

RECONSTITUIÇÃO BIDIMENSIONAL DA HISTÓRIA GEOLÓGICA DE BACIAS SEDIMENTARES — TEORIA E UMA APLICAÇÃO NA BACIA DE CAMPOS

BIDIMENSIONAL RECONSTITUTION OF THE GEOLOGIC HISTORY OF SEDIMENTARY BASINS — THEORY AND ITS APPLICATION IN THE CAMPOS BASIN

André Adriano Bender, Ulisses Thibes Mello e Chang Hung Kiang ⁽¹⁾

RESUMO — Explica-se com detalhe a reconstrução estratigráfica de seções sedimentares bidimensionais. Isto pode ser alcançado por meio de duas técnicas: *backstripping* flexural e reconstrução flexural. Pretende-se apresentar um panorama completo do procedimento destas duas técnicas e, particularmente, alguns aspectos novos (e equações) relacionados à estimativa teórica de paleobatimetria. Destacam-se aqui os mecanismos isostáticos local (*Airy*) e regional (flexural) devido à importância dos mesmos, principalmente em termos de correção de descarregamento sedimentar e da evolução dos altos do embasamento. De maneira a testar a teoria, realizou-se uma análise da geostória de uma seção geológica mergulhante da Bacia de Campos (203-RL-76). Por meio de *backstripping*, obteve-se um fator de extensão médio de 1,65 para a região localizada entre a zona de charneira e a borda da plataforma. Para esta seção, os fatores de extensão litosférica obtidos do *backstripping* flexural são 15-20% maiores do que aqueles obtidos do *backstripping* local. Praticamente, não há diferença com relação aos poços posicionados sobre altos do embasamento, porém há grande diferença (> 50%) relativamente aos poços localizados nas regiões de grande espessura sedimentar da bacia. Por meio de reconstrução flexural estimou-se a paleobatimetria ao longo da seção 203-RL-76, e os resultados mostram uma tendência coerente com relação aos valores determinados por meio de paleoecologia.

ABSTRACT — The stratigraphic reconstruction of bidimensional sedimentary sections through flexural backstripping and flexural reconstruction is explained in detail. A complete picture of the procedures involved in these two techniques is presented, stressing some new aspects (and equations) related to theoretical estimates of paleobathymetry. Both local and regional isostatic mechanisms have been emphasized, due to their importance mainly in terms of sediment unload correction and the evolution of basement highs. To test this theory, a complete geohistory analysis was conducted on Campos Basin geologic dip section 203-RL-76. Backstripping yielded an average extension factor (β) of 1.65 for the region located between the hinge zone and the shelf break. The lithospheric extension factors obtained for this section through flexural backstripping are 15-20% greater than those obtained from local backstripping. Practically no difference was observed for wells located over basement highs, but there was a great difference (> 50%) for wells located in the basin's thickly sedimented regions. Flexural reconstruction was used to estimate the paleobathymetry for section 203-RL-76. Results were generally coherent with values determined by paleoecology.

(Originais recebidos em 10.02.89.)

1 — INTRODUÇÃO

Considerável esforço vem sendo dispensado à compreensão dos processos termomecânicos e tectônicos que controlam a origem e evolução de bacias sedimentares. Neste contexto, dois tipos de reconstituição quantitativa vêm sendo largamente utilizados — a subsidência tectônica e a geostória.

WATTS & RYAN (1976) reconheceram que uma grande parte da subsidência de uma bacia se deve ao efeito da sobrecarga sedimentar. Para se conhecer a subsidência tectônica, ou subsidência motriz,

diagnóstica de seu processo de origem, era preciso então eliminar o efeito da sobrecarga sedimentar e analisar a subsidência do embasamento da bacia, como se, ao longo de sua história, ela tivesse sido apenas preenchida com água. Para isolar a subsidência tectônica e normalizá-la em relação ao nível do mar atual, STECKLER & WATTS (1978) desenvolveram a técnica de *backstripping*. Raciocinaram ainda que a curva de subsidência tectônica, obtida de dados estratigráficos reais, poderia ser comparada a curvas de subsidência geradas através de modelos termomecânicos teóricos simples (ex. McKENZIE, 1978) e, desta ma-

1 - CENPES/DIVEX/SEGEL
Cidade Universitária, Quadra 7,
Ilha do Fundão, CEP 21910,
Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

neira, reconstituir os fenômenos de sua formação. Num passo além, WATTS & STECKLER (1979) obtiveram uma curva eustática do nível do mar de primeira ordem para o Mesozóico/Cenozóico, como resíduo no ajuste entre as curvas de subsidência tectônica de vários poços da margem leste norte-americana e curvas exponenciais teóricas baseadas no modelo de McKenzie.

Mais tarde, constatando que muitas curvas de subsidência tectônica baseadas em poços não se ajustavam ao modelo previsto pelo modelo de extensão uniforme de McKENZIE (1978), outros modelos teóricos de caráter não-uniforme foram desenvolvidos (ROYDEN *et alii*, 1980; ROYDEN & KEEN, 1980; HELLINGER & SCLATER, 1983).

A aplicação da técnica de *backstripping* associada aos modelos termomecânicos diversos possibilitou a obtenção da magnitude do estiramento crustal/subcrustal, parâmetro que determina o paleofluxo térmico gerado na bacia.

A geostória, por sua vez, consiste no conhecimento das paleopropriedades pelas quais passaram as unidades estratigráficas de uma bacia sedimentar, ao longo de sua história geológica. A técnica foi inicialmente desenvolvida para dados de poços por VAN HINTE (1978). São geralmente considerados o efeito da compactação dos sedimentos e sua paleobatimetria. Este tipo de reconstituição possui algumas aplicações práticas importantes, das quais cabe destacar:

- da história de soterramento das camadas de uma bacia podem-se obter imediatamente as espessuras das unidades estratigráficas através do tempo, o que é útil na elaboração de mapas de paleoisópacas;
- consegue-se calcular também a taxa de deposição sedimentar em função do tempo;
- com as informações acima e com o conhecimento da evolução térmica e de modelos cinéticos apropriados, determina-se a história de maturação de hidrocarbonetos;
- e, por fim, a história de soterramento, associada à geração de hidrocarbonetos, aos modelos de fluxo em

meio poroso e a dados de permoporosidade, constitui o aspecto básico da migração de fluidos em uma bacia.

Tanto na reconstituição da subsidência tectônica como na da geostória é fundamental a correção do efeito da sobrecarga sedimentar, pois este constitui geralmente 65% da subsidência total da bacia (SAWYER, 1985). Esta correção varia muito em função do mecanismo isostático adotado, que pode ser do tipo local (*Airy*) ou regional (flexural).

A adoção de um mecanismo isostático do tipo *Airy* requer o estudo apenas unidimensional de uma bacia, ao passo que a adoção de um mecanismo do tipo flexural necessita de um estudo, no mínimo, em duas dimensões. De acordo com o primeiro mecanismo, a litosfera não possui rigidez flexural, o que implica na falta de resistência ao cisalhamento vertical; a resposta do embasamento reflete apenas a carga pontual. Já no modelo flexural, a resposta do embasamento, em determinado ponto, é influenciada pelas cargas adjacentes; é, portanto, uma correção mais realista do efeito da carga sedimentar. Conseqüentemente, representa melhor a subsidência tectônica e a geostória, levando a uma reconstituição mais correta da bacia e de seu paleofluxo térmico.

O presente estudo tem o intuito de: (1) apresentar a técnica de *backstripping* flexural em detalhe porque, com exceção do trabalho que introduziu a técnica 2-D (STECKLER & WATTS, 1978), poucos são os que esclareceram e exploraram o tema (SAWYER *et alii*, 1982; BOND & KOMINZ, 1984) a um nível razoável de compreensão para a sua efetiva aplicação; (2) apresentar o procedimento e as fórmulas necessárias à estimativa da paleobatimetria de uma bacia. O cálculo da paleobatimetria é uma contribuição praticamente inédita na literatura, pois está apenas conceitualmente definido em WATTS (1988); (3) a título de exemplo, aplicar estas técnicas em uma seção geológica da Bacia de Campos.

2 – METODOLOGIA

2.1 – *Backstripping*

O primeiro passo num estudo de *backstripping* consiste em montar uma coluna crono- e litoestratigráfica da bacia através de dados de poços e perfis de reflexão sísmica.

No segundo passo, as camadas sedimentares devem ser corrigidas, no tempo, para o efeito de compactação dos sedimentos, resposta do embasamento, variação do nível do mar e paleobatimetria.

Com estes dados em mãos, as cargas sedimentares podem ser seqüencialmente retiradas da bacia, segundo os intervalos cronoestratigráficos pré-escolhidos, substituindo-se em seguida os sedimentos restantes por água. Conforme este procedimento, pode-se determinar a posição do embasamento (Y), pela seguinte equação:

$$Y = \Phi * \left[S * \frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)} - \Delta SL \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + Wd - \Delta SL \quad (1)$$

onde:

- * = sinal de convolução;
- Y = profundidade do embasamento carregado apenas por água;
- S* = espessura sedimentar corrigida para compactação;
- ρ_m = densidade do manto;
- $\bar{\rho}_s$ = densidade média da coluna sedimentar;
- ρ_w = densidade da água;
- Wd = paleobatimetria;
- ΔSL = nível do mar relativo ao nível atual;
- Φ = função resposta do embasamento.

Para facilitar os cálculos computacionais, a equação (1) pode ser modificada fazendo-se a substituição de $\bar{\rho}_s$ por

$$\bar{\rho}_s(x, t) = \frac{\rho_{sg} Hi(x, t) + \rho_w Wi(x, t)}{Hi(x, t) + Wi(x, t)} \quad (2)$$

(SCLATER & CHRISTIE, 1980)

Hi é o volume ocupado pela massa da

matriz da camada i e matematicamente tem a seguinte expressão:

$$H_i(x, t) = \int_{ZB}^{ZT} (1 - \phi_i(x, z, t)) dz \quad (3)$$

(SCLATER & CHRISTIE, 1980)

W_i é o volume de água existente na camada i ; pode ser calculado pela fórmula:

$$W_i(x, t) = \int_{ZB}^{ZT} (\phi_i(x, z, t)) dz \quad (4)$$

Com a introdução da fórmula 2 em 1 e algumas manipulações algébricas, obtém-se:

$$Y(x, t_n) = \Phi(x, t_n) *$$

$$* \left[-H_m(x, t_n) \frac{(\rho_{sg}(x, t_n) - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_w)} - \Delta SL(x, t_n) \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + W_d(x, t_n) - \Delta SL(x, t_n) + S^*(x, t_n) \quad (5)$$

$\rho_{sg}(x)$ representa uma média ponderada das densidades dos grãos de todas as camadas:

$$\rho_{sg}(x, t) = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_{sgi}(x) H_i(x, t)}{\sum_{i=1}^n H_i(x, t)} \quad (6)$$

sendo n o número de camadas e ρ_{sgi} a densidade do grão de determinada camada i ; H_m é o volume ocupado somente pela massa da coluna:

$$H_m(x, t) = \sum_{i=1}^n H_i(x, t) \quad (7)$$

e H_w é o volume de água total na coluna:

$$H_w(x, t) = \sum_{i=1}^n W_i(x, t) \quad (8)$$

$S^*(x, t)$ é a espessura sedimentar total, descompactada, que resta na bacia:

$$S^*(x, t_n) = H_m(x, t_n) + H_w(x, t_n) \quad (9)$$

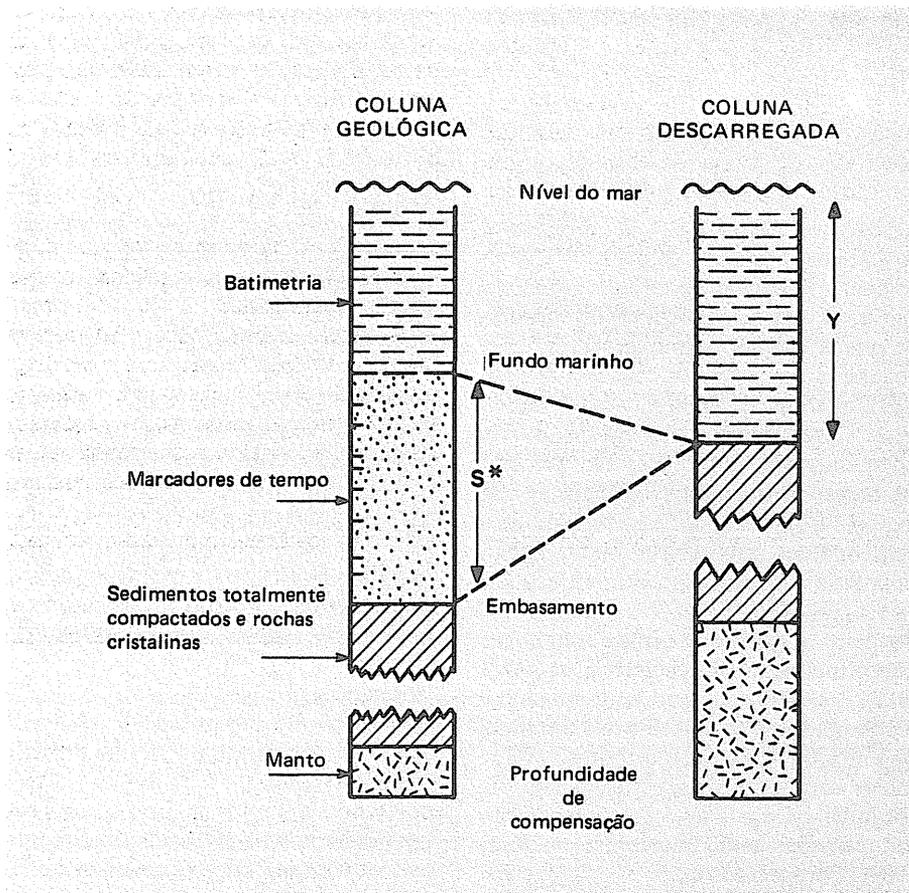


Fig. 1 - Diagrama esquemático do descarregamento (*backstripping*) de uma coluna geológica (figura de STECKLER & WATTS, 1978).

