**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**MORFOTECTÔNICA DE PROVÍNCIAS DISTENSIONAIS ATIVAS:
IMPLICAÇÕES PARA OS MODELOS DE PREENCHIMENTO DE
BACIAS TIPO RIFT**

Samar dos Santos Steiner

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

TESE DE DOUTORAMENTO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
2012**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**"MORFOTECTÔNICA DE PROVÍNCIAS DISTENSIONAIS ATIVAS:
IMPLICAÇÕES PARA OS MODELOS DE PREENCHIMENTO DE
BACIAS TIPO RIFT"**

SAMAR DOS SANTOS STEINER

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

TESE DE DOUTORADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Dr. Renato Paes de Almeida
(Orientador)

Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho
(GSA/IGc/USP)

Dr. Mario Luís Assine
(UNESP)

Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha
(GMG/IGc/USP)

Dr. Alberto Pio Fiori
(UFPR)

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900031214

MORFOTECTÔNICA DE PROVÍNCIAS DISTENSIONAIS ATIVAS:
IMPLICAÇÕES PARA OS MODELOS DE PREENCHIMENTO DE
BACIAS TIPO RIFT

Samar dos Santos Steiner

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

TESE DE DOUTORAMENTO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2012

T
5822
SS. m
e.2

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Steiner, Samar dos Santos

Morfotectônica de províncias distensionais
ativas: implicações para os modelos de
preenchimento de bacias tipo rift / Samar dos
Santos Steiner. - São Paulo, 2012.

105 p.: il. + anexos + mapa

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Almeida, Renato Paes de

1. Morfotectônica 2. Bacias tipo rift 3 Modelos
de preenchimento sedimentar I. Título

Yes, we can

BARACK OBAMA
Presidente dos EUA durante a campanha eleitoral

Agradecimentos

Sem o apoio da CAPES, CNPQ e do programa de pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica do IGC USP, este trabalho não seria possível. Obrigado.

Meu orientador foi fundamental neste processo, na escolha do caminho, no apoio durante, nas críticas ácidas e construtivas, na construção das idéias. Obrigado Prof. Dr. Renato Paes de Almeida.

Como poucos sabem meu caminho foi tenso, neste momento meu amigo Renato Paes de Almeida foi o ponto de equilíbrio que eu precisava. Foi a luz guia no meio da tormenta. Obrigado Noubas.

Prof. Dr. Carlos Guano Grohmann de Carvalho foi, e continua sendo, um grande amigo e companheiro de pesquisa. Valeu velho.

Quando eu não sabia se ficava ou partia, alguns amigos foram especiais. Lili, Bisteka, Frutinha, Melado, Falcon. Valeu a força moçada.

Aédes. Obrigado por acreditar no projeto. Valeu a força.

Meus parceiros Marcelo Bárbara e Luiz Fernando Roldan, obrigado pela amizade e paciência.

Flavio Ribeiro. Vivos!!!!

Hamilton Pinheiro. No som, juntos, sempre.

Aline, Primo, Polegar, Tarsila... Grandes amigos, tamo junto!!!

Agradeço a Família!!!

Pai.

Mariano. Little Brother.

Aos Polistchucks. Deise, Edson, André, Daniel.

Helena. Baixinha querida.

Sônia. Meu anjo da guarda. Obrigado por dividir a vida comigo.

Santiago. Irmão. Amigo.

Seu Zé. Você é o cara!!!!

Vó, eu sei que você ta aí...

Mãe. Seguimos caminhando. Seguimos sonhando. Obrigado por tudo.

Lígia. Você sabe. Tudo mudou. O mundo mudou. A gente mudou.

Quando eu entrei no mestrado eu tinha 30, hoje tenho 37.

Einstein estava certo. Tudo é relativo.

7 anos de pós é uma vida,

8 anos com você é um suspiro,

Minha companheira de aventuras,

Eu te amo...

Resumo

Bacias sedimentares distensionais estão entre as estruturas geológicas mais importantes e melhor estudadas, mas os modelos geológicos que associam tectônica, áreas de captação de drenagem, e distribuição e evolução de ambientes deposicionais ainda são qualitativos, apontando a falta de uma base estatística. Isso posto, é apresentado um estudo das características morfotectônicas de 25 bacias sedimentares distensionais e suas áreas de captação, representativas de cinco grandes províncias distensionais ativas: Rift do Leste Africano, Província Basin and Range, Rift Baikal, Graben do Reno e Sistema de Rift do Platô Tibetano.

Os resultados mostram que as áreas de deformação total de cada bacia variam de 2.700 a 137.300 km², com 50% de bacias com áreas entre 8.500 e 33.600 km². A área com sedimentação ativa varia de 1.400 a 43.000 km², e 50% destas estão entre 3.600 e 12.000 km². Áreas de captação de drenagem apresentam uma variação muito maior, de 2.700 até 740.000 km², 50% delas entre 15.000 e 112.000 km². A relação entre área deformada e área de captação mostra uma clara divisão em duas classes, uma com bacias com área de captação com mais do dobro de tamanho da área deformada e outra composta por bacias com área de captação com tamanho até 10% maior que sua área deformada.

Taxas de sedimentação aproximadas, calculadas a partir de dados coletados na literatura, variam de 0,05 até 0,49 m/Ka e a comparação deste dado com a área de captação não revela uma clara relação. 65% das zonas de transferência analisadas nas províncias distensionais estudadas apresentam drenagens, porém apenas 38% dos pontos de entrada de rios maiores, com parte de sua área de captação fora da área deformada, são associados a zonas de transferência. Esses dados contradizem modelos correntes no tocante à entrada de grandes rios na bacia sedimentar, que são responsáveis por grande parte do aporte sedimentar e não estão necessariamente ligados a estruturas deformacionais, como esperado.

Sob outro ponto de vista, análises morfotectônicas das cinco áreas selecionadas revelaram o inesperado fato de que todas as bacias com grande área estão relacionadas a lagos profundos, independentemente da sua taxa de sedimentação ou tamanho da área de captação. Esta constatação sugere que talvez estes fatores não sejam o principal controle na formação de lagos profundos, mas que por outro lado a presença do próprio lago possa favorecer o desenvolvimento de um grande depocentro. De acordo com o modelo teórico proposto, a maior densidade do preenchimento sedimentar, quando comparada com a da água, pode por si só levar à divisão de depocentros e criar pequenas sub-bacias, através da ativação de planos de alto ângulo das falhas menores, cabendo às falhas lítricas mestras acomodar a distensão regional. Neste modelo, em bacias preenchidas com sedimento aluvial, o grande deslocamento das falhas antitéticas e sintéticas pode levar ao desenvolvimento de altos topográficos (associados à lapa das falhas) responsáveis por individualizar sub-bacias.

A correlação entre lagos profundos e grandes depocentros também pode ser observada no Sistema de Rift Eocretáceo do leste da América do Sul, sugerindo que esta relação possa ser usada como ferramenta preditiva de fases famintas prolongadas em bacias sedimentares continentais, com implicações na previsão de rochas geradoras de hidrocarbonetos em bacias fósseis com base em dados geofísicos de sub-superfície.

Abstract

Extensional sedimentary basins are among the most important and best studied geological structures, but geological models linking tectonics, drainage catchment and the distribution and evolution of depositional environments are still qualitative, lacking support from a statistical database. In order to address this problem we present a comprehensive study on the morphotectonic characteristics of 25 active extensional basins and their catchment areas, representative of five major active extensional provinces: the East African Rift System, the Basin and Range Province, the Baikal Rift, the Rhine Graben and the Tibetan Plateau Rift System. Our results show that the total areas of deformation of individual basins range from 2,700 km² to 137,300 km², with 50% of the basins having areas between 8,500 and 33,600 km². The area with active sedimentation varies from 1,400 to 43,000 km², and in 50% of the basins it is between 3,600 and 12,000 km². Catchment areas of individual basins vary much more, from 2,700 to 740,000 km², 50% of them measuring between 15,000 and 112,000 km². The ratio of deformed area to catchment area for each basin shows a clear division into two natural classes, one composed of basins with a catchment more than twice the size of the deformed area, and another composed of basins with catchments less than 10% larger than the deformed area. Approximated long term sedimentation rates calculated from published data for several basins vary from 0.05 to 0.49 m/Ka, and the comparison of these rates with the catchment area of individual basins shows no clear relationship. 65% of the transfer zones in the studied extensional provinces show river channels but only 38% of the inlets of rivers with part of their catchment outside the deformed area are related to transfer zones. This contradicts current models, as most of the points of entrance of larger rivers, which are responsible for the greater part of the sediment input, are not clearly related to deformational structures.

On the other hand, morphotectonic analysis of selected active extensional basins and their catchment areas from studied areas, lead to the recognition of the unexpected fact that the largest basins are those with deep lakes, regardless of sedimentation rate or relative size of catchment area, suggesting that maybe it is not the contribution of the area to the tridimensional accommodation that leads to the formation of a starved lake, but the other way round: a starved lake may favor the development of a large depocenter. According to our new theoretical model, the higher density of the sedimentary infill, when compared to that of water, can itself cause the division of a main depocenter into smaller sub-basins, through the activation of the steeper planes of minor faults, with the main listric faults accounting mostly for the regional extension. In basins filled with alluvial sediment through most of their evolution, the greater displacement of minor faults could lead to the development of foot-wall highs separating individual sub-basins. The correlation of deep lakes with larger depocenters is also observed in the Early Cretaceous Rift System of Eastern South America, suggesting that this relation can be used as a predictive model for the presence of long phases of sediment starvation in continental basins, with implications for the prediction of hydrocarbon source rocks based on geophysical subsurface data.

Sumário

Agradecimentos	i
Resumo	i
Abstract	i
Lista de Figuras	ii
Lista de Tabelas	iii
1 Introdução	1
1.1 Materiais e métodos	2
1.1.1 Pesquisa bibliográfica	2
1.1.2 O modelo de elevação SRTM	2
1.1.3 Análise de bacias sedimentares e áreas de captação	3
2 Revisão bibliográfica	5
2.1 Modelos de evolução de relevo	5
2.1.1 Davis - Ciclo Geográfico	7
2.1.2 Penck - Soerguimento e Denudação	8
2.1.3 King - O Pediplano	10
2.1.4 Budel - O Etchplano	11
2.1.5 Teoria do Equilíbrio Dinâmico	12
2.1.6 O conceito de sensibilidade de paisagem	13
2.2 Evolução da rede de drenagens	15
2.3 Denudação química e denudação mecânica	19
2.4 Estimação indireta de taxa de denudação	21
2.4.1 Reconstrução da paisagem	22
2.5 Análise multi-escala do terreno	23
2.5.1 Utilização da transformada rápida de Fourier para determinação de amplitude e comprimento de onda do terreno	24
2.6 Bacias tipo <i>rift</i>	26
2.7 Evolução geometria e preenchimento de bacias tipo <i>rift</i>	30
2.7.1 Origem, mecanismos de subsidência, geometria e evolução	30
2.7.2 Classificação de <i>riffts</i>	37
2.7.3 A evolução geomorfológica de bacias tipo <i>rift</i>	40
2.7.4 Evolução e preenchimento sedimentar	42
2.7.5 Geração de espaço, aporte sedimentar e evolução o relevo	49
3 Arcabouço regional das áreas de estudo	51
3.1 O Sistema de Rift do Leste Africano	51
3.2 Sistema de Rift Baikal	59
3.3 Província Basin and Range	60
3.4 Sistema de Rift do Platô do Tibet	63

3.5 Graben do Reno	64
4 Desenvolvimento, Materiais e Métodos	65
4.1 Determinação dos comprimentos de onda dominantes do relevo	65
4.2 Análise das áreas deformadas	67
4.3 Declividade e altitude	70
4.4 Análise da forma da bacia associada a declividade e orientação de vertentes	70
4.5 Análise da rede de drenagem do <i>rift</i> Malawi	71
4.6 Análise da relação espacial e estrutural da rede de drenagem	72
4.7 Volume e espessura de sedimentos	73
4.8 Análise quantitativa dos dados obtidos	73
5 Morfotectônica de províncias distensionais: Relação entre áreas de captação, zonas de transferência e bacias sedimentares	80
5.1 Resumo	80
6 O efeito da densidade do preenchimento na arquitetura de províncias distensionais: Inferências de bacias modernas e a abertura do Gondwana Ocidental	81
6.1 Resumo	81
7 Conclusão	82
Referências Bibliográficas	86
Anexos	106

Lista de Figuras

2.1 Modelos clássicos de evolução longo-prazo	6
2.2 Modelo de evolução de vertentes de Penk (1924)	9
2.3 Superfícies de Piemonte, Penk (1924)	10
2.4 Modelo de evolução de escarpas de King. King (1953, 1967).	11
2.5 Modelo de ciclo de erosão incorporado ao equilíbrio metaestável.	13
2.6 Modelo esquemático de transição de formas dependentes do tempo para formas independentes do tempo.	15
2.7 Representação esquemática das relações entre a rede de drenagens e a estrutura de bacias tipo <i>rift</i>	17
2.8 Relação entre denudação química e mecânica.	20
2.9 Relação entre soerguimento crustal e soerguimento da superfície.	21
2.10 Seção crustal esquemática ilustrando possíveis efeitos isostáticos.	22
2.11 Rifteamento passivo X rifteamento ativo.	28
2.12 Modelos de distensão.	29
2.13 Modelos de distensão por cisalhamento puro e simples	41
2.14 Evolução dos sistemas deposicionais em <i>riffts</i> continentais.	46
2.15 Evolução dos sistemas deposicionais em <i>riffts</i> costeiros.	47

2.16	Variação espacial da deformação.	48
4.1	Distribuição dos perfis extraídos do MDE.	66
4.2	Análise de Fourier dos perfis de terreno.	67
4.3	Histograma e curva de densidade de pontos de ruptura.	68
4.4	Estruturas e bacias sedimentares do ramo oeste do SRLA.	69
4.5	Construção de PI a partir de dados de declividade e orientação de vertentes.	70
4.6	Análise de forma da bacia do <i>rift</i> Malawi.	71
4.7	Variação de geometria de canais de drenagem extraídos do MDE.	72
4.8	Rosáceas de sentido de fluxo de canais de drenagem.	74
4.9	Áreas de captação de drenagens, estruturas e bacias sedimentares do SRLA.	75
4.10	Zonas de transferência do ramo oeste do SRLA.	76
4.11	Profundidade e modelo do embasamento da zona Malawi.	77
4.12	Batimetria da zona Malawi.	78
4.13	Localização das áreas de estudo.	79
7.1	Boxplots e Histogramas das áreas estudadas.	84
7.2	Croosplot da relação entre taxas de sedimentação e área de captação, das áreas de estudo.	85
7.3	Taxas de sedimentação das províncias distensionais estudadas.	85

Lista de Tabelas

1	Comprimentos de onda dominantes do relevo.	67
---	--	----

1 Introdução

O estudo da evolução do preenchimento de bacias sedimentares passou por um grande desenvolvimento desde os primeiros modelos de evolução de relevo, a aceitação da tectônica de placas e a introdução dos modelos e conceitos da estratigrafia de seqüências, que permitiram o reconhecimento da influência de fatores externos (subsidência, eustasia e aporte sedimentar) nos padrões de empilhamento e na migração lateral dos sistemas deposicionais. Embora os controles potencialmente exercidos por variações na taxa de aporte e geometria das bacias sedimentares sejam reconhecidos desde os trabalhos pioneiros, quase todos os modelos vigentes ainda privilegiam interpretações relacionadas a fatores eustáticos ou tectônicos (e.g. Rosendahl, 1987; Ebinger, 1989b; Prosser, 1993; Leeder, 1995; Sengör, 1995; Gawthorpe & Leeder, 2000; Allen & Allen, 2005; Chorowicz, 2005).

No caso de bacias tipo *rift*, as variações temporais e espaciais das taxas de subsidência são quase sempre consideradas como o principal controle na arquitetura deposicional de grande escala, porém os mesmos eventos de reativação tectônica que modificam as taxas de subsidência podem causar reestruturações na rede de drenagem e nas áreas de captação, exercendo forte controle no aporte sedimentar para a bacia.

O presente trabalho teve como meta principal a quantificação e caracterização dos padrões morfológicos e tectônicos da rede de drenagem e das áreas de captação de cinco das principais províncias distensionais ativas atualmente, elencadas por Leeder (1995). O principal objetivo desta abordagem é a construção de uma base de dados que considere os padrões característicos das áreas de estudo (dimensões, altitudes, declividades, controles estruturais etc.) de forma a auxiliar e direcionar a elaboração de modelos de evolução e preenchimento de bacias tipo *rift*, e testar alguns aspectos dos modelos vigentes, ainda não confrontados com dados quantitativos.

Para tanto, foram interpretados dados processados a partir do modelo digital de elevação SRTM do Sistema de Rifts do Leste Africano, da Província Basin and Range, do Sistema de Rifts do Tibet, do Graben do Reno e do Lago Baikal, integrados a dados e modelos geológicos da literatura. Aspectos centrais dos modelos geológicos para o preenchimento de bacias tipo rift foram avaliados com base em parâmetros estatísticos, obtidos em um total de 25 bacias distensionais desses sistemas, permitindo a reavaliação de modelo a teóricos à luz de uma base de dados quantificada.

Dentre os principais parâmetros avaliados, destacam-se o papel das zonas de transferência como condicionante dos pontos de entrada das drenagens que ingressam nas zonas de rift, a importância relativa dos sistemas de drenagem axial e transversal dentro das bacias e as relações entre características das áreas de captação (área, altitude, declividade) e volume e taxa de preenchimento das bacias. Implicações dessa base de dados quantitativa para a interpretação de bacias antigas são também avaliadas.

A tese é estruturada em uma revisão teórica, apresentação e discussão de métodos empregados e interpretação e discussão dos resultados, esta última parte sendo composta por dois artigos em fase de submissão para periódicos científicos de ampla circulação.

1.1 Materiais e métodos

1.1.1 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa realizada teve como enfoque principal a conceitualização, evolução e geometria de bacias tipo *rift*. Para desenvolvimento adequado, o trabalho procurou seguir o caminho que o tema de estudo traçou na comunidade científica. Assim, inicialmente foram abordados os modelos de evolução de relevo de autores como Davis (1899a,b) e King (1953), já que muitos dos trabalhos pioneiros têm como proposta o entendimento da evolução da geomorfologia peculiar de províncias distensionais. Paralelamente, uma outra escola tinha como foco a evolução deformacional da crosta e da litosfera (Gregory, 1920a; Dixey, 1938, 1946; Doornkamp, 1968).

Desta forma, a pesquisa aqui realizada buscou entender o estado da arte de ambas as escolas, geomorfológica e geotectônica, com o objetivo de entender o desenvolvimento das idéias, o ponto de ruptura e a contribuição atual de ambas para os, cada vez mais complexos, modelos de evolução de estruturas distensionais intra-cratônicas.

1.1.2 O modelo de elevação SRTM

Neste trabalho, o modelo de terreno utilizado como base de dados foi o modelo SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). O modelo STRM vem sendo exaustivamente testado e aprimorado nos últimos anos e é um dos poucos modelos em escala global disponíveis. Desta forma é possível realizar a comparação de dados provenientes de diversas áreas. Outra questão que foi determinante nesta escolha é ligada à alta fidelidade do dado, principalmente em escalas regionais, nas quais vegetação e áreas urbanas tem pouco impacto. Diferente de alguns modelos baseados em imagens (como os modelos ASTER 3D também disponibilizados pela NASA), o tipo de tratamento pós aquisição dos dados não envolve a correção de problemas encontrados na interpolação de modelos baseados em imagens de satélite, como deformação de borda e a interferência de nuvens, que acabam gerando distorções no produto final.

O modelo SRTM foi elaborado a partir da colaboração entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), DLR (*German aerospace center*), ASI (*Italian space agency*) e NIMA (*National Imagery an Mapping Agency*), em projeto cujo objetivo foi coletar dados de interferometria de radar visando a aquisição de modelos topográficos em detalhe para latitudes entre 56° S e 60° N. O levantamento contou também com o auxílio de dados topográficos de controle, visando o refinamento e validação dos dados gerados. Os dados

são distribuídos com resolução espacial de 1arcsec (aprox. 30 metros) para áreas dentro dos EUA, e de 3arcsec (aprox. 90 metros) para áreas do resto do mundo. Outra opção em escala regional é a distribuição denominada SRTM30 com resolução de aproximadamente 900 m, utilizada essencialmente para análises regionais.

1.1.3 Análise de bacias sedimentares e áreas de captação

Para o entendimento e determinação da escala e padrões a serem utilizados na análise, o Sistema de Rift do Leste Africano (SRLA) foi alvo de uma série de testes e estudos para validação da forma de trabalho e conceitos. Um procedimento comum nas análises de terreno é a variação da escala como forma de ressaltar unidades de relevo de tamanhos diferentes. Quando nos voltamos para análises realizadas em modelos digitais de elevação (MDE) o procedimento comum para executar a análise multi-escala é a variação da resolução da janela de estudo, tamanho da célula ou *grid* estudado. Para embasar a escolha dos tamanhos de célula a serem utilizados, foi realizado um estudo envolvendo a análise da transformada de Fourier em diversos perfis de direção N-S e W-E. Através dos resultados obtidos, foi possível determinar os comprimentos de onda dominantes do relevo e assim definir de forma não arbitrária a escala de produção dos dados.

Para área teste, também foi executada uma análise de forma, realizada a partir da determinação de planos imaginários construídos a partir da determinação do rumo do mergulho das vertentes, através da integração dos dados dos modelos de declividade e orientação das vertentes calculados do MDE. Assim foi possível entender quantitativamente a distribuição e a geometria das ombreiras que caracterizam os sistemas. A rede de drenagem passou por dois processos distintos. Primeiro foram atribuídos os valores de orientação de fluxo dos canais de rede de drenagem, classificados segundo Strahler (1952). Os dados foram separados por quadrante (norte, sul, leste e oeste) e por ordens de canais de drenagens. Como produto final, foram elaborados diagramas de rosácea para os canais de drenagem de diferentes ordens para cada região dentro da bacia. Este estudo teve como objetivo determinar a distribuição espacial detalhada da rede de drenagem, entender seu desenvolvimento dentro da zona intra-rift e validar a metodologia aplicada.

Este trabalho foi realizado com o objetivo de se reconhecer padrões consistentes de evolução das áreas de captação de drenagem associadas a *rifts* continentais, o SRLA foi escolhido como área teste para validação da metodologia a ser aplicada e desenvolver um maior conhecimento sobre a arquitetura das áreas deformadas. Devido a sua orientação N-S, o SRLA também possibilitou a investigação de zonas de rift em diferentes contextos climáticos, de forma a se distinguir entre os possíveis controles intempéricos ou de cobertura vegetal nas configurações das bacias de captação e aqueles relacionados à evolução tectônica. Uma vez determinado a forma de trabalho o estudo foi ampliado para os sistemas do Graben do Reno, Platô do Tibet, Rift Baikal e Província *Basin and Range*.

As bacias sedimentares e de captação foram analisadas quanto a sua distribuição espacial, áreas, estruturas, zonas de transferência e volume de preenchimento. Foram calculados para cada área valores médios, máximos, mínimos e desvio padrão de altitude e declividade. A rede de drenagem de todas as áreas também passaram por um processo de análise detalhado. As drenagens foram classificadas quanto a sua distribuição espacial (axial ou transversal), e determinados o comprimento total dos canais de drenagem de cada tipo. Foram avaliadas também a presença de canais de drenagem dentro das zonas de transferência determinadas neste trabalho.

Os capítulos a seguir apresentam a base conceitual, revisão dos aspectos geológicos de cada área investigada e os testes realizados no SRLA. Por fim, são apresentados, na forma de dois artigos, os resultados, a integração dos dados e as considerações decorrentes desta abordagem.

2 Revisão bibliográfica

2.1 Modelos de evolução de relevo

As bacias tipo *rift* podem ser consideradas uma das fontes de inspiração para as primeiras pesquisas relacionadas a evolução da paisagem, já que muitos dos trabalhos pioneiros, como Davis (1899a,b) e King (1953), têm como proposta o entendimento da evolução da geomorfologia peculiar deste tipo de ambiente tectônico.

Os trabalhos de Powell (1875, 1895), Gilbert (1877) e Davis (1899a,b) estabeleceram alguns padrões importantes que até hoje são citados na literatura. Os conceitos de nível de base (Powell, 1875, 1895), relacionado à idéia de um limite abaixo do qual não ocorre erosão, equilíbrio morfológico (Gilbert, 1877), equilíbrio entre processos erosivos e formas de relevo, e finalmente o ciclo geográfico proposto por Davis (1899a) são as contribuições mais marcantes desta época.

Penck (1924), em trabalho traduzido para o inglês em 1953 (Penck, 1953), contempla em seu modelo a idéia de que o soerguimento que pode afetar áreas tectonicamente ativas pode ocorrer por um longo período de tempo e assim ter papel importante no equilíbrio entre processos superficiais e meio físico

Apesar de, segundo Summerfield (1991), interpretações equivocadas do modelo de evolução de vertentes de Penck (1924) causarem algumas confusões, King (1953, 1967) desenvolve um conceito de evolução calcado no recuo paralelo das vertentes e pulsos de ação tectônica que alteram o nível de base.

Na escola francesa, autores como Cailleux (1948), Baulig (1950) e Birot (1959) claramente influenciados pelos modelos de King e Davis, colocam o fator clima como personagem importante na evolução da paisagem. Esta abordagem tem papel fundamental no desenvolvimento, no Brasil, dos trabalhos de Ab'Sáber (1960, 1969) e Bigarella *et al.* (1965).

Na década de setenta do século passado, alguns trabalhos importantes podem ser citados como essenciais para o desenvolvimento do conceito de evolução de relevo. Büdel (1977) desenvolve o conceito de dupla superfície de nivelamento, em modelo marcado pelo processo distinto de evolução do manto intempérico e da frente de alteração da rocha sã. Crickmay (1959), Hack (1975) e Schumm (1975) rejeitam a idéia de evolução progressiva da paisagem e desenvolvem modelos de evolução noas quais a base é o equilíbrio entre processos endógenos e exógenos.

Seguindo nesta linha de pensamento, Brunsden & Thornes (1979), calcados no modelo de mudança episódica de Gilbert (1877), desenvolvem o conceito de sensibilidade da paisagem, que seria a capacidade de resposta do meio a mudanças que afetam o equilíbrio entre os processos superficiais e o meio físico.

O trabalho de Summerfield (1991) traz uma grande releitura dos trabalhos clássicos.

Figura 2.1: Modelos clássicos de evolução longo-prazo. (A) Davis (B) Penck (C) King. Modificado de Summerfield (1991)

e aplica os conceitos de equilíbrio e sensibilidade em alguns ambientes geotectônicos. Desta forma Summerfield (1991) propõe fases que respeitam o equilíbrio e a alteração da paisagem de acordo com a escala de tempo que os controla, sendo elas:

- Equilíbrio estático – elevação, gradiente hidráulico e forma de um rio mantêm-se essencialmente as mesmas;
- Equilíbrio não progressivo – pode ocorrer uma mudança sensível na profundidade dos leitos dos rios. Deposição de sedimentos restabelece a elevação natural do leito. Não há mudança significativa na elevação do curso d'água;
- Equilíbrio dinâmico – alta taxa de erosão e diminuição do gradiente hidráulico dos rios;
- Equilíbrio degenerativo – aproximação do leito dos rios ao nível de base. Baixo gradiente hidráulico. Taxas de erosão pequenas. Quando atingida esta fase, a paisagem é caracterizada por relevo arrasado.

Bishop (2007) também descreve os principais trabalhos que desenvolveram o conceito de evolução de longo prazo do relevo, porém já com o advento de técnicas mais recentes, tais como análises de isótopos cosmogênicos e modelamento numérico de evolução do relevo.

2.1.1 Davis - Ciclo Geográfico

Para Davis (1899a,b) os processos de denudação são atrelados a estágios progressivos que compreendem um grande ciclo evolutivo. Para desenvolver a idéia do ciclo geográfico ideal, Davis propõe uma série de estágios entre o momento que a capacidade de transporte dos rios é maior que a taxa de aporte sedimentar até o momento que a taxa de aporte sedimentar é maior que a capacidade de transporte fluvial. O ciclo evolutivo das formas de relevo idealizado por Davis inicia-se com um rápido soerguimento criando uma paisagem desnivelada em relação ao nível do mar. Posteriormente a ação de processos superficiais levaria à redução da topografia até a criação de uma superfície aplainada, o peneplano.

O modelo de Davis permite associar características das formas de relevo com estágios de evolução da paisagem. Assim propõe três estágios de desenvolvimento após a fase de soerguimento:

Juventude Desenvolvimento de uma rede de drenagens caracterizada por grandes rios, que individualizam grandes planaltos e seus afluentes. A rede de drenagem tem gradiente irregular, com a formação de cachoeiras e lagos. No fim da juventude o gradiente dos grandes rios é nivelado e a evolução das vertentes dos planaltos permite a formação de planícies de inundação restritas.

Maturidade Início caracterizado como a fase de maior gradiente altimétrico e o desenvolvimento da rede de drenagens elimina os planaltos. Pelo desenvolvimento proposto, até o fim da maturidade a paisagem adquire um aspecto mais suave, com vales amplos, vertentes suaves e planícies de inundação extensas.

Senilidade No começo da senilidade o gradiente altimétrico é muito baixo, com relevo apresentado poucos vales abertos, grandes planícies de inundação e rede de drenagens caracterizada por grandes rios meandantes com poucos afluentes. Baixas taxas de erosão e denudação associadas a um manto de alteração espesso. No fim do ciclo ideal, o que se observa é a formação de uma grande superfície plana próxima ao nível de base, o peneplano. Nesta fase, áreas assentadas sobre litologias mais resistentes à ação dos processos superficiais podem compor a paisagem, estas formas são chamadas por Davis de *monadnocks*.

Davis assume também a possibilidade do ciclo ideal ser interrompido por uma nova ativação tectônica. Este evento é caracterizado como uma grande movimentação de massa

de amplitude e processos de ordens de grandeza variável, e altera a relação de equilíbrio do relevo com o nível de base local. Desta forma um novo ciclo se inicia, e associado à formas de relevo mais evoluídas, gera uma paisagem policíclica. Porém Davis não assume a possibilidade do ciclo ser encerrado antes da formação do peneplano.

Para rebater algumas das questões levantadas por outros autores, Davis (1930a,b) adapta o ciclo geográfico a climas áridos. O autor assume que os processos erosivos diferem em grau e modo de atuação, porém não em natureza, e assim a diferença estaria no grau de formação dos elementos essenciais (concavidade e convexidade) e não na sua geometria.

Quando é colocada a questão do controle estrutural e litológico, Davis assume que estes fatores têm influência na estruturação da bacia de drenagem, porém com o desenvolvimento do relevo estes fatores seriam progressivamente menos significantes.

Os trabalhos de Davis trazem algumas idéias que originaram debates interessantes: o modelo é concebido apenas para áreas de clima temperado, prevê um rápido soerguimento seguido de um longo período de estabilidade tectônica e tem denudação insignificante durante o soerguimento (Summerfield, 1991; Marques, 2005; Bigarella, 2007).

Os trabalhos de Davis foram de grande importância para o desenvolvimento dos modelos de evolução em longo prazo, porém com o avanço do conhecimento das formas de relevo, muitas de suas ideias não foram confirmadas. Fatores como frequência e taxas de soerguimento, variação drástica de clima registrada no Quaternário e suas implicações nos processos superficiais, não podem ser aplicados ao modelo proposto (Summerfield, 1991; Marques, 2005; Bigarella, 2007)

2.1.2 Penck - Soerguimento e Denudação

Segundo Summerfield (1991) o único modelo de evolução de longo prazo coerente que surgiu até no início do século passado como alternativa às idéias de Davis foi o proposto por Penck (1924, 1953). Calcado no proposto por Gilbert (1877), Penck (1924, 1953) assume que a evolução da paisagem é um processo diferencial controlado pela interação entre soerguimento crustal e denudação, que afetaria o desenvolvimento de sua unidade básica, as vertentes.

O modelo proposto por Penck (1924, 1953) se distancia do de Davis (1899b,a, 1930a,b) já no início do processo. Enquanto Davis pressupõe que o soerguimento de uma área se dá de forma pontual e rápida, Penck assume que o soerguimento pode afetar a crosta por um longo período de tempo, tornando difícil a aplicação do ciclo de evolução progressiva proposto por Davis.

Penck (1924, 1953) então descreve três situações ideais, associadas à forma geométrica do perfil de desenvolvimento e recuo das vertentes (figura 2.2):

- Desenvolvimento convexo – taxa de soerguimento maior que a taxa de denudação

- Desenvolvimento estacionário ou retilíneo – taxas de soerguimento e denudação equivalentes
- Desenvolvimento côncavo – taxa de denudação maior que a taxa de soerguimento

Figura 2.2: Modelo de evolução de vertentes de Penk (1924). (1) Côncavo (2) Estacionário ou Retilíneo (3) Convexo (Bigarella, 2007).

A interação desses fatores seria capaz de gerar, numa mesma vertente, vestígios associados a diferentes tipos de desenvolvimento, que quando combinados originariam os mais diversos perfis de encosta. Uma característica importante que, segundo Summerfield (1991), foi interpretada de forma equivocada por diversos autores, é que no modelo de evolução de vertentes proposto por Penk sua evolução é caracterizada pela alteração da declividade e não por um recuo paralelo.

Pelo modelo de Penk, um ciclo começa com o incremento inicial do soerguimento de uma área (superfície primária) e desenvolve necessariamente vertentes convexas. A alteração do perfil de equilíbrio dos rios, causada pelo soerguimento, cria um nível de base local a partir de um ponto de ruptura. Assim Penk desenvolve a idéia da formação da escada de piemonte, que seria caracterizada por planos e vertentes com diferentes estágios de evolução, dentro de uma grande área soerguida, e diferentes níveis de base (figura 2.3).

A diminuição das taxas de soerguimento leva à formação de vertentes côncavas e retilíneas. Com o desenvolvimento do processo, o material erodido é depositado em áreas de declividade menos acentuada. A evolução do recuo das vertentes leva à formação

Figura 2.3: Superfícies de Piemonte, Penk (1924). (Bigarella, 2007)

dos morros testemunho (*inselbergs*), caracterizados por um entorno plano composto pelo sedimento depositado pelos processos superficiais. O fim do ciclo é caracterizado pela denudação dos morros testemunho descrevendo uma paisagem com grandes planícies e vertentes côncavas de baixo ângulo (planície final).

Um fato interessante é que, no proposto por Penk, não há a necessidade de desenvolvimento completo dos ciclos, sendo que estes podem ser interrompidos a qualquer momento.

Assim como Davis, Penk não considera, em seu modelo, que variações climáticas e litológicas tenham influência determinante no produto final proposto, sendo determinante apenas para mudanças geométricas durante o processo.

2.1.3 King - O Pediplano

King (1953) segue a linha proposta por Davis porém diferindo, provavelmente influenciado por Penk, em relação ao estabelecimento de níveis de base e desenvolvimento e recuo das vertentes. Assim como Davis, King parte da idéia que soerguimentos pontuais e rápidos seguidos por uma evolução progressiva da paisagem. Assim características do relevo demonstrariam seu estágio evolutivo.

Segundo King, uma encosta ideal seria caracterizada, do topo para base, por:

- Seção convexa (*waxing slope*)
- Face nua (*free face*)
- Seção detrítica (*debris slope*)
- Pedimento

A falta de algum desses elementos caracterizaria a predominância de diferentes processos, litologias e rede de drenagens. King (1953) também considera que os processos

superficiais são semelhantes sob qualquer condição climática, exceto climas glaciais e extremamente áridos.

No modelo de evolução de vertentes proposto por King (1953), a declividade da encosta é mantida, sem que ocorra rebaixamento dos interflúvios. Desta forma o desenvolvimento é caracterizado por um recuo paralelo associado ao desenvolvimento de uma rampa detrítica, os pedimentos, que se estendem até o canal de drenagens.

King (1953) prevê também que um novo evento de soerguimento afetaria o nível de base. Em resposta à mudança do nível de base ocorre uma reorganização geral dos processos atuantes. O recuo das vertentes responde à variação das forças envolvidas, estabelecendo uma nova frente de atuação.

Apesar do desenvolvimento ser progressivo, a paisagem então tem evolução diacrônica, pois as mudanças do nível de base geram formas a partir das quais é possível determinar idades locais e terminais (estas associadas à denudação do último morro testemunho), de superfícies de erosão. O fim do ciclo de erosão proposto por King seria então caracterizado por vertentes reduzidas a pequenas saliências, pela união lateral dos pedimentos, originando uma paisagem multicôncava desenvolvida pela coalescência dos múltiplos compartimentos e resultando então no pediplano (Summerfield, 1991; Bigarella, 2007).

Figura 2.4: Modelo de evolução proposto por King (1953, 1967). A-D superfícies criadas pela variação do nível de base. Idade terminal pode ser associada ao morro testemunho D (Summerfield, 1991).

2.1.4 Budel - O Etchplano

Büdel (1957, 1977) desenvolveu o conceito de aplainamento duplo, propondo um escoamento difuso caracterizado pelo avanço, por alteração química, da frente de intemperismo e remoção da porção superior do manto de alteração.

Em condições úmidas, o aplainamento por corrosão (*etchplanation*) afeta rochas do embasamento originando espessos mantos de intemperismo, caracterizados por contato irregular com a rocha fresca devido à variações litológicas e estruturais. Nestas condições

a paisagem adquire um relevo plano sustentado pelo manto de alteração, caracterizando assim o etchplano. O soerguimento e flutuações climáticas em direção à aridez disseca a paisagem aplainada, podendo até mesmo expor o embasamento.

Etchplanos podem assumir uma grande variedade de formas que dependem da interação entre diversos fatores, incluindo litologia e estrutura das rochas, intensidade e duração fases úmidas e áridas e morfologia da frente de alteração.

O modelo de Büdel teve grande impacto nos estudos geomorfológicos, principalmente referentes a regiões tropicais, onde a duração e intensidade de fases úmidas levam a um maior desenvolvimento do manto de alteração.

2.1.5 Teoria do Equilíbrio Dinâmico

Em suas observações, Crickmay (1959) e Hack (1960, 1975) desenvolvem o conceito de equilíbrio dinâmico como alternativa à evolução proposta pelo ciclo geográfico. O modelo de Crickmay (1959) substitui o modelo de evolução progressiva por estágios anagenéticos (regeneração da paisagem, movimento endogenético), catagenéticos (denudação sem ação tectônica, movimento exogenético) e estagnação (ausência de processos), distribuídos espacialmente na paisagem. Desta forma Crickmay (1959) afirma ser desigual, no espaço, a atuação dos processos endogenéticos e exogenéticos.

É neste ponto que a proposta de Hack (1960) opõe-se à de Crickmay (1959). Para Hack (1960) o processo, no espaço, é produto do equilíbrio e desequilíbrio, e não da ausência, entre processos endógenos e exógenos que atuam sobre a paisagem. Hack (1960) acreditava que, em uma situação de equilíbrio, a paisagem preservaria seu caráter enquanto as forças permanecessem constantes.

Para Summerfield (1991) a aplicação das condições de uniformidade só pode ser realizada em áreas restritas e não seria aplicável para uma análise regional de evolução longo prazo da paisagem, devido às diferentes condições de clima, litologia, ação tectônica e nível de base local que afetam a natureza e as taxas de desenvolvimento e processos envolvidos.

Schumm (1975) propõe um modelo no qual a estabilidade e mudança da paisagem podem ser discutidas junto com os conceitos de equilíbrio e erosão episódica. O elemento chave das idéias de Schumm (1975) está no fato do fundo dos vales ser rebaixado em episódios e não continuamente. Isso ocorre devido ao processo de acúmulo de sedimentos nos canais fluviais, periodicamente este sedimento é removido e só então o fundo dos vales é rebaixado. Esta situação é descrita como equilíbrio dinâmico metaestável.

Desta forma, o modelo de Schumm (1975) é calcado em fases de equilíbrio que são pontuadas por um evento de ruptura do contexto geral. Esta ruptura, que pode envolver fatores externos (por exemplo, aporte de água ou sedimentos anômalo) ou princípios geomórficos (por exemplo, instabilidade entre deposição e alteração do gradiente dos rios),

leva a um novo nível de estabilidade. Assim Schumm discute a possibilidade de substituir a visão de mudança gradual e progressiva de Davis por um modelo de evolução pontual, caracterizado por fases de estabilidade e de alteração da paisagem (figura 2.5).

