

Orogenias: das margens continentais ao interior remoto das placas, uma revisão no tema

OROGENIES, FROM THE PLATE MARGINS TO THE REMOTE INTERIOR OF CONTINENTS, A REVIEW

BENJAMIM BLEY DE BRITO NEVES¹

1 – Prof. Sênior, Instituto Geociências, Universidade de São Paulo, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, bbleybn@usp.br

ABSTRACT: This paper intends to review and to organize a synthesis on the problem of orogens classification, since the beginning of the Plate Tectonics concepts in the early 1970 decade. During this decade and the subsequent, additional observations, information and data were proposed to enrich the original concepts, considered classical on this subject. From the critical analysis on those original models, based on the observation of many Paleozoic and Proterozoic orogenic systems as well as on complementary observation of the rheology of the lithosphere and its thermal-tectonic behavior with time, some newer models (“alternatives”) became available, mainly during the 1980 decade. Most of these new models have focused cases of orogeny without participation of oceanic lithosphere, in the remote interior continental, and with local processes of continental lithosphere subduction (“A” subduction). From the 1990 decade onwards, many published studies have contested the rigidity of the lithosphere plates, calling attention for the possibility of weakening of a plate (rigidity decay) by intrinsic thermal processes, together with new advanced studies about causes of subsidence (basin forming tectonics). So, it was accomplished that intracontinental orogenies were rather extreme cases of basin inversion, and that the stress fields use to be formed very far, at active margins, were able of penetrate up to some thousands of kilometers to the interior of the continents, and so they would also be the responsible (basin deforming tectonics) by those orogenies, far from the suture zones. In most of the continents, new cases of intracontinental orogens have been recognized, since the 90 decade. Although the concept of intracontinental orogenies (“telesutural” types) still is in the flux stage, it is possible to assume that this is a consolidated concept in the first days of the XXI century, but it is still far away from textbooks. This paper intends to draw an historical of the theme; it finishes with a proposal of classification of orogenies, having in mind three groups of the main process variables: position of the orogen (distance from a suture zone); the geometric-geologic scheme (in plant); and degree of exumation.

Manuscrito:

Recebido: 12/05/2015

Corrigido: 28/09/2015

Aceito: 30/09/2015

Citation: Neves B.B.B. Orogenias: das margens continentais ao interior remoto das placas, uma revisão no tema. *Terræ Didática*, **12**(1):19-55. <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>.

Keywords: Orogeny, basin-forming tectonics, basin-modifying tectonics, folding systems, intra-continental deformation.

Introdução

A comunidade científica levou cerca de 120 anos (entre 1850 e 1970, aproximadamente, desde a individualização da Geotectônica como ciência) para chegar à conclusão inteligente e apropriada de que as orogenias resultavam de interação convergente de placas litosféricas. A meritória conclusão começou a ser cimentada com os trabalhos de Dewey & Bird (1970) e de Dewey & Burke (1973).

Nos anos subsequentes do século passado (1980-1999), vários adendos foram sendo gradati-

vamente introduzidos de forma consistente – em termos de dados de campo e laboratório –, visando aprimorar o simplismo dos primeiros modelos ditos “plaquistas” acima mencionados, de Dewey & Bird (1970) e de Dewey & Burke (1973), com repercussão mundial, sendo até hoje muito utilizados. Feições e observações sobre algumas ocorrências (previamente desconhecidas e não suspeitadas) de: delaminação, *underplating*, subdução “A”, “tectônica em *flakes*”, multiplicidade de atores e fatores envolvidos no processo (microplacas, microcontinentes, terrenos), heranças tectônicas do embasa-

mento, extrusão etc. vieram sendo incorporados aos modelos originais, como notáveis “adendos” (vide Brito Neves 1985, Brito Neves 1995). Tais processos, impensáveis alguns anos atrás (pré-1973), foram logo depois considerados temas imprescindíveis para qualquer nova proposição de modelo.

