleos cristalinos sul-riograndense e Austro-Brasília.

3 — CONCLUSÕES

a) As serras do Mar e da Mantiqueira provêm de uma ruptura do escudo cristalino orientada de ENE-WSW a NE-SW, devido a uma distensão crustal dirigida de NNW-SSE a NW-SE provocada por arqueamento.

b) A drenagem do planalto é dirigida para NNW e NW graças a êste arqueamento principal NNW-SSE ou NW-SE, apresentando caráter antecedente.

c) A drenagem post-cedente dá-se ao longo das rupturas, orientada ENE-WSW, com padronagem subsequente.

d) Cortado retilineamente no seu bordo oriental por desabamento tectônico (serra do Mar e Mantiqueira), o Planalto Atlântico do Brasil Meridional assume um aspecto de crescente.

e) As superfícies de erosão encontradas acham-se basculadas para NNW e NW.

f) O núcleo sul-riograndense do escudo brasileiro tem como principal direção de arqueamento a WNW-ESE (paralela à linha tectônica Tôrres-Posadas), cuja distensão provocou a ruptura da lagoa dos Patos.

g) A direção principal de arqueamento é inferida segundo a direção onde se observa maior distensão crustal e conseqüentemente ruptura por falhamentos escalonados.

h) A direção secundária de arqueamento do núcleo sul-riograndense orienta-se NNE-SSW.

i) A escarpa tectônica Tôrres-Osório resulta da distensão provocada pelo arqueamento WNW-ESE.

j) As direções de arqueamento do núcleo sul-riograndense coincidem com as do Brasil Oriental e Nordeste.

B — Direções no Brasil Oriental e Central

1 — FATOS

a) *Drenagem de SSW a NNE*

A direção da drenagem no Brasil Oriental e Central segue a direção SSW-NNE, figurada pelos principais rios como o São Francisco, Tocantins,

Araguaia, etc., orientação que reflete um basculamento para NNE. Acompanham esta direção os rios orientais como Jequitinhonha, Doce, Paraguaçu, Araçuaí, Itapicuru e outros.

b) *Topografia decrescente da serra do Espinhaço para NNE*

A serra do Espinhaço topograficamente mostra uma descensão para NNE de natureza tectônica (FREITAS, 66).

c) Formações cretáceas que capeam a maior parte do escudo cristalino nesta área mostram um basculamento geral para NNE e N (ALMEIDA, 3).

2 — INFERÊNCIAS

O escudo brasileiro no Brasil Oriental e Central mostra uma direção principal de tensão orientada WNW-ESE, responsável pela sua distensão e conseqüente ruptura causadora da muralha da serra do Espinhaço, com direção normal (SSW-NNE). Além desta ruptura continental deu-se outra submarina paralela (LEONARDOS, 106) formando uma fossa desde Campos, R. J. até o Recôncavo, Ba. onde então emerge na baía de Todos os Santos. As sondagens do "Meteor" revelam esta linha de ruptura SSW-NNE ao largo de toda a costa da Bahia, até Salvador, indo terminar na fossa de Santa Brígida, Ba. no Recôncavo, graças aos estudos do Conselho Nacional do Petróleo (33, 34, 35, 36).

Verificam-se duas linhas de ruptura, — uma representada pela serra do Espinhaço e outra submarina representada pela fossa Campos—Abrolhos—Recôncavo, dirigidas segundo SSW-NNE. Tal aspecto reproduz-se no Brasil Meridional onde são encontradas também duas muralhas, porém emersas, representadas pelas serras do Mar e da Mantiqueira com direção ENE-WSW. A mudança de uma linha de ruptura para outra dá-se na altura do Estado do Espírito Santo, com desabamento ao longo de uma dobradiça orientada WNW-ESE, direção esta procurada pelo rio Doce para atingir o oceano Atlântico. A movimentação epeirogênica ao longo dessas linhas SSW-NNE e WSW-ESE produziu uma maior elevação continental no Brasil Meridional e uma menor no Brasil Setentrional. A fossa Campos—Abrolhos—Recôncavo é homóloga à serra do Mar e por isso, sendo submarina, permitiu a conservação do peneplano do nordeste "sur-place" (JAMES, 84, 85). Na mesma equação a serra da Mantiqueira é homóloga à serra do Espinhaço. Segundo LAMEGO, (97) a serra do Mar desaparece em Campos, exatamente onde se inicia o longo vale de afundimento Campos—Abrolhos—Recôncavo que lhe é homólogo.

A segunda linha de ruptura WNW-ESE é produzida pelo arqueamento NNE-SSW, paralelo à escarpa do Espinhaço. Ao longo desta segunda linha os rios Paraíba, Doce e São Francisco, voltam-se súbitamente para atingir o oceano Atlântico.

3 — CONCLUSÕES

a) A serra do Espinhaço consiste em uma muralha produzida por uma distensão do escudo cristalino orientada WNW-ESE, resultando linhas de ruptura perpendiculares (SSW-NNE) que coincidem com a direção geral da xistosidade.

b) A direção das falhas da serra do Espinhaço representa a reativação de antigas linhas herdadas do pré-cambriano, possivelmente a direção dos antigos eixos de dobramento.

c) A principal linha de arqueamento orienta-se WNW-ESE e a secundária SSW-NNE.

C – Direções no Brasil Nordeste

1 – FATOS

a) *Inclinação do peneplano nordestino de WNW a ESE*

Segundo a secção geológica levantada por MORAIS (120), de Ingá (altitude 16m) a Patos (Altitude 250 m) o escudo nordestino mostra-se basculado na direção WNW-ESE.

b) *Inclinação para WNW do cretáceo da serra de Ibiapaba*

Os arenitos cretáceos da serra de Ibiapaba exibem um mergulho geral das camadas para WNW. Na sua face ESE termina em uma escarpa sôbre o peneplano nordestino.

c) *Inclinação SSW-NNE das formações cretáceas no R. G. do Norte*

O grupo Apodi (chapada do Apodi) R. G. N. tem' cêrca de 100 m de altitude perto de Apodi e descamba rumo NNE, gradativamente, até atingir Moçoró, 80 km depois, com cêrca de 50 m.

2 – INFERÊNCIAS

A secção geológica de MORAIS (120) supracitada sugere uma distensão crustal na direção WNW-ESE, causando a ruptura do escudo numa direção perpendicular (SSW-NNE), gerando a muralha da serra da Borborema. Genética e estruturalmente a serra da Borborema constitui um prolongamento da muralha da serra do Espinhaço (FREITAS, 66). Ao oriente da Borborema, existe uma segunda linha de ruptura paralela (SSW-NNE), submersa, responsável pelo alinhamento da costa nordestina de Sergipe ao Rio Grande do Norte (Du Torr, 55). Do flanco leste da Borborema o peneplano do Nordeste descamba para ESE e no flanco oeste inclina-se para WNW, ocupando o planalto da Borborema o centro dêsse arqueamento.

O arqueamento do escudo brasileiro no Nordeste representa uma repetição do observado no Brasil Oriental. Existe visível uma direção principal de arqueamento de ESE para WNW, produzindo três rupturas orientadas perpendicularmente: a 1.^a partindo-se de ESE é submarina (como provam os perfis de sondagens do "Meteor"), a 2.^a constitui a serra da Borborema e a 3.^a a serra de Ibiapaba. Segundo WNW-ESE deram-se os maiores esforços tênséis do Nordeste.

A serra de Ibiapaba mostra o arqueamento segundo essa referida direção, ocupando posição análoga à das serras cretáceas que entestam com o vale do São Francisco, a oeste da sua calha, em Minas Gerais e Bahia.

A direção secundária de arqueamento orienta-se ao longo da ruptura SSW-NNE, visível no mergulho do grupo Apodi. Os esforços nessa direção causaram a ruptura do Espinhaço WNW-ESE, um afundimento por onde o rio São Francisco desce para o oceano Atlântico. Paralelamente a esta direção existe outro abatimento tectônico representado pela costa setentrional do Brasil, fato referido por EVANS (59), DU TOIT (55) em mapas transcritos por FREITAS (66).

O peneplano nordestino apresenta o melhor exemplo de um peneplano arqueado. Suas altitudes sobem do mar para o interior até um máximo e depois descaem na mesma direção tomada. Assume o aspecto circular típico que WILLIS (168) discute a propósito dos movimentos epeirogênicos africanos.

O núcleo nordestino do escudo brasileiro mergulha sob a bacia sedimentar do Parnaíba e volta a aparecer nas Guianas, com os mesmos caracteres tectônicos. CHOUBERT (25) apresenta um estudo detalhado da tectônica e da estrutura da Guiana Francesa, onde existem as mesmas linhas de ruptura pertinentes ao núcleo nordestino. Os estudos recentes de LEINZ na região confirmam estas direções (98).

3 — CONCLUSÕES

a) O escudo cristalino no Nordeste mostra duas direções de arqueamento, a principal ESE-WNW e a secundária SSW-NNE.

b) A distensão segundo SSW-NNE gerou duas rupturas importantes: o afundimento do vale do São Francisco cortando o Espinhaço e a Borborema e a fossa do litoral nordestino setentrional, ambas orientadas segundo WNW-ESE.

c) A distensão segundo WNW-ESE gerou três rupturas orientadas SSW-NNE: a 1.^a submersa (fossa costeira), a 2.^a serra da Borborema e 3.^a serra de Ibiapaba.

d) A serra da Borborema tectônica e estruturalmente é uma continuação da serra do Espinhaço.

D — Causas do arqueamento

Na nossa opinião as deformações epeirogênicas modernas, do escudo brasileiro, acham-se ligadas aos fenômenos orogênicos dos Andes e secundariamente a mecanismos de compensação isostática operados pela longa denudação do escudo desde os tempos precambrianos. O arqueamento produziu-se com o deslocamento do rígido "foreland" cristalino brasileiro de encontro à cinta orogênica andina. Examinando-se a configuração linear dos Andes na borda pacífica e na do mar das Caraíbas e comparando-se com as direções tectônicas brasileiras citadas, verifica-se absoluta conjugação de causa e efeito, como expõe o quadro I.

QUADRO I

DIREÇÃO DA CINTA OROGÊNÉTICA ANDINA	REGIÃO	DIREÇÃO DOS ESFORÇOS TANGENCIAIS
ENE — WSW	Mar das Caraíbas	SSE — NNW
NNE — SSW	Costa do Pacífico do paralelo de 10° N ac de 10° S	WNW — ESE
NNW — SSE	Costa do Pacífico de 10° S a 20° S.	WSW — ENE
NNE — SSW	Costa do Pacífico de 20° S a 50° S	WNW — ESE

Existem, pois, três direções fundamentais da cinta orogênica andina nas costas do oceano Pacífico: 1.^a NNE-SSW, 2.^a NNW-SSE e 3.^a ENE-WSW. Naturalmente os esforços tangenciais provieram de uma direção perpendicular a estas, como sejam respectivamente: 1.^a NNW-SSE, 2.^a WNW-ESE e 3.^a ENE-WSW.

O deslocamento do “foreland” segundo a primeira direção (SSE-NNW) rumo NNW produziu um forte arqueamento com rupturas perpendiculares representadas pelas serras do Mar e da Mantiqueira (ENE-WSW). Na segunda direção (WNW-ESE) rumo WNW deu-se outro importante arqueamento, principalmente na área do Nordeste e oriente do Brasil, cujas rupturas geraram a serra do Espinhaço, Borborema e as fossas lineares costeiras orientadas NNE-SSW. Na terceira direção (ENE-WSW) rumo WSW deu-se um arqueamento secundário visível ao longo da serra do Mar e da Mantiqueira, dirigidas NNW-SSE, há rupturas representadas pela fossa do Amazonas, e outras falhas que intersectam os falhamentos principais da serra do Mar.

DESLOCAMENTO CONTINENTAL NO HEMISFERIO SUL
Segundo A. Holmes

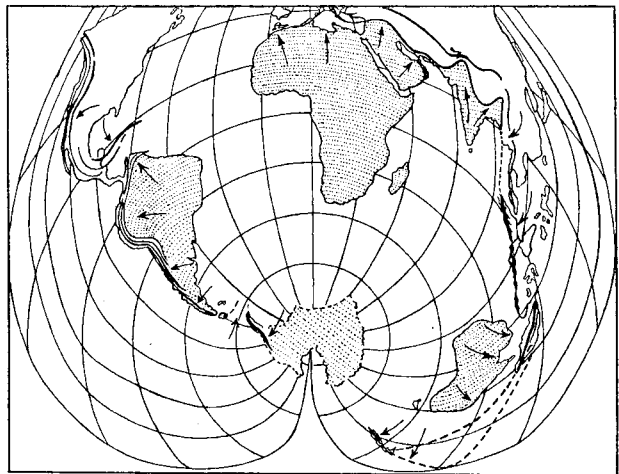


Fig. 3

Tôdas as direções tectônicas do escudo brasileiro coincidem com as direções assumidas pela cinta orogênica dos Andes, fato que não pode ser interpretado como coincidência, mas sim como conexos.

Na teoria do geossinclinal, comentada recentemente por KNOPF (89), constitui questão pacífica a sucessão de uma fase de relaxamento crustal após o paroxismo compressivo, a qual pode produzir falhamento normal pelo desenvolvimento de esforços tênses. O arqueamento pode ser produzido durante o mecanismo de avanço do “foreland” de encontro à cinta orogênica.

As nossas idéias encontram apoio em HOLMES (82, p. 401, fig. 210). Êste autor indica esquematicamente as direções de deslocamento do "foreland" do hemisfério sul, coincidindo na América do Sul os rumos apresentados com os oferecidos pelo autor. (fig. 3).

II — PLANALTOS E BACIAS

A — Conceitos gerais

Os termos *planalto* e *bacia* têm ainda sentido vago, designando tratos continentais elevados e depressões. Do ponto de vista tectônico é preferível adotar o critério de HOLMES (82, p. 482): "*The plateaus and swells have been intermittently uplifted and denuded, with the result that they now consist of old rocks which were formerly deep-seated. The basins have been the receptacle of thick deposits of continental sediments representing the material eroded from the uplifted tracts.*"

Na análise dos planaltos e bacias do Brasil adota-se êsse critério, considerando-se o *planalto* como uma porção elevada da crosta constituída de rochas do embasamento. As *bacias* são encaradas como depressões continentais, entulhadas de sedimentos, qualquer que seja a sua altitude, como bem acentua HOLMES (82): "*The term basin is also given to ancient crustal sags which have been filled with sediments and in some cases, as in Africa, subsequently uplifted into plateaus*". Para BUCHER (19, p. 153) as bacias tanto ocorrem nos continentes como nos fundos oceânicos.

Admitida esta premissa encontram-se no Brasil alguns planaltos, áreas elevadas, sujeitas à erosão, com relevos policíclicos, funcionando como fonte da sedimentação. Seguindo êste conceito podem-se admitir os seguintes planaltos no Brasil: 1) Atlântico, 2) Goiano, 3) Matogrossense, 4) Borborema. Quanto às bacias distinguem-se: 1) Paraguai, 2) Paraná, 3) Parnaíba, 4) Amazônica e 5) Cretácea.

Secundariamente existem bacias locais, verdadeiras fossas tectônicas, como as de São Paulo, Curitiba, Gandarela e Fonseca.

B — Planalto Atlântico

Compreende todo o escudo cristalino brasileiro elevado pela ruptura da serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço, desenvolvendo-se desde o norte de Santa Catarina, por Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Rio de Janeiro, Espírito Santo e parte da Bahia. Do lado oriental limita-se pelas escarpas retilíneas da serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço, enquanto da banda ocidental descamba gradualmente, arqueado e falhado escalonadamente. Sua altitude média é de 1.000 metros, tendo pontos culminantes muito mais elevados como o Pico da Bandeira, Agulhas Negras, Pedras do Sino, Itacolomi, Caraça, etc. Compreende a zona das montanhas cristalinas brasileiras, sede de intensa dissecação erosiva graças ao forte levantamento epeirogênico experimentado em várias fases sucessivas (FREITAS 66, 67).

A descrição dêste planalto é bem apresentada por JAMES (85) e sua análise morfológica por DE MARTONNE (112). FREITAS (67) analisa-o a propósito do testemunho dos relevos policíclicos nas interpretações tectônicas da região.

Constitui o planalto atlântico a porção mais elevada do escudo brasileiro, confinando ao sul com o peneplano sul-riograndense e ao norte com o peneplano do nordeste.

A designação de Planalto Atlântico distingue-se das várias tentativas anteriores feitas por geógrafos no sentido de classificar, em bases geográficas, as formas do relêvo brasileiro. O termo planalto é empregado no seu sentido tectônico, fundamentalmente genético e não morfológico. Para o conhecimento das classificações geográficas seria de alto interesse examinar os trabalhos de JAMES (85), PAIS LEME (129), GUIMARÃES (77), ABREU (67) e especialmente AZEVEDO (5).

C – Planalto Goiano

Outra unidade tectônica do Brasil compreende o planalto Goiano, a parte elevada do escudo cristalino desenvolvendo-se no interior do Estado de Goiás, tendo como ponto culminante a serra dos Pirineus (1 835 m). Enquadra-se no tipo genético tectônico, apresentando-se como uma área de desnudação com rochas principalmente da série de Minas. Exibe, como o planalto Atlântico, relevos policíclicos e falhas escalonadas.

D – Planalto de Mato Grosso

Acha-se representado pelo núcleo cristalino de Mato Grosso e sul do Amazonas. Infelizmente não se conhecem detalhes para um apanhado tectônico. A direção da drenagem e o mergulho das formações cretáceas do Parecis, ambas rumo NNE, parecem indicar um arqueamento nesse sentido.

E – Planalto da Borborema

Estudado por MORAIS (120) acha-se localizado nos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Segundo MORAIS (120, p. 7): "*Começando no primeiro dêsses Estados, cêrca de 20 km ao sul da cidade de Lajes, ela se dirige para sudoeste, quase paralelamente à linha de costa, atravessa a Paraíba pelo meio e vai terminar em Pernambuco, na serra de Tacaratu, próxima à margem esquerda do rio São Francisco*".

O planalto da Borborema, como o do Atlântico, é assimétrico. Possui o escarpamento de falha (FREITAS, 66) voltado para o lado oriental, bem marcado em Pernambuco e descamba gradualmente para o interior, exatamente como o planalto limitado pela escarpa da serra do Mar no sul do Brasil.

Como planalto tectônico a Borborema constitui zona de desnudação, expondo rochas do embasamento cristalino. Embora não excessivamente alto, oscilando de 550 m a 1 000 m, satisfaz os caracteres de um planalto tectônico, tendo fornecido naturalmente material para a sedimentação cretácea.

O planalto da Borborema continua para o norte a mesma linha de ruptura da serra do Espinhaço, ficando separada dêste pelo curso inferior do rio São Francisco que segue um verdadeiro vale de afundimento.

F — Bacia do Paraguai

Enquanto as demais bacias alojadas no escudo cristalino brasileiro mostram grandes depósitos, a bacia do Paraguai revela caracteres de uma visível recen-tidade.

Atualmente compreende a região do Pantanal, drenada pelo rio Paraguai, limitando-se a leste com a bacia do Paraná no "front" basáltico do "trapp" do Paraná e a oeste com o Chaco, estruturalmente o "vorland" andino.

PAIVA (103, p. 34) estabelece claramente as diferenças entre o Chaco e a bacia do Paraguai. O Chaco, tectonicamente negativo, faz parte estruturalmente do "vorland" andino, exibindo deformações do estilo orogênico, com altitudes de 400-500 m na borda dos Andes, que descem a 100-200 m nas serras do sistema Chiquitano. A bacia do Paraguai, ou genéricamente no Brasil, — o Pantanal, é uma zona de exposição do escudo cristalino recoberta por um filme de sedimentos quaternários, de onde emergem montanhas em blocos, exibindo deformações de estilo epeirogênico e formando uma planície com altitude média de 100 m, provida de abundante drenagem.

A idade recente desta bacia é conferida por alguns fatos geológicos decisivos:

1 — SEIXOS DE ROCHAS CRISTALINAS DA BACIA DO PARAGUAI NO ALTO DA BACIA DO PARANÁ

A presença de rochas cristalinas da bacia do Paraguai no alto da bacia do Paraná, em Mato Grosso, demonstra que a drenagem nessa área se fazia de oeste para leste. Êste fato permite inferir que a zona da bacia do Paraguai se achava, no passado geológico, elevada em relação à da bacia do Paraná para poder contribuir com material no transporte na direção dessa outra unidade tectônica. Implica dizer que a bacia do Paraguai abrigava as nascentes dessa drenagem pretérita rumo ao rio Paraná, fato cuja verificação se deve a ALMEIDA (2, p. 110), onde discute pormenorizadamente o problema. Os seixos mencionados são encontrados nos vales atuais, indicando que o abaixamento que cortou o fornecimento dessa área é bem recente.