Fig. 1 - Schematic diagram showing backstripping of a geologic column (STECKLER & WATTS, 1978).

Os termos entre colchetes na fórmula 5 representam as cargas (desequilíbrios) que, devido à isostasia, induzem uma movimentação do embasamento. O último termo (que está entre colchetes) provém das mudanças relativas do nível do mar, enquanto o primeiro termo representa a carga sedimentar oriunda da própria sedimentação. Ambos os termos preenchem um vetor que deve ser convolvido com a função resposta do embasamento (Φ). Os termos fora dos parênteses não deflexionam a litosfera, ou seja, não induzem movimentação vertical da litosfera porque somente recompõem o nível de referência ($Z = 0$, nível do mar).

Portanto, com a fórmula 5 consegue-se determinar a profundidade do embasamento [$Y(x, t)$] descarregado (*backstripped*) em cada ponto da seção estratigráfica, e sua determinação no passado consiste em retirar seqüencialmente (descascar) as camadas da bacia até que seu embasamento tenha se deslocado até a superfície.

Caso o mecanismo isostático seja local

(*Airy*), ou melhor, a função Φ da fórmula de *backstripping* seja apenas um valor e igual a 1, pode-se descarregar uma coluna sedimentar de forma simplificada, como ilustrado na figura 1.

Conhecendo-se, a esta altura, a profundidade do embasamento no tempo (subsidência tectônica), pode-se compará-la com profundidades do embasamento obtidas com base em modelos teóricos de extensão litosférica (ex. MCKENZIE, 1978). Desta comparação consegue-se uma aproximação da espessura da crosta sobre a qual repousa a bacia, e que pode ser calibrada com gravimetria e com dados de refração sísmica.

2.2 - Geoistória

A geoistória consiste normalmente na representação da história de soterramento das camadas, no tempo geológico, e em um ponto da bacia; considera-se o efeito da compactação e assume-se a paleobatimetria como nível de referência.

Neste trabalho, considera-se o equilíbrio

isostático no cálculo da geoistória. Este cálculo é efetuado de tal modo que, ao se retirar uma camada da bacia, permite-se que a mesma, como um todo, seja soerguida em resposta a este alívio de peso, mantendo assim o equilíbrio de massas conforme um modelo flexural de compensação. As camadas são descompactadas da maneira convencional, segundo as curvas de porosidades correspondentes, e obtém-se dessa maneira uma estimativa da paleobatimetria.

Portanto, a geoistória obtida aqui difere conceitualmente da geoistória de VAN HINTE (1978), no sentido de que a paleobatimetria é calculada e não um dado de entrada. A seguir, mostram-se as fórmulas com as quais ela é calculada. As fórmulas relacionadas à descompactação das camadas serão mostradas no item 2.3.1 (Compactação).

Estimativa de Paleobatimetria

$$Wd(x, t_n) = \Phi(x, t_n) * \left[-Hm(x, t_n) \frac{(\rho_{sg} - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_w)} - \Delta SL(x, t_n) \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + Wd(x, t_{n-1}) - \Delta SL(x, t_n) + S^{**}(x, t_n) - \Delta ST \quad (10)$$

Observe-se que esta fórmula é semelhante à do *backstripping*, com exceção do termo ΔST (subsidiência tectônica), além de os termos Hm e S^{**} se referirem apenas à massa e à espessura sedimentar descompactada de uma camada, respectivamente. Esta semelhança, portanto, permite-nos escrever a fórmula (10) da seguinte forma:

$$Wd(x, t_n) = \Phi(x, t_n) * \left[S^{**}(x, t_n) \frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)} - \Delta SL(x, t_n) \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + Wd(x, t_{n-1}) - \Delta SL(x, t_n) - \Delta ST \quad (11)$$

A magnitude da subsidiência tectônica

verificada entre as linhas de tempo n e $n - 1$ é calculada pela fórmula:

$$\Delta ST = S(t_n) - S(t_n - t_{n-1})$$

onde $S(t_n)$ é a subsidiência térmica no tempo t_n , onde n corresponde ao n -ésimo horizonte cronoestratigráfico.

$$S^{**}(x, t_n) = H1(x, t_n) + W1(x, t_n) \quad (12)$$

onde a soma de $H1$ e $W1$ fornece a espessura total corrigida da camada mais nova e mais rasa da bacia no tempo t_n .

Horizontes corrigidos

Visto que o volume de sólidos em cada camada [$H_i(x, t)$] é constante no tempo, é possível obter o topo e a base de uma camada a partir dos limites da integral da fórmula (3). A geoistória consistirá no empilhamento das camadas corrigidas tendo como referência a paleobatimetria.

2.3 - Correções

2.3.1 - Compactação

Compactação é uma correção igualmente importante e necessária tanto para a geoistória como para o *backstripping* de uma bacia. Esta importância é visível para a geoistória, pois as espessuras das rochas, principalmente as mais pelíticas, podem-se reduzir em até mais de 50% durante o processo de consolidação.

A aplicação do *backstripping* sem a descompactação das camadas resulta em valores subestimados de subsidiência tectônica; além disso, pode causar um erro no cálculo da densidade média da seção.

Para se calcular a mudança de espessura e de densidade de uma camada durante o soterramento, é necessário conhecer seu estado atual de porosidade e espessura, e ainda como a porosidade da camada varia com o tempo e com a profundidade. É difícil determinar quantitativamente como isto ocorre, principalmente se a porosidade varia temporalmente por causa de outros fenômenos que não sejam compactação gravitacio-

nal (*dewatering*), tais como sobrepressão e reações diagenéticas. Na ausência deste conhecimento, é comum assumir que a curva atual de porosidade tenha se mantido constante no tempo.

Para efetuar os cálculos de compactação, é necessário ajustar uma curva de porosidade teórica, exponencial ou recíproca, aos dados de porosidade observados. A expressão algébrica da curva exponencial tem a seguinte formulação:

$$\phi(z) = \phi_0 \exp(-cz) \quad (13)$$

(ATHY, 1930)

onde:

ϕ_0 = porosidade na superfície;
 c = decaimento característico da curva.

Estes termos, porosidade inicial (ϕ_0) e decaimento característico (c), podem ser obtidos através de uma regressão exponencial dos dados de porosidade de cada poço situado na área em estudo.

A curva teórica recíproca, por sua vez, tem a forma:

$$\frac{1}{\phi} = c'z + \frac{1}{\phi_0} \quad (14)$$

(FALVEY & MIDDLETON, 1981)

Semelhantemente à fórmula anterior, ϕ_0 e c' representam, respectivamente, a porosidade inicial e o decaimento característico de uma curva teórica de porosidade. Esta curva pode ser obtida pela regressão linear do logaritmo de cada porosidade observada no poço.

Conhecendo-se as funções porosidades, pode-se calcular a quantidade de massa por seção unitária de área; ao se retirar a camada superior de uma coluna sedimentar, o restante da massa da coluna irá se expandir pela absorção de água. Este cálculo pode ser feito com a fórmula (3), aqui repetida:

$$Hm = \int_{Z1}^{Z2} (1 - \phi(z)) dz$$

a) Local

b) Regional (flexural)

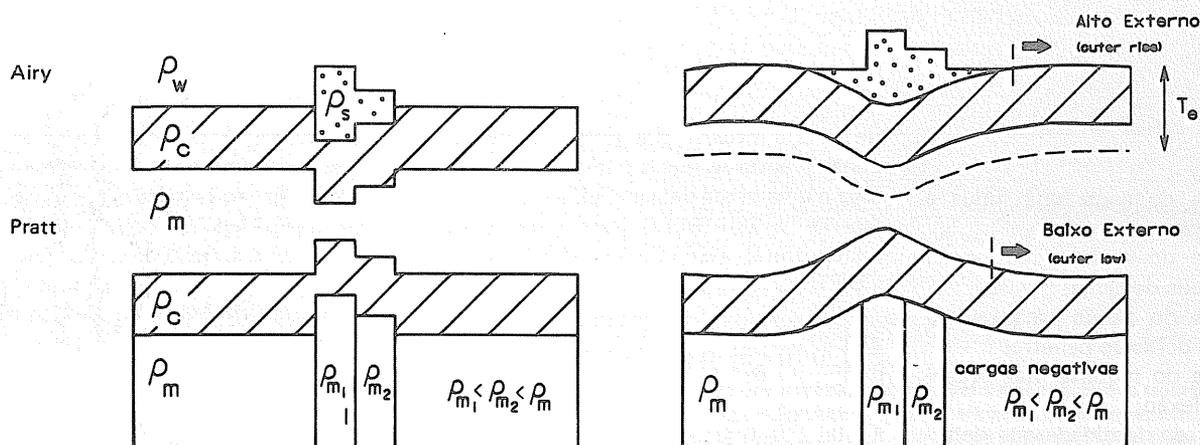


Fig. 2 - Esboço dos mecanismos de compensação classificados como local e regional. Um mecanismo do tipo local assume que a litosfera não tem rigidez flexural, ou seja, que ela não tem resistência ao cisalhamento vertical. No modelo tipo Airy (local), a litosfera possui densidade constante, e as cargas (desequilíbrios) se posicionam sobre a mesma, ao passo que no modelo Pratt as cargas ocorrem no interior da litosfera sob a forma de variações laterais de densidade (figura extraída de BENDER & MELLO, 1988; adaptada de KARNER & DEWEY, 1986). No modelo de compensação regional, a litosfera apresenta uma rigidez flexural proporcional à sua espessura elástica efetiva (T_e).

Fig. 2 - Outline of local and regional compensation mechanisms. A local mechanism assumes that the lithosphere does not present flexural rigidity, i. e., does not resist vertical shearing. Under a local model, density of the lithosphere is constant, with loads (imbalances) overlying it. Under the Pratt model, loads occur within the lithosphere, as lateral variations in density (figure from BENDER & MELLO, 1988, adapted from KARNER & DEWEY, 1986). Under the regional compensation model, lithosphere's flexural rigidity is proportionate to its effective elastic thickness (T_e).

onde H_m é a quantidade de massa existente entre as profundidades Z_1 e Z_2 . Resolvendo-se a integral, para a curva de porosidade exponencial, obtém-se:

$$H_m = Z_2 - Z_1 - \frac{\phi_0}{c} [\exp(-cZ_1) - \exp(-cZ_2)] \quad (15)$$

Resolvendo-se a mesma integral com a curva de porosidade recíproca, a massa passa a ser expressa pela relação:

$$H_m = Z_2 - Z_1 - \frac{1}{c'} \ln \left[\frac{1/\phi_0 + c'Z_2}{1/\phi_0 + c'Z_1} \right] \quad (16)$$

2.3.2 - Resposta do Embasamento

A formação de cadeias de montanhas ou bacias envolve processos tectônicos complexos, que, na verdade, representam um somatório de respostas isostáticas a vários tipos de cargas - térmicas e/ou mecânicas (ex.: afinamento litosférico).

Uma resposta isostática, ou isostasia, é a forma de recompor o equilíbrio originalmente perdido por um processo tectônico ou térmico, ou por um fenômeno mais simples, como a entrada de sedimentos em uma bacia. O conceito de

isostasia baseia-se na condição de equilíbrio na litosfera, que é alcançado pelo deslocamento de massa em seu interior e que se manifesta por movimentos verticais em sua superfície.

Os mecanismos de compensação classificam-se em dois tipos: local e regional (fig. 2).

Os modelos de compensação tradicionais, Airy e Pratt, podem ser classificados como mecanismos do tipo local; particularmente o modelo Pratt também pode se manifestar como do tipo regional, ao lado do modelo flexural. Pelo fato de o modelo Pratt regional (ver detalhes em BENDER & MELLO, 1988) não possuir relação direta com a técnica do *backstripping* e da geostória, ele não será mais discutido aqui.

Na realidade, podem-se posicionar os mecanismos de compensação local e regional em uma série contínua, onde o primeiro estaria no limite extremo inferior, ou seja, com rigidez flexural nula. No mecanismo local, a crosta e a subcrosta não possuem resistência lateral ao cisalhamento e, conseqüentemente, a deformação ocorre somente na região situada diretamente abaixo do ponto de

aplicação da carga (fig. 2a). Já no mecanismo regional, a litosfera apresenta uma resposta ao longo de uma área bem maior que a abrangida pelo limite físico da carga (fig. 2b).

A seguir, serão apresentadas as fórmulas referentes aos mecanismos local e regional, particularmente os modelos Airy e regional.

No modelo tipo Airy, a litosfera possui densidade lateral constante, as cargas ocorrem somente na superfície da litosfera, e toda a compensação ocorre na base da crosta. A deformação (R) resultante desta compensação pode ser obtida da seguinte razão:

$$R = \frac{\rho_L - \rho_d}{\rho_f - \rho_p} H_m \quad (17)$$

(KARNER, 1982)

Esta equação resulta da seguinte equação de balanço de massa:

$$\int_{dc}^0 \Delta\rho dz = 0 \quad (18)$$

(KARNER, 1984)

onde:

ρ_L = densidade da carga que induz a deformação;

ρ_d = densidade do material deslocado pela entrada da carga;

ρ_f = densidade do fluido para dentro do qual a deflexão penetra;

ρ_p = densidade do material que preenche a deflexão;

$\Delta\rho$ = contraste de densidade que determina fração da litosfera apresentada em relação à astenosfera;

dc = profundidade de compensação (base da litosfera, por exemplo).