A partir dos primórdios do conceito, nas décadas subsequentes, pontificaram inúmeras contribuições relevantes ao tema, que advieram de diferentes continentes, de diferentes contextos orogênicos, subsidiados por investigações geológicas, geofísicas e geoquímicas (que incluem modelos analógicos). A riqueza das contribuições faz com que não seja tarefa fácil discriminar e estabelecer etapas de evolução do conhecimento (como será parte dos objetivos deste trabalho), sempre correndo o risco de omissões imperdoáveis. Algumas sínteses de primeira linha, com excelente suporte nesta somatória de contribuições efetivas e modelos devem ser antecipadamente ressaltadas, todas na segunda década do presente século, a saber: Raimondo et al. (2010), Aitken et al. (2013), Cloetingh et al. (2013). Estas sínteses são muito oportunas, e referências obrigatórias, porque o tema orogenias intracontinentais não figura ainda nos principais livros-texto de Geotectônica.

As causas da instalação das orogenias (*basin-forming tectonics*) e da deformação subsequente (*basin-modifying tectonics*) não são muito distintas daquelas já conhecidas para a instalação e formação de bacias sedimentares cratogênicas. As diferenças residem na escala e na intensidade dos processos. Os esforços gerados e advindo de interações de placas (vide Bott & Kusznir 1984) todos eles – divergência, convergência sem colisão e com colisão, transformância, etc. – sejam estes de interações próximas ou distantes (*far field stresses*) podem adentrar o interior do continente e ser responsáveis tanto pela formação (ao menos, em parte) como pelo dobramento intenso de pilhas sedimentares acumuladas sobre frações litosféricas previamente enfraquecidas (por acumulação de HPE, LIPs, magmatismo máfico-ultramáfico, anomalias gravimétricas etc.).

Assim, a evolução do conhecimento sobre orogenias intracontinentais é fato científico notório, ainda em estágio de fluxo, que demanda aperfeiçoamentos. Há algumas questões primárias sem resposta ou com soluções ainda no campo das hipóteses. A busca pelas respostas que faltam deve contabilizar também os muitos orógenos que demandam investigação neste sentido, sendo mui-

tos os candidatos (onde a evolução intracontinental é bastante provável) em diferentes continentes.

Especialmente no Neoproterozoico sul-americano, são muitos os edifícios orogênicos, onde são encontradas afinidades com aqueles protótipos intraplacas de outros continentes. E, ainda, nestes casos, devem ser enfatizadas as muitas as dificuldades para a aplicação dos antigos e clássicos modelos “plaquistas”.

O autor tem tentado acompanhar os avanços do conhecimento, de forma mais próxima quanto possível, e agora, neste trabalho, há dois objetivos insistentes e estimulantes a serem focados:

- a) Sintetizar esta nova frente de conhecimentos (ainda pouco conhecida e evocada) de orogenias intracontinentais e temas conexos; mesmo porque, como já mencionado, trata-se de temática ainda ausente ainda dos principais livros-texto de Geotectônica
- b) Formular uma proposta alternativa para a classificação das orogenias como um todo, resumizando os conhecimentos teórico e prático do autor, e submeter esta classificação ao debate profícuo com os colegas. Nesta formulação, os vários elementos e conhecimentos essenciais captados da bibliografia destas últimas décadas serão diligentemente incorporados.

São objetivos ousados, e até certo ponto pretensiosos, mas, oportunos sem dúvida, nesta instância do conhecimento da Geotectônica brasileira. O estudo da Geotectônica (*Geo + tektonike*) se confunde praticamente com o próprio estudo das faixas orogênicas, desde que a disciplina foi discriminada dentro da ampla “Geognosia” por Naumann (1866). A ciência como um todo e esse rebento/apêndice de orogenias permanecem vinculadas de forma inseparável. Ao investir na temática de classificação, é preciso ousar a trazer algumas luzes em ambos os tópicos.

A definição de orogenia não é consensual nos livros-texto e artigos. O termo é usado por vezes para designar um evento pontual de interação de placas, e outras vezes para conjuntos importantes, em tempos distintos, de eventos deformacionais. A falta de normatização foi repensada por Helwig (1974), retomada e aprimorada por Sengör (1990) que propôs uma hierarquia com muita lógica, disciplina e teor didático (infelizmente pouco divulgada e seguida):

- a) Orogenia é o termo coletivo para interação convergente de placas litosféricas (elemento unitário)

b) Colagem orogênica é o termo para ser aplicado para zonas orogênicas compostas de muitos orógenos (amplo número de margens convergentes no espaço e tempo)

c) Fusão (versão livre do inglês, *fusion*) é o termo usado para quando este agrupamento de orógenos leva à formação de uma massa supercontinental.

