



Fig. 5 - *Pikaia gracilens*, o primeiro cordata conhecido no mundo. Observar as feições: o notocórdio que evoluiu para a coluna vertebral e as ligaduras musculares em zigue-zague. Desenhado por Marianne Collins, segundo Gould (1989).

Fig. 5 - *Pikaia gracilens*, first cordate known in the world. Notice the features of our phylum: the notochord that evolved to our spinal column and the zigzag muscular ligatures. Sketch by Marianne Collins, after Gould (1989).

Portanto, se, após tudo o que foi aqui comentado, se fizer a pergunta capital: "por que o Homem existe?" A resposta deve ser: "porque *Pikaia* sobreviveu à dizimação de Burgess, e sua sobrevivência foi contingência da história".

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GOULD, S. J. *Wonderful Life: the Burgess Shale and the Nature of History*. New York: W.W. Norton, 1989.

ANALITICA

GEOMETRIA E CINEMÁTICA DO RIFT RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ, NORDESTE DO BRASIL GEOMETRY AND KINEMATICS OF THE RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ RIFT, NE BRAZIL

Luciano Portugal Magnavita¹

Um modelo para a evolução geométrica e cinemática do rift Recôncavo-Tucano-Jatobá é aqui proposto. O rift evoluiu durante o Cretáceo Inferior como um braço abortado do rifteamento do Atlântico Sul, antecedendo ao espalhamento do assoalho oceânico na margem adjacente. Fases tectônicas pré-, sin-, e pós-rift são reconhecidas, com os sedimentos continentais sin-rift consistindo em depósitos

lacustres sobre os quais um sistema flúvio-deltaico progrediu. Cronoestratigrafia local, tentativamente correlacionada à carta internacional, indica uma fase sintectônica de cerca de 22 M.a., do Berriasiano Inferior ao Aptiano Inferior.

A unidade tectônica fundamental do rift é um meio-graben, o qual, ao longo do comprimento, muda de estilo estrutural passando de falhas internas antitéticas para sintéticas. Cada unidade constitui bacias, sub-bacias e compartimentos separados por zonas de acomodação, as quais podem, localmente, inverter a polaridade dos meio-grabens. Mais particularmente, a arquitetura do rift é determinada pela disposição espacial relativa de falhas de borda, bordas flexurais, patamares de borda, baixos estruturais, plataformas, zonas de acomodação e grabens menores.

A anisotropia do embasamento controlou a maioria das falhas de borda, zonas de acomodação e falhas internas ao rift. Entretanto, onde uma superfície preexistente possuísse orientação desfavorável à reativação, quando comparada a valores de um certo ângulo crítico θ_c , uma nova falha era criada. Predominantemente, as falhas exibem movimentos oblíquos de alto ângulo, embora componentes de baixo ângulo, ou mesmo direcionais, sejam importantes na terminação norte do rift. Pouca distensão e rotação dos estratos são associadas a falhas planares de alto ângulo, comumente mergulhando entre 60° e 80° . O estiramento mínimo varia entre $\beta = 1,03 - 1,17$, com menores valores em ambas terminações; na terminação norte, as diferenças em quantidade de distensão são acomodadas por meio de uma ampla zona, denominada Arco do Vaza-Barris.

Zonas de falhas em arenitos aflorantes ocorrem como cristas alongadas de falhas agrupadas em padrões poligonais ou anastomosados. A geometria do fraturamento, tanto no campo como em seções delgadas, obedece a uma distribuição fractal, indicando invariância em várias escalas (*scale-invariant*). Cruzando-se uma falha individual, a rocha é texturalmente caracterizada por uma zona de *gouge* bordejada por zonas de brecha, resultando numa geometria *gouge*-brecha característica. A largura do *gouge* tende a aumentar devido à deformação progressiva pelo lascamento (*spalling*) dos grãos das paredes em movimento e incorporação dos mesmos à zona de falha.

A evolução dessas falhas, provavelmente, envolveu uma fase inicial de deslizamento friccional entre grãos de arenitos inconsolidados, seguida de mecanismos de fraturamento e transferência de massa por difusão na rocha litificada. Critérios de fraturamento sugerem que a deformação progrediu de um período inicial de *strain-softening* para uma fase de *strain-hardening*, esta última enfatizada pela cicatrização de microfraturas abertas por cimentação silicosa quase simultânea. Essa cimentação próxima às margens das falhas sugere que estas tenham exercido papel significativo nos caminhos de migração secundária dentro

¹E & P - A BA/GEXP/GEINT. Av. Antonio Carlos Magalhães, 1113, CEP 41856-900, Pituba, Salvador, BA, Brasil. Tese de doutorado, Maio de 1992, Universidade de Oxford.

dos reservatórios.