Para simplificar, as diferenças de densidade serão substituídas por $\Delta\rho_1$ e $\Delta\rho_2$:

$$\Delta\rho_1 = \rho_L - \rho_d;$$

$$\Delta\rho_2 = \rho_f - \rho_p.$$

A fórmula (17), que designa a compensação tipo *Airy*, também é referenciada como compensação local dinâmica de uma carga. Isto porque, a partir do posicionamento da carga, a litosfera se deflexiona, gerando um espaço em sua superfície que também pode ser preenchido por sedimento; este último, por sua vez, também constitui uma carga que induz proporcionalmente uma deflexão.

No modelo de compensação flexural (fig. 2b), o filtro litosférico (Φ) tem valores diferentes de 1, e o equilíbrio de massa na litosfera ocorre não somente em pontos, mas envolve uma região de comprimento λ ao longo da qual se verificam os efeitos relacionados ao fenômeno geológico (no caso, a própria bacia sedimentar). Para este caso, a equação de balanço de massa é expressa por:

$$\int_{\lambda}^0 \int_{dc}^0 \Delta\rho dz = 0 \quad (19)$$

(KARNER, 1984)

sendo λ o comprimento do domínio geológico.

Com a equação (20) pode-se obter a deflexão litosférica $R(x)$ induzida por uma carga de magnitude de carga $Hm(x)$. Esta é uma equação diferencial

de quarta ordem que pode ser obtida considerando-se que a litosfera seja análoga a uma placa delgada, elástica, sobrejacente a um fluido sem viscosidade (astenosfera) (HETENYI, 1946; WALCOTT, 1970).

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left[D(x) \frac{\partial^2}{\partial x^2} R(x) \right] + P(x) \frac{\partial^2}{\partial x^2} R(x) + \Delta\rho_2 g R(x) = \Delta\rho_1 g Hm(x) \quad (20)$$

(KARNER, 1986)

onde D é expresso pela relação:

$$D(x) = \frac{E Te^3(x)}{12(1-\nu^2)} \quad (21)$$

(HETENYI, 1946; WALCOTT, 1970)

onde:

ν = razão de Poisson;

E = módulo de Young;

g = aceleração da gravidade;

Te = espessura elástica da placa.

Os algoritmos da solução desta equação diferencial constam em SHEFFELS & McNUTT (1987) e a solução numérica em CONTE (1965).

Pela fórmula (20) percebe-se que, para obter a resposta do embasamento (R), é preciso conhecer, além da magnitude da carga (Hm), a espessura elástica da litosfera (Te) que entra no cálculo do filtro litosférico (Φ) e tem grande importância porque controla a amplitude e o comprimento de onda da deformação R .

Quando as condições geológicas o permitem, a fórmula (20), com rigidez flexural constante, é preferida porque tem formulação e solução (no domínio Fourier) mais simples. A solução da equação (20) com $D(x)$ constante é:

$$R(x) = \Phi(x) * \left[\frac{\Delta\rho_1}{\Delta\rho_2} Hm(x) \right] \quad (22)$$

(* é o sinal de convolução).

Caso a função $\Phi(x)$ tenha todos os seus valores próximos de 1, a litosfera apresentará uma deformação como se não apresentasse rigidez flexural, ou seja, como se a compensação fosse do tipo local (fig. 2a). Em um caso tipicamente local, o filtro litosférico Φ só apresenta um valor, igual a 1.

Em uma situação de posicionamento de carga (ex.: sedimentação) sobre uma litosfera com rigidez flexural, a deformação terá a forma esquematizada na figura 3a.

Em uma situação de compensação isostática igualmente flexural, porém com retirada de carga da superfície crustal, como é realizado pela técnica do *backstripping* e na determinação do nível paleobatimétrico, a compensação assume a forma esquematizada na figura 3b (descarregamento).

O filtro Φ mencionado acima é um filtro tipo passa-banda, que no domínio da frequência é expresso pela equação:

$$\Phi(K) = \left[\frac{(D - P/K^2)K^4}{\Delta\rho_2 g} + 1 \right]^{-1} \quad (23)$$

(KARNER, 1984)

onde P é o estado de *stress* intraplaca (aqui considerado = 0) e K é o número de onda $\Rightarrow K = \frac{2\pi}{\lambda}$.

A magnitude da carga (Hm) normalmente é conhecida na bacia, tanto para o *backstripping* como para a geostória; contudo, a espessura elástica da litosfera não o é. Para o seu cálculo, seguiu-se o racional de WATTS (1978) e KARNER *et alii* (1983), os quais consideram que a espessura elástica efetiva da litosfera (Te) acompanha a profundidade de uma isoterma.

Na verdade, a afirmação de que a rigidez flexural da litosfera é controlada termicamente é válida, mas é uma simplificação que esconde um relacionamento mais complexo entre vários fatores que atuam na litosfera e que estão bem representados pela envoltória de pontos de cedência (*yield stress envelope*)

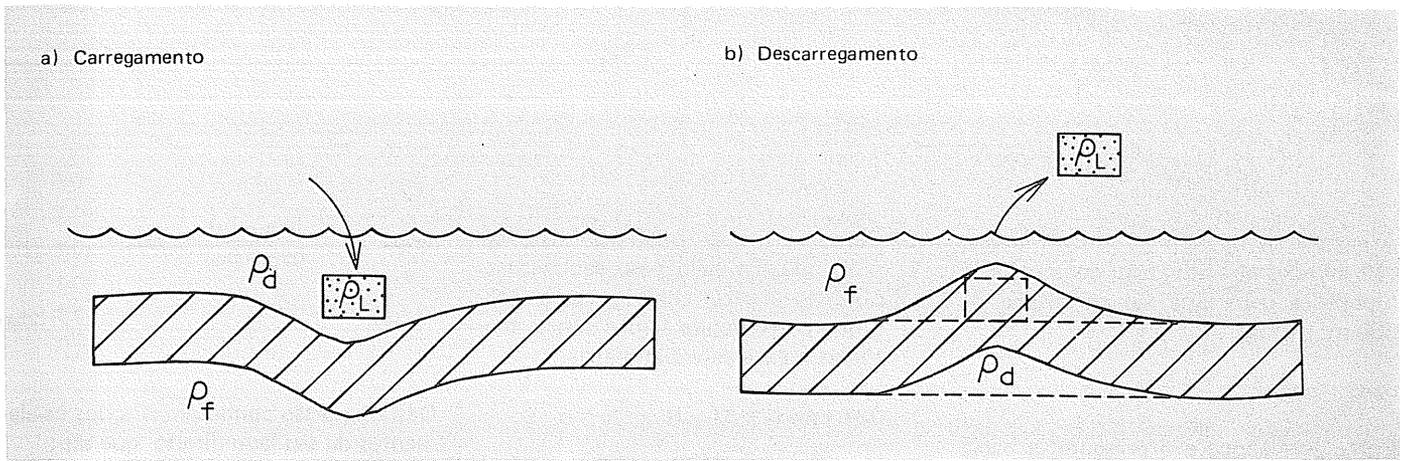


Fig. 3 - Esquema mostrando: (a) a deformação negativa (subsidência) induzida por uma carga e (b) a deformação positiva (soerguimento) causada por alívio de carga (descarregamento). Estas figuras ilustram a analogia existente entre uma situação de carregamento, onde uma carga desloca (substitui) água ao se posicionar sobre a crosta e uma situação onde a carga é retirada de cima da crosta (substituída por água). Esta segunda situação é a adotada no cálculo do *backstripping* e paleobatimetria. As densidades representadas na figura são definidas no texto (fórmula 17).

Fig. 3 - Diagram showing: (a) negative deformation (subsidence) caused by load and (b) positive deformation (uplifting) caused by load relief (unload). These figures illustrate the analogy between load situation wherein a load displaces (substitutes) water upon overlying the lithosphere, and situation wherein load is removed from the lithosphere (replaced by water). This second situation is adopted in *backstripping* and paleobathymetric calculations. Densities shown in figure are defined in text (formula 17).

(KUSZNIR & KARNER, 1985). Alguns autores, entre eles WATTS *et alii* (1982), KARNER *et alii* (1983) e KUSZNIR & KARNER (1985), concluíram que a espessura elástica efetiva da litosfera é controlada predominantemente pelo gradiente geotérmico litosférico e deve possuir um valor situado entre as profundidades das isothermas de 300 e 600 °C.

Alguns trabalhos têm demonstrado que a litosfera é, na verdade, menos rígida do que os trabalhos acima têm suposto, a começar pelo trabalho de BEAUMONT *et alii* (1982), cujos resultados indicaram uma isoterma de 250 °C como a mais adequada. Esta tendência prosseguiu com WHITE & MCKENZIE (1988), os quais mencionam que a espessura elástica efetiva da litosfera em bacias sedimentares marginais permanece com menos de 5 km durante a fase pós-*rift*. WATTS (1988) corrobora esta idéia e sugere que a espessura elástica da litosfera deve estar controlada por uma isoterma de 150 °C.

2.4 - Estimativa de Paleobatimetria; Um Exemplo Hipotético

Uma aplicação hipotética do cálculo batimétrico, desenvolvido no item 2.2, é mostrada a seguir. Os desenhos reproduzidos na figura 4 representam uma evolução simplificada dos principais processos que atuam no desenvolvimento de uma bacia sedimentar e que precisam ser entendidos para a compreensão do referido cálculo batimétrico.

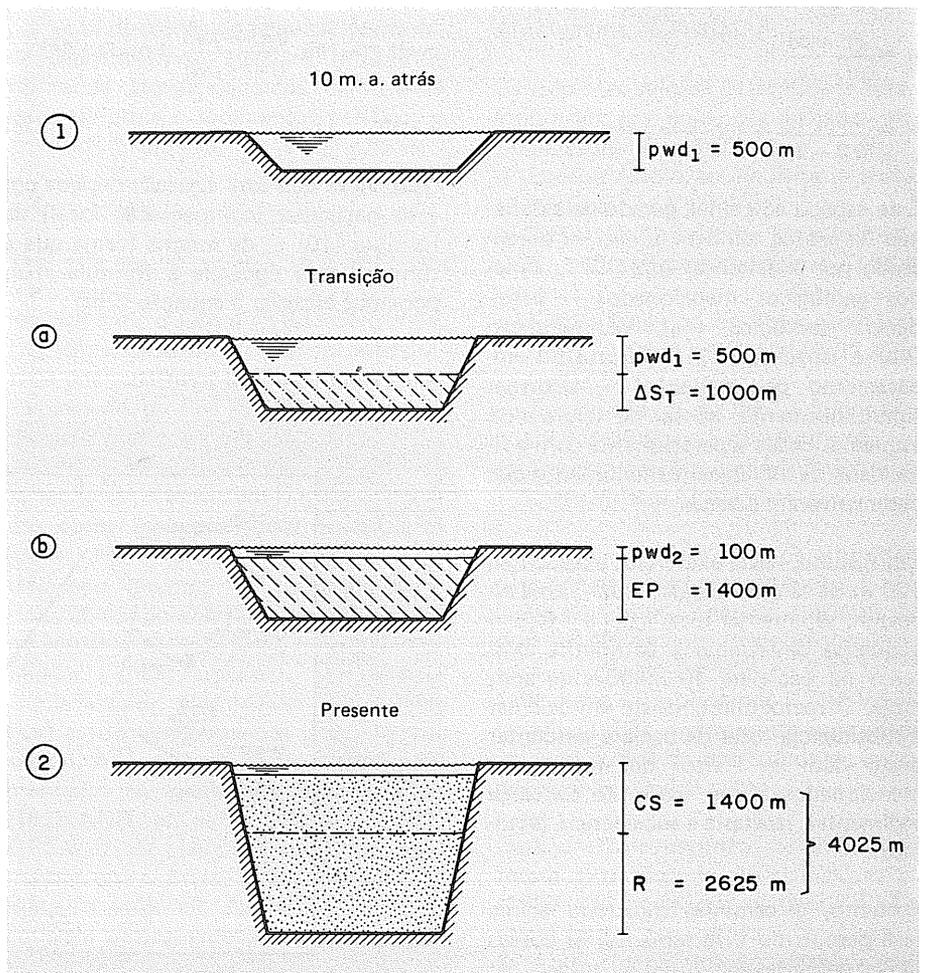


Fig. 4 - Evolução hipotética de uma bacia na qual estão discriminados, por razões didáticas, os efeitos da subsidência tectônica, sedimentação e a isostasia associada. Esta figura apóia um exemplo hipotético descrito no capítulo 2.4.

Fig. 4 - Hypothetical evolution of a basin discriminating the effects of tectonic subsidence, sedimentation, and associated isostasy, for didactic purposes. Illustrates hypothetical example described in section 2.4.

A parte 1 da figura 4 é a situação inicial (10 milhões de anos atrás) de uma bacia hipotética com uma lâmina d'água de 500 m:

$$pwd1 = 500 \text{ m}$$

Entre esta época e o presente, a bacia subsiduiu tectonicamente 1 000 m (parte a da fig. 4):

$$\Delta ST = 1\,000 \text{ m}$$

Deste espaço, assumiu-se que 1 400 m (EP) foram ocupados por sedimentos (fig. 4b), os quais representam uma carga que por si só flexionou o embasamento de uma magnitude R (fig. 4.2).

$$R = \frac{\rho_L - \rho_d}{\rho_f - \rho_p} h;$$

$$R = \frac{2,5 - 1,0}{3,3 - 2,5} 1\,400; R = 2\,625 \text{ m}$$

Este espaço adicional, gerado pela deflexão da crosta, também deverá ser preenchido por sedimentos (ρ_p). Os fenômenos geológicos mencionados — subsidência tectônica (4a), sedimentação (4b) e isostasia (4.2) (resposta do embasamento por deflexão) — ocorrem simultaneamente, apesar de terem sido esquematizados separadamente com a finalidade de esclarecer os fenômenos que desenvolveram a bacia.