Como objetivo adicional deste trabalho insere-se a necessidade de consolidar pelo uso esta sistematização, que nos parece justa e fundamentada, mesmo que se possa lamentar que, como dito anteriormente, raramente tal esquema/elaboração mental tenha sido observado em livros e publicações. No Quadro 1, baseado na argumentação de Sengör (1990), parece muito lógica a dualidade contrastante entre os passos gradativos dos eventos/estágios entre a abertura de oceanos e da formação dos continentes.

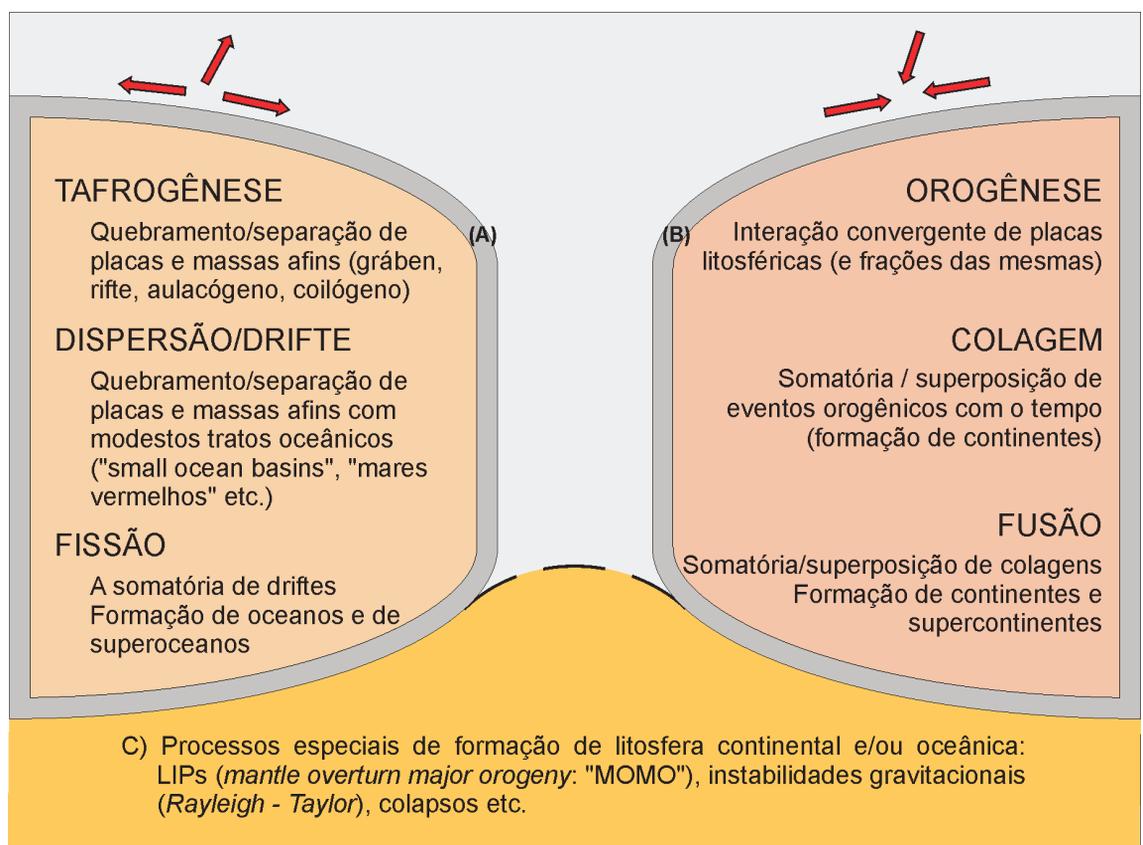
A consulta bibliográfica, na tentativa de acompanhar o mais perto possível vários conjuntos de pesquisas desenvolvidas em diferentes partes do mundo, foi o elemento básico para chegarmos a

esta publicação. Como será visto, a história da Geotectônica (tanto no pré-, como no pós-anos 1960) teve várias etapas, que com certo cuidado e tentativamente se pode epigrafiar. Tentamos acompanhar todas elas e estamos cientes de que muitos dos temas aqui discutidos estão vivenciando estágios de fluxo.

