INTRODUÇÃO AO ESTUDO DO QUATERNÁRIO DO LITORAL DO ESTADO DA BAHIA — TRECHO SALVADOR ILHEUS —

Louis Martins
Abílio S. Vilas Boas
Jean Marie Flexor

ABSTRACT

The extension of the Brazilian coast between Salvador and Ilhéus (Bahia) shows evidences of two distinct episodes of transgression in the Quaternary, deduced from the observation of sandy littoral deposits above the present mean sea level: (a) one, older, related to the event of 120.000 years B.P. (Late Pleistocene), and (b) the other, more recent, related to the end of the last great transgression (Holocene). After the deposition of the Barreiras Formation (Pliocene) under a

continental and dry climate, followed period of humid climate, succeeded by a new dry period, when a new detritic continental formation has been deposited. Before the maximum of the last but one transgression (120.000 years B.P.), the climate became humid again, and since that time it has not presented any appreciable variation.

The Quaternary deposits have been submitted, locally, to deformations connected to sinking and tilting of blocks.

INTRODUÇÃO

A região do litoral brasileiro aqui estudada está compreendida aproximadamente entre os paralelos de 13° e 15° de latitude S (Figura 1).

Geologicamente ela é caracterizada pela bacia de afundamento do Recôncavo e suas dependências para o sul encaixadas, segundo uma direção NNE-SSW, na dorsal precambriana do Brasil oriental. Esta dorsal é constituída por séries metamórficas e sedimentares de idades variadas que foram afetadas por uma tectônica paleozóica de arqueamentos e basculamentos de grande raio de curvatura, podendo localmente passar a falhamentos. A fossa de afundamento do Recôncavo começou a se individualizar no Jurássico com um apêndice do "rift" que deu nascimento ao atlântico sul, através da separação da África e da América do Sul. Na zona litoral essa graben é limitado a leste pela falha de Salvador cujo rejeito é de 4.000 metros e, a oeste, pela falha de Maragogipe, com rejeito de 300 metros. A fossa foi preenchida a partir do Jurássico Superior por sedimentos areno-argilosos compreendendo variações bruscas de fácies. Esses sedimentos podem atingir uma espessura de 4.000 metros e são em grande parte de origem deltaica. O fim do Terciário foi marcado pela deposição da Formação Barreiras que recobriu tanto as formações precambrianas quanto as cretáceas e se estendeu provavelmente sobre uma parte da plataforma continental, como é o caso da região de Prado, no sul do Estado. Durante o Quaternário, caracterizado por variações importantes do nível do mar e do clima, se depositaram formações em estreita ligação com esses dois fenômenos. O objetivo principal do presente trabalho é exatamente cartografar essas formações no trecho do litoral considerado.

Durante todo o Cretáceo a atividade tectônica, caracterizada por jogos de blocos alinhados na direção NNE-SSW, permaneceu bastante forte, diminuindo progressivamente de intensidade no fim do mesmo. Pouco a pouco a fossa foi cessando de se individualizar do resto da dorsal tornando-se solidária com os movimentos de grande raio de curvatura que caracterizam esta última. Entretanto, no fim do Terciário, algumas reativações de falhas afetaram as formações cretáceas. Em seguida, a fossa passou a se incorporar cada vez mais ao resto da dorsal, ao tempo em que as grandes linhas de fraturamento que a caracterizam tiveram a tendência a se cicatrizar e os movimentos verticais a cessar. Um outro objetivo deste trabalho é de averiguar se movimentos recentes afetaram as formações marinhas quaternárias.

A morfologia atual da região estudada foi profundamente marcada pela presença da bacia de afundamento e por sua tectônica especial, ligada a movimentos verticais acompanhados de basculamentos.

A leste, a cidade do Salvador está situada sobre um bloco em relevo do embasamento cristalino, que é separado das formações sedimentares do Cretáceo pela falha de Salvador.

A Baía de Todos os Santos e as zonas baixas que a prolonga em direção ao sul são inteiramente situadas sobre as formações sedimentares do Cretáceo. O fato da baía estar situada sobre rochas sedimentares encaixadas em rochas cristalinas favorece a hipótese de uma origem por erosão diferencial para a mesma. Entretanto, um estudo da rede hidrográfica em torno da baía mostra que a drenagem em direção à mesma é embrionária. Efetivamente, a linha de divisão das águas se situa a 1 ou 2 km das suas margens. Essa disposição é uma indicação de erosão diferencial insignificante. O rio Paraguaçu, cuja desembocadura se situa no lado da costa oeste da baía, tem a quase totalidade do seu curso sobre rochas precambrianas, não podendo, portanto, ser responsável pela escavação da baía por erosão diferencial. É necessário desse modo admitir que a formação da baía é relativamente recente pois a rede hidrográfica ainda não foi afetada pela sua presença (Tricart e Cardoso da Silva, 1968). A

Baía de Todos os Santos corresponde provavelmente a um compartimento abaixado ou, melhor, ao abaixamento de uma série de blocos que podem ter tido reações ligeiramente diferentes entre si.

A oeste, o embasamento cristalino reaparece separado das formações cretáceas pela falha de Maragogipe. Frequentemente, ao pé desta, aparece uma zona baixa que pode, como nas regiões de Maragogipe, Valença — Nilo Peçanha e Ituberá, ser ocupada por lagunas (Figura 1).

A parte do litoral situada sobre a bacia sedimentar termina na desembocadura do rio de Contas, que está situada sobre uma falha.

A partir de Itacaré o litoral está situado sobre o embasamento cristalino. Os depósitos quaternários aí existentes são de pequena extensão, com exceção daqueles localizados na região da pequena bacia sedimentar de Almada, que corresponde a uma zona afundada no meio do embasamento cristalino.

FORMAÇÃO QUATERNÁRIA CONTINENTAL

Na costa oeste da Baía de Todos os Santos, nas regiões de Salinas das Margarinas e Saubara (Fig. 2), são encontrados dois afloramentos importantes de uma formação arenosa com seixos cujos grãos, mal selecionados, apresentam características continentais. Vestígios dessa mesma formação aparecem nas ilhas do Medo, Itaparica, Matarandiba e Carapeba (Fig. 2).

A interpretação fotogeológica da área do trabalho sugere a ocorrência dessa formação em outras regiões, notadamente nas ilhas do Frade e de Maré e na Ponta de Areia (Fig. 2). É razoável pensar que esses diversos afloramentos sejam restos de uma formação de grande extensão e que deve ter recoberto a maior parte da região atualmente ocupada pela Baía de Todos os Santos, como pode ser sugerido pela presença de sedimentos relictos com características continentais no fundo do Canal de Itaparica (Bittencourt, Ferreira e Di Napoli, 1976). Fora da baía, podem ser encontrados depósitos arenosos equivalentes ao norte de Valença, ao norte de Maracá (Fig. 3) e ao norte de Salvador. Existe grande probabilidade de que as grandes dunas brancas situadas em Itapuã, ao norte de Salvador, sejam resultantes do retrabalhamento pelo vento da parte superior dessa formação. Nesse caso, a origem dessas dunas não estaria diretamente ligada à presença do mar, sendo muito mais antigas do que a última transgressão.

