

estrutural. Entretanto, no ambiente de escarpas é mais difícil diferenciar as concavidades alongadas estruturais daquelas não-estruturais. A isto pode ser somado o fato, de que nem sempre as estruturas que controlam as concavidades são as mais freqüentes, por vezes, basta a presença de estruturas que conduzam os fluxos hidrológicos ou sirvam como planos de ruptura dos deslizamentos durante eventos que induzem as instabilidades das encostas (Coelho Netto, 2003).

6.4.1 A Transformação das Concavidades

A Figura 6.49 mostra um esquema com a distribuição dos tipos de concavidades estruturais nos compartimentos topográficos da Serra da Bocaina, evidenciando que ocorrem domínios de mesma amplitude de relevo (baixa e média) tanto no Planalto da Bocaina, como na vertente norte. Pulsos de dissecação no planalto e nas vertentes (escarpas) adjacentes conduzidos pela rede de drenagem vêm modificando a paisagem. O avanço das cabeceiras de canais a remontante provoca o recuo das encostas, levando as concavidades suspensas (conchoidais e alongadas) a se transformar em ajustadas aos fundos de vales, isto é, ao nível de base principal (Coelho Netto, 2003). Por sua vez, as concavidades ajustadas tendem a entrar em coalescência com recuo das encostas, tornando-se mais abertas e rebaixadas (Figuras 6.30c; 6.36b, c; 6.42; 6.43). Na região da bacia do rio Bananal, Coelho Netto (2003) descreveu a reativação contemporânea das cabeceiras de canais por meio de voçorocamento, ajustando as concavidades suspensas ou coalescendo concavidades ajustadas. Com menor freqüência este processo também ocorre no Planalto da Bocaina (Figura 6.11; 6.43) o avanço de voçorocas (canais incisos) vem causando a destruição dos divisores, inversão de relevo e capturas de drenagens nos ambientes de baixa amplitude topográfica (Meis & Monteiro, 1979; Meis & Moura, 1984; Coelho Netto, 1999). Portanto, este caminho evolutivo leva à transformação e degradação das concavidades estruturais (ou *Complexos de Rampas*), resultando no rebaixamento do relevo e na formação de superfícies aplainadas, isto é, domínios de colinas rebaixadas.

No Planalto da Bocaina a dissecação promovida pela rede de drenagem vinculada à escarpa atlântica induz as concavidades das colinas situadas nos níveis elevados a se tornarem alongadas e ajustadas no domínio intermontano de média amplitude (Figura 6.49). Nas bordas do planalto com as escarpas, ou seja, nos limites entre domínios de amplitudes topográficas contrastantes, foi observada a transformação de um tipo de concavidade para outro. Esta mudança ocorre, especialmente, quando as concavidades conchoidais e alongadas do relevo de baixa amplitude do planalto (p.ex. Figura 6.47) são capturadas pelas cabeceiras de canais que sobem as escarpas íngremes adjacentes, induzindo à quebra dos divisores e à inversão do relevo. Portanto, o avanço dessas cabeceiras rumo às *terras altas* da Bocaina modifica as encostas suaves do planalto que, gradativamente, tornam-se mais inclinadas e voltadas para a escarpa (Figuras 6.41a; 6.44; 6.46a). As cabeceiras de drenagem que capturam as concavidades do planalto podem estar inseridas nas concavidades alongadas das escarpas (Figuras 6.32c; 6.46b) ou corresponder a canais incisivos desenvolvidos aparentemente por deslizamentos nas encostas íngremes (Figura 6.46a). As concavidades capturadas tornam-se por um determinado momento suspensas no topo das encostas íngremes, mas a tendência é se ajustarem ao novo nível de base.

Os trabalhos relatados acima já indicavam as transformações das concavidades, onde as suspensas tendem a evoluir para ajustadas, para depois coalescerem, ou seja, as concavidades declinam. Porém, as observações de campo indicam que o caminho inverso também é possível, já que as concavidades ajustadas ou mesmo as coalescentes do Planalto da Bocaina podem ser reativadas e se tornar suspensas. Isto ocorre graças ao avanço de cabeceiras de canais associadas ao recuo das escarpas e à incisão fluvial dos vales encaixados que adentram o planalto. No entanto, essas concavidades suspensas podem tomar dois rumos: 1) serem degradadas pelos movimentos de massas atuantes nas escarpas e colapsarem; 2) ou se estabelecer, propagando o avanço a remontante das cabeceiras de canais, capturando segmentos da rede de drenagem do planalto. Portanto, a metamorfose das concavidades

estruturais consiste no ajuste das cabeceiras de canais à amplitude de relevo. Assim, as concavidades suspensas tendem ao rebaixamento, mas as concavidades ajustadas e em coalescência situadas nas bordas dos compartimentos colinosos do planalto podem ser reativadas e se conectarem às cabeceiras de canais das encostas íngremes.