Zonas de acomodação ou de transferência podem ser agrupadas em arranjos relativamente simples de acordo com suas orientações em relação às falhas de borda. Elas consistem tanto em zonas de transferência transversais, as quais podem mudar a polaridade do *rift* ao longo do comprimento, quanto *horsts* alongados paralelos às bordas principais. Em geral, zonas de transferência mostram estruturas em flor tanto positivas como negativas, dependendo da orientação das falhas em relação aos componentes do movimento direcional; zonas orientadas NW-SE são geralmente dextrais, ao passo que aquelas orientadas NE-SW são sinistrais.

Na porção sul do *rift*, feições transtensionais e transpressionais identificadas em seções sísmicas cruzando a Falha de Mata-Catu sugerem que a mesma agiu inicialmente como uma zona de transferência dextral e, posteriormente, como uma falha transcorrente dextral. Na porção norte, trabalhos de campo ao longo do Arco do Vaza-Barris indicam que o mesmo evoluiu como uma zona de transferência dextral na qual o *rift* tem sua polaridade invertida por meio de uma antiforme orientada NW-SE. Ao longo dessa feição, a extensão é pequena, e as falhas de alto ângulo internas ao arco mostram, predominantemente, movimentos puramente normais.

Falhas de borda não são claramente identificadas nas linhas sísmicas devido a existência de conglomerados de alta velocidade, acumulados como leques deltaicos junto às margens falhadas. Entretanto, a análise integrada do sistema de borda, composto por falha de borda, patamar e cunha clástica, sugere uma geometria planar de alto ângulo para as falhas marginais. Indicadores cinemáticos de campo, coletados ao longo da Falha de Ibimirim, na terminação norte do *rift*, indicam evolução efetivada durante duas fases tectônicas distintas: inicialmente, a falha teria atuado como uma falha de movimento oblíquo sinistral de baixo ângulo e, subseqüentemente, como uma falha de movimento quase que puramente normal. O evento sinistral é corroborado não só por atributos geométricos e cinemáticos presentes no *graben*-rômboide de Santa Brígida ocorrente na região, como também por megafraturas de cisalhamento formadas durante o início do rifteamento no embasamento adjacente.

Padrões de *onlap* e *offlap*, identificados no sistema de leques deltaicos acumulados junto à Falha de Salvador, na Bacia do Recôncavo, indicam fases de subida e descida do nível do lago e progressivo recuo da borda do *rift* no tempo. Apesar da distribuição da cunha clástica implicar que a principal abertura da bacia ocorreu da margem falhada para a margem flexural, períodos de retrofalhamento limitado e expansão em direção à borda principal são reconhecidos.

Modelos de evolução tectônica anteriores sugeridos para o *rift* exibem algumas incompatibilidades geométricas, cinemáticas e temporais com os dados

existentes. Por exemplo, diferenças de afinamento crustal encontradas em modelamentos gravimétricos estão mais provavelmente relacionadas com distensão variável abaixo das bordas principais do que com cisalhamento simples abaixo do *rift*. Um modelo de *flexural-cantilever*, aplicado à Bacia do Recôncavo, foi capaz de reproduzir as principais feições estratigráficas e estruturais do *rift*. Uma fase de subsidência térmica foi reconhecida e o soerguimento dos flancos foi volumetricamente balanceado em relação ao material detrítico proveniente da borda elevada. A evolução pós-*rift* foi modelada como tendo cessado durante o Oligoceno, quando um soerguimento regional, provavelmente relacionado a *underplating* magmático próximo à costa atlântica, resultou na exumação da maior parte da cobertura pós-*rift*.

A abertura sin-*rift*, definida pela cronoestratigrafia local, ocorreu durante duas fases tectônicas principais: a primeira no Andar Rio da Serra Médio (Berriasiano), e a segunda no Andar Jiquiá (Aptiano). Evidências estratigráficas e estruturais indicam que a distensão inicial foi orientada E-W e, posteriormente, no Aptiano Inferior, mudou para NW-SE como consequência de um rearranjo na cinemática do movimento relativo África/América do Sul. Inicialmente, o lineamento de Pernambuco-Ngaoundere, limite norte do rifteamento do Atlântico Sul no Cretáceo Inferior, separou uma área ao sul, onde a distensão E-W ocorreu de maneira mais localizada, de uma ao norte, onde a distensão foi relativamente mais difusa; nessa fase inicial, o lineamento agiu como uma zona de transferência sinistral transcontinental. Durante a segunda fase, a propagação na direção norte de assoalho oceânico no Aptiano Inferior, ao longo da margem atlântica nascente, resultou numa mudança na direção da distensão para NW-SE, isolando o *rift* da evolução posterior da margem passiva adjacente.