Localmente, segundo a região de ocorrência, as areias dessa formação continental podem ter sido originadas a partir do retrabalhamento de sedimentos do Barreiras, das formações cretáceas ou da alteração das rochas precambrianas. As suas características texturais e mineralógicas variam em função dessas diversas fontes. Em algumas regiões, onde a fonte foi indiscutivelmente o cristalino, os depósitos são arcossianos com constituintes quartzosos muito angulares e fragmentos de feldspato em vias de alteração. Nas zonas onde a fonte principal foram as rochas do Cretáceo, fragmentos de arenitos e folhelhos constituem em grande parte a fração rudácea dos depósitos. Em alguns afloramentos aparecem seixos de quartzo bem arredondados e bastante semelhantes aos seixos presentes em certas fácies do Barreiras.

Tendo em vista as condições climáticas atuais e o tipo de vegetação existente, os cursos d'água dessa parte do litoral onde aflora a formação continental transportam muito pouco material grosseiro. Considerando as características e extensão desses depósitos, a sua formação, ocorrida durante uma época de nível de mar baixo, só pode ser atribuída a uma deposição em lençol ("épandage en nappe"), o que implica em condições climáticas totalmente diferentes das

Figura 1 — Mapa geológico geral da área estudada. As áreas tracejadas mostram a articulação das Figs. 2, 3 e 4 que serão discutidas adiante no texto

Figura 2 — Mapa geológico da região circunvizinha à Baía de Todos os Santos

Figura 3 — Mapa geológico da região compreendida entre Valença e Baía de Camamu

condições atuais, isto é, clima mais seco com chuvas mais concentradas e violentas.

O fato de que o Barreiras tenha em alguns casos servido de fonte a essas areias prova que elas são mais recentes do que o mesmo. Por outro lado, como será discutido mais adiante, o fato dessa formação continental ter sido retrabalhada pela penúltima transgressão mostra que a mesma é mais antiga que essa, no máximo da qual o nível relativo do mar foi superior ao nível médio atual.

FORMAÇÃO QUARTERNARIA MARINHAS

Uma cartografia de detalhe e datações absolutas de amostras com C14 permitiram a diferenciação de duas formações quaternárias marinhas. A mais recente está indiscutivelmente ligada à fase terminal da última grande transgressão e será aqui referida como formação holocênica. A mais antiga, aqui mencionada como formação pleistocênica marinha foi provavelmente depositada durante a penúltima grande transgressão, que atingiu um nível relativo superior ao nível atual do mar. Segundo os dados da literatura o máximo desse episódio se situa em torno de 120.000 anos B.P. As únicas datações que puderam ser obtidas sobre amostras desta formação foram as seguintes; a) um pedaço de madeira coletado numa camada argilosa, apresentando idade — 30.000 anos B.P. (Bah — 562) e b) fragmentos de madeira amostrados em areias fortemente impregnadas de substâncias húmicas secundárias, apresentando uma idade de 27.165 — 1.775 anos B.P. (Bah — 563). Esta última amostra está situada em um material muito permeável, diferentemente do que ocorre com Bah — 562, e que portanto deve ter sido muito impregnada por ácidos húmicos recentes. Assim, é bem provável que a fraca radioatividade detectada corresponda a uma contaminação por carbono recente que não pode ser eliminado completamente pelos pré-tratamentos com NaOH a quente. Com efeito, uma ligeira contaminação por carbono recente numa amostra "morta" pode gerar a radioatividade correspondente àquela idade medida. Deve-se pois considerar as idades próximas do limite de datação pelo radiocarbono com o maior cuidado. São conhecidos, na literatura, numerosos exemplos de amostras datadas em cerca de 30.000 anos B.P. com C14 e que, novamente datados com o método U/Th, apresentaram idades da ordem de 120.000 B.P.

Por outro lado, há também a possibilidade da formação pleistocênica marinha estar ligada a um período transgressivo mais antigo que o penúltimo. Se fosse o caso, entretanto, dever-se-ia encontrar entre os testemunhos daquele e os do Holoceno outras formações intermediárias, o que nunca ocorre em toda a área.

TESTEMUNHOS DA TRANSGRESSÃO PLEISTOCÊNICA

CARACTERISTICAS

A parte final da penúltima grande transgressão que a seguiu deixaram, sobre a parte do litoral entre a ilha de Itaparica e a desembocadura do rio de Contas (Figs. 2, 3 e 4), testemunhos bastante importantes. Tratam-se de depósitos arenosos comumente de cor marron a preta. Essas colorações são devidas à presença de matéria orgânica e de ferro disseminados, de origem secundária. A origem marinha desses depósitos é atestada pela presença, em certas regiões, de antigas cristas de cordões litorâneos evidenciadas nas fotografias aéreas. É interessante observar que esses cordões

antigos apresentam um aspecto caracterizado por largas zonas intercordões, enquanto que as cristas dos cordões encontrados na formação holocênica são muito mais finas e estreitamente próximas e paralelas. Eles são igualmente mais elevados (6 a 8 metros) do que os cordões holocênicos (aproximadamente 3 metros). Essas características permitem fazer uma primeira diferenciação entre os dois tipos de formações marinhas quaternárias. Nas regiões onde cristas de cordões não aparecem, foram encontrados tubos fósseis de *Callianassa*, como na Formação Cananeia, do sul do litoral paulista (Suguio e Martin, 1976). Estando a zona de vida desses artrópodes marinhos limitada à parte inferior da região intermaré, tem-se uma confirmação definitiva da origem marinha litoral desses depósitos arenosos. observam-se também estruturas cruzadas que são igualmente características dessa parte da baixa praia. Em certos lugares, notadamente ao sul de Maraú, pode-se observar na formação arenosa a presença de pequenas lentes de restos vegetais. A presença dessas lentes igualmente observadas por Suguio e Martin (1976) na Formação Cananeia ao sul do Estado de São Paulo, não está em contradição com uma origem marinha. Dessa forma, perto de Campinho, na Baía de Camamu (Fig. 3), observam-se tais depósitos em vias de formação, na parte baixa da praia de uma pequena baía atual. Efetivamente, na parte inferior da zona intermaré, sobre um substrato arenoso horizontal (podendo conter tubos de *Callianassa*), observou-se uma acumulação de restos vegetais que estava sendo recoberta por um banco arenoso, cujo deslocamento origina estruturas cruzadas. Na mesma região nota-se a existência de outros grandes bancos arenosos, seguramente móveis, cujos deslocamentos poderiam dar origem a estruturas cruzadas de grandes dimensões, bastante semelhantes àquelas encontradas ao sul de Maraú.

