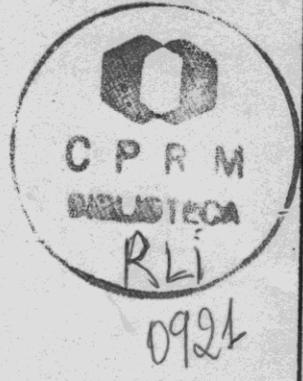


435



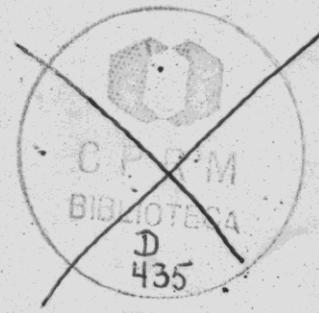
PAZ 021 425

CONTRIBUIÇÃO TÉCNICA Nº 5081-008 MES/ANO AGOSTO/79

ÓRGÃO DE AUTORIA
DEGEO

TECTONISMO VERTICAL NO PÓS-PALEOGENO DO PLATÔ DO CEARÁ E SUAS POSSÍVEIS CAUSAS E IMPLICAÇÕES

M.P.A. Costa e R.O. Kowsmann



RESUMO - O Platô do Ceará é uma feição morfológica marcante da mar
gem continental norte/nordeste do Brasil, estruturalmente vincula
da à Zona de Fratura Fernando de Noronha. Seu embasamento é de ori
gem oceânica e tem idade superior a 100 milhões de anos.

Um calcário fosfatizado depositado originalmente no topo
do platô, no Mioceno Médio inferior, em lâmina d'água relativamen
te rasa (não mais que 150 m), encontra-se atualmente a profundida
des em torno de 700 m, tendo subsidido a uma razão de 0,04 mm/ano,
desde aquela época. Esta razão de abatimento é mais compatível com
as constatadas em movimentos tectônicos verticais de zonas de fra
tura, do que com as associadas a processos de resfriamento de por
ções antigas da crosta oceânica.

A causa do tectonismo vertical provavelmente reside na in
tensa sedimentação miocênica (aproximadamente 2.000 m de sedimen
tos) na Bacia de Fernando de Noronha, que teria assim reativado a
porção marginal da zona de fratura, desde esta época. Esta reativa
ção parece ter desencadeado o magmatismo da Ilha de Fernando de No
ronha, controlado estruturalmente o desenvolvimento do Canion Me
so-Oceânico do Atlântico Equatorial e contribuído para o encerra
mento do período fosfatogênico dos calcários do Platô de Ceará.

Sugere-se neste trabalho, de forma ainda especulativa,
que o platô e a ilha fazem parte de duas cadeias transversais dis
tintas da Zona de Fratura de Fernando de Noronha, opostas em rela
ção a antiga zona transformante, uma subsidente e outra em soergui
mento a partir do Mioceno Médio.

ABSTRACT - The Ceará Plateau is a conspicuous feature of north-northeastern Brazil continental margin, structurally associated to the Fernando de Noronha Fracture Zone. Its basement is oceanic and both geophysical and sediment sample evidence indicate that it pre-dates 100 million years.

A lower Middle Miocene phosphatic limestone originally deposited in shallow water less than 150 m deep and believed to be "in situ" was recovered from the northern flank of the plateau at present water depth of about 700 m.

Subsidence of the plateau after this time occurred at a rate of 0.04 mm/year. This rate is more compatible with values established for vertical tectonism in oceanic fracture zones than with those associated to cooling of aged lithosphere.

The tectonism was probably triggered by rapid sediment loading in the Fernando de Noronha Basin during the Miocene (thickness of 2.000 m) which resulted in the reactivation of the marginal portion of the fracture zone. This tectonic reactivation may have caused the synchronous magmatism of the Fernando de Noronha Island, the structural control of the Equatorial Mid-Ocean Canyon and the termination of phosphate deposition on the Ceará Plateau.

It is speculated here, that the Ceará Plateau and the Fernando de Noronha Island are part of two distinct transverse ridges on opposite sides of the ancient transform fault of the Fernando de Noronha Fracture Zone, one subsiding and the other uplifting since Middle Miocene.

Dados gravimétricos e magnetométricos obtidos nas Zonas de Fratura Vema (ROBB e KANE, 1975), Romanche (COCHRAN, 1973) e Owen (BARKER, 1966), confirmam a importância das rochas ultramáficas como constituintes de suas cadeias transversais, em detrimento de uma composição puramente vulcânica.

Indícios sedimentológicos também têm sido constatados, embora mais raramente. Grauvacas recuperadas nas escarpas norte e sul da Zona de Fratura Romanche (BONATTI e HONNOREZ, 1976), revelaram razoáveis conteúdos em quartzo e biotita, sugerindo uma fonte siálica para esses detritos (GORINI, 1977). Segundo este último autor, seu transporte para a região oceânica deu-se via correntes de turbidez, depositando-se originalmente nos vales profundos da zona de fratura e, agora, devido a inversão de relevo provocada por tectonismo vertical, encontram-se suspensas nas escarpas de falha das suas cadeias transversais.

Ainda na Zona de Fratura Romanche, BONATTI e outros (1977) recuperaram calcários oolítico-biogênicos, parcialmente fosfatizados, situados entre 950 e 1.300 m de profundidade, cujos constituintes de suas assembléias carbonáticas mostraram um ambiente de sedimentação de águas rasas, próximo ao nível do mar, no limite Mioceno/Plioceno. A taxa de subsidência obtida nesta região excedeu em muito o valor previsto para a crosta oceânica normal. Assim, os autores concluíram que este valor anômalo deve estar relacionado a movimentos tectônicos verticais, específicos de zonas de fratura.

BONATTI (1978) mostrou que o tectonismo vertical nas fraturas pode ocorrer tanto dentro como fora da região de deslocamento dos segmentos da zona de acreção crustal. Embora aponte vários fatores como causadores do tectonismo, admite que no momento é difícil avaliar quantitativamente a importância relativa de cada

agente.