Os conhecimentos e o progresso efervescente dos mesmos (em várias revistas especializadas), infelizmente ainda não chegaram aos principais livros-texto (e.g. Moores & Twiss 1995, Condie 1997, Kearey et al. 2009) que circulam na América do Sul. Duas exceções devem ser pinçadas e comentadas – Coward et al. (1987), Hancock (1994) – que fizeram algumas incursões na seara de orogenias intracontinentais (ainda que de forma preliminar e longe ainda do rico conhecimento e dos exemplos que hoje estão disponíveis).

Adicionalmente, o autor teve a oportunidade de realizar trabalhos de campo e visitas específicas (Austrália, África, América do Norte) a alguns edifícios orogênicos intracontinentais. Igualmente, o autor dedicou-se durante longo tempo (e

Quadro 1. A dualidade usual entre os processos geodinâmicos nos desenvolvimentos mais completos do Ciclo de Wilson somado a processos especiais de formação de litosfera continental e oceânica. Adaptado de Sengör (1990) e Stein & Hofmann (1994).



assim pretende continuar) a observar e rebuscar os melhores trabalhos sobre a estrutura e evolução das orogenias incluídas nas províncias estruturais mesoproterozoicas e brasileiras da América do Sul, onde há candidatos classificáveis como entidades de evolução intracontinental. Dentro do possível, tentou-se acompanhar o que tem sido publicado de mais moderno sobre o tema. Muitas das observações (com esmero de descritivistas/detalhistas) dos autores ditos “fixistas” (e.g., Khain e Sheynmann 1962, Khain 1960, Stille 1955, Clifford 1970 etc.) foram também consideradas e rebuscadas pela qualidade/oportunidade da observação, apesar de terem sido inadvertidamente desconsideradas por muitos autores subsequentes (com inegáveis prejuízos). De certa forma, nesta oportunidade, também se procurou dar prosseguimento a trabalhos (Brito Neves 1985 e Brito Neves 1995) que envolviam o tema “orogenias” *sensu lato*, que há tempos é uma preocupação que atrai e preocupa os pesquisadores citados e muitos outros.

Trabalhos anteriores: breve histórico e um prelúdio de síntese

O caminho até esta concepção de orogenias, inclusive as intracontinentais, foi longo, não necessariamente linear, em muitas frentes (Geologia Básica, Tectônica, Geofísica, modelagens gráficas e analógicas) e em vertentes distintas de contribuições, nem sempre conectadas (vários autores e observação de diferentes continentes), embora muitas delas tenham sido coetâneas. Nesta segunda década do século atual, é possível antever que muitos fatos e dados estão apontando para alguns alvos consensuais. Embora haja muitos temas pendentes (alguns deles hoje vistos e interpretados de forma antagônica), que só o tempo e o progresso da investigação (e modelagens) poderão suplantar. O conhecimento deste histórico, mesmo que de forma sintetizada ao máximo, é considerada condição *sine qua non* de preceder qualquer trato sobre o tema. Deve-se adiantar que é impossível um levantamento completo de todas as fontes; assim, fatalmente a pesquisa tentará abranger e se restringir àquelas consideradas mais relevantes (e/ou publicadas em veículos mais acessíveis).

Certamente, não é possível pleitear um resumo (da forma menos incompleta possível) em poucas páginas, como desejável, sobre o histórico evolutivo do conhecimento até o *status quo* do conceito. Uma

subdivisão de etapas de evolução do conhecimento talvez seja a melhor forma de apresentação do contexto, e nestas etapas serão focalizados apenas aqueles autores/contribuições mais relevantes. De uma maneira simplista podem ser destacados:

a) Década de 1970 – primeiros modelos de orogenia por tectônica de placas (Dewey & Bird 1970; Dewey & Burke 1973), já mencionados na Introdução e subsequentemente as primeiras críticas a eles dirigidas, e até mesmo algumas observações completamente independentes (e inovadoras) das proposições daqueles autores. Feições que faltaram nos esquemas por eles propostos, e assim, que questionavam esses modelos, francamente ou de forma velada.