2 — AUSÊNCIA DE SURIMPOSIÇÃO DA DRENAGEM DA BACIA DO PARAGUAI PARA A DO PARANÁ

Não existe simetria hidrográfica entre o lado leste e oeste da bacia do Paraná, nos Estados de São Paulo e Mato Grosso. A leste, os rios perfuram a aresta do "front" basáltico em portais epigenéticos, denotando com isso uma elevação da área do escudo cristalino, ora ocupada pelo Planalto Atlântico. A oeste, ao contrário, o abaixamento do escudo na zona da bacia do Paraguai não permitiu a surimposição que seria lícito esperar-se porque a velocidade de

subsidiência foi maior que o processo erosivo, fazendo com que a drenagem local se invertesse na forma de um sistema obsequente. Esse abaixamento cortou o suprimento de material da área cristalina, outrora elevada, da bacia do Paraguai, em Mato Grosso para a do Paraná, mas deixou os testemunhos nos seixos que foram referidos por ALMEIDA (2 p. 110).

Admitindo-se que esse abaixamento fôsse remoto, a drenagem obsequente teria, graças ao enorme gradiente conquistado, entalhado profundamente a "cuesta" do "trapp" basáltico e realizado capturas de drenagem da bacia do Paraná. A idade recente desse abaixamento fica, por outro lado reforçada pela juventude da drenagem obsequente. Esse estágio da hidrografia em desarmonia com a ausência da captura, como no caso da escarpa da serra do Mar, (FREITAS, 66) só pode indicar uma idade recente para a subsidiência da bacia do Paraguai.

3 — AUSÊNCIA DE SEDIMENTOS PRÉ-QUATERNÁRIOS

Outro argumento para a idade recente da bacia do Paraguai consiste na ausência de depósitos terciários ou pré-quaternários. Os únicos sedimentos encontrados são uma película de 80 metros de quaternário mais ou menos, revestindo o escudo cristalino diretamente. Isto indica que anteriormente ao quaternário essa bacia era uma zona elevada, portanto de erosão, e somente após o terciário transformou-se numa zona de sedimentação, portanto afundada, explicando-se assim o hiato observado na coluna geológica.

4 — CONCLUSÃO

A natureza tectônica dessa bacia parece suficientemente exposta pelo exame do conflito entre a drenagem conseqüente, que deveria ser surimposta, no "trapp" basáltico, trocada pela obsequente, jovem e sem capturas. Isto, fisiograficamente é uma prova que deslocamentos, com falhamento, intervieram e operaram com maior velocidade que a erosão. (BLACKWELDER, 13) (COTTON, 38).

Como a idade recente parece não suscitar dúvidas, resta apenas discutir alguns fatos tectônicos na gênese dessa bacia. Tendo sido uma área positiva, fornecedora de sedimentação, e depois sofrido um abaixamento, conclui-se que a bacia do Paraguai representa uma fossa tectônica, onde as porções dos escudos cristalinos submetidas à erosão, isostaticamente tendem a um deslocamento epirogênico positivo, e quando sofrem movimento inverso revelam uma estrutura de fossa tectônica.

O autor contraria as idéias de PAIVA (103), que interpreta a evolução da bacia do Paraguai por gliptogênese, baseando-se em dois fatos que indicam sua origem tectônica por regime de fossa.

Em primeiro lugar o já discutido fato da ausência de drenagem surimposta de oeste para leste, vindo da bacia do Paraguai e perfurando a "cuesta" do "trapp" do Paraná; em segundo o contraste entre a drenagem obsequente jovem com a ausência de capturas. Em terceiro, toda a área cristalina sob erosão caracteriza-se por uma tectônica positiva e, quando se apresenta com subsidiência, somente o tectonismo poderia explicar tal fato. Admitidas estas premissas a bacia do Paraguai não comporta uma interpretação gliptogenética como realizou PAIVA (103, p. 82), a concepção de uma erosão maior na área

crystalina diferencial em face do "trapp" basáltico da bacia do Paraná. Seria supérfluo insistir na vulnerabilidade maior das rochas básicas ao intemperismo do que as metamórficas e ígneas ácidas do embasamento cristalino.

A presença de conspícuas montanhas em blocos falhados na bacia do Paraguai, descritas pormenorizadamente por ALMEIDA (2, 3), como Urucum, serra da Santa Cruz, etc. revela o estilo tectônico regional. A subsidência acentua-se para o sul, do Paraguai para a Argentina, onde permitiu a ingressão do oceano Atlântico para formar o vasto gôlfo do período Terciário.

Cronologicamente a bacia do Paraguai, pelos dados oferecidos a discussão prévia, data do fim do Terciário gerada por uma fossa tectônica e não por gliptogênese.

C — Bacia do Paraná

1 — CARACTERES

Em contraste com a bacia do Paraguai, que a limita a oeste, a bacia do Paraná representa uma das antigas unidades geotectônicas do Brasil. Observando-se a sua geologia de campo verifica-se que a tendência da sedimentação, no decurso da sua evolução, caminhou para uma maior continentalidade dos depósitos.

Aparece, como unidade tectônica, no Devoniano. Os afloramentos desse período, no sul do Brasil, estão dispostos periclinalmente, com mergulho para um centro localizável aproximadamente na calha do atual rio Paraná. As exposições do Devoniano que indicam esta estrutura radial são: a) Série Paraná, b) Série Chapada, c) Série Devoniana do Uruguai, d) Rio Bonito e e) Sistema Devoniano da Bolívia.

Na estratigrafia da bacia do Paraná o Devoniano forma a série inferior. Segue-se b) Série Itararé-Tubarão (Permo-Carbonífera), c) Série Passa-Dois (Permiano), d) Série São Bento (Triássico) associada ao "trapp" da serra Geral. O exame desta seqüência induz à conclusão de uma contínua ascensão da bacia durante sua sedimentação. O Devoniano exhibe fácies marinha; a seleção dos arenitos das Furnas (grupo inferior) bem como a fauna dos folhelhos de Ponta Grossa (grupo médio) enquadram-se nesse ambiente da sedimentação (PETRI 134). Segue-se uma longa fase continental marcada pela série Itararé, de origem glacial continental, associada à série Tubarão, sub-glacial, com seu cortejo de rochas estudadas por LEINZ (97). Esta fase foi entremeada com ingressões marinhas, como os horizontes de Teixeira Soares (Paraná), Bela Vista e Taió (Santa Catarina), Capivari (São Paulo). Não foi possível precisar se essa deposição marinha pertence a uma ou várias transgressões. Esta última presunção encontra maior receptividade entre os especialistas (MENDES, 116). Por seu turno, MAACK (110, p. 170) confere idade do Gsheliano inferior para o ponto culminante da transgressão marinha sobre a fácies continental glacial da série Itararé.

Sobre a série Itararé-Tubarão, repousa a série Passa Dois, (Permiano) segundo MENDES (116). Este pacote, aliás bem complexo na sua litologia, indica o domínio da sedimentação continental na sua parte superior, começando pelo grupo Irati e terminando pelo Estrada Nova. O grupo basal, ou Irati,

conjectura-se seja lagunar (OPPENHEIM, 125), enquanto o Estrada Nova é considerado seguramente continental, apoiado com segurança no testemunho dos fósseis.

O tópo dêste sistema consiste na série São Bento, composta de arenitos eólicos, denunciando o exagêro das condições continentais associando-se com vulcanismo basáltico. O arenito Botucatu indica um clima tipicamente desértico e ausência de qualquer manifestação de ambiente marinho. O sistema de Santa Catarina representa uma progressiva evolução para a continentalidade, pois as últimas invasões marinhas epêiricas ficaram sediadas bem para trás no Permo-Carbonífero. Esta crescente continentalidade indica uma contínua elevação da bacia durante sua sedimentação, de modo que um abaixamento seguinte nunca alcançava o nível inferior do precedente. A soma algébrica dessas oscilações, representadas pela natureza dos depósitos, sempre foi positiva, marcando contínua elevação no nível da deposição, culminando com o vulcanismo basáltico sob condições desérticas, condições estas que indicam o clímax da continentalidade.

A diferença das várias fases oscilantes de levantamento aparece nas diferenças de mergulho das séries integrantes dêsse pacote sedimentar; a projeção para a periferia da bacia, das linhas de contacto entre as séries faz com que tais linhas se cortem devido ao alçamento sempre predominar sôbre o abaixamento prévio.

2 — ESTRUTURA

Fatos decorrentes de observações de campo permitem inferir a disposição estrutural da bacia do Paraná: a) Assimetria estratigráfica entre os flancos leste e oeste; b) Mergulho diferencial entre as diferentes formações da bacia; c) Abundância de cachoeiras na drenagem conseqüente sôbre o "trapp" do Paraná e d) Exposição, em área, variável para uma mesma formação.

a). No lado oeste da bacia do Paraná, Estado de Mato Grosso, não aparece a mesma seqüênca estratigráfica do lado leste, nos Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. A formação Irati e Estrada Nova não foram ainda assinaladas positivamente, e a série Itararé localmente. Em vários pontos a bacia do Paraná termina em Mato Grosso pelo tópo do sistema, o arenito Botucatu associado ao "trapp" basáltico, descansando diretamente sôbre o embasamento cristalino. (PAIVA, 103, p. 37). Tal fato também ocorre no Estado de São Paulo, na localidade de Rifaina. Esta disposição parece mostrar que a sedimentação continental foi extremamente variável, de acôrdo mesmo com o seu próprio ambiente. Houve maior transgressividade para oeste e mesmo as séries puramente continentais, como a São Bento, mostram essa tendência de recobrir os têrmos estratigráficos inferiores expandindo-se para oeste e leste. A transgressividade, tomado êste têrmo sem qualquer significado marinho, da série São Bento foi a maior, e o arenito Botucatu é encontrado passando além das bordas da bacia e descansando diretamente sôbre o embasamento cristalino. A assimetria estratigráfica da bacia poderia ser encarada como resultante do jôgo da maior transgressividade das formações superjacentes combinado com efeitos erosivos. Possivelmente a série Passa Dois adelgaça-se sob a São Bento e desaparece sob sua cobertura em Mato Grosso; em São Paulo, uma maior desnu-

dação removendo a cobertura da série Passa Dois expôs toda a seqüência da bacia. O Devoniano apresenta exposições irregulares e descontínuas em toda a bacia; provavelmente foi bastante erodido antes da deposição da série Itararé, fato que explicaria o poço Araquá—Lima, em São Paulo, testemunhar a série Itararé assentando-se diretamente sobre o arqueano.

b) As formações integrantes da bacia do Paraná exibem mergulhos desiguais. A série São Bento usualmente acha-se quase horizontal; deste termo da coluna, para baixo, o mergulho das demais séries aumenta de valor angular atingindo o máximo na série Paraná (МААСК, 109). São fatos que indicam uma elevação episódica da área, com basculamento geral para W, na fase seguinte da sedimentação da bacia.

A projeção desses mergulhos para leste vai determinar sua intersecção. Admitido um levantamento maior efetuado na borda leste da bacia, a resultante desse movimento seria uma descensão aparente das camadas para oeste, explicando em parte a assimetria atual da coluna estratigráfica assinalada entre a borda leste e oeste.

c) Os rios sobre a plataforma basáltica, conseqüentes, caem em vários degraus constituídos de rocha homogênea, rumo ao Prata. São cursos cujo nível de base se acha regulado pelo "trapp" basáltico, e a natureza homogênea da rocha determina que qualquer queda seja melhor interpretada como um degrau de falha, segundo o critério de BLACKWELDER (13) e COTTON (38). Coincidem as quedas com as direções ENE-WSW ou NE-SW, paralelas às rupturas da serra do Mar (FREITAS, 66). As cachoeiras funcionam como indicadores fisiográficos e geomórficos de um regime de falhas escalonadas, cujos degraus descem para a calha do rio Paraná (GUTMANS, 79). São falhas post-basálticas como a reativação tectônica da serra do Mar (FREITAS, 66).

Uma considerada formação do Gondwana, seja a série Itararé como referência, ora ocorre em grande expressão superficial ora circunscrita a uma estreita faixa. GUTMANS (79) afirma que este fato se deve a um escalonamento das falhas para o rio Paraná; os blocos elevados causam maior expressão superficial da formação, graças à distensão da crosta nos falhamentos do tipo normal. Topograficamente, onde há grande expressão superficial de uma formação, encontra-se correspondentemente um planalto, no sentido geográfico do termo. A série Itararé no sul do Estado de São Paulo apresenta grande desenvolvimento em área, enquanto no norte do Estado reduz-se a uma faixa relativamente estreita; correspondentemente na parte meridional forma um planalto entre 800 e 600 m, e na setentrional uma depressão entre o cristalino e a escarpa basáltica cuja altitude não ultrapassa 500 m em média.

Graças a estes fatos infere-se que a bacia do Paraná apresenta uma estrutura concordante periclinal, submetida a um regime de falhas escalonadas prolongando os degraus de ruptura da serra do Mar para o interior. Este escalonamento exhibe simetria, porém não a mesma intensidade, partindo de leste, para a calha do Paraná e de oeste, da bacia do Paraguai, para o mesmo eixo hidrográfico.

Constitui a bacia do Paraná um exemplo de persistência de processos tectônicos através de todo o Paleozóico e Mesozóico, culminando no Cenozóico com o desabamento geral do embasamento cristalino e com a epirogenese dessa área, graças à qual transformou-se numa zona de erosão.

H — Bacia do Parnaíba

1 — CARACTERES

A bacia do Parnaíba corresponde a idêntica designação proposta pelo Conselho Nacional do Petróleo (33) como Maranhão-Piauí, para a bacia estrutural drenada pelo rio Parnaíba. O autor adota o critério de tomar o nome do principal eixo de drenagem da bacia tectônica como representativo, como no caso das bacias do Paraná e Paraguai.

Ao contrário da bacia do Paraná, que se localiza dentro do escudo, a bacia do Parnaíba mostra-se francamente aberta para o mar na orla setentrional do núcleo Bóreo-Brasília, prolongando-se submarinamente numa plataforma de 100 metros de profundidade, rumo N.

Seus limites, segundo relatório do C.N.P. (34, p. 73) são: “A bacia sedimentar Maranhão-Piauí, que fica situada entre 3º e 10º de latitude sul e 41º e 49º de longitude oeste, abrange a maior parte dos Estados do Maranhão e Piauí, consideráveis áreas dos Estados de Goiás e Pará e pequena zona do Ceará, acusando a sua parte principal a área de 610 000 km² aproximadamente. A região central, que mede cerca de 317 000 km² foi pesquisada, em 1947, pelo geólogo norte-americano David F. Campbell, com o concurso dos engenheiros Luís Alves de Almeida, Salustiano Oliveira Silva e Nivaldo Prado Fortes.”

A coluna estratigráfica dessa bacia tem experimentado grandes vicissitudes na sua concepção tendo flutuado muito desde os primeiros pesquisadores como WARING (165), PAIVA (133), CRANDALL (39), WILLIAMS (167) até aos atuais técnicos do Conselho Nacional do Petróleo, onde mesmo se notam divergências acentuadas entre os padrões de CAMPBELL, PLUMMER e BRAZIL (34).

Em 1950, o estado do conhecimento da estratigrafia da bacia poderia ser discriminado:

QUATERNÁRIO	—	Formação Perizes
TERCIÁRIO	—	Formação São Luís
CRETÁCEO	{ Sup.	— Formação Itapecuru
	{ Inf.	— Formação Codó
JURÁSSICO	{	— Intrusões diabásicas
	{	— Formação Pastos Bons
	{	— Formação Pedra do Fogo
PERMO-CARBONÍFERO	{	— Formação Piauí
	{	— Formação Poti
	{	— Formação Longá
	{	— Formação Serra Grande
DEVONIANO	—	Formação Pimenteiras

As variações laterais dos sedimentos são nulas. Exibem grande constância na litologia e uniformidade de espessura em mais de 480 km de extensão (33, p. 121). Verticalmente há vários ciclos de sedimentação representados. O Devoniano é marinho (camadas Oitis e Picos). Novas ingressões marinhas são patenteadas nas formações Longá e Poti, com fósseis lamelibránquios e bra-

quíopodes. Formações Pedra de Fogo e Piauí podem ser marinhas, mas falta documentação suficiente. O Mesozóico possui maior expressão superficial, ocorrendo principalmente no centro da bacia. As formações superiores ocorrem a oeste e as inferiores a leste e a sul, em faixas estreitas na forma de crescente.

2 — ESTRUTURA

Como a bacia do Paraná, a do Parnaíba apresenta afloramentos assimétricos na periferia. A seqüência estratigráfica acha-se bem representada a leste, sudeste e sul dos seus limites atuais. Dos lados opostos ocorrem somente sedimentos mais modernos capeando suas estruturas. As formações do Carbonífero exibem afloramentos simétricos a leste e oeste da bacia.

O mergulho das formações é variável, bem como a direção das camadas. A formação Pimenteiras, situada na base do Pensilvaniano, ou mais provavelmente Devoniano, mergulha para oeste com um ângulo de $0^{\circ} 30'$, enquanto as camadas permo-carboníferas inclinam-se para NW com um ângulo de $1^{\circ} 05'$. As camadas do Cretáceo são quase horizontais, principalmente no centro da bacia, na localidade de Balsas, mostrando que o empinamento partiu dos bordos.

As direções diferentes para cada formação são o resultado da sedimentação marinha predominante na bacia, dependendo da direção tomada pela transgressão. Na bacia do Paraná, onde a evolução caminhou para maior continentalidade dos depósitos, permanecendo constante a fonte e o agente da sedimentação, comandados pela mesma direção de arqueamento, a direção das camadas tornou-se a mesma, variando apenas o mergulho resultante da progressiva elevação da área de sedimentação por processos epeirogênicos.

A disposição estrutural da bacia do Parnaíba indica modernamente um empinamento acentuado para leste, acompanhado por falhas de tensão (FREITAS, 66), que causaram maior desnudação na face leste da bacia. A serra Grande representa topograficamente êsse acontecimento tectônico, graças ao levantamento moderno dessa área. Provavelmente êste levantamento é post-Cretáceo, porquanto no alto da bacia desconhecem-se sedimentos cenozóicos os quais se localizam na orla litorânea ou nos estuários afogados recentes. Do Eoceno para o recente, a bacia, como a do Paraná, transformou-se em sede de erosão. AB'SABER analisa com propriedade êsse mecanismo erosivo post-Cretáceo, denominando-o de circundesnudação periférica(1).

O levantamento aferido deve-se ao arqueamento do escudo cristalino dirigido de WNW para ESE, deformação de estilo epeirogênico; as estruturas não exibem deformações plásticas de ordem orogênica. As dobras concebidas pelos técnicos do Conselho Nacional do Petróleo são fracas monoclinais que se enquadram em diastrofismos epeirogênicos, não envolvendo nenhuma participação da orogênese. Parece altamente inadequado o uso da expressão "geossinclínio do Parnaíba" empregada pelos técnicos do C.N.P. (34), pois o termo "geossinclinal" coaduna-se com zonas móveis da crosta, de feição linear, as chamadas cintas orogênicas, onde as esforços são tangenciais. Ao contrário, pelo pouco que se conhece, a bacia do Parnaíba contesta a configuração linear de uma

cinta orogênica; o seu alojamento periclinal, concordante, sôbre o escudo cristalino exclui a presença de uma zona linear de mobilidade crustal. A espessura dos sedimentos e o estilo da deformação, por outro lado, negam a atuação de esforços tangenciais, indicando depósitos epicontinentais em uma bacia tectônica submetida a pulsações de deslocamentos epeirogênicos recorrentes. Tratando-se de uma área tão vasta, impõe-se uma grande cautela na análise dos dados disponíveis comparativamente minguidos. O próprio testemunho do relatório do C.N.P. (33, p. 126) abona esta tese quando afirma: "*No geossinclínio do Parnaíba justamente o oposto parece ser verdadeiro: as falhas são raras e pequenas e os anticlínios são grandes e largos*", feições estas resultantes de um processo epeirogênico, com poucas rupturas do pacote sedimentar, em contraste com as cintas orogênicas — o verdadeiro lar dos geossinclinais, onde as deformações plásticas ou de ruptura são enérgicas e tangenciais.

É importante reconhecer, com base na fácies das formações da bacia, a presença de ciclos de sedimentação continental combinados com marinha, caminhando a deposição para um caráter mais marinho dos sedimentos. Exatamente o oposto ocorre na bacia do Paraná, onde a sedimentação tende para o caráter continental, passando a êste ambiente, com exclusividade, da formação Estrada Nova para o arenito Botucatu, onde o exagêro das condições continentais é atingido na fácies desértica.