Figura 2.5: (A) Ciclo de Erosão proposto por Davis. (B) Descontinuidades associadas a erosão episódica (C) Zoom dos períodos de equilíbrio e erosão (Summerfield, 1991).

2.1.6 O conceito de sensibilidade de paisagem

Brunsden & Thornes (1979), em seu trabalho sobre alteração e sensibilidade de paisagens, relatam o significativo aumento do conhecimento de variáveis importantes para os modelos de evolução longo prazo, tais como: mudanças climáticas, alteração do nível do mar, taxas de soerguimento, movimentação continental e uma maior acurácia nas reconstruções das flutuações associadas à controles do meio físico. Segundo Brunsden

& Thornes (1979) tal fato elevou o conhecimento da relação entre formas e processos, possibilitando assim um maior entendimento da dinâmica geomorfológica.

Calcado no proposto por Brunnsden & Thornes (1979), Summerfield (1991) coloca que o coração das teorias de estabilidade está no conceito de forma característica, e como esta é afetada pela magnitude, duração e frequência de alterações no equilíbrio do sistema. Formas características são aquelas determinadas por um conjunto de variáveis externas, incluindo litologia, estrutura, clima, atividade biológica, ação tectônica e mudanças no nível de base, que quando constantes produzem formas de relevo uniformes e repetitivas. A forma como estas variáveis interagem no tempo e no espaço determina não só o padrão de esculturação como também a susceptibilidade das áreas afetadas à alteração de suas formas.

Na idéia proposta por Brunnsden & Thornes (1979) e Summerfield (1991), pode-se dividir o tempo geomórfico em três categorias:

- Tempo de reação - período de tempo que o sistema leva para reagir a um impulso de alteração;
- Tempo de ajuste - período de tempo necessário para atingir a forma característica.;
- Tempo de forma característica - período de tempo em que a forma característica persiste.

Assim as formas de relevo são divididas em dois grandes grupos: **formas características** e **formas transitórias**. A sensibilidade da paisagem é definida como a propensão de se reconhecer na paisagem formas que respondam a mudanças dos fatores externos que controlam o sistema geomórfico. Tradicionalmente, a resistência da paisagem à mudança é atribuída à resistência das rochas aos processos superficiais e à resistência morfológica (áreas de baixa declividade e baixo gradiente altimétrico são menos afetadas). Summerfield (1991) coloca que outros fatores também são significantes no jogo de equilíbrio do sistema: densidade de drenagens, gradiente dos canais fluviais e variações do regime morfoclimático.

Todas estas variações afetam diretamente o fluxo e aporte de água e sedimentos e as taxas de erosão e denudação. Assim podemos identificar dois membros finais:

- Paisagens sensíveis - resposta rápida, mobilidade geomórfica e ajuste rápido a mudanças. Paisagens com alto gradiente altimétrico, alta taxa de denudação e forte relação com condições morfoclimáticas contemporâneas. Formas características mais abundantes do que formas transitórias;
- Paisagens não-sensíveis - resposta lenta e alta resistência a mudanças. Paisagens com baixo gradiente altimétrico, baixa taxa de denudação, fraca relação com contexto morfoclimático contemporâneo. Formas características menos abundantes do que formas transitórias.

Para Summerfield (1991), o conceito de sensibilidade da paisagem pode ser associado a ideias de evolução espacial e temporal, para entendimento da gênese das formas de relevo. Assim, quando associadas apenas ao seu estágio de desenvolvimento, seriam formas **independentes do tempo**. A abordagem **dependente do tempo** é calcada na interação entre materiais e processos atuantes.

Summerfield (1991) destaca que muitos pesquisadores relacionam o modelo de equilíbrio dinâmico de Hack (1960) com um conceito de desenvolvimento dependente do tempo. Porém o que Hack (1960) sugere é que, no equilíbrio, as formas de relevo se mantêm constantes durante um período, em um desenvolvimento independente do tempo, e com o aumento do desgaste das formas de relevo com o tempo, o gradiente altimétrico é gradualmente reduzido levando a um desenvolvimento dependente do tempo.

Desta forma paisagens com alta sensibilidade têm seu desenvolvimento associado à evolução independente do tempo, caracterizado pela abundância de formas características. Já paisagens não sensíveis seriam relacionadas a desenvolvimento dependente do tempo, caracterizado pela abundância de formas transitórias, tendo sua evolução ligada essencialmente ao equilíbrio entre variáveis internas e externas (figura 2.6).

Figura 2.6: Modelo esquemático de transição de formas dependentes do tempo para formas independentes do tempo (Summerfield, 1991).

2.2 Evolução da rede de drenagens

A evolução da área de captação de drenagens e o aporte sedimentar em bacias tipo *rift* parte inicialmente do tipo de deformação que marca o início da distensão litosférica, quando o campo de esforços atuante na área ultrapassa o envelope de resistência local. Em *rifts* passivos, a rede de drenagem preexistente é afetada pela subsidência inicial. Isso pode facilitar a captura de um grande rio, que pode afetar o aporte de água e sedimentos em toda história evolutiva da bacia, independente das condições das variáveis da área deformada.

Em bacias de gênese ativa este desenvolvimento é mais complexo pois o entumescimento da região afetada cria uma grande dispersão da rede de drenagens preexistente.

Passada a fase inicial, na fase *sin-rift*, podem ser determinados dois grupos de evolução. Em sistemas extra-rift a bacia de captação de drenagens tem influência de áreas fora do contexto afetado pela deformação, já em sistemas intra-rift são caracterizados por uma bacia de captação de drenagens restrita à área definida pelo sistema de escarpas e ombreiras marginais.

A visão tradicional para evolução de bacias de drenagem em bacias tipo *rift* é baseada no conceito clássico de modelo simétrico (cisalhamento puro) para estrutura do *rift* (McKenzie, 1978). O que se observa, porém, é que grande parte das bacias estudadas a partir de dados de sísmica de reflexão apresentam estrutura assimétrica (cisalhamento simples, Wernicke, 1981).

Uma consequência importante do modelo assimétrico é a orientação do fluxo da rede de drenagens formada atrás da escarpa (*back-tilting drainage*) associada ao bloco soerguido e das drenagens formadas sobre o bloco abatido (*roll-over drainage*). Como pode ser observado na figura 2.7, frequentemente as drenagens tipo *back-tilting* podem se associar, através das zonas de transferência ou acomodação, a drenagens tipo *roll-over* de unidades vizinhas, alimentando o sistema fluvial axial ou lacustre de áreas interiores da bacia ou a formação de leques aluviais em pontos de ruptura do sistema de escarpas e ombreiras (Summerfield, 1991; Gawthorpe & Leeder, 2000).

Outro fator importante no controle tectônico das redes de drenagens é a evolução e interação do sistemas de falhas normais e das zonas de transferência (ZT) em bacias distensionais. Gibbs (1984) define ZT como áreas que usualmente limitam unidades estruturais e acomodam diferentes domínios estruturais em uma zona distensional. Para Morley (1999) ZTs são regiões pertencentes a um sistema estrutural no qual deslocamento e interação de uma estrutura (geralmente falhas e dobras) são transferidos para diferentes estruturas. Em *riffts* estas ZTs ocorrem essencialmente associadas à evolução regional do sistema de distensão e falhas normais, e são tidas como grandes responsáveis por mudanças na geometria da bacia. Para Morley (1999) o termo ZT é diferente das zonas de acomodação propostas por Rosendahl (1987) e Ebinger (1989b), pois as zonas de acomodação não levavam em consideração a evolução temporal do sistema de falhas e como estas mudanças afetam a geometria da bacia.

Em comum os conceitos de zonas de transferência e acomodação têm o fato de serem descritas como domínios estruturais distintos com grande influência no seu entorno, caracterizado por variações na subsidência dos grabens e soerguimento das ombreiras (Rosendahl, 1987; Morley, 1999; Corti, 2004). Para Rosendahl (1987), Morley (1999) e Corti (2004), a geometria das ZTs é muito variada e está diretamente ligada à deformação da zona afetada pela distensão. Esta variação é responsável pela evolução de zonas de

Figura 2.7: Representação esquemática das relações entre a rede de drenagens e a estrutura de bacias tipo rift. (A) Corte vertical (B) Visão em planta (Summerfield, 1991).

alto e baixo relevo e em alguns casos até pela mudança do eixo principal da bacia, como é observado no *rift* Tanganyika (Morley, 1999). Os modelos físicos realizados por Corti (2004) mostram que a evolução e geometria de *rifts* e também das ZT sofrem uma grande influência de zonas de fraqueza preexistentes. Este conceito vai de acordo com o proposto por Morley (1999), que caracteriza as ZT como áreas de deformação discreta, caracterizadas pela formação de planos e pequenas falhas. Este conceito é diferente do proposto por Schlische & Withjack (2009).

Schlische & Withjack (2009) geram modelos experimentais com foco na evolução do sistema de falhas normais, caracterizando em seu trabalho tanto domínios de falhas (DFs)

e ZTs em províncias distensionais. Nos modelos os domínios de falha são caracterizados pela inversão do rumo do mergulho das falhas e são resultado do crescimento da população de falhas do sistema. Já as ZTs seriam fruto do crescimento tridimensional, sobreposição e interação entre falhas e os DF. Para Schlische & Withjack (2009) as ZTs podem ser divididas em: paralelas, oblíquas ou ortogonais. As ZTs ortogonais geralmente são associadas a terminações de falhas. As ZTs oblíquas também são associadas a este tipo de interação, porém também são descritas como conexão de linhas de falha. No modelo proposto as ZTs paralelas, são associadas apenas à conexão de falhas do sistema. O modelo proposto por Schlische & Withjack (2009) difere de muitos conceitos de ZTs presentes na literatura (Rosendahl, 1987; Ebinger, 1989b; Corti, 2004; Moy & Imber, 2009), e nele as ZTs são zonas de grande deformação e não zonas associadas a pequenas falhas ou rampas. Outro ponto próprio do modelo de Schlische & Withjack (2009) é o fato das zonas de fraqueza preexistentes não exercerem um papel fundamental na evolução do sistema de *rift* e das ZTs.

Independente de sua origem, todos os modelos apresentados têm em comum o fato que as ZTs têm um papel muito importante dentro do sistema de *rift* e são fruto da interação e evolução do sistema de falhas. As características geométricas e estilos estruturais do sistema de falhas ocasionados pela distensão leva ao crescimento, interação e conexão das estruturas, geralmente culminando em um sistemas de grandes falhas. Este processo afeta tanto ZTs paralelas, como ortogonais e oblíquas. Como as ZTs são áreas que funcionam como canais preferenciais para captura de drenagens tanto das ombreiras do sistema de *rifts* como de fora da zona deformada, sua evolução geométrica é muito importante para o desenvolvimento da bacia de captação de drenagens que alimenta a área de deposição da bacia. Neste contexto, pode ocorrer tanto a captura de drenagens como a evolução de um divisor de águas que diminui a área de captação, caracterizando o sistema ora como extra-rift ora como out-rift dentro do processo evolutivo da bacia.

Canais aluviais são extremamente sensíveis a variações climáticas. Desta forma também são muito variáveis as mudanças no aporte de água e sedimentos. Muitas alterações da morfologia da rede de drenagens são atribuídas a estas variáveis. Porém deve-se ressaltar que a influência tectônica pode causar um grande impacto na formação e características da bacia de captação de drenagens. A ação tectônica tem grande influência nos sistemas fluviais, exercendo controle sobre o fluxo e principalmente sobre o perfil de equilíbrio dos rios, o que leva a um significativo ajuste da morfologia do canal. Assim anomalias na rede de drenagem podem ser indicativas de atividade tectônica, incluindo a formação local de meandros, lagos, acúmulo e preenchimento aluvial e alargamento ou estreitamento dos rios (Blair, 1988; Summerfield, 1991; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005; Bigarella, 2007).

O trabalho de Hooke (1968) é um exemplo de como estas relações de área da bacia

de captação, clima e tectônica são um importante controle na formação de ambientes deposicionais dentro do *rift*. Hooke (1968) modela, através de experimentos em laboratório, a relação entre área de bacia de captação e área e geometria de leques aluviais. O trabalho testa, além da variação da área da bacia, variações nos litotipos da área fonte, descarga de sedimentos e declividade do terreno. Salvo pequenas diferenças entre os produtos gerados nas diversas configurações testadas, o trabalho de Hooke (1968) mostra que, de forma geral com o aumento da área de captação aumenta também a área ocupada pelos leques aluviais e que o controle topográfico afeta diretamente a granulometria dos depósitos.

As idéias propostas no trabalho de Hooke (1968) são validadas por modelos de evolução recentes, como Gawthorpe & Leeder (2000) e Bergner *et al.* (2009), nas quais variações na configuração da rede de captação de drenagens durante a evolução de bacias tipo *rift* exercem um papel fundamental no preenchimento da bacia. Desta forma é possível afirmar que a transição entre sistemas intra e extra-*rift* afeta a geometria da bacia de captação, o aporte de água e sedimentos e os processos de erosão e denudação e desta forma é um fator determinante na formação e evolução de ambientes e sucessões sedimentares.

2.3 Denudação química e denudação mecânica

O termo denudação é empregado para referir-se à remoção de material incoerente resultante dos processos de intemperismo, implicando no desgaste do relevo, exposição de rochas cada vez mais profundas e transporte de material para bacias continentais ou oceânicas. (Bloom, 1991; Summerfield, 1991; Allen & Allen, 2005; Bigarella, 2007).

O processo de denudação pode ser dividido em duas categorias: denudação química e denudação mecânica.

A **denudação química** é aquela que causa o rebaixamento da superfície através do transporte de material dissolvido proveniente da dissolução de solos e rochas profundas ou em ambiente sub-aéreo. A denudação química é controlada essencialmente por fatores climáticos (como temperatura e pluviosidade). A **denudação mecânica** pode ser definida como rebaixamento da superfície através do transporte de material sólido associado à erosão do solo e rochas superficiais. A denudação mecânica é fruto do equilíbrio entre processos e materiais da área afetada pela bacia de captação de drenagens (Summerfield, 1991; Einsele, 2000).

Summerfield (1991) cita algumas bacias modernas distribuídas em escala global para relacionar a variação e a relação das denudações química e mecânica. O que Summerfield (1991) observa é que a taxa de denudação química varia pouco quando comparada à taxa de denudação mecânica. Como pode ser observado na figura 2.8 (a) em climas úmidos a denudação química pode ser até maior que a mecânica, porém em climas secos a denudação mecânica prevalece.

De forma geral a denudação química é fortemente atrelada ao clima, já a denudação

(a) Relação entre aporte sedimentar e aporte de solutos. O aporte de solutos é associado diretamente à denudação química.

(b) Relação entre aporte sedimentar e aporte de solutos na bacia do Amazonas. O aporte de solutos é associado diretamente à denudação química.

Figura 2.8: Relação entre denudação química e mecânica (Summerfield, 1991).

mecânica varia de acordo com o equilíbrio entre clima, gradiente altimétrico, litologia e processos superficiais, podendo ser preponderante mesmo em climas úmidos (figura 2.8 (b)).

2.4 Estimação indireta de taxa de denudação

A grande questão para se estimar taxas de denudação de longo prazo está na incerteza de uma certa técnica e na sua extrapolação para uma amostragem não representativa. Na evolução de longo prazo muitos fatores entram no jogo de forças que podem afetar a denudação, tais como: taxa de soerguimento, processos superficiais, isostasia e mudança dos níveis de base. A denudação é fruto da interação entre sub-sistemas de erosão, transporte e deposição (Allen & Allen, 2005).

Um conceito importante para o entendimento da denudação é a definição de soerguimento crustal e soerguimento da superfície. Como pode ser observado na figura 2.9 o soerguimento crustal se refere ao movimento de toda coluna de rocha em relação a um datum específico, já o soerguimento da superfície é relacionado a variação do relevo em relação a um datum específico. A relação entre eles é diretamente ligada à taxa de denudação. Frequentemente o soerguimento crustal é associado a processos tectônicos, mas pode ocorrer simplesmente por compensação isostática em resposta à denudação.

Figura 2.9: Relação entre soerguimento crustal e soerguimento da superfície: (D) denudação; (Us) soerguimento da superfície; (Uc) soerguimento crustal (Allen & Allen, 2005).

Embora muitas variáveis devam ser consideradas, existem métodos para estimar a taxa de denudação de longo prazo (Summerfield, 1991; Allen & Allen, 2005; Bishop, 2007), expostos a seguir:

2.4.1 Reconstrução da paisagem

Um método clássico aplicado para estimar a taxa de denudação é aquele realizado com base na reconstrução da paleo-paisagem da área estudada. A partir da identificação de uma superfície de idade conhecida, é possível inferir o volume de material removido acima da superfície estudada.

Para Allen & Allen (2005) a variação de padrões de dissecação da paisagem pode refletir distorções nas taxas de soerguimento e denudação importantes em áreas de relevo muito acidentado, o que pode tornar a aplicação do método complicada (figura 2.10).

Figura 2.10: Seção crustal esquemática ilustrando possíveis efeitos isostáticos. (a) situação inicial, superfície de altitude h , e profundidade da camada guia D , (b) Erosão exuma a camada guia, (c) rios encravados em vales profundos, volume acima do nível do mar equivalente à situação b, porém o gradiente altimétrico é maior. (Allen & Allen, 2005).

De certa forma, a aplicação de técnicas modernas visa embasar a reconstrução da paleo-paisagem e assim criar modelos de evolução mais abrangentes que levem em consideração a interação local entre processos endógenos e exógenos.

2.5 Análise multi-escala do terreno

A análise de terreno é uma ferramenta utilizada em diversas frentes de pesquisa. Parâmetros como declividade, orientação de vertentes, curvatura de perfil e bacias de drenagem tem grande importância na caracterização de diferentes aspectos, tais como: hidrologia, geomorfologia, padrão e distribuição de solos e vegetação (Beven & Kirkby, 1979; Moore *et al.*, 1991; Moore & Wilson, 1992; Moore *et al.*, 1993; Wilson & Gallant, 1996; Bian, 1997; Gallant & Hutchinson, 1997).

Um procedimento comum na análise de relevo é a variação da resolução da janela de estudo, tamanho da célula ou *grid* estudado (análise multi-escala). Este procedimento busca salientar ou suavizar formas de relevo de tamanho ou comprimento de onda diferentes. Muitos trabalhos buscam analisar os efeitos da análise de multi-escala de terreno no resultado dos estudos (Mark & Aroson, 1984; Wood *et al.*, 1988; Goodchild & Mark, 1987; Garbrecht & Martz, 1994; Gallant & Hutchinson, 1997; Florinsky & Kuryakova, 2000; McClean & Evans, 2000; Thompson *et al.*, 2001; Albani *et al.*, 2004; Thompson *et al.*, 2006; Deng *et al.*, 2007; Deng, 2007; Wilson *et al.*, 2007; Zhou *et al.*, 2008). Schmidt & Hewitt (2004) colocam que o efeito da mudança de escala é vital para a caracterização correta de um meio anisotrópico e sem uniformidade espacial, como é o caso da paisagem.

A maioria dos trabalhos em multi-escala são relacionados com parâmetros hidrológicos, biológicos e solos. Alguns trabalhos que fazem uso da análise em multi-escala para determinar parâmetros morfológicos (Schmidt & Hewitt, 2004; Jordan & Schott, 2005; Wilson *et al.*, 2007; Deng, 2007), como vales e cumes, trazem a escolha das escalas utilizadas feitas de modo subjetivo e não mencionam a relação entre amplitude e comprimento de onda, fundamental para subdivisão regional das formas de relevo.

A pergunta a ser respondida neste caso é simples: quais os tamanhos de célula são adequados para realizar o estudo em multi-escala do relevo onde o resultado obtido não esteja sujeito a perda de feições de relevo importantes ou a um controle intencional do resultado?

O trabalho de Gallant & Hutchinson (1997) busca uma forma de determinar, mediante o emprego da transformada de Fourier, os comprimentos de onda representativos do relevo a partir da análise direta do modelo de terreno (análise em 3 dimensões). O método calcula a variância do comprimento de onda de um determinado dado. Gallant & Hutchinson (1997) apresentam alguns dados, porém seu resultado não chega a determinar os comprimentos de onda mais relevantes da área estudada.

Florinsky & Kuryakova (2000) desenvolvem uma metodologia que parte da variação do tamanho do *grid* para uma série de valores pré-determinados. Posteriormente estes dados são correlacionados com uma gama de feições de relevo. Assim, são determinados quais tamanhos de *grid* são viáveis para se destacar este ou aquele parâmetro morfológico estudado.

Schmidt & Hewitt (2004) utilizam análise em multi-escala para identificar vales e cumes a partir de um modelo digital de terreno. O ajuste do tamanho do *grid* utilizado é função do tamanho dos elementos de terreno área estudada.

Schmidt & Andrew (2005) desenvolvem um método baseado no cálculo de superfícies derivativas de diferentes tamanhos de *grid*. O método é baseado na análise de perfis extraídos do modelo de terreno. Nos perfis os pontos de interesse foram selecionados a partir de uma forma de relevo que fosse representativa. A partir deste ponto as escalas definidas foram aplicadas para modelar novas superfícies. O problema do método aplicado é que ele também não leva em consideração a variação de amplitude e forma, além do fato de a escolha de pontos representativos ser realizada de maneira arbitrária.

No trabalho de Wilson *et al.* (2007) a metodologia empregada é a transformada discreta de comprimento de onda mínimo (DWT, *discrete wavelet transform*), baseada na identificação de comprimentos de onda com amplitude mínima. Porém, no trabalho também não são diagnosticados comprimentos de onda mais significativos sendo a escolha das escalas feita de forma aleatória.

No geral, os trabalhos presentes na literatura demonstram como a variação na escala é uma ferramenta importante na análise de relevo, porém poucos determinam alguma forma eficaz de diagnosticar a relação entre amplitude e comprimentos de onda das formas de relevo.

2.5.1 Utilização da transformada rápida de Fourier para determinação de amplitude e comprimento de onda do terreno

A análise Fourier, assim denominada em homenagem a Joseph B.J. Fourier (1768-1830), é uma teoria segundo a qual qualquer forma de onda é um somatório de ondas de diferentes frequências, amplitudes e fases, decompostas em senóides e cossenóides. Dentro da matemática, a base teórica da função da transformada de Fourier é dividida em duas funções principais (Benedetto & Ferreira, 2001). A transformada contínua opera com sinais reais, de continuidade variável, sendo baseada em operações não lineares e intervalos não uniformes. Já na transformada discreta, os sinais são amostrados, sendo baseada em operação lineares e intervalos uniformemente espaçados.

Partindo desta definição, sempre que é discutida aplicação em computadores da transformada de Fourier, a função utilizada é a transformada discreta, devido a característica espacial uniforme dos modelos matemáticos e produtos associados (Benedetto & Ferreira, 2001). Dentro deste contexto, a transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform*, FFT) surgiu da motivação de se criar um algoritmo para acelerar o processamento de uma grande quantidade de dados.

Partindo deste princípio, Cooley & Tukey (1965) definiram a FFT substituindo uma matriz de transformada discreta, que originalmente exigia $O(n^2)$ operações, por outra que

minimizava o processo realizando apenas $O(N \log N)$ operações. Para Gonçalves (2004) a principal contribuição desta técnica foi possibilitar uma grande diminuição de processamento de polinômios trigonométricos.

Segundo Cooley *et al.* (1967), apesar de revolucionário, o trabalho de Cooley & Tukey (1965) foi na verdade uma redescoberta de resultados de trabalhos anteriores, autores como Runge (1903), Danielson & Lanczos (1942), Thomas (1963) e até mesmo Gauss (no início do século XIX), já tinham resultados práticos utilizando-se da ferramenta, mas que não chamaram a atenção da comunidade científica.

2.6 Bacias tipo *rift*

O conceito de fratura do *rift* leste da África foi proposto por Suess (1891). Já o termo *rift valley* foi cunhado por Gregory (1894a,b,c) também para descrever o grande sistema de ombreiras e vales, limitado por escarpas e falhas de alto ângulo característico do leste Africano.

Gregory (1920a) define *rift valleys* como fruto da subsidência entre um série paralela de falhas. Dixey (1938) em trabalho no *rift* Malawi, também na África, assume que *rifts* são produto do soerguimento e subsequente fraturamento da crosta. Dixey (1946) coloca que *rifts* são formados entre sistemas de falha porém toda estrutura pode ser afetada pelo ciclo de erosão da paisagem e ajustes no equilíbrio isostático. Doornkamp (1968) associa a formação do grande sistema de *rifts* do leste Africano ao entumescimento da superfície e soerguimento diferencial de diferentes superfícies de erosão.

Burke (1978) define *rifts* como regiões que sofrem intenso afinamento e ruptura da litosfera, em um processo que culmina na formação de uma bacia sedimentar. Para Burke (1978) todo *rift* continental preservado no registro geológico é um aulacógeno ou um *rift* que não se desenvolveu, *rift* abortado ou *rift* falho, pois o processo culminaria na abertura de um novo oceano. Por este motivo, a preservação destas estruturas em contexto continental é bem menos abundante do que *rifts* oceânicos, porém são os únicos com chance de preservação no registro geológico. Este pensamento levou muitos autores a atrelar os diversos estágios do desenvolvimento destas bacias à evolução do ciclo de Wilson Wilson (1966).

Em trabalho calcado na caracterização do SRLA, Rosendahl (1987) cria uma classificação morfológica que obedece a escala da estruturas observadas. As classes definidas são:

- Sistemas – maior escala, que abrange todas as ramificações;
- Ramificações – definição morfológica, mas sem base teórica;
- Zonas – unidades dentro da mesma bacia de captação;
- Unidades – Unidade fundamental – sistemas de horsts e grabens
- Blocos – individualização dos horsts ou grabens

Contando com a evolução e refinamento dos dados de sísmica de reflexão, Sengör (1995) define *rift* como uma área limitada por falhas, sob ou próxima a áreas onde a espessura da litosfera sofre uma intensa redução durante processo de distensão. Para Sengör (1995) estas estruturas também são formadas em diversos contextos tectônicos, sempre atrelada aos estágios do ciclo de Wilson, porém nem todo *rift* evoluiu para oceanos.

Desta forma o autor propõe uma mudança na nomenclatura de *rifts* abortados, adjetivo atrelado a um processo que falhou na geração de um oceano, para *rifts* fósseis.

Apesar das diferenças, é comum a todos os modelos a ideia de que o processo de distensão da litosfera continental pode causar deformação na superfície, vulcanismo, aumento do fluxo térmico e alterações na profundidade das isotermas devido a mudanças na estrutura, estado e espessura da crosta e do manto litosférico (Leeder, 1995; Sengör, 1995; Olsen & Morgan, 1995; Allen & Allen, 2005).

Para Olsen & Morgan (1995), no início *rifts* eram definidos como grandes depressões tectônicas alongadas delimitadas por falhas normais, sem qualquer implicação sobre o modo de desenvolvimento e o mecanismo de formação destas bacias (classificação puramente morfológica). Em seu modelo e definição de *rift* continental, Olsen & Morgan (1995) colocam a modificação permanente da estrutura e da composição da litosfera durante a distensão como uma de suas premissas. Desta forma, assim como Sengör (1995), ressaltam a diferença entre: graben – descritivo: depressão limitada por falhas; e *rift*: interpretativo, regiões com extensa distensão.

Apesar das diferentes propostas de evolução, é comum entre os pesquisadores classificar os *rifts* de acordo com o início do processo de distensão (Bott, 1995; Sengör, 1995; Olsen & Morgan, 1995; Rosendahl, 1987; Leeder, 1995; Allen & Allen, 2005), sendo de origem ativa ou origem passiva (figura 2.11).

Rifts de origem passiva são caracterizados pela ocorrência de um campo de esforços regional de grandeza suficiente para ultrapassar o limite da envoltória de resistência local decorrendo em um processo de deformação por distensão. Já as bacias de origem ativa seriam efeito de uma anomalia de alta temperatura, responsável pela deformação primária (Bott, 1995).

Quando são discutidos os modelos de distensão, os processos mais citados e aceitos na literatura são:

1. Cisalhamento Puro – Distensão uniforme. Quando a bacia atinge o estágio *drift* o centro do graben coincide com o eixo de crescimento da bacia oceânica (McKenzie, 1978; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005) (figura 2.12a).
2. Cisalhamento Simples – Distensão não uniforme. Formação de uma falha mestra. Deslocamento lateral da zona de crescimento da bacia oceânica da fase *drift* (Wernicke, 1981; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005) (figura 2.12b).

Allen & Allen (2005) desenvolvem a idéia de uma combinação entre os processos. Na crosta rúptil (intermediária e superior) o processo de distensão característico seria de cisalhamento simples, já na litosfera dúctil é descrita a evolução por cisalhamento puro (figura 2.12c).

Figura 2.11: (a) Rifteamento passivo (b) Rifteamento ativo (Allen & Allen, 2005).

Allen & Allen (2005) descrevem *rifts* como bacias formadas em regiões onde o esforço envolvido é suficiente para causar deformação rúptil. Pelo proposto, a partir deste ponto é possível observar dois grandes grupos: (1) *rifts* abortados, nas quais não ocorre a transição *rift-drift*; (2) *rifts* que evoluem para margens passivas.

Allen & Allen (2005) enumeram algumas características singulares de áreas onde são reconhecidos *rifts* ativos atualmente:

1. Fluxo térmico – elevado quando comparado às cercanias dos sistemas, varia de acordo com o tipo de crosta e as características da atividade tectônica e vulcânica;
2. Sismicidade – áreas instáveis com grande atividade sísmica. Geralmente esta atividade estaria associada à crosta rúptil (intermediária e superior);
3. Espessura da Crosta – geralmente em zonas ativas a descontinuidade de Moho

Figura 2.12: (a) Cisalhamento puro (b) Cisalhamento Simples (c) Cisalhamento puro-simples (Allen & Allen, 2005).

é soerguida, tornando assim a crosta mais fina. Em alguns casos, ocorre um espessamento prévio da crosta e assim inicialmente a descontinuidade de Moho fica mais profunda retornando a profundidade "normal" após o início do processo de distensão;

4. Gravidade – são reconhecidas como zonas de anomalia ar-livre negativa devido à alteração termal e à perda de massa do sistema;
5. Falhas – são sistemas limitados por falhas;
6. Topografia – caracterizados pela elevação de ombreiras e formação de uma bacia sedimentar;
7. Distensão e escala de tempo. Os autores reconhecem duas classes: uma associada a crosta de espessura normal com distensão lenta por longos períodos de tempo, falhas

mestras de alto ângulo, área total pequena (como por exemplo Graben do Reno, Lago Baikal) e outra caracterizada por crosta espessa, distensão rápida por curtos períodos de tempo, falhas mestras de baixo ângulo e área total Grande (tendo como exemplo a província *Basin and Range*)

2.7 Evolução geometria e preenchimento de bacias tipo *rift*

2.7.1 Origem, mecanismos de subsidência, geometria e evolução

Alguns modelos propostos colocam o início do processo de rifteamento associado a um incremento local na temperatura, que altera a profundidade das geotermas, tornando-as mais rasas (Mueller, 1978; Bhattacharji & Koide, 1978; Leeder, 1995; Einsele, 2000). Detalhando o modelo proposto por Mueller (1978) a crosta superior, de baixa velocidade e pouco densa, reage como uma zona de fraqueza que sofre intenso afinamento e distensão causados pela deformação da crosta intermediária-inferior. A evolução deste cenário acarreta em um domeamento superficial que culmina em uma série de pequenas falhas. No modelo proposto, a área afetada, em profundidade, pelo incremento da temperatura é mais ampla que a área superficial deformada. Assim a adição de material menos denso, sob a forma de intrusões oriundas de fusão da crosta inferior ou de material da astenosfera, pode ocasionar o soerguimento marginal do sistema.

Na caracterização proposta por Mueller (1978), a crosta continental possui grande variação espacial e pode ser verticalmente dividida em zonas:

- Superficial
- Topo do embasamento
- Crosta superior
- Crosta Intermediaria
- Descontinuidade de Conrad
- Crosta Inferior
- Descontinuidade de Moho

Após a deformação inicial, a taxa de distensão dentro da crosta superior aumenta e acarreta na geração de espaço e na formação do sistema horst e graben primário. Mueller (1978) define o processo como não contínuo, sendo que as transformações na crosta e na litosfera são sempre calcadas na evolução de zonas de velocidade, densidade e viscosidade distintas. Para o autor, o desenvolvimento natural da estrutura culmina na formação de um novo oceano.

Bhattacharji & Koide (1978) destacam a relação entre magmatismo e o rifteamento. Na época, muitos trabalhos indicavam a presença de corpos de rocha ígnea ao longo dos sistemas de *rift*. O autor liga o diapirismo no manto com a anomalia térmica associada à distensão que afeta a litosfera. O modelo de evolução proposto por Bhattacharji & Koide (1978) inicia-se em um domeamento da crosta, sendo que a magnitude do soerguimento controlada pela rigidez flexural do meio, pela presença de anisotropias e pela área e magnitude do esforço causado pela concentração de material em profundidade. Posteriormente segue-se a formação de falhas que evoluem para formação do sistema horst-grabem. Neste modelo, a área subsidente ocorre associada ao centro do domo soerguido. O autor coloca ainda que a subsidência tardia no sistema é causada pela diminuição da pressão exercida imediatamente acima das intrusões no sistema.

Para Rosendahl (1987), os *rifts* continentais também fazem parte da evolução prevista pelo ciclo de Wilson. Porém é interessante notar que o autor assume o proposto por Wernicke (1981) para um modelo de distensão não uniforme. Assim o autor caracteriza algumas fases de evolução:

1. Estiramento

- Estiramento e afinamento da litosfera continental
- Subsidência da crosta superior

2. Juvenil

- Desenvolvimento de grabens assimétricos
- Subdivisão em blocos

3. Maduro

- Grande desenvolvimento do sistema de *half-grabens*
- Início do soerguimento das ombreiras

4. Desenvolvimento da face oposta

- Desenvolvimento da face oposta à falha mestra do sistema
Falso *full-graben* ou graben verdadeiro
Falha oposta ativa, falha mestra passiva ou pouco movimentada
- Região central é caracterizada como um bloco livre
- Grande desenvolvimento das ombreiras

5. Subsidência em gangorra

- Alternância de fase ativa entre a falha mestra e falha oposta

- Bloco livre pode sofrer fases de subsidência e soerguimento

6. Oceano juvenil

- Separação de ambas as faces

7. Fase de espalhamento

- Desenvolvimento da fase anterior

Influenciada por dados de sísmica de reflexão, Prosser (1993) desenvolve um modelo de distensão não uniforme que associa geometrias e padrões de terminação de refletores sísmicos a fases de desenvolvimento e caracteriza a evolução da bacia em 5 estágios:

- (S1) *Pré-rift* – devido a pouca possibilidade de preservação no registro geológico, Prosser não caracteriza os estágios primários de evolução;
- (S2) *Rift* inicial – Fase caracterizada pela formação de depressão na superfície da crosta, sistemas de sedimentação gravitacionais, baixo suprimento de água, sistemas fluviais perenes e áreas fonte compostas por rochas consolidadas/competentes. Nesta fase o sistema é sujeito a muitas variações e pode ser identificada a presença de vários tipos de mecanismos de deposição e fácies sedimentares;
- (S3) *Rift* Clímax – máxima taxa de subsidência. Sedimentação é comandada pela taxa de subsidência e diferenciação do relevo que é criado pelo sistema de falhas/escarpas. Podem ocorrer áreas subaéreas e áreas submersas. Novamente as fácies e sistemas deposicionais são variáveis e dependem de fatores como clima, tipo de fonte e nível do mar;
- (S4) *Pós-rift* Inicial – mudança do regime tectônico; final da atividade tectônica e deslocamento das falhas que limitam a bacia. Incremento do mergulho do bloco abatido. Apesar de diminuir, a subsidência regional continua devido ao resfriamento da litosfera;
- (S5) *Pós-rift* tardio – diminuição do aporte sedimentar. Aplainamento gradual e lento da topografia. Intervalo pode ser mascarado por eventos tectônicos subseqüentes.

Gawthorpe *et al.* (1994) e Howell & Flint (1996) descrevem algumas das mais importantes particularidades da aplicação da estratigrafia de seqüências em bacias tipo *rift*. Ganha importância no modelo a variação espacial das taxas de subsidência e aporte sedimentar. A idéia é baseada no comportamento de acordo com a proximidade das falhas e de zonas de transferência, resultando em diferentes padrões locais e taxas de geração de espaço de acomodação e padrões de preenchimento.

As elevadas taxas de subsidência são um fator muito importante no desenvolvimento de bacias tipo *rift* e chegam a ter taxas até duas ordens de grandeza superiores àquelas encontradas em plataformas continentais ou sinéclises interiores.

Para Leeder (1995) e muitos outros autores, a subsidência é controlada pelo estado, e alteração termal da litosfera e astenosfera, e os eventos tectônicos que sucedem essa variação de estado. Em sua proposta, Leeder (1995) coloca que as mudanças nas características de evolução do sistema estão ligadas a variações reológicas e sua influência na zona de transição de deformação rúptil-dúctil da crosta.

Esta transição é extremamente sensível às variações termais. Um aumento do gradiente térmico eleva a zona de transição, por isso a grande variação da profundidade máxima das falhas associadas ao *rift*.

Leeder (1995) também detalha os mecanismos de distensão e os associa a grandes sistemas:

Sistemas fechados Associados a *rifts* passivos (Sengör, 1995); onde o campo de esforços local está ligado à borda da placa e às forças litostáticas. A movimentação de massa da astenosfera no sistema ocorre de forma passiva (decorrente da distensão da litosfera) e é responsável pelo afinamento litosférico e pelo fraturamento da zona rúptil da crosta. Neste contexto pode ocorrer fusão parcial da astenosfera em porções pequenas, que avança com o decorrer da distensão. Estes sistemas são caracterizados por rápida subsidência e com soerguimento das ombreias associado à rotação de blocos (por falhas), rigidez flexural, fluxo térmico lateral ou a produção local de magma.

Sistemas abertos Associado a *rifts* ativos (Sengör, 1995); caracterizados por intenso vulcanismo, sendo a ascensão da astenosfera independente da magnitude da distensão da litosfera. Neste caso fusão e magmatismo ocorrem não apenas devido ao processo de afinamento crustal, estando associados também ao soerguimento da astenosfera, que também acarreta na elevação da transição rúptil-dúctil. São sistemas caracterizado por um entumescimento crustal (causando domeamento ou grandes platôs continentais) e taxa de subsidência menor devido à grande adição de material na crosta.

Leeder (1995) desenvolve também a ideia de que muitos sistemas de *rift* não se desenvolvem apenas como sistemas abertos e fechados, envolvendo uma combinação ou sucessão de processos em sua história evolutiva. No modelo, o desenvolvimento de falhas mestras se dá de forma plana até a transição rúptil-dúctil da crosta, abaixo deste limite, as falhas evoluem como falhas lítricas. O autor comenta a ideia que entre períodos de atividade sísmica, ou após cessada a distensão, poderiam ocorrer períodos de deformação flexural. Porém esta seria uma ideia muito difícil de ser testada.

O proposto por Leeder (1995) parte de um mecanismo de distensão de cisalhamento simples, e a chave para esta questão estaria no deslocamento do foco de afinamento crustal quando associado ao afinamento do manto litosférico.

Assim Leeder (1995) explica também a assimetria envolvida neste tipo de bacia. A variação da deformação na litosfera induziria a soerguimento, subsidência e fluxo de calor não homogêneo, o que ocasionaria desenvolvimento local distinto dentro do mesmo sistema. Pode ocorrer variação na espessura crustal, prevista pelo modelo de cisalhamento simples, devido ao baixo ângulo das falhas mestras.

Este modelo partiu da observação da evolução da província Basin and Range, sudoeste dos EUA. O desenvolvimento de estruturas de baixo ângulo, associadas ao afinamento crustal, acaba levando à exumação de rochas mais profundas e a formação dos chamados complexos de núcleo metamórfico. Leeder (1995) associa as falhas de baixo ângulo a mudanças na densidade e a rigidez flexural das rochas para explicar o desenvolvimento da bacia. A expressão em planta das falhas é associada à profundidade da zona de transição rúptil-dútil da crosta. Assim, uma crosta mais espessa geraria conjuntos de falhas mais longos.