As primeiras observações sobre fenômenos/ocorrências não consideradas por esses autores pioneiros – tais que delaminação, desflacamento, *underplating*, *subdução A* (subdução de litosfera continental), multiplicidade de atores (microplacas, microcontinentes) nos processos de convergência – e outras observações comuns nos sistemas orogênicos do hercínico europeu e dos escudos pré-cambrianos – foram surgindo (e.g., vide Martin e Porada 1977). Os “adendos” (vide sínteses de Brito Neves 1985 e Brito Neves 1995) constituíram os primeiros óbices (fase do *experimentum crucis*) aos modelos clássicos; em segunda instância (ainda nos anos 1970 e mais ostensivamente na década de 1980), elementos essenciais de modelos outros, ditos “alternativos”.

b) Década de 1980 – apareceram os diversos novos modelos ditos “alternativos”, com base nos “adendos” e críticas hauridos na década anterior e diante da observação mais acurada dos orógenos hercínicos (Europa) e proterozoicos (África e Austrália principalmente), que serão discutidos.

Assim, até 1980, vários modelos “novos”, ditos “alternativos”, foram sendo progressivamente promulgados. Além daquele de Martin e Porada (1977), já dantes comentado, devem ser consideradas as proposições de Kröner (1981), Martin (1985), BMR/Etheridge et al. (1984,1987), Kröner (1987), entre as mais destacadas. Com as propostas de “modelos alternativos” foi sendo semeada a hipótese e apresentados os primeiros exemplos concretos de que orógenos também poderiam ser alocados e desenvolvidos no interior das placas litosféricas continentais, e mais ainda, sem participação necessária de litosfera

oceânica. Em livros editados por Kröner (1981), Kröner (1987) e Martin e Eder (1983), as tipologias de modelos estão fartamente documentadas e exemplificadas. Para os interessados no histórico, tais livros são leitura essencial.

- c) Década de 1990 – foi notável a contribuição de várias fontes sobre a origem (tectônica formadora) e a deformação das bacias do remoto interior cratônico (tectônica deformadora e/ou inversão). Pode ser tomada a ousadia de afirmar que esta etapa foi pré-inaugurada com o trabalho de Ziegler (1987), voltado para os problemas do embasamento europeu. Desta década são os primeiros modelos de orogenias intraplacas, com respaldo científico de alta qualificação, que são ora incontáveis neste início do século XXI. Ao longo desta década pode-se afirmar que houve uma revolução no conhecimento geológico-geotectônico das bacias sedimentares e dos sistemas orogênicos, consoante variado e multiforme acervo de contribuições.

Em 1990, Sengör revisou e ampliou e consideravelmente as tipologias criadas por Dewey & Bird (1970) e Dewey & Burke (1973), em trabalho notável, que teve os exemplos alpino-himalaianos como paradigma. O trabalho reviu e reiterou a dualidade dos processos orogênicos (sintetizados e acrescidos no Quadro 1), antes proposto por Helwig (1974), tendo assim enriquecido sobremaneira as propostas dos anos 1970 (Dewey & Bird, Dewey & Burke, já citados, e outros trabalhos afins e subalternos). Neste trabalho, de extraordinário valor didático, Sengör deixou à margem os “adendos” e “modelos alternativos” (acima mencionados), tema candente dos anos 1980. Inquirido então pelo presente autor, Sengör respondeu (por carta) que ainda faltavam “*constraints*” (parâmetros/fundamentos irretorquíveis) suficientes para incorporá-los e adotá-los em uma classificação global.

A partir desta década, foi ficando cada vez mais clara e propalada a participação dos esforços (*S-plane*) gerados nas zonas de interação de placas na deformação, e que avançavam (ou poderiam avançar) para o interior dos continentes (os chamados *far field stresses*). Desde então, o conceito de orogenia intraplaca (sem participação de litosfera oceânica) ganhou novos exemplos, novos adeptos, e inovadoras linhas de investigação. Particularmente os estudos geofísicos adicionais (“enfraquecimento da litosfera”, movimentos

verticais da litosfera etc., tratados mais adiante) começaram a ter peso, e auxiliar de forma importante na evolução dos conhecimentos.