Em resumo, neste exercício, a bacia tem 100 m de lâmina d'água (atual), uma espessura sedimentar total igual a 4 025 m e quer-se determinar a batimetria existente na bacia há 10 milhões de anos atrás. O raciocínio consiste em calcular a subsidência total da bacia e descontar deste valor os efeitos dos fenômenos mencionados acima (correção da carga sedimentar, isostasia e subsidência tectônica).

Portanto, o caminho mostrado acima será percorrido inversamente; os passos são os seguintes:

a) Primeiramente, deve-se computar a profundidade total (ST) da bacia, que é composta da batimetria atual mais a espessura sedimentar total;

$$ST = S^{**} + pwd2$$

b) Retira-se, então, o efeito isostático (R') induzido pelo peso sedimentar, obtendo a bacia cheia de água (4a), o que corresponde à subsidência tectônica mais a paleobatimetria.

$$\Delta ST + pwd1 = ST - R'$$

Com este procedimento, a bacia foi reconstruída à profundidade observada na figura 4b. Ainda resta retirar, porém, a subsidência tectônica que afetou a bacia entre 10 milhões de anos atrás e o presente.

$$pwd1 = ST - R' - \Delta ST$$

Substituindo ST e R' , temos:

$$pwd1 = -Hm \frac{(\rho_{sgl} - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_w)} + pwd2 + S^{**} - \Delta ST \quad (25)$$

Observe-se que esta equação designa um caso particular (compensação local) da fórmula (10) e, da mesma forma que a fórmula (11) equivale à fórmula (10), podemos escrever a equação (25a):

$$pwd1 = S^{**} \frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)} + pwd2 - \Delta ST \quad (25a)$$

Desta equação conhecemos todos os elementos de seu lado direito, que são:

S^{**} = espessura da camada sedimentar = 4 025 m;

$pwd2$ = batimetria atual = 100 m;

$\bar{\rho}_s$ = densidade média dos sedimentos = 2,50 g/cm³;

ρ_m = densidade do manto = 3,30 g/cm³;

ρ_w = densidade da água = 1,00 g/cm³.

A subsidência tectônica (ΔST) é calculada por meio da fórmula 13 de McKENZIE (1978) (p. 28). Suponhamos que este cálculo resultou em 1 000 m, que é a subsidência tectônica realmente verificada na bacia.

Substituindo todos os valores na fórmula (25a), chega-se ao valor de $pwd1$:

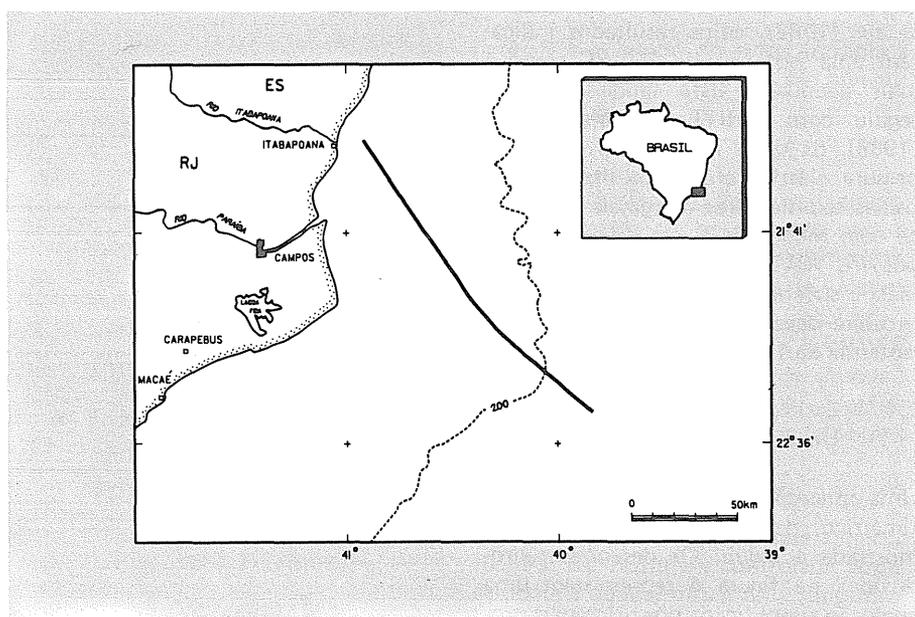


Fig. 5 - Mapa da Bacia de Campos com situação da seção sísmica 203-RL-76. Em tracejado a isóbata de 200 m.

Fig. 5 - Map of Campos Basin showing location of seismic section 203-RL-76. Line indicates 200 m isobath.

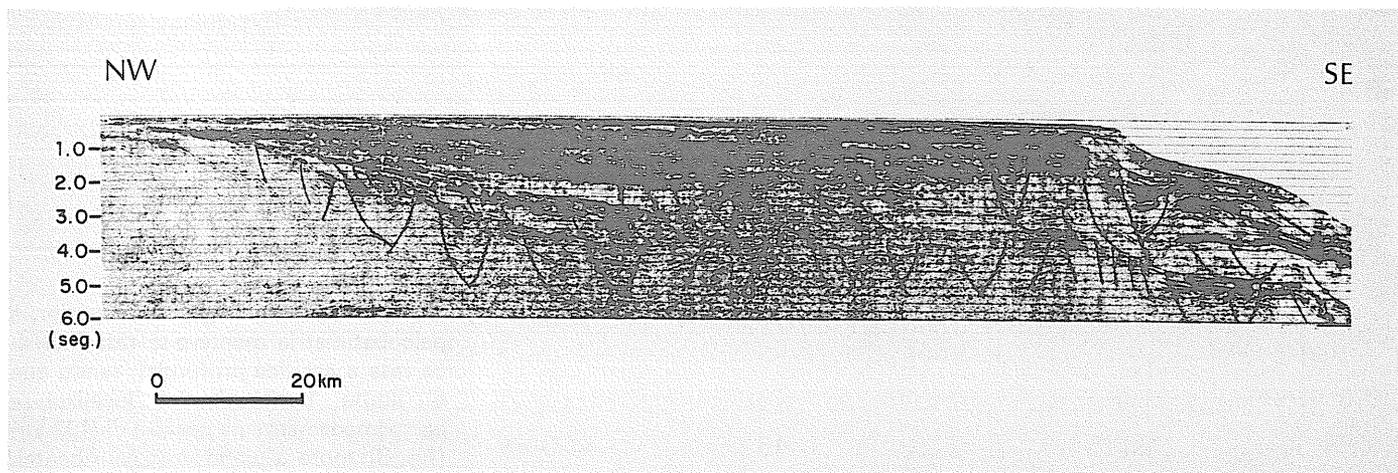


Fig. 6 - Seção sísmica de reflexão (203-RL-76) da qual foi extraída a seção geológica utilizada neste estudo.
Fig. 6 - Seismic reflection section (203-RL-76) on which geologic section under study was based.

$$p_{wd1} = 4025 \left[\frac{3,30 - 2,50}{3,30 - 1,00} \right] + 100 - 1\ 000$$

$$p_{wd1} = 500 \text{ m (como estava previsto)}$$

Portanto, efetuando-se uma correção isostática e conhecendo-se razoavelmente a subsidência tectônica da bacia, é possível obter um valor paleobatimétrico razoável.

3 - APLICAÇÃO

3.1 - Geologia Geral

A Bacia de Campos estende-se ao longo do litoral do estado do Rio de Janeiro (fig. 5) e ocupa uma área aproximada de 100 000 km², que está limitada a oeste pela cota batimétrica de 3 400 m, ao norte pelo Alto de Vitória e ao sul pelo Alto de Cabo Frio.

Sua evolução tectono-sedimentar assemelha-se às das outras bacias marginais do leste brasileiro e é definida por três seqüências estratigráficas distintas: continental, transicional e marinha (PONTE *et alii*, 1978). Os sedimentos da seqüência continental (*rift*) foram afetados por falhamentos e estão associados a uma intensa atividade ígnea. Sobre os basaltos ocorrem os sedimentos clásticos, de grosseiros a finos, e coquinas, que, por sua vez, foram recobertos por extensos depósitos evaporíticos da seqüência transicional durante o Aptiano. Posteriormente, com a ingressão marinha, instalou-se uma plataforma carbonática rasa (albiana), que foi afogada durante o período albo-cenomaniano. Esta subida relativa do nível do mar caracterizou uma fase transgressiva de sedimentação, quando se depositaram calcilitos, mar-

gas e folhelhos de água profunda.

Durante o Terciário (seqüência marinha), desenvolveu-se uma sedimentação progradante cujo início foi assinalado por uma discordância regional. Nesta fase depositaram-se clásticos grosseiros, formando leques deltaicos, carbonatos de plataforma e sedimentos pelíticos e arenosos turbidíticos de talude e bacia.

3.2 - Dados

Para este estudo, utilizou-se a seção sísmica rasa 203-RL-76 (6s TWT) (fig. 6), mergulhante, disposta na direção NW-SE (fig. 5). Esta seção sísmica foi interpretada por geofísicos do Departamento de Exploração da PETROBRÁS (Setor da Bacia de Campos).

A seção foi discretizada em nove camadas cujos topos possuem as seguintes idades em milhões de anos: 0, 14,4 (Mioceno Médio), 19 (Mioceno Inferior), 26 (Oligoceno Superior), 47 (Eoceno Médio), 65 (Paleoceno Inferior), 115 (Andar Jiquiá Superior), 118 (Andar Jiquiá Médio), 120 (Andar Jiquiá Inferior) e 135 (Neocomiano) (topo dos basaltos). As idades absolutas estão fundamentadas na escala geocronológica de HARLAND *et alii* (1982) e BERGGREN *et alii* (1985). É importante comentar que o Andar Jiquiá é uma denominação informal, da PETROBRÁS, e equivale grosseiramente ao Andar Barremiano.

Os dez refletores sísmicos delineados na seção mencionada são considerados aqui linhas de tempo e foram convertidos em profundidade usando-se as velocidades intervalares obtidas das análises de velo-

cidade (VELANS) da seção. Estas velocidades são as mais consistentes que se conseguiu com a ajuda do programa GRAVEL. E, finalmente, a conversão tempo-profundidade foi obtida através do programa PETROMAP.

Os seguintes valores de densidade foram atribuídos aos grãos das camadas individualizadas na seção:

- Eoceno Médio ao Recente - rochas clásticas (2,65 g/cm³);
- Paleoceno Inferior ao Eoceno Médio - rochas clásticas pelíticas (2,68 g/cm³);
- Jiquiá Superior ao Paleoceno Inferior - rochas carbonáticas (2,72 g/cm³);
- Jiquiá Inferior ao Jiquiá Superior - rochas clásticas (2,65 g/cm³);
- Neocomiano ao Jiquiá Inferior - rochas clásticas (2,65 g/cm³).

Usou-se apenas uma curva de porosidade para todas as camadas da seção. É uma curva do tipo exponencial (fórmula 13) com 46,4% de porosidade inicial (ϕ_0) e com um decaimento (c) de 0,46 km⁻¹. Esta curva foi obtida por KOWSMANN *et alii* (1988) e representa uma média entre as curvas de porosidade de quatro poços da Bacia de Campos.

Os dados paleobatimétricos do Cretáceo foram extraídos de AZEVEDO *et alii* (1987), ao passo que os dados do Terciário foram determinados por Mesquita & Abreu (comunicação verbal) e estão contidos na figura 8, aproximadamente entre 300 e 440 km. Fora desta faixa, em direção *offshore*, os níveis batimétricos foram extrapolados proporcionalmente de acordo com a curva de subsidência tectônica teórica determinada

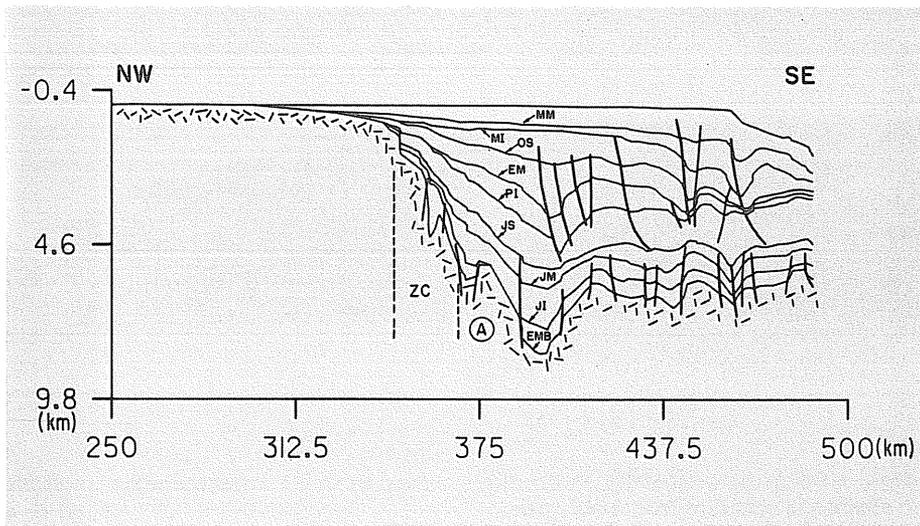


Fig. 7 - Seção geológica obtida da seção sísmica 203-RL-76 por meio da interpolação linear de suas velocidades intervalares. A - é um alto estrutural; está mencionado no texto. ZC - zona de charneira; MM - Mioceno Médio; MI - Mioceno Inferior; OS - Oligoceno Superior; EM - Eoceno Médio; PI - Paleoceno Inferior; JS - Jiquiá Superior; JM - Jiquiá Médio; JI - Jiquiá Inferior; EMB - embasamento.

Fig. 7 - Geologic section obtained from seismic section 203-RL-76 through linear interpolation of interval velocities. A - structural high (mentioned in text); ZC - hinge zone; MM - Middle Miocene; MI - Lower Miocene; OS - Upper Oligocene; EM - Middle Eocene; PI - Lower Paleocene; JS - Upper Jiquiá; JM - Middle Jiquiá; JI - Lower Jiquiá; EMB - basement.