Deve-se mencionar que em certas partes esses depósitos arenosos apresentam na superfície vestígios de cristas de cordões litorais, enquanto que em outras os mesmos não são encontrados. É possível pensar-se que eles nunca tenham existido onde não são observados atualmente. Com efeito, deve-se levar em conta que durante a fase transgressiva o material arenoso foi sendo depositado sem a formação de cordões, que só se instalaram na fase regressiva subsequente. Em locais protegidos, de águas calmas, com pouca energia, principalmente nas partes mais interiores de baías, entretanto, mesmo durante a regressão aquelas feições não chegaram a ser formadas. Na realidade, constata-se que as partes sem cordões estão situadas exatamente nas zonas internas de paleobaías, invadidas pelo mar na ocasião do máximo da transgressão. Os cordões começaram a se formar um pouco depois de alcançado o máximo, a partir de uma restinga original que teve a tendência de fechar a baía deixando no interior toda uma região sem cordões litorâneos.

REPARTIÇÃO GEOGRÁFICA

Até aqui ainda não foi encontrado nas bordas da Baía de Todos os Santos nenhum testemunho da penúltima transgressão situado acima do nível atual do mar.

Sobre a costa oceânica da ilha de Itaparica, na altura de Barra do Gil e Conceição (Fig. 2), um testemunho de pequena extensão foi preservado da erosão. Ao longo do Canal de Itaparica, na ilha de Carapeba e possivelmente na própria ilha de Itaparica, devem existir igualmente outros testemunhos da formação pleistocênica marinha (Fig. 2). Entre a ponta de Caixa Pregos e a barra do rio Jequiriçá existe um grande afloramento que apresenta na sua parte externa cristas de cordões bem nítidas (Fig. 2). Não foi possível observar no campo se essa formação marinha se apoia diretamente sobre o Cretáceo ou sobre a formação continental arenosa quaternária.

Entre a barra do rio Jequiriçá e Valença (Figs. 2 e 3) a formação pleistocênica marinha, com cristas de cordões, está

Figura 4 — Mapa geológico da região compreendida entre Marau e Ilhéus

deslocada para o interior em relação aos outros afloramentos que a enquadram a norte e a sul. Nessa região, a formação marinha chega praticamente ao pé do cristalino. Entretanto, ao norte de Valença, verificou-se que existe entre o cristalino e a formação pleistocênica marinha um depósito arenoso formado de grãos mal selecionados característicos de uma origem continental.

Entre o Morro de São Paulo e a barra do rio Serinhaém (Fig. 3) a formação pleistocênica marinha é praticamente contínua, atingindo um grande desenvolvimento. Na maior parte da área ela parece se apoiar diretamente sobre o Cretáceo. Na região de Ituberá, nas margens do rio Jariman (afluente da margem direita do rio Serinhaém) ela repousa sobre uma formação argilo-arenosa rica em seixos, de origem continental. É interessante notar que entre Valença e Nilo Peçanha não foram encontrados depósitos marinhos pleistocênicos nos bordos da zona lagunar que se estende ao pé do cristalino, embora sejam os mesmos encontrados num mesmo paralelo, ao norte de Valença (Fig. 3).

Importantes afloramentos pleistocênicos marinhos foram encontrados ao sul de Marau (Fig. 4). Esses afloramentos formam uma vasta planície arenosa praticamente horizontal, cuja parte externa possui cristas de cordões muito bem marcadas. Na parte interna (sem cordões) foi possível observar tubos fósseis de *Callianassa*, notadamente nas margens do rio Marau.

Recentemente, dentro de um projeto visando avaliar a possibilidade de uma retomada de exploração de uma rocha carbonobetuminosa de origem algal, conhecida desde muito tempo sob o nome de Marauito, a CPRM estudou em detalhe a região de Marau (CPRM, 1976). As camadas carbonobetuminosas estão intercaladas em arenitos pouco consolidados de cor marron a preta, situados na base do Barreiras. Nesse trabalho, os mesmos autores atribuem também uma origem continental de idade pré-Barreiras à planície arenosa horizontal (sem a presença de cordões) que se estende ao sul de Marau, baseando-se nos seguintes critérios: a) cor escura semelhante àquela da rocha contendo as camadas carbonobetuminosas, b) presença de matéria orgânica disseminada, c) presença de lentes de restos vegetais e d) presença de estruturas oblíquas (cruzadas). Como já foi discutido anteriormente, essa matéria orgânica é de origem secundária, e as presenças de camadas com restos vegetais e de estruturas cruzadas não são critérios determinantes para a atribuição de uma origem continental para esses depósitos. Além disso, foram encontrados tubos fósseis de *Callianassa* que são característicos de depósitos da parte inferior da zona intermaré. Por outro lado, correlacionando esses depósitos arenosos com a rocha contendo marauito e atribuindo-os uma idade pré-Barreiras, torna-se difícil compreender como o Barreiras poderia ter sido erodido deixando uma superfície de erosão horizontal como a que se observa atualmente. Somente o mar poderia, a rigor, fazê-lo, mas ele teria nesse caso deixado os testemunhos da sua passagem. Os pequenos afloramentos do Barreiras que se encontram na planície arenosa não estão situados sobre a mesma, como aparece no trabalho da CPRM (1976). Ao contrário, eles são antigos morros testemunhos que formavam ilhas no momento do máximo da penúltima transgressão e que foram englobados nos sedimentos arenosos litorâneos. Esses últimos não são, portanto, de idade pré-Barreiras mas pós-Barreiras.

Uma interpretação lógica que se pode admitir para essa região é de que a Formação Barreiras foi erodida deixando alguns morros testemunhos em uma época anterior à penúltima transgressão. No curso desta, o mar penetrou nessa zona baixa formando uma vasta baía onde se depositaram os sedimentos arenosos. Após sua emergência, durante a regressão seguinte, a vegetação se instalou sobre essas areias. Sendo a drenagem incipiente, o que se pode constatar ainda hoje, os ácidos húmicos e o ferro impregnaram as areias dando-lhes a sua coloração escura atual e originando uma consolidação mais ou menos intensa.

É conveniente esclarecer que não se coloca aqui em dúvida a idade pré-Barreiras ou pelo menos da base do Barreiras para a formação contendo o Marauito "sensu stricto" (isto é, a rocha carbonobetuminosa). Entretanto, a vasta planície arenosa horizontal que se estende ao sul de Marau representa uma formação totalmente diferente, que é a formação pleistocênica marinha.

Foi feito um rápido reconhecimento na região compreendida entre as cidades de Itacaré e Ilhéus (Fig. 4) onde existem, ao norte da última, alguns vestígios dessa formação entre o embasamento cristalino e o rio Itaipé (Almada).