Como a expressão lateral da deformação rúptil tem um limite, cria-se uma zona de acomodação, ou transferência, entre os blocos definidos pelas falhas. A interação desses blocos e falhas é extremamente complexa e diacrônica. Este contexto leva à formação de falhas mestras marginais, ou um conjunto delas (como o SRLA), até sistemas caracterizados pela migração não linear da descontinuidade principal formando assim *rifts* amplos sem margens principais definidas (como a província Basin and Range).

Bott (1995) também apresenta dois modelos de mecanismos de distensão da litosfera e formação do *rift* primário. O modelo de foco externo é associado a rifiteamento passivo, tendo sua evolução ligada a convexão do manto superior, ao *Ridge push* (esforço associado a abertura da dorsal oceânica e ao *subduction pull* (esforço associado a zonas de subducção). Já o modelo de foco local está associado a um anomalia termal local que acarreta a adição de material menos denso na litosfera, sendo descrito com rifiteamento ativo.

Bott (1995) divide a litosfera em 4 zonas de propriedades reológicas distintas: crosta superior (rúptil), inferior (alta temperatura, comportamento mais viscoso), manto superior rúptil (temperaturas não tão elevadas) e manto litosférico dútil (altas temperaturas). Deste modo o autor discrimina uma zona de fraqueza associada à crosta inferior que separa zonas mais rígidas (crosta e manto superior) que oferecem maior resistência a deformação. O início da distensão é baseado em três premissas:

- A litosfera afinada torna-se mais fraca;
- Ocorre uma variação das isoterma;

- Mudança da distribuição vertical da densidade do material da litosfera produz um campo de esforços locais que modifica o regime tectônico.

Para Bott (1995), o vulcanismo pode ocorrer nas duas hipóteses de formação, porém de modos diferentes:

- Ativo: ligado a uma anomalia térmica na base da litosfera;
- Passivo: fusão de material da astenosfera.

O modelo tem como principal fator de controle o equilíbrio entre afinamento da crosta e a ascensão de material menos denso. O afinamento crustal diminui a intensidade do processo de distensão e estiramento, por outro lado, a ascensão de material menos denso da astenosfera tem efeito oposto e alimenta o processo de deformação. Para modelos de evolução passiva, Bott (1995) usa as ideias propostas por Neugebauer (1987) para ascensão da astenosfera.

São quatro os modelos descritos por Neugebauer (1987). O **modelo de condução termal** é ligado ao aquecimento da litosfera pela ação de um *hotspot*, o que acarreta no afinamento do manto litosférico, causado pela migração e ascensão das isothermas. O problema deste modelo é que a transferência de calor na litosfera é muito lenta e seria necessária uma fonte de calor muito grande. O **modelo de injeção de magma** parte de uma litosfera aquecida pela injeção de magma oriundo da fusão parcial da astenosfera, associado à acomodação de diques. O problema deste modelo é que a quantidade de magma teria que ser muito grande (Mareschal, 1983). O **modelo de penetração por diapirismo** é baseado na simples ascensão de material menos denso e menos viscoso da astenosfera na litosfera. Por fim o **modelo de migração de magma** prevê a ascensão de um grande corpo de baixa densidade e viscosidade resultando em um efeito de flutuação entre o corpo menos denso e a astenosfera em um processo que ocorre em um curto espaço de tempo e resulta primeiramente no domeamento da superfície e finalmente no afinamento da litosfera.

Bott (1995) também fala menciona fatores que controlam o soerguimento das ombreiras, características de muitos sistemas de *rift*. Para Bott (1995), as propriedades elásticas da litosfera seriam responsáveis por soerguimento flexural das ombreiras em resposta a subsidência e afinamento da crosta superior e a formação dos grabens. Outra questão importante é a adição de material menos denso na litosfera, que leva a um diapirismo ligado a astenosfera e altera as propriedades da zona dúctil. Bott (1995) ainda cita correntes de convexão térmica de pequena escala, que afetariam a densidade do material e aumentaria a região da litosfera afinada. O autor ressalta que o mais provável é uma combinação de todos os fatores em um processo que teria o soerguimento como resultado do equilíbrios isostático, sendo que a elevação máxima ocorre adjacente as falhas que definem o *rift*.

No modelo proposto por Einsele (2000) a evolução do sistema é controlada pela isostasia, pela contração termal da litosfera ou pela resposta flexural do meio. Pelo princípio da isostasia, qualquer variação no meio pode gerar alterações (soerguimento ou subsidência) na superfície, pois acima do plano de compensação a espessura da coluna de rocha pode variar, mas sua massa deve continuar constante.

Quando a temperatura da litosfera sofre alteração positiva em relação às vizinhanças, a massa mantém-se constante, porém seu volume aumenta, causando assim soerguimento. O resfriamento do sistema causa subsidência termal, devido ao aumento da densidade das rochas. Para Einsele (2000) na evolução de bacias tipo *rift* as fases de evolução têm fator cíclico, alternando períodos de subsidência, soerguimento e estáveis. Pelo modelo, são caracterizadas duas grandes fases:

1. Riftingamento – Apesar da alteração termal positiva causada pela ascensão do manto astenosférico, a subsidência oriunda da compensação isostática causada pelo afinamento crustal é predominante;
2. Subsidência termal – Compensação isostática causada pelo resfriamento da litosfera.

Apesar de defender a ideia de que *riffts* se desenvolvem geralmente sob contexto de cisalhamento puro, e algumas variações geométricas estão ligadas a descontinuidades preexistentes, Einsele (2000) caracteriza as principais diferenças entre os produtos finais de bacias tipo *rift* desenvolvidas sob regime puro ou simples. No cisalhamento puro, a evolução estaria atrelada à crosta antiga, de espessura normal e termalmente equilibrada. A extensão é limitada e desenvolve-se bacias profundas (6 a 10 km) limitadas por falhas de alto ângulo (45 a 60°), tendo como exemplo o Lago Baikal e o SRLA. No cisalhamento simples, o contexto envolve crosta jovem, quente e espessa. São desenvolvidas bacias rasas (1 a 3 km) limitadas por falhas de baixo ângulo (15 a 35°).

Gawthorpe & Leeder (2000) propõem um modelo baseado na relação entre a evolução do sistema de falhas e as características da bacia, sendo focados tanto ambientes continentais como costeiros. São propostas 4 fases de evolução:

- Fase inicial;
- Fase de interação e interligação;
- Fase tectônica;
- Fase pós-tectônica;

O modelo parte de uma deformação inicial marcada por um sistema de falhas de pequena expressão em planta e rejeito pequeno. A evolução do contexto tectônico leva à interação dos intervalos isolados para um sistema dominado por grandes falhas. Uma

característica importante são as zonas de transferência entre sistemas de falhas, que afetam tanto a característica estrutural como o aporte de água e sedimentos e os sistemas deposicionais. O modelo prevê a migração temporal das falhas ativas com taxas de deformação e continuidade diferentes, podendo até interferir no padrão do vulcanismo local devido às mudanças da dinâmica crustal.

Allen & Allen (2005) baseiam-se também nos dois grandes conceitos clássicos de mecanismos de distensão:

- Ativo - associado à anomalia termal na base da litosfera;
- Passivo - associado ao campo de esforços atuantes na litosfera continental.

Allen & Allen (2005) ressaltam a dificuldade de se classificar as bacias tipo *rift* como ativas ou passivas, pois a evolução do sistema é muito similar e seus membros finais muito semelhantes. O modelo de estiramento de Allen & Allen (2005) é baseado no conceito de envelope de resistência da litosfera, definido pelo perfil vertical de resistência à deformação. Assim a deformação local é fruto do desequilíbrio entre o envelope de resistência local e o campo de esforço regional e local.

O modelo de evolução proposto por Allen & Allen (2005) também parte do princípio da existência de uma profundidade hipotética acima da qual a massa sólida se mantém constante. Assim a formação de bacias tipo *rift* é fruto das anomalias e alterações da litosfera que podem levar a subsidência ou soerguimento devido à compensação isostática.

2.7.2 Classificação de *rifts*

Burke (1978) propõe uma classificação de acordo com a fase evolutiva da bacia dentro do ciclo de Wilson, assim descreve duas grandes classes: tipo africano, associado ao início do ciclo de Wilson e a formação de uma junção tríplice; tipo graben do Reno, associado a colisão continental. Burke (1978) coloca a dificuldade de relacionar alguns *rifts* a seu estágio dentro do ciclo de Wilson, caso dos *rifts* do Mediterrâneo, do *rift* do Rio Grande e da província Basin and Range, devido a sua grande variação e complexabilidade geométrica e estrutural.

Olsen & Morgan (1995) classificam apenas as estruturas continentais, e neste contexto, as definições utilizadas pelos autores são:

- *Rifts* continentais – depressões tectônicas alongadas associadas a alterações na litosfera durante a distensão;
- Sistema de *rifts* – séries de *rifts* interconectados tectonicamente;
- *Rifts* modernos – *rifts* ativos;

- *Paleo rift* (ou *rift* fóssil) – *rifts* mortos ou dormentes, sem ação de distensão ou subsidência;
- Braço abandonado – ramo de uma junção tríplice que não se desenvolveu em oceano;
- Aulacógeno – paleo-*rifts* reativados por compressão;
- *Rifts* de gênese ativa – rifteamento em resposta a soerguimento da astenosfera;
- *Rifts* de gênese passiva – rifteamento em resposta ao campo de esforços local.

Sengör (1995) discute algumas classificações de *rifts*, descritas a seguir.

Classificação estrutural Baseada em características fundamentalmente diferentes, que distingue bacias tipo *rift* quanto à estrutura térmica da litosfera sob o sistema. De acordo com essa classificação, a espessura da crosta e o gradiente térmico da litosfera determinam o padrão de estiramento e as taxas de subsidência. Por esse critério, são reconhecidos três tipos de sistemas de *rifts*:

- tipo Africano, em que crosta com espessura e fluxo térmico comum (30 a 35 km e cerca de 60 mW/m²) resultam em sistemas alongados e estreitos, caracterizados por bacias individuais profundas e baixa taxa de extensão;
- tipo Americano (tipo Basin and Range), em que alto fluxo térmico (cerca de 100 mW/m²) e crosta espessada (em torno de 60 km) no início da distensão resultam em sistemas de bacias com maior expressão superficial, com muitas bacias de pequena profundidade, baixo aporte sedimentar e depocentros pequenos, associadas à distensão dúctil em níveis inferiores e soerguimento de complexos de núcleo metamórfico (distensão rápida e deformação praticamente confinadas à porção superior da crosta);
- tipo Egeu, em que fluxo térmico e espessura crustal intermediários (cerca de 80 mW/m² e 45 km) resultam em sistemas de *rifts* amplos, compostos por bacias mais profundas (porém menos profundas que o tipo africano) e distensão muito rápida.

Classificação geométrica As classes são baseadas na geometria em planta dos sistemas:

- *Rifts* solitários – sistemas pequenos, deformação profunda insignificante e baixa probabilidade de preservação no registro geológico. Área exemplo: Tesoffi (Cambriano), África;

- Rifts estrela – formado por dois *rifts* radiais com centro comum, geralmente associados a junções tríplices. Área exemplo: Mar Egeu, Grécia;
- Rifts em corrente – várias bacias distensivas alinhadas e entrelaçadas. Área exemplo: Leste Africano;
- Rifts “cluster” – formados por *rifts* paralelos que ocorrem em área aproximadamente eqüidistante. Área exemplo: Basin and Range, EUA;
- Rifts em rede – raros, ocorrem em um contexto onde a direção dominante da distensão muda rapidamente. Geralmente sua formação está associada à dois *rifts* cluster sobrepostos. O autor não cita exemplos.

Classificação cinemática

- Rift intraplaca – sistemas rodeados por litosfera indeformada. Exclusivo do tipo Africano. Geralmente solitários, pequenos e raros, com pouca chance de preservação no registro geológico;
- Rift divergente – tem como consequência direta a separação de placas. São subdivididos em sistemas com entumescimento *pré-rift* ou não;
- Rift conservativo – teoricamente sem distensão e encurtamento. Subdivididos em: transpressivos, pull-apart e *rift* em forma de cunha;
- Rift convergente – formados devido à tensão gerada pelo excessivo espessamento crustal de zonas convergentes de placa. Subdivididos em: associados a zonas de subducção; associados a zonas de colisão continental;
- Rifts com tripla junção – associado a junções tríplices e a evolução de zonas de subducção nas bordas da placa.

Classificação dinâmica

- Rifts ativos – causado pelo soerguimento do manto (associados à *hot-spots* na base do manto inferior). Ocorre um intumescimento *pré-rift*. Este domeamento é um mecanismo forte o suficiente para formar a falha inicial, porém não sustenta o processo distensional;
- Rifts passivos – rifiteamento é causado por um mecanismo de movimentos bidimensionais que acaba por gerar extensão na litosfera.

2.7.3 A evolução geomorfológica de bacias tipo *rift*

Para simplificar a caracterização das formas de relevo em bacias distensionais tipo *rift*, a descrição será subdividida entre os três grandes estágios propostos por Prosser (1993):

- Pré-*rift*;
- Sin-*rift*;
- Pós-*rift*.

Geomorfologia da fase pré-*rift* É senso comum na literatura que as fases iniciais das bacias tipo *rift* são divididas em dois grandes grupos: *rifts* ativos e *rifts* passivos (Burke, 1978; Rosendahl, 1987; Sengör, 1995; Bott, 1995; Olsen & Morgan, 1995; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005).

A característica fundamental da gênese por mecanismo ativo é o domeamento da superfície causado pela elevação anômala da temperatura na base do manto litosférico, geralmente associada a um *hot spot*. Sob estas condições ocorre formação de um padrão de orientação das vertentes radial e rede de drenagens com fluxo essencialmente para fora da área afetada. Já em bacias com rifteamento passivo, a deformação inicial da crosta superior é caracterizada por uma subsidência que afeta a rede de drenagens preexistente, é desenvolvido um novo depocentro que pode até estabelecer uma drenagem axial na zona afetada (Gawthorpe & Leeder, 2000; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005).

Em ambos os casos é relatada a formação de sistemas falhas normais de pouca expressão em área e rejeito (Mueller, 1978; Rosendahl, 1987; Leeder, 1995; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005).

Geomorfologia da fase sin-*rift* Após a fase inicial, a evolução tectônica e os fatores que controlam os padrões físicos da litosfera deformada acarretam no desenvolvimento muito similar tanto para gênese passiva como ativa.

Esta fase é caracterizada pelo desenvolvimento da unidade fundamental de sistemas de *rifts*, a formação do conjunto de horsts e grabens (Rosendahl, 1987). Geomorfologicamente, sistemas de *rifts* podem ser associados a um conjunto de unidades, formando zonas, ramificações e províncias (Rosendahl, 1987; Sengör, 1995; Allen & Allen, 2005), que de modo geral expressam a intensidade, em área, da zona afetada pela deformação da litosfera.

O mecanismo de distensão da litosfera pode gerar algumas diferenças na geomorfologia local (figura 2.13). Bacias relacionadas a cisalhamento puro desenvolvem *rifts* simétricos, limitados por falhas normais. Sob estas condições é descrita a formação de um sistema de ombreiras e escarpas marginais e um grande bloco abatido, caracterizado por um relevo de baixa declividade.

Quando o mecanismo de distensão está relacionado a cisalhamento simples, ocorre a formação de um *rift* assimétrico, condicionado à evolução de uma falha mestra (Wernicke, 1981). A interação do bloco abatido (capa) e do bloco soerguido (lapa) controla o desenvolvimento de um sistema de ombreira e escarpas em um semi-graben (Leeder, 1995; Summerfield, 1991; Gawthorpe & Leeder, 2000; Allen & Allen, 2005). A evolução acarreta na formação de falhas antitéticas que durante o processo de distensão formam um sistema de ombreiras e escarpas opostas à falha mestra; neste ponto a estrutura geral se aproxima do *rift* simétrico e as características geomorfológicas se tornam extremamente similares (Rosendahl, 1987; Allen & Allen, 2005).

Figura 2.13: Modelos de distensão por cisalhamento puro (A) e simples (B) (Summerfield, 1991).

Geomorfologia da fase pós-*rift* O processo de distensão da litosfera pode acarretar em dois membros finais distintos: (1) *rift* fóssil; (2) margem passiva (Burke, 1978; Olsen & Morgan, 1995; Sengör, 1995; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005). Quando o processo de distensão não completa o ciclo de Wilson, é atingido um equilíbrio entre o campo de esforços externos, anomalias na base do manto litosférico e envelope de resistência do meio. Neste ponto o resfriamento gradual da litosfera é responsável pela subsidência pós-*rift* descrita por alguns autores (e.g. McKenzie, 1978; Prosser, 1993; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005).

Desta forma a evolução da paisagem nesta fase é caracterizada primeiramente pelo fim da ação tectônica e decaimento da taxa de subsidência. Se em um primeiro momento a alteração da paisagem ainda responde ao processo de equilíbrio dos padrões da litosfera, com a estabilidade tectônica os processos superficiais tendem a ser predominantes, o que leva gradualmente à diminuição dos gradientes altimétrico e hidráulico e a formas mais arrasadas tendendo a superfícies aplainadas (Summerfield, 1991; Prosser, 1993).

2.7.4 Evolução e preenchimento sedimentar

Uma idéia corrente na literatura é a de todo *rift* ser associado ao ciclo de Wilson e sua evolução natural se desenvolver para margem passiva ou ser abortado. O fato é que *rifts* continentais que não evoluem para margens passivas são aqueles com maior chance de preservação no registro geológico. Neste contexto, a litosfera deformada pelo rifteamento tem como principal característica o desenvolvimento de uma área de captação e acúmulo de sedimento.

Tiercelin & Faure (1978) relacionam a evolução do sistema de falhas do *rift* da Etiópia e os diversos ambientes sedimentares formados em cada situação dentro da bacia. Apesar de simples, uma idéia importante do modelo é o fato do aporte sedimentar não ser condicionado apenas por parâmetros litológicos e tectônicos, mas também por fatores climáticos e morfológicos.

Em seu trabalho sobre o sistema de *rifts* do leste Africano, Rosendahl (1987) define algumas características dos sistemas deposicionais associadas às fases de evolução da bacia. Para Rosendahl (1987) a evolução tem início com um processo de estiramento litosférico caracterizado pelo domínio de ambientes fluviais e eólicos e, em alguns casos, pelo retrabalhamento destes depósitos por sistemas transgressivos. A fase juvenil é dominada por ambientes fluviais com muitas variações locais e, quando evolui para fase madura o *rift*, apresenta a maior taxa de geração de espaço durante todo processo evolutivo, caracterizando muitas vezes uma bacia faminta. Como o trabalho de Rosendahl (1987) é baseado no SRLA, toda evolução é marcada pelo desenvolvimento de uma falha mestra, neste contexto quando ocorre o desenvolvimento da face oposta é marcado o fim da fase madura e a sedimentação passa a ser dominada por sistemas transversais. A última fase de desenvolvimento da bacia é marcada pelo que o autor chame de subsidência em gangorra

do bloco entre a falha mestra e a face oposta, em uma fase marcada por sedimentação dominada por ambientes atrelados a sistemas tanto transversais como axiais. Após este estágio, a evolução passa a ser considerada como o desenvolvimento de um oceano, com a erosão e retrabalhamento dos depósitos da bacia.

Por outro lado, o reconhecimento das formas deposicionais de grande escala, proporcionado pelos avanços na aquisição e tratamento de dados de sísmica de reflexão na década de setenta do século passado, levou a uma reformulação dos objetivos e técnicas da estratigrafia. O ponto de partida dessa reformulação foi à tentativa de reconhecimento da influência das variações absolutas do nível do mar na arquitetura estratigráfica, com o objetivo de se estabelecer critérios de correlação entre sucessões em todo o planeta (Vail *et al.*, 1977). Tal correlação parte da interpretação das geometrias e terminações de conjuntos de refletores sísmicos como resultado da interação entre subsidência tectônica, aporte sedimentar e variações eustáticas, compondo ciclos limitados por discordâncias erosivas que indicam eventos de rebaixamento do nível relativo de base. Os padrões de agração, progradação e retrogradação sugeridos pelas seções sísmicas refletem migrações laterais e modificações nos sistemas deposicionais, que resultam em distribuições previsíveis de litotipos.

Os primeiros modelos e métodos para a análise de seqüências deposicionais foram desenvolvidos em sucessões de plataforma continental, sendo o modelo de arquitetura deposicional mais difundido baseado nas particularidades desse tipo de bacia (Posamentier & Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988). Esse modelo foi adaptado para contextos de sinéclises cratônicas e margens com rampas suaves (Posamentier *et al.*, 1988), e para bacias flexurais de antepaís (Van Wagoner & Bertran, 1995), porém não foi desenvolvido de forma satisfatória para bacias distensionais tipo *rift*.

Prosser (1993) caracteriza os sistemas deposicionais, em cada uma das fases evolutivas propostas em seu modelo:

Rift inicial (S2) – A depressão criada causa o surgimento de um novo depocentro. Neste contexto são formados novos altos e baixos topográficos. O modelo proposto sugere que os altos e suas conseqüentes bacias de drenagem não são a principal fonte de sedimentos que atua no preenchimento da bacia. Os principais sistemas desta fase são:

- Fluvial associado à bacia de drenagens e ao rio axial que corre na bacia.
- Depósitos de tálus e leques associado às ombreiras

Rift clímax (S3) – Fase caracterizada pela maior taxa de diferenciação topográfica associada ao crescimento do sistema de falhas e à taxa de subsidência da bacia. Durante o desenvolvimento da bacia, os sistemas podem variar muito, sendo característicos sistemas lacustres ou golfo marinho, deltas e depósitos de tálus. Pode ser observada nesta fase uma importante mudança na direção de transporte; de sistemas gravitacionais ortogonais

para sistemas longitudinais. O fim da fase clímax é caracterizado por uma diminuição no aporte sedimentar e ambientes predominantemente subaquosos com cobertura sedimentar relativamente uniforme.

Pós-*rift* jovem (S4) – Nesta fase, a baixa taxa de subsidência pode afetar a geração de espaço e o aporte sedimentar. Porém a denudação e a captura de rios de fora da bacia podem aumentar a taxa de aporte de sedimentos na bacia.

Pós-*rift* tardio (S5) – No fim do ciclo evolutivo proposto, o que a autora caracteriza é um sistema associado à denudação do relevo que acarreta em um regime de sedimentação de baixa energia. Um fator importante nesta fase é que variações do nível de base, devido à eustasia, podem refletir em um aporte sedimentar mais elevado.

Leeder (1995) identifica dois grandes grupos de pacotes sedimentares em seu modelo: O sin-*rift* (associado à formação do graben e soerguimento das ombreiras) e o pós-*rift* (associado à subsidência termal pós extensão). No modelo de preenchimento proposto, os principais controles de ambientes e litofácies são a assimetria estrutural e o soerguimento das ombreiras do sistema. A taxa de aporte na bacia reflete a taxa de denudação das áreas soerguidas, o fluxo de sedimentos trazidos pela drenagem axial (de fora do sistema) e a precipitação química dentro da estrutura.

Leeder *et al.* (1996) e Gawthorpe & Leeder (2000) propõem duas vias principais de aporte sedimentar na bacia, a saber: transversal e axial.

O transporte transversal é controlado principalmente pelas relações geométricas do sistema e pela taxa de soerguimento das ombreiras. A formação da bacia de captação transversal é associada a extensão e declividade da margem produzida durante a distensão. Desta forma a área da bacia de captação transversal é o fator principal no controle da extensão dos ambientes sedimentares desenvolvidos ao longo das margens do graben.

Neste contexto seria predominante a evolução de depósitos de tálus, leques aluviais e deltas. A variação do nível de base local pode afetar a formação de seqüências pró e retro gradacionais. No proposto por Leeder (1995), episódios de ativação tectônica trariam para dentro da bacia sedimentos grossos, mal selecionados e angulosos, devido ao rápido transporte. Esta idéia é oposta a de Blair & Bilodeau (1988), segundo a qual fases tectonicamente ativas seriam responsáveis por alterar as condições de equilíbrio do meio, e em fases sem atividade tectônica o transporte teria condições de levar materiais grossos para áreas centrais da bacia.

Já o transporte axial é caracterizado pelo desenvolvimento de uma drenagem que se encaixa longitudinalmente à bacia. Comumente o rio axial interliga diferentes bacias dentro de um mesmo sistema. No modelo proposto por Leeder *et al.* (1996) e Gawthorpe & Leeder (2000), o curso do rio axial é controlado principalmente pela magnitude dos ambientes formados pelo transporte transversal, e a ele são associadas principalmente planícies aluviais. Dentro deste contexto é importante também o desenvolvimento de sistemas

lacustres, eólicos e eventualmente marinhos (siliciclásticos e carbonáticos).

Assim Leeder (1995) e Gawthorpe & Leeder (2000) (Figuras 2.14 e 2.15) desenvolvem seus modelos levando em consideração algumas características que distinguem grupos de bacias tipo *rift*:

- Rifts continentais com drenagem interior ou lagos
- Rifts continentais com drenagem axial
- Rift costeiro/golfo

No caso de *rifts* continentais com bacias de captação de drenagens interior, ou lagos, a disponibilidade de água no sistema controla a presença e profundidade dos lagos e o desenvolvimento e características dos ambientes sedimentares. Por ser restrito, o aporte sedimentar e a evolução de ambientes deposicionais têm seu controle principal associado a variações climáticas. Exemplos deste tipo de sistema são os lagos Malawi e Tanganyika, no leste Africano. Bacias associadas ao desenvolvimento de um rio axial são caracterizadas pela ligação de diversas bacias dentro de um mesmo sistema. Exemplos deste sistema seriam o graben do Reno e a província Basin and Range.

Já os *rifts* costeiros são aqueles com forte influência marinha e têm como seu principal exemplo o golfo de Corinto, na Grécia. Neste sistema, além dos já citados ambientes continentais, ocorrem também importantes sistemas deposicionais marinhos, tais como deltas e leques submarinos, onde podem se desenvolver também transporte axial e transversal, sendo este fator controlado pelo nível do mar.

Como proposto por outros autores, no modelo de Gawthorpe & Leeder (2000) os principais controles das características dos sistemas deposicionais são: estrutura assimétrica das bacias de *rift*, área de captação de drenagem, e dinâmica de fluxo axial e transversal. A variação espacial e cronológica da geração de espaço é um dos principais fatores que contribuem para a distribuição e características dos sistemas deposicionais. Dentro deste contexto, a interação entre mudanças de nível de base, que possuem variação local e são de alta frequência, com ciclos tectônicos, da variação local e frequência episódica (alternando fases ativas e passivas), são os fatores que determinam o desenvolvimento e características dos ambientes sedimentares.

Um aspecto importante do modelo de Gawthorpe & Leeder (2000) (Figura 2.16) é a variação da deformação vertical e horizontal, quando comparadas zonas periféricas e centrais, o que levaria ao desenvolvimento concomitante de diferentes sistemas deposicionais dentro da mesma bacia.

Figura 2.14: Evolução dos sistemas deposicionais em *rifts* continentais. (a) Fase inicial. (b) Fase de interação e interligação (c) Fase tectônica. (d) Fase pós-tectônica (Gawthorpe & Leeder, 2000).

Figura 2.15: Evolução dos sistemas deposicionais em *rif*ts costeiros. (a) Fase inicial. (b) Fase de interação e interligação (c) Fase tectônica. (d) Fase pós-tectônica (Gawthorpe & Leeder, 2000).

Figura 2.16: Variação espacial da deformação. (A-D) Perfil evolutivo (E) Variação em planta. (Gawthorpe & Leeder, 2000).

Assim, a deformação heterogênea da bacia pode levar ao desenvolvimento e evolução de sistemas de captação intra-*rift*, restritos a zona do *rift*, ou extra-*rift*, quando ocorre a captura de drenagens de fora do sistema. Sistemas extra-*rift* possuem fluxo regional, geralmente caracterizado pela formação de um sistema de drenagem axial, e interação entre os diversos segmentos dentro da bacia e até mesmo aumentando sua área de captação para fora da área deformada. Sistemas intra-*rift* são caracterizados por aporte de água e sedimentos restrito, geralmente são bacias famintas caracterizadas por um grande sistema de leques associado às ombreiras do *rift* ou pela formação de um proeminente sistema lacustre quando o aporte de água é abundante.

A evolução de um sistema intra-*rift* para um sistema extra-*rift* pode ocorrer associada a várias causas, tais como:

- Reorganização e evolução tectônica, devido a crescimento lateral do sistema de falha e interação de zonas de transferência;
- Aumento brusco do aporte de sedimento que pode fazer com que o depósito prograda sobre as ombreiras;
- Atividade vulcânica e tectônica pode não ter magnitude o suficiente para isolar segmentos da bacia;
- Drenagens com gradiente hidráulico muito elevado podem incidir sobre as ombreiras.

2.7.5 Geração de espaço, aporte sedimentar e evolução o relevo

Alguns fatores determinantes apresentados em todos os modelos de evolução de províncias distensionais aqui apresentados são a geração de espaço e o aporte sedimentar. Por outro lado podemos observar que as áreas de captação de drenagens e seus canais aluviais são extremamente sensíveis a variações climáticas, morfológicas e tectônicas. Desta forma também são muito variáveis as mudanças no aporte de água e sedimentos dentro da bacia. A ação tectônica tem grande influência nos sistemas fluviais, exercendo controle sobre o fluxo e principalmente sobre o perfil de equilíbrio dos rios, o que leva a um significativo ajuste da morfologia regional da bacia de captação. Assim anomalias na rede de drenagens podem ser indicativas de atividade tectônica, incluindo a formação local de meandros, lagos, acúmulo e preenchimento aluvial e alargamento ou estreitamento dos rios (Blair, 1988; Summerfield, 1991; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005; Bigarella, 2007).

Desde os trabalhos de Hooke (1968) já se falava que na relação entre área de bacia de captação e área e geometria dos pacotes sedimentares, mostrando que, de forma geral com o aumento da área de captação aumenta também a área ocupada pelos leques aluviais e que o controle topográfico afeta diretamente a granulometria dos depósitos. A ligação semântica entre Hooke (1968), Gawthorpe & Leeder (2000) e Bergner *et al.* (2009) está centrada na configuração da rede de captação de drenagens durante a evolução de bacias tipo *rift* e seu papel no preenchimento da bacia.

Uma leitura conjunta dos modelos qualitativos apresentados, nos leva a afirmar que relevos jovens e ativos tectonicamente são geralmente parte de um contexto onde formas geomórficas transitórias são mais abundantes que formas de tempo características. Assim podemos dizer que a geometria das bacias de captação de rifts são parte de um contexto de alta mobilidade geomórfica onde o desequilíbrio dinâmico da paisagem está associado primariamente à alta taxa de deformação, porém inúmeros fatores durante a evolução da bacia, como aporte de água ou sedimentos anômalo, podem afetar as características geométricas e morfológicas das bacias de captação, o aporte sedimentar e a taxa de geração de espaço da bacia, o que vai de encontro com a ideias de evolução da paisagem de autores como Schumm (1975), Brunnsden & Thornes (1979) e Summerfield (1991).

Assim podemos afirmar que, tendo a tectônica como principal mecanismo controlador, o delicado equilíbrio entre aporte sedimentar e geração de espaço é ligado diretamente com a evolução do relevo, pois características locais como, clima, litologia, zonas de fraqueza, capturas de rios, variações regionais do campo de esforços, entre outros, formam um complexo jogo de forças que determina as características evolutivas, estruturais e morfológicas das províncias distensionais, sendo assim extremamente difícil a determinação de fatores de controle genéricos que atuem de forma preponderante na evolução do pacote sedimentar e áreas de captação de drenagem de bacias distensionais.

Desta forma, a idéia central deste trabalho foi desenvolver uma metodologia de

análise quantitativa e testar determinados conceitos previstos em modelos qualitativos. Os resultados desta abordagem são apresentados a seguir em capítulos que trazem a geologia regional das áreas de estudo, o desenvolvimento metodológico e a apresentação de dados e modelos na forma de dois artigos científicos.

3 Arcabouço regional das áreas de estudo

3.1 O Sistema de Rift do Leste Africano

Escolhido como área inicial de estudo, o SRLA abrange diversas bacias em diferentes contextos evolutivos e climáticos que ocorrem desde a região árida do Triângulo de Afar até a zona úmida do sudeste africano. O SRLA tem mais de 5000 km de comprimento e é constituído por uma série de depressões limitadas por falhas distribuídas em uma direção aproximadamente N-S, que marcam o limite divergente entre as placas da Somália e da África. O sistema forma dois ramos principais, leste e oeste. O ramo leste segue por uma distância de 2200 km, do Triângulo de Afar no norte, depressão de Omo-Turkana, *rift* do Quênia, terminando nas bacias da divergência norte-tanzaniana, no sul. Já o ramo oeste segue por uma distância de 2100 km, do Lago Albert no norte até o Lago Malawi, no sul. Ele consiste em vários segmentos. O norte inclui o Lago Albert, o Lago Edward e as bacias do Lago Kivu, formando progressivamente uma linha de NNE para N-S. O segmento central segue a NW-SE e inclui bacias dos lagos Tanganyika e Rukwa. Já o segmento sudeste corresponde, em sua maioria, ao Lago Malawi e pequenas bacias mais ao sul. A maioria dos grandes lagos do oeste da África estão localizados nos *rift valleys*, exceto pelo Lago Victória. Essas sucessões de bacias são geralmente cercadas nos dois lados por um relevo alto, incluindo linhas de contínuas montanhas quase paralelas e de platôs, e as vezes de maciços vulcânicos (Chorowicz, 2005).

O sistema de bacias está relacionado a intenso soerguimento regional e a vulcanismo ativo, principalmente em sua porção setentrional. A evolução do sistema de *rifts* do leste africano iniciou-se no Paleógeno, continuando até o presente. Em uma fase anterior, do Cretáceo ao início do Paleógeno, distensões, vulcanismo, soerguimento e subsidência regional ocorreram em várias regiões da África.

Os primeiros trabalhos na área são datados do final do século 19 e início do século 20 (Gregory, 1894a,b,c; Stigand, 1916; Dixey, 1926; Longwell, 1932; Fuchs *et al.*, 1935; Dixey, 1938). Estes trabalhos são primordialmente descritivos e têm como foco o contexto geomorfológico local. São deste período as primeiras descrições do sistemas de ombreiras e depocentros que se destacam na paisagem do leste africano.

Gregory (1920a,b) e Wayland (1921), que colocam algumas questões interessantes sobre a construção destas paisagens, tentando relacionar feições geomorfológicas a interpretações e mecanismos de formação, com considerações importantes sobre a presença de vulcanismo, diferentes tipos de escarpas e padrões de falhas. Gregory (1920a,b) coloca que toda evolução do SRLA é condicionada pela formação de uma falha normal principal associada a um soerguimento regional, diferente do proposto por Wayland (1921) desenvolve um modelo no qual o mecanismo de formação estaria atrelado a um sistema compressivo.

Spink (1945) propõe, através da análise do que ele chama de linhas de fissura, a existência de atividade termal na zona do *rift*. Os trabalhos de Dixey (1938, 1946) também fazem alusão ao desenvolvimento e mecanismos. Para o autor, toda estrutura seria fruto da erosão e evolução das formas de relevo com o tempo após um evento de soerguimento, segundo a escola do ciclo de erosão.

Até metade dos anos 60 do século passado, todo mecanismo de formação do SRLA era atribuído à evolução do relevo associado a diferentes superfícies de erosão. Trabalhos como o de Dixey (1938), King (1953) e McConnell (1957) tinham como foco principal o número de superfícies de erosão que se sucediam durante o desenvolvimento do *rift*. Na contramão do pensamento corrente, autores como Doornkamp & Temple (1966) procuram estabelecer uma ligação entre a então recente tectônica de placas, ou deformação regional, para explicar a evolução do sistema.

Em comum, todos os trabalhos elaborados até fim da década de 60 têm a interpretação de todo processo de rifteamento ser precedido de um soerguimento regional. É também a partir da segunda metade dos anos 60 que surgem as primeiras teorias envolvendo a sísmica de reflexão, tectônica de placas e o desenvolvimento dos sistema de *rift*. O clico de abertura e fechamento de oceanos proposto por Wilson (1966) é um dos primeiros trabalhos a colocar as bacias tipo *rift* dentro de um sistema de esforços distensivos que leva a ruptura da crosta.

É a partir deste ponto que autores como Baker *et al.* (1972), Hutchinson & Engels (1972), Barberi *et al.* (1974), Purcell (1976), Ramberg & Neumann (1977) e Mohr (1978) procuram teorizar um evento de subsidência, e não soerguimento, como expressão inicial do processo de rifteamento. É o início de um grande debate que se estende até os dias de hoje, sobre a origem passiva ou ativa do sistema do SRLA. O que segue a partir de 1980 é um grande refinamento dos modelos de origem e evolução do sistema de autores como Rosendahl (1987), Tiercelin *et al.* (1988), Ebinger (1989b), Tiercelin (1990), Rosendahl *et al.* (1992), Achauer & Masson (2002), Morley (2002a) e Chorowicz (2005).

As bacias ramo oeste do *rift* (figura em anexo) são assimétricas e dispostas ao longo da estrutura. A amplitude dos flancos do sistema apresenta um soerguimento de 1 a 4 km. A relação estrutural entre as grandes bacias do ramo oeste é caracterizada por zonas de acomodação, falhas de transferência e rampas de revezamento.

Desenvolvida sobre rochas proterozóicas félsicas e máficas (Karner *et al.*, 2000), a bacia do ***rift* Albert** pode ser caracterizada por três seções, a saber: norte, central e sul (Ollier, 1990). A seção norte é caracterizada por uma série de falhas a oeste e uma única falha a leste, ombreiras que variam de 720 m até 1600 m e pacote sedimentar que chega a 1250m de espessura (Ebinger, 1989b). Uma feição fisiográfica africana importante, o rio Nilo, nasce na face sudeste do *rift* e segue em direção a noroeste, dentro do continente africano. As porções central e sul da bacia têm um relevo muito mais acidentado e nelas o pacote

sedimentar chega a ter até 4600 m de espessura (Karner *et al.*, 2000). Em sua porção central rochas vulcânicas da província Toro-Ankole estão dispostas na zona de acomodação delimitada por duas grandes falhas mestras.

O **rift Kivu** é caracterizado por duas unidades, sistemas de hemigrabens individuais, separadas por um *horst* central, e apresenta um desnível altimétrico de cerca de 1500 m (Mavonga, 2007). A bacia, que tem como principais feições a província vulcânica Virunga, que marca o fechamento norte da bacia, e a presença do lago Kivu, é caracterizada por uma espessura de sedimentos relativamente pequena, cerca de 500 m (Ebinger, 1989b). Apesar de ser a menor zona definida por Ebinger (1989b), a região tem uma característica estrutural importante que é a mudança da direção principal do SRLA, de NNE-SSW para NNW-SSE, nas proximidades do sistema de falhas que delimitam a região sul da bacia Karner *et al.* (2000).

Maior zona do ramo oeste do SRLA, o **rift Tanganyika** é uma bacia marcada por grande variação estrutural e pacote sedimentar que pode chegar a mais de 5 km de espessura (Rosendahl *et al.*, 1986; Sander & Rosendahl, 1989; Ebinger, 1989b). A porção sul do ramo oeste do SRLA foi alvo, desde 1980, uma série de estudos de sísmica de reflexão. Trabalhos como Rosendahl *et al.* (1986), Sander & Rosendahl (1989), Morley (1999) e Chorowicz (2005), que permeiam o grande avanço do conhecimento estrutural e dinâmico da bacia, permitiram a caracterização da interação entre as falhas mestras da região. Este aporte de dados resultou na caracterização de zonas de acomodação e transferência que delimitam províncias nas zonas de *rift* do ramo oeste do SRLA (Rosendahl, 1987; Ebinger, 1989b; Sander & Rosendahl, 1989).