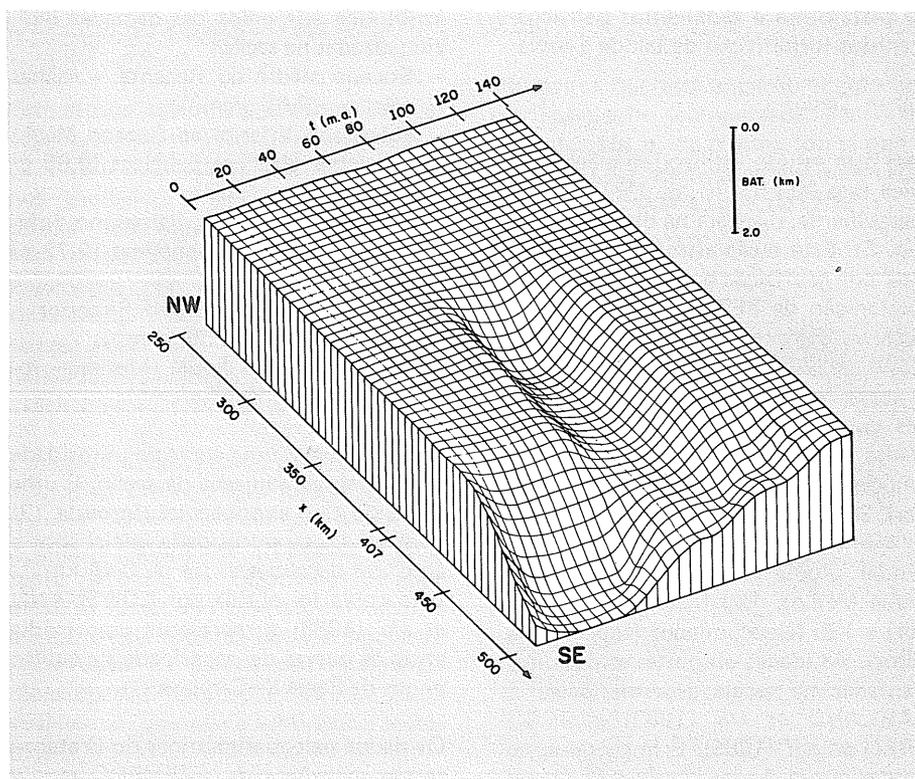


Fig. 8 - Bloco-diagrama mostrando a evolução no tempo da batimetria estimada por meio da paleoecologia. A direção x representa distância em quilômetros ao longo da seção, ao passo que o outro eixo indica tempo. Notar o ambiente predominantemente raso na região da plataforma atual, durante o Terciário, e o ambiente profundo (batial) durante o Cretáceo Superior.

Fig. 8 - Block diagram showing evolution of bathymetry over time as estimated through paleoecology. Distance along section has been plotted in kilometers on x-axis, while y-axis shows time. Note that in the region of the current shelf the environment was predominantly shallow during the Tertiary and deep (bathyal) during the Upper Cretaceous.

para a região.

Do Paleoceno ao Oligoceno Superior, a paleobatimetria manteve-se rasa (nerfítica rasa a nerfítica profunda), sendo que o limite nerfítico/batial localizou-se aproximadamente na posição de 407 km (fig. 8) sobre a plataforma continental. Do Oligoceno Superior ao Mioceno Inferior, este mesmo limite avançou em direção *offshore* 10 km, enquanto do Mioceno Inferior ao Mioceno Médio (parte média) este avanço foi de 15 km, permanecendo estabilizado até os dias de hoje.

Durante o Cretáceo, do Cenomaniano Superior ao Turoniano Inferior, o ambiente predominante na região da plataforma atual (e particularmente ao longo da seção em estudo), era batial superior. No Coniaciano Inferior, por sua vez, está registrado um hiato, enquanto no período Coniaciano Superior-Maastrichtiano Superior dominaram profundidades batiais (1 000 a 1 500 m).

Para variação do nível do mar, adotou-se a curva de WATTS & THORNE (1984), por ser de pequena amplitude e de poucas oscilações. Esta opção se apóia nas seguintes considerações:

- WATTS & THORNE (1984) verificaram que estas características são suficientes para explicar detalhes estratigráficos da margem leste americana, por meio de modelagem estratigráfica sintética;
- Existe um certo consenso de que a amplitude máxima do nível do mar durante o Mesozóico/Cenozóico não atingiu uma magnitude tão grande quanto aquela proposta por PITMAN (1978) e incorporada por VAIL *et alii* (1977). KOMINZ (1984) refez os cálculos de PITMAN (1978) e, com uma análise de erro, estimou uma amplitude máxima de 230 m (180 ± 100 m) para o Cretáceo Superior.

Os outros dados utilizados neste estudo e que não são específicos da bacia, como dados litosféricos e propriedades físicas dos materiais, constam na tabela I.

TABELA I/TABLE I
CONSTANTES E PARÂMETROS FÍSICOS
PHYSICAL CONSTANTS AND PARAMETERS

Símbolo	Parâmetro	Valor	Unidade	Fonte
ρ_w	Densidade da água	1,03	g/cm ³	(1)
ρ_c	Densidade da crosta	2,85	g/cm ³	
ρ_m	Densidade do manto	3,33	g/cm ³	(2)
ρ_a	Densidade da astenosfera	3,18	g/cm ³	(2)
C	Espessura crustal pré-estiramento	31,2	km	(2)
L	Espessura da litosfera pré-estirada	125,0	km	(2)
E	Módulo de Young	$6,5 \times 10^{11}$	dyn/cm	(3)
ν	Razão de Poisson	0,25		(2)
α	Coefficiente de expansão termal volumétrico	$3,2 \times 10^{-3}$	x °C	(1)
Qo	Fluxo de calor no topo da litosfera pré-estirada	1	HFU	(4)
T	Coefficiente de decaimento térmico da litosfera	62,8	m. a.	
K	Condutividade térmica da litosfera	$8,0 \times 10^{-3}$	cal/cm s x C	
Tm	Temperatura da astenosfera	1 333	x C	(5)
g	Aceleração da gravidade	981	cm/s	
G	Constante gravitacional universal	$6,67 \times 10^{-8}$	cm/gs	

Fontes: (1) BEAUMONT *et alii* (1982)
(2) WATTS & THORNE (1984)
(3) KARNER (1982)
(4) ROYDEN (1986)
(5) PARSONS & SCLATER (1977)

3.3 — Reconstrução da História Geológica

Para se obter a geostória da seção em estudo, basta efetuar a descompactação das camadas e o cálculo da paleobatimetria. Além disso, como não se utilizaram dados gravimétricos e/ou refração sísmica, aplicou-se a técnica do *backstripping* para obter os fatores de extensão crustal/subcrustal ao longo da seção, os quais são indispensáveis ao conhecimento da subsidência tectônica, que, por sua vez, é utilizada no cálculo paleobatimétrico.

3.3.1 — Backstripping

Reconstruiu-se neste estudo a seção geológica que foi obtida a partir da seção sísmica 203-RL-76 (fig. 6). O primeiro passo desta recomposição foi o *backstripping* flexural bidimensional da seção geológica correspondente (fig. 7).

No *backstripping*, utilizaram-se dados

paleobatimétricos da bacia, variação do nível do mar e valores de espessura elástica efetiva da litosfera iguais à profundidade da isoterma de 150 °C. Espessuras elásticas de tal magnitude fornecem temporalmente uma média próxima de 8 km, o que está de acordo com estudos de KARNER & WATTS (1982) e MELLO & BENDER (1988), para a margem continental e equatorial Atlântica, respectivamente, além de corroborar as observações de WATTS (1988).

Pela aplicação da técnica do *backstripping*, obteve-se a superfície mostrada na figura 9, que é a superfície de subsidência tectônica da bacia (ao longo da seção), ou seja, é a posição do embasamento caso estivesse apenas carregado por água. As maiores profundidades situam-se em torno de 4 700 m no Baixo de Corvina-Parati.

Da comparação do embasamento descarregado flexuralmente (fig. 9) com o embasamento teórico, oriundo do mo-

delo de McKENZIE (1978), conseguiram-se os parâmetros de extensão litosférica (β) (fig. 10). O maior valor de β obtido foi para o Baixo de Corvina-Parati, aproximadamente 3. A partir deste baixo até a quebra da plataforma, os betas situam-se em torno de 1,65, o que é um bom valor médio para a região. Este valor foi obtido ao se utilizar a curva de subsidência existente na posição 427 km (fig. 9) e compará-la com curvas teóricas de subsidência (fig. 11).

Percebeu-se neste estudo que a magnitude da subsidência total registrada nos altos bacinais representa, em qualquer época, o somatório de pequenas subsidências induzidas flexuralmente pelos depocentros situados à sua volta. Logo, a subsidência tectônica nos altos, calculada em uma dimensão (isostasia local) é maior que a subsidência tectônica obtida bidimensionalmente (isostasia regional), porque no cálculo unidimensional não é possível considerar o efeito flexural causado pelas cargas sedimenta-

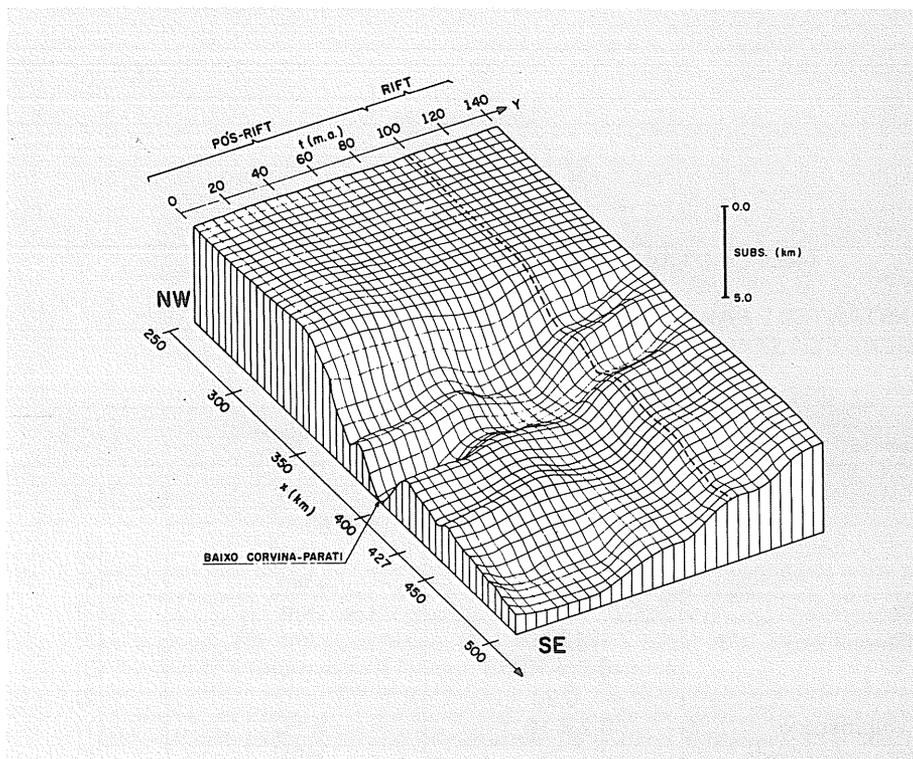


Fig. 9 - Bloco-diagrama representando a evolução da subsidência tectônica do embasamento da bacia com o tempo. A subsidência tectônica expressa a profundidade do embasamento ao longo do tempo, substituindo-se a carga sedimentar por água. A subsidência tectônica foi calculada utilizando-se um mecanismo isostático de compensação flexural.

Fig. 9 - Block diagram showing evolution of tectonic subsidence of basin basement. Tectonic subsidence expresses basement depth over time, replacing sedimentary load with water. A flexural compensation mechanism was used to calculate tectonic subsidence.

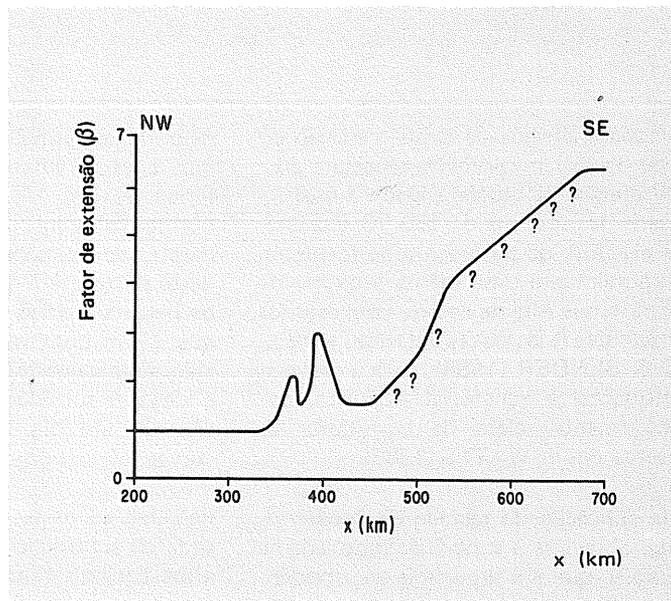


Fig. 10 - Variação do fator de extensão litosférica ao longo da seção geológica em estudo. Estes fatores foram obtidos da comparação da subsidência tectônica em alguns pontos selecionados da figura 9, com curvas teóricas geradas pelo modelo de McKENZIE (1978), como exemplificado na figura 11.

Fig. 10 - Variation of lithospheric extension factors along geologic section under study. Factors were obtained by comparing tectonic subsidence at certain selected points, shown in figure 9, with theoretical curves produced by McKENZIE model (1978), as exemplified in figure 11.

res à sua volta.