Portanto, um dos aspectos mais importantes da metamorfose das cabeceiras de drenagem é mesmo que suas formas externas e os mecanismos de erosão mudem decorrente da evolução da paisagem, elas continuam conduzindo os caminhos dos fluxos hidrológicos e concentrando os esforços erosivos, enquanto as estruturas do substrato rochoso que as condicionam permanecerem. No Planalto da Bocaina e suas vertentes as concavidades estruturais são elementos essenciais tanto no rebaixamento do relevo e formação das superfícies aplainadas (ou de erosão), através da contínua coalescência, como na dissecação dessas superfícies e recuo das escarpas, por meio da reativação erosiva.

6.4.2 As Formas Arquetípicas

As concavidades estruturais ou *Complexos de Rampas* correspondem a pequenas bacias que acolhem as cabeceiras de drenagem. As orientações destas cabeceiras de canais são condicionadas pelas estruturas geológicas (fraturas, foliação, zonas de cisalhamentos) e as formas das encostas muitas vezes expressam a resistência diferencial das rochas subjacentes. Deste modo, a feição côncava é a forma ideal que acomoda ao mesmo tempo, o **controle geológico**, onde as estruturas planares orientam o eixo do canal, concentrando a erosão, e a **liberação deste controle**, pois a abertura da parte superior (anfiteatro) mostra a expansão em outras direções, aumentando a área de convergência hidrológica.

Na área de estudo as concavidades mais comuns são aquelas cujos eixos (canais) são encaixados nos planos de fraturas NW, ortogonais ao *strike* da foliação NE, ou seja, as estruturas mais freqüentes da área de estudo (Figura 6.50). Nas áreas compostas pelos metassedimentos estratificados do TPS e do TEM, os estrangulamentos na base das concavidades suspensas devem-se,

muitas vezes, à presença de rochas mais duras nas encostas. De modo análogo, os segmentos de canais rochosos ou *knickpoints* também são condicionados por estas estruturas geológicas (Figura 6.50a). Aonde os canais troncos possuem orientação NE, por exemplo, no médio vale do rio Mambucaba (porção central do Planalto da Bocaina) e na vertente norte (Anexos 4 e 6), as cabeceiras de drenagem NW mostram a segmentação dos divisores dos vales e o rebaixamento do relevo.

As concavidades que melhor expressam o controle lito-estrutural na sua morfologia são as concavidades conchoidais e alongadas suspensas situadas nas áreas de média amplitude topográfica do Planalto da Bocaina e no sopé da vertente norte (Figura 6.49). Nessas áreas parece estar se propagando um pulso de denudação entalhando o substrato rochoso, por meio da expansão das cabeceiras de drenagem (Figura 6.48). No caso da bacia do rio Mambucaba este pulso erosivo pode estar relacionado àquela importante captura fluvial, descrita anteriormente, no limite do planalto com a escarpa atlântica (Figura 6.26). Nos ambientes de baixa e alta amplitude topográfica, as formas das concavidades ajustadas tendem a mascarar o controle geológico.

As concavidades (*Complexos de Rampas*) podem ser consideradas um *arquétipo geomorfológico* da área de estudo, ou seja, uma forma que simboliza a expansão da rede de drenagem e o desenvolvimento das encostas do Planalto da Bocaina e suas vertentes (Figura 6.50a). Os arquétipos como formas primordiais, mesmo em transformação, expressam o caminho da erosão condicionado pelas rochas e estruturas “velhas & novas” (p.ex. o par foliação NE e fraturas NW). Assim, as concavidades nos diversos ambientes geomorfológicos representam a idéia da denudação diferencial do relevo.