Sander & Rosendahl (1989) propõe a divisão do *rift* Tanganyika em quatro províncias, a saber, do norte para o sul: Ruzizi, Kigoma, Kalemie e Marungu-Mpulungu. A província Kigoma é delimitada ao sul e ao norte por zonas e acomodação de alto relevo e possui três unidades separadas por zonas de acomodação de baixo relevo. O pacote sedimentar desta província é espesso e pode chegar a cerca de 5 km na porção central da bacia. A província Kalemie é localizada imediatamente a leste e a sul da província Kigoma. Uma distinção importante entre as duas é o fato da província Kalemie ser composta de uma única unidade. Menor em área, esta região apresenta também um pacote sedimentar menos espesso, com cerca de 3 km. O fechamento sul da zona Tanganyika é marcado pela província Marungu-Mpulungu. Marungu e Mpulungu são as duas grandes unidades presentes na província, a norte e a sul respectivamente, separadas por uma zona de acomodação associada a duas falhas mestras. A espessura de sedimentos nas bacias difere. A província Marungu tem cerca de 3 km de sedimentos na parte mais espessa; já na província Mpulungu o pacote sedimentar chega a até 5 km ao norte e a cerca de 3 km ao sul, no fechamento da estrutura. A província Ruzizi, que marca o fechamento norte da zona, é uma bacia pequena, formada por duas unidades separadas por uma zona de

acomodação de baixo relevo. O pacote sedimentar na região possui entre 1 km e de 2 km de espessura, mas localmente chega até 3 km no centro da área (Rosendahl, 1987; Ebinger, 1989b; Sander & Rosendahl, 1989).

O **rift Rukwa** localiza-se entre as duas maiores zonas do ramo oeste do SRLA (Malawi e Tanganyka). Trata-se de uma bacia de médio porte, quando comparada com as outras da região, caracterizada por dois grandes rios a norte, Kavu e Rungwa, que deságuam no lago Rukwa, localizado na porção centro-sul da bacia. Toda zona é caracterizada por um sistema de horst-graben único, caracterizado por ombreiras mais elevadas ao sul e zonas de baixo relevo ao norte. Para Morley (1999) a província vulcânica Rungwe, que marca toda porção sul do *rift* Rukwa, e o norte no *rift* Malawi, estaria atrelada a uma junção tríplice que ligaria os *riffts* Rukwa, Malawi e Usangu. Estudos de sísmica de reflexão realizados por Rosendahl (1987), Rosendahl *et al.* (1992) e Morley (1999) caracterizam uma bacia com pacote sedimentar que varia de 1 km a 2 km no norte e chega até pouco mais de 5 km ao sul da zona. Em toda área, a espessura aumenta nas proximidades da falha mestra que caracteriza a unidade, provavelmente atrelada ao desenvolvimento do sistema.

O **rift Usangu** é o único da região que tem direção geral aproximadamente nordeste e não tem um lago presente na área. O trabalho de Ebinger (1989b) caracteriza na zona apenas uma unidade, delimitada por uma grande falha mestra, e coloca o *rift*, assim como Morley (1999), como fruto do evento que gerou a província vulcânica Rungwe. Trata-se da porção menos estudada do ramo oeste e possui, segundo interpretação de seção de sísmica de reflexão proposta por Morley (1999), cerca de 1km de pacote sedimentar. A região também é chamada na literatura de *Usangu Plain* ou *Usangu Flats* devido a baixa amplitude do relevo na região (Morley, 1999; Kashaigili *et al.*, 2006; Malley *et al.*, 2007).

O **rift Malawi** se encontra no extremo sul do ramo oeste do SRLA. A zona é a segunda maior em área do ramo. Assim como todo SRLA o *rift* Malawi também teve sua estrutura e geometria intensamente estudada a partir de 1980 devido aos levantamentos de sísmica de reflexão. Os trabalhos de Specht & Rosendahl (1989) e Flannery & Rosendahl (1990) caracterizam a grande variação estrutural da região e desta forma subdividem a zona em 7 unidades, a saber, de norte para sul: Livingstone, Usisya, Mbamba, Bandawe, Metangula, Mwanjage e Mtakataka.

A unidade Livingstone é caracterizada principalmente por ter uma espessura de sedimentos maior na porção nordeste e ter no seu fechamento norte a província vulcânica Rungwe. O pacote sedimentar desta unidade varia muito, tendo média de 2,5 km, porém chegando a mais de 4 km nas áreas mais abatidas. Flannery & Rosendahl (1990) descrevem em seu trabalho uma importante interação entre as unidades Usisya e Mbamba, através de grandes falhas que atravessam toda estrutura, o que para os autores cria um ambiente sedimentar muito mais complexo quando comparado à unidade Livingstone. As duas unidades são separadas por uma zona de acomodação entre as duas falhas mestras:

a Usisya a oeste e a Mbamba a leste. Dentro deste contexto, a maior espessura de sedimentos observada ocorre na unidade Asisya, próxima a zona da falha mestra, e pode chegar até 3,2 km de espessura. A unidade Mbamba apresenta pacote sedimentar menor, chegando até no máximo 2 km.

Outra interação importante observada por Flannery & Rosendahl (1990) é a existente entre as unidades Bandawe e Metangula. Esta área também é caracterizada por duas falhas mestras, Bandawe a oeste e Metangula a leste, separadas por uma zona de acomodação de alto relevo. O principal depocentro da área fica dentro da unidade Bandawe, com cerca de 2,7 km de pacote sedimentar, porém a diferença entre o pacote sedimentar das duas unidades não é tão grande, já que na unidade Metangula a espessura chega até cerca de 2,5 km. As unidades mais a sul do *rift* Malawi, Mwanjage e Mtakataka, mantêm a característica estrutural geral da zona com duas falhas mestras, Mwanjage a oeste e Mtakataka a leste, separadas por uma zona de acomodação de alto relevo. Apesar do pacote sedimentar relativamente pouco espesso, cerca de 1 km, a unidade Mwanjage apresenta regiões onde a espessura de sedimentos chegar até 2 km. Já na unidade Mtakataka, o pacote não excede os 800 m (Flannery & Rosendahl, 1990; Specht & Rosendahl, 1989). Apesar do difícil acesso a informações, devido à escassez de afloramentos, as bacias pertencentes ao SRLA apresentam, de modo geral, seqüências sismo-estratigráficas bem definidas (Sander & Rosendahl, 1989; Ebinger, 1989a; Flannery & Rosendahl, 1990; Kilembe & Rosendahl, 1992; Lezzar *et al.*, 1996; Morley, 1999). Porém, na literatura, os dados são basicamente restritos a algumas bacias. Neste trabalho são detalhadas as três bacias mais estudadas, a saber: Rukwa, Malawi e Tanganyika. O ***rift Rukwa*** apresenta como embasamento o Supergrupo Karoo. O Supergrupo Karoo apresenta, na base, o Grupo *Dwyka*, glacial composto por arenitos, lamitos, conglomerados, ritimitos e diamictitos. Acima do grupo *Dwyka* encontra-se o Grupo *Ecca*, representado por argilitos escuros, siltitos e arenitos depositados em ambientes marinho, lacustre e fluvial. Subindo na estratigrafia temos o Grupo *Beaufort* representado por grandes depósitos fluviais, composto por lamitos, arenitos e conglomerados. O topo do Supergrupo Karoo é representado pelo Grupo *Drakensberg* composto essencialmente por basaltos (Johnson *et al.*, 1996). Acima do Supergrupo Karoo encontra-se o grupo *Red Sandstone*. Para Roberts *et al.* (2004) o grupo é caracterizado por duas unidades, uma cretácea (U1) e outra paleógena (U2). A U1 é caracterizada principalmente por depósitos fluviais, composta principalmente por arenitos e lamitos. A U2 é composta por lentes arenitos fluviais e arenitos maciços associados a fluxo gravitacional. A unidade mais espessa desta zona é a relacionada a deposição recente (Morley, 1999), caracterizada como uma unidade composta por sedimentos inconsolidados de granulometria muito variável.

O ***rift Malawi*** é caracterizado também por três unidades sismo-estratigráficas. O embasamento é também constituído por rochas associadas ao Supergrupo Karoo. A

seqüência apresenta uma unidade essencialmente composta por arenitos na base e uma sucessão de arenitos e lamitos no topo. O fim da coluna também é composto por sedimentos recentes de granulometria variável associados a depósitos fluviais, lacustres, deltas e leques (Ebinger, 1989a; Betzler & Ring, 1995).

Para o **rift Tanganyka**, o trabalho de Lezzar *et al.* (1996) trás uma interpretação mais calcada em estratigrafia de seqüências a partir de sísmica de reflexão. O autor apresenta três grandes fases: sin-rift, *rift* maduro e atual. A fase sin-rift seria caracterizada por três seqüências. Após uma seqüência inicial de pouca expressão, seguida de argilitos depositados sob ambiente lacustre profundo e no topo uma seqüência caracterizada por argilitos e siltitos depositados em ambiente lacustre raso e grandes corpos de arenito. O início da fase madura marca a transgressão lacustre, a deposição de grande quantidade de material detrítico e uma rede de drenagens axial. Para Lezzar *et al.* (1996), esta fase seria associada a um estágio de erosão extensiva e grande acúmulo de sedimentos na bacia. No topo observa-se a seqüência atual, caracterizada por uma sucessão de depósitos controlados essencialmente por variações climáticas e flutuações do nível do lago Tanganyka. A divisão geométrica-estrutural do ramo leste do SRLA possui duas correntes principais. A divisão proposta por Rosendahl (1987), Smith (1994), Tiercelin (1990) e Chorowicz (2005) propõe duas zonas, norte e sul. Dentro deste contexto o que varia é a denominação das zonas, principalmente a zona norte. Rosendahl (1987) e Smith (1994) propõe como subdivisão os *rifts* Turkana ao norte e Gregory ao sul. Tiercelin (1990) coloca a região norte como *rift* Etíope. Já Chorowicz (2005) troca o nome da zona norte de Turkana para *rift* do Quênia. Porém o mais corrente na literatura é todo ramo leste do SRLA ser denominado apenas *rift* do Quênia (Ebinger, 1989b; Olsen & Morgan, 1995; Morley, 1999; Achauer & Masson, 2002; Saneyoshi *et al.*, 2006)..

Parte da região leste do SRLA corresponde ao domo do Quênia e tem entre suas principais características morfológicas a presença dos grandes lagos Turkana e Gregory e os vulcões Quênia, Elgon e Kilimanjaro. A porção norte do *rift* do Kenia é composta de duas unidades paralelas separadas por uma zona de acomodação de alto relevo. A região central marca uma mudança de direção do ramo, de N-S para NE-SW, e apresenta as maiores altitudes, com ombreiras chegando até a 3700 m a oeste e 3000 m a leste. É dentro desta área que se encontra também uma unidade de direção ENE denominada unidade Nyanza que vai desde da região do lago Bogoria e desaparece na região ocupada pelo Lago Vitória. Para Chorowicz (2005) trata-se de uma junção tríplice formada entre as porções norte e central e a unidade Nyanza. A porção sul do ramo se encontra fora do domo do Quênia e é caracterizada por altitudes menores e bacias muito rasas. Chamada de zona de divergência da Tanzânia, esta região é caracterizada por três feições principais, os lagos Eyasi, Manyara e grandes planícies ao sul do monte Kilimanjaro. Uma importante característica do *rift* do Quênia é seu intenso vulcanismo, incluindo carbonatitos, nefelinitos,

basaltos, basaltos alcalinos e algumas porções félsicas.

As bacias do ramo oeste variam muito em estrutura e profundidade, são caracterizadas por grandes unidades vulcânicas, em área e espessura, e pacote sedimentar mais espesso na porção central e mais raso na porção sul. Na região norte são identificadas três grandes bacias, Lokichar, Kerio e Turkana. A bacia Lokichar tem sua estratigrafia dividida em três unidades principais: Basaltos Kalakol e formações Lothidok e Turkwel. As bacias Kerio e Turkana têm estratigrafia semelhante. A seqüência apresenta rochas vulcânicas do Mioceno na base e uma seqüência sedimentar que vai do Mioceno até o recente. De modo geral a região do lago Turkana, norte da bacia, é caracterizada por espessuras que variam de 2 a 5 km, podendo chegar até 7 km em alguns lugares, segundo interpretação de seções sísmicas (Morley, 1999). Ainda dentro do domo do Kenia, a região central do ramo leste é caracterizada pelos pacotes sedimentares mais espessos do SRLA, chegando até 8-9 km em alguns locais. Área menos estudada da região, a zona de divergência da Tanzânia (Chorowicz, 2005) é tida também como parte do *rift* Gregory por alguns autores (Rosendahl, 1987; Smith, 1994). Trata-se de uma zona caracterizada por unidades pequenas e pouco profundas associadas ao fechamento sul do ramo leste do SRLA e à zona de divergência da Tanzânia (Rosendahl, 1987; Olsen & Morgan, 1995; Morley, 1999; Chorowicz, 2005).

Ao observarmos o mapa geológico do SRLA um detalhe que salta aos olhos é a diferença de área de ocorrência de rochas extrusivas quando comparamos os ramos leste e oeste. Apesar de muita discussão na literatura sobre temas como evolução e origem do SRLA, é consenso quando a abordagem é sobre o vulcanismo, que o ramo leste tem uma quantidade muito maior de produtos magmáticos que o ramo oeste (Olsen & Morgan, 1995). A atividade vulcânica do ramo oeste teve início no fim do Mioceno. O vulcanismo desta região é restrito a 4 províncias distribuídas, do norte para o sul, da seguinte forma: Toro-Ankole, Virunga, S.Kivu e Rundgwe. Com exceção a província de Toro-Ankole, todas as outras têm sua atividade datada. A província Virunga possui idade de 12.5 Ma (Bellon & Pouclet, 1980), a província S. Kivu tem 10 Ma - S. Kivu (Pasteels *et al.*, 1989) e a província Rundgwe 7 Ma, segundo Ebinger (1989b). Já a no ramo leste, a atividade tem início durante o Oligoceno, e se estende até os dias de hoje, ocupando uma área muito maior do que o observado no ramo oeste (Morley, 1999; Chorowicz, 2005). Nesta região basaltos e riolitos foram datados em cerca de 33-25 Ma e nefelinitos e fonolitos em 26-20 Ma (Chorowicz, 2005).

Estes dados ressaltam o caráter mais antigo da atividade vulcânica do ramo leste do SRLA e evidenciam a atividade cada vez mais jovem em direção ao sul do ramo oeste.

Para Ebinger *et al.* (1989) o início da atividade vulcânica é anterior ou concomitante ao desenvolvimento do SRLA. Chorowicz (2005) também propõe que o rifteamento tem início associado a atividade vulcânica. Para Chorowicz (2005) a abundante ocorrência de produtos magmáticos do ramo leste do SRLA está atrelada à ocorrência de uma pluma,

ou *hot spot*, e não somente à ascensão da astenosfera provocada pelo afinamento crustal recorrente da distensão da litosfera.

A primeira manifestação de abertura de fraturas associadas ao SRLA data de cerca de 30 Ma. A alteração da paisagem teve início na região dos platôs de Afar e da Etiópia, associada à ação de uma anomalia térmica responsável pela atividade vulcânica e pela formação de três unidades, que formam uma junção triplíce na região do lago Tana (Chorowicz, 2005). Dentro deste contexto regional, segundo Hughes *et al.* (1991), neste mesmo período também teve início o processo de rifteamento do golfo de Aden, entre 29,9-28,7 Ma, e o do sul do mar Vermelho, entre 27,5-23 Ma. No Mioceno, há 20 Ma, Pickford (1982) descreve as primeiras atividades vulcânicas associadas a futura junção triplíce entre *rift* do Quênia e a unidade Nyanza.

É a partir deste conjunto de idéias que Chorowicz (2005) descreve o fraturamento do leste africano como um processo que teve início entre o fim do Oligoceno e o início do Mioceno. Morley (1999) coloca que o desenvolvimento tem início no Cretáceo, associado a atividade vulcânica e estruturas que ocorriam em todo continente africano. Para Olsen & Morgan (1995) este período está associado com o soerguimento do domo do Quênia, e à formação da bacia Karoo, sendo que a subsidência inicial do estágio pré-*rift* aconteceria apenas no Mioceno. Ebinger (1989b) também associa o processo de rifteamento ao início do Mioceno. Tiercelin *et al.* (1988) associa as seqüências jurássica-cretácica, presentes na base de algumas bacias do ramo oeste do SRLA, como anteriores ao rifteamento. Esta seqüência seria um testemunho da grande bacia Karoo que abrangia grande parte do sul africano, apresentado um modelo que vai de encontro ao proposto por Rosendahl (1987) e Ebinger (1989b).

Apesar das discordâncias correntes na literatura quanto ao início do rifteamento do SRLA, é consenso a idéia de que o ramo oeste do SRLA tem desenvolvimento mais recente, a partir do meio do Mioceno, caracterizado inicialmente pelo desenvolvimento da província Virunga, há 12,6 Ma (Bellon & Pouclet, 1980). Chorowicz (2005) ainda caracteriza algumas fases dentro da do SRLA, a saber: inicial, típica, avançada e oceânica. Dentro desta colocação o autor associa o zona Malawi ao estágio inicial, a zona Tanganyika ao estágio típico, o *rift* da Etiópia ao estágio avançado e a região de Afar ao estágio oceânico, descrevendo assim claramente uma evolução de norte para sul para todo fraturamento associado ao leste africano. Alguns autores como Ebinger *et al.* (1987) e Rosendahl *et al.* (1992) defendem a idéia que a porção sul do ramo leste do SRLA, representada pelas zonas Malawi, Rukwa e Tanganyika, são contemporâneas e têm desenvolvimento mais recente quando comparadas com o restante do sistema.

3.2 Sistema de Rift Baikal

O sistema de rift Baikal é uma estrutura alongada com cerca de 1500 km comprimento localizada no coração da Ásia, a mais de 2000 km da costa, mais precisamente no sul da Rússia. Muito conhecido por ter como grande expressão o mais volumoso lago do planeta, o lago Baikal, sua morfologia é muito similar ao SRLA, caracterizado por ombreias elevadas e depressões alongadas limitadas por um grande sistema de falhas em ambos os lados (figura em anexo).

Segundo Kontorovich *et al.* (2007a) os primeiros trabalhos na região hoje descrita como uma província distensional são datados do início do século 18. Os trabalhos de I.G. Gmelin (1833) têm como foco a exposição de óleo na porção leste do SRB, sendo que até meados do século passado os trabalhos realizados na área procuravam essencialmente sua caracterização e prospecção. Neste período são destacados os trabalhos de Chekanovsky, Chersky, D. Ryazanov, P. Kalitsky, G.Yu. Vereshchagin, G.E. Ryabukhin, I.V. Vysotsky, S.P. Sitnikov, L.S. Petrov, and N.S. Shatsky, G.E. Ryabukhin, E.V. Kravchenko, V.G. Vasil'ev, S.G. Sarkisyan e A.I. Levin (Kontorovich *et al.*, 2007a).

Apesar de todo interesse dos soviéticos na região é apenas com trabalhos de Sarkisyan (1958) e Florensov (1960), que descrevem a ocorrência de depósitos do Mioceno que ocupavam toda área, que a discussão evolutiva do SRB é levada a outro patamar. É a partir deste momento que os trabalhos passam a focar a história evolutiva da área. Até os anos 80 do século passado a área era estudada essencialmente por cientistas provenientes da antiga União Soviética, porém o crescente interesse da indústria do petróleo e o grande debate em torno da evolução das grandes províncias distensionais do planeta coloca o SRB dentro do debate da comunidade científica internacional. (Florensov, 1969; Artyushkov *et al.*, 1980; Keller *et al.*, 2006; Logatchev & Mohr, 1978; Zorin, 1981; Logatchev, 1984; Logatchev & Zorin, 1987, 1992; Epov *et al.*, 2007; Kontorovich *et al.*, 2007b; Leeder, 1995; Tsekhovskiy & Leonov, 2007; Vogt & Vogt, 2007; Zhao *et al.*, 2006; Lipman *et al.*, 1989; Windley & Allen, 1993; Vologina & Sturm, 2009; Achauer & Masson, 2002).

Apesar de uma geodinâmica controversa é consenso que a história evolutiva do SRB tem início no Mioceno. São duas as principais correntes que tentam explicar a evolução da bacia. Muitos cientistas russos defendem a ideia de origem ativa associada a uma anomalia no manto superior responsável pelo desenvolvimento magmático e tectônico (Logatchev & Florensov, 1978; Zorin, 1981; Logatchev *et al.*, 1983; Zorin *et al.*, 1989; Artyushkov *et al.*, 1990; Gao *et al.*, 1994; Zorin *et al.*, 2003). A origem passiva do SRB é defendida por pesquisadores que acreditam que o conjunto de esforços que culminaram na formação da bacia é resultado da colisão da Índia com a Ásia (Molnar & Tapponnier, 1975; Zonenshain & Savostin, 1981; Kiselev & Popov, 1992; Yin, 2000; Achauer & Masson, 2002). Dentro deste contexto muitos trabalhos calcados em dados geofísicos foram publicados defendendo ambos os lados, ora descrevendo e ora descaracterizando anomalias na base do manto

litosférico (Gao *et al.*, 1994; Petit *et al.*, 1996). Olhando de um ponto de vista menos segmentado, alguns autores começaram avaliar a possibilidade de uma complexa variedade de processos geodinâmicos ser responsável pela deformação, pintando um quadro muito mais complexo na história evolutiva da área (Delvaux *et al.*, 1997; Lesne *et al.*, 2000). Nesta linha de pensamento, Zhao *et al.* (2006) fazem uma compilação muito interessante de dados de diferentes métodos geofísicos, buscando caracterizar tanto as estruturas como as anomalias locais do SRB. Para este grupo de pesquisa a província é fruto de um complexo jogo de forças, onde atuam desde uma importante anomalia na base do cráton Siberiano, estruturas lineares pré-rif e também a mudança do regime de esforços regional causado pela colisão Índia-Ásia.

A atividade vulcânica do SRB é essencialmente alcalina. No início ela acompanha o desenvolvimento do proto-rift e é concentrada nas regiões central e sudoeste. Durante o Pleistoceno e até o recente a atividade vulcânica é concentrada no nordeste da província e apenas esporadicamente em outras regiões (Kiselev, 1987; Achauer & Masson, 2002).

O SRB é marcado por uma grande bacia sedimentar, a bacia do lago Baikal. A bacia é dividida em três grandes sub-bacias (central, norte e sul) separadas por dois altos estruturais. São depressões assimétricas, alongadas e delimitadas por falhas normais de orientação NE/SW. A espessura de sedimentos também varia, chega a 5 km na bacia central e 4km nas bacias norte e sul (Logatchev & Zorin, 1987; Keller *et al.*, 2006).

3.3 Província Basin and Range

A Província Basin and Range foi assim definida pelo pesquisador americano Fenneman (1928, 1931) como uma área de aproximadamente 800.000 km² que incluía 8 estados dos Estados Unidos. Seu trabalho, assim como as pesquisas realizadas em outros sistemas no início do século passado, fazia uso das teorias de evolução de relevo para explicar aquela paisagem tão distinta do oeste norte-americano. A partir da década de 50, estudos que contemplavam fundamentos geológicos e geofísicos (Pardee, 1950; Lawrence, 1976; Heezen, 1960; Menard, 1960; Cook, 1966, 1969) ampliaram as fronteiras da província para cerca de 1 milhão de km² ou 10% do território dos EUA.

Inicialmente a província era dividida em 5 seções, sendo a Great-Basin a maior e mais importante delas. Com a evolução dos trabalhos realizados na área, atualmente a Bacia é subdividida em 12 províncias ou sub bacias, em uma área total que se estende do sul do Canadá a praticamente toda costa oeste dos EUA (Bedinger *et al.*, 1984), além de parte do noroeste mexicano (Henry, 1989; Henry & Aranda-Gomez, 1992; Aguirre & Mcdowell, 1993).

Além das pesquisas de Fennman, os trabalhos pioneiros sobre formas de relevo de Gilbert & Dutton (1877) e Gilbert (1928) já tratavam a região como uma grande área caracterizada principalmente por seu sistema de falhas, bacias e serras, que podia ser visto

em toda área. De forma sucinta a PBR é descrita na literatura como sistema distensivo intracontinental tectonicamente ativo. A província é caracterizada como um alto topográfico regional formado por um grande conjunto de horts e grabens associado a um complexo sistema de falhas normais, crosta relativamente fina (aprox. 30 km), alto fluxo de calor e intensa atividade sísmica e vulcânica (Gilbert & Sheehan, 2004; Sengör, 1995; Wernicke, 1981; Wernicke *et al.*, 1987, 2008; Cook, 1969; Egger *et al.*, 2009; Harry *et al.*, 1993; Lerch *et al.*, 2010; Velasco *et al.*, 2010; Adams *et al.*, 1999; Henry & Aranda-Gomez, 1992; Parsons *et al.*, 1995; Bedinger *et al.*, 1984; Priestley *et al.*, 1980; Catchings & Mooney, 1991; Zandt *et al.*, 1995; Sheehan *et al.*, 1997; Das & Nolet, 1998; Lerch *et al.*, 2007; Eaton, 1982). Em figura apresentada em anexo, apresentamos a distribuição das bacias da PBR abordadas neste trabalho.

A morfologia da PBR é extremamente particular quando comparada aos outros grandes sistemas distensionais, como SRLA, Baikal ou Reno. Toda província, e não apenas suas ombreiras, atinge altitudes de até 1,5 km acima do nível do mar (em sua porção norte) e sua área deformada não se apresenta como uma grande estrutura associada a um sistema de falhas normais longitudinal. Seu complexo sistema horts e grabens faz da região um grande mar de pequenas bacias, de ombreiras de baixa amplitude e, fora raras bacias que apresentam lagos rasos e pequenos, predominam sistemas fluviais axiais que funcionam como *link* para formação de bacias de captação regionais.

A PBR é o estágio atual de uma longa história de tectonismo que afeta toda Cordilheira oeste do EUA (Condie, 1982). A área já foi foco de diferentes ciclos de deformação, com regime distensional, compressivo e até mesmo transcorrente. A atual fase de deformação, responsável pela formação da PBR, tem seu início no Eoceno e apesar da grande variabilidade de estilos extensionais pode ser associada a dois estágios de características distintas (Jones *et al.*, 1992; Wernicke & Snow, 1998; Wernicke *et al.*, 2008). O estágio inicial, descrito primeiramente por Longwell (1932, 1945), é marcado por uma deformação de regime distensivo, associado a falhas de baixo ângulo e diferentes sistemas de falhas normais, característica essa que permitiu o desenvolvimento dos famosos complexos de núcleo metamórficos existentes em quase toda PBR. O estágio tardio é caracterizado principalmente pelo desenvolvimento de falhas de alto ângulo e é responsável pela formação da paisagem atual (Parsons *et al.*, 1995; Zoback *et al.*, 1981).

A atividade ígnea sine-distensional é presente em praticamente toda história evolutiva da PBR. A grande característica deste magmatismo é sua variabilidade, tanto em composição quanto em forma. Os trabalhos realizados na área descrevem desde andesitos e riolitos em Idaho, Montana e Nevada, ignibritos na Great Basin, além diversos corpos de rochas básicas, máficas e graníticas em toda área (Bedinger *et al.*, 1984). Alguns autores tentam atrelar o tipo as características da atividade ígnea à evolução da bacia, porém a relação entre a evolução da bacia e o tipo e estilo de magmatismo é altamente variável sendo

controlada localmente principalmente pelo estilo e intensidade de abertura (Parsons *et al.*, 1995).

A PBR possui *trend* principal Norte-Sul com variação para NNE-SSW em sua porção central e para NNW-SSE no sul e noroeste da província, e apesar de toda sua complexidade e variabilidade local, pode ser definida por dois grandes conjuntos de estruturas. As falhas ativas são caracterizadas por mergulho de alto ângulo (aproximadamente 50° - 60°) e profundidade de 4 a 6 km. Outro grupo é o das falhas de baixo ângulo (abaixo de 30°), estruturas mais antigas e não ativas, responsáveis pela exumação de rochas formadas de até 20 km de profundidade (Cook, 1969; Eaton, 1982; Wernicke *et al.*, 1987, 2008; Smith & Bruhn, 1984; Velasco *et al.*, 2010).

Quando colocamos em foco as características das bacias sedimentares geradas pelo sistema, de forma geral também é possível identificar na área dois grupos distintos. Bacias com início atrelado à fase inicial que passaram por todo ciclo de deformação, associadas a complexos de núcleo metamórfico e falhas de alto e baixo ângulo. São bacias mais profundas com cerca de 4 a 5 km de espessura, como por exemplo Snake Valley. As bacias mais recentes, atribuídas apenas a fase de deformação de alto ângulo, são descritas como pouco profundas, cerca de 1 a 3 km, como por exemplo o Dixie Valley (Parsons *et al.*, 1995; Wernicke *et al.*, 1987).

O preenchimento das bacias também é muito variável. Aguirre & McDowell (1993) descrevem, no noroeste Mexicano, bacias rasas, cerca de 600 m, de preenchimento essencialmente atrelado a fluxos basálticos e tufos, com uma pequena contribuição de rochas sedimentares, associadas a depósitos de tálus e leques aluviais. Gettings & Houser (2000) caracterizam a bacia do Tucson, Arizona, entre as bacias mais profundas, com cerca de 3000 m, preenchidas basicamente por rochas sedimentares, associadas a depósitos aluviais e fluviais. A observação de dados disponibilizados pelo serviço geológico de Utah mostra bacias de preenchimento variável, mas de forma geral associadas a depósitos aluviais e fluviais, depósitos lacustres isolados e pouco espessos e grande atividade ígnea em toda região.

Uma característica que pode ser observada em toda PBR é o fato de praticamente todas as bacias estarem entulhadas. A descrição de fácies lacustres é rara mesmo quando analisadas as colunas estratigráficas das bacias. O trabalho de Adams *et al.* (1999) mostra a evolução dos lagos formados no Pleistoceno até os dias de hoje na região da bacia do lago Lohontan, norte de Nevada. Independente de aceitarmos o modelo proposto pelos autores, os dados mostram um recuo brutal das formações lacustres na área, em mais de 95%. Mesmo o maior lago de toda PBR atualmente, o Great Salt Lake, hoje ocupa uma área muito restrita e é extremamente raso, com profundidades de no máximo 40 m.

A PBR é seguramente o sistema rift mais amplo e complexo ativo atualmente. Uma área descrita por centenas bacias amplas e profundas, com sistema de captação regionais

e completamente preenchidas, de sistemas alongados, simétricos e restritos caracterizados por grandes lagos ou rios como o SRLA, o Graben do Reno ou o Lago Baikal.

3.4 Sistema de Rift do Platô do Tibet

Seus 5 km de altitude fazem do platô do Tibet a mais alta expressão topográfica horizontal do planeta. Todo contexto que envolve a formação do sistema himalaiano causa mudanças significativas na atmosfera e clima tanto em escala regional quanto global. A continuidade da área elevada tem aproximadamente 3500 km por 1500 km de extensão e sua formação é resultado da convergência entre as placas indiana e asiática. Os mecanismos de soerguimento e formação do platô Tibetano foram alvo de investigação da comunidade científica desde o final do século 19. Como o Tibet foi fechado após os anos 20 os pesquisadores do ocidente ficaram sem acesso a área desde dos trabalhos de Argand (1924) até o fim dos anos 70 do século passado (Fielding *et al.*, 1994; Fielding, 1996; Froidevaux & Ricard, 1987; Fu *et al.*, 2010; Dewey, 1988; Pearce & Houjun, 1988).

Os primeiros trabalhos de descrição do SRPT datam dos anos 70 do século passado, como por exemplo as pesquisas de Molnar & Tapponnier (1977) e Molnar & Tapponnier (1978) e Ni & York (1978), e caracterizam as estruturas norte-sul presentes na região. Durante a década seguinte, dados de sísmica de reflexão e refração e imagens landsat contribuíram com detalhamento, qualidade e um maior conhecimentos da morfologia e arquitetura da área (Tapponnier *et al.*, 1981; Armijo *et al.*, 1986, 1989; Mercier *et al.*, 1987; Burchfiel *et al.*, 1991; Rothery & Drury, 1984; Cogan *et al.*, 1998). Durante estes 20 anos surgem duas vertentes principais para formação do SRPT, a origem a partir do colapso gravitacional do orógeno (Molnar & Tapponnier, 1978; Dewey, 1988) e a formação e evolução calcada na interação do complexo arcabouço geológico local com o regime de esforços regional e produzindo diversas interpretações (Tapponnier *et al.*, 1981; Armijo *et al.*, 1986; Ratschbacher *et al.*, 1994; Klootwijk *et al.*, 1985; Armijo *et al.*, 1989; Molnar & Lyon-Caent, 1989; McCaffrey & Nabelek, 1998; Seeber & Pêcher, 1998). Assim como no sistema do Rift Baikal, trabalhos mais recentes optam por um conjunto de fatores locais e regionais para explicar a formação e evolução do SRPT (Morley, 2002b; Zhang *et al.*, 2004; Kapp *et al.*, 2003; Kapp & Guynn, 2004; Yin & Harrison, 2000; Yin, 2000; Fu *et al.*, 2010).

As bacias do SRPT estudadas neste trabalho estão localizadas na porção sudeste do platô do Tibet, dentro do bloco Lhasa (figura em anexo) (Cogan *et al.*, 1998; Alsdorf *et al.*, 1998; Garzzone *et al.*, 2003). São estruturas de orientação norte-sul e tem em comum o fato de serem sistemas entulhados, sem a presença de lagos profundos. O preenchimento das bacias também é muito variável com espessuras desde 100 m até 1500 m .

3.5 Graben do Reno

O Graben do Reno é o elemento mais importante do sistema de rift cenozóico do centro-oeste da Europa. Trata-se de uma estrutura alongada com cerca de 310 km de extensão, que vai desde o noroeste da Suíça até Frankfurt (Alemanha). A principal expressão fitográfica desta estrutura de orientação NNE-SSW, delimitada por um conjunto de falhas normais formadoras de um conjunto assimétrico de Horts e Grabens, são as montanhas de Vosges a oeste, as Montanhas da Black Forest a Oeste e Rio Reno, que corta longitudinalmente toda área (Sittler, 1969; Brun *et al.*, 1992; Amalvict *et al.*, 2006; Bachler *et al.*, 2003; Bertrand *et al.*, 2005, 2006; Bitterli-Brunner *et al.*, 1975; Buchmann & Connolly, 2007; Lopes Cardozo & Behrmann, 2006; Nivière *et al.*, 2008; Achauer & Masson, 2002) (figura em anexo).

A evolução da deformação distensional da área é geralmente associada a zonas de fraqueza, à tectônica alpina e à colisão Africa-Eurasia. O GR se desenvolveu em uma região caracterizada por um complexa arquitetura tectono-estrutural pré-terciária. No fim do Eoceno o processo se desenvolve juntamente com a formação dos Alpes e até o início do Oligoceno apresenta orientação WNW-ESSE. Neste contexto, o preenchimento da bacia é caracterizado por seqüências lacustres e fluviais e ocasionalmente transgressões marinhas. A transição Oligoceno-Mioceno da distensão é marcada pela rotação do campo de esforços local, que leva a abertura da bacia, e a partir deste ponto da sua história evolutiva, a formação do sistema NNE-SSW que caracteriza a paisagem atual. Esta fase é caracterizada também pela mudança do depocentro da bacia, pelo incremento de transporte sedimentar das ombreiras das montanhas Vosges e Black Forest e pelo aumento significativo da atividade vulcânica.

A bacia sedimentar do GR pode ser subdividida em duas sub-bacias, o Alto Reno e o Baixo Reno. O preenchimento da bacia nestas duas áreas é distinto. No Alto Reno a espessura de sedimentos chega a 3000 m, enquanto no baixo Reno as espessuras não passam dos 1500 m. (Michon & Sokoutis, 2005; Dèzes *et al.*, 2004; Ziegler & Dèzes, 2007; Schumacher, 2002; Illies & Greiner, 1978; Schmitt, 1981; Müller *et al.*, 1997; Edel *et al.*, 2006; Henning Illies & Greiner, 1979; Bonjer *et al.*, 1984; Bonjer, 1997; Plenefisch & Bonjer, 1997; Brun *et al.*, 1992; Cornu *et al.*, 2007; Buchmann & Connolly, 2007).

4 Desenvolvimento, Materiais e Métodos

Como já mencionado anteriormente, o trabalho teve como foco inicial o SRLA. Aqui apresentamos os diversos testes realizados na área, visando o desenvolvimento de metodologias e conceitos, que posteriormente foram aplicados nas diversas áreas de estudo.

4.1 Determinação dos comprimentos de onda dominantes do relevo

De forma a embasar a escolha da escala de trabalho dos MDE utilizados para análise, inicialmente foi executada a análise das amplitudes e comprimentos de onda dominantes do relevo (CODR). Para tanto foi realizado o seguinte procedimento:

- extração de perfis topográficos, a partir do MDE do SRTM, de direções leste-oeste e norte-sul, com espaçamento de 3 graus.
- análise dos dados derivados da transformada de Fourier dos perfis extraídos.
- definição dos CODR

Baseada nos perfis extraídos, a análise de Fourier foi executada através do software *QTlplot*¹, também livre. Toda operação é baseada na função FFT definida por:

$$x(t) = \sum_n a_n \cos(\omega_n t + \psi_n) \quad (1)$$

onde t é a distância horizontal, ω é a frequência, a é a amplitude e ψ é a fase correspondente a cada frequência. O procedimento foi executado com todos os perfis extraídos com espaçamento de 3 graus, sendo 9 perfis Leste-Oeste e 7 perfis Norte-Sul. A figura 4.1 mostra a distribuição dos perfis extraídos e analisados até o momento.

Para visualização os dados obtidos, foram plotados em gráficos de comprimento de onda por amplitude, para todos os perfis extraídos.

Todos os gráficos elaborados apresentaram um padrão muito marcante. Pode-se notar claramente que ao aumentar o comprimento de onda, são observados saltos significativos na amplitude. De forma global é possível notar então um padrão em escada, sendo que cada degrau reflete a variação do comprimento de onda a partir do qual o relevo ganha amplitude. Uma vez definidos os degraus de um perfil, foi marcado o ponto de ruptura entre um nível e outro. Desta forma é possível caracterizar a partir de qual comprimento de onda o relevo adquire uma amplitude diferente; estes pontos são aqui denominados pontos de ruptura. A figura 4.2 mostra um exemplo de como foram tratados os dados extraídos do *QTlplot*.

¹<http://soft.proindependent.com/qtiplot.html>

Figura 4.1: Distribuição dos perfis extraídos do MDE.

A figura 4.3 mostra como, uma vez definidos os pontos de ruptura de cada perfil, os dados foram tratados em um histograma de densidade, de forma a ressaltar e auxiliar a definição dos comprimentos de onda dominantes do relevo estudado.

A tabela 1 mostra os comprimentos de onda dominantes definidos a partir da análise dos resultados.

Desta forma, pode-se notar o comportamento do relevo em diferentes degraus de amplitude. Assim pode ser determinado de forma analítica, e não intuitiva, que a utilização

Figura 4.2: Análise de Fourier dos perfis de terreno.

Comprimentos de Onda Dominantes (m)			
2300	12090	41690	75870
3200	17700	46172	78630
4175	21390	52590	91940
5020	27470	57571	95610
5890	33430	63378	100120
6782	36595	70480	

Tabela 1: Comprimentos de onda dominantes do relevo.

de modelos regionais é viável para o caso em questão. Sua utilização filtra apenas as estruturas regionais, alvo deste trabalho. Este resultado soa como óbvio, porém os resultados demonstram também que caso o alvo de pesquisa sejam padrões de relevo de comprimento de onda pequenos e análises multi escala, o tamanho de células utilizados não devem ser atribuídos de forma aleatória.

4.2 Análise das áreas deformadas

Para a caracterização do ramo oeste do SRLA, foi utilizada uma adaptação da proposta feita por Rosendahl (1987) e Ebinger (1989b). A figura 4.4 mostra a divisão adaptada, que foi utilizada como referência para a determinação das áreas deformadas, estruturas e bacias sedimentares. O passo seguinte foi extrair do MDE a rede de drenagens referente à área delimitada. Utilizando rotinas básicas do software livre *GRASS*² foi determinada a direção de fluxo dos canais de drenagens. A partir das zonas de *rift*, foram então traçados

²<http://www.osgeo.org/grass>

Figura 4.3: Histograma e curva de densidade de pontos de ruptura.

de forma manual os divisores de águas das áreas de captação. Uma tentativa de utilização de algoritmos que extraíssem de forma automática as sub-bacias pertencentes ao sistema de *rift* foi realizada, porém o que se notou foi que as bacias definidas não respeitavam os divisores de águas que caracterizam as zonas do *rift*.