O Platô do Ceará é uma feição da margem continental norte/nordeste brasileira integrante da Zona de Fratura Fernando de Noronha (GORINI e BRYAN, 1976). O presente trabalho registra uma relativamente rápida subsidência do Platô, desde o Mioceno Médio. Baseia-se em um calcário fosfatizado obtido em dragagem realizada pelo Projeto REMAC/DHN, durante o Cruzeiro Platôs Marginais do Nordeste Brasileiro (GUAZELLI e outros, 1978a). Sugere-se que a movimentação tectônica vertical pós-paleogênica da porção marginal da Zona de Fratura Fernando de Noronha, tenha sido responsável pela subsidência do Platô do Ceará. Aponta-se as possíveis causas e implicações deste tectonismo.

ORIGEM E IDADE DO EMBASAMENTO DO PLATÔ DO CEARÁ - O Platô do Ceará (Fig. 1) é uma destacada feição topográfica da margem continental norte/nordeste do Brasil, isolada da plataforma continental adjacente por uma calha de 1.600 m de profundidade e apresentando relevo superior a 2.000 m (GUAZELLI e COSTA, 1978). Segundo estes autores, seu topo é relativamente plano, tem uma forma elíptica e está situado a cerca de 250 m abaixo do atual nível do mar.

ESPAÇO DA FIGURA 1

Estruturalmente, ele está associado ao alinhamento Fernando de Noronha-Atol das Rocas-Mecejena, definidor da Zona de Fratura Fernando de Noronha na margem continental norte/nordeste brasileira (GORINI e BRYAN, 1976). Estudos geofísicos efetuados

nesta porção marginal, revelaram o caráter contínuo das feições componentes desta zona de fratura (GORINI e outros, 1974).

Trabalhos de HOUTZ e outros (1978) realizados na margem continental norte brasileira e baseados em sísmica de refração com dois navios e com sonobóias, mostraram a ocorrência de crosta tipicamente oceânica, na porção marginal situada internamente a Cadeia Norte Brasileira.

Especificamente sobre o Platô do Ceará, devido a pouca penetração da sísmica de reflexão e a ausência de dados de refração, não foi possível nem detectar o seu embasamento, nem caracterizar o seu comportamento acústico. Entretanto, o acentuado escarpamento de seus flancos (GUAZELLI e COSTA, 1978), o seu isolamento em relação à plataforma continental adjacente e a pequena extensão em área do corpo do platô, sugerem uma origem oceânica para seu embasamento.

Levantamentos magnetométricos realizados sobre o platô, mostraram que ele é caracterizado por picos isolados de anomalias positivas e negativas, podendo os valores positivos (da ordem de até + 500 gamas) serem correlacionados com os dos montes submarinos de origem oceânica, situados ao longo da Cadeia Fernando de Noronha (FAINSTEIN e outros, 1975). Também os valores gravimétricos do platô e da cadeia são aproximadamente da mesma ordem de grandeza (até + 160 mgal) (FAINSTEIN e MILLIMAN, 1979).

Assim, os dados magnetométricos e gravimétricos suportam uma origem oceânica para o embasamento do Platô do Ceará.

Idades radiométricas obtidas por CORDANI (1970) para o fonolito de Mecejana (cerca de 30 milhões de anos) e para o vulcanismo da Ilha de Fernando de Noronha (entre 12,3 e 1,7 milhões de anos), levaram GUAZELLI e COSTA (1978) a situar a idade provável do embasamento do Platô do Ceará entre o final do Oligoceno e o

início do Pleistoceno, admitindo-o como de origem vulcânica.

Entretanto, as evidências estruturais e estratigráficas abaixo discutidas, sugerem uma idade mais antiga para o embasamento do Platô do Ceará. Indicam, ainda, que desde o início da história sedimentar da margem continental desta região, ele já se comportava como uma feição topográfica destacada em relação à crosta oceânica adjacente e que a sua origem não deve estar ligada a vulcanismo neogênico.

Quanto à idade do embasamento do platô, a sua própria distância atual em relação à Cadeia Meso-Atlântica já é indicativa de uma idade bem mais antiga que o Neogeno, segundo o modelo de espalhamento do piso oceânico ("sea-floor spreading"). A presença de depósitos sedimentares possivelmente cenomanianos na Bacia de Fernando de Noronha (KUMAR e outros, 1976; KUMAR, 1978) sugere uma idade mínima de cerca de 100 milhões de anos, para a crosta oceânica nas vizinhanças do platô. Já a ocorrência de calcários do Albiano-Cenomaniano na coluna estratigráfica do próprio platô (JOSÉ GOMIDE, comun. escrita PETROBRÁS/DEPEX 10.004/79), reforça a inferência de uma idade superior a 100 milhões de anos para o seu embasamento.

Segundo GORINI (1977), há cerca de 100 milhões de anos (80 milhões, segundo GORINI e DAMUTH, 1978) a porção marginal da Zona de Fratura Fernando de Noronha (da qual faz parte o Platô do Ceará) já comportava-se como feição topográfica destacada, atuando como barreira compartimentadora da sedimentação marginal. Reforça esta idéia, a ausência de influências terrígenas nos calcários antigos e modernos da sequência estratigráfica do platô (PAULO TIBANA, comun. verbal), confirmando que ele realmente tem se mantido com batimetria destacada e evolução sedimentar própria, desde o início de sua história geológica. Assim, não seria necessário um vulcanismo neogênico para explicar o relevo atual do platô. A sua

sequência calcária parece confirmar este raciocínio, já que ela a apresenta-se livre de quaisquer influências vulcânicas (PAULO TIBANA e DIMAS DIAS BRITO, comun. verbais).

Resumindo, é bem provável que o embasamento do Platô do Ceará tenha idade superior a 100 milhões de anos e que a sua origem não esteja associada a vulcanismo neogênico.

AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO E IDADE DO CALCÁRIO FOSFATIZADO DO PLATÔ -

Durante o Cruzeiro Platôs Marginais do Nordeste Brasileiro (Projeto REMAC/DHN), foi dragado um calcário em laje, compacto, beje-escuro e fosfatizado (GUAZELII e outros, 1978b), no flanco noroeste do Platô do Ceará (D-81), situado entre 800 e 583 m de profundidade (Fig. 1). Os seus teores em P_2O_5 variam entre 12,5 e 14,2% (MENOR e outros, no prelo). A confirmação de que a amostra foi recuperada "in situ", nos é dada: pela resistência à dragagem oferecida pelo afloramento; pela ocorrência do mesmo calcário terciário fosfático em outro ponto do flanco externo do platô, dragado entre 1371 e 391 m de profundidade (GUAZELLI e COSTA, 1978); e pela homogeneidade em idade da fauna presente na dragagem D-81, restringindo mais ainda as possibilidades de escorregamentos.

Petrograficamente, segundo PAULO TIBANA (comun. verbal), o calcário é um calcilutito com foraminíferos, estes mais concentrados junto com intraclastos angulares de calcário bioclástico, em um nível bem determinado da rocha. Microscopicamente, o calcário apresenta uma matriz micrítica com disseminação possivelmente de limonita, o que lhe confere uma tonalidade acastanhada. Onde sua coloração torna-se mais amarelada, situam-se os minerais fosfáticos. Os principais componentes fósseis da rocha são os foraminíferos planctônicos e bentônicos, aparecendo secundariamente fragmentos de equinóides. Os intraclastos são calcilutitos bioclásticos cinza-leitosos, nos quais ocorrem algas vermelhas e foraminí

feros planctônicos e bentônicos, numa matriz micrítica com abundantes partículas sílticas de bioclastos. Não existem indícios de influências de rochas vulcânicas e de sedimentos terrígenos no calcário.

Segundo DIMAS DIAS-BRITO (comun. escrita, PETROBRÁS/DEPEX 10.004/79), a análise paleontológica e ambiental do calcário mostra uma associação de Globigerinóides sp., globigerinídeos, nodosarídeos, globorotálias "menardiformes", Amphistegina sp., foraminíferos bentônicos não identificados (Rotaliina), Bulimina sp., Brizalina sp., Lenticulina sp. e pelecípodes, equinóides, briozoários e algas vermelhas. Nos intraclastos ocorrem Lepidocyclina sp., Amphistegina sp, Corallinacea, raros foraminíferos bentônicos não identificados (Rotaliina) e globigerinídeos. Os componentes faunísticos dos intraclastos sugerem uma deposição próxima a bancos (recifais ?) foraminífero-algálicos, em profundidades equivalentes às de plataforma externa (não mais que 150 m). Já a relativa abundância das formas planctônicas fora dos intraclastos, embora sugestiva de águas mais profundas, não invalida o ambiente de plataforma previsto para o calcário, pois ela pode ser explicada simplesmente pelas situações geográfica e oceanográfica do Platô do Ceará, localizado dentro da zona de alta produtividade primária da faixa equatorial atlântica, fato já observado nos calcários de águas rasas estudados por BONATTI e outros (1977), na Zona de Fratura Romanche.

A presença do macroforaminífero Lepidocyclina sp. data os intraclastos do calcário do Platô do Ceará entre o Eoceno Superior e o Mioceno Médio (DIMAS DIAS-BRITO, comun. escrita PETROBRÁS/DEPEX 10.004/79). Por outro lado, segundo JOSÉ GOMIDE (comun. escrita PETROBRÁS/DEPEX 10.004/1979), os seus nanofósseis, provavelmente associados a sua matriz micrítica, pertencem à Zona NN-5 de MARTINI (1971) o que restringe a idade do calcário ao Mio

ceno Médio inferior.

Resumindo, o calcário depositou-se em águas relativamente rasas (inferiores a 150 m), no Mioceno Médio inferior, encontrando-se atualmente a uma profundidade média de cerca de 700 m.

SUBSIDÊNCIA DO PLATÔ E SUA RELAÇÃO COM TECTONISMO VERTICAL DE ZONAS DE FRATURA - Como o nível do mar na época da sedimentação do calcário situava-se a cerca de 60 m acima do atual (PITMAN III, 1977; VAIL e outros, 1977), a sua presente posição batimétrica (média de 700 m) só pode ser explicada através da subsidência do Platô do Ceará, a partir do Mioceno Médio.

Baseando-se numa idade superior a 100 milhões de anos para o embasamento do platô e que, portanto, sua origem não está ligada a vulcanismo neogênico, pressupõe-se que a sua subsidência pós-paleogênica esteja associada a processos tectônicos verticais, atuando sobre uma porção antiga da crosta oceânica. Com a finalidade de confirmar a atuação destes processos e caracterizá-los, torna-se necessário verificar qual a razão de subsidência a que o platô esteve submetido.

Pode-se estimar uma razão de subsidência da ordem de 0,04 mm/ano, nos últimos 15 milhões de anos, cálculo este apoiado nos parâmetros apontados acima e supondo-se que a subsidência do platô tenha se processado continuamente.

Admitindo-se que a evolução morfo-estrutural do platô a partir do Mioceno Médio, ainda fosse controlada simplesmente por processos de resfriamento da crosta oceânica, devido ao seu progressivo afastamento da Cadeia Meso-Atlântica, seria previsível uma razão de subsidência da ordem de 0,008 mm/ano, utilizando-se a curva de SCLATER e outros (1971). Esta razão é bastante inferior a de 0,04 mm/ano, o que descredita a hipótese de uma subsidência ain

da condicionada somente por processos tectônicos associados à contração termal da crosta oceânica.