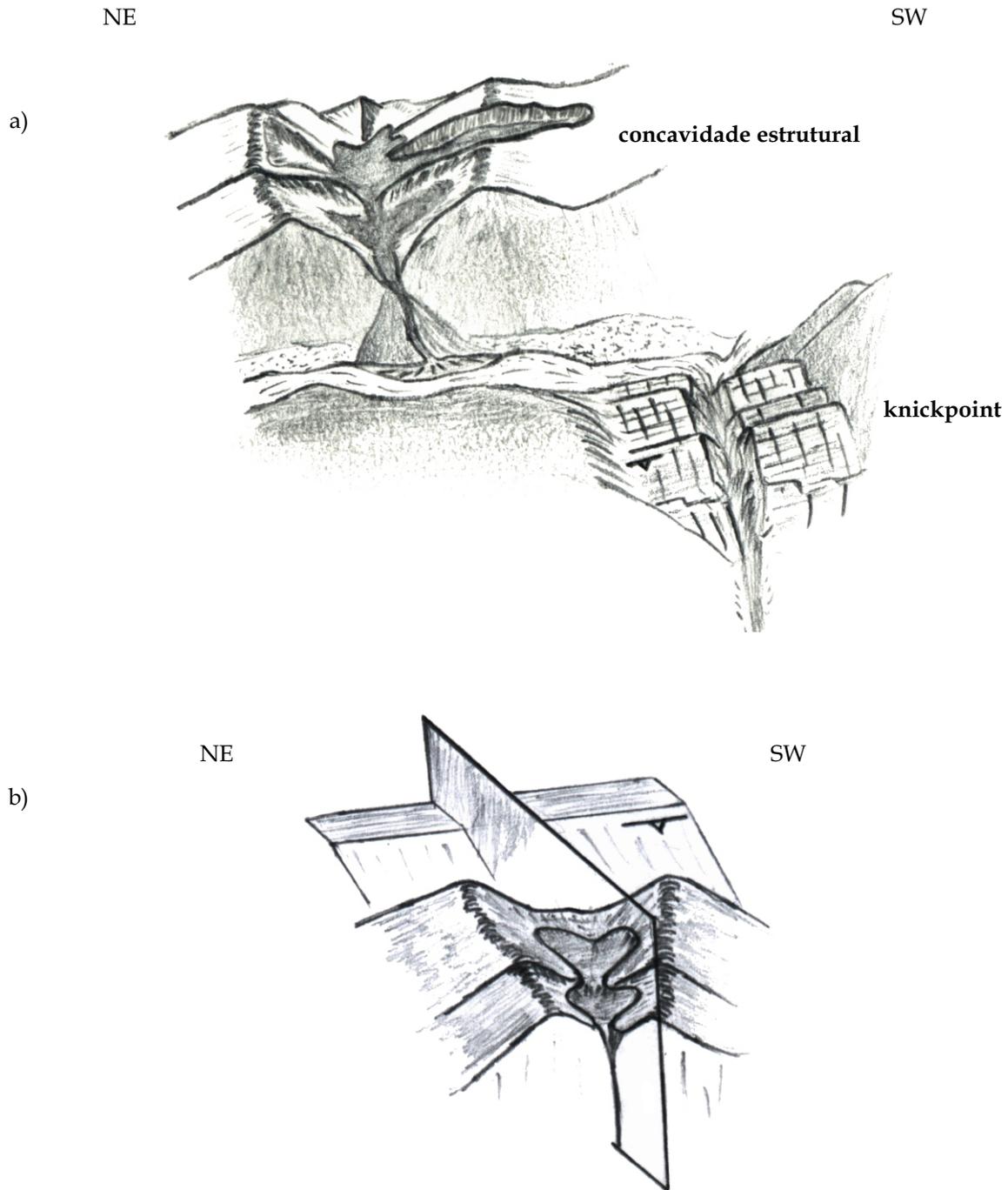


FIGURA 6.50 - Desenhos esquemáticos mostrando as relações entre o substrato geológico e as concavidades estruturais, que são as formas *arquetípicas* da área de estudo.

a) Concauidade suspensa e transicional entre os tipos alongada a conchoidal. O padrão estrutural que controle a concauidade e o *knickpoint* são os mesmos. As fraturas NW orientam o eixo da concauidade e do segmento canal rochoso, enquanto a foliação NE controla as direções das encostas e do canal fluvial principal. Notar na porção superior direita da concauidade, um segmento de canal orientado pela foliação NE destruindo um divisor lateral. Estes condicionamentos geológicos são os mais frequentes no Planalto da Bocaina e suas vertentes.

b) Este desenho repete o anterior (a), só que estão representados o par de planos das estruturas "novas & velhas" (*rúptil & dúctil*) ortogonais: fratura vertical NW e a foliação NE com mergulho para NW.