Uma vez definidos os divisores de águas, foram delimitadas as áreas de captação referentes a cada zona deformada e área de captação total para cada sistema intra e extra-*rift*. Figura apresentada em anexo mostra as áreas delimitadas e também a área ocupada atualmente pelos grandes lagos no ramo oeste do SRLA, uma característica importante do sistema de *rift* estudado.

Figura 4.4: Estruturas e bacias sedimentares do ramo oeste do SRLA. Adaptado de Rosendahl (1987) e Ebinger (1989b).

4.3 Declividade e altitude

Os dados apresentados são individualizados para os valores estatísticos: média, máximo, mínimo, desvio padrão. Os dados são apresentados tanto para área intra-rift como para os sistemas regionais.

4.4 Análise da forma da bacia associada a declividade e orientação de vertentes

Outro ponto analisado foi forma da zona deformada do *rift* Malawi. Uma bacia tipo *rift* tem tendência genética de ser alongada, quando não captura drenagens de fora do sistema. Como forma de avaliar a geometria em planta da bacia, foram gerados planos imaginários (PI) construídos a partir da determinação do rumo do mergulho das vertentes através da integração dos dados dos modelos de declividade e orientação das vertentes calculados do MDE, como pode ser observado na figura 4.5.

Figura 4.5: Construção de PI a partir de dados de declividade e orientação de vertentes.

O rumo do mergulho destes planos foi então plotado em um diagrama de rosáceas como forma de visualizar e analisar os resultados. A figura 4.6 apresenta os diagramas.

Os resultados das análises foram bastante satisfatórios. Analisando os dados, na figura 4.6(A) é possível determinar o formato da bacia, alongada segundo NNW, com ombreiras marginais a leste e a oeste. Na 4.6 (B) os dados são ponderados pela declividade, declividades maiores têm maior peso. Neste caso é possível definir quais as porções de maior declividade, o que no caso nos permite dizer que a ombreira oeste tem declividades maiores quando comparadas com o restante da bacia.

Figura 4.6: Análise de forma da bacia do rift Malawi. (A) Rosácea de frequência de rumo do mergulho dos PI (B) Rosácea ponderada pela declividade do rumo do mergulho dos PI.

4.5 Análise da rede de drenagem do rift Malawi

O primeiro trabalho realizado foi a classificação da rede de drenagem segundo proposto por Strahler (1952). Para a análise, foram testados vários enfoques. Posteriormente foram atribuídos os valores de fluxo às drenagens extraídas do MDE. A figura 4.8 mostra diagramas em rosáceas obtidos na análise. Os primeiros testes demonstram que quando o fluxo é calculado diretamente do MDE, os dados obtidos obedecem a apenas 8 direções definidas. Isso ocorre devido a um limite do dado. Todos os cálculos realizados a partir de modelos matemáticos de terreno obedecem a uma matriz quadrada, desta forma a imagem construída a partir desta matriz é baseada em células quadradas. Dando andamento ao teste foi possível notar que quando o processo de extração de drenagens do MDE é feito a partir da classificação direta da rede de drenagens, os canais de drenagem ganham ângulos mais suaves e seu desenho acompanha de forma mais precisa o relevo. As variações observadas podem ser analisadas na figura 4.7.

Determinada a metodologia a ser utilizada, optou-se por diagramas de rosáceas como forma de apresentar os dados obtidos. O trabalho envolveu dois enfoques, a saber:

- Toda bacia.
- Análise de quadrantes norte, sul, leste, oeste.

O trabalho foi desenvolvido visando identificar a partir de qual grupo de drenagens de mesma ordem é associado o entalhamento atual do terreno, ou seja, com distribuição de

Figura 4.7: Variação de geometria de canais de drenagem extraídos do MDE. (A) Extração baseada no Fluxo (B) Extração baseada na classificação

direções menos difusas. A figura 4.8 apresenta os resultados desta análise.

A análise dos dados foi bastante satisfatória sendo possível observar que porção da bacia desenvolve uma rede com drenagens de mais alta ordem e também padrões de distribuição mais organizados. Este trabalho foi fundamental para validação da utilização da rede de drenagem extraída dos MDE regionais na pesquisa.

4.6 Análise da relação espacial e estrutural da rede de drenagem

Uma vez determinadas as áreas de captação intra e extra-rift e extraídas suas respectivas redes de drenagens um dos trabalhos foi a classificação quanto à posição espacial (axial, transversal ou fora da zona deformada). Inicialmente, de forma a organizar o trabalho, as bacias do SRLA, foram divididas em: Norte (sistema extra-rift envolvendo a zona Albert e a porção noroeste da zona de divergência); Central (sistema out-rift envolvendo as zonas Tanganyika, Rukwa e Kivu e a porção sudoeste zona de divergência) e Sul (sistema intra-rift envolvendo a zona Malawi). A figura 4.9, mostram os resultados obtidos.

Outro ponto estudado foi a relação entre as zonas de transferência e a rede de drenagens. Segundo modelo proposto por Gawthorpe *et al.* (1994), as zonas de transferência por estarem associadas a zonas de baixo relevo, formariam o ambiente preferencial para captura de drenagens geradas na zona de alto relevo imediatamente atrás das ombreiras e até mesmo de fora da zona do *rift*. A figura 4.10 o resultado da análise realizada no ramo oeste do SRLA.

4.7 Volume e espessura de sedimentos

foram avaliados dados de volume e espessura de sedimentos de todas as bacias estudadas. De forma a ilustrar o processo são apresentados os dados do rift zona Malawi, do SRLA. Figuras 4.11 e 4.12..

4.8 Análise quantitativa dos dados obtidos

Uma vez determinada e validada a metodologia e determinados os padrões a serem estudados, o estudo foi ampliado para os sistemas do Graben do Reno (GR), Platô do Tibet (PT), Rift Baikal (RB) e Província *Basin and Range* (PBR) conforme apresentado na figura 4.13.

A tabela geral, em anexo, traz os dados quantificados ou extraídos da literatura de todas as áreas estudadas e que são base do desenvolvimento dos dois artigos apresentados nos capítulos a seguir.

Figura 4.8: Rosáceas de sentido de fluxo de canais de drenagem.

Figura 4.9: Áreas de captação de drenagens, estruturas e bacias sedimentares do SRLA.

Figura 4.10: Zonas de transferência do ramo oeste do SRLA.

Figura 4.11: Profundidade e modelo do embasamento da zona Malawi. Adaptado de Flannery & Rosendahl (1990)

Figura 4.12: Batimetria da zona Malawi. Adaptado de Flannery & Rosendahl (1990)

Figura 4.13: Localização das áreas de estudo

5 Morfotectônica de províncias distensionais: Relação entre áreas de captação, zonas de transferência e bacias sedimentares

Este capítulo faz referência ao artigo *Morphotectonics of active extensional provinces: linking catchment areas, transfer zones and sedimentary basins* apresentado no anexo A, de forma a orientar a leitura da tese segue o resumo do mesmo.

5.1 Resumo

Bacias sedimentares distensionais estão entre as estruturas geológicas mais importantes e melhor estudadas, mas os modelos geológicos que associam tectônica, área de captação de drenagem, além de distribuição e evolução de ambientes deposicionais, ainda são qualitativos, apontando a falta de uma base estatística. Isso posto, apresentamos um estudo das características morfotectônicas de 25 bacias sedimentares distensionais e suas áreas de captação, representativas de cinco grandes províncias distensionais ativas: Rift do Leste Africano, Província Basin and Range, Rift Baikal, Graben do Reno e sistema de rift do Platô Tibetano.

Nossos resultados mostram que as áreas de deformação total de cada bacia variam de 2.700 a 137.300 km², com 50% de bacias com áreas entre 8.500 e 33.600 km². A área com sedimentação ativa varia de 1.400 to 43.000 km², e 50% destas estão entre 3.600 e 12.000 km². Áreas de captação de drenagem apresentam uma variação muito maior, de 2.700 to 740.000 km², 50% delas entre 15.000 e 112.000 km². A relação entre área deformada e área de captação mostra uma clara divisão em duas classes, uma com bacias com área de captação com mais do dobro de tamanho relativo à área deformada e outra composta por bacias com área de captação com tamanho até 10% maior que sua área deformada.

Taxas de sedimentação aproximadas, calculadas a partir de dados coletados na literatura, variam de 0,05 até 0,49 m/Ka e a comparação deste dado com a área de captação não revela uma clara relação. 65% das zonas de transferência analisadas nas províncias distensionais estudadas apresentam drenagens, porém apenas 38% dos pontos de entrada de rios maiores, com parte de sua área de captação fora da área deformada, são associados a zonas de transferência. Esses dados contradizem modelos correntes no tocante à entrada de grandes rios na bacia sedimentar, que são responsáveis por grande parte do aporte sedimentar e não estão necessariamente ligados a estruturas deformacionais, como esperado. claramente ligados a estruturas deformacionais.

6 O efeito da densidade do preenchimento na arquitetura de províncias distensionais: Inferências de bacias modernas e a abertura do Gondwana Ocidental

Este capítulo faz referência ao artigo *The effect of basin-fill density on the architecture of extensional provinces: inferences from modern basins and the breakup of Western Gondwana* apresentado no anexo B, de forma a orientar a leitura da tese segue o resumo do mesmo.

6.1 Resumo

A análise morfotectônica das cinco áreas selecionadas revelaram o inesperado fato de que as todas as grandes bacias estão atreladas a lagos profundos, independente da sua taxa de sedimentação ou tamanho da área de captação. Esta constatação sugere que talvez estes fatores não sejam o principal controle na formação de lagos profundos, mas que por outro lado a presença do próprio lago pode favorecer o desenvolvimento de um grande depocentro. De acordo com o modelo teórico proposto, a maior densidade do preenchimento sedimentar, quando comparada com a da água, pode por si só levar a divisão de depocentros e criar pequenas sub-bacias, através da ativação de planos de alto ângulo das falhas menores, cabendo às falhas listricas mestras acomodar a distensão regional. Neste modelo, em bacias preenchidas com sedimento aluvial, o grande deslocamento das falhas antitéticas pode levar ao desenvolvimento de altos topográficos (associados à lapa das falhas) responsáveis por individualizar as sub-bacias.

A correlação entre lagos profundos e grandes depocentros também pode ser observada no sistema de rift eocretáceo do leste da América do Sul, sugerindo que esta relação possa ser usada como ferramenta preditiva de longas fases famintas em bacias sedimentares continentais, com implicações na previsão de rochas geradoras de hidrocarbonetos em bacias fósseis com base em dados geofísicos de sub-superfície.

7 Conclusão

A comparação de todas as bacias estudadas, representativas de cinco províncias distensionais ativas sobre crosta continental, revela um quadro geral das principais características morfotectônicas das áreas deformada e de captação. As áreas deformadas variam de 2.700 km² a 137.300 km², sendo que 50% delas têm área entre 8.500 e 33.600 km² (figura 7.1A). Áreas com sedimentação ativa variam de 1.400 a 43.000 km², 50% apresentam de 3.600 a 12.000 km² (figura 7.1B). Áreas de captação mostram uma variação muito maior, de 2.700 a 740.000 km², com 50% entre 15.000 e 112.000 km² (figura 7.1C). A relação entre área deformada e área de captação mostra uma clara divisão em duas classes, uma com bacias com área de captação com mais de duas vezes o tamanho da área deformada e outra composta por bacias com área de captação com tamanho até 10% maior que a área deformada. De fato, 40% das bacias estudadas têm 93% ou mais de sua área de captação dentro da área deformada, enquanto outros 52% das bacias têm 53% ou menos de sua área de captação dentro da área deformada (figura 7.1F).

A elevação média das áreas de captação apresenta variação entre 300 e 5.150 m acima do nível do mar (figura 7.1D), porém em 68% dos casos as elevações se encontram entre 950 e 1900 m acima do nível do mar. A média das declividades destas áreas variam de 1° a 6,9°, sendo que 50% delas estão entre 1,2° e 3,5° (figura 7.1E). Quando comparado com as drenagens transversais, o comprimento acumulado das drenagens axiais é menor do que 20% do total acumulado em 60% das áreas investigadas, enquanto em apenas uma bacia o comprimento total de drenagens axiais representa mais de 50% do total.

Taxas de sedimentação aproximadas calculadas a partir de dados coletados na literatura variam de 0,05 a 0,49 m/Ka, e a comparação deste dado com a área de captação não revela uma clara relação (figura 7.3), exceto pelo fato de todas as bacias com sedimentação acima de 0,27 m/Ka apresentarem áreas de captação maiores que 80.000 km² (figura 7.2).

A análise quantitativa apresentada traz uma nova visão sobre atributos importantes para a previsão de características das áreas de captação de bacias tipo rift, que podem ser utilizados na modelagem de bacias fósseis, onde apenas o preenchimento da área subsidente é preservado.

Outra conclusão importante refere-se ao papel das zonas de transferência no controle do aporte sedimentar. Considerando todas as bacias estudadas, 65% das zonas de transferência apresentam canais de drenagem, 29% em zonas de aproximação, 50% em zonas colaterais e 21% em zonas de sobreposição (sensu Morley 1990). Respectivamente 57, 74, e 56% destas zonas de transferência apresentam canais de drenagem. Estes dados podem ser utilizados na previsão da distribuição de fácies em bacias modeladas com base em dados sísmicos, consierando, por exemplo, que a chance de zonas de transferência colaterais apresentarem canais de drenagem é significativamente maior que a de outros tipos de zonas de transferência. Quando consideramos apenas os pontos de entrada de

canais de drenagem com parte de sua área de captação for a da área deformada, de 34 identificados apenas 13 (38%) são associados a zonas de transferência. O dado contradiz modelos correntes (e.g. Gawthorpe & Leeder, 2000; Leeder, 1995) no tocante à entrada de grandes rios na bacia sedimentar, que são responsáveis por grande parte do aporte sedimentar e não estão necessariamente ligados a estruturas deformacionais

A correlação observada entre bacias com grandes áreas subsidentes e presença de lagos profundos levou à proposição de um modelo teórico que considera que a maior densidade do preenchimento sedimentar, quando comparada com a da água, pode por si só levar à subdivisão de depocentros e criar pequenas sub-bacias pela ativação de planos de alto ângulo das falhas menores, cabendo às falhas lítricas mestras acomodar a distensão regional. Desta maneira, a presença de um lago profundo pode ser a causa do tamanho relativamente grande de algumas bacias tipo rift ativas, com a densidade mais baixa de uma coluna de água profunda permitindo a concentração do rejeito normal nas falhas mestras, levando assim à formação de grandes depocentros.

Como o rejeito das falhas em uma bacia distensional é função do equilíbrio isostático entre o segmento afinado da litosfera e a litosfera adjacente, com espessura original, a densidade do preenchimento de um determina a profundidade final da bacia. Desta forma, preenchimento sedimentar mais denso implica em maior rejeito nas falhas que aquele encontrado em uma bacia faminta, mantidos constantes todos os demais fatores. Como falhas mestras são geralmente lítricas, tal rejeito adicional resultaria em grande incremento nos fatores de distensão, pois a componente horizontal do rejeito resulta em uma área final aumentada e maior deslocamento relativo entre os blocos nas duas margens do rift. O modelo apresentado, de acomodação preferencial desse rejeito adicional (causado pela densidade do preenchimento) em falhas de maior ângulo minimiza o problema de incremento de taxas de distensão regional pois a ativação de falhas de alto ângulo representa a adição de pequenos componentes horizontais.

A correlação entre lagos profundos e grandes depocentros também pode ser observada no sistema de rift eocretáceo do leste da América do Sul, sugerindo que esta relação possa ser usada como ferramenta preditiva de fases famintas prolongadas em bacias sedimentares continentais, com implicações na previsão de rochas geradoras de hidrocarbonetos em bacias fósseis com base em dados geofísicos de sub-superfície.

Figura 7.1: Boxplots (A até E) de aspectos relevantes das áreas estudadas. F - Histograma mostrando a distribuição da relação entre área eformada e área de captação distribuídas em classes de 10%.

Figura 7.2: Croosplot da relação entre taxas de sedimentação e área de captação, das áreas de estudo. Basin and Range (MS (deserto Mojave-Sonoran, 1-7), GB (*Great Basin*, norte 1-3 e central 1-4)); Leste Africano (Tanganyika, Rukwa, Malawi, Kivu); Baikal (Baikal-Angara, Barguzin); Graben do Reno (Rhine); Platô do Tibet (Tibet 1-3).

Rift	East Africa Rift System						
Zona Deformada	Albert	Kivu	Tanganyika	Rukwa	Malawi		
Volume	NC	NC	Sander (1989)	NC	Flanery (1990)		
Prof. Máx	4600	500	5000	5000	4400		
Idade Máx	13	10	12	12	9		
Idade Max (Ref.)	Chorowicz etal. (2005)	Chorowicz etal. (2005)	Chorowicz etal. (2005)	Chorowicz etal. (2005)	Chorowicz etal. (2005)		
Taxa de Sedmt.	0.368	0.050	0.417	0.417	0.489		
Rift	Baikal Rift		Rhine Graben	Tibetan Plateau			
Zona Deformada	Baikal-Angara	Barguzin	Rhine	Tibet 1	Tibet 2	Tibet 3	
Volume	Logatchev (1992)	Logatchev (1992)	Brun etal. (1992)	Cogan etal. (1998)	Cogan etal. (1998)	Cogan etal. (1998)	
Prof. Máx	6000	4000	3200	1500	1500	1500	
Idade Máx	30	30	42	11	11	11	
Idade Máx	Achauer (2002)	Achauer (2002)	Achauer (2002)	Garzzone etal. (2003)	Garzzone etal. (2003)	Garzzone etal. (2003)	
Taxa de Sedmt.	0.200	0.133	0.076	0.136	0.136	0.136	
Rift	Basin and Range Province						
Zona Deformada	GB North A 1	GB North A 2	GB North B	GB North C	GB Central A 1	GB Central A 2	GB Central A 3
Volume	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS
Prof. Máx	8000	5500	6900	8500	7500	8700	8200
Idade Máx	33	33	33	33	33	33	33
Idade Máx	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)
Taxa de Sedmt.	0.242	0.167	0.209	0.258	0.227	0.264	0.248
Zona Deformada	MS Central 1	MS Central 2	MS Central 3	MS Central 4	MS Central 5	MS Central 6	MS Central 7
Volume	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS
Prof. Máx	4600	4600	4000	6900	4560	3100	2500
Idade Máx	33	33	33	33	33	33	33
Idade Máx	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)	Lerch etal. (2009)
Taxa de Sedmt.	0.139	0.139	0.121	0.209	0.138	0.094	0.076

Figura 7.3: Taxas de sedimentação das províncias distensionais estudadas.

Referências Bibliográficas

- Ab'Sáber, A. N., 1960. Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, 5:52–54.
- Ab'Sáber, A. N., 1969. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. *Geomorfologia*, 20:1–26.
- Achauer, U. & Masson, F., 2002. Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities. *Tectonophysics*, 358:17–37.
- Adams, K., Wesnousky, S., & Bills, B., 1999. Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the lake lahontan basin, nevada and california. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12):1739–1756.
- Aguirre, G. & McDowell, F., 1993. Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern basin and range, central-eastern durango, mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 105(11):1435.
- Albani, M., Klinkenberg, B., Andison, D. W., & Kimmins, J. P., 2004. The choice of window size in approximating topographic surfaces from Digital Elevation Models. *International Journal of Geographical Information Science*, 18:577–593.
- Allen, P. A. & Allen, J. R., 2005. *Basin analysis – principles and applications*. Blackwell Scientific.
- Alsdorf, D., Brown, L., Nelson, K., Makovsky, Y., Klemperer, S., & Zhao, W., 1998. Crustal deformation of the lhasa terrane, tibet plateau from project indepth deep seismic reflection profiles. *Tectonics*, 17(4):501–519.
- Amalvict, M., Hinderer, J., & Rozsa, S., 2006. Crustal vertical motion along a profile crossing the rhine graben from the vosges to the black forest mountains: Results from absolute gravity, gps and levelling observations. *Journal of Geodynamics*, 41(1-3):358–368.
- Argand, E., 1924. La tectonique de l'asie. cr 13e. *Congr. Geol. Int., Liege*, p. 169–371.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L., & Han, T. L., 1986. Quaternary extension in Southern Tibet: field observations and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 91:13803–13872.
- Armijo, R., Tapponnier, P., & Tonglin, H., 1989. Late cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern tibet. *Journal of Geophysical Research*, 94(B3):2787–2838.
- Artyushkov, E., Letnikov, F., & Ruzhich, V., 1990. The mechanism of formation of the baikal basin. *Journal of geodynamics*, 11(4):277–291.

- Artyushkov, E., Shlesinger, A., & Yanshin, A., 1980. The origin of vertical crustal movements within lithospheric plates. *Dynamics of plate interiors*, p. 37–51.
- Bachler, D., Kohl, T., & Rybach, L., 2003. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection—rhine graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9-11):431–441.
- Baker, B., Mohr, P., & Williams, L., 1972. Geology of the eastern rift system of Africa. *Geological Society of America Special Paper*, 136:67.
- Barberi, F., Bonatti, E., Marinelli, G., & Varet, J., 1974. Transverse tectonics during the split of a continent: data from the Afar rift. *Tectonophysics*, 23:17–29.
- Baulig, H., 1950. Les concepts fondamentaux de la géomorphologie. *Essais de Géomorphologie*, p. 31–42.
- Bedinger, M., Sargent, K., & Reed, J., 1984. Geologic and hydrologic characterization and evaluation of the basin and range province relative to the disposal of high-level radioactive waste. Relatório técnico, Geological Survey, Denver, CO (United States); Geological Survey, Alexandria, VA (United States).
- Bellon, H. & Pouclet, A., 1980. Datations K-Ar de quelques laves du Rift-ouest de l'Afrique Centrale; implications sur l'évolution magmatique et structurale. *International Journal of Earth Sciences*, 69:49–62.
- Benedetto, J. & Ferreira, P., 2001. *Modern sampling theory: mathematics and applications*. Birkhauser.
- Bergner, A., Strecker, M., Trauth, M., Deino, A., Gasse, F., Blisniuk, P., & Dühnforth, M., 2009. Tectonic and climatic control on evolution of rift lakes in the Central Kenya Rift, East Africa. *Quaternary Science Reviews*, 28:2804–2816.
- Bertrand, G., Elsass, P., Wirsing, G., & Luz, A., 2006. Quaternary faulting in the upper rhine graben revealed by high-resolution multi-channel reflection seismic. *Comptes Rendus Geosciences*, 338(8):574–580.
- Bertrand, G., Horstmann, M., Hermann, O., & Behrmann, J., 2005. Retrodeformation of the southern upper rhine graben: new insights on continental oblique rifting. *Quaternary Science Reviews*, 24(3-4):345–352.
- Betzler, C. & Ring, U., 1995. Sedimentology of the Malawi Rift: Facies and stratigraphy of the Chiwondo Beds, northern Malawi. *Journal of Human Evolution*, 28:23–35.
- Beven, K. & Kirkby, M., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24.

- Bhattacharji, S. & Koide, H., 1978. The origin and evolution of rifts and rift valley structures: a mechanistic interpretation. In: Ramberg, I. & Neumann, E., (Eds.), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, p. 29–37. D. Reidel Publishing Company.
- Bian, L., 1997. Multiscale nature of spatial data in scaling up environmental models. *Scale in remote sensing and GIS*, p. 13–26.
- Bigarella, J. J., 2007. *Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais*, volume 3. UFSC.
- Bigarella, J. J., Mousinho, M. R., & Silva, J. X., 1965. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16-17:85–116.
- Biro, P., 1959. *Précis de géographie physique générale*. A. Colin.
- Bishop, P., 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32:329–365.
- Bitterli-Brunner, P., Hauber, L., & Fischer, H., 1975. Investigation of recent crustal movements across the rhine-graben flexure at basel. *Tectonophysics*, 29(1-4):283–287.
- Blair, T. & Bilodeau, W., 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16:517–520.
- Blair, T. C., 1988. Mixed siliciclastic-carbonate marine and continental syn-rift sedimentation, upper jurassic-lowermost cretaceous todos santos and san ricardo formations, western chiapas, mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 58:623–636.
- Bloom, A. L., 1991. *Geomorphology: a systematic analysis of late cenozoic landforms*, volume 2. Prentice Hall Englewood Cliffs.
- Bonjer, K., 1997. Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern borderfault of the southern rhine graben. *Tectonophysics*, 275(1-3):41–69.
- Bonjer, K., Gelbke, C., Gilg, B., Rouland, D., Mayer-Rosa, D., & Massinon, B., 1984. Seismicity and dynamics of the upper rhinegraben. *J. Geophys*, 55:1–12.
- Bott, M. H. P., 1995. Mechanisms of Rifting: Geodynamic modeling of continental Rift system. In: Olsen, K. H., (Ed.), *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonic*, p. 27–46. Elsevier.
- Brun, J., Gutscher, M., et al., 1992. Deep crustal structure of the rhine graben from dekop-ecors seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics*, 208(1-3):139–147.
- Brunsdon, D. & Thornes, J. B., 1979. Landscape Sensitivity and Change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4:463–484.

- Buchmann, T. & Connolly, P., 2007. Contemporary kinematics of the upper rhine graben: a 3d finite element approach. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):287–309.
- Büdel, J., 1957. Die Doppelten Einebnungs flächen in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1:201–228.
- Büdel, J., 1977. *Climatic Geomorphology*. (traduzido por L. Fischer and D. Busche in 1982). Princeton University Press.
- Burchfiel, B., Zhang, P., Wang, Y., Zhang, W., Song, F., Deng, Q., Molnar, P., & Royden, L., 1991. Geology of the haiyuan fault zone, ningxia-hui autonomous region, china, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the tibetan plateau. *Tectonics*, 10(6):1091–1110.
- Burke, K., 1978. Evolution of continental Rift system in the light of plate tectonics. In: Ramberg, I. & Neumann, E., (Eds.), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, p. 1–9. D. Reidel Publishing Company.
- Cailleux, A., 1948. Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *Annales de Géographie*, 57:21–39.
- Catchings, R. & Mooney, W., 1991. Basin and range crustal and upper mantle structure, northwest to central nevada. *Journal of Geophysical Research*, 96(B4):6247–6267.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43:379–410.
- Cogan, M. J., Nelson, K. D., Kidd, W. S. F., Wu, C., & Team, P. I., 1998. Shallow structure of the Yadong-Gulu rift, southern Tibet, from reflection analysis of Project INDEPTH common midpoint data. *Tectonics*, 17:46–61.
- Condie, K., 1982. Plate-tectonics model for proterozoic continental accretion in the southwestern united states. *Geology*, 10(1):37.
- Cook, K., 1966. Rift system in the basin and range province. *The World Rift System*, p. 246–90.
- Cook, K., 1969. Active rift system in the basin and range province. *Tectonophysics*, 8(4-6):469–511.
- Cooley, J., Lewis, P., & Welch, P., 1967. Historical notes on the fast Fourier transform. volume 55, p. 1675–1677.
- Cooley, J. & Tukey, J., 1965. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of computation*, p. 297–301.

- Cornu, T., Cardozo, G., Cloetingh, S., & Beekman, F., 2007. A structural model from local earthquake tomography: Application to present-day tectonics of the upper rhine graben. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):270–286.
- Corti, G., 2004. Centrifuge modelling of the influence of crustal fabrics on the development of transfer zones: insights into the mechanics of continental rifting architecture. *Tectonophysics*, 384:191–208.
- Crickmay, C., 1959. *A preliminary inquiry into the formulation and applicability of the geological principle of uniformity*. Imperial Oil Limited.
- Danielson, G. & Lanczos, C., 1942. 1924SI. Some improvements in practical Fourier analysis and their application to X-ray scattering from liquids. *J. Frank. Inst*, 233:365–380.
- Das, T. & Nolet, G., 1998. Crustal thickness map of the western united states by partitioned waveform inversion. *Journal of geophysical research*, 103(B12):30–021.
- Davis, W. M., 1899a. The Geographical Cycle. *Geographical Journal*, 14:481–504.
- Davis, W. M., 1899b. The Peneplain. *American Geologist*, 23:207–239.
- Davis, W. M., 1930a. Rock floors in arid and in humid climates. I. *Journal of Geology*, 38:1–27.
- Davis, W. M., 1930b. Rock floors in arid and in humid climates. II. *Journal of Geology*, 38:136–158.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., & San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the baikal region, central asia, part 2. cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4):1–38.
- Deng, D., Wilson, J. P., & Bauer, B. O., 2007. DEM resolution dependencies of terrain attributes across a landscape. *International Journal of Geographical Information Science*, 21:187–213.
- Deng, Y., 2007. New trends in digital terrain analysis: landform definition, representation, and classification. *Progress in Physical Geography*, 31:405–419.
- Dewey, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7:1123–1139.
- Dèzes, P., Schmid, S., & Ziegler, P., 2004. Evolution of the european cenozoic rift system: interaction of the alpine and pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1-2):1–33.
- Dixey, F., 1926. The nyasaland section of the great rift valley. *The Geographical Journal*, 68:117–137.

- Dixey, F., 1938. The nyasa-shire rift. *The Geographical Journal*, 91:51–56.
- Dixey, F., 1946. Erosion and tectonics in the east african rift system. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 102:339–388.
- Doornkamp, J. C., 1968. The nature, correlation, and ages of the erosion surfaces of southern uganda. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 50:151–161.
- Doornkamp, J. C. & Temple, P. H., 1966. Surface, drainage and tectonic instability in part of southern uganda. *The Geographical Journal*, 132:238–252.
- Eaton, G., 1982. The basin and range province: origin and tectonic significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10:409.
- Ebinger, C. J., 1989a. Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi rift, Africa. *Tectonics*, 8:117–133.
- Ebinger, C. J., 1989b. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101:885–903.
- Ebinger, C. J., Bechtel, T. D., Forsyth, D. W., & Bowin, C. O., 1989. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaus and dynamic compensation of the uplifts. *Journal of Geophysical Research*, 94:2883–2901.
- Ebinger, C. J., Rosendahl, B. R., & Reynolds, D. J., 1987. Tectonic model of the Malawi rift, Africa. *Tectonophysics*, 141:215–235.
- Edel, J., Whitechurch, H., & Diraison, M., 2006. Seismicity wedge beneath the upper rhine graben due to backwards alpine push? *Tectonophysics*, 428(1-4):49–64.
- Egger, A., Colgan, J., & York, C., 2009. Provenance and palaeogeographic implications of eocene–oligocene sedimentary rocks in the northwestern basin and range. *International Geology Review*, 51(9-11):900–919.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer.
- Epov, M., Nevedrova, N., & Sanchaa, A., 2007. A geoelectrical model of the barguzin basin in the baikal rift zone. *Russian Geology and Geophysics*, 48(7):626–641.
- Fenneman, N., 1928. Physical divisions. *National Atlas of the United States of America*, pp. 60.
- Fenneman, N., 1931. Physiography of the western us mcgraw-hill. New York.
- Fielding, E., 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, 260(1-3):55–84.

- Fielding, E. J., Isacks, B., Barazangi, M., & Duncan, C., 1994. How flat is Tibet? *Geology*, 22:163–167.
- Flannery, J. & Rosendahl, B., 1990. The seismic stratigraphy of Lake Malawi, Africa: implications for interpreting geological processes in lacustrine rifts. *Journal of African Earth Sciences*, 10:519–548.
- Florensov, N., 1960. Mesozoic and cenozoic basins in the baikal region. *Izd. AN SSSR, Moscow-Leningrad*.
- Florensov, N., 1969. Rifts of the baikal mountain region. *Tectonophysics*, 8(4-6):443–447.
- Florinsky, I. & Kuryakova, G., 2000. Determination of grid size for digital terrain modelling in landscape investigations—exemplified by soil moisture distribution at a micro-scale. *International Journal of Geographical Information Science*, 14:815–832.
- Froidevaux, C. & Ricard, Y., 1987. Tectonic evolution of high plateaus. *Tectonophysics*, 134(1-3):227–238.
- Fu, X., Wang, J., Tan, F., Chen, M., & Chen, W., 2010. The late triassic rift-related volcanic rocks from eastern qiangtang, northern tibet (china): Age and tectonic implications. *Gondwana Research*, 17(1):135–144.
- Fuchs, V. E., Wakefield, R. C., Millard, J. F., & MacInnes, D. G., 1935. The lake rudolf rift valley expedition, 1934. *The Geographical Journal*, 86:114–137.
- Gallant, J. & Hutchinson, M., 1997. Scale dependence in terrain analysis. *Mathematics and Computers in Simulation*, 43:313–321.
- Gao, S., Davis, P., Liu, H., Slack, P., Zorin, Y., Mordvinova, V., Kozhevnikov, V., & Meyer, R., 1994. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the baikal rift zone. *Nature*, 371(6493):149–151.
- Garbrecht, J. & Martz, L., 1994. Grid size dependency of parameters extracted from Digital Elevation Models. *Computers & Geosciences*, 20:85–87.
- Garzione, C. N., DeCelles, P. G., Hodkinson, D., Ojha, T. P., & Upetri, B. N., 2003. East-west extension and Miocene environmental change in the southern Tibetan plateau: Thakkhola graben, central Nepal. *Geological Society of America Bulletin*, 115:3–20.
- Gawthorpe, R. L., Fraser, A. J., & Collier, R. E. L., 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, 11:642–658.

- Gawthorpe, R. L. & Leeder, M. R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12:195–218.
- Gettings, M. & Houser, B., 2000. Depth to bedrock in the upper san pedro valley, cochise county, southeastern arizona. *USGS Open File Report 00-1*, 38:29.
- Gibbs, A. D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society of London*, 141:609–620.
- Gilbert, G., 1928. *Studies of basin-range structure*. Number 153-154. US Govt. Print. Off.
- Gilbert, G. & Dutton, C., 1877. *Report on the Geology of the Henry Mountains*. Number 2029. Govt. print. off.
- Gilbert, G. K., 1877. *Report on the Geology of the Henry Mountains*. United States Department of the Interior, Washington DC.
- Gilbert, H. & Sheehan, A., 2004. Images of crustal variations in the intermountain west. *J. geophys. Res*, 109(10.1029).
- Gonçalves, L., 2004. Um estudo sobre a transformada rápida de Fourier e seu uso em processamento de imagens. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Matemática. Programa de Pós-Graduação em Matemática Aplicada.
- Goodchild, M. & Mark, D., 1987. The fractal nature of geographic phenomena. *Annals of the Association of American Geographers*, 77:265–278.
- Gregory, J. W., 1894a. Contributions to the physical geography of british east africa. *The Geographical Journal*, 4:289–315.
- Gregory, J. W., 1894b. Contributions to the physical geography of british east africa. *The Geographical Journal*, 4:505–514.
- Gregory, J. W., 1894c. Contributions to the physical geography of british east africa. ix. the plateau of laikipia, and its volcanoes (continued). *The Geographical Journal*, 4:408–424.
- Gregory, J. W., 1920a. The african rift valleys. *The Geographical Journal*, 56:13–41.
- Gregory, J. W., 1920b. The african rift valleys. *The Geographical Journal*, 56:327–328.
- Hack, J. T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258-A:80–97.
- Hack, J. T., 1975. *Theories of Landform Development*, chapter Dynamic equilibrium and landscape evolution, p. 87–102. Allen and Unwin, Boston and London.

- Harry, D. L., Sawyer, D. S., & Leeman, W. P., 1993. The mechanics of continental extension in western North America: implications for the magmatic and structural evolution of the Great Basin. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 117:59–71.
- Heezen, B., 1960. The rift in the ocean floor. *Scientific American*, 203(4):98–110.
- Henning Illies, J. & Greiner, G., 1979. Holocene movements and state of stress in the rhinegraben rift system. *Tectonophysics*, 52(1-4):349–359.
- Henry, C., 1989. Late cenozoic basin and range structure in western mexico adjacent to the gulf of california. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101(9):1147.
- Henry, C. & Aranda-Gomez, J., 1992. The real southern basin and range: Mid-to late cenozoic extension in mexico. *Geology*, 20(8):701.
- Hooke, R., 1968. Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. *American Journal of Science*, 266:609.
- Howell, J. A. & Flint, S. S., 1996. A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins. In: Howell, J. A. & Aitken, J. F., (Eds.), *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications*, volume 104 of *Geological Society Special Publication*, p. 129–137.
- Hughes, G., Varol, O., & Beydoun, Z., 1991. Evidence for Middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for Late Oligocene rifting of the southern Red Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 8:354–358.
- Hutchinson, R. & Engels, G., 1972. Tectonic evolution in the Southern Red Sea and its possible significance to older rifted continental margins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83:2989–3002.
- Illies, J. & Greiner, G., 1978. Rhinegraben and the alpine system. *Bulletin of the Geological Society of America*, 89(5):770.
- Johnson, M. R., Vuuren, C. J. V., Hegenberger, W. F., Key, R., & Show, U., 1996. Stratigraphy of the karoo supergroup in southern africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, 23:3 – 15.
- Jones, C., Wernicke, B., Farmer, G., Walker, J., Coleman, D., McKenna, L., & Perry, F., 1992. Variations across and along a major continental rift: An interdisciplinary study of the basin and range province, western usa. *Tectonophysics*, 213(1-2):57–96.
- Jordan, G. & Schott, B., 2005. Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models. a case study. *Remote Sensing of Environment*, 94:31 – 38.

- Kapp, P. & Guynn, J., 2004. Indian punch rifts tibet. *Geology*, 32(11):993.
- Kapp, P., Murphy, M., Yin, A., Harrison, T., Ding, L., & Guo, J., 2003. Mesozoic and cenozoic tectonic evolution of the shiquanhe area of western tibet. *Tectonics*, 22(4):1029.
- Karner, G., Byamungu, B., Ebinger, C., Kampunzu, A., Mukasa, R., Nyakaana, J., Rubondo, E., & Upcott, N., 2000. Distribution of crustal extension and regional basin architecture of the Albertine rift system, East Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 17:1131–1150.
- Kashaigili, J., Mbilinyi, B., McCartney, M., & Mwanuzi, F., 2006. Dynamics of Usangu plains wetlands: Use of remote sensing and GIS as management decision tools. *Physics and Chemistry of the Earth*, 31:967–975.
- Keller, G., Bott, M., Wendlandt, R., Doser, D., & Morgan, P., 2006. The baikal rift system. *Developments in Geotectonics*, 25:325–341.
- Kilembe, E. & Rosendahl, B., 1992. Structure and stratigraphy of the Rukwa rift. *Tectonophysics*, 209:143–158.
- King, L. C., 1953. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64:721–751.
- King, L. C., 1967. *Morphology of the Earth*. (2nd Ed.). Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Kiselev, A., 1987. Volcanism of the baikal rift zone. *Tectonophysics*, 143(1-3):235–244.
- Kiselev, A. & Popov, A., 1992. Asthenospheric diapir beneath the baikal rift: petrological constraints. *Tectonophysics*, 208(1-3):287–295.
- Klootwijk, C., Conaghan, P., & Powell, C., 1985. The himalayan arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. *Earth and Planetary Science Letters*, 75(2-3):167–183.
- Kontorovich, A., Kashirtsev, V., Moskvina, V., Burshtein, L., Zemskaya, T., Kostyreva, E., Kalmychkov, G., & Khlystov, O., 2007a. Petroleum potential of baikal deposits. *Russian Geology and Geophysics*, 48(12):1046–1053.
- Kontorovich, A., Kashirtsev, V., Moskvina, V., Burshtein, L., Zemskaya, T., Kostyreva, E., Kalmychkov, G., & Khlystov, O., 2007b. Petroleum potential of baikal deposits. *Russian Geology and Geophysics*, 48(12):1046–1053.
- Lawrence, R., 1976. Strike-slip faulting terminates the basin and range province in oregon. *Bulletin of the Geological Society of America*, 87(6):846.
- Leeder, M., 1995. Continental Rifts and Proto-Oceanic Rift Troughs. In: Busby, C. & Ingersoll, R., (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, p. 119–148. Black Well Science.