BONATTI e outros (1978) registraram uma razão de subsidência pós-miocênica da ordem de 0,2 mm/ano, num setor da Zona de Fratura Romanche situado dentro da região de deslocamento dos segmentos da Cadeia Meso-Atlântica. Atribuem tal razão a tectonismo vertical característico de zonas de fratura oceânicas e não a processos associados a resfriamento crustal. GORINI (1977) assina-lou razões de subsidência anômalas (0,08 a 0,09 mm/ano) desde o início do Mioceno, provavelmente associadas a tectonismo vertical de zonas de fraturas, nos montes submarinos componentes do segmento NW-SE da Cadeia Norte Brasileira, que é uma feição de idade semelhante a do embasamento do Platô do Ceará, com 100 milhões de anos (HAYES e EWING, 1970). Seus cálculos basearam-se em calcários de águas rasas (BADER e outros, 1970), hoje a cerca de 2.000 m de profundidade, recuperados em furos do "Deep-Sea Drilling Project" sobre estes montes. Do mesmo modo, pode-se admitir que a razão de subsidência do Platô do Ceará (0,04 mm/ano), da mesma ordem de grandeza, é também indicativa da ação de tectonismo vertical associado a zonas de fratura, por mostrar um relativamente rápido abatimento da crosta oceânica antiga.

Segundo BONATTI e outros (1978), indícios adicionais de tectonismo vertical na Zona de Fratura Romanche são os afloramentos de rochas da crosta inferior/manto superior (peridotitos e gabros), no flanco inferior de uma de suas cadeias transversais. No Platô do Ceará tais afloramentos não foram registrados, provavelmente devido ou a problemas de recuperação nas dragagens (neste caso existem os afloramentos), ou por eles estarem atualmente encobertos pelos sedimentos acumulados no sopé continental da região, principalmente na Bacia de Fernando de Noronha (neste caso não existem os afloramentos). Embora também não hajam exposições

destas rochas nem na Ilha de Fernando de Noronha (ALMEIDA, 1958) nem no Atol das Rocas (OTTMANN, 1963; MABESOONE e COUTINHO, 1970), é provável, entretanto, que elas ocorram pelo menos nos seus pedestais, em cotas batimétricas relativamente profundas.

CAUSAS E IMPLICAÇÕES DO TECTONISMO VERTICAL - Segundo GORINI (1977), a reativação tectônica e/ou magmática de uma zona de fratura, no seu trecho situado na margem continental, ou próximo, pode resultar de sedimentação diferencial nos dois segmentos da crosta oceânica adjacentes a ela. Uma maior sobrecarga atuando em um dos segmentos crustais tenderia a fazê-lo subsidir, aumentando assim a diferença de nível entre os embasamentos dos dois segmentos. A acomodação desse movimento diferencial ocorreria na antiga região transformante da fratura, que seria assim reativada verticalmente, fora da região de deslocamento da zona de acreção. Desta maneira, a cadeia transversal vinculada a uma porção crustal subsidente seria deprimida, enquanto a cadeia situada na porção passiva tenderia a ser soerguida, por diapirismo de rochas ultramáficas de relativamente baixas densidades, podendo este evento intrusivo ser acompanhado por vulcanismo.

Acreditamos que o modelo acima possa explicar a movimentação tectônica vertical pós-paleogênica do Platô do Ceará e o magmatismo contemporâneo da Ilha de Fernando de Noronha.

ESPAÇO DA FIGURA 2

Segundo KUMAR (1978), enquanto o total de sedimentos acumulados na Bacia de Fernando de Noronha (segmento crustal norte da Zona de Fratura Fernando de Noronha) atingiu espessuras su

periores a 3.000 m, no segmento crustal sul ele foi bem inferior (Fig. 2). KUMAR e outros (1976) mostraram que apenas um pouco mais de 1.000 m de sedimentos, foram depositados na bacia entre o Ce nomaniano e o Mioceno. Os 2.000 m restantes podem ser quase que totalmente creditados ao Mioceno, com grande parte da deposição provavelmente desenvolvida no seu período inicial e o preenchimen to da bacia do meio até o seu final (KUMAR, 1978), via principal mente o Cânion Meso-Oceânico do Atlântico Equatorial (DAMUTH e GO RINI, 1976).

Pelo exposto acima, é bastante viável que essa relati vamente intensa e rápida sedimentação miocênica na Bacia de Fernando de Noronha, tenha provocado sua subsidência, reativando tectô nica e magmaticamente a porção marginal da Zona de Fratura Fernando de Noronha. Assim, o abatimento do Platô do Ceará, após o Mio ceno Médio, seria o reflexo do comportamento da bacia, sugerindo um vínculo estrutural entre seus embasamentos. Por outro lado, o vulcanismo da Ilha de Fernando de Noronha, com idades variando en tre 12,3 e 1,7 milhões de anos (CORDANI, 1970), é contemporâneo à subsidência do Platô do Ceará. Este vulcanismo poderia estar as sociado a diapirismo subcrustal atuando no bordo (cadeia transver sal) do segmento ao sul da zona de fratura, como resposta a subs idência da Bacia de Fernando de Noronha (segmento norte) e do pró prio platô, o que levantaria a hipótese de um soerguimento crus tal na região subjacente a ilha, a partir do Mioceno Médio.

Como não existem até o momento estudos dirigidos nem na Ilha de Fernando de Noronha nem no seu pedestal, para a confir mação do soerguimento acima sugerido, esta hipótese torna-se ainda bastante especulativa. No entanto, a presença de terraços de praia elevados na ilha (ALMEIDA, 1958; GORINI, 1977) poderia ser um dos seus reflexos. A própria cota altimétrica da superfície de erosão

do planalto central da ilha (+ 40 m), se realmente formada no nível do mar, por processos erosivos subaéreos de suas vertentes (ALMEIDA, 1958), poderia ser explicada pelo soerguimento da ilha, o que inclusive é aventado por este autor. A validade deste raciocínio teria como premissas a aceitação de uma idade pleistocênica inferior para o estabelecimento da superfície de erosão (ALMEIDA, 1958) e a admissão de uma razão de soerguimento na região da ilha semelhante a taxa de subsidência constatada para o Platô do Ceará (0,04 mm/ano).