6.5 CONCLUSÕES

6.5.1 O Ajuste Estrutural do Relevo

A paisagem da Serra da Bocaina revela o ajuste das formas de relevo à diversidade de litotipos e estruturas, observado na orientação da rede de drenagem, nas formas das encostas e nas principais elevações sustentadas por rochas mais resistentes (p.ex. granitos e ortognaisses). Neste contexto, destacam-se as estruturas mais freqüentes, a foliação brasileira NE (e suas reativações) e fraturas NW (e falhas), que formam o par estrutural ortogonal dúctil e rúptil. Portanto, o relevo é esculpido em cima do que se tem, e essa *matéria prima* são as rochas e suas estruturas. Exemplos claros deste condicionamento geológico são:

- 1) a organização da rede de drenagem e *knickpoints* do Planalto da Bocaina associada às estruturas NE e NW, especialmente a bacia do rio Mambucaba. A morfologia de muitos vales fluviais do planalto e da vertente norte é controlada pela estrutura monoclinial das rochas do TPS e da base do TEM, e seus tributários orientados pelas fraturas NW;
- 2) as concavidades estruturais (cabeceiras de canais) nas encostas que ocorrem em todos os domínios geomorfológicos, também controladas pelas estruturas NE e NW;
- 3) o enxame de diques NNE que condicionam a dissecação da parte leste do Planalto da Bocaina.

O melhor ajuste do relevo ao substrato geológico ocorre nas áreas intermontanas de média amplitude topográfica do Planalto da Bocaina e nas áreas pré-montanhas das vertentes, situadas na transição entre as colinas e as escarpas (Figura 6.49). Estas áreas representam as situações aonde os desnivelamentos e gradientes topográficos são intermediários, ou seja, aonde a dissecação do planalto se aprofundou o suficiente nas superfícies colinosas para expor as características do substrato geológico.

Então qual é o grau de liberdade das formas do relevo em relação ao substrato geológico?

No atual cenário da Serra da Bocaina, nas áreas com amplitudes topográficas extremas (muito baixa ou muito alta) o controle estrutural sobre as formas de relevo tende a ser mascarado. As escarpas representam áreas com gradiente topográfico e energia erosiva altos, aonde o fator gravidade é forte e predomina, algumas vezes, sobre o controle estrutural. No outro extremo, ocorrem as áreas de colinas suaves coalescentes da borda sul do Planalto da Bocaina, por exemplo a bacia do rio do Braço, assim como da borda norte nas cabeceiras do rio Paca Grande (Anexo 6; Figura 6.3a, b). Nessas áreas o sistema geomorfológico possui energia baixa ou estagnada e baixa densidade de drenagem, características de uma superfície de aplainamento onde o controle lito-estrutural é parcialmente encoberto (Gunnell, 1998).

Estas áreas aplainadas correspondem aos *planaltos isolados* da Bocaina de Ponçano *et al.* (1981) e Hiruma *et al.* (2005; Figura 6.9), que ocorrem em diferentes níveis topográficos. Como os demais segmentos elevados do Planalto do Atlântico, estes também têm sido descritos como paleosuperfícies tanto no sentido Davisiano, como no ponto de vista de King. Entretanto, a questão a ser discutida é se os *planaltos isolados* correspondem a uma superfície de mesma idade deformada por falhas e/ou originalmente escalonada por *knickpoints*, ou se cada nível topográfico está vinculado a episódios de denudação distintos, onde as superfícies mais antigas e elevadas (borda NNW no alto rio Paraitinga, Anexo 4; Figura 6.44), teriam sido retrabalhadas gerando superfícies mais novas nos níveis mais baixos da borda sul (Ponçano *et al.*, 1981). Em relação à deformação, a ZCRG¹⁰ que cruza o Planalto da Bocaina e mostra sinais de reativações rúpteis, pode ter participado no desnivelamento de uma superfície extensa, isolando porções de planaltos situados nos blocos NNW e SSE (Anexo 6). Porém, o rejeito da ZCRG não é fácil de determinar, pois se tratando da reativação de uma estrutura subvertical de idade brasileira, ela é paralela aos

¹⁰ ZCRG - Zona de Cisalhamento Rio do Gavião, uma continuidade da Z.C. de Cubatão.

contatos litológicos que são os principais marcadores de deslocamento de campo. Outra dúvida é a respeito das idades das reativações, como datá-las?