- Leeder, M. R., Mack, G. H., & Salyards, S. L., 1996. Axial-transverse fluvial interactions in half-graben: Plio-Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande Rift, New Mexico, USA. *Basin Research*, 8:225–241.
- Lerch, D., Klemperer, S., Egger, A., Colgan, J., & Miller, E., 2010. The northwestern margin of the basin-and-range province, part 1: Reflection profiling of the moderate-angle (~ 30°) surprise valley fault. *Tectonophysics*, 488(1):143–149.
- Lerch, D., Klemperer, S., Glen, J., Ponce, D., Miller, E., & Colgan, J., 2007. Crustal structure of the northwestern basin and range province and its transition to unextended volcanic plateaus. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(2):Q02011.
- Lesne, O., Calais, E., Deverchère, J., Chéry, J., & Hassani, R., 2000. Dynamics of intracontinental extension in the north baikal rift from two-dimensional numerical deformation modeling. *Journal of geophysical research*, 105(B9):21727–21744.
- Lezzar, K., Tiercelin, J., Batist, M., Cohen, A., Bandora, T., Rensbergen, P., Turdu, C., Mifundu, W., & Klerkx, J., 1996. New seismic stratigraphy and Late Tertiary history of the North Tanganyika Basin, East African Rift system, deduced from multichannel and high-resolution reflection seismic data and piston core evidence. *Basin Research*, 8:1–28.
- Lipman, P., Logatchev, N., Zorin, Y., Chapin, C., Kovalenko, V., & Morgan, P., 1989. Intracontinental rift comparisons; baikal and rio grande rift systems. *EOS Transactions*, 70:578–578.
- Logatchev, N., 1984. The baikal rift system. *Episodes*, 7(1):38–42.
- Logatchev, N. & Florensov, N., 1978. The baikal system of rift valleys. *Tectonophysics*, 45(1):1–13.
- Logatchev, N. & Mohr, P., 1978. Geodynamics of the baikal rift zone. *Tectonophysics*, 45(1).
- Logatchev, N. & Zorin, Y., 1987. Evidence and causes of the two-stage development of the baikal rift. *Tectonophysics*, 143(1-3):225–234.
- Logatchev, N. & Zorin, Y., 1992. Baikal rift zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics*, 208(1-3):273–286.
- Logatchev, N., Zorin, Y., & Rogozhina, V., 1983. Baikal rift: Active or passive?—comparison of the baikal and kenya rift zones. *Tectonophysics*, 94(1-4):223–240.
- Longwell, C., 1945. The mechanics of orogeny. *Jour. Sci*, 243:417–447.
- Longwell, C. R., 1932. Review: Rift valleys. *Geographical Review*, 22:341–343.

- Lopes Cardozo, G. & Behrmann, J., 2006. Kinematic analysis of the upper rhine graben boundary fault system. *Journal of structural geology*, 28(6):1028–1039.
- Malley, Z., Taeb, M., Matsumoto, T., & Takeya, H., 2007. Environmental change and vulnerability in the Usangu plain, southwestern Tanzania: Implications for sustainable development. *The International Journal of Sustainable Development and World Ecology*, 14:145–159.
- Mareschal, J. C., 1983. Mechanisms of uplift preceding rifting. *Tectonophysics*, 94:51–66.
- Mark, D. M. & Aroson, P. B., 1984. Scale-dependent fractal dimensions of topographic surfaces: An empirical investigation, with applications in geomorphology and computer mapping. *Mathematical Geology*, 16:671–83.
- Marques, J. S., 2005. Ciência Geomorfológica. In: *Geomorfologia: Uma atualização de Bases e Conceitos*, 23-51. Bertrand Brasil.
- Mavonga, T., 2007. Some characteristics of aftershock sequences of major earthquakes from 1994 to 2002 in the Kivu province, Western Rift Valley of Africa. *Tectonophysics*, 439:1–12.
- McCaffrey, R. & Nabelek, J., 1998. Role of oblique convergence in the active deformation of the himalayas and southern tibet plateau. *Geology*, 26(8):691.
- McClellan, C. & Evans, I., 2000. Apparent fractal dimensions from continental scale digital elevation models using variogram methods. *Transactions in GIS*, 4:361–378.
- McConnell, R., 1957. Erosion surfaces in Uganda. *Geological Magazine*, 94:171–173.
- McKenzie, D. P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40:25–32.
- Menard, H., 1960. The east pacific rise. *Science*, 132(3441):1737.
- Mercier, J., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E., & Lin, H., 1987. Change from late tertiary compression to quaternary extension in southern tibet during the india-asia collision. *Tectonics*, 6(3):275–304.
- Michon, L. & Sokoutis, D., 2005. Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: an experimental approach. *Tectonophysics*, 409(1-4):125–146.
- Mohr, P., 1978. Afar. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6:145–172.
- Molnar, P. & Lyon-Caent, H., 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the tibetan plateau and its margins. *Geophysical Journal International*, 99(1):123–154.

- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of asia: effects of a continental collision. *Science*, 189(4201):419–426.
- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1977. The collision between india and eurasia. *Scientific American*, 236(4):30–41.
- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of tibet. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11):5361–5375.
- Moore, I., Turner, A., Wilson, J., Jenson, S., & Band, L., 1993. GIS and land-surface-subsurface process modeling. *Environmental modeling with GIS*, p. 196–230.
- Moore, I. & Wilson, J., 1992. Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: Simplified method of estimation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 47:423–423.
- Moore, I. D., Grayson, R. B., & Ladson, A. R., 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5:3–30.
- Morley, C., 1999. *Geoscience of rift systems-evolution of East Africa*. Published by The American Association of Petroleum Geologists.
- Morley, C., 2002a. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *AAPG bulletin*, 86:961–978.
- Morley, C., 2002b. A tectonic model for the tertiary evolution of strike-slip faults and rift basins in se asia. *Tectonophysics*, 347(4):189–215.
- Moy, D. & Imber, J., 2009. A critical analysis of the structure and tectonic significance of rift-oblique lineaments ('transfer zones') in the Mesozoic-Cenozoic succession of the Faroe-Shetland Basin, NE Atlantic margin. *Journal of the Geological Society*, 166:831.
- Mueller, S., 1978. Evolution of the Earth's Crust. In: Ramberg, I. & Neumann, E., (Eds.), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, chapter Evolution of the Earth's Crust, p. 11–28. D. Reidel Publishing Company.
- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H., & Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western european stress province north of the alps and pyrenees. *Tectonophysics*, 275(1-3):199–219.
- Neugebauer, H. J., 1987. Models of lithospheric thinning. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15:421–443.

- Ni, J. & York, J., 1978. Late cenozoic tectonics of the tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11):5377–5384.
- Nivière, B., Bruestle, A., Bertrand, G., Carretier, S., Behrmann, J., & Gourry, J., 2008. Active tectonics of the southeastern upper rhine graben, freiburg area (germany). *Quaternary Science Reviews*, 27(5-6):541–555.
- Ollier, C., 1990. Morphotectonics of the Lake Albert Rift Valley and its significance for continental margins. *Journal of Geodynamics*, 11:343–355.
- Olsen, K. H. & Morgan, P., 1995. Progress in understanding continental Rifts. In: Olsen, K. H., (Ed.), *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonic*, p. 3–26. Elsevier.
- Pardee, J., 1950. Late cenozoic block faulting in western montana. *Bulletin of the Geological Society of America*, 61(4):359.
- Parsons, T., Christensen, N., & Wilshire, H., 1995. Velocities of southern basin and range xenoliths: Insights on the nature of lower crustal reflectivity and composition. *Geology*, 23(2):129.
- Pasteels, P., Villeneuve, M., De Paepe, P., & Klerkx, J., 1989. Timing of the volcanism of the Southern Kivu province: Implications for the evolution of the western branch of the East African rift system. *Earth and planetary science letters*, 94:353–363.
- Pearce, J. & Houjun, M., 1988. Volcanic rocks of the 1985 tibet geotraverse: Lhasa to golmud. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 327(1594):169.
- Penck, W., 1924. *Die morprhologische Anelyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. Geographische Abhandlungen. Stuttgart.
- Penck, W., 1953. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology*. (traduzido por H. Czech e K. C. Boswell). Macmillian, London.
- Petit, C., Déverchère, J., Houdry, F., Sankov, V., Melnikova, V., & Delvaux, D., 1996. Present-day stress field changes along the baikal rift and tectonic implications. *Tectonics*, 15(6):1171–1191.
- Pickford, M., 1982. The Tectonics, volcanics and sediments of the Nyanza Rift Valley. *Z. Geomorph. NF*, 42:1–33.
- Plenefisch, T. & Bonjer, K., 1997. The stress field in the rhine graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275(1-3):71–97.

- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., & Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., & Van Wagoner, J. C., (Eds.), *Sea-level Changes – An Integrated Approach*, volume 42 of *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, p. 109–124.
- Posamentier, H. W. & Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – conceptual framework. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., & Van Wagoner, J. C., (Eds.), *Sea-level Changes – An Integrated Approach*, volume 42 of *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, p. 125–154.
- Powell, J. W., 1875. *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872 under the direction of the secretary of the Smithsonian Institution*. Government Printing Office, Washington.
- Powell, J. W., 1895. *Canyons of the Colorado*. Cosimo Classics.
- Priestley, K., Orcutt, J., & Brune, J., 1980. Higher-mode surface waves and structure of the great basin of nevada and western utah. *Journal of Geophysical Research*, 85(B12):7166–7174.
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, 71:35–66.
- Purcell, P., 1976. The Marda Fault Zone, Ethiopia. *Nature*, 261:569–571.
- Ramberg, I. & Neumann, E., 1977. *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, volume II. Riedel Publishing Company.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Liu, G., & Chen, C., 1994. during and after the india-asia collision. *Journal of Geophysical Research*, 99(B10):19–917.
- Roberts, E. M., O'Connor, P. M., Gottfried, M. D., Stevens, N., Kapalima, S., & Ngasala, S., 2004. Revised stratigraphy and age of the Red Sandstone Group in the Rukwa Rift Basin, Tanzania. *Cretaceous Research*, 25:749 – 759.
- Rosendahl, B. R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15:445–503.
- Rosendahl, B. R., Kilembe, E., & Kaczmarick, K., 1992. Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics*, 213:235–256.

- Rosendahl, B. R., Reynolds, D. J., Lorber, P. M., Burgess, C. F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J. J., & Derksen, S. J., 1986. Structural expressions of rifting: lessons from lake tanganyika, africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 25:29–43.
- Rothery, D. & Drury, S., 1984. The neotectonics of the tibetan plateau. *Tectonics*, 3(1):19–26.
- Runge, C., 1903. Über die zeregung empirisch gegebener periodischer Funktionen in Sinuswellen. *Zeitschrift f. Mathematik und Physik*, 48:443–456.
- Sander, S. & Rosendahl, B., 1989. The geometry of rifting in Lake Tanganyika, east Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 8:323–354.
- Saneyoshi, M., Nakayama, K., Sakai, T., Sawada, Y., & Ishida, H., 2006. Half graben filling processes in the early phase of continental rifting: The Miocene Namurungule Formation of the Kenya Rift. *Sedimentary Geology*, 186:111–131.
- Sarkisyan, S., 1958. Mesozoic and tertiary sediments of the baikal and trans-baikal regions and the russian far east. *Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscow*.
- Schlische, R. & Withjack, M., 2009. Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces: Result of random nucleation and self-organized fault growth. *Journal of Structural Geology*, 31:910–925.
- Schmidt, J. & Andrew, R., 2005. Multi-scale landform characterization. *Area*, 37:341–350.
- Schmidt, J. & Hewitt, A., 2004. Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry and terrain position. *Geoderma*, 121:243–256.
- Schmitt, T., 1981. The west european stress field: new data and interpretation. *Journal of Structural Geology*, 3(3):309–315.
- Schumacher, M., 2002. Upper rhine graben: role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21(1):1006.
- Schumm, S. A., 1975. *Theories of Landform Development*, chapter Episodic erosion: a modification of the geomorphic cicle, p. 69–85. Allen and Unwin, Boston and London.
- Seeber, L. & Pêcher, A., 1998. Strain partitioning along the himalayan arc and the nanga parbat antiform. *Geology*, 26(9):791.
- Sengör, A. M. C., 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rfit. In: Busby, C. & Ingersoll, R., (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, p. 53–177. Black Well Science.
- Sheehan, A., Jones, C., Savage, M., Ozalaybey, S., & Schneider, J., 1997. Contrasting lithospheric structure between the colorado plateau and great basin: initial results

- from colorado plateau-great basin passcal experiment. *Geophysical research letters*, 24(21):2609–2612.
- Sittler, C., 1969. The sedimentary trough of the rhine graben. *Tectonophysics*, 8(4-6):543–560.
- Smith, M., 1994. Stratigraphic and structural constraints on mechanisms of active rifting in the Gregory Rift, Kenya. *Tectonophysics*, 236:3–22.
- Smith, R. & Bruhn, R., 1984. Intraplate extensional tectonics of the eastern basin-range inferencess on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7):5733–5762.
- Specht, T. & Rosendahl, B., 1989. Architecture of the Lake Malawi Rift. *East Africa: Journal of African Earth Sciences*, 8:4.
- Spink, P. C., 1945. Thermal activity in the eastern rift valley. *The Geographical Journal*, 105:197–207.
- Stigand, C. H., 1916. Observations on the northern section of the tanganyika-nile rift valley. *The Geographical Journal*, 48:145–149.
- Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63:1117–1142.
- Suess, E., 1891. Die Brüche des östlichen Africa. In: *Beitrage zur Geologischen Kenntnis des östlichen Africax*, p. 555–556. Denkschriften Kaiserlinchen Akademie der Wissenschaftkiche Klasse.
- Summerfield, M. A., 1991. *Global Geomorphology: an introduction to the study of landforms*. London. Longman Press.
- Tapponnier, P., Mercier, J., Proust, F., Andrieux, J., Armijo, R., Bassoullet, J., Brunel, M., Burg, J., Colchen, M., Dupré, B., *et al.*, 1981. The tibetan side of the india–eurasia collision.
- Thomas, L., 1963. Using a computer to solve problems in physics. *Applications of Digital Computers*, pp. 42.
- Thompson, J., Bell, J., & Butler, C., 2001. Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling. *Geoderma*, 100:67–89.
- Thompson, J., Moore, A., Austin, R., & Pena-Yewtukhiw, E., 2006. Multiscale Terrain Analysis to Improve Landscape Characterization and Soil Mapping. In: *The 18th World Congress of Soil Science*.

- Tiercelin, J., 1990. Rift-basin sedimentation: responses to climate, tectonism and volcanism. Examples of the East African Rift. *Journal of African Earth Sciences*, 10:283–305.
- Tiercelin, J., Chorowicz, J., Bellon, H., Richert, J., Mwanbene, J., & Walgenwitz, F., 1988. East African Rift System: offset, age and tectonic significance of the Tanganyika-Rukwa-Malawi intracontinental transcurrent fault zone. *Tectonophysics*, 148:241–252.
- Tiercelin, J. J. & Faure, H., 1978. Rates of sedimentation and vertical subsidence in neorifts and paleorifts. In: Ramberg, I. & Neumann, E., (Eds.), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, p. 41–47. D. Reidel Publishing Company.
- Tsekhovsky, Y. & Leonov, M., 2007. Sedimentary formations and main development stages of the western transbaikal and southeastern baikal regions in the late cretaceous and cenozoic. *Lithology and Mineral Resources*, 42(4):349–362.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. J., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S. I., Sangree, J. B., N., B. J., & Hatlelid, W. G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In: Payton, C. E., (Ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hidrocarbon exploration*, number 26 in AAPG Memoir, p. 49–212.
- Van Wagoner, J. C. & Bertran, G. T., 1995. *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*, volume 64 of AAPG Memoir.
- Velasco, M., Bennett, R., Johnson, R., & Hreinsdóttir, S., 2010. Subsurface fault geometries and crustal extension in the eastern basin and range province, western us. *Tectonophysics*, 488(1):131–142.
- Vogt, H. & Vogt, T., 2007. Morphotectonic evolution of two depressions at the southern border of the baikal rift system. *Geomorphology*, 86(3-4):480–495.
- Vologina, E. & Sturm, M., 2009. Types of holocene deposits and regional pattern of sedimentation in lake baikal. *Russian Geology and Geophysics*, 50(8):722–727.
- Wayland, E. J., 1921. Some account of the geology of the lake albert rift valley. *The Geographical Journal*, 58:344–359.
- Wernicke, B., Davis, J., Niemi, N., Luffi, P., & Bisnath, S., 2008. Active megadetachment beneath the western united states. *J. Geophys. Res*, 113(10.1029).
- Wernicke, B. & Snow, J., 1998. Cenozoic tectonism in the central basin and range: Motion of the sierran-great valley block. *International Geology Review*, 40(5):403–410.
- Wernicke, B. P., 1981. Low angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 22:108 – 125.

- Wernicke, B. P., England, P. C., Sonder, L. J., & Christiansen, R. L., 1987. Tectonomagmatic evolution of cenozoic extension in the north american cordillera. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1):203–221.
- Wilson, J., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211:676–681.
- Wilson, J. P. & Gallant, J. C., 1996. Eros: A grid-based program for estimating spatially-distributed erosion indices. *Computers & Geosciences*, 22:707 – 712.
- Wilson, M. F. J., O'Connell, B., Brown, C., Guinan, J. C., & Grehan, A. J., 2007. Multiscale Terrain Analysis of Multibeam Bathymetry Data for Habitat Mapping on the Continental Slope. *Marine Geology*, 30:3–35.
- Windley, B. & Allen, M., 1993. Mongolian plateau: Evidence for a late cenozoic mantle plume under central asia. *Geology*, 21(4):295.
- Wood, E., Sivapalan, M., Beven, K., & Band, L., 1988. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology JHYDA* 7, 102:29–47.
- Yin, A., 2000. Mode of cenozoic east-west extension in tibet suggesting a common origin of rifts in asia during the indo-asian collision. *Journal of Geophysical Research*, 105(B9):21–745.
- Yin, A. & Harrison, T., 2000. Geologic evolution of the himalayan-tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1):211–280.
- Zandt, G., Myers, S., & Wallace, T., 1995. Crust and mantle structure across the basin and range-colorado plateau boundary at 37 n latitude and implications for cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6):10529–10.
- Zhang, P., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., *et al.*, 2004. Continuous deformation of the tibetan plateau from global positioning system data. *Geology*, 32(9):809.
- Zhao, D., Lei, J., Inoue, T., Yamada, A., & Gao, S., 2006. Deep structure and origin of the baikal rift zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4):681–691.
- Zhou, Q., Lees, B., & Tang, G., 2008. *Advances in Digital Terrain Analysis*. Springer Verlag.
- Ziegler, P. & Dèzes, P., 2007. Cenozoic uplift of variscan massifs in the alpine foreland: timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):237–269.
- Zoback, M., Anderson, R., & Thompson, G., 1981. Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the basin and range province of the western united states. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454):407–434.

- Zonenshain, L. & Savostin, L., 1981. Geodynamics of the baikal rift zone and plate tectonics of asia. *Tectonophysics*, 76(1-2):1–45.
- Zorin, Y., 1981. The baikal rift: an example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates. *Tectonophysics*, 73(1-3):91–104.
- Zorin, Y., Kozhevnikov, V., Novoselova, M., & Turutanov, E., 1989. Thickness of the lithosphere beneath the baikal rift zone and adjacent regions. *Tectonophysics*, 168(4):327–337.
- Zorin, Y., Turutanov, E., Mordvinova, V., Kozhevnikov, V., Yanovskaya, T., & Treussov, A., 2003. The baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure. *Tectonophysics*, 371(1-4):153–173.

Anexo A**Samar dos Santos Steiner, Renato Paes de Almeida**

Morfotectônica de províncias distensionais: Relação entre áreas de captação, zonas de transferência e bacias sedimentares

Morphotectonics of active extensional provinces: linking catchment areas, transfer zones and sedimentary basins

Title: Morphotectonics of active extensional provinces: linking catchment areas, transfer zones and sedimentary basins

Authors: Samar dos Santos Steiner, Renato Paes de Almeida

1 Abstract

Extensional sedimentary basins are among the most important and best studied geological structures, but the geological models linking tectonics, drainage catchment and the distribution and evolution of depositional environments are still qualitative, lacking support from a statistical database. In order to address this problem we present a comprehensive study on the morphotectonic characteristics of 25 active extensional basins and their catchment areas, representative of five major active extensional provinces: the East African Rift System, the Basin and Range Province, the Baikal Rift, the Rhine Graben and the Tibetan Plateau Rift System. Our results show some predictability in the morphometric characteristics of basins and catchments, and the resulting database may constraint future models of evolution of ancient basins. Total areas of deformation of individual basins range from 2,700 to 137,300 km², with 50% of the basins having areas between 8,500 and 33,600 km². The area with active sedimentation varies from 1,400 to 43,000 km², and in 50% of the basins it is between 3,600 and 12,000 km². Catchment areas of individual basins vary much more, from 2,700 to 740,000 km², 50% of them measuring between 15,000 and 112,000 km². The ratio of deformed area to catchment area for each basin shows a clear division into two natural classes, one composed of basins with a catchment more than twice the size of the deformed area, and another composed of basins with catchment less than 10% larger than the deformed area. Approximated long term sedimentation rates calculated from published data for several basins vary from 0.05 to 0.49 m/Ka, and the comparison of these rates with the catchment area of individual basins shows no clear relationship. 65% of the transfer zones in the studied extensional provinces show river channels but only 38% of the inlets of rivers with part of their catchment outside the deformed area are related to transfer zones. This contradicts current models, as most of the points of entrance of larger rivers, which are responsible for the greater part of the sediment input, are not clearly related to deformational structures.

2 Introduction

Extensional sedimentary basins are of great import as a source of hydrocarbons and as a record of past tectonic and climatic events, mostly due to their high preservation potential when compared with other common types of sedimentary basins. As a consequence,

several aspects of the structural geology, sedimentary fill and geodynamic evolution of extensional basins are well understood, given the always renewed scientific interest on those structures. Nevertheless, geological models linking tectonics, drainage catchment and the distribution and evolution of depositional environments are still qualitative, lacking support from a statistical database.

As the architecture of the sedimentary fill is controlled by the interplay between sediment input and accommodation (including tectonic subsidence and eustasy), the evolution of the drainage network play a major role on the evolution of the sedimentary fill. In tectonically active regions, such as extensional provinces, major changes in the altitude, mean slope and area of drainage catchment may occur gradually, whereas the tectonic capture of whole drainage systems may abruptly change the sedimentary input to any individual rift.

River systems with catchments outside the area of tectonic deformation are particularly important as routes for large volumes of sediment, and the current models (e.g. Gawthorpe & Leeder, 2000) tend to correlate the entrance of such larger rivers with transfer zones (*sensu* Morley *et al.*, 1990). Despite the general acceptance of these models, no statistical analysis of active extensional provinces has been published to support the hypothesis.

The present work addresses this problem presenting the results of a comprehensive study on the morphotectonic characteristics of 25 extensional basins and their catchment areas, representative of five major active extensional provinces: the East African Rift System, the Basin and Range Province, the Baikal Rift, the Rhine Graben and the Tibetan Plateau Rift System (figure 1). The results bring important insights on the actual role of active faults and transfer zones as controls on drainage systems and compose a database that includes information on elevation, slope, and area of catchments; proportion of out-rift catchment; frequency and type of transfer zones and their relation to river systems; age and rate of sedimentation in each basin, among other data. This database may support the development of more accurate models on rift basin evolution.

3 Geological setting

3.1 Basin and Range Province

The Basin and Range Province was defined by Fenneman (1928, 1931) as an area of approximately 800,000 km² including eight states in the USA. From the decade of 1950 on, geological and geophysical studies (Pardee, 1950; Heezen, 1960; Menard, 1960; Cook, 1966, 1969; Lawrence, 1976) proved the province to be even larger, with about 1,000,000 km², or 10% the area of the USA. Nowadays the province is divided in 12 sub-provinces or sub-basins, in a total area that includes part of southern Canada, practically the whole western USA (Bedinger *et al.*, 1984), as well as northwestern Mexico (Henry, 1989; Henry & Aranda-Gomez, 1992; Aguirre & Mcdowell, 1993).

Figure 1: Location of studied extensional provinces

In addition to the pioneer work of Fennman, works by Gilbert & Dutton (1877) and Gilbert (1928) already considered the region as a large area characterized mainly by its fault system and the presence of basins and ranges which could be seen in the whole area.

The Basin and Range Province is a tectonically active intra-continental extensional system. The province is characterized as a regional topographic high composed of a great number of horsts and grabens related to a complex array of normal faults, relatively thinned crust (approximately 30 km), high heat flux and intense seismic and volcanic activity (Cook, 1969; Wernicke, 1981; Eaton, 1982; Bedinger *et al.*, 1984; Wernicke *et al.*, 1987; Priestley *et al.*, 1980; Catchings & Mooney, 1991; Henry & Aranda-Gomez, 1992; Harry *et al.*, 1993; Parsons *et al.*, 1995; Sengör, 1995; Zandt *et al.*, 1995; Sheehan *et al.*, 1997; Das & Nolet, 1998; Adams *et al.*, 1999; Gilbert & Sheehan, 2004; Lerch *et al.*, 2007; Wernicke *et al.*, 2008; Egger *et al.*, 2009; Lerch *et al.*, 2010; Velasco *et al.*, 2010). Figure 2 shows the here adopted structure of the Basin and Range Province.

The morphology of the Basin and Range Province (BRP) is peculiar if compared to the other large extensional systems, such as the East African Rift System (EARS), the Baikal Rift and the Rhine Graben. In the northern areas, the whole deformed area, and not only the individual basin shoulders, reach elevations of up to 1,5 km above sea-level. The deformed region is not restricted to one major elongated structure related to normal faulting, but instead, a complex system of horsts and grabens composes a big cluster of small basins, divided by low-amplitude topographic highs and fed by a complex fluvial network, with restricted small and shallow lakes.

The modern BRP is the result of a long history of tectonic activity in the Western Cordillera (Condie, 1982). The area was the subject of successive cycles of deformation,

with extensional, compressional and even strike-slip phases. The most recent cycle, responsible for the formation of the BRP, began in the Eocene and, despite the great variability of the extensional styles, can be divided into two phases with distinct characteristics (Jones *et al.*, 1992; Wernicke & Snow, 1998; Wernicke *et al.*, 2008). The first phase, originally described by Longwell (1932, 1945), is characterized by extensional deformation associated to low angle faults and varied systems of normal faults, leading to the development of the Metamorphic Core Complexes that characterize the province. The latter phase is characterized mostly by high angle faults and is the responsible for the modern landscape (Zoback *et al.*, 1981; Parsons *et al.*, 1995).

Syn-extensional igneous activity is found in almost all the history of the BRP. The most striking characteristic of this magmatism is its variability, in both composition and form of occurrence. Andesites and rhyolites are described in Idaho, Montana and Nevada, ignimbrites in the Great Basin, as well as intrusive bodies of basic and granitic composition in the whole area (Bedinger *et al.*, 1984). Some authors (e.g. Bedinger *et al.*, 1984; Parsons *et al.*, 1995) tried to link the type and style of magmatism to the stages of basin evolution, but this kind of relationship is highly variable, being controlled by the local style and intensity of extension (Wernicke *et al.*, 2008).

The BRP has a major N-S trend, changing to NNE-SSW in its central segment, and to NNW-SSE in both the south and the northwest of the province. Regardless of all structural complexity and local variability, two main groups of structures can be identified. Active faults are characterized by higher dips (approximately 50 to 60°) and maximum depth of 4 to 6 km, whereas a group of faults with dips below 30° are older and inactive, and were responsible for the exhumation of rocks formed at depths of up to 20 km (Cook, 1969; Eaton, 1982; Smith & Bruhn, 1984; Wernicke *et al.*, 1987, 2008; Velasco *et al.*, 2010).

Basins related to these two groups of structures are also distinguishable. Those dating back to the early, low angle deformation stage (such as the Snake Valley basin) and which went through the whole deformational history of the region, are affected by low and high angle structures, are related to metamorphic core complexes and are characteristically deeper (4 to 5 km). Younger basins, such as the Dixie Valley basin (Wernicke *et al.*, 1987; Parsons *et al.*, 1995), related exclusively to the high angle faults, are characteristically shallower (1 to 3 km).

The basin fill is also variable. Aguirre & McDowell (1993) describe, in the Mexican northwest, shallow basins (up to 600 m) filled with basic volcanic flows and tuffs, with a minor contribution of sedimentary rocks from alluvial fans and talus. Gettings & Houser (2000) included the Tucson basin, Arizona, among the deeper basins, with approximately 3,000 m of sedimentary rocks, mostly deposited in fluvial and alluvial environments. Gravimetric and geological data from the Utah Geological Survey reveals basins with varied thickness, but generally related to alluvial and fluvial infill, with isolated and less important lacustrine

deposits, and common igneous activity.

One feature common to almost all basins in the BRP is that there are no deep lakes. The BRP is certainly the largest and most complex active rift system, encompassing hundreds of deep and broad basins, totally filled by sediments transported by regional catchment systems. The other systems, in opposition, are mostly elongated and localized lacustrine or alluvial plain basins such as the EARS, the Rhine graben and the Baikal.

3.2 Rhine Graben

The Rhine Graben is the most important element in the Cenozoic Rift System of Central Europe. It is an elongated structure approximately 310 km in length, going from northwestern Swiss to Frankfurt in Germany. The structure trends in a NNE-SSW direction and is bounded by normal faults forming a group of asymmetrical horts and grabens. The main physiographic features of the basin are the Vosges mountains to the west, the Black Forest mountains to the east and the Rhine River, which flows longitudinally through the whole area (Sittler, 1969; Bitterli-Brunner *et al.*, 1975; Brun *et al.*, 1992; Achauer & Masson, 2002; Bachler *et al.*, 2003; Bertrand *et al.*, 2005, 2006; Amalvict *et al.*, 2006; Lopes Cardozo & Behrmann, 2006; Buchmann & Connolly, 2007; Nivière *et al.*, 2008). Figure 2 shows the structure of the Rhine Graben.

The evolution of the extensional deformation in the region is often related to weakness zones activated during the Alpine tectonics and the collision between Africa and Eurasia. The Rhine Graben developed in a region characterized by a complex pre-Tertiary tectono-structural architecture. By the late Eocene, extension started coevally with the formation of the Alps, and until the Early Oligocene extensional structures showed a WNW-ESE orientation. In this context, the basin fill was characterized mostly by lacustrine and fluvial successions, with occasional marine incursions. The transition between the Oligocene and the Miocene marks a major change in the local stress fields, which rotated to their modern position, causing the opening of the NNE-SSW basin. At this stage of evolution, a change in the position of the depocenter also occurred, together with an increase in the sedimentary supply from the Vosges and Black Forest mountains, and a marked increase in the intensity of volcanic activity.

The sedimentary basin of the Rhine Graben can be divided into two sub-basins: the Upper Rhine and the Lower Rhine. The sedimentary fill in these two sub-basins is different, with more than 3,000 m of sediment thickness in the Upper Rhine against less than 1,500 in the Lower Rhine (Illies & Greiner, 1978; Henning Illies & Greiner, 1979; Schmitt, 1981; Bonjer *et al.*, 1984; Brun *et al.*, 1992; Bonjer, 1997; Müller *et al.*, 1997; Plenefisch & Bonjer, 1997; Schumacher, 2002; Dèzes *et al.*, 2004; Michon & Sokoutis, 2005; Edel *et al.*, 2006; Cornu *et al.*, 2007; Buchmann & Connolly, 2007; Ziegler & Dèzes, 2007).

Figure 2: Morphotectonic maps for the Basin and Range Province (A) and Rhine Graben (B). Interpretation over digital elevation model based on SRTM data.

3.3 East Africa Rift System (EARS)

The EARS encompasses several basins in different evolutionary and climatic settings, ranging from the arid region of the Afar to the humid zone of Southeastern Africa. The EARS is more than 5,000 km long and is composed of a series of fault-bounded depressions, distributed in a roughly N-S direction, and which mark the divergent boundary between the Somalian and the African plates. The system contains two main branches, to the east and the west. The eastern branch is 2,200 km long, from the Afar region in the north, passing through the Omo-Turkana depression and the Kenya rift, and lastly the zone of the North Tanzanian divergence in the south.

The western branch is 2,100 km long and goes from the Albert Lake in the north to the Malawi lake in the south. This branch is composed of segments with different trends. The northern segment includes the lakes Albert and Edward and the basins of the Kivu Lake, in a trend that progressively shifts from NNE to N-S. The central segment trends in a NW-SE direction and includes the basins of the lakes Tanganyika and Rukwa. The southeastern segment includes the Malawi Lake and small basins further south. The majority of the large lakes of Eastern Africa are located in the rift valleys of the system, with the exception of the Victoria Lake.

The system of basins is related to intense regional uplift and active volcanism, particularly in the northern region. The tectonic activity in the rift system began in the Paleogen, and continues to the present. In an previous phase, the lasted from the Cretaceous to the Early Paleogen, extension, volcanism, uplift and subsidence took place in several regions of Africa. (Gregory, 1894a,b,c; Stigand, 1916; Dixey, 1926; Longwell, 1932; Fuchs *et al.*, 1935; Dixey, 1938; King, 1953; McConnell, 1957; Baker *et al.*, 1972; Hutchinson & Engels, 1972; Barberi *et al.*, 1974; Purcell, 1976; Ramberg & Neumann, 1977; Mohr, 1978; Rosendahl, 1987; Tiercelin *et al.*, 1988; Ebinger, 1989; Tiercelin, 1990; Rosendahl *et al.*, 1992; Achauer & Masson, 2002; Morley, 2002a; Chorowicz, 2005).

The present revision focuses on the basins of the west branch of the EARS (3). This linear branch shows basins flanked by topographic highs uplifted 1 to 4 km above the sea level (Ebinger, 1989).

Developed on to Proterozoic felsic and mafic rocks (Karner *et al.*, 2000), the basin of the Albert Rift shows uplifted margins with elevations from 720 to 1,600 m above sea-level, and sedimentary fill thicknesses ranging of 1,250 m in the north to 4,600 m to the south (Ebinger, 1989; Karner *et al.*, 2000).

The Kivu rift is characterized by two systems of hemi-grabens separated by a central high, an elevated shoulder with amplitudes of 1,500 m above sea-level (Mavonga, 2007). The basin includes two main tectonic features: the Virunga volcanic province, which marks the northern end of the basin, and the the Lake Kivu. The basin has a relatively small thickness of sediments, of around 500 m (Ebinger, 1989).

The greatest zone in the western branch of the EARS, the Tanganyika Rift, is a basin characterized by great structural variety and a sedimentary fill that reaches more than 5 km in thickness (Rosendahl *et al.*, 1986; Sander & Rosendahl, 1989; Ebinger, 1989). The southern part of the western branch of the EARS has been the subject, since the 1980's, of a series of seismic reflection surveys (Rosendahl *et al.*, 1986; Sander & Rosendahl, 1989; Morley, 1999; Chorowicz, 2005), which lead to detailed interpretations on the structural and dynamic evolution of the area, as well as of the interactions among the master faults in the area.

The Rukwa Rift is located between the two greater zones of the western branch of the EARS (Malawi and Tanganyika). It is a medium-sized basin, if compared with the other basins in the region, fed by two big rivers to the north, Kavu and Rungwa, that flow to the Rukwa Lake, at the south-central part of the basin. The whole zone composes a single system of horst and graben, characterized by higher uplifted shoulders to the south and low-relief areas to the north. Seismic reflection surveys carried out by Rosendahl (1987), Rosendahl *et al.* (1992) and Morley (1999) reveal a basin with a sedimentary fill of 1 to 2 km in thickness in the north, reaching over 5 km in the south.

The Malawi Rift is located in the extreme south of the western branch of the EARS. This zone has the second largest area in this branch. Similarly to the other basins of the system, the Malawi Rift has been extensively studied, since the 1980's, through reflection seismic surveys. The sedimentary thickness ranges from 1 km to in excess of 4 km in the most deformed areas.

Volcanism is found in four distinct provinces in the western branch of the EARS, from north to south: Toro-Ankole, Virunga, S.Kivu and Rungwe. With the exception of the Toro-Ankole province, all have been dated. The Virunga province started its activity at 12.5 Ma (Bellon & Pouclet, 1980), the S. Kivu province at 10 Ma (Pasteels *et al.*, 1989) and the Rungwe at 7 Ma (Ebinger, 1989).

The onset of tectonic activity and brittle faulting related to the EARS is dated at approximately 30 Ma. Changes in the landscape began in the region of the Afar and Ethiopian plateaus, associated with a thermal anomaly responsible for volcanic activity and the formation of three branches, which form a triple junction in the Lake Tana region (Chorowicz, 2005). By the same time, according to Hughes *et al.* (1991) the rifting process started in the Gulf of Aden (29.9-28.7 Ma) and the southern Red Sea (27.5 – 23 Ma). Pickford (1982) describes the onset of volcanic activity related to the triple junction of the Kenya Rift and the Malawi Rift, dated in the Miocene (20 Ma). Despite the dispute concerning the age of the onset of rifting in the EARS, there is a consensus about the western branch being younger than the eastern, with the initial development of the Virunga province at 12.6 Ma (Bellon & Pouclet, 1980).

3.4 Tibetan Plateau Rift System

The Tibetan Plateau is the highest of its kind in the planet, with a large area elevated more than 5,000 m above sea level. The formation of the Himalayas and the Tibetan Plateau caused important climatic changes at both the regional and global scales. The elevated area of this plateau is approximately 3,500 km in the E-W direction and 1,500 km in the N-S direction, and is the result of compressional stresses arising from the convergence between the plates of India and Asia. The mechanisms of uplift and formation of the Tibetan Plateau have been subject of scientific investigation since the late nineteenth century and are still being debated (e.g. Argand, 1924; Fielding *et al.*, 1994; Fielding, 1996; Froidevaux & Ricard, 1987; Dewey, 1988; Pearce & Houjun, 1988; Fu *et al.*, 2010).

The first works to describe the Tibetan Plateau Rift System (TPRS) date from the 1970's (Molnar & Tapponnier, 1977, 1978; Ni & York, 1978), and characterize the N-S structures found in the region. During the following decade, reflection and refraction seismic data and LANDSAT images contributed to the understanding of the origin and architecture of those structures (Tapponnier *et al.*, 1981; Rothery & Drury, 1984; Armijo *et al.*, 1986; Mercier *et al.*, 1987; Armijo *et al.*, 1989; Burchfiel *et al.*, 1991; Cogan *et al.*, 1998). During this first phase, two main models for the origin of the basins were proposed: extension caused by gravitational collapse of the orogenic edifice (Molnar & Tapponnier, 1978; Dewey, 1988) and the interaction of the complex structural framework with regional stress fields, giving rise to several different interpretations (Tapponnier *et al.*, 1981; Klotwijk *et al.*, 1985; Armijo *et al.*, 1986, 1989; Molnar & Lyon-Caen, 1989; Ratschbacher *et al.*, 1994; McCaffrey & Nabelek, 1998; Seeber & Pêcher, 1998). Recent works tend to interpret the extensional basins in the Tibetan Plateau as the result of a combination of local and regional factors (Yin & Harrison, 2000; Yin, 2000; Morley, 2002b; Kapp *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2004; Kapp & Guynn, 2004; Fu *et al.*, 2010).

The basins studied in the present work are located in the southeastern part of the Tibetan Plateau, in the Lhasa Block (Cogan *et al.*, 1998; Alsdorf *et al.*, 1998; Garzzone *et al.*, 2003) (Figure 3). The basins are related to N-S structures and share the common characteristics of being filled up with sediment, with no deep lakes. The thickness of the infill is variable, ranging from 100 m to more than 1,500 m.

3.5 Baikal Rift System

The Baikal Rift System is an elongated structure approximately 1,500 km in length, located in central Asia, more than 2000 km away from the coast. Known to host the most voluminous lake in the planet, the Baikal Lake, the rift shows a general morphology resembling that of the EARS, with elevated shoulders and elongated depressions bounded by normal faults to both sides of the basin. Figure 4 shows the general structure of the Baikal

Figure 3: Morphotectonic maps for the East Africa (A) and the Tibetan Plateau Rift System (B). Interpretation over digital elevation model based on SRTM data. Legend in figure 2

Rift System.