O membro Oitis apresenta argilas e siltes marinhos, que passam superiormente a argilas arenosas e arenitos do membro Picos, que por sua vez passa a espessos arenitos da formação Cabeças, cobertos de arenitos eólicos que completam o ciclo da sedimentação.

Um segundo ciclo de sedimentação é repetido iniciando-se na formação Tranqueiras, composta de folhelhos, que passam a arenitos argilosos e então a arenitos verdadeiros. A formação Guaribas, tendo a base provavelmente marinha, porém o membro superior com estratificação cruzada continental, completa o segundo ciclo.

A formação Itaueira, com folhelhos, siltitos e calcários termina com arenitos continentais da base da formação Floriano que inicia o terceiro ciclo, o qual termina nos arenitos Boa Vista. O quarto ciclo começa e termina dentro da formação Pedra do Fogo, partindo de folhelhos e arenitos e terminando em calcários.

Êstes ciclos, segundo PLUMMER(33) são semelhantes aos observados no Texas, Oklahoma, Kansas, Illinois e Ohio, U.S.A.

I — Bacia do Amazonas

I — CARACTERES

A bacia do Amazonas compreende tôda a região do vale do rio Amazonas, assumindo um aspecto elítico, com tendências a uma forma afunilada. Apresenta duas seqüências estratigráficas distintas, separadas por uma desconfor-

midade. A mais antiga abrange rochas do Cambriano ao Carbonífero, ou Permo-carbonífero e a segunda do Cretáceo superior ao Quaternário, como se segue:

TERCIÁRIO	— Série das Barreiras (C)
CRETÁCEO	— Série Parecis (C)

CARBONÍFERO (sup)	— Série Itaituba (M)
DEVONIANO (med)	— Camadas Ererê e Curuá (M)
DEVONIANO (inf)	— Camadas Maecuru (M)
SILURIANO	— Série Trombetas (M)
CAMBRIANO	— Série Uatumã (C)
C — Continental	M — Marinho

A primeira seqüência estratigráfica abrange o médio e baixo vale do Amazonas no Brasil, indo desde Manaus à ilha de Marajó; a segunda ocorre em todo o vale.

Os conhecimentos sobre a geologia do Amazonas são parcimoniosos e esparsos, coligidos fragmentariamente nos poucos afloramentos dados pelas cachoeiras, tornando um pouco prematuro qualquer juízo definitivo sobre tamanha área.

2 — ESTRUTURA

A seqüência mais antiga aflora em faixas relativamente estreitas, de ambos os lados da calha do Amazonas, com exceção da série Trombetas, siluriana. Graças a esta disposição as exposições sugerem a presença de um sinclinal largo. Seria difícil compreender a existência de um único sinclinal durante uma orogenia, e mais difícil ainda admitir orogenia quando as deformações exibidas denotam ações epeirogênicas. Outros elementos da geologia estrutural excluem a presença de um sinclinal no vale inferior do Amazonas; primeiramente as formações aflorantes mostram grau de mergulho diferente para cada uma, o que não seria admissível numa seqüência pouco espessa, quando não é possível haver supratenuamento. Também ainda é desconhecido no Brasil um diastrofismo orogênico de idade apalachiana, para dobrar este pacote de rochas encimado pelo Carbonífero.

A série Uatumã possui forte mergulho, porém a série Trombetas inclina-se apenas de 2° a 3° para o sul. O mergulho diferencial, como no caso das bacias do Paraná e Parnaíba, revela oscilações episódicas da bacia por movimentação epêirica, e, neste caso particular, subsidência progressiva, pois se inicia a seqüência com um termo continental (série Uatumã), prossegue e termina com termos marinhos. A resultante algébrica das oscilações referidas seria sempre negativa, ao contrário da bacia do Paraná.

Pela disposição estrutural atual a bacia do Amazonas indicaria uma subsidência de feição linear, idêntica aos processos de geossinclinal. Graças a este deslocamento linear resultou o mergulho diferencial entre as séries Uatumã, Trombetas, Maecuru, Curuá e Itaituba, permitindo simultaneamente a fácies marinha generalizada em toda a secção.

O primeiro pacote estratigráfico revela, portanto, um geossinclinal incipiente, iniciado no Cambriano talvez, mas seguramente presente no Siluriano,

mas cuja evolução abortou por falta de mobilidade crustal. Conservando o aspecto linear das cintas orogênicas, exhibe, por outro lado, diastrofismo epeirogênico.

A segunda seqüência revela a sedimentação típica de uma bacia tectônica resultante de deformações epeirogênicas, com sedimentos continentais. Segundo LEONARDOS (107), a bacia amazônica abrange um dos mais vastos depósitos terciários do mundo. É interessante notar que, no terciário, as demais bacias tectônicas do Brasil achavam-se em fase de levantamento, transformadas em áreas de erosão. A bacia amazônica apresenta-se como a unidade geotectônica mais persistente do país começando no Cambriano e terminando no Quaternário.

A borda leste desta bacia apresenta-se rompida por fossas tectônicas segundo referências do C.N.P. (35). Recentemente foram descobertas fossas modernas na foz do rio Amazonas, tendo uma orientação ENE-WSW e outra NNW-SSE, esta última com uma espessura de sedimentos calculados entre 1 000 e 3 500 metros, originando-se cêrca de 200 km ao sul da cidade de Belém e prolongando-se para NNW cêrca de 500 km, através das illhas Marajó, Coarana e Mexiana (35). Tem cêrca de 100 a 200 km de largura, três vêzes maior que a do Recôncavo da Bahia. A primeira fica situada nas vizinhanças da cidade de Monte Alegre, com uma espessura mínima de 1 000 m de sedimentos.

J — Bacia Cretácea

Os sedimentos de idade cretácea são assinalados em quase todo território nacional, com exceção nos Estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Tôda a sedimentação resulta de uma questão de relevo, partes elevadas sujeitas à erosão e partes baixas submetidas à deposição conseqüente. Nestes têrmos a sedimentação cretácea implica na existência de áreas respeitáveis a um nível bem mais baixo que o presente, um processo cuja magnitude só pode ser explicada por interferência tectônica conformando uma bacia dessa natureza particular. Esta questão recebe um refôrço de argumentação quando se considera que a maioria dos depósitos cretáceos referidos é de natureza continental, flúvio-lacustre (107), o que implica dizer que o país se achava em um nível topográfico inferior ao atual em relação ao nível do mar. Parte dêstes depósitos é de origem marinha segura graças à documentação fossilífera, e neste caso ocupa regiões bordeiras ao oceano Atlântico.

A natureza transgressiva dos depósitos cretáceos, assentando-se sôbre um embasamento variável, composto de rochas anteriores a êste período, desde o arqueano, demonstra que a sedimentação cretácea recobriu tôdas as unidades tectônicas prévias, fato compatível sômente com um grande abaixamento epeirogênico. Por estas razões o cretáceo é mapeado sôbre a bacia do Paraná, do Parnaíba, sôbre os planaltos cristalinos e mesmo sôbre o peneplano do Nordeste do Brasil.

A geologia de campo das formações cretáceas apresenta os seguintes caracteres:

- 1 — O cretáceo forma o tôpo dos planaltos geográficos do interior do Brasil (cretáceo continental).

- 2 — Ocupa o fundo das fossas tectônicas do litoral Nordeste do Brasil (cretáceo misto ou marinho).
- 3 — Assenta-se em discordância erosiva, direta e variadamente, sôbre um embasamento cuja idade vai do Arqueano ao Jurássico.
- 4 — Mergulha para NNE ou para WNW.
- 5 — Transgride sôbre as demais unidades tectônicas.
- 6 — Apresenta-se já bastante desnudado, com “ilhas” residuais mostrando sua primitiva extensão.
- 7 — O de origem continental encontra-se no interior do país, enquanto o misto ou marinho nas suas bordas.
- 8 — O cretáceo é composto de rochas sedimentares de posição altimétrica mais elevada sôbre o nível do mar no Brasil.

Do exame da geologia de campo das formações cretáceas chega-se à conclusão de que o interior do país se transformou, naquele período, em uma vasta bacia continental, enquanto nas bordas se deram transgressões marinhas que forneceram o cretáceo misto e marinho.

Na nossa opinião a bacia cretácea constitui a maior bacia tectônica moldada em um escudo cristalino por forças epeirogênicas. Sua extensão antiga não apresenta a mesma área atualmente; boa parte foi removida pela erosão post-cretácea, resultante de um grande levantamento epeirogênico (FREITAS, 66). AB'SABER (1) realizou minuciosa análise dos processos de circundesnudação cretácea, constituindo uma das melhores provas oferecidas para a existência de forças epeirogênicas sobrelevando esta enorme bacia e transformando-a numa zona de generalizada erosão.

As formações cretáceas continentais mostram-se inclinadas para NNE e WNW a partir da zona da serra da Mantiqueira, cujo centro teórico seria a área do maciço do Itatiaia. Este centro representaria a parte de elevação epeirogênica máxima do escudo brasileiro, muito embora não seja o pico mais alto orográfico devido às rochas alcalinas se prestarem a uma maior velocidade de erosão. Coincide com essa localização a zona de maior deformação epeirogênica do escudo brasileiro representada pelas serras do Mar e da Mantiqueira, sede de colossais rupturas em blocos escalonados.

O arqueamento do escudo brasileiro deu-se com maior amplitude no Cretáceo, pois os depósitos cenozóicos vêm ocupar o fundo dos vales, o cinto costeiro e algumas fossas pequenas como a bacia de São Paulo, Curitiba, FONSECA e Gandarela.

A bacia amazônica parece substituir, no Cenozóico, a importância tida pela bacia cretácea, pois é resultante do arqueamento cretáceo e aloja a maior sedimentação terciária da América do Sul.

K — Bacias locais

O escudo brasileiro apresenta bacias de expressão local, depressões consideradas tectônicas, de pequena amplitude, preenchidas com depósitos de inquestionável origem continental. O caráter primário desses depósitos reside na sua deposição direta sôbre um embasamento arqueano ou algonquiano, em fossas mais ou menos circulares, junto a grandes montanhas cristalinas.

As principais bacias locais são:

- 1 — Bacia de Curitiba.
- 2 — Bacia do Fonseca.
- 3 — Bacia da Gandarela.
- 4 — Bacia de São Paulo.

1 — BACIA DE CURITIBA

A bacia de Curitiba acha-se localizada na cidade de Curitiba, Estado do Paraná, diretamente sôbre o embasamento cristalino.

Litológicamente apresenta os mesmos caracteres da bacia de São Paulo. Compõe-se de sedimentos rudáceos como cascalho, semi-rudáceos como saibro, arenosos e argilosos, incluindo argila plástica. Os dois principais rios, o Bacacheri e o Barigui, correm no seu contacto com o Arqueano, mais ou menos na direção N-S. A espessura dêstes depósitos é estimada em 40 m por CARVALHO (23). Os sedimentos não exibem deformações diastróficas, apenas fenômenos locais de acomodação adiastrófica. A bacia parece resultar de um plano de inundação pluvial, formada de um lado pela muralha ("horst") granítico da serra do Mar e de outro pela "cuesta" do arenito das Furnas. Os movimentos tectônicos responsáveis pela muralha da serra do Mar seriam os responsáveis pela ação fluvial conseqüente. Uma simples barreira estrangulando o desenvolvimento longitudinal de um rio determina poucos metros de sedimentação. Sedimentação espessa significa sempre interferência tectônica.

A idade desta fossa, como a de São Paulo, é considerada pleistocênica por CARVALHO (23).

2 — BACIA DO FONSECA

GORCEIX (68), 1884, teve a oportunidade de estudar esta bacia, cujo conhecimento data de PISSIS e HARTT. Fica situada junto à localidade de Fonseca, M.G. na região entre o planalto do Caraça e o rio Piracicaba, tributário da drenagem do rio Doce.

Sua estrutura é bem simples; assenta-se sôbre o gnais arqueano com a seguinte variação vertical na opinião de GORCEIX (68): a) 5 m de folhelhos argilosos muito fossilíferos, b) 22 m de areia entremeada com argila, com camadas às vêzes bem compactas e densas de folhelhos betuminosos e c) linhito com 18% de cinzas.

Os fósseis são principalmente vegetais das famílias euforbiácea, monimiácea, crucífera, papilonácea, cesalpinácea, combretácea, anonácea, meliácea, rutácea, mircenácea, segundo DOLIANITI (50). A idade é referida ao Plioceno; porém o caráter da flora sendo moderno, isto é, atual, seria mais justo atribuir-lhe idade pleistocênica.

Estruturalmente o depósito assume grande importância pela movimentação apresentada pelas camadas, tôdas inclinadas e com falhas. Tais fatos indicam deslocamentos tectônicos quaternários na área do Caraça, provavelmente re-

juvenescimento das antigas linhas responsáveis pela gênese da bacia. Este diastrófismo é de natureza epeirogênica, pois as estruturas não exibem deformações tangenciais ou plásticas.

3 — BACIA DA GANDARELA

Na cordilheira do Espinhaço, a 20 km a este de Rio Acima, M.G. e 500 m mais alta que a do Fonseca, com uma área estimada em 50 hectares, encontra-se uma outra bacia local preenchida por sedimentos continentais.

GORCEIX (68) estudou-a ao tempo da do Fonseca, tendo também outros geólogos modernos como GUIMARÃES (72, 73) e BRAJNIKOV (14) deferido atenção à sua geologia e recursos econômicos.

Sua estrutura revela intensa movimentação tectônica, de natureza epeirogênica, pois as camadas, principalmente as de linhito, (5 metros de espessura) acham-se falhadas e inclinadas fortemente, repousando sobre um "substractum" de rochas da série de Minas (xistos e itabiritos). O plano da falha, numa secção E-W, fica a E e pode-se facilmente verificar que o muro foi rejeitado mais de 18 m verticalmente, pois exhibe a camada inferior de linhito enquanto no teto aparecem apenas camadas de argila. O linhito nesse lábio da falha mergulha na ENE de 45° a 50°, indicando uma distensão para NNW, exatamente uma das direções tectônicas do escudo brasileiro.

Como a precedente, esta bacia possui fósseis, principalmente, vegetais, os quais lhe conferem uma idade pliocena. A rigor não há elementos paleobotânicos capazes de precisar esta data, porquanto o caráter da flora em nada difere das congêneres atuais. Seria mais justo considerá-la pleistocena, indicando que esta região participa de um tectonismo recente da área do Espinhaço.

Como a bacia do Fonseca, a da Gandarela corresponde ao entulhamento de uma fossa tectônica local com sedimentos continentais, sofrendo reativação tectônica ao longo das mesmas linhas responsáveis pela sua formação.

II — MURALHAS, FOSSAS E VALES DE AFUNDIMENTO

A — Conceitos gerais

Verifica-se certa despreocupação no uso dos termos *muralha*, *fossa* e *vale de afundimento*. Estruturalmente falando, a muralha ("horst") constitui o lado elevado de um bloco falhado por escalonamento sem qualquer conexão com a forma do relêvo porquanto, a muralha, pode vir a ser um bloco arrasado pela erosão sem perder a sua natureza estrutural intrínseca, que independe do relêvo ou da morfologia. Afirma ENGELN (57, p. 388): "*Strictly speaking Horst is a geologic term and refers to the structural relations of the block rather than to its relief*". O termo fossa ("graben") refere-se à parte deprimida de um falhamento escalonado. A topografia resultante da combinação desses dois elementos estruturais, sem grande ataque erosivo, assumindo forma linear recebe o sugges-

tivo nome de vale de afundimento ou "rift-valley", nome este proposto por GREGORY (69). A expressão "vale de afundimento" tem sido usada pelos autores portugueses, de modo que o autor achou mais útil empregar uma palavra de uso corrente em lugar de propor mais um termo para um mesmo fenômeno geológico.

Alguns autores empregam o nome "rift-valley" implicando-o com um sentido genético por forças de compressão, quando GREGORY (69) criou o termo sem sentido genético no que concerne às forças tectônicas envolvidas de tensão ou de compressão.

Para BUCHER (19, p. 328) os vales de afundimento são sempre oriundos de forças de tensão, porquanto as tentativas para envolvê-los geneticamente às forças de compressão não encontram apoio senão em fatos locais: "*Besides this very general physiographic condition, some local structures were observed which seemed incompatible with a tensional origin of the rift valleys. Wayland, for instance, was impressed with what seemed to be evidence of horizontal displacement between opposite sides of the Lake Albert rift valley. Lateral displacement of from 11 to 15 miles can only be accomplished by regional compression of a magnitude which seems incompatible with the almost universal presence of normal faults. Wayland, therefore, take refuges in the assumption that below the surface all border faults of rift valleys are thrust faults. The visible normal faults he explains as the result of setting under the action of gravity of the projecting wedges of the raising thrust blocks*".

Nas duas teorias rivais, de um lado a compressão e de outro a tensão, disputando o mérito de explicar a gênese dos vales de afundimento, a teoria da compressão encontra-se minoritária. O falhamento dos vales de afundimento é mais profundo do que o observado em simples fossas ou blocos escalonados despidos dêste caráter. KRENKEL (90), um dos especialistas mais abalizados em geologia africana, denominou este mecanismo de ruptura, gigantescas crustais de *taphrogenesis*, em distinção aos tipos de falhamento raso.

TABER (160) resume as evidências contra a teoria da compressão esposada por UHLIG, KOBER, WAYLAND, WILLIS e PARSONS: "1 — *Great fault troughs are commonly located near the summits of plateaus, and plateau structure is not characteristic of the regions subjected to great compressive forces. Much evidence has been adduced in recent years in support of the view that plateaus are uplifted by vertical forces.* 2 — *The compressional hypothesis does not adequately explain the origin of two long parallel faults or fault zones.* 3 — *It is incompatible with the flat floors that are characteristic of many troughs.* 4 — *The structural displacement observed in the floor rocks of fault troughs are those that accompany normal faulting not thrust faulting.* 5 — *The presence of depressions or minor troughs at the base of the fault scarp is a characteristic of normal faulting, for the collapse of overhanging scarps resulting from thrust faulting would fill and obliterated such depressions, if formed. Even sloping scarps are rapidly worn back by erosion, and therefore depressions at their*

base are filled with waste, except where they have been formed very recently or where the scarps have been protected from rapid erosion by an arid climate or by submergence below sea level”.

HOLMES (82, p. 438) perfilha a escola compressional baseado em anomalias gravimétricas medidas por BULLARD (20) nos vales de afundimento africanos. Verificou êste autor que o soalho dèsses vales denuncia uma deficiência gravimétrica e registra a presença de rochas leves. Seguindo o mecanismo de falhamento normal, os “rift-valleys” deveriam apresentar excesso gravimétrico na fossa, para explicar o afundamento dèsse compartimento linear, e se isso não acontece sòmente a compressão é hábil para produzir a subsidência de rochas leves que deveriam isostaticamente se elevar.

Existe, entretanto, um ponto importante nessa evidência de compressão que seria o registro gravimétrico das muralhas, onde BULLARD silencia. Naturalmente a elevação da crosta nas muralhas conduz a uma equivalente ascensão do sima sob essas partes do sial, produzindo um excesso de gravidade; ao contrário, as fossas, são constituídas de blocos que afundam no sima causando, conseqüentemente uma deficiência gravimétrica. A origem das fôrças que participam nesse mecanismo ainda constitui um assunto de pura especulação, que não será tratado.

As experiências de TABER (160), reproduzidas na fig. 4, dão uma idéia do comportamento das falhas nos vales de afundimento. Consta de dois blocos de

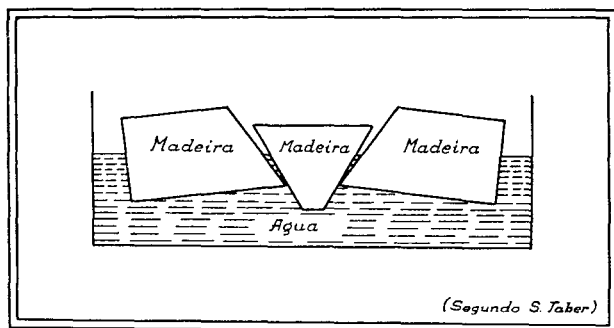


Fig. 4

madeira reproduzindo as muralhas, tendo no centro um outro bloco representando a fossa, todos cortados na mesma peça, e mergulhados na água. Os blocos referentes às muralhas elevam-se nos bordos, porque a pressão para baixo é menor, formando uma falha aberta por onde pode vaziar material vulcânico,

enquanto a cunha pela sua forma, com a base em vértice, tende a afundar, produzindo o vale de afundimento. Esta experiência explica a gênese dos vales de afundimento em têrmos de tensão e também a razão das deficiências gravimétricas assinaladas nas fossas(20).