No entanto, o processo de formação dos *planaltos isolados*, isto é, das áreas de colinas de baixa amplitude topográfica parece associado ao rebaixamento das encostas decorrente do avanço das cabeceiras de drenagens que levam à coalescência dos divisores das concavidades estruturais (ou *Complexos de Rampas de Meis*) e capturas de canais, resultando no declínio do relevo. Este processo de integração e desenvolvimento da rede de drenagem às encostas foi anteriormente apontado para a evolução do *mar de morros* dos vales dos rios Doce (Meis & Monteiro, 1979) e Paraíba do Sul (Meis & Moura, 1984; Coelho Netto, 1999).

Por outro lado, o médio vale do rio Mambucaba expressa o estágio de entalhamento das superfícies colinosas, reativando as cabeceiras de canais *estagnadas*. Nesta área ocorre a interação entre a migração à montante dos *knickpoints* (Siedl & Dietrich, 1992) com as coalescências das concavidades estruturais, que proporcionam as capturas de drenagens (Figuras 6.44; 6.48; 6.50a). Esta associação parece uma forma efetiva de propagação da denudação ao longo das bacias suspensas. O moderno episódio de denudação parece induzido pela importante captura fluvial na borda do planalto com a escarpa atlântica, gerando a feição em “T” que expõe o controle do par estrutural NE & NW (Figura 6.26). Reafirmando que é no ambiente intermontano de média amplitude que a paisagem revela de modo mais claro o controle do substrato geológico sobre as formas de relevo.

6.5.2 A Propagação da Denudação no Planalto da Bocaina

O processo de denudação do substrato rochoso pode ser comparado a uma informação que é gerada nos níveis de base e propagada para montante. A rede de drenagem é o meio de propagação da informação erosiva, canalizada, em grande parte, pelas estruturas geológicas. As cabeceiras de canais situadas nas concavidades estruturais das encostas são os pontos terminais desta rede de informação, sendo responsáveis pela expansão e capturas de drenagens. Neste

processo, as concavidades suspensas tornam-se conectadas e ajustadas, ampliando a rede de drenagem regional e rebaixando o relevo. Deste modo, as concavidades constituem o *arquétipo geomorfológico* da área de estudo, uma feição na escala de encosta que representa a denudação diferencial do relevo controlada pelas estruturas geológicas.

Entretanto, o sinal dessa informação sofre interrupções nos *knickpoints* que barram ou retardam o efeito da erosão. Em geral, os *knickpoints* podem ter três origens: a) erosão diferencial, formados por rochas mais resistentes (p.ex. granitos e ortognaisses); b) tectônica, relacionados aos rejeitos das falhas (p.ex. ZCRG) e ao recuo das escarpas de falhas; c) variação eustática, relacionados à queda do nível do mar. Na área de estudo, a mudança de orientação dos canais (NE *versus* NW) também influencia a formação dos *knickpoints*, que são mais altos nos segmentos de canais NW (p.ex. bacia do rio Mambucaba). Além de orientar os canais, as fraturas (e falhas) NW elas fazem o importante papel de conectar as faixas de *strike* NE das unidades litológicas, que possuem um comportamento diferencial frente ao intemperismo e erosão. De modo geral, os vales fluviais mais extensos estão encaixados nas estruturas NE. Outras estruturas menos freqüentes, por exemplo, diques NNE e falhas e fraturas E-W (no alto do rio Paraitinga) também funcionam de modo semelhante.

Mesmo não sendo foco deste estudo, o papel da atividade neotectônica¹¹ no desenvolvimento do relevo da Serra da Bocaina pode ser relevante, especialmente na mudança dos níveis de base, onde os efeitos propagados através da rede de canais, provocariam pulsos erosivos que reativariam as cabeceiras de algumas bacias de drenagem. O efeito erosivo regional dependerá na intensidade e da localização do evento neotectônico. Áreas propícias para estas reativações seriam, por exemplo, a ZCRG e as estruturas dos Domínios Rúpteis (Anexo 3). Evidências da neotectônica no Vale do Paraíba, segmento central do RCSB, têm sido relatadas na literatura (Riccomini *et al.*, 1989; Salvador & Riccomini, 1995; Carmo, 1996; Gontijo, 1999; Sanson *et al.*, 2003).

¹¹ Tectônica pleistocênica e holocênica.