TESTEMUNHOS DA TRANSGRESSÃO HOLOCÊNICA

CARACTERÍSTICAS

Em certas regiões são encontradas incrustações de *Vermetidae* situadas acima do nível de vida atual da espécie. Pelo fato desses organismos terem uma zona ecológica bem definida, no limite superior da região infralitoral, torna-se fácil determinar com exatidão a altitude dos *Vermetidae* fósseis em relação ao nível atual da espécie. Por outro lado; a extensão vertical dos concrecionamentos é pequena, da ordem de 50 cm, sobretudo em regiões protegidas da ação de ondas fortes. Finalmente, seu nível biológico situa-se bastante próximo do nível médio do mar, de sorte que são sem fundamento as objeções quanto a utilização desses organismos fósseis baseando-se no fato de que pode ter havido uma variação recente na amplitude da maré no local considerado (Laborel, 1967).

Encontram-se igualmente numerosos buracos de ouriço (*Echinometra*) situados acima da zona ecológica desses organismos. Esses testemunhos apresentam o inconveniente de não poderem ser datados.

Em certas partes do litoral existem recifes de coral mortos que estão em parte recobertos por cordões arenosos. Eles testemunham antigos níveis marinhos situados acima do nível atual do mar. Entretanto, como a extensão vertical dos corais é bastante grande, somente poderá ser definido o limite inferior dos níveis marinhos fósseis. Assim, somente se poderá saber que, na época em que viviam os corais, o nível do mar não podia ser inferior ao limite superior do nível biológico da espécie.

Existem igualmente numerosas incrustações de algas calcárias situadas acima da zona ecológica da espécie. Para essas amostras a determinação dos níveis marinhos fósseis apresenta os mesmos problemas dos corais.

Finalmente, pode-se encontrar em alguns pontos do litoral terraços marinhos arenosos e depósitos lagunares podendo conter amostras datáveis ao C14. Comparados aos depósitos similares atuais, essas formações se situam de alguns centímetros a alguns metros mais altos que esses, testemunhando, portanto, antigos níveis do mar mais elevados do que o nível atual.

REPARTIÇÃO GEOGRÁFICA

Costa Atlântica de Salvador

Sobre os promontórios rochosos do porto da Barra (Fig. 2) uma incrustação de *Vermetidae* fixada na rocha indica um antigo nível marinho situado a 4,5 — 0,5 m acima do nível médio atual do mar. Duas outras incrustações situadas na mesma zona testemunham antigos níveis elevados a 3 — 0,5 m e 1 — 0,5 m. A zona de vida desses *Vermetidae* entretanto, estando eles situados em zonas de mar batido, poderia ter sido um pouco mais elevada que o normal. No momento, essas amostras estão em processo de datação.

Na zona intermaré da praia do Clube Espanhol (próximo

ao Rio Vermelho, Fig. 2) pode-se observar um arenito de praia apresentando evidentes estratificações mergulhando, de um lado, em direção ao continente e, do outro, em direção ao mar. Tendo em vista a posição desse arenito, próximo ao pé de uma falésia, trata-se certamente de um depósito de alta praia que testemunha um antigo nível marinho inferior ao nível atual. Infelizmente não foram encontradas nesse depósito conchas que permitissem fazer uma datação.

Na praia da Paciência (Rio Vermelho) foi possível coletar conchas em um grande arenito de praia. As características sedimentológicas indicam um depósito de uma zona de baixa praia (Ferreira, 1969). Neste local o arenito de praia testemunha um antigo nível marinho situado a $1,7 \pm 0,5$ m acima do nível médio atual. Essas conchas foram datadas de 6610 ± 180 (Bah. 510) e 6645 ± 130 anos B.P. (Bah. 235). É importante observar que as conchas não estão em posição de vida podendo portanto, serem mais antigas do que a época do seu soterramento nas areias que originaram o arenito da praia. Foram também coletadas várias amostras de incrustações de *Vermetidae*, sendo que o mais elevado se situa a $3,8 \pm 0,5$ m acima da zona ecológica atual da espécie. Entretanto, como essa amostra se encontra em uma zona de mar batido, o limite superior ecológico desses *Vermetidae* pode ter sido elevado nesse local.

Em um promontório rochoso localizado na praia da Boca do Rio (Fig. 2) são encontradas incrustações de *Melobesia*, que testemunham um antigo nível marinho situado no mínimo a $2,4 \pm 0,5$ m acima do nível médio do mar e que foi datado de 2295 ± 85 anos B.P. (Bah. 494). Por fim, os pequenos vales situados entre a Boca do Rio e Itapuã contêm sedimentos marinhos ou lagunares ricos em conchas que foram depositados durante os períodos onde o nível do mar foi superior ao nível atual. As conchas encontradas nas regiões mais distantes da costa atual deverão permitir a datação de um período de máximo transgressivo.

Baía de Todos os Santos

Uma das características da baía é o fraco desenvolvimento ou ausência de formações holocênicas marinhas ou lagunares situadas acima do nível do mar (Fig. 2). Efetivamente, na maioria das vezes, as formações do Cretáceo vêm diretamente de encontro ao mar sem a intercalação de nenhum depósito quaternário, a não ser as zonas de mangue.

Em Itapagipe (Fig. 2), um antigo banco de areia contendo acamamento frontal progradante foi fossilizado por cimentação. No momento da sua deposição, datada de 3270 ± 145 anos B.P. (Bah. 415), o nível relativo do mar devia ser superior de aproximadamente $1 \pm 0,5$ m do nível médio atual.

A parte externa das pequenas planícies de Paripe e São Tomé de Paripe (Fig. 2) é ocupada por terraços marinhos pouco elevados. Os níveis conchíferos datados de 2550 ± 100 anos B.P. (Bah. 409) e 2100 ± 70 anos B.P. (Bah. 413) indicam antigos níveis marinhos vizinhos ou ligeiramente superiores ao nível atual (menos de 1 metro).

O afloramento mais interessante se situa no lugar chamado Pedra Oca, em Periperi (Fig. 2). Nesse local uma incrustação de *Vermetidae* fixado sobre arenitos do Cretáceo indica um antigo nível marinho situado a $3 \pm 0,5$ m acima do nível médio atual. Sobre um terraço de abrasão nos sedimentos cretáceos encontra-se uma antiga praia sobre a qual foi construído um sambaqui, cujas conchas da base foram datadas de 2830 ± 130 anos B.P. (Si. 470) (Calderon, 1964) e 2630 ± 110 anos B.P. (Gif. 878) (Radiocarbon, 1971). A ponta rochosa de Pedra Oca está atualmente em erosão, sendo muito provável que uma parte do sambaqui tenha sido destruída, tornando-se dessa forma difícil de se conhecer a posição da base do mesmo em relação ao nível da maré alta atual. Segundo Calderon (comunicação oral) uma parte do sambaqui estava situada na zona intermaré. A base da parte preservada da erosão se situa a $0,8$ m acima do nível da

preamar atual. Em torno de 2800 anos B.P. o nível relativo do mar não poderia, portanto, ser superior a $0,8$ m do nível atual ou mesmo a $0,5$ m se se considerar que o sambaqui foi construído ligeiramente acima do nível da preamar. Próximo a esse primeiro depósito observa-se, repousando sobre o Cretáceo, um terraço marinho rico em conchas, que testemunha um antigo nível marinho situado a $2,5 \pm 0,5$ m acima do nível médio atual. Parece que os restos de um outro sambaqui ocupam o topo desse terraço.