A priori, não se deveria descartar a possibilidade da superfície de erosão e dos terraços elevados da ilha, terem sido condicionados por posições pretéritas do nível do mar acima da atual. No entanto, segundo o modelo numérico de CLARK e outros (1978), nos últimos 16000 anos não houveram variações do nível do mar acima do atual, na região oceânica ao largo de todo o Brasil (região IV). E, o que é mais importante, a máxima elevação do nível do mar durante o Pleistoceno, ocorrida há 120.000 anos AP (KUKLA, 1977), é deduzida de curvas de razão isotópica O^{18}/O^{16} , como sendo de + 20 m (SHACKLETON e OPDYKE, 1973). Este valor foi obtido em um testemunho localizado numa região oceânica (região V) onde, segundo CLARK e outros (1978), o nível do mar mais tendeu a elevar-se acima do atual. Assim, é provável que o nível máximo atingido pelo mar pleistocênico, na região adjacente ao Brasil, tenha sido inferior a + 20 m. Em síntese, são improváveis tanto idades holocênicas para os terraços elevados da Ilha de Fernando de Noronha, como um condicionamento glacioeustático pleistocênico para a formação da superfície de erosão do seu planalto central.

Também, a destruição por erosão dos antigos aparelhos vulcânicos externos das Formações Remédios, Quixaba e São José, da coluna estratigráfica da ilha (ALMEIDA, 1958), poderia ter como causa a sua exposição subaérea progressiva, vinculada ao levanta

mento tectônico. Os próprios diques intrusivos ocorrentes na Formação Remédios (alguns de composição ultrabásica) e na Formação Quixaba (ALMEIDA, 1958) podem se constituir em indícios de que os fraturamentos a eles associados, tenham tido como causa básica o diapirismo subcrustal aventado no presente trabalho.

Caso o modelo acima seja verdadeiro, seria plausível admitir-se que o Platô do Ceará e a Ilha de Fernando de Noronha façam parte de duas cadeias transversais distintas da Zona de Fratura de Fernando de Noronha (Fig. 3), opostas em relação a antiga zona transformante, uma subsidente e outra em soerguimento desde o Mioceno Médio.

ESPAÇO DA FIGURA 3

Segundo DAMUTH e GORINI (1976), o desenvolvimento do Câñion Meso-Oceânico do Atlântico Equatorial deu-se entre o final do Mioceno Inferior e o início do Mioceno Médio, sendo o seu curso estruturalmente controlado pela Cadeia Fernando de Noronha. Este intervalo de tempo coincide, aproximadamente, com o proposto no presente trabalho para o começo da movimentação vertical diferencial ao longo da porção marginal da Zona de Fratura Fernando de Noronha, o que sugere ter este tectonismo controlado o "trend" geral do câñion. Reforçam esta sugestão a orientação geral e o encaixe regional de seu curso (Fig. 3). Ele é alinhado paralelamente a Zona de Fratura de Fernando de Noronha e fica restrito a uma região situada entre o Platô do Ceará (feição da cadeia transversal norte) e a Ilha de Fernando de Noronha (feição da cadeia transversal sul).

Do ponto de vista fosfatogênico, o tectonismo vertical do Platô do Ceará (subsidência relativamente acelerada), à partir do Mioceno Médio, deve ter desempenhado papel importante no fechamento do seu período de fosfatização, pois a última de suas unidades fosfatizadas (MENOR e outros, no prelo), o calcário de águas rasas considerado no presente trabalho, data da mesma época do início de seu abatimento tectônico. Seus calcários posteriores (de águas mais profundas) não foram mineralizados, provavelmente por já prevalecerem sobre o platô, lâminas d'água consideradas excessivas para o desenvolvimento dos processos de fosfatização.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. - 1958 - Geologia e petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Dep. Nac. Prod. Min., DGM, Rio de Janeiro, Monografia 13, 181 pp.
- van ANDEL, T.H., CORLISS, J.B. e BOWEN, V.T. - 1969 - The intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Vema Frac-ture Zone in the North Atlantic. Jour. Mar. Res., 25, p. 343-351.
- van ANDEL, T.H., VON HERZEN, R.P. e PHILLIPS, J.D. - 1971 - The Vema Fracture Zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates. Mar. Geophys. Res., 1, p. 261-283.
- van ANDEL, T.H., REA, D.K., VON HERZEN, R.P. e HOSKINS, H. - 1973 - Ascencion Fracture Zone, Ascencion Island and the Mid-Atlan-tic Ridge. Geol. Soc. Am. Bull., 84, p. 825-840.
- BADER, R.G., GERARD, R.D. e outros - 1970 - Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. IV; Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 17-57.
- BARKER, P.F. - 1966 - A reconnaissance survey of the Murray Ridge. Philos. Trans. R. Soc. Lond., 259, p. 187-197.
- BONATTI, E. - 1973 - Origin of offsets of the Mid-Atlantic Ridge in fracture zones. Jour. Geol., 81, p. 144-186.
- BONATTI, E. - 1978 - Vertical tectonism in oceanic fracture zones. Earth Planet. Sci. Lett., 37, p. 369-379.
- BONATTI, E. e HONNOREZ, J. - 1976 - Sections of the earth's crust in the Equatorial Atlantic. Jour. Geophys. Res., 81, p. 4104-4116.

- BONATTI, E. e HAMLYN, P.R. - 1978 - Mantle uplifted block in the Western Indian Ocean. *Science*, v. 201, p. 248-251.
- BONATTI, E., HONNOREZ, J. e FERRARA, G. - 1971 - Peridotite - gabbro - basalt complex from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, 268, p. 385-402.
- BONATTI, E., SARNTHEIN, M., BOERSMA, A., GORINI, M.A. e HONNOREZ, J. - 1977 - Neogene crustal emersion and subsidence at the Romanche Fracture Zone, Equatorial Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, p. 369-383.
- CLARK, J.A., FARRELL, W.E e PELTIER, W.R. - 1978 - Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. *Quat. Res.*, v. 9, p. 265-287.
- COCHRAN, J.R. - 1973 - Gravity and magnetic investigations in the Guiana Basin, Western Equatorial Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3249-3268.
- CORDANI, U.G. - 1970 - Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. Inst. Geol. Astron.*, São Paulo, 1: 9-75.
- DAMUTH, J.E. e GORINI, M.A. - 1976 - The Equatorial Mid-Ocean Canyon: a relict deep-sea channel on the Brazilian continental margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 87, p. 340-346.
- FAINSTEIN, R. e MILLIMAN, J.D. - 1979 - Structure and origin of three continental margin plateaus, Northeastern Brazil. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 63, nº 2, p. 218-238.
- FAINSTEIN, R., MILLIMAN, J.D. e JOST, H. - 1975 - Magnetic Character of the Brazilian continental shelf and upper slope. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 5, nº 3, p. 198-211.
- FOX, P.J., SCHREIBER, E., ROWLETT, H. e McCAMY, K. - 1976 - The geology of the Oceanographer Fracture Zone: a model for fracture zones. *Jour. Geophys. Res.*, 81, p. 4117-4128.