Nos vales suspensos pelos *knickpoints* a dissecação pode funcionar de modo distinto ao segmento do canal a jusante, ou seja, taxas de erosão e sedimentação diferenciadas. Neste sentido, duas situações podem ocorrer:

- 1) se os *knickpoints* forem efetivos em barrar o pulso erosivo para montante e ficarem fixados, as antigas superfícies dos vales suspensos serão preservadas e suas cabeceiras permanecerão inertes;
- 2) se pulso erosivo romper os *knickpoints* reativando as cabeceiras dos vales suspensos, elas avançarão sobre os divisores capturando drenagens de outras bacias vizinhas suspensas, rebaixando o relevo.

As duas situações ocorrem simultaneamente no Planalto da Bocaina. O primeiro caso está representado, por exemplo, na bacia do rio Paca Grande, onde seu o perfil longitudinal mostra o alto vale aplainado e suspenso por um *knickpoint* (Figura 6.25), com os topos das colinas niveladas no fundo do vale (Figuras 6.3b; 6.47). O pulso erosivo atuante do médio vale do Paca Grande parece não chegado de forma efetiva no alto curso.

O segundo caso corresponde à bacia do médio Mambucaba, seu perfil longitudinal exibe uma seqüência de *knickpoints* e vales suspensos dissecados acompanhados por topos nivelados em diferentes altitudes (Figura 6.25). Se estes topos ainda corresponderem à uma antiga superfície, isto indica a sua natureza previamente escalonada. Caso os topos resultem do rebaixamento do relevo devido à propagação do moderno pulso de erosivo, isto também mostra o papel dos *knickpoints* na geração de superfícies desniveladas. Portanto parte dos *planaltos isolados* da Bocaina pode ser condicionada pelos *knickpoints*, onde um único episódio de denudação poderia gerar vários níveis de superfícies (p.ex. Gunnell, 1998). Deste modo, a paisagem do Planalto da Bocaina caracterizada por vales suspensos pode ser comparada a uma *benchland*¹² (Gunnell, 1998), onde os níveis de superfícies, pouco ou muito dissecadas, refletem os vários níveis de base locais que possuem origens diversas.

¹² Uma superfície composta por degraus, que correspondem a encostas íngremes relacionadas à erosão diferencial do substrato rochoso e/ou variação do nível de base (tectônica, eustática).

6.5.3 Os Níveis de Base & a Evolução das Vertentes

Dois principais níveis de base regulam a denudação do Planalto da Bocaina, o nível do mar na Baía da Ilha Grande, de orientação ENE, e o rio Paraíba do Sul, de direção predominante NE. Por sua vez, o nível de base do rio Paraíba do Sul pode ser subdividido em dois segmentos (Figuras 2.4 e 6.1): a) o alto vale (rios Paraitinga e Paraibuna), que drena a vertente oeste da Serra da Bocaina; b) o médio vale no trecho que inclui o Alto de Queluz, a Bacia de Resende e a ZFCBM¹³, que drena a vertente norte.

A competição entre os níveis de base pela conexão da rede de drenagem suspenso do Planalto da Bocaina mostra no cenário atual o predomínio das bacias de drenagem vinculadas à Baía da Ilha Grande. Cada nível de base também possui uma escarpa associada, que recua com o desenvolvimento da denudação. Isto nos faz indagar a respeito da origem e o desenvolvimento das duas principais escarpas da Serra da Bocaina, a atlântica e a interior (Figura 6.49).

A região da Serra da Bocaina está situada entre dois riftes distintos: a) a sul e mais distante, a Bacia de Santos relacionada à abertura do Atlântico sul, há ca. 130 Ma; b) a norte, o segmento central do RCSB gerado há ca. 50 Ma.

A escarpa atlântica da Serra do Mar parece estar associada, em grande parte, ao contínuo recuo da escarpa de falha da borda dos riftes do Atlântico Sul, no caso a Bacia de Santos. Entretanto, durante a migração desta escarpa neocomiana podem ter ocorrido reativações tectônicas cujos movimentos verticais forneceram novos relevos positivos, e assim, mudando os níveis de base. Um exemplo disto seria a Falha de Santos, possivelmente reativada entre o Cretáceo Superior e início do Paleógeno durante os estágios juvenis da formação do RCSB (Almeida & Carneiro, 1998), porém seu o rejeito vertical não é conhecido. Estas falhas aparecem de forma simplificada nas seções da Figura 2.5. Na área de estudo, as falhas do Domínio Rúptil Ilha Grande também podem ter contribuído com a adição de relevo positivo (Anexo 3).