Este fenômeno flexural, particular aos altos e bordas de bacias, é considerado pelo *backstripping* flexural, e a curva obtida por este método, se ajustada a uma curva de subsidência teórica, fornecerá um fator de extensão (β) menor se comparado a outros pontos da seção geológica. Este fato foi constatado em relação ao alto do RJS-117. Desta observação pode-se concluir que mesmo o *backstripping* local (*Airy*) de poços situados especificamente nos altos bacinais fornece um resultado realista, logo, tão bom quanto uma abordagem flexural pode fornecer.

É importante notar que na posição de 350 km (início da zona de charneira, fig. 7) existem aproximadamente 750 m de sedimentos terciários dispostos num padrão de *onlap* sobre o embasamento. Este padrão pode ser exclusivamente consequência do efeito flexural, como já foi apontado por MOHRIAK & DEWEY (1987), visto que não existem indicações de que houve estiramento crustal nesta região. Entretanto, talvez esta não seja uma feição somente de caráter flexural, pois outros mecanismos – como variação do nível do mar ou subsidência térmica induzida por advecção no manto (STECKLER, 1985; BUCK *et alii*, 1988) ou mesmo extensão sublitosférica próximo de bordas de bacia (WHITE & McKENZIE, 1988) – também podem ser responsáveis pela criação do espaço que permitiu a sedimentação nesta região particular da bacia.

Em termos de β , as diferenças entre o modelo de compensação isostática local e flexural ficaram na faixa de 15 a 20%. Estes valores estão próximos dos obtidos por modelagens gravimétricas e *backstripping* calculados com a isostasia tipo *Airy* (MOHRIAK & DEWEY, 1987; KOWSMANN *et alii*, 1988). Desta proximidade de resultados, conclui-se que, particularmente para esta bacia, as cargas sedimentares têm grandes dimensões em relação à rigidez flexural da litosfera, ao ponto de as deformações sob o centro das cargas se aproximarem de uma deformação do tipo local, enquanto nas bordas as deformações ainda têm caracte-

terísticas flexurais. Pode-se generalizar que as maiores diferenças entre subsidências local e flexural ocorrem em poços situados em baixos estruturais e próximos de borda de bacia.

3.3.2 - Geoistória

O próximo passo da reconstituição foi a determinação da história de soterramento em si e da paleobatimetria, as quais juntas compõem a geoistória. Os dados utilizados são os mesmos que os do *backstripping*, e os fatores de extensão litosférica que dele resultaram serão utilizados no cômputo da subsidência térmica (ou, de maneira mais ampla, subsidência tectônica). As figuras de 12 a 19 representam uma história geológica provável para a seção estudada. Observe-se que, à medida que as camadas são retiradas, as espessuras das camadas restantes aumentam pelo efeito da descompactação (ver a indicação de espessura pela letra e nas figuras de 12 a 16); além disso, a geometria da superfície do embasamento torna-se cada vez mais irregular, e os altos vão-se destacando, a exemplo do alto que limita o Baixo Corvina-Parati, apontado pela letra A na figura 7. Note-se também que as camadas (e as paleobatimetrias) próximas da borda da plataforma atual se mostram bastante distorcidas por causa da atividade mais intensa das falhas gravitacionais.

As batimetrias estimadas matematicamente estão representadas no bloco-diagrama da figura 20.

Deve-se salientar que a faixa de erro com que se trabalha neste tipo de cálculo não permite obter, com precisão, as profundidades dos ambientes mais rasos, nerfítico raso e nerfítico profundo. A comparação das paleobatimetrias estimadas pela paleoecologia (fig. 8) com as paleobatimetrias obtidas neste trabalho (fig. 20) mostra algumas diferenças para o Terciário e Cretáceo Superior, diferenças estas que serão discutidas adiante.

As paleobatimetrias estimadas neste trabalho, para o Terciário, estão relativamente próximas das estimadas pela pa-

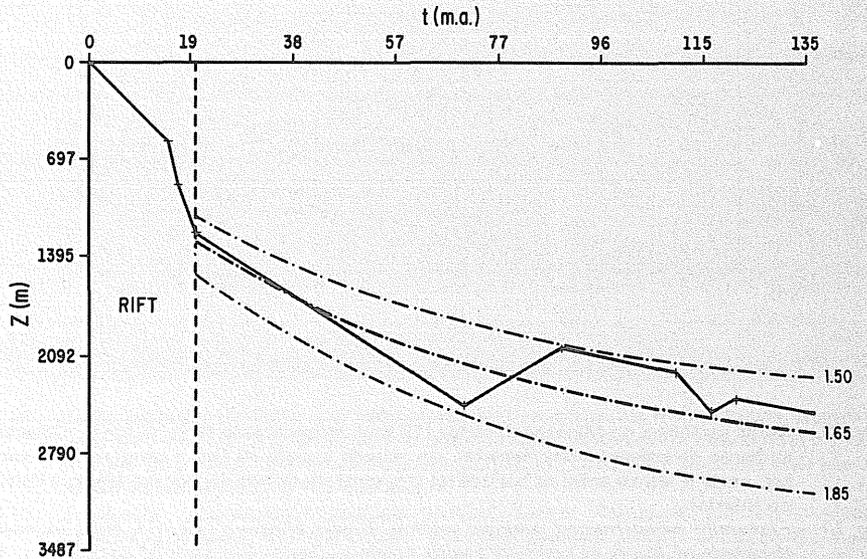


Fig. 11 - Comparação da subsidência tectônica de uma coluna geológica (linha cheia) situada no km 427 da figura 9, com curvas teóricas geradas pelo Modelo de McKENZIE (1978). A curva de β igual a 1,65 foi a de melhor ajuste.

Fig. 11 - Comparison of tectonic subsidence of a geologic column (solid line) located at kilometer 427 of figure 9, with theoretical curves produced by McKENZIE model (1978). The (β) curve of 1.65 adjusted best.

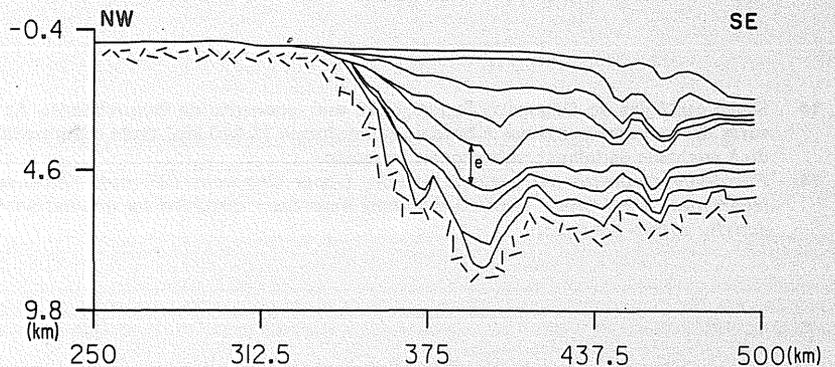


Fig. 12 - Seção geológica (do Mioceno Médio) reconstituída flexuralmente. Esta seção, em conjunto com as apresentadas a seguir (até a fig. 19, Jiquiá Inferior), representará a geoistória da seção geológica atual, ilustrada na figura 7. Na estimativa da geoistória (figs. de 12 a 19), os valores de paleobatimetria foram calculados. Observe o alto do embasamento a 375 km (letra A na fig. 7), próximo ao Baixo de Corvina-Parati; à medida que as camadas são retiradas da bacia, ele sobressai, a ponto de representar um alto interbacia na época do rift (fig. 19).

Fig. 12 - Flexurally reconstructed geologic section, Middle Miocene. This and following sections (through fig. 19, Lower Jiquiá) represent the geohistory of the current geologic section illustrated in figure 7. Paleobathymetric values were calculated as part of geohistory estimates (figs. 12-19). Note basement high at 375 km (letter A, fig. 7), near the Corvina-Parati Low. As layers are removed from the basin, this high stands out, representing an interbasin high during the rift stage (fig. 19).

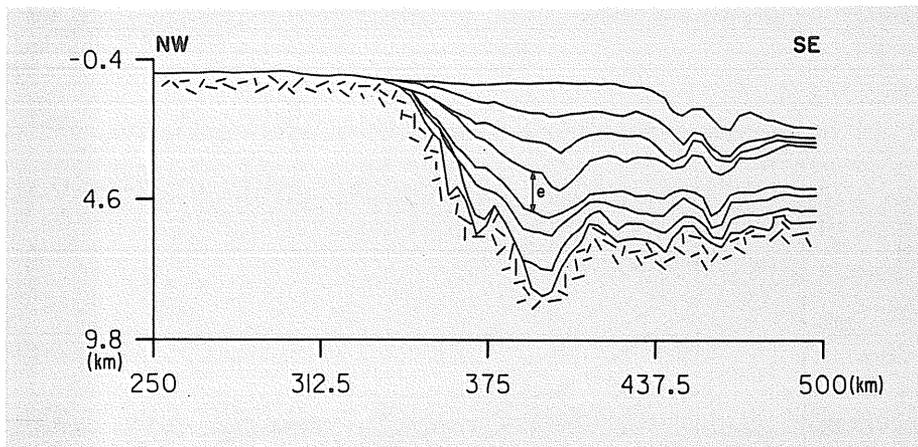


Fig. 13 - Seção geológica do Mioceno Inferior (19 ma) reconstituída flexuralmente. Observar o aumento de espessura das camadas, em relação à seção da figura anterior. Para comparar, notar a letra *e* entre os horizontes cronoestratigráficos do Eoceno Médio e Paleoceno Inferior.

Fig. 13 - Flexurally reconstructed geologic section, Lower Miocene (19 my). Note increase in thickness of layers as compared with previous figure. For sake of comparison, note letter "e" between the chronostratigraphic horizons of Middle Eocene and Lower Paleocene.

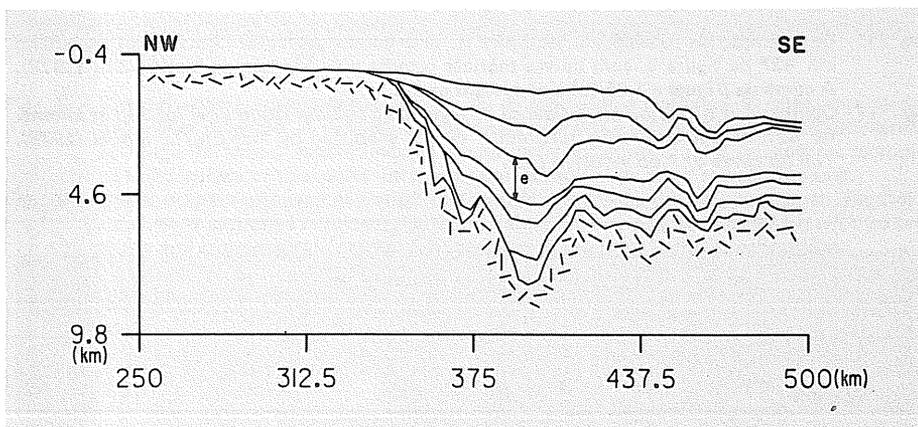


Fig. 14 - Seção geológica do Oligoceno Superior (26 ma) reconstituída flexuralmente. As espessuras das camadas próximas à borda da plataforma (± 440 km) estão deformadas devido à atividade de falhas gravitacionais na região.

Fig. 14 - Flexurally reconstructed geologic section, Upper Oligocene (26 my). Thicknesses of layers near shelf break (around 440 km) have been distorted by gravitational fault activity within the region.

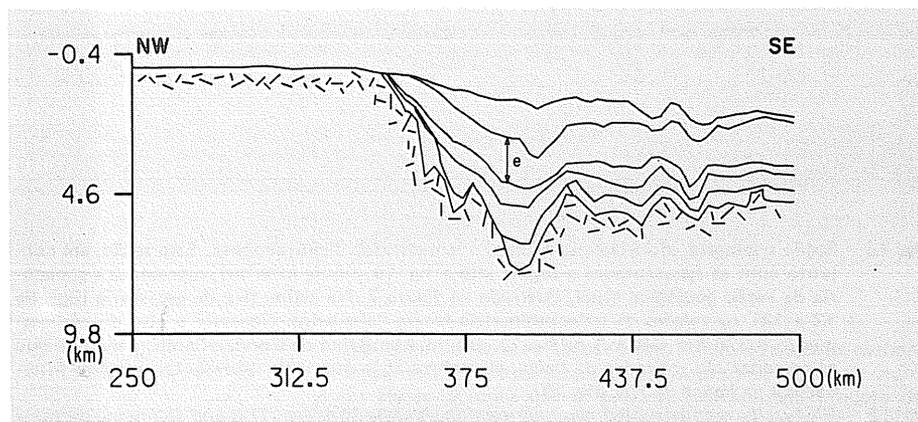


Fig. 15 - Seção geológica do Eoceno Médio (47 ma) reconstituída flexuralmente.

Fig. 15 - Flexurally reconstructed geologic section, Middle Eocene (47 my).

leoecologia, exceto no período eocênico, onde as batimetrias modeladas estão bem mais profundas (ver letra A, fig. 20 e comparar com fig. 8), devido à interferência dos efeitos das falhas sinsedimentares na reconstituição. Estes efeitos mascaram também a progradação sedimentar, que foi marcante entre o Oligoceno Superior e o Mioceno Médio.

Para o Cretáceo Superior, obtiveram-se lâminas de água profundas (batiais), o que está coerente com o resultado obtido pela paleoecologia. Exceção é constatada em torno da posição de 420 km (letra B, fig. 20), que está um pouco mais rasa. Este valor batimétrico modelado é razoável, tendo em vista a presença de um alto do embasamento nesta região (alto do RJS-117), que se destaca cada vez mais à medida que as cargas sedimentares à sua volta são retiradas. A parte imediatamente anterior (*offshore*) a este ponto está um pouco profunda, devido ainda à atividade das falhas sinsedimentares que interferem na reconstituição matemática.

Notar na figura 20, letra C, as variações batimétricas durante a fase *rifft*. Elas refletem, provavelmente, a influência da atividade tectônica da época.