B – Vales de afundimento e atividades magmáticas

Os vales de afundimento africanos e alemães acham-se associados a fenômenos de vulcanismo, porém não constitui uma condição “sine-qua-non” essa relação. Há vales de afundimento sem nenhuma manifestação vulcânica e outros em que estas erupções são abundantes. A lista seguinte, extraída de WILLIS (168, p. 70), ilustra êste cometimento.

QUADRO II

VALE DE AFUNDIMENTO	Vulcanismo
1 — Alberto.....	nenhum
2 — Eduardo Kivu.....	»
3 — Sul Tanganyika.....	»
4 — Norte Tanganyika.....	»
5 — Luangwa.....	»
6 — Ruaha.....	»
7 — Rukwa.....	»
8 — Nyasa.....	local
9 — Gregory.....	geral
10 — Reno.....	local

A natureza das erupções revela rochas de caráter alcalino ou basáltico, como o quadro III expõe.

QUADRO III

VALES DE AFUNDIMENTO AFRICANOS	ROCHAS DESCRITAS
1 — Crateras Gigantes.....	Fonolito, Traquito, Limburgito, Traqui-Dolerito, Nefelinito.
2 — Essimigor.....	Fonolito, Nefelinito, Augita-Basalto.
3 — Meru.....	Traquito, Traqui-Dolerito, Leucita-Nefelina-Tefrito,
4 — Kilimanjaro.....	Fonolito, Traquidolerito, Basalto, Leucita-Fonolito, Leucita-Nefelina-Sienito, Laurdalito, Nefelina-Basanito, Essexito, Teralito.
5 — Crateras do Vale Gregório.....	Fonolito, Kenito, Basalto, Comendito, Traquito, Nefelinito.
6 — Nyasa.....	Traquito, Fonolito.
7 — Kyatwa.....	Melilita-Basalto, Leucitito.
8 — Katwe.....	Melilita-Basalto, Leucitito.
9 — Kichwamba.....	Leucititos.
10 — Fort Portal.....	Leucititos.
VALES DE AFUNDIMENTO DO RENO	ROCHAS DESCRITAS
1 — Vogelsberg.....	Basalto, Nefelina-Basaltos
2 — Kaysertuhl.....	Fonolitos, etc (alcalinas)

No Brasil os vales de afundimento apresentam termos vulcânicos e plutônicos de caráter alcalino e basáltico, como se observa no quadro IV.

QUADRO IV

VALES DE AFUNDIMENTO BRASILEIROS

Designação	Localidades	Rochas descritas
Campo Grande	Marapicu.....	{ Essexito Malignito
	Mendanha.....	{ Nefelina-Sienito Foiaito
	Gericinó.....	{ Larvikito Solvbergito Sodalita-Sienito Nefelina-Minette Fonolito Tinguaito Keratofito
Guanabara	Tingá.....	{ Leucita-Sienito Nefelina-Sienito Foiaito Tinguaito Nefelina-Sienito Pegmatito
Rio Bonito	São Gonçalo.....	Foiaito
	Rio Bonito.....	Foiaito
	Cabo Frio.....	{ Essexito Nefelina-Sienito Umptekito Pulaskito Nordmarkito Bostonito Teralito Limburgito Monchiquito
Campos-Abrolhos-Recôncavo	Abrolhos.....	{ Fonolito Basalto
Parafba	Itatiaia.....	{ Foiaito Nefelina-Sienito Sodalita-Sienito Nordmarkito Fonolito
	Campos Jordão.....	Foiaito

Há, no Brasil, regiões de ruptura do escudo cristalino, com falhamentos normais, sem guardar feição típica linear de vales de afundimento, onde ocorrem manifestações alcalinas típicas como Ipanema (S. P.), Poços de Caldas (M. G.), Anitápolis (S. C.), Lajes (S. C.), Araxá (M. G.), Ilha de São Sebastião (S. P.).

Verifica-se que no Brasil, como na África e Alemanha, os vales de afundimento exibem as mesmas atividades magmáticas, não sendo obrigatória a associação de ambos os fatos.

Comparados com a África os vales de afundimento brasileiros são relativamente modestos. O vulcanismo presente é incipiente, trocado por plutonismo generalizado das erupções alcalinas. Usualmente os maciços alcalinos do Brasil possuem um cogumelo superior de efusivas, presentemente bastante erodido, bem como há passagem gradual de t ermos efusivos para intrusivos (DERBY, 43, 44) (FREITAS, 64).

O Brasil mostra possuir a área mais estável do globo, com rupturas que não chegam a lhe conferir o estágio de baixa mobilidade crustal como na África, pois, para BUCHER (19) a fei o de "rift-valley" denota uma região de "Low Mobility". Os desníveis entre as muralhas e as fossas lineares nos vales de afundimento africanos denunciam uma mobilidade crustal incomparavelmente maior do que no Brasil. O quadro V compara o desnível dos vales de afundimento africanos com seus cong neres brasileiros e orientais.

QUADRO V

DESIGNA�O	Muralhas (altitude)	Fossas (altitude)	Desnível (metros)
1 -- Lago Baikal.....	1 200 m	— 1042 m	2 242 m
2 -- Mar Morto.....	900 m	— 870 m	1 680 m
3 -- Lago Tanganyika.....	2 100 m	— 645 m	2 745 m
4 -- Lago Nyasa.....	2 100 m	— 300 m	2 400 m
5 -- Vale do Paraíba.....	3 000 m	+ 400 m	2 600 m
6 -- Vale de Campo Grande-Guanabara-R�o Bonito.....	900 m 1 200 m	+ 60 m + 60 m	840 m 1 140 m
7 -- Fossa São Sebastião.....	1 370 m	— 70 m	1 300 m
8 -- Fossa Itatins.....	1 350 m	+ 25 m	1 325 m
9 -- Vale do São Francisco.....	2 044 m	+ 500 m	1 544 m

A largura dos vales de afundimento parece revelar-se uniforme em todos, constituindo um caráter distintivo. O quadro VI oferece uma compara o sôbre alguns vales de afundimento africanos com respeito   sua largura, incluindo alguns orientais.

QUADRO VI

VALE DE AFUNDIMENTO	Largura
1 -- Lago Alberto.....	35 — 45 km
2 -- Lago Tanganyika sul.....	40 km
3 -- Lago Tanganyika norte.....	50 km
4 -- Lago Rukwa.....	55 — 70 km
5 -- Mar Morto.....	35 km
6 -- G�lfo de Aqaba.....	50 km
7 -- Lago Rodolfo.....	55 km
8 -- Lago Nyasa.....	20 — 60 km

O quadro VII refere-se à largura dos vales de afundimento brasileiros e às fossas que, neste particular, possuem largura bem menor, distinta dos vales lineares tectônicos.

QUADRO VII

VALES DE AFUNDIMENTO E FOSSAS BRASILEIROS	Largura
1 — Vale do Paraíba.....	20 km
2 — Vale do Recôncavo.....	40 km
3 — Vale do São Francisco.....	60 km
4 — Vale de Campo Grande-Guanabara-Rio Bonito...	50 km
5 — Fossa de São Sebastião.....	6 km
6 — Fossa de Cananéia.....	6 km
7 — Fossa de Itatins.....	6 km
8 — Fossa do Juqueriquerê.....	6 km

Verifica-se que os vales de afundimento brasileiros identificam-se, quanto à largura, aos seus congêneres africanos. As fossas, por outro lado, são bem mais estreitas e possuem desenvolvimento linear curto.

C — Vales de afundimento brasileiros

As condições fundamentais para o reconhecimento e localização dos vales de afundimento no Brasil obedecem aos seguintes requisitos: a) Falhamento paralelo e linear, com lados mais ou menos simétricos, escalonado; b) Ocupar posição no alto dos planaltos tectônicos ou zonas de maior cisalhamento; c) Largura entre 20 e 60 km; d) Fundo chato, geralmente com sedimentos modernos; e) Grande desenvolvimento linear em comprimento.

Obediente a este critério exposto o Brasil revela-se bem mais modesto que a África no tocante aos vales de afundimento e às atividades vulcânicas correlatas.

Admite o autor os seguintes vales de afundimento:

I — VALE DE AFUNDIMENTO DO PARAÍBA

Este vale tem sido, pela sua peculiar morfologia, estudado por geógrafos e geólogos nacionais e estrangeiros, e sua tectônica ventilada em traços gerais. Dentre os trabalhos que versam o vale do Paraíba cumpre assinalar os de DE MARTONNE (112), RÊGO (135), MAULL (113), RIBEIRO FILHO (142), WASHBURN (163), JAMES (85), LAMEGO (91, 97), e FREITAS (66).

O vale de afundimento do Paraíba fica compreendido entre as muralhas da serra da Mantiqueira e a da do Mar, com degraus intermediários. Acha-se desenvolvido no Estado de São Paulo e parte no do Rio de Janeiro; consta de dois compartimentos, — o primeiro chamado vale do Paraíba e o segundo bacia de Resende.

O afundimento paulista estende-se desde Guararema, S. P. até Cachoeira, S. P. com cêrca de 150 km de comprimento e uma largura média de 20 km, estreitando-se em ambas as extremidades. Orienta-se NE-SW, metido dentro de um planalto variável de 1 000 a 2 000 m de altitude.

O afundimento de Resende é sensivelmente mais curto, com 30 km de extensão e 10 km aproximadamente de largura.

Os dois compartimentos referidos acham-se cortados por falhas orientadas de NNW-SSE a NW-SE, direções estas tomadas pelo rio Paraíba entre Cachoeira, S. P., e Resende, R. J., e também entre Resende, R. J. e Barra Mansa, R. J. Estas duas quebras na continuidade do vale localizam-se uma entre Engenheiro Passos e Campo Belo, ambas estações da E.F.C.B., e outra entre a cidade de Resende e a de Barra Mansa. A primeira interrompe o vale do Paraíba paulista da bacia de Resende e a segunda interrompe a bacia de Resende, fechando o vale de afundimento do Paraíba. De Barra Mansa, R. J. a Barra do Piraí, R. J. o rio Paraíba segue a direção ENE-WSW, recuperando até Itaocara a direção NE-SW. Na região de São Fidélis, R. J. o rio Paraíba obedece à direção WNW-ESE, uma outra linha tectônica da serra do Mar (FREITAS, 66), por onde atravessa esta muralha rumo à sua foz no oceano Atlântico.

A composição destas duas direções de falhas empresta à drenagem do rio Paraíba os caracteres fisiográficos e geomórficos que apresenta. No trecho do vale de afundimento paulista o rio Paraíba mostra-se senil, em contraste com a juventude e maturidade das margens onde se erguem as escarpas dos blocos falhados da serra da Mantiqueira e Quebra-Cangalha. Ao passar dêste trecho linear para o de Resende, o rio súbitamente exhibe caracteres de juventude a seguir a linha de ruptura WNW-SSE. Na "bacia" de Resende readquire os mesmos caracteres fisiográficos do vale paulista, para novamente rejuvenescer no trecho entre Resende, R. J. e Barra Mansa, R. J. retomando a direção NW-SE a NNW-SSE. Demandando São Fidélis R. J. o rio Paraíba exhibe ainda discrepância entre a idade glítica e a fisiográfica, pois apresenta senilidade ao lado de maturidade de formas do relevo. Obedece neste perfil uma evidente linha de falha, fãcilmente demonstrável no contraste assinalado anteriormente, entre a geomorfologia e o estágio do processo fluvial.

Os depósitos, tidos como terciários, ocupam as secções do vale de afundimento paulista e de Resende. Nas direções NW-SE e NNW-SSE não existem sedimentos. São considerados lacustres e referidos ao Terciário superior. Acham-se atualmente no nível de 560-570 m, desde Guararema a Jacaré, e 370 de Floriano a Barra Mansa. A espessura, segundo RIBEIRO FILHO (142), em uma perfuração atingiu 150 metros. A litificação dos sedimentos, especialmente os folhelhos betuminosos, a espessura, conferem-lhes uma idade mais antiga do que seus congêneres da bacia de São Paulo, S. P..

A gênese do vale de afundimento do Paraíba, como explicou RIBEIRO FILHO (142), prende-se ao mesmo episódio tectônico da formação da serra do Mar e Mantiqueira (FREITAS, 66). De origem tectônica, os vales de afundimento não se enquadram numa drenagem organizada por não terem sido construídos gliptogeneticamente por um agente fluvial submetido a uma evolução no desenvolvimento do seu perfil longitudinal. Os "rift-valleys", pela sua con-

formação são sede de grandes lagos, cujo fundo, muitas vezes está muitos metros abaixo do nível de base da drenagem convizinha. No Terciário, quando da sua formação, o vale do Paraíba alojou um grande lago linear, como testemunham os seus sedimentos. Enquanto perdurou essa fase de desequilíbrio com a drenagem fluvial, o lago permaneceu fechado. Com a subsidência lenta do piso operou-se uma regularização da drenagem ao longo de todo o vale médio ao inferior, por onde as águas circularam então para o oceano. Parece que esta regularização é recente, pois nas zonas críticas que perfuram os compartimentos do afundimento o rio Paraíba exhibe forte gradiente, correndo encaixado no gnaiss e no foiaito frescos. Na primeira ruptura (passagem do vale paulista para a "bacia" de Resende) o gradiente é de 0.00139; no segundo (passagem da "bacia" de Resende para Barra Mansa) cai de 391 m para 366 m e na garganta da serra do Mar é de 0.00174, segundo RIBEIRO FILHO (142).

O quaternário caracteriza-se no vale por uma fase erosiva fluvial que drenou o lago terciário para o mar e desnudou a frente de falha da fossa de São Paulo, entulhando-a sem apreciável transporte. A evidência de que a captura do alto Tietê se operou no Quaternário inferior reside no maior gradiente da drenagem do vale do Paraíba que entrou em funcionamento quando cessou a sedimentação terciária, isto é, quando se abriu a drenagem fluvial organizada para o oceano. Essa captura teve notável papel na geomorfologia do Planalto Atlântico sob seu contrôle. O relêvo compreendido na bacia hidrográfica do alto Tietê sofreu parcimonioso rejuvenescimento moderno no peneplano de nível A (FREITAS, 65), enquanto o relêvo compreendido na bacia hidrográfica do Paraibuna e Paraitinga evoluiu simultaneamente até à maturidade, graças ao novo e forte gradiente fornecido pela citada captura. Os rios que corriam para o alto Tietê tiveram um desnível aumentado de 220 metros, que corresponde à energia do relêvo nessa área sob seu contrôle.

O emprêgo de fotografias aéreas combinadas com fôlhas topográficas permite verificar a diferença de estágio no processo erosivo com respeito àquelas duas áreas do Planalto Atlântico: — de um lado a topografia do alto Tietê, rejuvenescida no peneplano de nível A (FREITAS, 65), e de outro o relêvo enérgico da maturidade na região drenada pelo alto Paraíba, Paraibuna e Paraitinga.

Os depósitos do vale do Paraíba, secção paulista, ainda não foram estudados petrológicamente. A geologia de campo dessas formações mostra claramente dois episódios claros na sedimentação. Em primeiro uma deposição lacustre, inferior, da época do Terciário inferior, coberta por uma capa quaternária, cujo contacto é marcado por uma linha de seixos ora acompanhando o perfil das encostas, ora retilíneos. Estes seixos resultam da deposição em meandros realizada pelo rio Paraíba após o esgotamento do lago, e posteriormente colocados em altura por avanço do processo erosivo longitudinal com caráter diferencial.

A ausência de material grosseiro em grande quantidade, isto é, de dimensões de matacões, como seria lícito se esperar de uma depósito em fossa junto a altas muralhas, sugere a idéia de que a deposição terciária se iniciaria e se processaria na sua maior parte durante a fase inicial do afundimento. Entretanto, MARTONE (112), atribui a influências climáticas a ausência de mate-

rial grosseiro, tão comum junto às escarpas tectônicas da serra do Mar e da Mantiqueira, fato que DIAS DA SILVEIRA observou no seu recente trabalho (48), verificando esta ausência generalizada.

Na estação de Itatiaia (E.F.C.B.) nota-se um depósito mais moderno de seixos, calhaus e matações de rochas alcalinas por cima da deposição terciária bem estratificada.

2 — AFUNDIMENTO CAMPO GRANDE-GUANABARA-RIO BONITO

Encontra-se, no litoral meridional do Brasil, de Parati, R. J. a Cabo Frio, R. J. uma espetacular linha de afundimento.

Apresenta os caracteres peculiares a todo vale de afundimento, como a) extensão linear, b) fundo chato, preenchido por sedimentos quaternários, c) ser ladeado por muralhas tectônicas pertencentes ao falhamento da serra do Mar (FREITAS, 66) e d) ser localizado na zona de maior elevação epeirogênica do escudo brasileiro.

A muralha de leste é descontínua, interrompida várias vêzes, enquanto a de oeste é contínua representada pela serra do Mar e dos Órgãos. Possui dois compartimentos submersos, — a baía de Guanabara e a da Ilha Grande, fato notado na África no tocante ao Mar Vermelho que representa uma seqüência dos afundimentos africanos.

O afundimento Campo Grande—Guanabara—Rio Bonito representa a maior deformação epeirogênica experimentada pelo escudo brasileiro no Cenozóico. Constitui uma zona de relativa intensa mobilidade crustal epeirogênica comparando-se com o vale do Paraíba. O cisalhamento e falhamento do escudo resultaram na configuração de impressionantes e magníficas paisagens, combinadas com submersão marinha, que elegeram a baía de Guanabara como a mais bela do globo. A topografia da costa, de Parati, R. J. até Cabo Frio, R. J. se parece com a resultante de esforços orogenéticos, tal a magnitude dos desabamentos dentro de um tectonismo puramente epeirogênico.

A primeira secção do vale de afundimento inicia-se na baía da Ilha Grande, desenvolvendo-se submerso pelo mar até Itacuruçá, R. J. Do lado leste a Ilha Grande representa a muralha descontínua, atingindo 980 m de altitude. Do lado oeste acha-se a serra do Mar, cuja altitude varia de 800 a 1 800 metros. Neste trecho, como em tôda a extensão dêste afundimento, as altitudes das muralhas não são as mesmas, o que é usual nos vales de afundimento africanos.

O segundo compartimento, emerso, fica compreendido entre a baía de Itacuruçá e a de Guanabara. Compõe-se de duas fossas, ambas de fundo chato, com sedimentos quaternários. A primeira, onde se localiza Campo Grande, D. F., fica entre a serra da Madureira e a serra da Pedra Branca; a segunda entre a serra da Madureira e a serra do Mar. A muralha da serra do Mar não atinge neste ponto elevação superior a 1 000 m, e a serra da Madureira e Pedra Branca respectivamente a 900 m e 1 000 m. Encontra-se nesta secção, concentrados, o maior número de centros eruptivos alcalinos como Tinguá, Mendanha-Marapicu-Gericinó, Pedra Branca, com focos esparsos na serra da Carioca, Ilha Redonda, serra de Lajes, etc.

O terceiro compartimento, submerso como o primeiro, constitui a baía de Guanabara. Embora pertencendo a uma mesma linha de afundimento, vários autores estudaram a Guanabara como uma entidade separada, levados pelo seu aspecto geográfico de baía. Merecem destaque os trabalhos de RUELLAN (146) (150) e LAMEGO (95) (96). Verifica-se que a baía de Guanabara assume aspecto elítico, com o eixo mais alongado dirigido ENE-WSW, exatamente a direção geral desse afundimento, abrindo-se para o mar por falhas NNE-SSW. Nesse particular a gênese da Guanabara constitui uma questão de maior ou menor afundimento do piso da fossa em relação ao nível do mar, fato peculiar aos vales de afundimento até onde sua tectônica pode afirmar. Muito adequado se apresenta o estudo de RUELLAN (146) sobre a baía da Guanabara, onde estabelece firmemente sua origem tectônica. A fossa tectônica conformou o quadro geomórfico para ser trabalhado pela erosão normal, que participou ativamente da sua evolução topográfica. As escarpas do Rio de Janeiro resultam, de falhas em duas direções principais (ENE-WSW e NNE-SSW), evoluídas graças ao mecanismo da esfoliação. Este processo de intemperismo predomina nas escarpas de falha com forte ângulo de mergulho do plano original, não havendo tempo hábil, nem inclinação suficiente para suportar a formação de uma carapaça de decomposição química ou solo sedentário. A ação dos liquens é subsidiária e inconspícua. Nesta secção a muralha leste representa-se pela serra da Carioca e maciço de Niterói, interrompidos por falhas NNE-SSW. A oeste é composta pela serra dos Órgãos. Encontram-se também alguns focos eruptivos alcalinos como em São Gonçalo, R. J..