- GORINI, M.A. - 1977 - The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to North eastern Brazil. Tese de doutoramento, Universidade de Columbia, New York, 333 pp.
- GORINI, M.A. e BRYAN, G.M. - 1976 - The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. In: Continental Margins of Atlantic Type, An. Acad. Bras. Ciênc., v. 48, Suplemento, p. 101 - 119.
- GORINI, M.A. e DAMUTH, J.E. - 1978 - Evolução Geológica da Bacia de Fernando de Noronha. XXX Congr. Bras. Geol., Bol. nº 01, Resumo das Comunicações, p. 165-166.
- GORINI, M.A., DAMUTH, J.E. e BRYAN, G.M. - 1974 - The Fernando de Noronha Ridge and its relationship to Equatorial Atlantic fracture zones. Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs, v. 7, nº 7, p. 162.
- GUAZELLI, W., COSTA, M.P.A. e KOWSMANN, R.O. - 1978a - Cruzeiro Platôs Marginais do Nordeste Brasileiro: resultados geológicos preliminares. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande - PB, Brasil, p. 101-110.
- GUAZELLI, W. e COSTA, M.P.A. - 1978 - Ocorrência de fosfato no Platô do Ceará. In: Projeto REMAC - Ocorrências de fosforita e de Nódulos Polimetálicos nos Platôs do Ceará e Pernambuco, Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CENPES/DINTEP (Série Projeto REMAC, nº 3), p. 7-14.
- GUAZELLI, W., COSTA, M.P.A. e KOWSMANN, R.O. - 1978b - Cruzeiro Platôs Marginais do Nordeste Brasileiro: relatório de operações e resultados preliminares. Relat. Int. Projeto REMAC, 74 pp., inédito.

- HAYES, D.E. e EWING, M. - 1970 - North Brazilian ridge and adjacent continental margin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 54, p. 2120-2150.
- HEEZEN, B.C. e THARP, M. - 1965 - Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, 258, p. 90-102.
- HOUTZ, R.E., LUDWIG, W.J., MILLIMAN, J.D. e GROW, J.A. - 1977 - Structure of the northern Brazilian continental margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 88, p. 711-719.
- KUKLA, G.J. - 1977 - Pleistocene land-sea correlations, I. Europe. *Earth Sci. Rev.*, v. 13, p: 307-374.
- KUMAR, N. - 1978 - Sediment distribution in western Atlantic off northern Brazil - structural controls and evolution. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 62, nº 2, 273-294.
- KUMAR, N., BRYAN, G.M., GORINI, M.A. e CARVALHO, J.C. - 1976 - Evolution of the continental margin off northern Brazil: sediment distribution and carbon potential. *An.Acad.Bras. Ciênc.* v. 48, Suplemento, p. 131-143.
- MABESOONE, J.N. e COUTINHO, P.N. - 1970 - Littoral and shallow marine geology of northern and northeastern Brazil. *Trab. Oceanogr. Univ. Fed. Pernambuco, Recife*, v. 12, p. 1-214.
- MARTINI, E. - 1971 - Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (ed.), *Plankt. Conf. 2 nd.*, Roma, 1970, Proc., Roma (Tecnoscienza), v. II, p. 739-785.
- MELSON, W.G., JAROSEWICH, E., BOWEN, V.T. e THOMPSON, G. - 1967 - St. Peter-Paul rocks: a high-temperature mantle derived intrusion. *Science*, 155, 1532-1535.

- MENOR, E.A., COSTA, M.P.A. e GUAZELLI, W. - Ocorrências de fosfato na margem continental brasileira. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CENPES/DINTEP (Série Projeto REMAC, nº 10), no prelo.
- OLIVET, J.L., LE PICHON, X., MONTI, S. e SICHLER, B. - 1974 - Charlie Gibbs Fracture Zone. Jour. Geophys. Res., 79, p. 2059-2072.
- OTTMANN, F. - 1963 - "L'Atol das Rocas" dans l'Atlantique Sud tropical. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 5: 101-107.
- PITMAN III, W.C. - 1977 - Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. Geol. Soc. Am. Bull., v. 89, p. 1389-1403.
- ROBB, J.M. e KANE, M.F. - 1975 - Structure of the Vema Fracture Zone from gravity and magnetic intensity profiles. Jour. Geophys. Res., 80, p. 4441-4445.
- SCLATER, J.G., ANDERSON, R.N. e BELL, M.L. - 1971 - Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. Jour. Geophys. Res., v. 76, p. 7888-7915.
- SHACKLETON, N.J. e OPDYKE, N.D. - 1973 - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V. 28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. Quat. Res., v. 3, p. 39-55.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. e THOMPSON III, S. - 1977 - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 26, p. 83-97.

TÍTULO DAS FIGURAS

FIGURA 1 - Mapa batimétrico do Platô do Ceará (simplificado de GUAZELLI e outros, 1978b) com a localização da dragagem (D-81), que recuperou o calcário miocênico fosfatizado de ambiente nerítico, considerado no presente trabalho. Isóbatas em metros.

FIGURA 2 - Mapa de espessuras (km) de sedimentos depositados sobre o embasamento oceânico, ao largo da plataforma continental norte/nordeste do Brasil, baseado no mapa de isópacas de KUMAR (1978). Notar como a sedimentação foi bem mais expressiva ao norte, do que ao sul da Cadeia Fernando de Noronha. Cerca de 2 km de sedimentos são creditados ao Mioceno (KUMAR e outros, 1976).