Uma parte da ilha de Madre de Deus (Fig. 2) é ocupada por um terraço marinho holocênico com conchas que, coletadas na parte interna do terraço a $2,3$ m acima do nível atual da preamar, foram datadas de 3550 ± 120 anos B.P. (Bah. 269) e 3450 ± 120 anos B.P. (Bah. 270). Sobre a praia atual a maior concentração de conchas é encontrada na zona de ruptura da declividade, que aí se situa a $0,7$ m sob o nível da preamar. Baseando-se nessa constatação pode-se admitir que o topo desse terraço representa um antigo nível médio marinho que se situava a $3 \pm 0,5$ m acima do nível atual. Uma outra amostra coletada na parte externa do terraço (próximo da bafa) foi datada de 2400 ± 90 anos B.P. (Bah. 246). Ela testemunha um antigo nível marinho situado a $1,5 \pm 0,5$ m acima do nível atual.

Encontram-se também testemunhos de antigos níveis marinhos holocênicos na parte nordeste da ilha de Itaparica. Assim, em Porto Santo (Fig. 2), pode-se observar um pequeno terraço marinho muito rico em conchas cujo topo se situa a $2,6$ m acima do nível da preamar atual. É interessante notar que a margem interna da ilha (voltada para o canal de Itaparica) não apresenta depósitos marinhos situados acima do nível médio atual do mar.

Costa atlântica ao sul da Baía de Todos os Santos até Itacaré

Nessa parte do litoral os depósitos marinhos holocênicos são bem desenvolvidos (Figs. 3 e 4).

A costa oceânica da ilha de Itaparica é ocupada, a partir de Mar Grande para o sul (Fig. 2), por um terraço arenoso com cristas de antigos cordões litorâneos que pode atingir 2 km de largura e cujo topo indica um antigo nível marinho situado a aproximadamente 4 m acima do nível médio atual. Na Ponta da Penha (Fig. 2), Laborel (1967) datou uma incrustação de *Vermetidae* fixada sobre um afloramento do Cretáceo de 2430 ± 95 anos B.P. (Gif. 1933) (Delibrias e Laborel, 1969). Esses *Vermetidae* testemunham um antigo nível médio marinho situado a $2 \pm 0,5$ m acima do nível atual. Nessa parte da ilha existe um antigo recife coralino morto que testemunha um antigo nível marinho superior ao atual. Na localidade de Conceição (Fig. 2) foi possível coletar uma amostra de coral sob os cordões arenosos do terraço. Nesse local o topo do recife se situa a $1,9$ m acima do nível da baixa-mar indicando, portanto, um antigo nível médio marinho situado pelo menos, a $1,5$ m do nível atual.

Entre a desembocadura do rio Jequiriçá e Valença (Figs. 2 e 3) o terraço marinho holocênico, com cordões muito bem marcados, atinge uma largura de 4 a 5 km. Sobre a margem esquerda do rio Jequiriçá, próximo ao contato com a formação marinha pleistocênica, o topo do terraço holocênico se situa de $2,8$ a 3 m acima do nível da preamar atual. Na outra extremidade desse terraço, sobre as margens do rio Mapendipe, perto de Valença (Fig. 3), foi encontrado um outro afloramento oferecendo possibilidades de datações. Este afloramento apresenta na base um sedimento areno-argiloso rico em restos orgânicos, que deve corresponder a uma sedimentação na zona da baixa-mar. Amostras de madeira aí coletadas deram uma idade de 4680 ± 120 anos B.P. (Bah. 513). Esses sedimentos são recobertos por areias apresentando estruturas cruzadas e tubos fósseis de *Callianassa*, tendo sido, portanto, também depositados na zona da baixa-mar. Por fim, no topo da sequência, encontram-se areias sem estruturas aparentes e cujo topo se situa de $2,8$ a 3 m acima do nível da preamar atual. Tendo em vista esse perfil,

pode-se pensar que em torno de 4.680 anos B.P. o nível médio do mar se encontrava a $2,8 \pm 0,5$ m acima do nível atual. Na região de Valença encontram-se outros terraços arenosos cujos topos se situam de 2,5 a 3 m acima do nível da preamar atual.

Entre o morro de São Paulo e a barra do rio Serinhaém (fig. 3), o terraço arenoso holocênico é bem desenvolvido. No exterior do terraço e, provavelmente, em parte recoberto por este, existe um grande recife coralino morto cuja datação de uma amostra coletada na parte superior deu uma idade de 3180 ± 60 anos B.P. (Bah. 515). Nas margens do rio Serinhaém, sobre a formação pleistocênica marinha arrasada, encontra-se um sedimento areno-argiloso rico em restos de madeira. Comparando-se com situações atuais, pode-se concluir que este material se depositou na zona intermaré, abaixo da zona ocupada pelas árvores do mangue. Levando em conta que seu topo de encontra a 1 m acima do nível da preamar atual, pode-se supor que ele representa um antigo nível médio marinho situado a $2,5 \pm 0,5$ m acima do nível médio atual. Essa sequência areno-argilosa é recoberta por 1 m de areias marinhas.

Na baía de Camamu (Fig. 3) encontra-se uma série de depósitos arenosos holocênicos situados a aproximadamente 3 m acima do nível da preamar atual. Mais ao sul, um terraço marinho com cristas de cordões litorâneos, com largura aproximada de 500 m, se apoia sobre o terraço pleistocênico.

Costa Atlântica entre Itacaré e Ilhéus

A exceção da região da pequena bacia sedimentar de Almada, essa parte do litoral está situada sobre as rochas precambrianas (Fig. 4). Os depósitos holocênicos aí existentes são pouco extensos e descontínuos. Entretanto, na região da bacia de Almada, o mar holocênico penetrou bastante no continente, formando uma baía. Após o máximo da transgressão se formaram cordões arenosos que fecharam a baía, isolando a laguna de Itaípe (Fig. 4). Sobre os bordos desta existem vestígios de uma formação coralina que foi datada de 4070 ± 140 anos B.P. (Delibrias e Laborel, 1969). Considerando-se a posição da laguna, é evidente que esses corais só poderiam ter se desenvolvido em uma época de um alto nível marinho.

Na região de Ilhéus foi coletada uma incrustação coralo-algal indicando um antigo nível médio marinho superior ao nível atual de, pelo menos, 2,5 a 3 m. Nessa região, formações de arenitos de praia, bem desenvolvidas, e terraços arenosos, testemunham antigos níveis médios marinhos situados acima do nível atual.