A quarta secção deste vale de afundimento, a mais longa, estende-se da margem leste da Guanabara até Cabo Frio, R. J. toda emersa. A muralha oeste é representada pela serra dos Órgãos em parte e serra do Mar, com seus nomes locais. A de leste compõe-se da serra da Boa Esperança e maciço alcalino de Cabo Frio, R. J.. Existem sub-compartimentos nesta secção, sendo o mais importante a fossa de Itaboraí, uma depressão tectônica entre o maciço de Niterói e a serra dos Órgãos, encaixada no gnais, composta de calcários sedimentares com fósseis de água doce atribuídos ao Eoceno. Suas dimensões são 1 000 metros de comprimento por 500 metros de largura, com uma espessura máxima de sedimentos de 100 metros. Mostra-se perturbado estruturalmente por deslocamentos das camadas com mergulho até 30° S. Este diastrofismo concorda com a reativação epeirogênica do fim do Terciário, marcada no rejuvenescimento do peneplano de nível A (FREITAS, 65). Encontram-se, novamente, neste compartimento, rochas alcalinas representadas pelo pequeno maciço alcalino de Cabo Frio estudado por WRIGHT (170, 171). Este maciço atualmente se acha cortado em duas partes pela abrasão de um dique melanocrático. A parte menor acha-se, presentemente ligada ao continente pela sedimentação da praia de Massambaba e a parte maior ficou insulada constituindo a ilha de Cabo Frio. Além deste centro alcalino há outros menores como Sumidouro e Rio Bonito.

Nem todo o piso deste vale de afundimento é sedimentário; encontra-se um peneplano cristalino de 50 m em algumas partes, exatamente reprodução da baixada do Ribeira de Iguape, estudada por DIAS DA SILVEIRA (48).

Outro fato importante é a concentração do maior número de ocorrências de rochas alcalinas conhecidas no Brasil, mostrando claramente que a linhagem

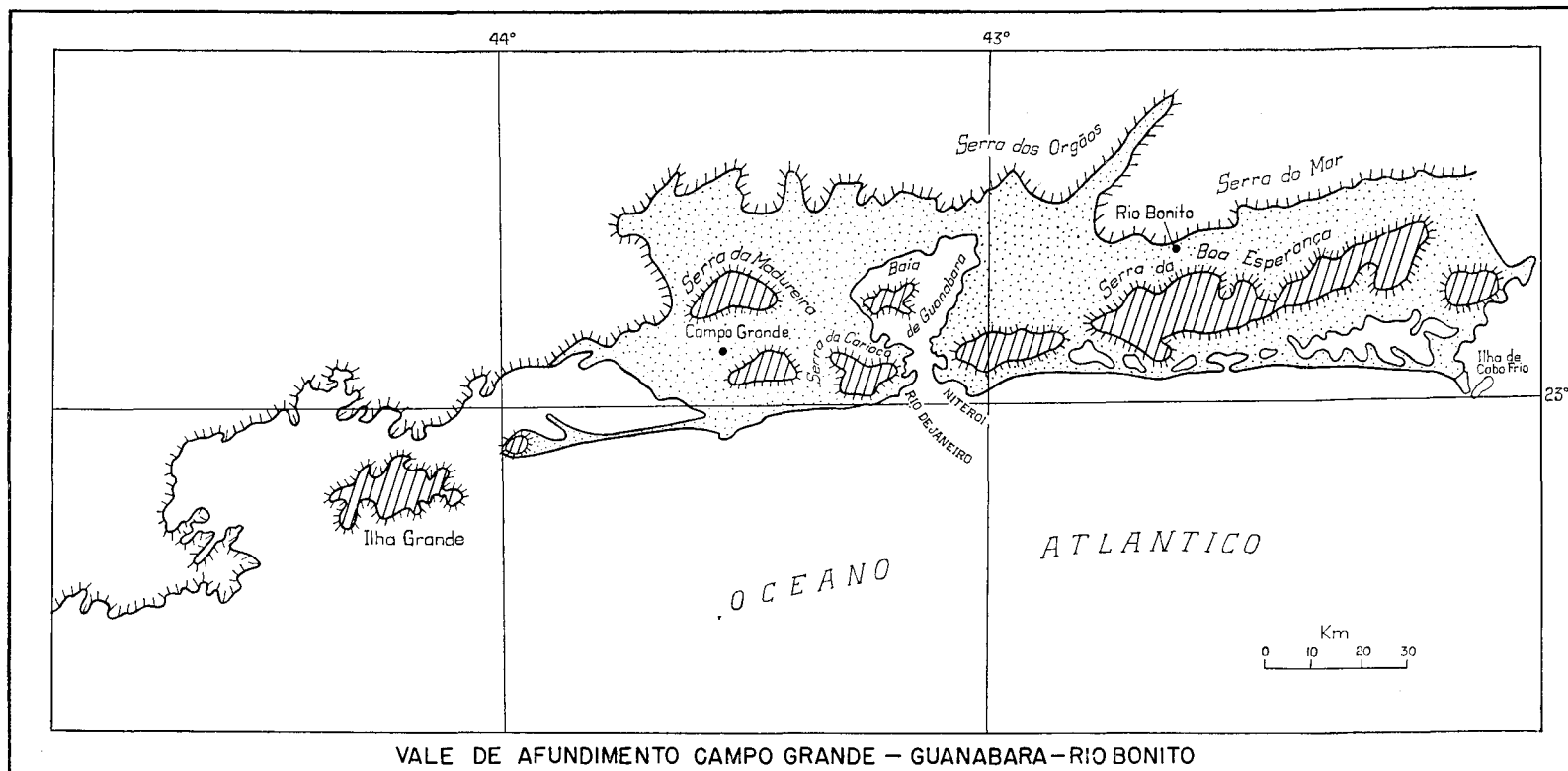


Fig. 5

destas eruptivas insaturadas liga-se geològicamente a fenômenos tectônicos correspondentes aos da epeirogênese, brilhantemente analisado por GUIMARÃES (75).

A capital do Brasil, coincidentemente, situa-se na parte mais deformada do escudo brasileiro, onde a movimentação epeirogênica gerou quadros paisagísticos estupendos pelas grandes rupturas havidas nas estruturas cristalinas.

3 — VALE DE AFUNDIMENTO CAMPOS-ABROLHOS-RECÔNCAVO

Nos perfis da plataforma continental, na altura de Campos R. J. e Camamu, Ba. dados por LEONARDOS (106), verifica-se a existência de uma fossa linear partindo de Campos até o Recôncavo, com lados mais ou menos simétricos, com topografia característica dos vales de afundimento. Êste afundimento apresenta-se quase inteiramente submerso, tendo apenas um pequeno desenvolvimento emerso no Recôncavo, onde sua natureza de "rift-valley" está positivada graças aos estudos estruturais e tectônicos efetuados pelo C. N. P. (36).

Poucos dados têm-se referentes à parte imersa dêste afundimento. Sabe-se, entretanto, que reproduz o mesmo estilo de falhamentos encontrado paralelamente no continente formando a serra do Espinhaço. A direção geral parece obedecer NNE-SSW.

Quanto à secção emersa, abrangendo o Recôncavo baiano, existem estudos detalhados do C.N.P. (34, 5, 6). Orienta-se, *grosso modo*, de SSW para NNE, como o afundimento do vale do rio São Francisco. Lateralmente exhibe muralhas do complexo cristalino, com a fossa preenchida por sedimentos cretáceos, cuja estratigrafia vai vazada no quadro VIII.

QUADRO VIII

Cretáceo . . .	Formação São Sebastião	
	Formação Ilhas	{ Folhelho Arenito
	Formação Santo Amaro	{ Folhelho Candeias Folhelho Itaparica
	Formação Brotas	{ Arenito Sergi Folhelho Alhança

Segundo o C.N.P. (36, p. 76) "O Recôncavo é uma área de deposição sedimentar intermitente, que veio possivelmente desde o Triássico. Para a maioria dos geólogos é um graben ou fossa tectônica típica. A periódica sedimentação indica uma série de emergências muitas das quais causadas pela variação do nível do meio líquido e nem sempre acompanhadas de movimentos sísmicos. Na área de maior espessura de sedimentos, ao longo da parte oriental da bacia, parece provável ter havido pequenas interrupções do Triássico até o Cretáceo, quando ocorreu o maior período de deformação, no qual os sedimentos foram dobrados e falhados quase na mesma posição em que se encontram. Todos os

sedimentos mostram-se com caráter lacustre. Há poucos fósseis, e nenhum deles foi definitivamente classificado como sendo marinho. Existem alguns restos de peixes, raros gasterópodes e abundantes ostracóides. Os restos vegetais consistem em inúmeros fragmentos de madeira carbonizada, depositados em siltitos e arenitos, não muito distantes das margens da bacia. A raridade dos fósseis sugere a existência de águas profundas e salinidade extremamente variável, em que as espécies marinhas ou de água doce não puderam sobreviver”.

Águas profundas são típicas de lagos tectônicos sediados nos vales de afundimento e observadas nos lagos Tanganyika, Rukwa, Rodolfo e Nyasa, na África (168).

A verificação de que os sedimentos foram deformados quase na mesma posição que ocupam constitui indicação formal da ausência de diastrofismo orogênico, onde o pacote sedimentar comprimido é expulso para cima nas cintas dos geossinclinais formando as montanhas. Ao contrário, os sedimentos da fossa do Recôncavo desceram por falhamento normal típico de deformação epeirogênica; a embebição na água lhes proporcionou grande plasticidade e incompetência que, pelo efeito de cunha da fossa, com muralhas cristalinas, pôde gerar pequenas compressões laterais. Não se pode pois falar em orogênese nas deformações do Recôncavo e nem aplicar a esta fossa a designação de geossinclinal.

Existe a mesma possibilidade de idênticas condições geológicas prolongarem-se ao longo desse vale de afundimento para SSW implicando em um novo crédito para os nossos recursos petrolíferos.

4 — VALE DE AFUNDIMENTO DO RIO SÃO FRANCISCO

Três elementos geológicos comportam o vale do São Francisco como um afundimento tectônico: a) Disposição linear na forma de um sulco embutido em um planalto tectônico, b) Topografia lateral das muralhas e c) Tectônica da serra do Espinhaço (FREITAS, 66).

Desenvolve-se de SSW para NNE desde a região de Belo Horizonte, M. G. até Juazeiro, Ba, onde pouco além, em Boa Vista, Pe. inflete para ESE até sua foz no oceano Atlântico. Possui dois compartimentos distintos, o primeiro rumo NNE e o segundo ESE. A primeira secção fica compreendida entre a muralha do Espinhaço, prolongamento do Planalto Tectônico do Atlântico para NNE (FREITAS, 66) e a do Planalto Tectônico Goiano (FREITAS, 66). A muralha de oeste acha-se capeada por sedimentos cretáceos, restos da vasta bacia de sedimentação cretácea sobrelevada modernamente (AB'SABER, 1). A segunda secção fica entre o Planalto Tectônico do Espinhaço e o Planalto Tectônico da Borborema.

Como todo vale de afundimento o vale do São Francisco possui fundo chato, desenvolvimento linear, e recoberto por sedimentos cenozóicos. BRAJNIKOV (14, 15) depôs firmemente a favor de uma origem tectônica para o vale do São Francisco, provavelmente o pioneiro desta idéia.

Observando-se a estrutura e a estratigrafia do vale verifica-se que estruturas orogênicas ocupam o fundo, como a série Bambuí, enquanto o “foreland” cristalino acha-se, ao contrário, em elevação. Esta feição estrutural resulta da

troca de uma tectônica de compressão, vigorante no regime de geossinclinal da série Bambuí, (Siluriano?) por uma de tensão moderna, sediada no Cenozóico (FREITAS, 66). Idêntico fenômeno parece ocorrer na bacia amazônica, demonstrando que o escudo brasileiro constitui uma das regiões mais estáveis do globo, relutando abrigar geossinclinais.

Provavelmente a drenagem atual resulta da captura do médio São Francisco pelo trecho inferior; anteriormente, no Cenozóico inferior ou mesmo no Cretáceo, a drenagem se faria diretamente para NNE na bacia do Parnaíba.

A cachoeira de Paulo Afonso apresenta-se como um degrau tectônico dentro do segundo compartimento dêste afundimento (MORAIS 121), sendo tôda a região percorrida por intenso falhamento como verificou DOMINGUES¹ levantando minuciosamente a geomorfologia dessa área.

D — Fossas

O falhamento escalonado da serra do Mar, bem como outras rupturas contemporâneas do escudo brasileiro, geraram várias fossas tectônicas locais, cuja idade cenozóica se patenteia nos depósitos terciários e quaternários que apresentam.

1 — FOSSA DO CAMAQUÃ

Localizada no passo do Mendonça, no rio Camaquã, R. G. S., estudada por LEINZ (100) e discutida por FREITAS (66). Acha-se entupida por sedimentos quaternários.

2 — FOSSA DA LAGOA DOS PATOS

Foi suspeitada em 1856 e posteriormente sondadas em 1862 em duas perfurações. A primeira, mais antiga, foi realizada em Rio Grande atingindo 92,10m e a segunda seis anos mais tarde em Pelotas indo até 104,13 m de profundidade, ambas sem atingir o piso cristalino. Os seus sedimentos são considerados terciários. Pelo alinhamento NNE-SSW e pela espessura dos depósitos, verifica-se que a lagoa dos Patos representa estruturalmente uma grande fossa tectônica.

3 — FOSSA DE CANANÉIA

Acha-se em uma região bastante semelhante à da lagoa dos Patos, uma extensa região sedimentar quaternária aparentemente, junto ao mar, crivada de lagamares, com as muralhas da ilha do Cardoso e serra de Itapitangui além de eruptivas alcalinas descritas por FREITAS (63) no morro de São João.

Suspeita-se da presença de uma fossa com base na conformação topográfica regional e na ocorrência de eruptivas alcalinas que constituem um forte indício de tais feições tectônicas. Por outro lado falecem dados sobre a espessura dos sedimentos envolvidos.

¹ Informação verbal.

4 — FOSSA DE ITATINS

Um pouco a ENE de Cananéia, no rumo de Santos, S. P. encontra-se um alto maciço de rochas do embasamento cristalino erguendo-se isoladamente da serra do Mar, constituído pelo maciço de Itatins, cujo pico culminante atinge 1 350 m. A natureza tectônica desta muralha é marcada fortemente por dados fisiográficos e geomórficos descritos por FREITAS (66) a respeito da serra do Mar, da qual êste maciço é um degrau. O desnível é rápido, tanto para NNW como para SSE; do primeiro lado desce até vinte e cinco metros de altitude, em um passo aproveitado pela E. F. S. alcançar Juquiá vindo de Peruíbe, e do segundo mergulha no oceano. A fossa de Itatins fica justamente de permeio a êste maciço e a serra do Mar, com partes do piso entupidas com sedimentos quaternários. A largura pode ser estimada em 6 km em média e o comprimento cêrca de 90 km.

5 — FOSSA DO JUQUERIQUERÊ

Localiza-se entre a muralha da serra do Mar e a da serra do Dom a NNE da ilha de São Sebastião. Sua geologia é ainda mal conhecida. Forma um vale chato, preenchido por sedimentos quaternários entre aquelas muralhas. A largura varia de 20 a 6 km, orientada de NNW a SSE, drenada pelo rio Juqueriquerê (32).

6 — FOSSA DE SÃO SEBASTIÃO

Entre as muralhas da serra do Dom e a ilha de São Sebastião encontra-se uma fossa submersa. A muralha da ilha de São Sebastião constitui-se de um maciço alcalino sobrelevado por epeirogênese a um nível bem mais elevado do que a serra do mar limítrofe, respectivamente a 1 379 m (pico de São Sebastião) e 900 m (serra do Dom). O fundo acha-se a -70 m abaixo do nível do mar, com um desnível total de 1 419 m.

Ao contrário das demais fossas apresenta dois compartimentos diversamente orientados. O primeiro se dirige para NNE, desde a Pontinha (Perequê) até a ponta das Canas e o segundo para ENE desde a ponta da Sela até a Pontinha. Estas direções de ruptura são comuns ao litoral e já foram assinaladas no vale de afundimento Campo Grande—Guanabara—Rio Bonito. Existe extensiva sedimentação do lado continental do canal de São Sebastião, formando conhecidos baixios para a navegação.

A fossa de São Sebastião propiciou a configuração de um canal marítimo entre altas muralhas, uma paisagem única em tôda a costa do Brasil. Dêste fato decorre todo o colorido e todo o encanto notado na ilha de São Sebastião.

7 — FOSSA DE ITABORAÍ

Em linhas anteriores já foi discutida a localização desta fossa no vale de afundimento Campo Grande—Guanabara—Rio Bonito. Os fósseis de água doce encontram-se atualmente abaixo do nível do mar, um argumento ponderável para a prova de movimentos verticais post-eocénicos afetando o escudo cristalino.

8 — FOSSA DE CAMPOS

Suspeita-se que a extensiva sedimentação do delta do Paraíba não seja uma questão fisiográfica, graças à enorme descarga sólida de um rio tão volumoso, mas condicionada a fatores tectônicos, como as direções do rio Paraíba parecem indicar. A parte da fossa, junto a Campos, R. J. acha-se entupida de sedimentos de idade pleistocênica, com calotas terciárias aflorantes. LAMEGO (94) analisando a tectônica regional admite a sua origem tectônica, com a qual o autor concorda inteiramente. A fossa carece de sondagens seguras que completariam a argumentação geomórfica e fisiográfica.

A fossa de Campos exhibe uma nítida subsidência separável do afogamento eustático generalizado modernamente na costa do Brasil (FREITAS, 66). LAMEGO (94) observou, em testemunhos de sondagem, descensão de leitos de argila, o que indicaria um abatimento tectônico na região. A ruptura da serra do Mar segundo WNW-ESE por onde o rio Paraíba ganha o oceano sugere fortemente que essa linha se prolongue até à foz do rio; por outro lado a extensa sedimentação parece ocultar grande espessura comum a fossas tectônicas.

9 — FOSSA DO MARAJÓ

Recentemente o C.N.P. (36) descobriu uma fossa tectônica na ilha de Marajó à custa de métodos geofísicos. Possui 60 000 km² com sedimentos cuja espessura varia de 1 000 a 4 000 m e “*tem origem a cerca de 200 km ao sul da cidade de Belém, ao longo do rio Capim, e estende-se por mais de 500 km para o norte atravessa nas ilhas de Marajó, Caviana e Mexiana, prolongando-se pelo oceano Atlântico*” (36, p. 68).

A sedimentação parece ser tôda continental e quaternária.

E — Muralhas

As muralhas são elementos estruturais e geomórficos do escudo brasileiro, localizadas nos planaltos tectônicos, geradas pela ruptura epeirogênica do embasamento cristalino. Sua formação foi discutida por FREITAS (66).

As principais muralhas são as seguintes:

- | | |
|----------------------------|--------------------------------|
| 1 — Serra do Mar | 11 — Maciço da Ilha do Cardoso |
| 2 — Serra de Itatins | 12 — Serra da Mantiqueira |
| 3 — Serra de Itapitanguí | 13 — Serra da Borborema |
| 4 — Serra do Dom | 14 — Maciço do Itatiaia |
| 5 — Serra dos Órgãos | 15 — Maciço de São Sebastião |
| 6 — Serra da Madureira | 16 — Maciço de Poços de Caldas |
| 7 — Maciço da Ilha Grande | 17 — Serra do Espinhaço |
| 8 — Serra da Boa Esperança | 18 — Maciço do Caparáó |
| 9 — Maciço de Cabo Frio | 19 — Serra da Carioca |
| 10 — Serra da Pedra Branca | |

CONCLUSÕES

1) As deformações orogênicas do Brasil encerraram-se com o diastrofismo que afetou a série Bambuí (Caledoniano ?), compondo as estruturas antigas do Brasil.

2) Após o Siluriano o país experimentou apenas a tectônica da epeirogênese que apagou as expressões superficiais orogênicas, mas herdando as linhas congênicas de fraqueza do molhe estrutural orogênico antigo.

3) As deformações epeirogênicas podem ser grupadas em antigas e modernas, as primeiras ocorrentes do Devoniano ao Cretáceo e as segundas do Cretáceo ao Recente, ambas porém responsáveis pelo relevo tectônico do Brasil.

4) O relevo tectônico do Brasil grupa os seguintes elementos estruturais: muralhas, fossas, vales de afundimento, arqueamento, e primariamente planaltos e bacias.