4 - CONCLUSÕES

Com a aplicação da técnica do *backstripping* flexural à seção geológica em estudo (203-RL-76), constatou-se que somente a partir do início da zona de charneira da bacia (345 km; fig. 7) é que houve extensão litosférica ($\beta > 1,0$). A presença de sedimentos na região situada entre este ponto e o continente (planície costeira) supostamente é resultado de um efeito flexural. Em direção *offshore*, desde este ponto em que a bacia começa a apresentar efeitos de extensão litosférica, até o Baixo Corvina-Parati (350 km), a litosfera mostra um fator de extensão crescente, até alcançar, no próprio baixo, um valor de β igual a 3,0. Do referido baixo até alguns quilômetros além da borda da plataforma, os valores de β giram em torno de 1,65. Comparando estes números com os estimados por *backstripping* local (de KOWSMANN *et alii*, 1988), as

diferenças situam-se em torno de 15 a 20% (esta diferença pode ser maior para outras bacias).

Particularmente nas regiões baixas do embasamento, as diferenças aumentam. Para a região do Baixo Corvina-Parati, KOWSMANN *et alii* (1988) estimam, por meio de *backstripping* tipo *Airy*, um β pouco inferior a 2, enquanto neste trabalho determinou-se um β igual a 3 (diferença de 66%).

Por outro lado, praticamente não existe diferença entre os valores de extensão crustal, determinados por ambas as técnicas, para poços situados nos altos do embasamento (ex.: alto do RJS-117), por causa da inter-relação entre os efeitos flexurais dos depocentros situados à sua volta.

Com estes resultados está claro que uma abordagem tipo local (*Airy*) em uma reconstrução geológica, em geral, irá superestimar a correção para carga sedimentar, subestimar a subsidência e, conseqüentemente, resultar num fator de extensão litosférica (β) menor, comparado a uma reconstrução geológica flexural.

A proximidade de resultados (15 a 20% de diferença, em geral) entre o *backstripping* local e regional conduz à conclusão de que, particularmente para esta bacia, as cargas sedimentares possuem grandes dimensões em relação à rigidez flexural da litosfera que a sustenta. As deformações sob o centro das cargas foram de grande magnitude, enquanto nas bordas as deformações ainda têm características flexurais, como a própria planície costeira sugere. Portanto, a seção estudada mostra, como um todo, evidências da atuação de um modelo de compensação regional de baixa rigidez flexural. O conhecimento do tipo de compensação a que foi submetida uma bacia durante sua evolução tem implicações exploratórias porque determina sua subsidência e geoistória, a evolução de seus altos estruturais e o paleofluxo térmico.

Da técnica proposta aqui para o cálculo paleobatimétrico, obtiveram-se resulta-

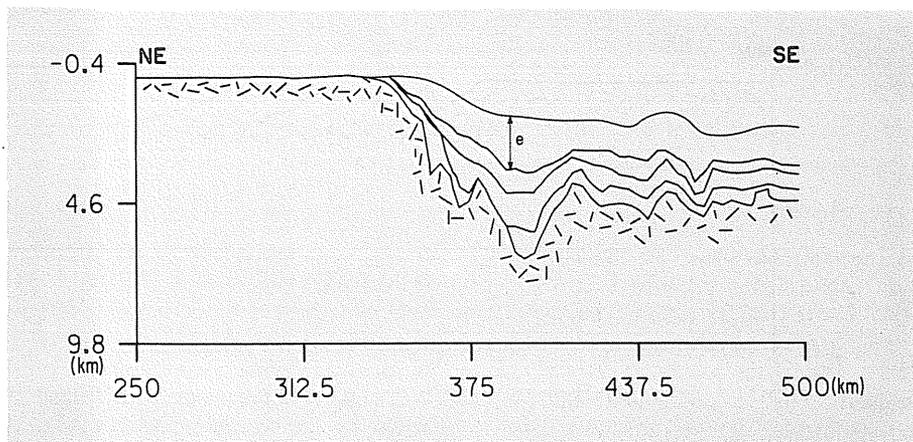


Fig. 16 - Seção geológica do Paleoceno Inferior (65 ma) reconstituída flexuralmente. Dentre os intervalos cronoestratigráficos selecionados da seção geológica em estudo, este período é o que apresentou ambiente mais profundo (batial). Observar o ambiente mais raso na região do alto do RJS-117 (± 440 km).

Fig. 16 - Flexurally reconstructed geologic section, Lower Paleocene (65 my). Among chronostratigraphic intervals chosen from the geologic section under study, it was during this period that the environment was deepest (bathyal). Note shallower environment in region of RJS-117 high (around 440 km).

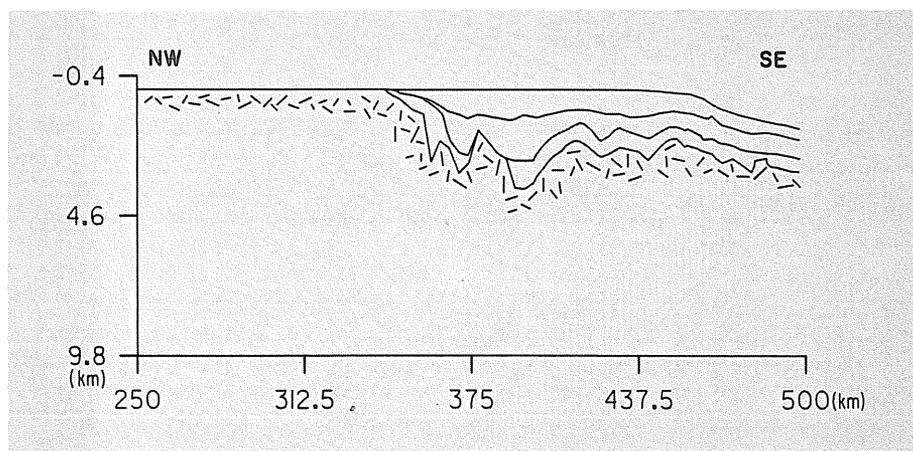


Fig. 17 - Seção geológica do Jiquiá Superior (115 ma) reconstituída flexuralmente.

Fig. 17 - Flexurally reconstructed geologic section, Upper Jiquia (115 my).

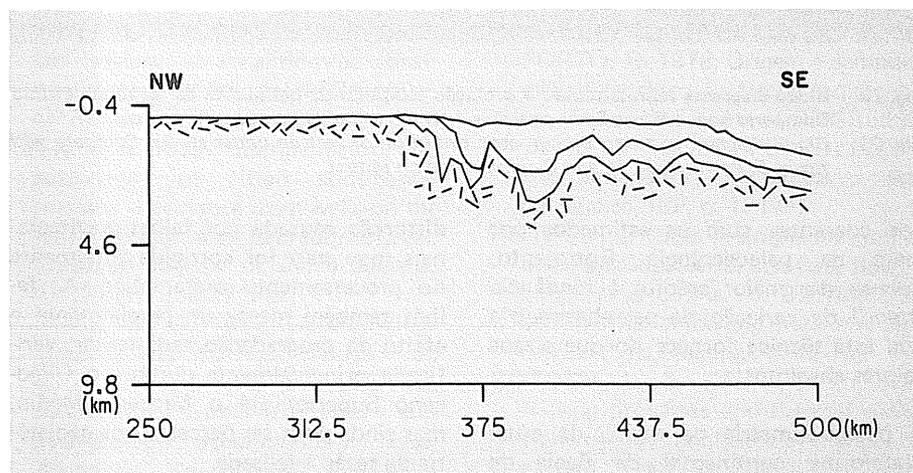


Fig. 18 - Seção geológica do Jiquiá Médio (118 ma) reconstituída flexuralmente. Notar a compartimentalização que se dá na bacia pela atividade dos blocos do embasamento.

Fig. 18 - Flexurally reconstructed geologic section, Middle Jiquia (118 my). Note basin compartmentalization due to activity of basement blocks.

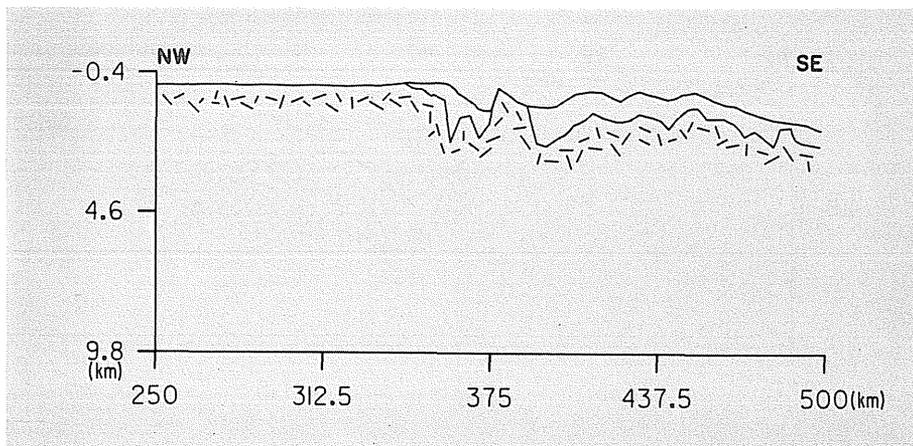


Fig. 19 - Seção geológica do Jiquiá Inferior (120 ma) reconstituída flexuralmente. Percebe-se neste período a marcada influência de um alto do embasamento na região próxima a 375 km.

Fig. 19 - Flexurally reconstructed geologic section, Lower Jiquiá (120 my). During this period the marked influence of a basement high in the region near 375 km can be noted.

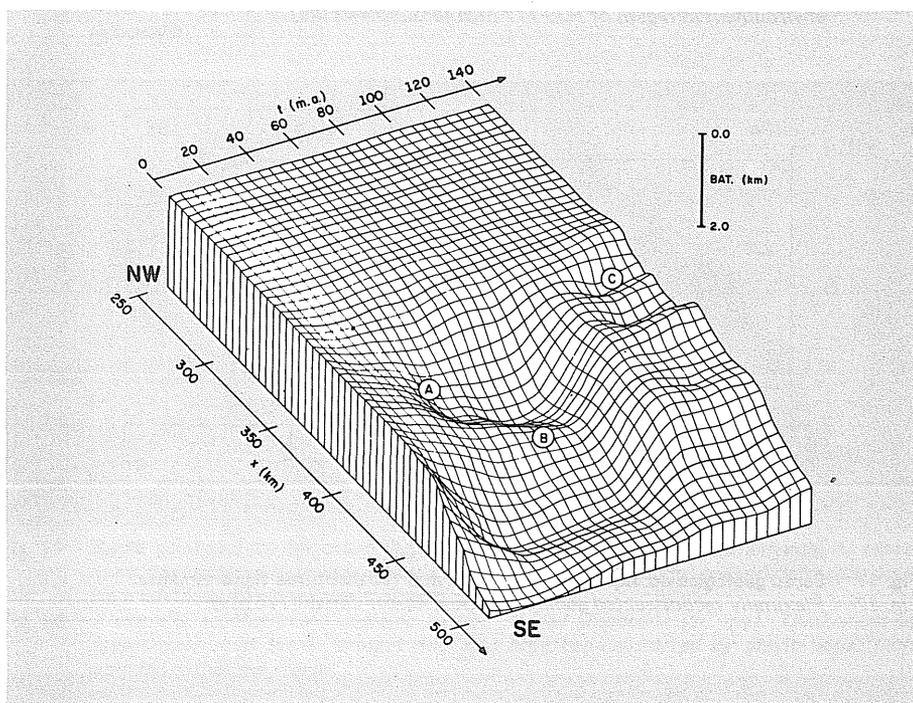


Fig. 20 - Bloco-diagrama representando a evolução temporal da batimetria da seção em estudo. Comparar com a figura 8. As posições A, B e C estão comentadas no texto.

Fig. 20 - Block diagram showing bathymetric evolution of section under study. Compare with figure 8. Positions A, B, and C commented on in text.

dos coerentes com os estimados por meio da paleoecologia. Entretanto, deve-se dar maior crédito à tendência (*trend*) de variação da paleobatimetria que esta técnica fornece do que a seus valores absolutos.

A paleobatimetria na região da atual plataforma continental da Bacia de Campos permaneceu rasa durante o Terciário, tornando-se mais profunda no Eoceno Médio. Entretanto, este ambiente mais profundo para o Eoceno é uma

distorção causada por falhas gravitacionais, que não foi corrigida totalmente no processamento matemático. As falhas também mascaram parcialmente o efeito da progradação sedimentar, verificada principalmente durante o Oligoceno Superior até o Mioceno Médio, mas ainda pode ser percebida na geostória da seção analisada.

Para o Cretáceo Superior, os níveis batimétricos aumentaram (batial), sendo localmente um pouco mais rasos, como

por exemplo, na região do alto do RJS-117.

A batimetria estimada matematicamente para o Cretáceo Inferior é nerítica; além disso, foram computados desníveis nesta época provavelmente condicionados pela atividade tectônica.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à PETROBRÁS, por dar suporte a este trabalho. Agradecemos também aos geofísicos A. J. Catto, Mário Carminatti, Décio L. Bisol e José C. Vieira e aos demais geofísicos do Setor da Bacia de Campos que auxiliaram na interpretação da seção sísmica usada neste estudo. Agradecemos aos geólogos Alita Mesquita e Walmyr Abreu, por cederem os dados paleobatimétricos (ainda não publicados) do Terciário da bacia, assim como ao geólogo Ricardo L. M. Azevedo, por ter fornecido os mapas paleobatimétricos do Cretáceo da Bacia de Campos.