It was not until the works of Sarkisyan (1958) and Florensov (1960), who described the Miocene deposits of the area, that the geological evolution of the region was put under focus. After the 1980's, the economic aspects of rift basins and the international interest in the evolution of the great extensional provinces lead to renewed attention to the Baikal Rift. (Florensov, 1969; Logatchev & Mohr, 1978; Artyushkov *et al.*, 1980; Zorin, 1981; Logatchev, 1984; Logatchev & Zorin, 1987; Lipman *et al.*, 1989; Logatchev & Zorin, 1992; Windley & Allen, 1993; Leeder, 1995; Achauer & Masson, 2002; Keller *et al.*, 2006; Zhao *et al.*, 2006; Epov *et al.*, 2007; Vogt & Vogt, 2007; Tsekhovskiy & Leonov, 2007; Kontorovich *et al.*, 2007; Vologina & Sturm, 2009).

Despite controversy regarding the geodynamic context of its origin, it is consensual that the evolution of the Baikal Rift System started in the Miocene. Two main hypothesis try to explain the evolution of the basin. Several researchers advocate an active extension for the basin origin, related to an upper mantle anomaly responsible for both tectonism and magmatism (Logatchev & Florensov, 1978; Zorin, 1981; Logatchev *et al.*, 1983; Zorin *et al.*, 1989; Artyushkov *et al.*, 1990; Gao *et al.*, 1994; Zorin *et al.*, 2003). An alternative model, of passive origin for the rift, is advocated by researchers believing that the stress fields responsible for the basin formation originated in the collision between the plates of India and Asia (Molnar & Tapponnier, 1975; Zonenshain & Savostin, 1981; Kiselev & Popov, 1992; Yin, 2000; Achauer & Masson, 2002).

Works based on geophysical data at times describe and at others discredit the supposed mantle anomaly (Gao *et al.*, 1994; Petit *et al.*, 1996). Aside from this divergence, some works point to a more complex interplay among geodynamic processes as the cause of deformation (Delvaux *et al.*, 1997; Lesne *et al.*, 2000). Following this approach, Zhao *et al.* (2006) presents a compilation of geophysical data, trying to characterize both the structure and the local anomalies of the Baikal Rift System. The interplay among an important anomaly at the base of the Siberian Craton, pre-rift linear structures and a change in the regional stress fields caused by the India-Asia collision could explain the formation of the basin.

Volcanism in the Baikal Rift is mainly alkaline. At an early stage, it was coeval to the development of the proto-rift, being concentrated in the central and south-western parts of the basin. From the Pleistocene to the present, volcanic activity has been concentrated in the northeastern part of the rift, occurring only sporadically in other regions (Kiselev, 1987; Achauer & Masson, 2002).

The main feature in the Baikal Rift System is the great Baikal Lake basin. The basin is divided into three sub-basins (central, north and south) separated by two structural highs. The sub-basins are asymmetrical, elongated depressions bounded by NE-SW oriented normal faults. The thickness of sediment varies from 5,000 m in the central part of the system to 4,000 m in both the northern and southern sub-basins (Logatchev & Zorin, 1987;

Keller *et al.*, 2006).

4 Transfer Zones and Morphologic Setting

One important tectonic control on the drainage networks in extensional basins is the evolution of and interaction among the systems of normal faults and transfer zones. Gibbs (1984) defines transfer zones as areas that usually bound structural units and accommodate different structural domains in extensional zones. For Morley (1999) transfer zones are regions pertaining to a structural system where the displacement of one structure (commonly a fault or fold) is transferred to different structures. In rifts, transfer zones occur mainly in the interaction between extensional structures, and are thought to be responsible for along-strike changes in the geometry of the basins. For Morley (1999) the term transfer zone differs from the accommodation zones proposed by Rosendahl (1987) and Ebinger (1989), since the latter does not take into account the evolution of the fault system through time and how the changes affect the geometry of the basin. Both concepts are defined as individualized structural domains with great influence on their surrounding area, influencing subsidence of grabens and uplift of basin shoulders (Rosendahl, 1987; Morley, 1999; Corti, 2004).

Rosendahl (1987), Morley (1999) and Corti (2004) state that the geometry of the transfer zones is varied and is directly related to the deformational patterns of the zone affected by extension. This variability includes the formation of low and high relief areas and even, in some cases, changes in the position of the main axis of the basin, as in the case of the Tanganyika rift (Morley, 1999). Physical modeling by Corti (2004) has shown that the evolution and geometry of rifts and transfer zones are highly controlled by preexisting weakness zones in the crust. This concept is in accordance with the original proposition of Morley (1999), who describe transfer zones as areas of discrete deformation, characterized by the formation of small fault planes. This concept differs from the one proposed by Schlische & Withjack (2009) who, through experimental modeling focusing on the evolution of systems of normal faults, characterized fault domains and transfer zones in extensional provinces. In these models, fault domains are characterized by the inversion of the sense of dip of the faults, as a result of the increase in the number of faults. Transfer zones, on the other hand, are the consequence of tridimensional growth, superposition and interaction among faults and fault domains. For Schlische & Withjack (2009), transfer zones can be classified in parallel, oblique and orthogonal. Orthogonal transfer zones are mainly related to fault terminations. Oblique transfer zones may also be associated with fault terminations, but can also occur as connections between fault lines. In the proposed model, parallel transfer zones are related only to connections between faults. In this model, transfer zones are zones of intense deformation and not only areas with small faults or ramps. Another particularity of the model is that preexisting weaknesses would not play a major role in the

Figure 4: Morphotectonic maps for the Baikal Rift. Interpretation over digital elevation model based on SRTM data. Legend in figure 2

evolution of the rift system and of the transfer zones. Regardless of the model, transfer zones are thought to be the results of the evolution and interaction of the fault system and to exert a great control on the rift system as a whole.

As transfer zones can function as capture areas of drainage system from both the uplifted area surrounding the rift and the area outside the deformed zone, their evolution is of great import to the development of the catchment system feeding the depositional zone in the rift. In this context, both the capture of drainage to the basin and the development of a watershed reducing the sediment input to the basin can occur. In this work we apply an adapted classification of transfer zones from Morley *et al.* (1990) with approaching, overlapping and collateral types (figure 5).

Figure 5: Classification of transfer zone. Adapted from Morley *et al.* (1990)

Catchment areas and the individual fluvial channels are highly sensible to climatic, morphologic and tectonic changes, giving rise to variations in the water and sediment supply to the basin. Tectonic activity exerts a great control on the graded profile of rivers, causing the readjustment of the regional and local morphology of the catchment area. Therefore, anomalies in the drainage network, including preferential orientation of meanders, local formation of lakes, alluvial sedimentation and broadening or narrowing of river segments, may indicate tectonic activity (Blair, 1988; Summerfield, 1991; Einsele, 2000; Allen & Allen, 2005; Bigarella, 2007). Another important effect of this tectonic control on the drainage network are changes in the distribution and evolution of depositional environments in the subsiding area (Hooke, 1968; Gawthorpe & Leeder, 2000; Bergner *et al.*, 2009), through changes in the water and sediment supply. In this context, transfer zones are considered as preferential areas for the capture of drainage system into the basin (Gawthorpe & Leeder, 2000), although no quantitative data to support this model has been presented to date.

5 Results

In order to better understand the relations among the stages of development of rift system, the characteristics of their sediment source areas and the controlling tectonic structures, as well as to test the current models regarding the role of transfer zones in capturing drainage system, a morphometric analysis of the major active extensional provinces of the world as performed, based on SRTM data.

The first area that was studied was the EARS, where standard method was defined. For each individual basin, published data was compiled, aiming at the discrimination of the deformed area, main deformational structures and volumes and distribution of the sedimentary fill. Drainage patterns were extracted with the aid of geoprocessing software, and then watersheds and boundaries between catchment basins were interpreted interactively. For each of these catchment basins a number of morphometric parameters was quantitatively determined, including the area of deformation, area of deposition (including quaternary sediments and surface area of lakes and rivers), total length of axial and transversal rivers, and the catchment area inside the deformed zone and outside it. Statistics for slope and elevation of catchment areas was also calculated. Especial attention was devoted to transfer zones and their relation with the capture of rivers into the subsiding area.

Two main groups of catchment areas were defined: those almost exclusively contained inside the deformed area (intra-rift), and those with an important contribution from areas outside the zone influenced by extensional tectonics (out-rift).

5.1 East Africa Rift System (EARS)

Out of all studied basin in the western branch of the EARS, only the Malawi rift is fed by an intra-rift catchment area. The central catchment basin, containing the Kivu, Tanganyika and Rukwa rifts, is characterized as an out-rift system, with 27% of its area outside the deformed zone. The same occurs in the northern basin, including the Albert Rift, which has only 13% of its area inside the rift zone. Both the central and the north basins include low relief areas of the divergence zone between the western and the eastern branches of the EARS.

Most of the rivers in the investigated area flow obliquely to transversely to the axis of the basins. Only in the Kivu the accumulated length of axial rivers represents more than 10% of the total (13%). 43 transfer zones were identified in the western branch of the EARS, 18 (42%) of which contain some drainage channel. Following the classification by Morley (1990), there are 14 approaching transfer zones, 14 overlapping transfer zones and 15 collateral transfer zones, from which respectively 35, 50 and 87% are associated with rivers. Nevertheless, if one considers only the inlets of out-rift drainage systems, from the four identified ones, only one is related to a transfer zone (25%), while the others show no clear structural control.

All basins in the western branch of the EARS present major deep lakes, which account for a large proportion of the sedimentary basin volume. Indeed, 16% of the volume between base-level and the basement in the Malawi basin is represented by lake water, whereas 26% of the volume in the Tanganyika basin is filled by the Tanganyika lake. The presence of these lakes influences the proportion of axial to transverse drainage, since they occupy the area where major axial rivers could develop.

The mean altitude in the catchment area is 1,227m, with 418 and 4,599 m minimum and maximum respectively. In the same area, mean slopes are 1.35° , with 35.4° of maximum for 90×90 m cells.

5.2 Basin and Range Province (BRP)

The BRP comprises about 130 drainage sub-basins, many of them linked in large drainage systems. Detailed morphometric analysis was performed in the 15 of these sub-basins with the deepest subsiding areas, from which only 4 are fed by intra-rift drainages (internal to the drainage sub-basin). Due to the characteristic pattern of one drainage system successively passing from one sub-basin to the other, from the 11 sub-basins fed from out-rift systems, 8 have more than 50% of their catchment area outside the area of the sub-basin. Only one of the sub-basins has a catchment area outside the deformed area of the province, specifically the Colorado Plateau.

Regarding the proportion between the accumulated lengths of transverse and axial drainages, none of the studied basins show more than 50% of axial rivers, with 4 of them showing less than 15% and 6 with 20% to 40% of axial rivers.

Transfer zones are abundant in the BRP. Out of the 207 identified zones 67%, are related to drainage systems, with 63 classified as approaching transfer zones, 47 as overlapping zones, and 97 as collateral zones. Drainage systems are found respectively in 62, 51 and 78% of these zones. From the 27 identified inlets of external drainage systems, 41% are related to transfer zones.

Almost all the studied basins are completely filled with sediment, with no deep lakes being present in the province.

The mean altitude in the catchment area is 1,282 m, ranging from 37 to 3534 m. In the same area the mean slope is 2.47° , with 27.27° of maximum for 90×90 m cells.

5.3 Baikal Rift System

The Baikal Rift System comprises two linked basins: Baikal-Angara and Barguzin basins. Only 21.5% of the area drained to those basins is inside the deformed zone of the rift. The catchment includes the Selenga River basin upcurrent from the rift, and the same river flows

out of the rift to the Yenisei river. Only 9% of the accumulated length of rivers are axial to the rift, mainly due to the presence of great lakes in the subsiding area.

In the whole system, 23 transfer zones were identified, 16 of which (or 70%) show river channels. There are 5 approximation zones (22%), 11 overlapping zones (47%), and 7 collateral zones (30.5%), from which respectively 20, 63.5 and 85% show drainage channels. Whereas the link between the Barguzin and the Baikal basins is characterized by a collateral transfer zone, the main river feeding the basin, the Selenga river, enter the basin in a position not related to structural controls.

The Barguzin basin is totally filled with alluvial sediment, while the Baikal basin has 82% of its present volume filled with sediment, with the remaining volume below base-level being represented by the Baikal Lake.

The mean altitude in the catchment area is 1,314 m, with 448 and 3,444 m maximum and minimum respectively. In the same area the mean slope is 3.67° , with 28.37° of maximum for 90 x 90 m cells.

5.4 Rhine Graben

The catchment area of the Rhine graben includes rivers draining the Alps, and only 38% of its drainage system is inside the area affected by extensional tectonics. Despite the presence of the Rhine river in an axial position in the basin, only 10.5% of the accumulated length of the drainages of the system are axial.

Of the 48 identified transfer zones, 34 (71%) are routes for river channels. Of this total, 11 (23%) are approximation zones, 33 (69%) are overlapping zones, and four (8%) are collateral zones, and respectively 73, 70 and 75% of these zones present river channels. The Rhine graben is possibly the best example of structurally controlled linkage of sub-basins by an axial river. The basin is filled with sediment up to the base-level.

The mean altitude in the catchment area is 581 m, with 80 and 3,824 m maximum and minimum, respectively. Mean slope is 3.82° , with 55.55° maximum.

5.5 Tibetan Plateau Rift System

Of the three studied rifts in the Tibetan Plateau, only one has less than 100% of the associated drainage system inside the deformed area of the rift, with 55% out of the rift. In this basin, the inlet of the drainage to the rift is not related to a recent structure.

The accumulated length of transversal rivers varies from 84 to 94% in the three basins. Few transfer zones were identified in the investigated part of the Lhasa Block, in a total of 19. Of those, 15 (79%) are routes for rivers. Approaching zones are 6 (32%), of which 50% show drainages. Overlapping zones are only 3 (16%), and collateral zones are 9 (47%). In both cases 100% of the zones present drainages. All three basins are filled with sediment.

The mean altitude in the catchment area is 4,808 m, with 740 and 7,145 m maximum and minimum, respectively. The mean slope is 6.66° , with 54.45° maximum.

5.6 Discussion and Conclusions

The comparison of all studied basin gives a picture of the main morphotectonic characteristics of the active extensional provinces and their catchment areas.

The total areas of deformation of individual basins range from 2,700 to 137,300 km², with 50% of the basins showing areas between 8,500 and 33,600 km² (figure 6A). The area with active sedimentation varies from 1,400 to 43,000 km², with 50% of the basins between 3,600 and 12,000 km² (figure 6B). Catchment areas of individual basins vary much more, from 2,700 to 740,000 km², 50% of them measuring between 15,000 and 112,000 km² (figure 6C). The ratio of deformed area to catchment area for each basin shows a clear division into two natural classes, one composed of basins with a catchment more than twice the size of the deformed area, and another composed of basins with catchment less than 10% larger than the deformed area. In fact, 40% of the studied basins have 93% or more of their catchment area inside the deformed area, while other 52% of the basins have 53% or less of their catchment inside the deformed area (figure 6F).

Mean elevations of catchment areas range from 300 to 5,150 m above sea-level (figure 6D), but in 68% of the studied basin, the elevations are between 950 and 1900 m above sea level. Mean slopes of these areas vary from 1° to 6.9° , with 50% of them between 1.2° and 3.5° (figure 6E). The accumulated length of river channels parallel to the basin axis is less than 20% of the total accumulated length in 60% of the investigated basins, while in only one basin this length of axial rivers is more than 50% of the total.

Approximated long term sedimentation rates calculated from published data for several basins (figure 8) vary from 0.05 to 0.49 m/Ka, and the comparison of these rates with the catchment area of individual basins shows no clear relationship, except for the fact that all basins with a sedimentation rate of more than 0.27 m/Ka have catchment areas greater than 80,000 km² (figure 7).

The above discussed data points to some degree of predictability in the characteristics of the catchment areas of rift basins, which can be used in modeling ancient basins, where only the infill of the subsiding area is preserved. Another important conclusion regards the role of transfer zones in controlling the sedimentary input to individual basins. Considering all studied basins, 65% of the transfer zones show river channels, 29% of which are approaching zones, 50% collateral zones and 21% overlapping zones (*sensu* Morley, 1990). Respectively 57, 74, and 56% of these transfer zones show drainage systems. This figures may be useful in the prediction of facies distribution in basins for which only seismic data is available, since the chance of a collateral transfer zone being the route for fluvial channels is much greater than that of the other types of transfer zones. If we consider only the inlets

of rivers with part of their catchment outside the deformed area, of 34 of those inlets, only 13 (38%) are related to transfer zones. This contradicts current models (e.g. Leeder, 1995; Gawthorpe & Leeder, 2000), as most of the points of entrance of larger rivers to rift basins, which are responsible for the greater part of the sediment input, are not clearly related to deformational structures.

6 Acknowledgements

We are thankful to the support of FAPESP, in the form of graduate scholarship (2010/51559-0) and research grant (09/53368-3). We also thank CAPES(PROEX-558/2011) and CNPq for scholarships for Samar Steiner (870288/1997-0) and Renato Almeida (305218/2009-3). This study is a NAP GEO-SEDEX contribution (no. XX), with the institutional support of the University of São Paulo (PrPesq).

Figure 6: Boxplots (A to E) for relevant aspects of the studied active rift basins. F - Histogram showing the distribution of deformed area/catchment area in 10% classes.

Figure 7: Crossplot of sedimentation rate to catchment area, for the studied active extensional basins. Basin and Range (MS (Mojave-Sonoran desert, 1-7), GB (Great Basin, north 1-3 and central 1-4)); East Africa (Tanganyika, Rukwa, Malawi, Kivu); Baikal (Baikal-Angara, Barguzin); Rhine Graben (Rhine); Tibet Plateau (Tibet 1-3). For location of basins see figure 1.

Rift	East Africa Rift System							
Deformed Zone	Albert	Kivu	Tanganyika	Rukwa	Malawi			
Volume	NC	NC	Sander (1989)	NC	Flanery (1990)			
Depth	4800	500	5000	5000	4400			
Maximum Age	13	10	12	12	9			
Maximum Age Ref.	Chorowicz et al. (2005)	Chorowicz et al. (2005)	Chorowicz et al. (2005)	Chorowicz et al. (2005)	Chorowicz et al. (2005)			
Sedimentation Rate	0.368	0.050	0.417	0.417	0.489			
Rift	Baikal Rift		Rhine Graben	Tibetan Plateau				
Deformed Zone	Baikal-Angara	Barguzin	Rhine	Tibet 1	Tibet 2	Tibet 3		
Volume	Logatchev (1992)	Logatchev (1992)	Brun et al. (1992)	Cogan et al. (1998)	Cogan et al. (1998)	Cogan et al. (1998)		
Depth	6000	4000	3200	1500	1500	1500		
Maximum Age	30	30	42	11	11	11		
Maximum Age Ref.	Achauer (2002)	Achauer (2002)	Achauer (2002)	Garzzone et al. (2003)	Garzzone et al. (2003)	Garzzone et al. (2003)		
Sedimentation Rate	0.200	0.133	0.076	0.136	0.136	0.136		
Rift	Basin and Range Province							
Deformed Zone	GB North A 1	GB North A 2	GB North B	GB North C	GB Central A 1	GB Central A 2	GB Central A 3	
Volume	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	
Depth	8000	5500	6900	8500	7500	8700	8200	
Maximum Age	33	33	33	33	33	33	33	
Maximum Age Ref.	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	
Sedimentation Rate	0.242	0.167	0.209	0.258	0.227	0.264	0.248	
Deformed Zone	MS Central 1	MS Central 2	MS Central 3	MS Central 4	MS Central 5	MS Central 6	MS Central 7	
Volume	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	
Depth	4800	4800	4000	6800	4560	3100	2500	
Maximum Age	33	33	33	33	33	33	33	
Maximum Age Ref.	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	Lerch et al. (2009)	
Sedimentation Rate	0.139	0.139	0.121	0.209	0.138	0.094	0.076	

Figure 8: Sedimentation rates of active extensional provinces

Bibliography

- Achauer, U. & Masson, F., 2002. Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities. *Tectonophysics*, 358:17–37.
- Adams, K., Wesnousky, S., & Bills, B., 1999. Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the lake lahontan basin, nevada and california. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12):1739–1756.
- Aguirre, G. & Mcdowell, F., 1993. Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern basin and range, central-eastern durango, mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 105(11):1435.
- Allen, P. A. & Allen, J. R., 2005. *Basin analysis – principles and applications*. Blackwell Scientific.
- Alsdorf, D., Brown, L., Nelson, K., Makovsky, Y., Klemperer, S., & Zhao, W., 1998. Crustal deformation of the lhasa terrane, tibet plateau from project indepth deep seismic reflection profiles. *Tectonics*, 17(4):501–519.
- Amalvict, M., Hinderer, J., & Rozsa, S., 2006. Crustal vertical motion along a profile crossing the rhine graben from the vosges to the black forest mountains: Results from absolute gravity, gps and levelling observations. *Journal of Geodynamics*, 41(1-3):358–368.
- Argand, E., 1924. La tectonique de l'asie. cr 13e. *Congr. Geol. Int., Liege*, p. 169–371.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L., & Han, T. L., 1986. Quaternary extension in Southern Tibet: field observations and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 91:13803–13872.
- Armijo, R., Tapponnier, P., & Tonglin, H., 1989. Late cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern tibet. *Journal of Geophysical Research*, 94(B3):2787–2838.
- Artyushkov, E., Letnikov, F., & Ruzhich, V., 1990. The mechanism of formation of the baikal basin. *Journal of geodynamics*, 11(4):277–291.
- Artyushkov, E., Shlesinger, A., & Yanshin, A., 1980. The origin of vertical crustal movements within lithospheric plates. *Dynamics of plate interiors*, p. 37–51.
- Bachler, D., Kohl, T., & Rybach, L., 2003. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection–rhine graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9-11):431–441.
- Baker, B., Mohr, P., & Williams, L., 1972. Geology of the eastern rift system of Africa. *Geological Society of America Special Paper*, 136:67.

- Barberi, F., Bonatti, E., Marinelli, G., & Varet, J., 1974. Transverse tectonics during the split of a continent: data from the Afar rift. *Tectonophysics*, 23:17–29.
- Bedinger, M., Sargent, K., & Reed, J., 1984. Geologic and hydrologic characterization and evaluation of the basin and range province relative to the disposal of high-level radioactive waste. Relatório técnico, Geological Survey, Denver, CO (United States); Geological Survey, Alexandria, VA (United States).
- Bellon, H. & Pouclet, A., 1980. Datations K-Ar de quelques laves du Rift-ouest de l'Afrique Centrale; implications sur l'évolution magmatique et structurale. *International Journal of Earth Sciences*, 69:49–62.
- Bergner, A., Strecker, M., Trauth, M., Deino, A., Gasse, F., Blisniuk, P., & Dühnforth, M., 2009. Tectonic and climatic control on evolution of rift lakes in the Central Kenya Rift, East Africa. *Quaternary Science Reviews*, 28:2804–2816.
- Bertrand, G., Elsass, P., Wirsing, G., & Luz, A., 2006. Quaternary faulting in the upper rhine graben revealed by high-resolution multi-channel reflection seismic. *Comptes Rendus Geosciences*, 338(8):574–580.
- Bertrand, G., Horstmann, M., Hermann, O., & Behrmann, J., 2005. Retrodeformation of the southern upper rhine graben: new insights on continental oblique rifting. *Quaternary Science Reviews*, 24(3-4):345–352.
- Bigarella, J. J., 2007. *Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais*, volume 3. UFSC.
- Bitterli-Brunner, P., Hauber, L., & Fischer, H., 1975. Investigation of recent crustal movements across the rhine-graben flexure at Basel. *Tectonophysics*, 29(1-4):283–287.
- Blair, T. C., 1988. Mixed siliciclastic-carbonate marine and continental syn-rift sedimentation, upper jurassic-lowermost cretaceous todos santos and san ricardo formations, western chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 58:623–636.
- Bonjer, K., 1997. Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern border fault of the southern rhine graben. *Tectonophysics*, 275(1-3):41–69.
- Bonjer, K., Gelbke, C., Gilg, B., Rouland, D., Mayer-Rosa, D., & Massinon, B., 1984. Seismicity and dynamics of the upper rhinegraben. *J. Geophys.*, 55:1–12.
- Brun, J., Gutscher, M., *et al.*, 1992. Deep crustal structure of the rhine graben from deep-seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics*, 208(1-3):139–147.
- Buchmann, T. & Connolly, P., 2007. Contemporary kinematics of the upper rhine graben: a 3d finite element approach. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):287–309.

- Burchfiel, B., Zhang, P., Wang, Y., Zhang, W., Song, F., Deng, Q., Molnar, P., & Royden, L., 1991. Geology of the haiyuan fault zone, ningxia-hui autonomous region, china, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the tibetan plateau. *Tectonics*, 10(6):1091–1110.
- Catchings, R. & Mooney, W., 1991. Basin and range crustal and upper mantle structure, northwest to central nevada. *Journal of Geophysical Research*, 96(B4):6247–6267.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43:379–410.
- Cogan, M. J., Nelson, K. D., Kidd, W. S. F., Wu, C., & Team, P. I., 1998. Shallow structure of the Yadong-Gulu rift, southern Tibet, from reflection analysis of Project INDEPTH common midpoint data. *Tectonics*, 17:46–61.
- Condie, K., 1982. Plate-tectonics model for proterozoic continental accretion in the southwestern united states. *Geology*, 10(1):37.
- Cook, K., 1966. Rift system in the basin and range province. *The World Rift System*, p. 246–90.
- Cook, K., 1969. Active rift system in the basin and range province. *Tectonophysics*, 8(4-6):469–511.
- Cornu, T., Cardozo, G., Cloetingh, S., & Beekman, F., 2007. A structural model from local earthquake tomography: Application to present-day tectonics of the upper rhine graben. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):270–286.
- Corti, G., 2004. Centrifuge modelling of the influence of crustal fabrics on the development of transfer zones: insights into the mechanics of continental rifting architecture. *Tectonophysics*, 384:191–208.
- Das, T. & Nolet, G., 1998. Crustal thickness map of the western united states by partitioned waveform inversion. *Journal of geophysical research*, 103(B12):30–021.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., & San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the baikal region, central asia, part 2. cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4):1–38.
- Dewey, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7:1123–1139.
- Dèzes, P., Schmid, S., & Ziegler, P., 2004. Evolution of the european cenozoic rift system: interaction of the alpine and pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1-2):1–33.

- Dixey, F., 1926. The nyasaland section of the great rift valley. *The Geographical Journal*, 68:117–137.
- Dixey, F., 1938. The nyasa-shire rift. *The Geographical Journal*, 91:51–56.
- Eaton, G., 1982. The basin and range province: origin and tectonic significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10:409.
- Ebinger, C. J., 1989. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101:885–903.
- Edel, J., Whitechurch, H., & Diraison, M., 2006. Seismicity wedge beneath the upper rhine graben due to backwards alpine push? *Tectonophysics*, 428(1-4):49–64.
- Egger, A., Colgan, J., & York, C., 2009. Provenance and palaeogeographic implications of eocene–oligocene sedimentary rocks in the northwestern basin and range. *International Geology Review*, 51(9-11):900–919.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer.
- Epov, M., Nevedrova, N., & Sanchaa, A., 2007. A geoelectrical model of the barguzin basin in the baikal rift zone. *Russian Geology and Geophysics*, 48(7):626–641.
- Fenneman, N., 1928. Physical divisions. *National Atlas of the United States of America*, pp. 60.
- Fenneman, N., 1931. Physiography of the western us mcgraw-hill. *New York*.
- Fielding, E., 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, 260(1-3):55–84.
- Fielding, E. J., Isacks, B., Barazangi, M., & Duncan, C., 1994. How flat is Tibet? *Geology*, 22:163–167.
- Florensov, N., 1960. Mesozoic and cenozoic basins in the baikal region. *Izd. AN SSSR, Moscow-Leningrad*.
- Florensov, N., 1969. Rifts of the baikal mountain region. *Tectonophysics*, 8(4-6):443–447.
- Froidevaux, C. & Ricard, Y., 1987. Tectonic evolution of high plateaus. *Tectonophysics*, 134(1-3):227–238.
- Fu, X., Wang, J., Tan, F., Chen, M., & Chen, W., 2010. The late triassic rift-related volcanic rocks from eastern qiangtang, northern tibet (china): Age and tectonic implications. *Gondwana Research*, 17(1):135–144.
- Fuchs, V. E., Wakefield, R. C., Millard, J. F., & MacInnes, D. G., 1935. The lake rudolf rift valley expedition, 1934. *The Geographical Journal*, 86:114–137.

- Gao, S., Davis, P., Liu, H., Slack, P., Zorin, Y., Mordvinova, V., Kozhevnikov, V., & Meyer, R., 1994. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the baikal rift zone. *Nature*, 371(6493):149–151.
- Garzione, C. N., DeCelles, P. G., Hodkinson, D., Ojha, T. P., & Upetri, B. N., 2003. East-west extension and Miocene environmental change in the southern Tibetan plateau: Thakkhola graben, central Nepal. *Geological Society of America Bulletin*, 115:3–20.
- Gawthorpe, R. L. & Leeder, M. R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12:195–218.
- Gettings, M. & Houser, B., 2000. Depth to bedrock in the upper san pedro valley, cochise county, southeastern arizona. *USGS Open File Report 00-1*, 38:29.
- Gibbs, A. D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society of London*, 141:609–620.
- Gilbert, G., 1928. *Studies of basin-range structure*. Number 153-154. US Govt. Print. Off.
- Gilbert, G. & Dutton, C., 1877. *Report on the Geology of the Henry Mountains*. Number 2029. Govt. print. off.
- Gilbert, H. & Sheehan, A., 2004. Images of crustal variations in the intermountain west. *J. geophys. Res*, 109(10.1029).
- Gregory, J. W., 1894a. Contributions to the physical geography of british east africa. *The Geographical Journal*, 4:289–315.
- Gregory, J. W., 1894b. Contributions to the physical geography of british east africa. *The Geographical Journal*, 4:505–514.
- Gregory, J. W., 1894c. Contributions to the physical geography of british east africa. ix. the plateau of laikipia, and its volcanoes (continued). *The Geographical Journal*, 4:408–424.
- Harry, D. L., Sawyer, D. S., & Leeman, W. P., 1993. The mechanics of continental extension in western North America: implications for the magmatic and structural evolution of the Great Basin. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 117:59–71.
- Heezen, B., 1960. The rift in the ocean floor. *Scientific American*, 203(4):98–110.
- Henning Illies, J. & Greiner, G., 1979. Holocene movements and state of stress in the rhinegraben rift system. *Tectonophysics*, 52(1-4):349–359.
- Henry, C., 1989. Late cenozoic basin and range structure in western mexico adjacent to the gulf of california. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101(9):1147.

- Henry, C. & Aranda-Gomez, J., 1992. The real southern basin and range: Mid-to late cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20(8):701.
- Hooke, R., 1968. Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. *American Journal of Science*, 266:609.
- Hughes, G., Varol, O., & Beydoun, Z., 1991. Evidence for Middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for Late Oligocene rifting of the southern Red Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 8:354–358.
- Hutchinson, R. & Engels, G., 1972. Tectonic evolution in the Southern Red Sea and its possible significance to older rifted continental margins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83:2989–3002.
- Illies, J. & Greiner, G., 1978. Rhinegraben and the alpine system. *Bulletin of the Geological Society of America*, 89(5):770.
- Jones, C., Wernicke, B., Farmer, G., Walker, J., Coleman, D., McKenna, L., & Perry, F., 1992. Variations across and along a major continental rift: An interdisciplinary study of the basin and range province, western USA. *Tectonophysics*, 213(1-2):57–96.
- Kapp, P. & Guynn, J., 2004. Indian punch rifts Tibet. *Geology*, 32(11):993.
- Kapp, P., Murphy, M., Yin, A., Harrison, T., Ding, L., & Guo, J., 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 22(4):1029.
- Karner, G., Byamungu, B., Ebinger, C., Kampunzu, A., Mukasa, R., Nyakaana, J., Rubondo, E., & Upcott, N., 2000. Distribution of crustal extension and regional basin architecture of the Albertine rift system, East Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 17:1131–1150.
- Keller, G., Bott, M., Wendlandt, R., Doser, D., & Morgan, P., 2006. The Baikal rift system. *Developments in Geotectonics*, 25:325–341.
- King, L. C., 1953. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64:721–751.
- Kiselev, A., 1987. Volcanism of the Baikal rift zone. *Tectonophysics*, 143(1-3):235–244.
- Kiselev, A. & Popov, A., 1992. Asthenospheric diapir beneath the Baikal rift: Petrological constraints. *Tectonophysics*, 208(1-3):287–295.
- Klootwijk, C., Conaghan, P., & Powell, C., 1985. The Himalayan arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. *Earth and Planetary Science Letters*, 75(2-3):167–183.

- Kontorovich, A., Kashirtsev, V., Moskvina, V., Burshtein, L., Zemskaya, T., Kostyreva, E., Kalmychkov, G., & Khlystov, O., 2007. Petroleum potential of baikal deposits. *Russian Geology and Geophysics*, 48(12):1046–1053.
- Lawrence, R., 1976. Strike-slip faulting terminates the basin and range province in oregon. *Bulletin of the Geological Society of America*, 87(6):846.
- Leeder, M., 1995. Continental Rifts and Proto-Oceanic Rift Troughs. In: Busby, C. & Ingersoll, R., (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, p. 119–148. Black Well Science.
- Lerch, D., Klemperer, S., Egger, A., Colgan, J., & Miller, E., 2010. The northwestern margin of the basin-and-range province, part 1: Reflection profiling of the moderate-angle (~ 30°) surprise valley fault. *Tectonophysics*, 488(1):143–149.
- Lerch, D., Klemperer, S., Glen, J., Ponce, D., Miller, E., & Colgan, J., 2007. Crustal structure of the northwestern basin and range province and its transition to unextended volcanic plateaus. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(2):Q02011.
- Lesne, O., Calais, E., Deverchère, J., Chéry, J., & Hassani, R., 2000. Dynamics of intracontinental extension in the north baikal rift from two-dimensional numerical deformation modeling. *Journal of geophysical research*, 105(B9):21727–21744.
- Lipman, P., Logatchev, N., Zorin, Y., Chapin, C., Kovalenko, V., & Morgan, P., 1989. Intracontinental rift comparisons; baikal and rio grande rift systems. *EOS Transactions*, 70:578–578.
- Logatchev, N., 1984. The baikal rift system. *Episodes*, 7(1):38–42.
- Logatchev, N. & Florensov, N., 1978. The baikal system of rift valleys. *Tectonophysics*, 45(1):1–13.
- Logatchev, N. & Mohr, P., 1978. Geodynamics of the baikal rift zone. *Tectonophysics*, 45(1).
- Logatchev, N. & Zorin, Y., 1987. Evidence and causes of the two-stage development of the baikal rift. *Tectonophysics*, 143(1-3):225–234.
- Logatchev, N. & Zorin, Y., 1992. Baikal rift zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics*, 208(1-3):273–286.
- Logatchev, N., Zorin, Y., & Rogozhina, V., 1983. Baikal rift: Active or passive?—comparison of the baikal and kenya rift zones. *Tectonophysics*, 94(1-4):223–240.
- Longwell, C., 1945. The mechanics of orogeny. *Jour. Sci*, 243:417–447.
- Longwell, C. R., 1932. Review: Rift valleys. *Geographical Review*, 22:341–343.

- Lopes Cardozo, G. & Behrmann, J., 2006. Kinematic analysis of the upper rhine graben boundary fault system. *Journal of structural geology*, 28(6):1028–1039.
- Mavonga, T., 2007. Some characteristics of aftershock sequences of major earthquakes from 1994 to 2002 in the Kivu province, Western Rift Valley of Africa. *Tectonophysics*, 439:1–12.
- McCaffrey, R. & Nabelek, J., 1998. Role of oblique convergence in the active deformation of the himalayas and southern tibet plateau. *Geology*, 26(8):691.
- McConnell, R., 1957. Erosion surfaces in Uganda. *Geological Magazine*, 94:171–173.
- Menard, H., 1960. The east pacific rise. *Science*, 132(3441):1737.
- Mercier, J., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E., & Lin, H., 1987. Change from late tertiary compression to quaternary extension in southern tibet during the india-asia collision. *Tectonics*, 6(3):275–304.
- Michon, L. & Sokoutis, D., 2005. Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: an experimental approach. *Tectonophysics*, 409(1-4):125–146.
- Mohr, P., 1978. Afar. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6:145–172.
- Molnar, P. & Lyon-Caent, H., 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the tibetan plateau and its margins. *Geophysical Journal International*, 99(1):123–154.
- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of asia: effects of a continental collision. *Science*, 189(4201):419–426.
- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1977. The collision between india and eurasia. *Scientific American*, 236(4):30–41.
- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of tibet. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11):5361–5375.
- Morley, C., 1999. *Geoscience of rift systems-evolution of East Africa*. Published by The American Association of Petroleum Geologists.
- Morley, C., 2002a. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *AAPG bulletin*, 86:961–978.
- Morley, C., 2002b. A tectonic model for the tertiary evolution of strike-slip faults and rift basins in se asia. *Tectonophysics*, 347(4):189–215.

- Morley, C. K., Nelson, R. A., Patton, T. L., & Munn, S. G., 1990. Transfer zones in the east african rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin*, 74(8):1234–1253.
- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H., & Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western european stress province north of the alps and pyrenees. *Tectonophysics*, 275(1-3):199–219.
- Ni, J. & York, J., 1978. Late cenozoic tectonics of the tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11):5377–5384.
- Nivière, B., Bruestle, A., Bertrand, G., Carretier, S., Behrmann, J., & Gourry, J., 2008. Active tectonics of the southeastern upper rhine graben, freiburg area (germany). *Quaternary Science Reviews*, 27(5-6):541–555.
- Pardee, J., 1950. Late cenozoic block faulting in western montana. *Bulletin of the Geological Society of America*, 61(4):359.
- Parsons, T., Christensen, N., & Wilshire, H., 1995. Velocities of southern basin and range xenoliths: Insights on the nature of lower crustal reflectivity and composition. *Geology*, 23(2):129.
- Pasteels, P., Villeneuve, M., De Paepe, P., & Klerkx, J., 1989. Timing of the volcanism of the Southern Kivu province: Implications for the evolution of the western branch of the East African rift system. *Earth and planetary science letters*, 94:353–363.
- Pearce, J. & Houjun, M., 1988. Volcanic rocks of the 1985 tibet geotraverse: Lhasa to golmud. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 327(1594):169.
- Petit, C., Déverchère, J., Houdry, F., Sankov, V., Melnikova, V., & Delvaux, D., 1996. Present-day stress field changes along the baikal rift and tectonic implications. *Tectonics*, 15(6):1171–1191.
- Pickford, M., 1982. The Tectonics, volcanics and sediments of the Nyanza Rift Valley. *Z. Geomorph. NF*, 42:1–33.
- Plenefisch, T. & Bonjer, K., 1997. The stress field in the rhine graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275(1-3):71–97.
- Priestley, K., Orcutt, J., & Brune, J., 1980. Higher-mode surface waves and structure of the great basin of nevada and western utah. *Journal of Geophysical Research*, 85(B12):7166–7174.