5) As bacias formaram-se do Devoniano ao Cretáceo, com exceção da do Paraguai, graças ao testemunho da sua estratigrafia. Os planaltos, como se apresentam hoje, do Cretáceo ao Recente.

6) As fossas, muralhas e vales de afundimento formaram-se contemporaneamente aos planaltos tectônicos, tendo o maior episódio ocorrido no Terciário.

7) A ascensão epeirogênica do Terciário produziu forte arqueamento do escudo cristalino, prosseguindo o processo até ao Recente.

8) A tectônica da epeirogênese ditou tôda a geologia brasileira post-Bambuí: a) A tectônica epeirogênica antiga produziu a sedimentação em bacias tectônicas, fácies ora marinha, ora continental, ou associadamente, como nas bacias do Paraná, Parnaíba, Amazonas e cretácea, com extensa atividade magmática básica e alcalina no clímax do diastrofismo no Jurássico. b) A tectônica epeirogênica moderna produziu a sedimentação terciária exclusivamente em *fossas tectônicas*, em *bacias* e no *cinto costeiro*, como no vale do Paraíba, fossa de Itaboraí, bacia do Amazonas e série Barreiras e Alagoas principalmente. c) A tectônica epeirogênica moderna produziu a sedimentação quaternária em *fossas tectônicas*, como as de São Paulo, Curitiba, Gandarela, Fonseca, Camaquã, lagoa dos Patos, Cananéia, Itatins, Juqueriquerê, Campos, e Marajó, em *rios atuais*, como a formação das Vazantes, e na *costa atual*, como a formação das Restingas. Tôda a geologia do Brasil pode ser compreendida levando-se em conta a tectônica da epeirogênese, pois os ciclos geológicos sedimentares post-silurianos retratam êsse mecanismo.

9) A pobreza relativa das camadas fossilíferas nas formações geológicas post-Bambuí revela a predominância de uma sedimentação de fácies continental, compatível com a natureza das bacias tectônicas.

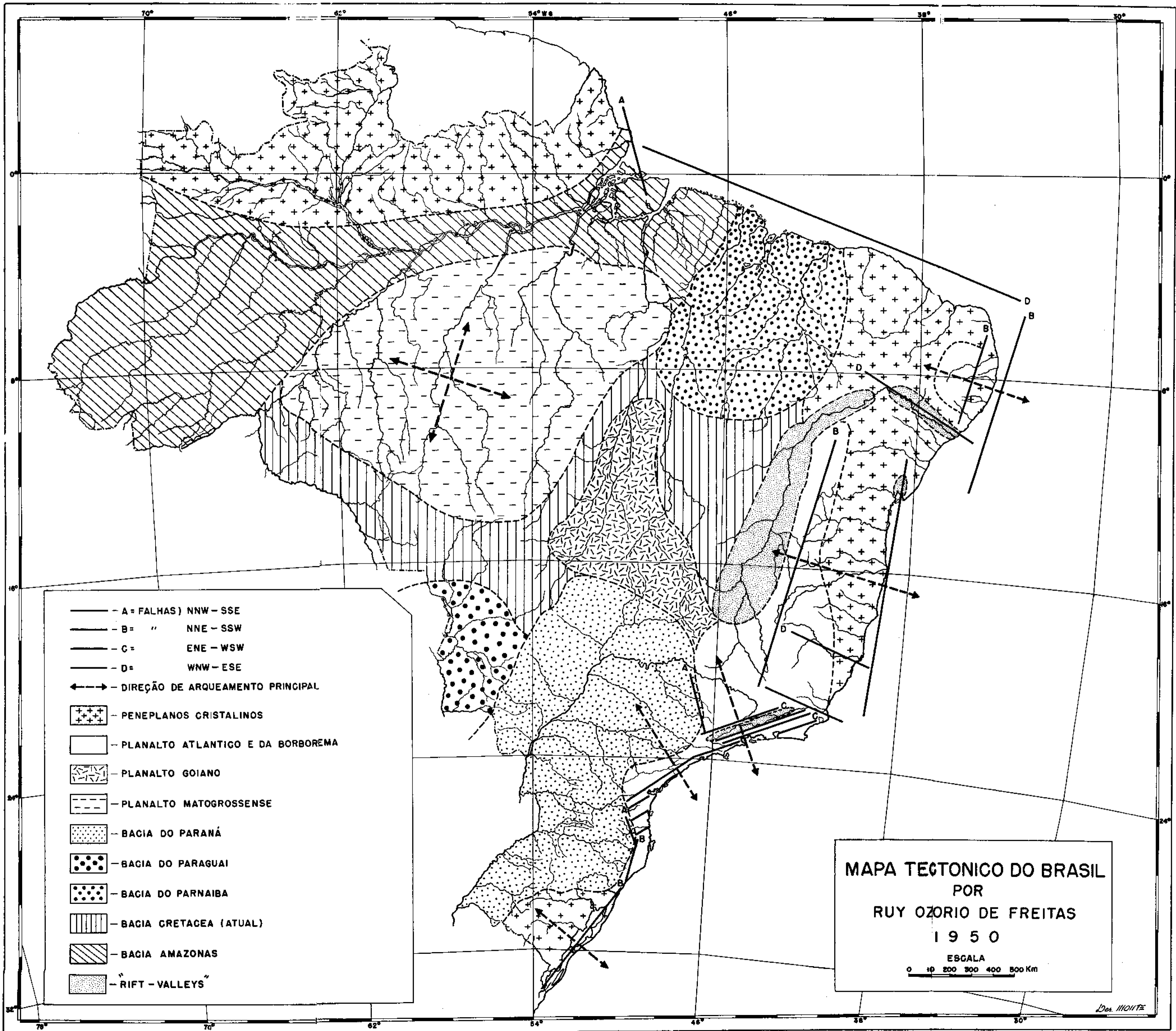
10) O Brasil apresenta as mesmas deformações epeirogênicas da África, possui os mesmos problemas tectônicos, com intensidade menor.

11) O Brasil é um país essencialmente de erosão desde o Cenozóico inferior, tendo já operado dois ciclos completos e atualmente funciona um terceiro no estágio inicial.

12) A configuração da superfície do Brasil é resultante de ações erosivas num relevo tectônico epeirogênico, o que explica em grande parte a sua pobreza em recursos minerais, geralmente gerados nas cintas orogênicas.

BIBLIOGRAFIA

1. AB'SABER, Aziz N.. — *Regiões de Circundesnudação Pos-Cretácea no Planalto Brasileiro*. Bol. Paul. Geogr. n.º 1, pp. 3-21, 1949.
2. ALMEIDA, F. F. M. de — *Geologia do Sudoeste Matogrossense*. Div. Geol. Min. Bol. 116, pp. 118, Rio de Janeiro, D.F., 1945.
3. — *Reconhecimento Geomórfico nos Planaltos Divisores das Bacias do Amazonas e do Prata, entre os Meridianos 51º e 56º W G.* Rev. Bras. Geogr. Ano X, n.º 3, pp. 397-440, Rio de Janeiro, D.F. Julho-Setembro, 1948.
4. — *Relêvo de Cuestas na Bacia Sedimentar do Rio Paraná*. Bol. Paul. Geogr. n.º 3, pp. 21-33, São Paulo, 1949.
5. AZEVEDO, A. de — *O Planalto Brasileiro e o Problema da Classificação de suas Formas de Relêvo*, Bol. Paul. Geogr. n.º 2, pp. 43-50, São Paulo, 1949.
6. BACKLUND, H. G. — *On The Mode of Intrusion of Deep Seated Alkaline Rocks*. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, vol. XXIV, pp. 1-24, 1935.
7. BARBOSA, O. — *Eruptivas de Lajes*, S. C. Serv. Geol. e Min. Bras. Bol. 69, pp. 15-18, Rio de Janeiro, D.F. 1933.
8. — *Resumo da Geologia do Estado de Minas Gerais*. Sec. Agric. Dep. Serv. Geogr. e Geol. Bol. n.º 3, 40 pp. Belo Horizonte, 1934.
9. — *Considerações sobre a Geologia do Recôncavo*. Rev. Min. e Met. Vol. III, n.º 18, pp. 357-358, Rio de Janeiro, D.F. Março-Abril, 1939.
10. — *Contribuição à Geologia da Região Brasil-Bolívia*. Rev. Min. Met. vol. XIII, n.º 77, pp. 271-278, Rio de Janeiro, D.F. Janeiro-Fevereiro, 1949.
11. BIGARELLA, J. J. — *Contribuição ao Estudo da Planície do Estado do Paraná*. Arqu. Biol. e Tec. vol. I, pp. 75-111, Curitiba, 1946.
12. — *Contribuição à Petrografia dos Arenitos da Série São Bento*. Arqu. Bio. e Tec. Vol. IV, pp. 141-214, Curitiba, 1949.
13. BLACKWELDER, E. — *The Recognition of Fault Scarps*. Journ. 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*. Bul. Soc. Geol. Fr. 5me Tom. 17, pp. 321-335, Paris, 1947.
15. — *Les Grandes Unités Structurales du Brésil*. Bul. Soc. Geol. Fr. 5me. Tom. 18, pp. 161-166, 1948.
16. BRANNER, J. C. — *Geologia Elementar*. Laemmert & Cia. 305 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1906.
17. — *The Geology of the Serra do Mulato*. Am. Journ. Sc. Vol. 31, 1910.
18. — *Decomposição das Rochas no Brasil*. Bol. Geogr. Ano V, n.º 58, pp. 1103-1112. Ano V, n.º 59, pp. 1266-1300, Rio de Janeiro, D.F., 1948.
19. BUCHER, W. A. — *The Deformation of the Earth Crust*. Princeton University Press. 2nd Ed. 518 pp. 1941.
20. BULLARD, E. C. — *Gravity Measurements in East Africa*. Uganda Geol. Sur. Bul 2, 1935.
21. BUSK, H. G. — *Explanatory Note on the Block Diagram 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. Min. do Brasil, Bol. 66, 72 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1932.
23. — *Geologia do Município de Curitiba*. Bol. 82, Serv. Geol. Min. do Brasil, 37 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1934.
24. CHAMBERLIN, R. T. — *The Significance of the Framework of the Continents*. Jour. Geol. vol. 32, pp. 545-574, Oct-Nov., 1924.
25. CHOUBERT, B. — *Géologie et Pétrographie de la Guyane Française*. Min. de la Fran. D'Autre Mr. Pp. 117, Paris, 1949.



- A = FALHAS) NNW - SSE
- B = " NNE - SSW
- C = ENE - WSW
- D = WNW - ESE
- ← → - DIREÇÃO DE ARQUEAMENTO PRINCIPAL
- ++++ - PENEPLANOS CRISTALINOS
- - PLANALTO ATLANTICO E DA BORBOREMA
- ▨ - PLANALTO GOIANO
- ▤ - PLANALTO MATOGROSSENSE
- ▧ - BACIA DO PARANÁ
- ▩ - BACIA DO PARAGUAI
- - BACIA DO PARNAIBA
- - BACIA CRETACEA (ATUAL)
- ▬ - BACIA AMAZONAS
- ▮ - " RIFT - VALLEYS "

26. CLOOS, H. — *Zur Experimenteller Tectonik*. Die Naturwissenschaften. 18 Jahrg. Heft. pp. 741-747, Berlin, 1930.
27. — *Einführung in die Geologie*. Borntraeger, 503 pp. Berlin, 1936.
28. “Comissão Geográfica e Geológica de Minas Gerais” — *Fôlha do Caparaó*, Escala 1 : 100.000, 1929.
29. — *Fôlha de Itajubá*, Escala 1 : 100 000, 1929.
30. “Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo — *Exploração do Rio Ribeira de Iguape*. II Ed. 34 pp. São Paulo, 1914.
31. — *Fôlha Topográfica de Jacaré e Pindamonhangaba*. Esc. 1 : 100 000, 1913.
32. — *Exploração do Rio Juqueriquerê*. II Ed. 19 pp. São Paulo, 1919.
33. “Conselho Nacional do Petróleo” — *Relatório de 1945*. 218 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1945.
34. — *Relatório de 1946*. 308 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1946.
35. — *Relatório de 1947*. 216 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1947.
36. — *Relatório de 1948*. 154 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1948.
37. COTTON, C. A. — *Geomorphology*, 4th Ed. John Wiley & Sons Inc. 505 pp. New York, 1945.
38. — *Tectonic Scarps and Fault Valleys*. Geol. Soc. Am. Bul. 7, vol. 61, 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*. Geol. Soc. Am. Bul. 24, vol. 24, pp. 187-216, 1913.
41. DENIS, P. — *Amerique du Sud*, vol. 15, Geographie Universelle, Armand Collin, pp. 59-120, Paris, 1927.
42. “Departamento Geográfico e Geológico de Minas Gerais” — *Fôlha Topográfica de Belo Horizonte*. N.º 39, 1932. Esc. 1 : 100 000.
43. DERBY, O. A. — *Sôbre as Rochas Nefelínicas no Brasil*. Rev. Eng. pp. 121-123 e 133-136, Rio de Janeiro, D.F., 1888.
44. — *The Tinguá Mass*. Quater. Journ. Geol. Soc. London, vol. XLVII, pp. 251-265, London, 1891.
45. — *A Denominação “Serra da Mantiqueira”*. Extraído do n.º 1, Rev. Inst. Hist. e Geogr. São Paulo, 15 pp. 1895.
46. — *The Serra do Espinhaço, Brazil*. Journ. Geol. Vol. 14, n.º 5, pp. 374-401, July-Aug. 1906.
47. — *Feições Físicas e Geológicas do Brasil*. Jor. Com. Rio de Janeiro, D.F., 25 Set., 1907.
48. DIAS DA SILVEIRA, J. — *Baixadas Litorâneas Quentes e Úmidas*. Tese de concurso à cadeira de Geografia Física da Fac. Fil. C. e Let. da Univ. S. Paulo, 1950.
49. DIXEY, F. — *The Pre-Karoo Landscape of the Lake Nyasa Region and a Comparison of The Karroo Structural Directions With Those of the Rift Valley*. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 93, pp. 77-126, 1937.
50. DOLIANITI, E. — *A Paleobotânica no Brasil*. Div. Geol. Min. Bol. 123, 87 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1948.
51. DOMINGUES, A. P. — *Contribuição à Geologia da Região Ocidental da Bahia*. Rev. Bras. Geogr. Ano IX, n.º 1, pp. 57-83, Rio de Janeiro, D.F., 1947.
52. — *Contribuição ao Estudo da Geografia da Região Sudoeste da Bahia*. Rev. Bras. Geogr. Ano IX, n.º 2, pp. 185-248, Rio de Janeiro, D.F., 1947.
53. — *Contribuição à Geologia do Sudoeste da Bahia*. Rev. Bras. Geogr. Ano X, n.º 2, pp. 225-287, Rio de Janeiro, D.F., 1948.
54. DU TOIT, A. — *Geological Comparison of South America With South Africa*. Carneg. Inst. Washington, Publ. 381, 187 pp. 1927.

55. — *Our Wandering Continents*. Oliver & Boyd. Edinburgh and London, 466 pp. 1937.
56. DUTRA, E. B. — *Reconhecimentos Geológicos nos Municípios de Santa Luzia do Carangola e Manhuaçu*. Serv. Geol. Min. do Brasil, Bol. 18, pp. 3-19, Rio de Janeiro, D.F., 1926.
57. ENGELN, O. D. von — *Geomorphology*. The Macmillan Co. 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*. Quater. Journ. Geol. Soc. London, vol. 51, p. 669, 1895.
59. EVANS, J. W. — *The Rocks of the Cataractes of the River Madeira and the Adjoining Portion of the Beni Mamoré*. Quart. Jour. Geol. Soc. London, vol. 62, p. 89, 1906.
60. FIELD, R. M. — *An Outline of the Principles of Geology*. 3rd. Ed. Barnes & Noble, 209 pp. New York, 1943.
61. FREITAS, R. O. de — *As Estruturas Fosséis do Sistema de Santa Catarina no Planalto de Poços de Caldas*. Ass. Geogr. Bras. Ano III, Bol. 3, pp. 25-37, São Paulo, Novembro, 1943.
62. — *Geomorfogênese da Ilha de São Sebastião*. Ass. Geogr. Bras. Ano IV, Bol. 4, pp. 16-30, 1944.
63. — *Eruptivas alcalinas de Cananéia*. Fac. Fil. C. Let. Univ. S. Paulo, Bol. 91, Geol. n.º 4, 34 pp. 1947.
64. — *Geologia e Petrologia da Ilha de São Sebastião*. Fac. Fil. C. Let. Univ. S. Paulo, Bol. 85, Geol. n.º 3, 244 pp. 1947.
65. — *Relevos Policíclicos na Tectônica do Escudo Brasileiro*. Bol. Paul. Geogr. n.º 7, pp. 3-19, São Paulo, Março, 1951.
66. — *Ensaio sobre a Tectônica Moderna do Brasil*. Fac. Fil. C. Let. Univ. S. Paulo, Bol. 130, Geol. n.º 6, 120 pp. 1951.
67. FRÓIS ABREU, S. — *Fundamentos Geográficos da Mineração Brasileira*. Rev. Bras. Geogr. Ano VII, n.º 1, Rio de Janeiro, D.F., 1945.
68. GORCEIX, A. — *Bacia Terciária d'Água Doce nos Arredores de Ouro Prêto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais, Brasil*. An. Esc. Min. Ouro Prêto, n.º 3, II Ed. pp. 75-92, 1884.
69. GREGORY, J. W. — *The Rift Valleys and Geology of East Africa*. Seeley Serv. Co. London, 1921.
70. GUIMARÃES, D. — *Rochas Provenientes dos Rochedos de São Pedro e São Paulo*. An. Acad. Bras. Cien. Tom. IV, n.º 2, p. 61, 1932.
71. — *Estudo de Algumas Rochas Relacionadas com as Fontes Mineraias de Araxá e Outras*. Serv. Geol. Min. Brasil, Bol. 9, pp. 78-98, 1925.
72. *Contribuição ao Estudo da Origem dos Depósitos de Minério de Ferro e Manganês do Centro de Minas Gerais*. Ser. Fom. Prod. Min. Bol. n.º 8, 70 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1935.
73. — *Contribuição à Geologia de Minas Gerais*. Serv. Geol. Min. Bol. n.º 55, 34 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1935.
74. — *Contribuição à Metalogênese do Maciço Brasileiro*. Ser. Fom. Prod. Min. Bol. 16, 86 pp. Rio de Janeiro, D.F., 1937.
75. — *Origem das Rochas Alcalinas*. Inst. Tec. Ind. Minas Gerais, Bol. n.º 5, 103 pp. Belo Horizonte, 1947.
76. — *Os Depósitos Zirconíferos do Planalto de Poços de Caldas e o Geoquimismo do Zircônio*. Inst. Tec. Ind. Minas Gerais, Bol. 6, 78 pp. Belo Horizonte, 1948.
77. GUIMARÃES, F. M. S. — *Relêvo do Brasil*. Bol. Geogr. n.º 4, pp. 63-73, Rio de Janeiro, D.F. Julho, 1943.
78. GUIMARÃES, D.; L. J. DE MORAIS; O. BARBOSA — *Geologia e Petrologia do Distrito Federal e Imediações*. An. Esc. Min. Ouro Prêto, n.º 26, pp. 7-83, 1938.