DEFORMAÇÕES DA CROSTA TERRESTRE E DA SUPERFÍCIE DO GEOIDE NO QUATERNÁRIO

Se movimentos tectônicos (subsidência, elevação ou basculamento de blocos) ou deformações da superfície do geoide se produziram durante o Quaternário, os testemunhos deixados pelos dois últimos grandes episódios transgressivos que atingiram um nível superior ao nível atual do mar deveriam tê-los registrados.

As variações relativas do nível médio do mar são a resultante de fenômenos gerais (glacio-eustatismo), de fenômenos locais ou regionais ligados a deformações tectônicas ou isostáticas da crosta terrestre e, também, a deformações da superfície do geoide. Efetivamente, é preciso ter sempre em mente que o nível médio dos mares é, a cada instante, uma superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra. Os deslocamentos de massa no interior da Terra poderão gerar deformações na superfície do geoide que, por sua vez,

poderão se traduzir por efeitos transgressivos ou regressivos. Após medidas de geodésia feitas por satélites, sabe-se que a superfície dos oceanos apresenta elevações e depressões da ordem de mais ou menos 80 m em relação ao geoide de referência (Gaposchkin, 1973). É sabido que modificações de massa se produziram no interior da Terra ao longo dos tempos geológicos e, portanto, que a forma do geoide não permaneceu a mesma. Mudanças podem ter sido produzidas no sentido vertical (aumento ou diminuição na amplitude das elevações e depressões) e/ou no sentido horizontal (translação das elevações e depressões). Morner (1976) considera que modificações desse tipo podem ter se produzido durante o Holoceno e provocado movimentos locais positivos ou negativos no nível médio dos oceanos. Assim, durante um mesmo período, a componente regional poderá ser positiva, nula ou negativa, segundo a região considerada.

Em certas épocas as variações relativas do nível médio do oceano podem ter sido muito rápidas. Dessa forma, na Costa do Marfim (Martin, 1973), o nível médio do oceano passou de -60 m a 110 m entre 23.000 e 18.000 anos B.P. e de -110 m a -10 m entre 17.000 e 7.000 anos B.P., isto é, em média, uma variação de 10 metros por mil anos. Entretanto, ao longo dos últimos 6.000 anos o nível relativo médio do oceano permaneceu próximo do zero atual, tendo havido provavelmente pequenas oscilações. As grandes variações deixaram testemunhos mais ou menos sincrônicos sobre toda a superfície da Terra. É lógico portanto de ligá-las ao glacio-eustatismo. Na maioria das vezes, a componente devida a esse fenômeno sendo muito maior do que as componentes regionais ou locais, mascara essas últimas. No entanto, quando a componente glacio-eustática torna-se bastante pequena ou mesmo nula, como parece ter sido o caso para os últimos 6.000 anos, a influência das componentes locais ou regionais pode aparecer nitidamente. Isso pode explicar as diferenças que se nota na parte superior das curvas de variação do nível relativo do oceano. Assim, na Holanda, o nível médio relativo do mar não esteve jamais superior ao nível médio atual durante os últimos 5.000 anos, enquanto que no litoral paulista, nesse mesmo período, o nível médio relativo do oceano se situava entre 3,5 e 4,8 m acima do nível atual (Suguio, Martin e Flexor, 1977).

É portanto, durante os períodos de estacionamento relativo do nível do mar, correspondentes aos máximos ou mínimos, que se deve procurar as evidências da influência das componentes locais e regionais.

EVENTUAIS DEFORMAÇÕES DOS DEPÓSITOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS NO LITORAL DA BAHIA

Os testemunhos deixados pela penúltima grande transgressão sendo constituídos de depósitos arenosos litorâneos (até agora não foram encontrados corais que pudessem ser relacionados a esse episódio e datados pelo método do Urânio/Tório), não foi ainda possível definir com precisão níveis de referência no tempo e no espaço. Seria perigoso comparar a altitude da parte superior dos diversos testemunhos arenosos encontrados pois não se pode ter certeza de que eles representem o mesmo episódio no tempo e no espaço. Comparando a altitude das regiões contendo tubos fósseis de *Callianassa*, seria possível correlacionar no espaço os diversos afloramentos, entretanto, o mesmo não seria possível quanto ao tempo. O único procedimento válido seria o de tentar comparar a altitude da antiga linha de costa deixada pelo máximo da transgressão em diversos pontos do litoral e de observar as eventuais deformações. No entanto, isso é bem difícil porque, frequentemente, os testemunhos encontrados não correspondem a essa linha de máximo. Geralmente eles representam eventos ligeiramente anteriores

ou posteriores, cujas altitudes serão normalmente diferentes. Assim, sobre o litoral paulista, o topo da Formação Cananéia (penúltima transgressão) situa-se a 5 — 6 m de altitude das zonas externas (próximo ao mar) e a 8 — 9 m nas zonas internas (próximo ao cristalino). Ademais, os dados altimétricos existentes são insuficientes. As altitudes indicadas sobre os mapas, mesmo os mais recentes, são bastante imprecisas (foram observadas, por exemplo, regiões de mangue, cujas cotas em mapa assinalam 10 m).

Em geral, na região estudada, o topo da formação marinha pleistocênica se situa a aproximadamente 6 m acima do nível atual da preamar (7,5 m acima do nível médio). Nas margens do rio Maraú (Fig. 4) a formação é mais baixa, em torno de 4 m acima da preamar. Seria, entretanto, um pouco precipitado entender-se essa diferença de altitude como um argumento em favor de uma deformação tectônica da formação pleistocênica. Na verdade, quando não se encontram cordões litorâneos na superfície, é possível que o topo da formação arenosa corresponda a um depósito da zona da baixa-mar. Por outro lado, nas regiões contendo cordões, o topo da formação representa um depósito da zona da preamar. Isso pode gerar uma diferença de altitude de 2 a 3 m para depósitos da mesma idade. Se se compara as zonas sem cordões ao sul de Maraú e da ilha de Tinharé (Figs. 3 e 4), constata-se uma diferença de altitude de aproximadamente 2 m (respectivamente 4 e 6 m acima do nível da preamar). Isso pode ser o indício de uma evolução tectônica ligeiramente diferente devendo-se, porém, considerar essa hipótese com a maior precaução. Com efeito, se se pode admitir que os afloramentos medidos correspondem, nesse caso, a um mesmo ambiente de deposição, podendo desta forma serem definidos no espaço, não se conhece, entretanto, a sua posição no tempo. O único dado que pode ser constatado é a ausência da formação marinha pleistocênica em algumas partes do litoral, fato este que pode estar relacionado a uma das três possibilidades seguintes; a) a formação nunca chegou a ser depositada, b) a formação foi depositada e abaixada por fenômenos tectônicos e, c) a formação foi depositada e erodida pela última transgressão. Essa erosão poderia até ter sido facilitada por um abaixamento anterior provocado por eventos tectônicos. Em certos casos, parece que essa ausência seja, na verdade, a consequência de fenômenos tectônicos (subsidência ou basculamento de blocos). Assim, a ausência de testemunhos sobre as margens atuais da Baía de Todos os Santos pode sugerir que a margem atual da baía se situava na época, acima do nível máximo atingido pela penúltima transgressão. Igualmente, a formação da baía de Iguape (Fig. 2), que apresenta características morfológicas de submersão, parece ter uma origem tectônica bem recente. Entre Valença e Nilo Peçanha (Fig. 3), a zona de depressão situada no pé do cristalino parece ter por origem o afundamento de um bloco limitado, a leste, pelo prolongamento da falha de Maragogipe (Fig. 1) e, a oeste, por uma falha associada que passaria ao pé do cristalino. Ao norte, essa zona seria limitada por uma falha perpendicular que passaria aproximadamente por Valença e o Morro de São Paulo. A presença dessa feição geológica é deduzida das seguintes evidências. Como já apontado anteriormente, na região entre Valença e a desembocadura do rio Jequiriçá constata-se que os depósitos pleistocênicos estão deslocados em relação àqueles situados imediatamente ao norte e ao sul (Figs. 2 e 3). Nessa região não existe praticamente afloramentos do Cretáceo tendo o mar, durante o máximo da penúltima transgressão, alcançado o pé do cristalino. Em frente a essa parte do litoral encontra-se um vale submarino conhecido como Canhão de Salvador (Fig. 3). Em alguma época, a cabeça deste canhão deve ter recuado além da linha da costa atual. Esta hipótese se baseia sobre dados de sondagem na região de Guaibim (Fig. 3) que atravessou mais de 70 m de sedimentos quaternários contendo conchas (CERB, 1975). A escavação desse canhão parece ter sido favorecida por falhas mais ou menos perpendiculares