¹³ ZFCBM: Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa.

Do outro lado da Serra do Mar, a escarpa interior parece relacionada à geração do segmento central do RCSB, principalmente, a Bacia de Resende e os altos estruturais adjacentes, há cerca de 50 Ma (Figura 2.4). A Bacia de Resende é um *hemi-graben* onde a falha mestra de direção ENE está situada na borda norte (Riccomini, 1989). Portanto, se assumirmos que o RCSB deformou uma superfície extremamente aplainada¹⁴, não foi gerada uma escarpa tão proeminente no bloco sul da bacia (área de estudo), comparado ao bloco norte, onde soergueu a escarpa da Serra da Mantiqueira. No entanto, a porção ocidental da escarpa interior parece estar relacionada ao Alto de Queluz, que é frontal à elevada borda NNW do Planalto da Bocaina, onde ocorrem falhas NE e E-W do Domínio Rúptil Alto Paraitinga (Anexo 3). Outros fatores também devem ser considerados na formação da escarpa interior da Serra da Bocaina, associados à complexidade estrutural do RCSB, são eles:

1) as falhas NW do Domínio Rúptil de Bananal, que coincide com o limite leste do Alto de Queluz, podem ter funcionado como uma zona de acomodação transversal ao rifte, gerando relevos positivos e negativos, ou seja, níveis de base locais (Anexo 3);

2) a leste, a atuação da ZFCBM, uma zona de transferência NW com rejeitos direcional e vertical com bloco leste abatido (Almeida *et al.*, 2002; Valeriano & Heilbron, 1993), que atualmente controla o nível de base do rio Bananal, a maior bacia da vertente norte;

3) reativação rúptil de segmentos da ZCRG que cruza a porção central do Planalto da Bocaina (Anexo 3);

4) a topografia preexistente ao RCSB.

Em relação a este último fator, as paleosuperfícies de erosão citadas anteriormente talvez não fossem aplainadas num único nível topográfico. Elevações e degraus residuais relacionadas à erosão diferencial do substrato rochoso anisotrópico e às reativações tectônicas cretácicas podem ter resistido até a formação do RCSB. Neste contexto, outro aspecto a ser considerado é o

¹⁴ Superfície Japi de F. Almeida ou Pós-Gondwana e Sul-americana de L. King.

efeito do magmatismo alcalino que atuou entre o Cretáceo Superior e o Paleógeno na topografia regional. Durante a passagem de um possível *hot spot* ou pluma mantélica, um *plateau* poderia ter sido formado devido à ascensão dos magmas. Seria este um fator importante no soerguimento de porções do Planalto Atlântico?

Como percebido, a origem e desenvolvimento dos escarpamentos não é uma questão simples, diversas variáveis entram em jogo. As orientações atuais dos limites entre o Planalto da Bocaina e suas vertentes, especialmente a norte, mostram que no processo de recuo das escarpas ocorre um ajuste entre as estruturas relacionadas aos riftes e as estruturas brasilianas do embasamento. Na vertente norte observa-se a tendência dos principais vales fluviais se ajustarem à orientação das unidades litológicas da Faixa Ribeira (Anexo 6). Paralelo a isto, as rochas mais resistentes vão sustentando segmentos das escarpas, por exemplo, os ortognaisses do Complexo Quirino na porção oriental da escarpa norte. Na vertente oposta, os granitos Mambucaba e Parati vêm retardando o recuo da escarpa atlântica. Portanto, as rochas mais resistentes tendem a sustentar as escarpas durante os estágios de recuo erosivo pós-riftes, causando a denudação diferencial (Almeida & Carneiro, 1998).

Como já citado, no Planalto da Bocaina o divisor continental da Serra do Mar sofre um recuo em relação ao topo da escarpa atlântica, e assim boa parte da sua rede de drenagem flui diretamente para o mar (Figuras 2.1 e 6.23). Na linha de costa ocorre algo similar, a Baía da Ilha Grande representa um recuo do litoral em relação às áreas adjacentes (Figura 2.6). Porém, na área adjacente à oeste, o divisor continental coincide com o topo da escarpa no litoral norte de São Paulo, e assim, os rios que drenam o Planalto do Paraitinga (alto Vale do Paraíba) fluem para o interior, rumo à Bacia de Taubaté (Figura 2.4). Desta forma, enquanto a denudação da vertente oeste (Planalto do Paraitinga) está ajustada ao nível de base do rio Paraíba do Sul, condicionado pelo RCSB, grande parte do Planalto da Bocaina está regulada pelo nível do mar. Assim, além da influência do RCSB, a alternância entre os dois níveis de base na

denudação dos planaltos da Serra do Mar pode estar associada aos seguintes aspectos:

- 1) a paleo-topografia anterior ao evento tectônico gerador do RCSB, onde o Planalto da Bocaina já seria uma área mais elevada que as adjacentes, constituindo uma grande área-fonte de cabeceiras de drenagem. Neste contexto, o modelo de *pinned divide* de Kooi & Beaumont (1994) para margens continentais elevadas sugere um divisor de drenagem no interior de um *plateau* (Figura 4.6)¹⁵. Nesta situação, ocorreria um contraste na taxa de denudação da margem, que seria alta na escarpa oceânica e baixa no planalto. O contínuo recuo da escarpa faria seu topo coincidir com divisor de drenagem principal (Figura 4.8).
- 2) competição entre as drenagens longitudinais a Serra do Mar, de orientação NE (rios Paraitinga e Paraibuna na vertente oeste; rio do Braço na vertente leste), e transversais, de direção NNW (p.ex. rios Mambucaba e Paca Grande), pelas bacias suspensas e cabeceiras do Planalto da Bocaina. Neste caso as estruturas NW (fraturas e falhas) são fundamentais em orientar a “competente” rede de canais conectada à Baía da Ilha Grande que disseca o planalto. Os diques toleíticos NNE também são eficazes na orientação da rede de drenagem que entalha a porção oriental do Planalto da Bocaina, seja conectada ao nível de base do Vale do Paraíba, seja ao nível do mar;
- 3) associada ao item anterior, o papel das capturas fluviais promovidas pelas cabeceiras de canais transversais NW sobre as bacias de drenagem instaladas na borda do Planalto da Bocaina (p.ex. a bacia do rio Mambucaba). Os eventos de captura de grandes bacias de drenagem de áreas intermontanas de baixa amplitude topográfica geram episódios de intensa denudação e recuo das escarpas (Summerfield & Brown, 1998). Essas capturas não são necessariamente detonadas por eventos

¹⁵ A topografia pré-RCSB relacionada à morfologia da margem continental formada na abertura do Atlântico Sul, ou seja, tipo arco ou tipo ombreira (Figura 4.6, Matmon *et al.*, 2002), além dos soerguimentos neocretácicos.

tectônicos imediatos. Elas podem ser efeitos da resposta retardada à queda de nível de base, por atividade tectônica ou pela variação eustática vinculada a mudança climática, ou somente pela contínua propagação erosiva das cabeceiras de canais na escarpa atlântica.

A morfologia da Baía da Ilha Grande com eixo longitudinal ENE e transversal NNW sugere que ela poderia constituir quando emersa, uma grande bacia de drenagem suspensa capturada. A Baía da Ilha Grande é rasa (em média 20m de profundidade) com pequeno volume sedimentar, sugerindo que sua atual batimetria preserva a superfície modelada durante os últimos eventos regressivos¹⁶ quando era totalmente emersa, ou seja, sua morfologia de fundo é decorrente da erosão subaérea (Mahiques, 1987). Porém, próximo a sua entrada atual, entre a Ponta da Juatinga e a ponta oeste da Ilha Grande (Figura 6.1), ocorre um aumento do gradiente batimétrico com profundidades entre 40 e 50m (Dias *et al.*, 1990; Medeiros, 2003). Deste modo, a boca da Baía da Ilha Grande poderia ser o local da antiga captura com *knickpoints* associados. Estudos realizados por Silva (1999) sobre o controle geológico nas bacias de drenagem da Ilha Grande, mostram que os principais canais e *knickpoints* associados estão orientados pelas estruturas NE¹⁷ e NW (Figuras 5.40 e 6.23, ver a Ilha Grande). Portanto, a morfologia costeira da Baía da Ilha Grande condicionada pelo par estrutural NE e NW se assemelha ao que ocorre à montante na bacia do rio Mambucaba e, numa escala de maior detalhe, é análoga às concavidades estruturais observadas nas encostas.

¹⁶ O último máximo regressivo é datada de ca. 18.000 AP, onde a linha de costa estaria 90m abaixo da atual (Mahiques *et al.*, 1999 *apud* Medeiros, 2003)

¹⁷ Na Ilha Grande as fraturas e falhas NE são as estruturas mais frequentes, seguida das fraturas NW.