79. GUTMANS, M. — *Tectônica da Bacia do Paraná*. Min. & Met. Vol. 14, n.º 80, pp. 47-50, Rio de Janeiro, D.F., Julho-Agosto, 1949.
80. HARTT, C. F. — *Geology and Physical Geography of Brazil*. Fields Osgood & Cia. Boston, 620 pp. 1870.
81. HINDS, N. E. A. — *Geomorphology*. Prentice Hall Inc. 894 pp. New York, 1945.
82. HOLMES, A. — *Physical Geology*. Ronald Press Co. 532 pp. New York, 1945.
83. HUENE, F. von — *Nota Preliminar sôbre Fósseis Vertebrados do Sul do Brasil*. Acad. Bras. Cien. Tomo II, n.º 4, pp. 189-193, Rio de Janeiro, D.F., 1930.
84. JAMES, P. — *Latin America*. The Odyssey Press. 906 pp. New York, 1942.
85. — *A Configuração da Superfície do Sudoeste do Brasil*. Tradução do An. Ass. Am. Geogr., vol. XXIII, n.º 13, no Bol. Geogr. Ano IV, n.º 45, pp. 1105-1121, Rio de Janeiro, D.F., Dezembro, 1946.
86. JOHNSON, W. D. — *Shore Processes and Shoreline Development*. 1st. Ed. John Wiley & Sons Inc. 584 pp. New York, 1938.
87. KATZER, F. — *Geologia do Estado do Pará*. Bol. n.º 9, Museu Paraense Emílio Goeldi, 269 pp. 1933.
88. KING, P. B. — *Faulting Project*. Amer. Ass. Petr. Geol. Research Committee. Houston, Texas, pp. 149-174, 1947.
89. KNOPF, A. — *The Geosynclinal Theory*. Geol. Soc. Am. Bul. Vol. 59, pp. 649-670, 1948.
90. KRENKEL, E. — *Die Bruchzone Ostraficas*. Berlin, 1922.
91. LAMEGO, A. R. — *O Maciço do Itatiaia e Regiões Circundantes*. Ser. Geol. Min. do Brasil, Bol. 88, 93 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1938.
92. — *Escarpas do Rio de Janeiro*. Div. Geol. Min. Bol. 93, 71 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1938.
93. — *Restingas na Costa do Brasil*. Div. Geol. Min. Bol. 96, 63 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1940.
94. — *A Bacia de Campos na Geologia Litorânea do Petróleo*. Div. Geol. Min. Bol. 113, 69 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1944.
95. — *A Geologia de Niterói na Tectônica da Guanabara*. Div. Geol. Min. Bol. 115, 39 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1945.
96. — *Fôlha do Rio de Janeiro*. Div. Geol. Min. Bol. 126, 16 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1948.
97. — *Análise Tectônica e Morfológica do Sistema da Mantiqueira, Brasil*. An. II, Cong. Pan. Eng. Min. e Geol. Vol. III, 2.ª Com. pp. 247-326, 1950.
98. LEINZ, V. — *A Silicificação nos Sedimentos Conduânicos no Sul do Brasil*. Ser. Fom. Prod. Min. Publ. Esp. n.º 5, 23 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1938.
99. — *Petrologia das Jazidas de Apatita de Ipanema*. Div. Fom. Prod. Min. Bol. 40, 52 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1940.
100. — *A Fossa do Camaquã*. Min. & Met. Vol. 13, n.º 73, pp. 21-22, Rio de Janeiro, D.F. Maio-Junho, 1948.
101. — *Contribuição à Geologia dos Derrames Basálticos no Sul do Brasil*. Fac. Fil. Cien. Let. Un. S. Paulo, Bol. 103, Geol. n.º 5, 101 pp. 1949.
102. — *Pequenas Notas Geológicas e Petrográficas Sôbre o Território do Amapá*. Mus. Nac. Bol. Geol. n.º 7, 16 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1949.
103. LEINZ, V.; G. de PAIVA — *Geologia do Petróleo no Sudoeste de Mato Grosso*. Div. Fom. Prod. Min. Bol. 37, 99 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1939.
104. LEINZ, V. e Outros — *Carvão Mineral de Barra Bonita e Carvãozinho*. Div. Fom. Prod. Min. Bol. 42, 144 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1940.
105. LEONARDOS, O. H. — *Chumbo e Prata no Estado de São Paulo*. Ser. Fom. Prod. Min. Bol. n.º 6, 47 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1934.

106. — *Concheiros Naturais e Sambaquis* — Ser. Fom. Prod. Min. Av. n.º 37, 109 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1938.
107. LEONARDOS, O. H. e A. I. de OLIVEIRA — *Geologia do Brasil*. Ser. Inf. Agr. Min. da Agr. Ser. Dic. n.º 2, 2.ª Ed. 782 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1943.
108. LISBOA, M. A. — *Oeste de São Paulo e Sul de Mato Grosso*. E. F. Noroeste do Brasil, 165 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1909.
109. MAACK, R. — *Geologia e Geografia da Região de Vila Velha*. Arq. Mus. Par. Vol. I, 305 pp. Curitiba, 1946.
110. — *Breves Notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Arq. Inst. Biol. Tec. Vol. II, pp. 63-154, Curitiba, 1947.
111. MACHDAO, J. — *Beitrag zur Petrographie der Sudwestlichen Grenze Zwischen Minas Gerais und São Paulo*. Tscher. Min. und Petr. Mit. Bd. 9, pp. 329-360, 1888.
112. MARTONNE, E. DE — *Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico*. 1.º art. Rev. Bras. Geogr. Ano V, n.º 4, pp. 523-551, 1943. 2.º art. Rev. Bras. Geogr. Ano VI, n.º 2, pp. 155-178, 1944.
113. MAULL, O. — *Vom Itatiaia zum Paraguai*. Leipzig, 1930.
114. MAURY, C. — *Novas Coleções Paleontológicas do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*. Ser. Geol. Min. do Brasil, Bol. n.º 33, 23 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1929.
115. MATOS, A. — *Determinação da Altitude do Pico da Bandeira na Serra do Caparaó*. Rev. Brasil. Geogr. Vol. V, n.º 4, pp. 551-559, Rio de Janeiro, D.F. 1943.
116. MENDES, J. C. — *The Gondwana Formations of Southern Brazil*. Birbal Sahni Inst. Paleob. Un. Lucknow, Commemorative Volume, India, 1950.
117. — *O Problema da Idade das Camadas de São Paulo*. Bol. Paul. de Geogr. n.º 5, pp. 45-48, Julho, 1950.
118. “Ministério da Agricultura” — *Brasil*. 1942. Div. Fom. Prod. Min. Av. 56, 74 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1943.
119. MORAIS, L. J. de — *Serras e Montanhas do Nordeste*. Publ. 58 Insp. Obr. contra as Sêcas. Ser. ID. 2 Vol. I Vol. 120 pp. II Vol. 122 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1924.
120. — *Estudos Geológicos no Estado de Pernambuco*. Ser. Geol. Min. Brasil, Bol. 32, 100 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1928.
121. — *Estrutura Geológica da Região da Cachoeira de Paulo Afonso*. Min. & Met. Vol. 12, n.º 78, p. 304, Rio de Janeiro, D.F. 1949.
122. MORAIS, L. J. de e Outros — *Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais*. Ser. Fom. Prod. Min. Bol. 19, 192 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1937.
123. MOURA, P. de — *Rio Gurupi*. Ser. Geol. e Min. Brasil, Bol. 78, 66 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1936.
124. NEVIN, C. M. — *Principles of Structural Geology*. 3rd. Ed. John Wiley & Sons Inc. 320 pp. New York, 1936.
125. OPPENHEIM, V. — *Rochas Condúânicas e Geologia do Petróleo no Brasil Meridional*. Serv. Fom. Prod. Min. Bol. 5, 129 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1934.
126. OLIVEIRA, E. P. de — *História da Pesquisa do Petróleo no Brasil*. Ser. Publ. Agric. 208 pp., 1940.
127. OLIVEIRA, A. I. de — *Bacia do Rio Branco*. Ser. Geol. e Min. Brasil, Bol. 37, 69 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1929.
128. PAIS LEME, A. B. — *O Tectonismo da Serra do Mar*. An. Acad. Bras. Cien. Tom. II, n.º 3, pp. 143-148, Rio de Janeiro, D.F. 1930.
129. — *História Física da Terra*. F. Briguiet & Cia. 1020 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1943.
130. PAIVA, G. de — *Vale do Rio Negro*. Ser. Geol. e Min. Brasil, Bol. 40, 63 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1929.
131. — *Jazidas de Minério de Chumbo no Estado de São Paulo*. Ser. Geol. e Min. Brasil. Bol. 42, 25 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1929.

132. — *Geologia do Município de Lajes*. Ser. Geol. e Min. Brasil, Bol. 69, 23 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1933.
133. — *Geologia e Recursos do Meio Norte*. Ser. Fom. Prod. Min. Bol. 15, 55 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1937.
134. PETRI, S. — *Contribuição ao estudo do Devoniano do Paraná*. Div. Geol. Min. Bol. 129, 125 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1948.
135. RÊGO, L. F. de M. — *Notas sobre a Geomorfologia de São Paulo e sua Gênese*. Inst. Astr. e Geogr. 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. S. Paulo, pp. 231-257, 1935.
138. — *O Vale do São Francisco*. Ed. Renascença. São Paulo, 245 pp. 1945.
139. RÊGO, L. F. de M. e D. GUIMARÃES — *Jazida de Magnetita de Anitápolis*. Ser. Geol. e Min. Brasil, Bol. 21, pp. 1-27, Rio de Janeiro, D.F. 1926.
140. RÊGO, L. F. de M. e T. D. de S. SANTOS — *Contribuição para o Estudo dos Granitos da Serra da Cantareira*. Inst. Pes. Tec. S. Paulo, Bol. 18 e anexos, 162 pp. S. Paulo, 1938.
141. RICH, J. L. — *The Face of South America*. Am. Geogr. Soc. 299 pp. New York, 1942.
142. RIBEIRO FILHO, L. — *Caracteres Físicos e Geológicos da Bacia do Paraíba*. Div. Geol. Min. Bol. 127, 55 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1948.
143. ROLFF, P. A. M. de A. — *Geologia da Província Tântalo-Glucínifera da Borborema*. Div. Fom. Prod. Min. Bol. 73, 66 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1945.
144. ROSENBUSCH, H. — *Elemente der Gesteinelehre*. 4.^a Ed. Stuttgart, 505 pp. 1922.
145. ROXO, M. G. de O. — *Revalidação de Thoracosaurus Bahiensis e Consideração sobre a Idade da Série Bahia*. Bol. Mus. Nac. Vol. XII, n.º 3-4, pp. 49-72, Rio de Janeiro, D.F. 1936.
146. RUELLAN, F. — *Evolução Geomorfológica da Baía de Guanabara*. Rev. Bras. Geogr. Ano VI, n.º 4, pp. 445-509, Rio de Janeiro, 1944.
147. — *Aspectos Geomorfológicos do Litoral Brasileiro no Trecho Compreendido entre Santos e Rio Doce*. Bol. Assoc. Geogr. Bras. n.º 4, pp. 6-12, Rio de Janeiro, D.F. Novembro, 1944.
148. — *A Região Litorânea de Santa Catarina*. 67.^a Tertúlia, Bol. Geogr. Ano II, n.º 17, pp. 682-696, Agosto, 1944.
149. — *Geomorfologia do Litoral Espiritossantense*. 84.^a Tertúlia, Bol. Geogr. Ano II, n.º 21, pp. 1359-1361, Rio de Janeiro, D.F. Dezembro 1944.
150. — *Interpretação Geomorfológica das Relações do Vale do Paraíba com as Serras do Mar e da Mantiqueira e a Região Litorânea de Parati e Angra dos Reis e Mangaratiba*. 86.^a Tertúlia, Bol. Geogr. Ano II, n.º 21, pp. 1374-1375, 95.^a Tertúlia, Bol. Geogr. Ano II, n.º 23, pp. 1733-1739, Rio de Janeiro, D.F. 1945.
151. SCHUCHERT, C. — *Hipótese do Deslocamento Continental*. Bol. Geogr. Ano I, n.º 10, e Ano I, n.º 11, pp. 14-24 e 23-34, Rio de Janeiro, D.F. 1944.
152. SCORZA, E. P. — *Estratigrafia do Carvão em Santa Catarina*. Div. Geol. e Min. Bol. 104, 162 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1940.
153. SHAND, S. J. — *A Rift Valley in Western Persia*. Quart. Jour. Geol. Soc. London, Vol. 75, pp. 245-250, 1919.
154. — *Eruptive Rocks*. 2nd. Ed. Wiley & Sons, 444 pp. New York, 1943.
155. SHEPARD, F. P. — *Submarine Geology*. Harpers & Brothers, 348 pp. New York, 1948.
156. SMALL, H. — *Geologia e Suprimento d'Água Subterrânea no Ceará e Parte do Piauí*. Insp. Fed. Obr. c. Sec. Publ. 25, 2.^a ed. 70 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1923.

157. — *Geologia e Suprimento d'Água Subterrânea no Piauí e Parte do Ceará*. Insp. Fed. Obr. c. Sec. Publ. 32, 2.^a ed. 137 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1923.
158. SOPPER, R. H. — *Geologia e Suprimento d'Água Subterrânea no Rio Grande do Norte e Paraíba*. Insp. Fed. Obr. c. Sec. Publ. 26, Série I.D. 60 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1923.
159. STERNBERG, H. O'R. — *Vales Tectônicos na Planície Amazônica?* Rev. Bras. Geogr. Ano XII, n.º 4, pp. 511-534, Rio de Janeiro. D.F. 1950.
160. TABER, S. — *Fault Troughs*. Journ. Geol. Vol. 35, n.º 7, pp. 577-606, 1927.
161. VÁRZEA, A. — *Relêvo do Brasil*. Rev. Bras. Geogr. Ano IV, n.º 1, pp. 97-130, Rio de Janeiro, D.F. 1942.
162. VEATCH, A. C. — *Evolution of the Congo Basin*. Geol. Soc. Am. Mem. 3, 183 pp. New York, 1935.
163. WASHBURN, C. — *Petroleum Geology of São Paulo*. Com Geogr. Geol. Est. S. Paulo, Bol. 22, 282 pp. 1930.
164. WARING, C. A. — *Reef Formations of Northeast Coast of Brazil*. Am. Journ. Sc. Vol. 37, n.º 221, pp. 367-390, 1914.
165. — *Some Features of the Geology of Northeastern Brazil*. An. Carneg. Mus. Vol. 13, n.º 1, 2, pp. 183-223, 1920.
166. WHITE, I. C. — *Relatório Final sobre o Carvão no Brasil*. Imp. Nac. 617 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1908.
167. WILLIAMS, H. E. — *Nota sobre a Geologia e Recursos Minerais do Norte do Ceará*. Serv. Geol. e Min. do Bras. Bol. 16, 42 pp. Rio de Janeiro, D.F. 1926.
168. WILLIS, B. — *East Africa Plateaus and Rift Valleys*. Carneg. Inst. Washington. Publ. 470, 347 pp. 1936.
169. WILLIS, R. — *Physiography of the California Coast Ranges*. Geol. Soc. Am. Bul. Vol. 34, pp. 643-678, 1925.
170. WRIGHT, F. E. — *Die Foyaitisch-Theralitischen Eruptiv Gesteine der Insel Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasilien*. Tscher. Min. Petr. Bd. 2, pp. 233-259, e pp. 273-306, Bd. 2, 1901.

RESUMÉ

Dans le présent travail, le professeur RUI OSÓRIO DE FREITAS étudie le relief tectonique du Brésil résultant de déformations épirogéniques à partir du dévonien. Le résultat de cette tectonique se traduit topographiquement en I — Arquement, II — Plateaux et Bassins, III — Murailles, Fossés et Vallées d'Effondrement.

Il existe deux directions de courbure dans le noyau austro-brésilien, la direction ENE-WSW et la direction NNW-SSE, cette dernière étant considérée comme la principale. Quant au noyau du sud de Rio Grande do Sul et du nord brésilien les directions signalées sont NNE-SSW et WNW-ESE. La courbure constitue une déformation résultant de la dislocation du "foreland" brésilien vers la ceinture orogénique des Andes et des phénomènes de pure isostasie.

Les Plateaux tectoniques sont des aires positives soumises à l'érosion permanente et composés de roches anciennes du bouclier cristallin présentant des reliefs polycycliques. Les Bassins sont des dépressions d'origine tectonique situées aussi bien dans les continents que dans les fonds océaniques, comblées par les sédiments où prédominent les faciès continentaux, sans déformations orogéniques. Il faut distinguer au Brésil les plateaux *Atlântico*, *Goiãno*, *Matogrossense* et de la *Borborema* qui satisfont les attributs précédemment cités. Les Bassins sont ceux du *Paraguai*, *Paraná*, *Parnaíba*, *Amazonas* et *Crétacé*. En second lieu nous avons les bassins, improprement qualifiés de locaux, constituant d'authentiques fossés tectoniques comblés par des sédiments continentaux comme ceux de *São Paulo*, *Curitiba*, *Gandarela* et *Fonseca*.

Les vallées d'effondrement sont des fossés où la structure linéaire, les fossés et les piliers ont encore une expression topographique remarquable gardant une certaine uniformité, dans la largeur et une longueur importante. Le fond est généralement occupé par des sédiments coenozoïques continentaux. Les vallées d'effondrement brésiliennes sont plus modestes que leurs semblables africaines. Elles suivent les directions ENE-WSW à NE-SW et NNE-SSW et comprennent les suivantes vallées: 1) *Paraíba*, 2) *Campo Grande-Guanabara-Rio Bonito*, 3) *Campos-Abrohotos-Recôncavo* et 4) *São Francisco*.

Les fossés sont des effondrements linéaires, peu larges (6 kilomètres en moyenne) de longueur variable allant jusqu' à 90 Kilomètres, localisés dans les régions de rupture du bouclier brésilien et d'âge coenozoïque. On distingue les suivants: 1) *Camaquã*, 2) *Lagoa dos Patos*, 3) *Cananéia*, 4) *Itatins*, 5) *Juqueriquerê*, 6) *São Sebastião*, 7) *Itaboraí*, 8) *Campos*, 9) *Marajó*.

Les principales murailles sont: 1) *Serra do Mar* (avec ses noms locaux), 2) *Serra de Itatins*, 3) *Serra de Itapitangui*, 4) *Serra do Dom*, 5) *Serra dos Órgãos*, 6) *Serra de Madureira*, 7) *Massif de l'île Grande*, 8) *Serra da Boa Esperança*, 9) *Massif de Cabo Frio*, 10) *Serra da Pedra Branca*, 11) *Massif de l'île do Cardoso*, 12) *Serra da Mantiqueira*, 13) *Serra da Borborema*, 14) *Massif*

de *Itatiaia*, 15) Massif de *São Sebastião*, 16) Massif de *Poços de Caldas*, 17) *Serra do Espinhaço*, 18) Massif do *Caparaó*, 19) *Serra da Carioca*.

Les vallées d'effondrement brésiliennes comme les africaines possèdent une activité éruptive de nature alcaline ou basique, néanmoins ne constituant pas nécessairement un phénomène associé.

La sédimentation au Brésil, du dévonien au crétacé s'est faite dans les bassins tectoniques; de l'Éocène au Récent, avec l'élevation épirogénique du pays et la rupture du bouclier cristallin, la sédimentation est restée confinée à la ceinture côtière, aux vallées des rivières et aux fossés tectoniques, exception faite du bassin de l'Amazonie où il y a un des plus vastes dépôts tertiaires du globe. Néanmoins, ce bassin présente plus spécialement le caractère d'une vallée d'effondrement que proprement l'aspect périalpin typique d'un bassin.

La configuration actuelle du Brésil résulte exclusivement des déformations épirogéniques, fait qui explique l'action généralisée de l'érosion dans le pays et sa relative pauvreté en ressources minérales qui se trouvent en général dans les ceintures orogéniques modernes.

RESUMEN

En este artículo estudia el autor Prof. RUI OSORIO DE FREITAS el relieve tectónico del Brasil resultante de las deformaciones epirogénicas a partir del Devónico. El resultado de esta tectónica se traduce topográficamente en: I — Arqueamientos; II — Planaltos (Mesetas) Cuencas; III — Murallas, Fosas y Valles de Hundimiento.

Hay dos direcciones de curvatura nel núcleo australbrasílico, a ENE-WSW y NNW-SSE, figurando esta última como principal. En cuanto al núcleo sud-riograndense boreal-brasilico, las direcciones señaladas son NNE-SSW y WNW-ESE. El arqueano constituye una deformación que se formó como resultado de la dislocación del "foreland" brasileiro hacia la cintura orogénica de los Andes y a fenómenos de pura isostasia.

Los planaltos tectónicos son áreas positivas sometidas a erosión permanente, compuestos de rocas antiguas del escudo cristalino, presentando relieves policíclicos. Las cuencas son depresiones de origen tectónico, comprendidas tanto en los continentes como en los hondos oceánicos, llenas de sedimentos de "facies" predominantemente continental, sin deformaciones orogénicas. En Brasil, hay que distinguir los Planaltos Atlántico, Goiano, Matogrossense y de la Borborema, los cuales poseen dichos caracteres. Las cuencas son las del Paraguaçu, Paraná, Paraíba, Amazonas y Cretácea. En según lugar vienen las cuencas locales, designación impropia por comprender auténticas fosas tectónicas que son colmatadas por sedimentos continentales como la de São Paulo, Curitiba, Gandarela y Fonseca.

Los Valles de hundimiento son fosas donde la estructura lineal, los fosos y pilares tienen enorme importancia topográfica, presentando una cierta uniformidad en anchura y poseyendo grande longitud. El piso en general es ocupado por sedimentos cenozoicos continentales. Los valles de hundimiento, son de menor importancia que sus semejantes africanos. Siguen las direcciones ENE-WSW a NE-SW y NNE-SSW. Comprenden: 1 — Paraíba; 2 — Campo Grande — Guanabara, Rio Bonito; 3 — Campos — Abrolhos — Reconcavo y 4 — São Francisco.