à costa atual, ou pelo basculamento de um bloco que seria limitado, ao sul, por uma falha passando por Valença e o Morro de São Paulo (Fig. 3). A zona baixa entre Valença e Nilo Peçanha (Fig. 3) pode igualmente ser explicada pelo basculamento de um bloco cuja parte leste (com depósitos quaternários elevados) estaria em elevação enquanto que a parte oeste (sem depósitos quaternários), estaria em afundamento.

EVENTUAIS DEFORMAÇÕES DOS DEPÓSITOS MARINHOS HOLOCÊNICOS NO LITORAL DA BAHIA

Os testemunhos deixados pelos antigos níveis marinhos holocênicos, diferentemente dos pleistocênicos, apresentam a possibilidade de serem em certos casos correlacionados no espaço e no tempo. A comparação da idade e da posição desses testemunhos em diferentes pontos do litoral permitirá, talvez, o estabelecimento de eventuais deformações das antigas linhas de costa holocênicas. O ideal seria construir curvas de variação do nível relativo do mar para diversas zonas do litoral e compará-las. Essas zonas deveriam apresentar características geológicas homogêneas (influência tectônica nula ou igual em toda zona) e serem de pequena extensão para eliminar as variações devidas a deformações na superfície do geoide. Ao que tudo indica, a costa oceânica da cidade do Salvador, situada sobre o precambriano e de pequena extensão satisfaz esses critérios. Logo que se tenha concluído todas as datações para essa parte do litoral, será possível construir uma curva relativa de variação do nível médio do mar para os 6 a 7.000 últimos anos. Os dados de outras partes do litoral que apresentam características geológicas heterogêneas (notadamente a parte da costa situada sobre a bacia sedimentar) poderão ser comparadas a essa curva de referências.

Os dados até então obtidos são ainda muito poucos, visto que numerosas amostras estão ainda sendo datadas para que se possa definir um traçado para aquela curva. Como um primeiro enfoque, podem-se observar algumas diferenças entre os dados de alguns trechos da área estudada. Assim, os testemunhos mais elevados que foram encontrados a leste da falha de Salvador, sobre o embasamento cristalino, indicam um antigo nível relativo situado a $4,5 \pm 0,5$ m acima do nível médio atual, enquanto que na Baía de Todos os Santos os mesmos não ultrapassam a $3 \pm 0,5$ m acima do nível médio atual. *Vermetidae* encontrados na praia do Rio Bermelho (Fig. 2) e datados de 1975 ± 85 anos B.P. (Bah. 506) indicam um antigo nível relativo a $2,4 \pm 0,5$ m acima do nível médio atual. Na mesma época, na região de Paripe (Fig. 2), o nível médio relativo se situava ligeiramente acima do nível atual. Também se se comparam entre si dados obtidos em diversos pontos da Baía de Todos os Santos parecem haver diferenças marcantes. Desse modo, o banco de areia fossilizado de Itapagipe (Fig. 2), datado de 3270 ± 145 anos B.P. (Bah. 415), indica um antigo nível relativo a $1 \pm 0,5$ m acima do nível médio atual, enquanto que na ilha de Madre de Deus o nível relativo se situava, na mesma época, a $3 \pm 0,5$ m. O sambaqui de Pedra Oca (Fig. 2) indica que, neste local da baía, o nível relativo em torno de 2800 anos B.P. não devia ser superior a 0,8 m em relação ao nível atual. Já em Itaparica, no local denominado Ponta da Penha (Fig. 2), o nível relativo em torno de 2450 anos B.P. se situava a $2 \pm 0,5$ m acima do nível atual. Por fim, pode-se considerar que, de uma maneira geral, a ausência de testemunhos de níveis marinhos acima do nível atual na maior parte da baía, associada ao aspecto afogado da mesma, deve indicar um afundamento recente dessa região.

Resumindo, pode-se considerar que, levando-se em conta que os diversos testemunhos acima discutidos dispõem-se em

uma região de pequena extensão, as diferenças nos níveis e idades desses depósitos seriam os primeiros indícios de uma atividade tectônica perceptível na escala do Holoceno.

TENTATIVA DE RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA E PALEOCLIMÁTICA

A deposição da Formação Barreiras foi precedida de uma grande fase úmida durante a qual se formou um espesso manto de alteração. O clima tornando-se mais seco e contrastado, esse espesso manto de alteração foi erodido e forneceu o material detrítico da Formação Barreiras. Durante a sua deposição o nível do mar encontrava-se mais baixo do que o nível atual, tendo os seus depósitos recoberto uma parte da Plataforma Continental (Bigarella e Andrade, 1965).