- Purcell, P., 1976. The Marda Fault Zone, Ethiopia. *Nature*, 261:569–571.
- Ramberg, I. & Neumann, E., 1977. *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, volume II. Riedel Publishing Company.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Liu, G., & Chen, C., 1994. during and after the india-asia collision. *Journal of Geophysical Research*, 99(B10):19–917.
- Rosendahl, B. R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15:445–503.
- Rosendahl, B. R., Kilembe, E., & Kaczmarick, K., 1992. Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics*, 213:235–256.
- Rosendahl, B. R., Reynolds, D. J., Lorber, P. M., Burgess, C. F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J. J., & Derksen, S. J., 1986. Structural expressions of rifting: lessons from lake tanganyika, africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 25:29–43.
- Rothery, D. & Drury, S., 1984. The neotectonics of the tibetan plateau. *Tectonics*, 3(1):19–26.
- Sander, S. & Rosendahl, B., 1989. The geometry of rifting in Lake Tanganyika, east Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 8:323–354.
- Sarkisyan, S., 1958. Mesozoic and tertiary sediments of the baikal and trans-baikal regions and the russian far east. *Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscow*.
- Schlische, R. & Withjack, M., 2009. Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces: Result of random nucleation and self-organized fault growth. *Journal of Structural Geology*, 31:910–925.
- Schmitt, T., 1981. The west european stress field: new data and interpretation. *Journal of Structural Geology*, 3(3):309–315.
- Schumacher, M., 2002. Upper rhine graben: role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21(1):1006.
- Seeber, L. & Pêcher, A., 1998. Strain partitioning along the himalayan arc and the nanga parbat antiform. *Geology*, 26(9):791.
- Sengör, A. M. C., 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rift. In: Busby, C. & Ingersoll, R., (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, p. 53–177. Black Well Science.
- Sheehan, A., Jones, C., Savage, M., Ozalaybey, S., & Schneider, J., 1997. Contrasting lithospheric structure between the colorado plateau and great basin: initial results

- from colorado plateau-great basin passcal experiment. *Geophysical research letters*, 24(21):2609–2612.
- Sittler, C., 1969. The sedimentary trough of the rhine graben. *Tectonophysics*, 8(4-6):543–560.
- Smith, R. & Bruhn, R., 1984. Intraplate extensional tectonics of the eastern basin-range inferencess on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7):5733–5762.
- Stigand, C. H., 1916. Observations on the northern section of the tanganyika-nile rift valley. *The Geographical Journal*, 48:145–149.
- Summerfield, M. A., 1991. *Global Geomorphology: an introduction to the study of landforms*. London. Longman Press.
- Tapponnier, P., Mercier, J., Proust, F., Andrieux, J., Armijo, R., Bassoulet, J., Brunel, M., Burg, J., Colchen, M., Dupré, B., *et al.*, 1981. The tibetan side of the india–eurasia collision.
- Tiercelin, J., 1990. Rift-basin sedimentation: responses to climate, tectonism and volcanism. Examples of the East African Rift. *Journal of African Earth Sciences*, 10:283–305.
- Tiercelin, J., Chorowicz, J., Bellon, H., Richert, J., Mwanbene, J., & Walgenwitz, F., 1988. East African Rift System: offset, age and tectonic significance of the Tanganyika-Rukwa-Malawi intracontinental transcurrent fault zone. *Tectonophysics*, 148:241–252.
- Tsekhovsky, Y. & Leonov, M., 2007. Sedimentary formations and main development stages of the western transbaikal and southeastern baikal regions in the late cretaceous and cenozoic. *Lithology and Mineral Resources*, 42(4):349–362.
- Velasco, M., Bennett, R., Johnson, R., & Hreinsdóttir, S., 2010. Subsurface fault geometries and crustal extension in the eastern basin and range province, western us. *Tectonophysics*, 488(1):131–142.
- Vogt, H. & Vogt, T., 2007. Morphotectonic evolution of two depressions at the southern border of the baikal rift system. *Geomorphology*, 86(3-4):480–495.
- Vologina, E. & Sturm, M., 2009. Types of holocene deposits and regional pattern of sedimentation in lake baikal. *Russian Geology and Geophysics*, 50(8):722–727.
- Wernicke, B., Davis, J., Niemi, N., Luffi, P., & Bisnath, S., 2008. Active megadetachment beneath the western united states. *J. Geophys. Res*, 113(10.1029).

- Wernicke, B. & Snow, J., 1998. Cenozoic tectonism in the central basin and range: Motion of the sierran-great valley block. *International Geology Review*, 40(5):403–410.
- Wernicke, B. P., 1981. Low angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 22:108 – 125.
- Wernicke, B. P., England, P. C., Sonder, L. J., & Christiansen, R. L., 1987. Tectonomagmatic evolution of cenozoic extension in the north american cordillera. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1):203–221.
- Windley, B. & Allen, M., 1993. Mongolian plateau: Evidence for a late cenozoic mantle plume under central asia. *Geology*, 21(4):295.
- Yin, A., 2000. Mode of cenozoic east-west extension in tibet suggesting a common origin of rifts in asia during the indo-asian collision. *Journal of Geophysical Research*, 105(B9):21–745.
- Yin, A. & Harrison, T., 2000. Geologic evolution of the himalayan-tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1):211–280.
- Zandt, G., Myers, S., & Wallace, T., 1995. Crust and mantle structure across the basin and range-colorado plateau boundary at 37 n latitude and implications for cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6):10529–10.
- Zhang, P., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., *et al.*, 2004. Continuous deformation of the tibetan plateau from global positioning system data. *Geology*, 32(9):809.
- Zhao, D., Lei, J., Inoue, T., Yamada, A., & Gao, S., 2006. Deep structure and origin of the baikal rift zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4):681–691.
- Ziegler, P. & Dèzes, P., 2007. Cenozoic uplift of variscan massifs in the alpine foreland: timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):237–269.
- Zoback, M., Anderson, R., & Thompson, G., 1981. Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the basin and range province of the western united states. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454):407–434.
- Zonenshain, L. & Savostin, L., 1981. Geodynamics of the baikal rift zone and plate tectonics of asia. *Tectonophysics*, 76(1-2):1–45.
- Zorin, Y., 1981. The baikal rift: an example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates. *Tectonophysics*, 73(1-3):91–104.

- Zorin, Y., Kozhevnikov, V., Novoselova, M., & Turutanov, E., 1989. Thickness of the lithosphere beneath the baikal rift zone and adjacent regions. *Tectonophysics*, 168(4):327–337.
- Zorin, Y., Turutanov, E., Mordvinova, V., Kozhevnikov, V., Yanovskaya, T., & Treussov, A., 2003. The baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure. *Tectonophysics*, 371(1-4):153–173.

Anexo B

Renato Paes de Almeida, Samar dos Santos Steiner, Bernardo Tavares Freitas

O efeito da densidade do preenchimento na arquitetura de províncias distensionais:
Inferências de bacias modernas e a abertura do Gondwana Ocidental

*The effect of basin-fill density on the architecture of extensional provinces: inferences
from modern basins and the breakup of Western Gondwana*

Title: The effect of basin-fill density on the architecture of extensional provinces: inferences from modern basins and the breakup of Western Gondwana

Authors: Renato Paes de Almeida, Samar dos Santos Steiner, Bernardo Tavares Freitas

1 Abstract

Morphotectonic analysis of selected active extensional basins and their catchment areas from five major extensional provinces (East African Rift System, Basin and Range Province, Tibetan Plateau Rift System, Rhine Graben and Baikal Rift) lead to the recognition of the unexpected fact that the largest basins are those with deep lakes, regardless of sedimentation rate or relative size of catchment area. This suggests that maybe it is not the contribution of the area to the tridimensional accommodation that leads to the formation of a starved lake, but the other way round: an starved lake may favor the development of a large depocenter. According to our new theoretical model, the higher density of the sedimentary infill, when compared to that of water, can itself cause the division of a main depocenter into smaller sub-basins, through the activation of the steeper planes of minor faults, with the main listric faults accounting mostly for the regional extension. In basins filled with alluvial sediment through most of their evolution, the greater displacement of minor faults could lead to the development of foot-wall highs separating individual sub-basins. The correlation of deep lakes with larger individual depocenters is also observed in the Early Cretaceous Rift System of Eastern South America, suggesting that this relation can be used as a predictive model for the presence of long phases of sediment starvation in continental basins, with implications for the prediction of hydrocarbon source rocks based on geophysical subsurface data.

2 Introduction

The effects of tectonic activity on both accommodation and sedimentary yield have been extensively discussed in the geological literature for decades and are considered to be a major control on the style of sedimentary basin fill. Notwithstanding, the effects that the great mass redistribution promoted by sediment transport to and accumulation into sedimentary basins may have on deformational styles in the shallow crust have been heretofore neglected. In this context, extensional provinces on continental crust and the associated sedimentary basins are an ideal object for the study of the possible influence that variations in the density of the basin fill may have on the distribution and style of faults in the shallow crust. Based on a comprehensive study of the morphotectonic characteristics

of several active extensional provinces and published data on the sedimentary fill and deformational style of associated sedimentary basins, we propose a new conceptual model linking basin dimensions, evolution of their infill and development of linear and cluster rift systems. We also discuss the implications of this model for the interpretation of the different styles of extensional deformation found along the basin system formed during the Early Cretaceous breakup of Western Gondwana.

3 Active extensional provinces

Five major active extensional provinces (East African Rift System, Basin and Range Province, Baikal Rift, Rhine Graben and Tibetan Plateau Rift System, figure 1) were investigated through morphotectonic analysis of SRTM elevation data, including the determination of areas, slopes and elevations of 25 sedimentary basins and their catchment areas, and the interpretation of tectonic structures with the aid of published maps. Published data were also used in the evaluation of sedimentation rates for all these basins. The results were compared and interpreted in terms of the relations between the characteristics of the sedimentary fill and the large-scale architecture of each extensional province. A brief introduction to the main geological context of each studied extensional province is given below.

Figure 1: Location of studied extensional provinces

The East African Rift System is more than 5,000 km long and is composed of a series of fault-bounded depressions, with a roughly North-South direction, marking the boundary between the Somalian and African plates. Most of the subsiding areas in the investigated western branch of the system present deep lakes, including the lakes Albert, Edward, Kivu,

Tanganyika, Rukwa and Malawi. These depressions are related to regional uplift and active extension, with local active volcanism. Regional extension began in the Paleogen, continuing to the present. Sedimentary thicknesses vary from 500 m in the Kivu basin to 5000 m in the Tankanyika and Rukwa basin (Chorowicz, 2005). Average long term sedimentation rates vary from 0,050 m/ka (in the Kivu basin) to 0,417 m/ka (in the Tankanyika and Rukwa basin).

The Basin and Range Province is divided into 12 sub-provinces, in an area extending from southwestern Canada to northwestern Mexico. The province is an uplifted region, with high heat flow, active seismicity and volcanism and a great number of individual grabens and horsts formed by a complex array of normal faults. Apart from some shallow evaporitic lakes, modern depositional systems are mostly fluvial plains and alluvial fans. Typical sedimentary thicknesses for these basins vary from 2,500 m (in the Mojave-Sonoran desert area) to 8,700 m (in the Great Basin area)(data disponibilized into USGS site). The average long term sedimentation rates vary from 0.076 m/ka (Mojave-Sonoran desert area) to 0.264 m/ka (in the Great Basin area).

The investigated basins from the Tibetan Plateau Rift System are placed in the southeastern part of the Plateau, in the Lhasa Block. These are North-South striking structures, all filled with alluvial sediment. Sediment thicknesses range from 100 to 1,500 m (Cogan *et al.*, 1998; Alsdorf *et al.*, 1998; Garzione *et al.*, 2003). The average long term sedimentation rate calculated for the three studied basins is 0.136 m/ka.

The Rhine Graben is an NNE-SSW striking depression, bounded by normal faults (Bitterli-Brunner *et al.*, 1975; Sittler, 1969; Brun *et al.*, 1992; Achauer & Masson, 2002; Bachler *et al.*, 2003; Bertrand *et al.*, 2005, 2006; Amalvict *et al.*, 2006; Lopes Cardozo & Behrmann, 2006; Buchmann & Connolly, 2007; Nivière *et al.*, 2008). The basin is thought to have been formed as a response to the collision between the African and the Eurasian plates, with the onset in the late Eocene. (Illies & Greiner, 1978; Henning Illies & Greiner, 1979; Schmitt, 1981; Bonjer *et al.*, 1984; Brun *et al.*, 1992; Bonjer, 1997; Müller *et al.*, 1997; Plenefisch & Bonjer, 1997; Schumacher, 2002; Dèzes *et al.*, 2004; Michon & Sokoutis, 2005; Edel *et al.*, 2006; Ziegler & Dèzes, 2007; Cornu *et al.*, 2007; Buchmann & Connolly, 2007). Maximum sedimentary thickness is 3,200 m (in the north area, Brun *et al.* 1992). The average long term sedimentation is 0.076 m/ka.

The Baikal Rift System is a fault-bounded elongated structure more than 1,500 km long, which contains the most voluminous lake in the planet, locally with an water depth of more than 1600 m. Extension began in the Miocene, possibly due to a mantle thermal anomaly (Logatchev & Florensov, 1978; Zorin, 1981; Logatchev *et al.*, 1983; Zorin *et al.*, 1989; Artyushkov *et al.*, 1990; Gao *et al.*, 1994; Zorin *et al.*, 2003), the far field effects of the Indian-Asian collision (Molnar & Tapponnier, 1975; Zonenshain & Savostin, 1981; Kiselev & Popov, 1992; Yin, 2000; Achauer & Masson, 2002), or a combination of several geodynamic processes (Delvaux *et al.*, 1997; Lesne *et al.*, 2000; Zhao *et al.*, 2006). Sedimentary

thicknesses vary from 4,000 m (in the Barguzin basin) to 6,000 m (in the Baikal-Angara basin, Logatchev, 1992). The average long term sedimentation rates vary from 0.133 m/ka (in the Barguzin basin) to 0.200 m/ka (in the Baikal-Angara basin).

4 Deep lakes and basin size

A unpredicted correlation was revealed through the morphotectonic analysis of the active rift basins: that of large subsiding areas with the presence of deep lakes, regardless of the relation between caption area and basin area or any other parameter related to sedimentary yield (figure 2A). There is neither an apparent relation between subsidence rates and lake development (figure 2B). Our study revealed that out of the 25 investigated basins, the five with deep lakes are precisely the five largest, with a mean area of 100,000 km², compared to a mean of 17,000 km² for the basins that are presently filled up with alluvial sediments.

If we consider the presence of deep lakes as an evidence of prolonged periods of sediment starvation, it should correlate with lower sediment yield, higher accommodation or both. Nevertheless the active rift basins with deep lakes, which show water depths of hundreds to thousand meters, have varied areas of drainage caption, ranging from 760,000 km² in the Baikal-Angara to 80,000 km² in the Rukwa. The ratios of caption area to subsiding area are not smaller than that of the alluvial basins, varying from 0.05 to 0.25, with a mean of 0.10 in the lacustrine basins, against 0.01 to 0.73 (mean of 0.30) in the alluvial basins. On the other hand, long term mean sedimentation rates of some of the basins with deep lakes are among the greatest of the investigated ones. Mean altitude and slope of caption areas, which may control sedimentary yield, are also markedly similar. Mean altitudes vary from 950 to 1,705 m whereas mean declivity ranges from 1.49° to 4.38° in the lacustrine basins, whereas in the alluvial basin mean altitudes vary from 290 to 5,150m whereas mean declivity ranges from 1.03° to 6.89°.

The presence of deep lakes obviously presupposes positive hydraulic balance, but climate alone cannot explain the observed correlation of large subsiding area with lake development.

5 Basin-fill density and large-scale architecture of extensional provinces

The marked differences in the styles of rifting in the active extensional provinces have been attributed to the thermal state of the lithosphere, with an increased heat flux leading to weaker lithosphere and consequently to a broader area of deformation and development of several parallel basins (Sengör, 1995; Allen & Allen, 2005). Conversely, lower heat flux enables a stronger lithosphere and the development of linear rift systems (Sengör, 1995).

Figure 2: Crosplot - (A) catchment area X sedimentation rate (B) catchment area X deformed area. Basin and Range (MS (Mojave-Sonoran desert, 1-7), GB (Great Basin, north 1-3 and central 1-4)); East Africa (Tanganyika, Rukwa, Malawi, Kivu); Baikal (Baikal-Angara, Barguzin); Rhine Graben (Rhine); Tibet Plateau (Tibet 1-3). Extensional provinces location see figure 1.

Regardless of the larger-scale architecture of the Basin and Range Province being marked by a broad area of crustal extension and that of the East Africa Rift System by a linear system of basins, the geometric characteristics of individual basins are very similar on both regions, with listric master faults accommodating most of the deformation and defining

a major topographic boundary between the subsiding area and the uplifted margin (Gregory, 1894a,b,c; Stigand, 1916; Dixey, 1926; Longwell, 1932; Fuchs *et al.*, 1935; Dixey, 1938; King, 1953; McConnell, 1957; Cook, 1969; Baker *et al.*, 1972; Hutchinson & Engels, 1972; Barberi *et al.*, 1974; Purcell, 1976; Ramberg & Neumann, 1977; Mohr, 1978; Priestley *et al.*, 1980; Wernicke, 1981; Eaton, 1982; Bedinger *et al.*, 1984; Parsons *et al.*, 1995; Wernicke *et al.*, 1987; Rosendahl, 1987; Tiercelin *et al.*, 1988; Ebinger, 1989; Tiercelin, 1990; Catchings & Mooney, 1991; Rosendahl *et al.*, 1992; Henry & Aranda-Gomez, 1992; Harry *et al.*, 1993; Sengör, 1995; Zandt *et al.*, 1995; Sheehan *et al.*, 1997; Das & Nolet, 1998; Adams *et al.*, 1999; Achauer & Masson, 2002; Morley, 2002; Gilbert & Sheehan, 2004; Chorowicz, 2005; Lerch *et al.*, 2007; Wernicke *et al.*, 2008; Egger *et al.*, 2009; Lerch *et al.*, 2010; Velasco *et al.*, 2010).

One difference that can be singled out is that the displacement of individual synthetic and antithetic faults is greater in the Basin and Range, whereas the master faults accommodate a greater proportion of the deformation in the East African Rift System. This leads to the formation of several sub-basins related to the same master listric fault in the Basin and Range Province.

As discussed above, modern examples of basins with one main depocenter related to a listric master fault are characterized both by larger subsiding area and deep lakes, whereas modern basins with several depocenters separated by basement highs in the foot-wall of antithetic and synthetic faults are filled-up with alluvial sediments and show smaller areas. This correlation may be, at least in part, due to a control on the geometry of extensional sedimentary basins that has been heretofore neglected: the role of the density of the basin fill.

Since the depth of an individual extensional basin is controlled by the isostatic equilibrium of the thinned portion of lithosphere with the nearby undeformed lithosphere, the density of the basin fill is responsible for a major proportion of the total displacement of the basement-sediment boundary, and variations in the density of the fill result in proportional variations in the total displacement of faults. A problem in this isostatic model arises from the fact that the additional fault displacement would imply in additional extension, as the horizontal component of the normal faults cause an increment in the final, extended, area. Thus the final extension factor would be a function of the basin-fill density, and not only of regional stress fields. In the common case of listric basin-border faults, the decreasing steepness of the faults with increased depth would make this effect even more pronounced.

One possible mechanism of attenuation of this effect could be the activation of steeper fault planes to accommodate the additional displacement promoted by the basin fill load. In this model, higher densities of infill would cause greater displacement of high-angle minor faults, with the master listric faults accounting mostly for the regional extension. One possible consequence could be the development of foot-wall highs separating individual sub-basins,

particularly in systems filled-up with sediment and or volcanic rocks through most of their evolution, resulting in smaller sub-basins when compared with water-filled basins volcanic rocks, resulting in smaller sub-basins when compared with water-filled basins (figure 3). Later regional extension could reduce the steepness of the original high angle faults, masking the importance of high-angle minor faults.

Figure 3: Accommodate Model

Thus, the correlation of deep lakes with basins with broad subsiding areas, regardless of sediment supply, and conversely of smaller basins with alluvial fill, can be, at least in part, a consequence of the control of the density of the infill on the structural architecture of the basin, with denser fills (e.g. sediment compared to water) enhancing the displacement of minor, steeper faults in relation to the listric master faults.

6 Eocretaceous extension in Western Gondwana

During the second half of the Mesozoic Era, the break-up of the western part of the Gondwana Supercontinent gave rise to several extensional basins that preserved the successive landscapes related to the early stages of the Atlantic Ocean opening. Within the central segment of the South Atlantic Margin, known as an strict divergent margin, there are two main examples of different styles of rift systems in South America: the Recôncavo-Tucano-Jatobá (R-T-J) system and the Campos-Santos system.

The onset of extension in Western Gondwana is constrained between 144 Ma and 130 Ma by reliable age determinations in volcanic rocks of the Paraná-Etendeka Province (Renne *et al.*, 1992; Thiede & Vasconcelos, 2010; Janasi *et al.*, 2011) - coeval with the volcanic fill of the Santos, Campos, and Espírito Santos Basin - and by biostratigraphic, isotopic and apatite fission track correlation (Bueno, 2004; Milani *et al.*, 2007). The timing of the South

Atlantic opening is constrained by the study of the magnetic anomalies since Rabinowitz & LaBrecque (1979) who proposed the northward propagation of the opening from the Malvinas Plateau to the easternmost tip of South America. The continental crust break-up related to the onset of the post-rift phase and thermal subsidence in the southamerican Early Cretaceous rift basins occurred between 115 Ma and 112 Ma (Milani *et al.*, 2007; Moulin *et al.*, 2010). A recent review of the kinematic models of the South Atlantic Ocean evolution was presented by Moulin *et al.* (2010).

The sedimentological and stratigraphic data available for the Early Cretaceous extensional basins of the central segment of the South Atlantic in South America suggest that the bulk of the early basin fills, known as the Rift Supersequence (Milani *et al.*, 2007), is dominated by continental deposits, mainly alluvial and shallow lacustrine. Of the entire central segment, only the early deposits of the Rift Supersequence of the R-T-J system are ascribed to a deep lacustrine environment, characterized by an up to 2,000 m thick succession dominated by black shales. Lacustrine deposits within other extensional basins in the South Atlantic are often interpreted as marginal deposits influenced by alluvial, carbonate and chemical deposition, intercalated with thin shale units commonly containing mudcracks (e.g. Dias *et al.*, 1988; Milani *et al.*, 2007; Mohriak *et al.*, 2008).

Interestingly enough, the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, which shows deep-lacustrine facies, is the only part of the system that resembles modern linear systems, such as the East African Rift System and the Baikal Rift, being characterized by one continuous area of deposition of more than 42,000 km², formed by great displacement concentrated on a major master fault in each segment (figure 4A and 4B). Other basins are characterized as clusters of multiple sub-basins, divided by minor faulted blocks. Examples of these are the Santos and Campos Basins (figure 4C and 4D).

In this way, the Early Cretaceous extensional basins of Western Gondwana show the same correlation of deep lakes with continuous large areas of subsidence and concentration of the normal displacement in single master faults that is found in modern extensional provinces.

7 Conclusions

The observed correlation of active rift basins showing broad areas with the presence of deep lakes lead to the proposition of a theoretical model according to which the additional subsidence due to sedimentary load in an extensional basin would be preferentially accommodated as displacement in minor, high angle faults, with the movement of major listric faults accounting mostly for the regional extensional stress field. The increase in the relative importance of minor faults compartmentalizes a basin in several depocenters, in a situation that can evolve to the individualization of sub-basins. In this way the presence

Figure 4: Two examples from the central segment of the Cretaceous South Atlantic Rift System in South America. A - Regional context during the chron C34 (83 Ma). South America is fixed (Modified from Moulin *et al.*, 2010). B - The Recôncavo-Tucano-Jatobá system and main master faults (Modified from Castro (1987)). C - The Campos-Santos system displaying main syn-rift faults. Information on structures from northern Santos sub-basin and southeastern Campos sub-basin are not available in the bibliography (After citeDias1988, and Mohriak *et al.* (2008). B and C are in the same scale. D - Detailed structural framework of Early Cretaceous basalts in the western Campos sub-basin (left) and isopach map of the overlying syn-rift unit (right) (Modified from Dias *et al.* (1988)).

of a deep lake itself may be a controlling factor for the relatively large size of some active rift basins, with the lower density of a deep water column enabling the prevalence of the movement on single master faults, and thus the formation of broad individual depocenters.

This solution also minimizes the problem of increasing regional extension rates when an initially starved basin is filled, since the activation of steeper fault planes would represent a smaller additional horizontal component to the normal movement than that of the frequently listric master faults. The correlation of deep lakes with larger individual depocenters is also observed in the Early Cretaceous Rift System of Eastern South America, suggesting that this relation can be used as a predictive model for the presence of long phases of sediment starvation in continental basins, with implications for the prediction of hydrocarbon source rocks based on geophysical subsurface data.

8 Acknowledgements

We are thankful to the support of FAPESP, in the form of graduate scholarship (2010/51559-0) and research grant (09/53368-3). We also thank CAPES(PROEX-558/2011) and CNPq for scholarships for Samar Steiner (870288/1997-0) and Renato Almeida (305218/2009-3). This study is a NAP GEO-SEDEX contribution (no. XX), with the institutional support of the University of São Paulo (PrPesq).

Bibliography

- Achauer, U. & Masson, F., 2002. Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities. *Tectonophysics*, 358:17–37.
- Adams, K., Wesnousky, S., & Bills, B., 1999. Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the lake lahontan basin, nevada and california. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12):1739–1756.
- Allen, P. A. & Allen, J. R., 2005. *Basin analysis – principles and applications*. Blackwell Scientific.
- Alsdorf, D., Brown, L., Nelson, K., Makovsky, Y., Klemperer, S., & Zhao, W., 1998. Crustal deformation of the lhasa terrane, tibet plateau from project indepth deep seismic reflection profiles. *Tectonics*, 17(4):501–519.
- Amalvict, M., Hinderer, J., & Rozsa, S., 2006. Crustal vertical motion along a profile crossing the rhine graben from the vosges to the black forest mountains: Results from absolute gravity, gps and levelling observations. *Journal of Geodynamics*, 41(1-3):358–368.
- Artyushkov, E., Letnikov, F., & Ruzhich, V., 1990. The mechanism of formation of the baikal basin. *Journal of geodynamics*, 11(4):277–291.
- Bachler, D., Kohl, T., & Rybach, L., 2003. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection–rhine graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9-11):431–441.
- Baker, B., Mohr, P., & Williams, L., 1972. Geology of the eastern rift system of Africa. *Geological Society of America Special Paper*, 136:67.
- Barberi, F., Bonatti, E., Marinelli, G., & Varet, J., 1974. Transverse tectonics during the split of a continent: data from the Afar rift. *Tectonophysics*, 23:17–29.
- Bedinger, M., Sargent, K., & Reed, J., 1984. Geologic and hydrologic characterization and evaluation of the basin and range province relative to the disposal of high-level radioactive waste. Relatório técnico, Geological Survey, Denver, CO (United States); Geological Survey, Alexandria, VA (United States).
- Bertrand, G., Elsass, P., Wirsing, G., & Luz, A., 2006. Quaternary faulting in the upper rhine graben revealed by high-resolution multi-channel reflection seismic. *Comptes Rendus Geosciences*, 338(8):574–580.
- Bertrand, G., Horstmann, M., Hermann, O., & Behrmann, J., 2005. Retrodeformation of the southern upper rhine graben: new insights on continental oblique rifting. *Quaternary Science Reviews*, 24(3-4):345–352.

- Bitterli-Brunner, P., Hauber, L., & Fischer, H., 1975. Investigation of recent crustal movements across the rhine-graben flexure at basel. *Tectonophysics*, 29(1-4):283–287.
- Bonjer, K., 1997. Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern borderfault of the southern rhine graben. *Tectonophysics*, 275(1-3):41–69.
- Bonjer, K., Gelbke, C., Gilg, B., Rouland, D., Mayer-Rosa, D., & Massinon, B., 1984. Seismicity and dynamics of the upper rhinegraben. *J. Geophys*, 55:1–12.
- Brun, J., Gutscher, M., *et al.*, 1992. Deep crustal structure of the rhine graben from dekop-ecors seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics*, 208(1-3):139–147.
- Buchmann, T. & Connolly, P., 2007. Contemporary kinematics of the upper rhine graben: a 3d finite element approach. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):287–309.
- Bueno, G., 2004. Diacronismo de eventos no rifte sul-atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 12(2):203–229.
- Castro, A., 1987. The northeast brazil and gabon basins: A double rifting system associated with multiple detachment surfaces. *Tectonics*, 6:727–738.
- Catchings, R. & Mooney, W., 1991. Basin and range crustal and upper mantle structure, northwest to central nevada. *Journal of Geophysical Research*, 96(B4):6247–6267.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43:379–410.
- Cogan, M. J., Nelson, K. D., Kidd, W. S. F., Wu, C., & Team, P. I., 1998. Shallow structure of the Yadong-Gulu rift, southern Tibet, from reflection analysis of Project INDEPTH common midpoint data. *Tectonics*, 17:46–61.
- Cook, K., 1969. Active rift system in the basin and range province. *Tectonophysics*, 8(4-6):469–511.
- Cornu, T., Cardozo, G., Cloetingh, S., & Beekman, F., 2007. A structural model from local earthquake tomography: Application to present-day tectonics of the upper rhine graben. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):270–286.
- Das, T. & Nolet, G., 1998. Crustal thickness map of the western united states by partitioned waveform inversion. *Journal of geophysical research*, 103(B12):30–021.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., & San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the baikal region, central asia, part 2. cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4):1–38.

- Dèzes, P., Schmid, S., & Ziegler, P., 2004. Evolution of the european cenozoic rift system: interaction of the alpine and pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1-2):1–33.
- Dias, J., Oliveira, J., & Vieira, J., 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the lagoa feia formation, rift phase of campos basin, offshore brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3):252–260.
- Dixey, F., 1926. The nyasaland section of the great rift valley. *The Geographical Journal*, 68:117–137.
- Dixey, F., 1938. The nyasa-shire rift. *The Geographical Journal*, 91:51–56.
- Eaton, G., 1982. The basin and range province: origin and tectonic significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10:409.
- Ebinger, C. J., 1989. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101:885–903.
- Edel, J., Whitechurch, H., & Diraison, M., 2006. Seismicity wedge beneath the upper rhine graben due to backwards alpine push? *Tectonophysics*, 428(1-4):49–64.
- Egger, A., Colgan, J., & York, C., 2009. Provenance and palaeogeographic implications of eocene–oligocene sedimentary rocks in the northwestern basin and range. *International Geology Review*, 51(9-11):900–919.
- Fuchs, V. E., Wakefield, R. C., Millard, J. F., & MacInnes, D. G., 1935. The lake rudolf rift valley expedition, 1934. *The Geographical Journal*, 86:114–137.
- Gao, S., Davis, P., Liu, H., Slack, P., Zorin, Y., Mordvinova, V., Kozhevnikov, V., & Meyer, R., 1994. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the baikal rift zone. *Nature*, 371(6493):149–151.
- Garzzone, C. N., DeCelles, P. G., Hodkinson, D., Ojha, T. P., & Upetri, B. N., 2003. East-west extension and Miocene environmental change in the southern Tibetan plateau: Thakkhola graben, central Nepal. *Geological Society of America Bulletin*, 115:3–20.
- Gilbert, H. & Sheehan, A., 2004. Images of crustal variations in the intermountain west. *J. geophys. Res*, 109(10.1029).
- Gregory, J. W., 1894a. Contributions to the physical geography of british east africa. *The Geographical Journal*, 4:289–315.
- Gregory, J. W., 1894b. Contributions to the physical geography of british east africa. *The Geographical Journal*, 4:505–514.

- Gregory, J. W., 1894c. Contributions to the physical geography of british east africa. ix. the plateau of laikipia, and its volcanoes (continued). *The Geographical Journal*, 4:408–424.
- Harry, D. L., Sawyer, D. S., & Leeman, W. P., 1993. The mechanics of continental extension in western North America: implications for the magmatic and structural evolution of the Great Basin. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 117:59–71.
- Henning Illies, J. & Greiner, G., 1979. Holocene movements and state of stress in the rhinegraben rift system. *Tectonophysics*, 52(1-4):349–359.
- Henry, C. & Aranda-Gomez, J., 1992. The real southern basin and range: Mid-to late cenozoic extension in mexico. *Geology*, 20(8):701.
- Hutchinson, R. & Engels, G., 1972. Tectonic evolution in the Southern Red Sea and its possible significance to older rifted continental margins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83:2989–3002.
- Illies, J. & Greiner, G., 1978. Rhinegraben and the alpine system. *Bulletin of the Geological Society of America*, 89(5):770.
- Janasi, V., de Freitas, V., & Heaman, L., 2011. The onset of flood basalt volcanism, northern paraná basin, brazil: A precise u-pb baddeleyite/zircon age for a chapec-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, 302:147–153.
- King, L. C., 1953. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64:721–751.
- Kiselev, A. & Popov, A., 1992. Asthenospheric diapir beneath the baikal rift: petrological constraints. *Tectonophysics*, 208(1-3):287–295.
- Lerch, D., Klemperer, S., Egger, A., Colgan, J., & Miller, E., 2010. The northwestern margin of the basin-and-range province, part 1: Reflection profiling of the moderate-angle (~ 30) surprise valley fault. *Tectonophysics*, 488(1):143–149.
- Lerch, D., Klemperer, S., Glen, J., Ponce, D., Miller, E., & Colgan, J., 2007. Crustal structure of the northwestern basin and range province and its transition to unextended volcanic plateaus. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(2):Q02011.
- Lesne, O., Calais, E., Deverchère, J., Chry, J., & Hassani, R., 2000. Dynamics of intracontinental extension in the north baikal rift from two-dimensional numerical deformation modeling. *Journal of geophysical research*, 105(B9):21727–21744.
- Logatchev, N. & Florensov, N., 1978. The baikal system of rift valleys. *Tectonophysics*, 45(1):1–13.

- Logatchev, N., Zorin, Y., & Rogozhina, V., 1983. Baikal rift: Active or passive?—comparison of the baikal and kenya rift zones. *Tectonophysics*, 94(1-4):223–240.
- Longwell, C. R., 1932. Review: Rift valleys. *Geographical Review*, 22:341–343.
- Lopes Cardozo, G. & Behrmann, J., 2006. Kinematic analysis of the upper rhine graben boundary fault system. *Journal of structural geology*, 28(6):1028–1039.
- McConnell, R., 1957. Erosion surfaces in Uganda. *Geological Magazine*, 94:171–173.
- Michon, L. & Sokoutis, D., 2005. Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: an experimental approach. *Tectonophysics*, 409(1-4):125–146.
- Milani, E., Rangel, H., Bueno, G., Stica, J., Winter, W., Caixeta, J., & Pessoa Neto, O., 2007. Brazilian sedimentary basins - stratigraphic charts, introduction. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2):199–205.
- Mohr, P., 1978. Afar. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6:145–172.
- Mohriak, W., Nemčok, M., & Enciso, G., 2008. South atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of se brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1):365–398.
- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of asia: effects of a continental collision. *Science*, 189(4201):419–426.
- Morley, C., 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *AAPG bulletin*, 86:961–978.
- Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P., 2010. A new starting point for the south and equatorial atlantic ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2):1–37.
- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H., & Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western european stress province north of the alps and pyrenees. *Tectonophysics*, 275(1-3):199–219.
- Nivière, B., Bruestle, A., Bertrand, G., Carretier, S., Behrmann, J., & Gourry, J., 2008. Active tectonics of the southeastern upper rhine graben, freiburg area (germany). *Quaternary Science Reviews*, 27(5-6):541–555.
- Parsons, T., Christensen, N., & Wilshire, H., 1995. Velocities of southern basin and range xenoliths: Insights on the nature of lower crustal reflectivity and composition. *Geology*, 23(2):129.

- Plenefisch, T. & Bonjer, K., 1997. The stress field in the rhine graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275(1-3):71–97.
- Priestley, K., Orcutt, J., & Brune, J., 1980. Higher-mode surface waves and structure of the great basin of nevada and western utah. *Journal of Geophysical Research*, 85(B12):7166–7174.
- Purcell, P., 1976. The Marda Fault Zone, Ethiopia. *Nature*, 261:569–571.
- Rabinowitz, P. & LaBrecque, J., 1979. The mesozoic south atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84(B11):5973–6002.
- Ramberg, I. & Neumann, E., 1977. *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, volume II. Riedel Publishing Company.
- Renne, P., Ernesto, M., Pacca, I., Coe, R., Glen, J., Prevot, M., & Perrin, M., 1992. "the age of paraná flood volcanism, rifting of gondwanaland, and the jurassic-cretaceous boundary.". *Science*, 258:975–979.
- Rosendahl, B. R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15:445–503.
- Rosendahl, B. R., Kilembe, E., & Kaczmarick, K., 1992. Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics*, 213:235–256.
- Schmitt, T., 1981. The west european stress field: new data and interpretation. *Journal of Structural Geology*, 3(3):309–315.
- Schumacher, M., 2002. Upper rhine graben: role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21(1):1006.
- Sengör, A. M. C., 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rift. In: Busby, C. & Ingersoll, R., (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, p. 53–177. Black Well Science.
- Sheehan, A., Jones, C., Savage, M., Ozalaybey, S., & Schneider, J., 1997. Contrasting lithospheric structure between the colorado plateau and great basin: initial results from colorado plateau-great basin passcal experiment. *Geophysical research letters*, 24(21):2609–2612.
- Sittler, C., 1969. The sedimentary trough of the rhine graben. *Tectonophysics*, 8(4-6):543–560.

- Stigand, C. H., 1916. Observations on the northern section of the tanganyika-nile rift valley. *The Geographical Journal*, 48:145–149.
- Thiede, D. & Vasconcelos, P., 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. *Geology*, 38(8):747.
- Tiercelin, J., 1990. Rift-basin sedimentation: responses to climate, tectonism and volcanism. Examples of the East African Rift. *Journal of African Earth Sciences*, 10:283–305.
- Tiercelin, J., Chorowicz, J., Bellon, H., Richert, J., Mwanbene, J., & Walgenwitz, F., 1988. East African Rift System: offset, age and tectonic significance of the Tanganyika-Rukwa-Malawi intracontinental transcurrent fault zone. *Tectonophysics*, 148:241–252.
- Velasco, M., Bennett, R., Johnson, R., & Hreinsdóttir, S., 2010. Subsurface fault geometries and crustal extension in the eastern basin and range province, western us. *Tectonophysics*, 488(1):131–142.
- Wernicke, B., Davis, J., Niemi, N., Luffi, P., & Bisnath, S., 2008. Active megadetachment beneath the western united states. *J. Geophys. Res.*, 113(10.1029).
- Wernicke, B. P., 1981. Low angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 22:108 – 125.
- Wernicke, B. P., England, P. C., Sonder, L. J., & Christiansen, R. L., 1987. Tectonomagmatic evolution of cenozoic extension in the north american cordillera. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1):203–221.
- Yin, A., 2000. Mode of cenozoic east-west extension in tibet suggesting a common origin of rifts in asia during the indo-asian collision. *Journal of Geophysical Research*, 105(B9):21–745.
- Zandt, G., Myers, S., & Wallace, T., 1995. Crust and mantle structure across the basin and range-colorado plateau boundary at 37 n latitude and implications for cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6):10529–10.
- Zhao, D., Lei, J., Inoue, T., Yamada, A., & Gao, S., 2006. Deep structure and origin of the baikal rift zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4):681–691.
- Ziegler, P. & Dèzes, P., 2007. Cenozoic uplift of variscan massifs in the alpine foreland: timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, 58(1-4):237–269.
- Zonenshain, L. & Savostin, L., 1981. Geodynamics of the baikal rift zone and plate tectonics of asia. *Tectonophysics*, 76(1-2):1–45.

- Zorin, Y., 1981. The baikal rift: an example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates. *Tectonophysics*, 73(1-3):91–104.
- Zorin, Y., Kozhevnikov, V., Novoselova, M., & Turutanov, E., 1989. Thickness of the lithosphere beneath the baikal rift zone and adjacent regions. *Tectonophysics*, 168(4):327–337.
- Zorin, Y., Turutanov, E., Mordvinova, V., Kozhevnikov, V., Yanovskaya, T., & Treussov, A., 2003. The baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure. *Tectonophysics*, 371(1-4):153–173.

Principais Sistemas Distensionais Ativos

1:10.000.000
0 150 300 600 Km

Graben do Reno

Sistema de Rift do Platô do Tibet

Rift Baikal

Sistema de Rift do Leste Africano

Província Basin and Range

Legenda

— Falhas	Drenagens
■ Bacia out-rift	— Axial
■ Zona deformada	— Transversal
■ Bacia sedimentar	

Zonas de Transferência

- Aproximação (Lago)
- Colateral (lago)
- ★ Sobreposição (Lago)
- Aproximação (Sem drenagem)
- Colateral (sem drenagem)
- ☆ Sobreposição (Sem drenagem)
- Aproximação (com drenagem)
- Colateral (com drenagem)
- ★ Sobreposição (com drenagem)