Las fosas son desmoronamientos lineales, poco anchos (6 kilómetros en media) longitud que varía hacia 90 kilómetros, situados en las zonas de rotura del escudo brasileiro y de edad cenozoica. Se distinguen los siguientes: 1 — Camaquã; 2 — Lagoa dos Patos; 3 — Cananéia; 4 — Itatins; 5 — Juqueriqueré; 6 — São Sebastião; 7 — Itaboraí; 8 — Campos; 9 — Marajó.

Los principales paredones son: 1 — Sierra do Mar (con sus denominaciones locales); 2 — Sierra de Itatins; 3 — Sierra de Itapitangui; 4 — Sierra do Dom; 5 — Sierra dos Orgãos; 6 — Sierra de Madureira; 7 — Macizo de la Isla Grande; 8 — Sierra da Boa Esperanza; 9 — Macizo de Cabo Frio; 10 — Sierra da Pedra Branca; 11 — Macizo da Ilha do Cardoso; 12 — Sierra da Mantiqueira; 13 — Sierra da Borborema; 14 — Macizo de Itatiaia; 15 — Macizo de San Sebastián; 16 — Macizo de Poços de Caldas; 17 — Sierra do Espinhaço; 18 — Macizo de Caparaó; 19 — Sierra da Carioca.

Los Valles de Hundimiento brasileiro, como los africanos, tienen actividad eruptiva de carácter alcalino o básico, pero no constituye necesariamente un fenómeno asociado.

La sedimentación en el Brasil, del Devónico al Cretáceo, tuvo lugar en las cuencas tectónicas; del Eoceno al reciente, con la elevación epirogénica del país y rotura del escudo cristalino, la sedimentación quedó limitada al cinturón costero, al valle de los ríos y a las fosas tectónicas, excepto de la cuenca Amazónica que abraza un de los más extensos depósitos terciarios del globo. Esta cuenca ofrece más la forma de un valle de hundimiento que propiamente el aspecto perialpin típico de una cuenca.

La configuración actual del Brasil resulta tan sólo de deformaciones epirogénicas, hecho que explica la erosión generalizada en el país y su pobreza relativa de recursos minérales que se hallan, de modo general, en las cinturas orogénicas modernas.

RIASSUNTO

Nel presente lavoro l'autore Prof. RUI OSORIO DE FREITAS studia il rilievo tettonico del Brasile risultante dalle deformazioni pirogeniche a partire dal Devoniano. Il risultato di questa tettonica si traduce topograficamente in: I — Curve, II — Altipiani e Bacini, III — Muraglie, Fossi e Valli di Affondamento.

Esistono due direzioni di curvamento nel nucleo del Brasile del Sud, ad ENE-OSO e NNO-SSE, essendo quest'ultima considerata la principale. Quanto al nucleo Sud-Riograndense e del nord del Brasile le direzioni segnalate sono NNE-SSO e ONO-ESE. Il curvamento costituisce una deformazione risultante dal dislocamento del "foreland" brasiliano contro la cintura orogenetica delle Ande e da fenomeni di pura isostasia.

Gli altipiani tettonici sono sabbie positive soggette ad erosione permanente, composti di rocce antiche del sistema cristallino, presentando rilievi policiclici. I bacini sono depressi di origine tettonica, situati tanto nei continenti come nei fondi oceanici, riempiti di sedimenti dall'aspetto predominantemente continentale, senza deformazioni orogenetiche. Nel Brasile bisogna distinguere gli Altipiani Atlantico, Goiano, Matogrossense e di Borborema che corris-

pondono a quegli attributi. I Bacini sono quelli del Paraguai, Paraná, Parnaíba, Amazzoni e Cretacea. Secondariamente abbiamo bacini locali, termine questo improprio, costituendo autentiche fosse tettoniche riempiute di sedimenti continentali come quella di San Paolo, Curitiba, Gandarela e Fonseca.

Le Valli di Affondamento sono fosse dove la struttura lineare, i crepacci e pilastri, hanno ancora importanza topografica rilevante, rispettando una certa uniformità in larghezza e possedendo grande lunghezza. Il fondo è generalmente occupato da sedimenti cenozoici continentali. Le Valli di Affondamento brasiliane sono più modeste di quelle congeneri africane. Seguono le direzioni di ENE-OSO a NE-SO e NNE-SSO. Comprendono le seguenti: 1) Paraíba, 2) Campo Grande-Guanabara-Rio Bonito, 3) Campos-Abrilhos-Recôncavo e 4) San Francesco.

I Fossi sono frantamenti lineari, poco larghi (6 chilometri in media), lunghezza variabile fino ai 90 chilometri, localizzati in zone di rottura del sistema brasiliano e dell'età cenozoica. Si distinguono i seguenti: 1) Camaquã, 2) Lagoa dos Patos, 3) Cananéia, 4) Itatins, 5) Juqueriquerê, 6) San Sebastião, 7) Itaboraí, 8) Campos, 9) Marajó.

Le principali muraglie sono: 1) Serra do Mar (con i suoi nomi locali), 2) Serra de Itatins, 3) Serra de Itapitangui, 4) Serra do Dom, 5) Serra dos Órgãos, 6) Serra da Madureira, 7) Massiccio del l'isola Grande, 8) Serra da Boa Esperanza, 9) Massiccio di Capo Freddo, 10) Serra da Pedra Branca, 11) Massiccio da Ilha do Cardoso, 12) Serra da Mantiqueira, 13) Serra da Borborema, 14) Massiccio di Itatiaia, 15) Massiccio di San Sebastião, 16) Massiccio di Poços de Caldas, 17) Serra do Espinhaço, 18) Massiccio di Caparaó, 19) Serra da Carioca.

Le Valli di Affondamento brasiliane, come quelle africane, possiedono attività eruttiva di natura alcalina o basica, tuttavia non costituiscono necessariamente un fenomeno concomitante.

La sedimentazione nel Brasile, del Devoniano al Cretaceo ebbe processo nei bacini tettonici; dell'Eocene al recente, con l'elevazione pirogenica del paese e rottura del sistema cristallino, la sedimentazione rimase delimitata alla zona costiera, valle dei fiumi e nelle fosse tettoniche, con eccezione del Bacino Amazzonico che riunisce uno dei più grandi depositi terziari del globo. Però, questo bacino presenta più il carattere di una valle di affondamento che propriamente l'aspetto periclinale tipico di un bacino.

La configurazione attuale del Brasile risulta esclusivamente dalla deformazione pirogenica, fatto che spiega l'erosione generalizzata in atto nel paese e la sua povertà relativa in risorse minerarie, generalmente prodotti nelle cinture orogeniche moderne.

SUMMARY

In the present paper the author, Prof. RUI OSÓRIO DE FREITAS, studies the tectonic relief of Brasil. This tectonic relief resulted from the epeirogenic deformations which took place from the Devonian period on.

The results of these tectonic movements is reflected on the topography in three ways: 1) Warping; 2) Basins and Plateaus and rift valleys. There are two main directions of folding on the austro-brazilian nucleus, from ENE-WSW and NNW-SSE, the latter being considered is principal. As to the "sul-riograndense" and "boreo-brasiliana" nuclei the directions observed are mainly NNE-SSW and WNW-ESE.

The warping constitutes a deformation which resulted from the dislocation of the brasilian foreland against the orogenic belt of the Andes and result also from pure isostasy phenomena. The tectonic plateaus are positive areas subject to continuous erosion; they are composed of ancient rocks of the crystalline shield and feature polycyclic reliefs.

The basins are depressions of tectonic origin, located either on the continent or on the ocean bottom, filled up with sediments which present a predominantly continental facies, without orogenic deformations.

In Brasil, one may distinguish the Atlantic, Golano, Matogrossense and Borborema plateaus.

The important basins are those of the Paraguai, Paraná, Parnaíba and Amazonas rivers, as well as the cretaceous basin. There are some local basins which are grabens filled by continental sediments, and these are: São Paulo, Curitiba, Gandarela and Fonseca basins.

The rift valleys — in which the linear structure, the horst and grabens have a conspicuous topographic expression — keep a certain uniformity in their width and have a large length. The bottom of these valleys is generally occupied by continental cenozoic sediments. The brasilian rift valleys are a bit more modest than their african correspondents. They follow the directions. ENE-WSW to NE-SW and NNE-SSW. They are: 1) The Paraíba valley, 2) Campo Grande — Guanabara — Rio Bonito, 3) Campos-Abrilhos-Recôncavo, and 4) the São Francisco valley.

The grabens are formed by linear depressings, they are not very wide (6 km medium width), they have a varying length which attains 90 km, they are located in rupture zones of the brasilian shield and are of cenozoic age. The most important are: 1) Camaquã, 2) Lagoa dos Patos, 3) Cananéia, 4) Itatins, 5) Juqueriquerê, 6) São Sebastião, 7) Itaboraí, 8) Campos and 9) Marajó.

The principal horsts are those found on the 1) Serra do Mar (and its various local denominations), 2) Serra de Itatins, 3) Serra de Itapitangui, 4) Serra do Dom, 5) Serra dos Órgãos, 6) Serra da Madureira, 7) Maciço da Ilha Grande, 8) Serra da Boa Esperança, 9) Maciço de Cabo Frio, 10) Serra da Pedra Branca, 11) Maciço da Ilha do Cardoso, 12) Serra da Mantiqueira, 13) Serra da Borborema, 14) Maciço do Itatiaia, 15) Maciço de São Sebastião, 16) Maciço de Poços de Caldas, 17) Serra do Espinhaço, 18) Maciço do Caparaó, 19) Serra da Carioca.

The brasilian rift valleys, as the african ones, show eruptive activity of either alkaline or basic nature, but this fact does not constitute a necessarily associated phenomenon.

The sedimentation which took place in Brasil between the Devonian and Cretaceous periods was chiefly notable on the tectonic basins; between the Eocene and Recent periods, with the epeirogenic elevation of the country and consequent rupture of the crystalline shield, the sedimentation was limited to the coastal belt, river valleys and grabens, with exception of the amazonic basin which presents one of the largest tertiary deposits in the world.

Nevertheless, this basin has more the character of a graben than of a basin with its typical pericinal aspect.

The actual configuration of Brasil results exclusively from epeirogenic deformations and this fact explains the intense erosion which takes place on the country and the relative scarcity in mineral deposits, generally formed on the geosyncline belts.

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Abhandlung untersucht der Verfasser, Prof. RUY OSÓRIO DE FREITAS, das zeit dem Devon durch epirogenische Deformationen entstandene tektonische Relief Brasiliens. Das Resultat dieser Tektonik kommt topographisch in folgenden Weisen zum Ausdruck: I — Wölbungen, II — Hochebenen und Becken, III — Gebirgsmauern, Spalten und Versenkungstäler.

Es zeigen sich zwei allgemeine Biegungrichtungen in dem "austro-brasilianischen" Kern, die ONO-WSW und NNW-SSO, letztere als die wichtigste betrachtet. Im "sul-riograndense" und im "boreo-brasilianischen" Kern sind die Richtungen NNO-SSW und WNW-OSO. Die Wölbungen bestehen aus einer Deformation die durch die Verschiebung des brasilianischen "foreland" gegen den orogenetischen Gürtel der Anden und durch ausschliesslich isostatische Bewegungen entstand.

Die tektonische Hochebenen sind positive Arealen die einer permanenten Erosion unterworfen sind, und die aus Urgesteinen des kristallinen Schildes bestehen, mit polycyclischen Relief. Die Becken sind tektonischer Ursache entstandenen Vertiefungen, die sowie in den Kontinenten wie in dem Meeresuntergrund vorgetroffen werden, durch Sedimente vortrefflich kontinentaler facies ausgefüllt und ohne orogenetische Deformationen. In Brasilien sind folgende Hochebenen zu unterscheiden: die atlantische, von Goiás, von Mato Grosso und die von Borborema, die alle den obenebenen Merkmalen entsprechen. Die Becken sind die von Paragvaj, Paraná, Paraíba, Amazonas und der Kreidezeit. Weiter gibt es lokale Becken, eine unangebrachte Bezeichnung, da sie aus wirklichen tektonischen Senkungen bestehen, mit kontinentalen Ablagerungen ausgefüllt, so die von São Paulo, Curitiba, Gandarela und Fonseca.

Die Versenkungstäler sind Gruben in denen die linearische Struktur, die Graben und Hörste, noch eine ausgezeichnete topographische Gestalt darzeigen, indem eine gewisse Uniformität in der Breite besteht und sie eine grosse Länge haben. Der Grund ist meistens mit kontinentale känozoische Ablagerungen ausgefüllt. Die Versenkungstäler brasiliens stehen aber ihren afrikanischen gleichartigen nicht auf der Höhe. Sie verfolgen die Richtungen ONO-WSW zu NO-SW und NNO-SSW. Es sind folgende: 1) Paraíba, 2) Campo Grande-Guanabara-Rio Bonito, 3) Campos-Abróhos-Reconcavo und 4) São Francisco.

Die Spalten sind linearische Versenkungen, nicht sehr breit (6 Kilometer im Durchschnitt) und verschiedener Länge, bis 90 Kilometer, die in Rupturarealen des brasilianischen Schildes und des känozoischen Zeitalters angetroffen werden. Folgende sind zu beobachten: 1) Camaquã, 2) Lagoa dos Patos, 3) Cananeia, 4) Itatins, 5) Juqueriquerê, 6) São Sebastião, 7) Itaboraí, 8) Campos, 9) Marajó.

Die wichtigsten Gebirgsmauern sind: 1) Serra do Mar (mit ihren verschiedenen Lokalnamen), 2) Serra de Itatins, 3) Serra de Itapitanguí, 4) Serra do Dom, 5) Serra dos Orgãos, 6) Serra da Madureira, 7) Maciço da Ilha Grande, 8) Serra da Boa Esperança, 9) Maciço de Cabo Frio, 10) Serra da Pedra Branca, 11) Maciço da Ilha do Cardoso, 12) Serra da Mantiqueira, 13) Serra da Borborema, 14) Maciço do Itatiaia, 15) Maciço de São Sebastião, 16) Maciço de Poços de Caldas, 17) Serra do Espinhaço, 18) Maciço do Caparaó, 19) Serra da Carioca.

Die brasilianischen Versenkungstäler, wie die afrikanischen, zeigen eine alkalische oder basische eruptive Aktivität, obwohl dieses nicht eine unentbehrlich zusammenhängende Erscheinung ist.

Die Ablagerung in Brasilien, von Devon bis zur Kreide, hat sich in den tektonischen Becken ausgeübt; von Eozän bis zur Gegenwart, mit der epirogenetischen Erhebung des Landes und mit der Verzerrung des kristallinen Schildes, wurde die Ablagerung auf den Küstengürtel, in den Flussstätern und in den tektonischen Graben beschränkt, mit Ausnahme des Amazonasbeckens dass eines der weitausbreitesten terziären Ablagerungsgebieten der Erde darstellt. Dieser Becken zeigt aber in Wirklichkeit mehr die Gestalt eines Versenkungstales als die perykinal typische Darstellung eines Beckens.

Die gegenwärtige Gestaltung Brasiliens entsteht ausschliesslich durch epirogenetische Deformationen, eine Tatsache die die allgemeine Abtragung und eine relative Armutigkeit an Mineralschätzen, die hauptsächlich in neuzzeitlichen orogenetischen Gürteln angetroffen werden, erklärt.

RESUMO

En ĉi tiu artikolo la aŭtoro, Prof. RUY OSÓRIO DE FREITAS, studas la tektonikan reliefon de Brazilo, rezultanta de epirogeniaj misformiĝoj ekde la Devonio. La rezultato de tiu tektonikaj tradukiĝas topografie en I — Arkigo, II — Altebenajoj kaj Basenoj, III — Murejoj, Fosaĵoj kaj Valoj de Enprofundiĝo.

Ekzistas du direktoj de arkformiĝo en la sudbrasiliana kerno, tiu ENE-WSW kaj tiu NNW-SSE: ĉi tiu lasta estas konsiderata la ĉefa. Rilate al la sud-riograndaj kaj nordbrasiliana kerno la rimarkitaj direktoj estas NNE-SSW kaj WNW-ESE. La arkigo estas misformiĝo rezultanta de la delokiĝo de la brazilana foreland renkonte al la orogenetika zono de la Andoj kaj al fenomenoj de pura izostazio.

La tektonikaj Altebenajoj estas pozitivaj areoj submetitaj al la daŭra erozio, ili estas kunmetitaj el antikvaj rokoj, prezentantaj policiklajn reliefojn. La Basenoj estas malaltigoj kun tektonika deveno, situantaj ne nur sur la kontinentoj sed ankaŭ sur la oceanaj fundoj, plenigitaj per sedimentoj kun aspekto ĉefe kontinenta, sen orogeniaj misformiĝoj. En Brazilo estas distingeblaj la Altebenajoj Atlantika, tiuj de Goiás, de Mato Grosso kaj de Borborema, kiuj plenumas tiujn atributojn. La Basenoj estas tiuj de Paragvajo, Paraná, Amazono kaj la Kreteca. Malĉefe ni havas lokajn basenojn (kaj tiu nomo estas malĝusta); ili estas veraj fosaĵoj te ktonikaj, plenigitaj per kontinentaj sedimentoj, kiel tiuj de São Paulo, Curitiba, Gandarela kaj Fonseca.

La Valoj de Enprofundiĝo estas fosaĵoj, kie la linia strukturo, la fosaĵoj kaj kolonoj havas ankoraŭ konsiderindan topografian signifon, konservante certan unuformecon en la larĝeco kaj havante grandan longecon. La planko ĝenerale estas okupita per kontinentaj kenozoikaj sedimentoj. La brazilaj valoj de enprofundiĝo estas pli modestaj ol iliaj afrikaj samspeculoj. Ili sekvas la direktojn de ENE-WSW al NE-SW kaj NNE-SSW. Ili enkalkulas la jenajn: 1) Paraíba, 2) Campo Grande-Guanabara-Rio Bonito, 3) Campos-Abróhos-Reconcavo kaj 4) São Francisco.

La fosaĵoj estas liniaj renversiĝoj, malmulte larĝaj (6 km meznombro), kun longeco varia ĝis 90 km, kaj situantaj en zonoj de rompo de la brazilana ŝildo kaj de kenozoika aĝo. Distingiĝas la jenaj: 1) Camaquã, 2) Lagoa dos Patos, 3) Cananeia, 4) Itatins, 5) Juqueriquerê, 6) São Sebastião, 7) Itaboraí, 8) Campos, 9) Marajó.

La ĉefaj muregoj estas: 1) Serra (montaro) do Mar (kun ĝiaj lokaj nomoj), 2) Serra de Itatins, 3) Serra de Itapitangui, 4) Serra do Dom, 5) Serra dos Órgãos, 6) Serra da Madureira, 7) Maciço da Ilha (masivo de insulo) Grande, 8) Serra da Boa Esperança, 9) Maciço de Cabo Frio, 10) Serra da Pedra Branca, 11) Maciço da Ilha do Cardoso, 12) Serra da Mantiqueira, 13) Serra da Borborema, 14) Maciço do Itatiaia, 15) Maciço de São Sebastião, 16) Maciço de Poços de Caldas, 17) Serra do Espinhaço, 18) Maciço do Caparaó, 19) Serra da Carioca.

La Brazilaj valoj de enprofundiĝo, kiel la afrikaj, havas erupcian aktivecon kun alkaleca aŭ baza karaktero, sed tio ne estas nepre iu asociita fenomeno.

La sedimentado en Brazilo, de la Devono al la Kretaceo, fariĝis en la tektonikaj basenoj; de la Eoceno al la Juso, kun la epeirogenia plialtiĝo de la lando kaj rompo de la kristaleca ŝildo, la sedimentado iĝis limigita al la marboda zono, valo de la riveroj kaj al la tektonikaj fosajoj, kun la escepto de la amazona baseno, kiu entenas unu el la plej vastaj terciaraj deponejoj en la globo. Tamen tiu baseno prezentas pli la karakteron de valo de enprofundiĝo ol ĝuste la periklinan aspekton tipan al ia baseno.

La nuna figuro de Brazilo rezultas ekskluzive de epeirogeniaj misformiĝoj, fakto, kiu klarigas la ĝeneraligatan erozion funkciantan en la lando kaj ĝian relativan malriĉecon je mineralaj rimedoj, ordinare naskitaj en la modernaj orogeniaj zonoj.