O aparecimento de uma nova fase úmida marcou provavelmente o fim da deposição dos sedimentos do Barreiras. É possível que os solos ferralíticos que existem no interior do Estado da Bahia, em regiões que apresentam agora um clima muito seco para que eles possam ter sido formados atualmente, datem dessa época. Essa fase úmida foi seguida de um novo período seco e contrastado, durante o qual se formaram os sedimentos continentais posteriores ao Barreiras, mencionados pela primeira vez no presente trabalho e que se encontram em diversos pontos do litoral. Sendo esses depósitos muito menos importantes do que os do Barreiras, é possível que essa segunda fase seca tenha sido menos longa do que a primeira. Esta deposição em lençol (*épandage en nappe*) deve ter se produzido em uma época em que o nível do mar estava mais baixo do que o nível atual, tendo esses sedimentos continentais coberto uma parte da Plataforma Continental. Durante a penúltima transgressão, esses sedimentos retrabalhados pelo mar foram, em parte, a origem do material arenoso dos terraços pleistocênicos. A presença de cristas de cordões litorâneos ainda nitidamente visíveis nesses terraços, mostra que a superfície dessa formação arenosa permaneceu praticamente sem modificação desde a época de sua deposição. Isso implica na presença de uma cobertura vegetal desde 120.000 anos B.P. nessa parte do litoral e, portanto, que as condições climáticas permaneceram bastante semelhantes às condições atuais. É possível que pequenas oscilações tenham se produzido, porém, a preservação dos cordões pleistocênicos se opõe à existência de grandes variações do tipo precedente.

A medida que se produzia a regressão que seguiu o penúltimo máximo, uma rede hidrográfica se instalou sobre essas areias marinhas escavando pequenos vales. Em torno de 18 a 17.000 anos B.P., a linha da costa se situava aproximadamente sobre a borda da Plataforma Continental (-110 metros). A partir dessa época uma transgressão rápida e bastante regular se produziu. O mar penetrou inicialmente nas zonas baixas formando lagunas. A medida que o nível de

mar ia subindo a formação precedente foi sendo retrabalhada fornecendo o material dos depósitos holocênicos. Entre 7.000 e 6.000 anos B.P. o nível relativo do mar interceptou o zero atual, continuando a se elevar e passando por um ou mais máximos antes de atingir sua posição atual.

CONCLUSÃO

Durante o Quaternário se produziram um certo número de grandes transgressões e regressões. Sobre essa parte do litoral do Estado da Bahia existem, acima do nível médio atual do mar, indiscutíveis testemunhos deixados por dois grandes diferentes episódios transgressivos. Os testemunhos mais antigos datam provavelmente do episódio transgressivo de 120.000 anos B.P. e os mais recentes da parte final da última grande transgressão. Os depósitos mais antigos, sendo essencialmente do tipo areias litorâneas, sem possibilidade, portanto, de datação absoluta, não foram passíveis de serem definidos com precisão no espaço e no tempo. A reconstituição de antigas linhas de costa não pode portanto ser feita senão com a imprecisão de alguns metros. Somente as deformações dessas linhas de costa com amplitude superior a essa imprecisão poderão ser evidenciadas. Os testemunhos mais recentes oferecendo possibilidades de datação ao C14 podem ser definidos com precisão no tempo e no espaço. A reconstituição de antigas linhas de costa poderá ser feita, neste caso, com precisão, como também serem identificadas deformações de pequenas amplitudes. Os primeiros resultados obtidos parecem indicar que as antigas linhas de costa sofreram, segundo a zona do litoral considerada, deformações ligadas a fenômenos de afundamento ou de basculamento de blocos. As deformações da superfície do geóide só poderão ser evidenciadas pela comparação de regiões mais distantes entre si.

A deposição da Formação Barreiras, que se fez sob um clima seco e contrastado foi seguida de uma fase úmida. Após esta fase iniciou-se um novo período de clima seco e contrastado. Durante esse período foi depositada uma formação continental detrítica cujos testemunhos são encontrados em diversos pontos da zona litorânea. Antes do máximo da penúltima transgressão (120.000 anos B.P.) o clima tornou-se novamente úmido. Desde então, sobre essa parte do litoral ele não sofreu variações de grande amplitude. Somente pequenas oscilações que não foram suficientes para gerar o desaparecimento da vegetação devem ter se produzido.

AGRADECIMENTOS

Os autores querem deixar aqui expressos os seus agradecimentos às entidades financiadoras *FINEP* e *BNDE* através do Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica da UFBA e ao CNPq. Agradecimentos são extensivos à *CPR* (*Superintendência Regional de Salvador*) por ter colocado à disposição um pequeno barco para deslocamentos na região mapeada.

BIBLIOGRAFIA

- GIBARELLA, J.J. e ANDRADE, G.O. 1965, Contributions to the study of the Brazilian Quaternary, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 84: 433-451.
BITTENCOURT, A.C.S.P., FERREIRA, Y.A. e DI NAPOLI, E., 1976, Alguns aspectos da sedimentação na Baía de Todos os Santos, Rev. Bras. Geoc. 6(4): 246-263.
CALDERON, V., 1964, O sambaqui de Pedra Oca, Universidade Federal da Bahia, Instituto de Ciências Sociais, 2.
CERB, 1975, Cadastro de poços tubulares do Estado da Bahia, Companhia de Engenharia Rural da Bahia, CERB, 1, Vol. III, p. 61.
CPRM, 1976, Projeto Naruto, Relatório Final, Superintendência Regional de Salvador, Vol. I (texto), 199 pp.
DELIBRIAS, G. e LABOREL, J., 1969, Recent variations of the sea level along the Brazilian coast, VIII Congrès Intern. INQUA, Paris, Quaternaria (les niveaux marins holocènes), XVI: 45-49 (1971).
FERREIRA, Y.A., 1969, Recifes de Arenitos de Salvador, BA, An. Acad. Bras. Cienc. 41(4).
GAPOSCHKIN, E.M., 1973, Satellite dynamics, in GAPOSCHKIN, E.N., ed. 1973 Smithsonian standard earth (III): Smithsonian Astron. Obs., Spec. Rep. 353:85 — 102.
LABOREL, J., 1967, Les peuplements de madréporaires des côtes

- tropicales du Brésil, Thèse de Doc. d'état présentée à la Faculté des Sciences de l'Université d'Aix, Marseille: 313 pp.
NARTIN, L., 1973, Les variations du niveau de la mer et du climat en Côte d'Ivoire depuis 25.000 ans, Cah. ORSTOM, ser. géol., Vol. IV (2): 93-103.
NORNER, N.A., 1976, Eustasy and geoid changes, Journ. Geol., 84(2): 123-151.
RADIOCARBON, 1971, Gif. 878, Vol. 13(2), p. 242, Publicado pela American Journal of Science, Yale University.
SUGUIO, K. e NARTIN, L., 1976, Presença de tubos fósseis de *Callianassa* nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental, Bol. Inst. Geociênc. USP., 7: 17-26, São Paulo.
SUGUIO, K., NARTIN, L., FLEXOR, J.N., 1977, Sea level fluctuations during the last 6000 years at the coast of the state of São Paulo (Brazil), X Congresso Inter. INQUA, Birmingham (G.B.) Abstract, p. 452, PRE-IMPRESSÃO — Inst. Geociências da USP, São Paulo.
TRICART, J. e CARDOSO DA SILVA, T., 1968, Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe, Pub. da Fundação para o Desenvolvimento da Ciência na Bahia, 167 pp.