FIGURA 3 - Mapa estrutural ao largo da plataforma continental norte/nordeste do Brasil, simplificado e modificado do de GORINI (1977). No presente trabalho, a porção marginal da Zona de Fratura Fernando de Noronha foi dividida em duas cadeias transversais, norte (incluindo o Platô do Ceará) e sul (incluindo a Ilha de Fernando de Noronha), a primeira subsidente e a segunda provavelmente em soerguimento, desde o Mioceno Médio. Notar como o curso do Cânion Meso-Oceânico do Atlântico Equatorial, desenvolvido nesta época, parece ter sido controlado pelo tectonismo vertical diferencial entre as duas cadeias.

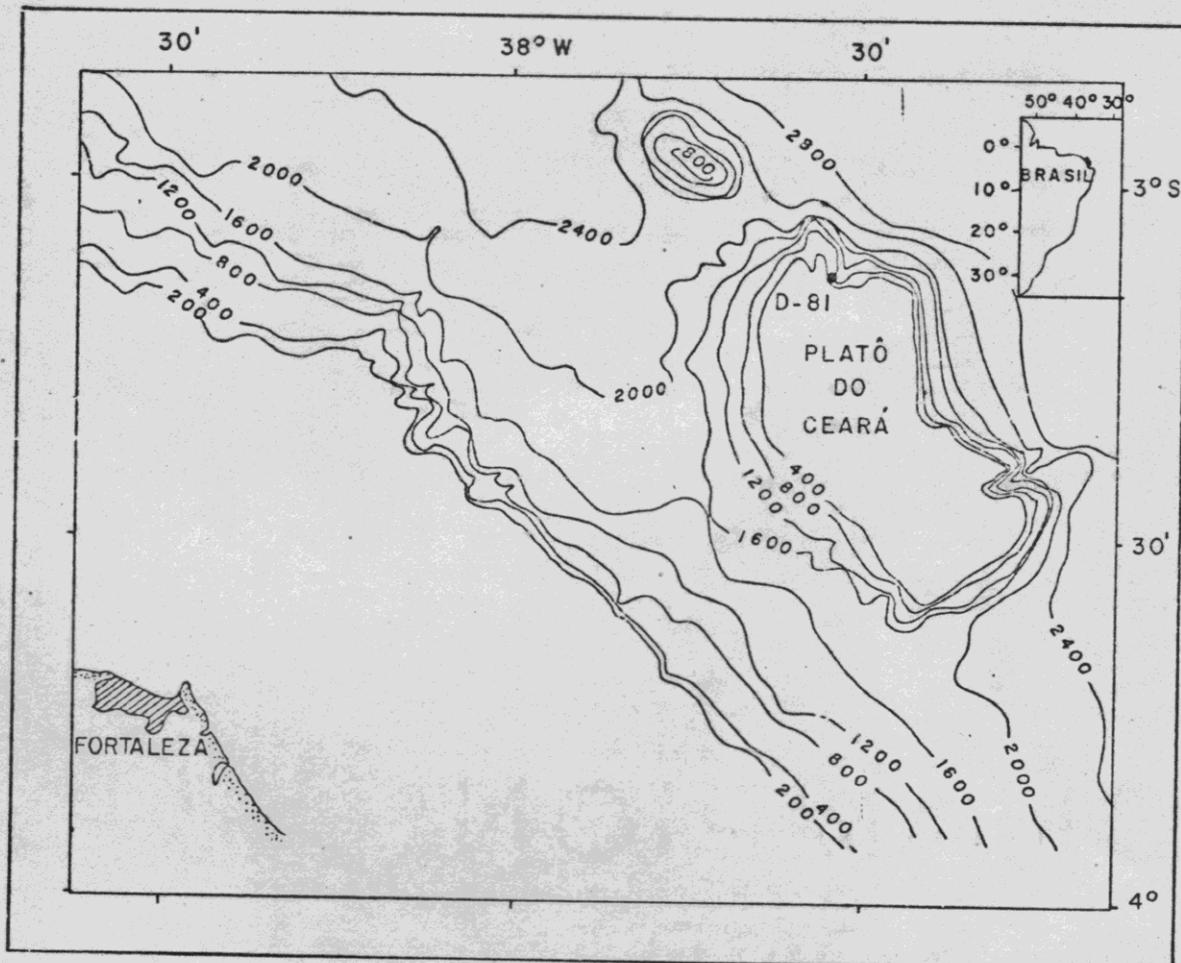


FIG. 1

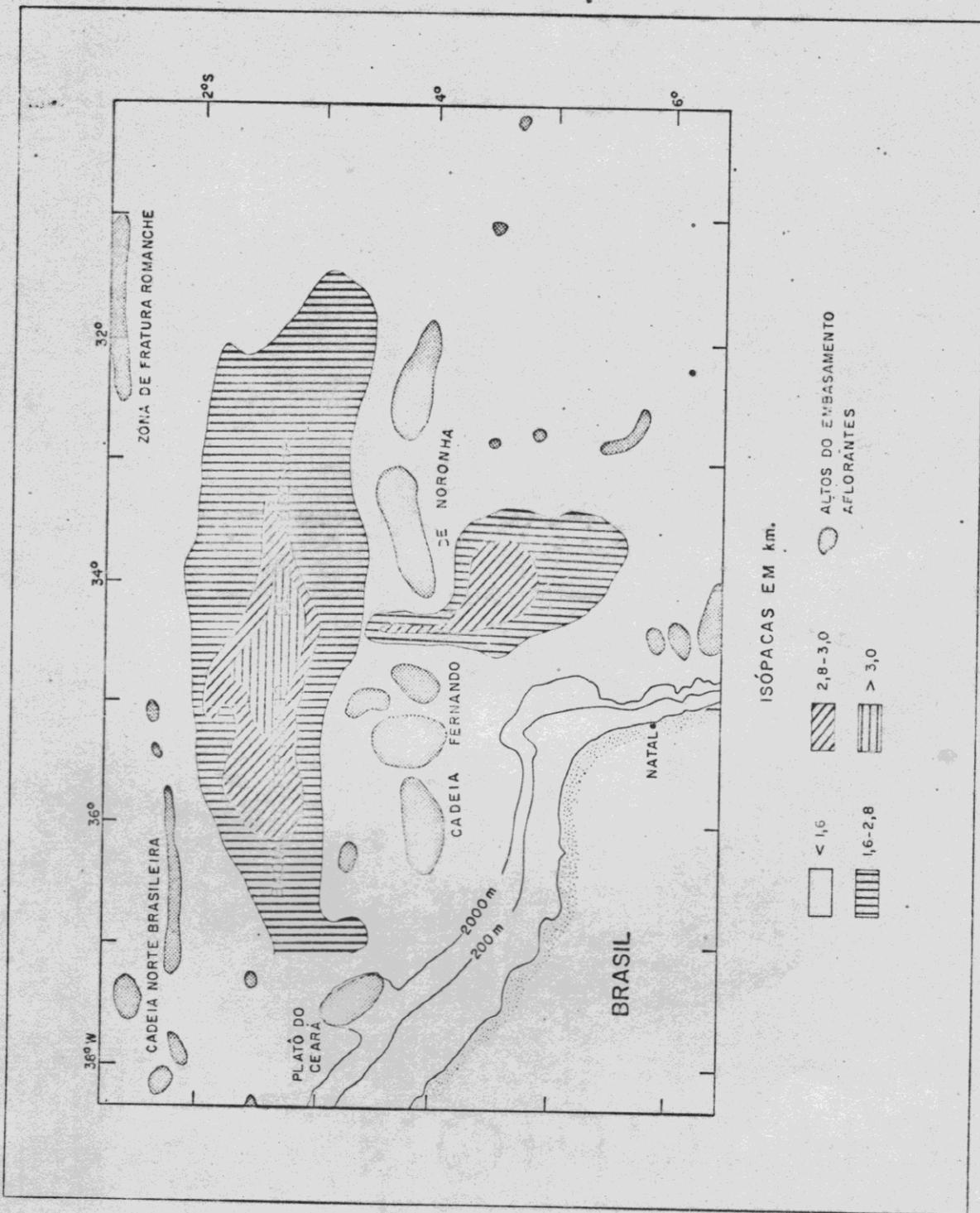


FIG. 2

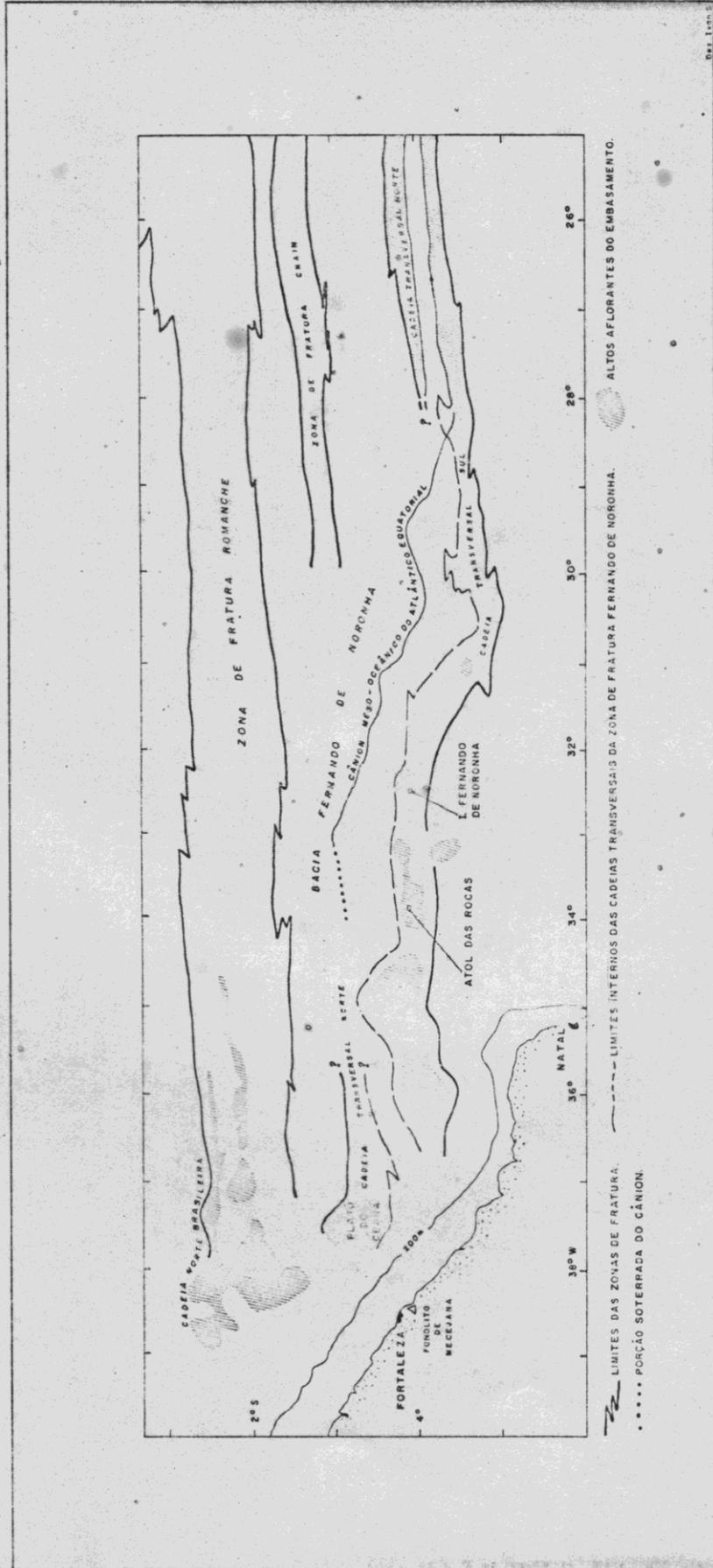


FIG. 3