Dedicamos sinceros agradecimentos ao geólogo Renato Oscar Kowmann, pelas críticas e paciente revisão deste manuscrito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ATHY, L. F. 1930. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 14 (1): 1-24.
- AZEVEDO, R. L. M.; GOMIDE, J.; VIVIERS, M. C. 1987. Geostória da Bacia de Campos, Brasil: do Albiano ao Maastrichtiano. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (2): 139-46.
- BEAUMONT, C.; KEEN, C. E.; BOUTILLER, R. 1982. On the evolution of rifted continental margins: comparisons of models and observations for the Nova Scotian margin. *Geophys. J. Royal astr. Soc.*, 70: 667-715.
- BENDER, A. A. & MELLO, U. T. 1988. Evolução termomecânica de Bacias Sedimentares. In: ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES - SEMINÁRIO, 16/05-

- 20/05/88 Nova Friburgo/RJ. Coord. Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. J.
- BERGGREN, W. A.; KENT, D. V.; FLYNN, J. J.; VAN COUVERING, J. A. 1985. Cenozoic geochronology. *Geological Society of America*, 96 (11): 1407-18, Nov.
- BOND, G. C. & KOMINZ, M. A. 1984. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains; Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. *Geological Society of America Bulletin*, 95 (2): 155-73, Feb.
- BOTT, M. H. P. 1981. Stress based tectonic mechanisms at passive continental margins. In: *Dynamics of plate interiors*. Washington D. C., American Geophysical Union. (Geodynamic Series, 1).
- BRUNET, M. F. & LEPICHON, X. 1982. Subsidence of the Paris Basin. *Journal of Geophysical Research*, Washington, 87 (810): 8547-60.
- BURTON, R.; KENDALL, C. G. St. C.; LERCHE, I. 1987. Out of our Depth: on the impossibility of fathoming eustasy from the stratigraphic record. *Earth-Science Reviews*, 24 (4): 237-77, Oct.
- CONTE, D. 1965. *Elementos de análise numérica*. Trad. de Luiz Ignácio Pio de Almeida. 3. ed. Porto Alegre, Globo. 331 p.
- FALVEY, D. A. & DEIGHTON, I. 1982. Recent advances in burial and thermal geohistory analysis. *Austr. Petr. Expl. Ass. J.*, 22 (1): 65-81.
- FALVEY, D. A. & MIDDLETON, M. F. 1981. Passive continental margins: evidence for a breakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologica Acta*, 4 (Supplement): 103-14. Trabalho apresentado no Colloquium on Geology of Continental Margins (C3).
- HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LLEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A. G.; SMITH, A. G. & WALTERS, R. 1982. *A geologic time scale*. Cambridge, Cambridge University Press.
- HAXBY, W. F.; TURCOTTE, D. L.; BIRD, J. M. 1976. Thermal and mechanical evolution of the Michigan Basin. *Tectonophysics*, Amsterdam, 36: 57-75. Special issue.
- HELLINGER, S. J. & SCLATER, J. G. 1983. Some comments on two layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, 88: 8251-69.
- HETENYI, M. 1946. *Beams of elastic foundation*. Ann Arbor, The University of Michigan Press. 255 p.
- KARNER, G. D. 1982. Spectral representation of isostatic models. *BMR. J. Austr. Geol. and Geophys.*, 7: 55-62.
- KARNER, G. D. 1984. *Continental tectonics* — a quantitative view of the thermal and mechanical properties of the continental lithosphere in compressional and extensional stress regimes. Toulouse, France, Summer School of space Physics, Centre National d'Etudes Spatiales.
- KARNER, G. D. 1986. Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *Tectonics*, 5 (4): 573-88.
- KARNER, G. D. & DEWEY, J. F. 1986. *Rifting: lithospheric versus crustal extension as applied to the Ridge Basin of Southern California*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p. 317-37 (AAPG. Memoir,).
- KARNER, G. D.; STECKLER, M. S. & THORNE, J. A. 1983. Long-term thermo-mechanical properties of the continental lithosphere. *Nature*, 304 (5923): 250-53.
- KARNER, G. D. & WATTS, A. B. 1982. On isostasy at Atlantic-type continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 87 (B4): 2923-48.
- KEEN, C. E. 1979. Thermal history and subsidence of rifted continental margins — evidence from wells on the Nova Scotian and Labrador shelves. *Canadian Journal of Earth Science*, 16 (3 pt1): 505-22, Mar.
- KOMINZ, M. A. 1984. Oceanic ridge volumes and sea level change — an error analysis. In: SCHLEE ed. *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. Tulsa, American Association Petroleum Geologists. p. 108-28. (AAPG. Memoir, 36).
- KOWSMANN, R. O.; MELLO, U. T.; CHANG, H. K. 1988. Análise Termomecânica da Bacia de Campos. In: DIAS, J. *Relatório GT Lagoa Feia*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. CENPES.
- KUSZNIR, N. J. & KARNER, G. D. 1985. Dependence of flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature. *Nature*, 316 (6024): 138-42.
- McKENZIE, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 40 (1): 25-32, Jun.
- MELLO, U. T. & BENDER, A. A. 1988. On isostasy at the Equatorial Margin of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. Em publicação.
- MIDDLETON, M. F. 1984. Seismic geohistory analysis — a case history from the Canning Basin, Western Australia. *Geophysics*, 49 (4): 333-43, Apr.
- MOHRIAK, W. U. & DEWEY, J. F. 1987. Deep seismic reflectors in the Campos Basin, offshore Brazil. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89: 133-40.
- PARSONS, B. & SCLATER, J. G. 1977. An analysis of the ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, Washington, 82: 802-27.
- PITMAN, W. C. 1978. Relationship between sea-level change and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America Bulletin*, 89 (9): 1389-403, Sept.
- PONTE, F. C.; DAUZACKER, M. V.; PORTO, R. 1978. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 1, Rio de Janeiro, 1978. *Anais . . .* Rio de Janeiro, IBP. p. 121-46.
- ROYDEN, L. 1986. A simple method of analysing subsidence and heat flow in extensional basins. In: BURRUS, J., ed. *Thermal modelling in sedimentary basins*. Paris, Technip. p. 49-73.
- ROYDEN, L. & KEEN, C. E. 1980. Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 51 (2): 343-61, Dec.
- ROYDEN, L.; SCLATER, J. G.; VON

- HERZEN, R. P. 1980. Continental margin subsidence and heat flow: Important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, Tulsa, 64 (2): 173-87, Feb.
- SAWYER, D. S.; SWIFT, B. A.; SCLATER, J. G.; TOKSÖZ, M. N. 1982. Extensional model for the subsidence of the northern United States Atlantic continental margin. *Geology*, 10 (3): 134-40, Mar.
- SAWYER, D. S. 1985. Total tectonic subsidence: a parameter for distinguishing crust type at the US. Atlantic Continental Margin. *Journal of Geophysical Research*, Washington, 90 (B9): 7751-69.
- SCLATER, J. D. & CHRISTIE, P. 1980. Continental stretching: an explanation of most-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, Washington, 85 (B7): 3711-39.
- SHEFFELS, B. & MCNUTT, M. 1987. Role of sub-surface loads and regional compensation in the isostatic balance of the Transverse Ranges, California* evid. for intracratonic subduction. *Journal of Geophysical Research*, Washington, 91 (B6): 6419-31.
- SLEEP, N. H. 1971. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental breakup. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 24: 325-50.
- STECKLER, M. S. 1985. Uplift and extension in the Gulf of Suez, indications of mantle convection. *Nature*, 317: 135-39.
- STECKLER, M. S. & WATTS, A. B. 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 42 (1): 1-13, Jan.
- STECKLER, M. S. & WATTS, A. B. 1981. Subsidence history and tectonic evolution of the Atlantic-type continental margins. In: SCRUTTON, R. A., ed. *Dynamics of passive margins*. Washington, American Geophysical Union. p. 184-96. (Geodynamics Series).
- STECKLER, M. S. & WATTS, A. B. 1982. Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic-type continental margins. In: SCRUTTON, R. A., ed. *Dynamics of passive margins*. Washington, American Geophysical Union. (Geodynamics Series, 6).
- VAIL, P. R.; MITCHUM, JR., R. M.; THOMPSON ILL, S. 1977. In: PEYTON, C., ed. *Seismic stratigraphy; application to hydrocarbons exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p. 83-97 (AAPG. Memoir, 26).
- VAN HINTE, J. E. 1978. Geohistory analysis: Application of micropaleontology in exploration geology. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, 62 (2): 201-2, Feb.
- WALCOTT, R. I. 1970. Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, Washington, 75 (20): 3941-54.
- WATTS, A. B. 1978. An analysis of isostasy in the world's oceans: 1. Hawaiian-Emperor seamount chain. *Journal of Geophysical Research*, 83 (B12): 5989-6004, Dec.
- WATTS, A. B. 1988. Gravity anomalies, crustal structure and flexure of the lithosphere at the Baltimore Canyon Trough. *Earth Plan. Sci. Let.*, 89 (2): 221-38.
- WATTS, A. B.; KARNER, G. D.; STECKLER, M. S. 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. In: *The evolution of sedimentary basins*. (Phil. Trans. Roy. Soc. Series A, 305).
- WATTS, A. B. & RYAN, W. B. F. 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, Amsterdam, 36: 225-44.
- WATTS, A. B. & STECKLER, M. S. 1979. Subsidence and eustasy at the continental margin of Eastern North America. In: TALWANI, M. H. & RYAN, W. B. F. eds. *Deep drilling results in the Atlantic Ocean*. Washington, American Geophysical Union. p. 218-34.
- WATTS, A. B. & THORNE, J. 1984. Tectonics, global changes in sea level and others relationships to stratigraphic sequences at U. S. Atlantic continental margin. *Marine Petroleum Geology*, 1: 319-39.
- WHITE, N. & MCKENZIE, D. 1988. Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and the mantle. *Geology*, 16 (3): 2250-53, Mar.

EXPANDED ABSTRACT

Understanding both the geohistory and the tectonic subsidence is important for the quantitative reconstruction of sedimentary sections; this in turn is essential for determining the origin and evolution of a sedimentary basin.

Calculating a section's geohistory entails determination of the paleobathymetries and paleodepths of its chronostratigraphic units. Backstripping provides information on the basement's tectonic subsidence. For both purposes, it is fundamental that sediment load is corrected since it accounts for around 65% of a basin's total subsidence (SAWYER, 1985). This correction varies greatly depending on whether a local or regional isostatic mechanism is adopted. Adopting the former means assuming that the lithosphere presents no resistance to vertical shearing, i. e., it behaves much as a fluid. The regional, or flexural, compensation mechanism presupposes lithospheric flexural rigidity. A flexural compensation mechanism can thus be considered more realistic and for this reason was utilized in this study.

The technique of flexural backstripping is explained in detail, as are the procedures and formulas needed to obtain a basin's paleobathymetric estimates (and complete geohistory). As an exercise, Campos Basin geologic section 203-RL-76 has been reconstituted (geohistory, paleobathymetry, and backstripping).

Once an isostatic mechanism has been adopted (flexural in this case), the basement response (Φ) can be obtained using a fourth-order differential equation (see text: formula 20). In this case it is possible to vary lithospheric flexural rigidity spatially.

A section's paleobathymetry is mathematically calculated by backstripping each layer of the sedimentary column, using formula 11 (see text). This set of operations entails removing one layer of the basin at a time, decompressing the remaining layers, and uplifting the basement (necessary to

maintain isostatic equilibrium). The section's paleobathymetry is the space between sea-level and the top of the sedimentary column during that time. Resultant paleobathymetries can be compared with those obtained through paleoecology.

Once paleobathymetry has been calculated, the basin's geohistory can be obtained by decompressing layers, relying on porosity curves to do so. These curves are assumed to be invariable over time and volume of the lithological unit's mass is held constant.

Backstripping entails the sequential removal of a basin's sedimentary loads, in accordance with pre-selected chronostratigraphic intervals. Remaining sediments are then replaced with water and the basement isostatically readjusted. Basement depth (Y) is thus determined without the effect of sedimentary load, which can be obtained by applying formula 5 (see text).

Campos Basin geologic section 203-RL-76 was submitted to bidimensional flexural backstripping. This exercise relied on: paleobathymetric data obtained via paleoecology, an average porosity curve, physical properties of lithologies (such as grain density), a curve showing relative variation in sea-level, lithospheric parameters, and some physical constants (table 1). The effective elastic thickness values used for the lithosphere were considered equivalent to the depth of isotherm 150 °C.

Figures obtained through the application of this technique indicate that lithospheric extension only occurred seaward of the basin's hinge zone (345 km; fig. 7). It is possible that the presence of sediments in the region located between the hinge zone and the continent (coastal plain) are the result of the flexural effect.

Flexural backstripping showed that

offshore the lithosphere displays an extension factor (beta) which increases until reaching 3.0 at the Corvina-Parati Low. From that low until some kilometers beyond the shelf break, extension factors range around 1.65. Beta values obtained through local backstripping differ an average of 15-20% from those obtained under the regional technique. In the basement's deepest regions especially, the difference is sharper, reaching as much as 65%. On the other hand, practically no difference is observed between lithospheric extension values calculated under one or the other technique for wells located in basement highs, due to the flexural influence of sedimentary loads located in neighboring depocenters.

This study shows that a local isostatic approach overestimates rebound in sedimentary load correction, thus leading to overestimations in tectonic subsidence calculations. In other words, application of a local compensation model yields smaller lithospheric extension factors than does a flexural compensation model.

The technique used here for calculating paleobathymetry yields values which are coherent with estimates obtained through paleoecology. In the region of the present Campos Basin continental shelf, paleobathymetry remained shallow during the Tertiary, growing deeper during the Middle Eocene. However, this deeper Eocene environment is a distortion caused by gravitational faults, which was not fully corrected during mathematical processing. These faults also partially disguise the effects of sedimentary progradation, mainly verified during the Upper Oligocene through the Middle Miocene, but still perceivable in the geohistory of the section analyzed.

During the Upper Cretaceous, bathymetric levels increased (bathyal environment), while in some areas they remained slightly shallower, e. g., in the region of RJS-117's high. Estimated bathymetry for the Lower Cretaceous is neritic.