A partir de 1990 (principalmente), a comunidade despertou para o fato de que orogênese jamais é processo isolado (“orogenia”, p.d.), mas que ocorre sempre na forma de conjuntos inter-relacionados (colagem orogênica), consórcio plural cuja finalidade é a formação de grandes massas continentais (fusão de continentes e supercontinentes, vide Quadro 1). Adicionalmente, foi sendo cada vez mais bem documentado que os esforços gerados interplaca (provenientes dos diversos tipos de interação convergente) podem ser consideravelmente transmitidos para o interior de placas, com notória repercussão. Hancock & Bevan (1987) já haviam consolidado excelente síntese, na qual sistematizaram os esforços emanados das zonas de interação, incorporando dados de uma dezena de outros autores precedentes, que de há muito apontavam e discutiam a presença de esforços no interior continental, principalmente na Europa (e.g. Ziegler 1987) e na Ásia Central (Molnar e Tapponnier, vários trabalhos, nas décadas de 1970 e 1980), discutidos adiante. Ao mesmo tempo (na década de 1990) foi sendo consubstanciado *pari passu* um acervo notável de conhecimentos geológicos e geotectônicos sobre a origem evolução das bacias sedimentares, consoante projetos internacionais da litosfera (e.g. ILP/IUGS-UNESCO, o chamado *ILP Task Force*) com várias fontes de contribuição e vários encontros científicos e de campo. Estavam incluídos entre estes temas os processos de inversão tectônica, em geral. A somatória de observações levou à conclusão extremamente oportuna e feliz de que a formação de orogenias intracontinentais constitui caso extremo e excepcional dos processos de inversão. De Stephenson & Cloetingh (1991) a Sandiford & Hand (1998), a comunidade geocientista muito auferiu, devido a este flanco paralelo de contribuições advindas dos estudos sedimentológico-estratigráficos.

- d) Primeiras décadas do século atual – Por todo início deste século, com o progresso do conhecimento geológico e o auxílio dos métodos geofísicos, foi sendo reiterada a incidência de formação de orogenias no remoto interior das placas litosféricas, em condições bem diferentes daquelas preconizadas anteriormente (modelos originais dos anos 1970, ditas “plaquistas” e modelos da década de 1980, ditas “alternativas”). Na América do

Norte (*Ancestral Rocky Mountains*), na África (Atlas marroquino, Irumides, Kibarides), na América do Sul (Seridó, Espinhaço-Chapada Setentrional pró-parte, Jaguaribeano, na porção ocidental da Amazônia – “Orogenia Juruá”), na Ásia (Altai) e na Austrália (Petermann, Neoproterozoico; Alice Springs, Paleozoico) etc., estão entre os vários e contundentes exemplos dessas orogenias, considerando as premissas básicas de encurtamento e espessamento crustal, por deformação tectônica (do interior de placas litosféricas continentais), com extraordinário lastro de subsídios geológico-geotectônicos e geofísicos. De forma que, em praticamente todos os continentes atuais, têm sido apontadas e identificadas orogenias ditas intracontinentais, e onde não houve nenhuma participação de tratos de litosfera oceânica (algo impensável nos primórdios da Tectônica Global).

e) E como já acima mencionado ainda não há livros-texto recentes (final do século XX e início do século XXI) tratando especificamente do tema das orogenias intracontinentais. É compreensível que será difícil enquadrar em livro a riqueza (e o estágio de fluxo em muitos temas) do conceito, e a súpula das inúmeras publicações disponíveis. O acompanhamento de várias edições específicas de revistas especializadas no tema é condição obrigatória de qualquer profissional interessado. De antemão, destacam-se várias revistas especializadas (e.g. *Tectonophysics*, v. 188, 225, 226, 252, 475; *Gondwana Research*, 24, etc.), da década de 1990 e das primeiras décadas deste século, que vêm gradativamente destrinchando e complementando o conceito. E, fora delas, não há chances de acompanhar o tema.

Em resumo, esta tentativa de síntese está em grande parte baseada nas citadas publicações, mas ainda será tentativa em parte ousada, em parte pretensiosa e fatalmente incompleta, mas oportuna (como também já comentado previamente na Introdução). Como mencionado anteriormente, nas décadas iniciais deste século estão sumariados os principais elementos e conceitos sobre orogenias intracontinentais (Raimondo et al 2010, Kennett e Iafaldano 2013, Aitken et. al. 2013, Cloetingh et al. 2013, Raimondo et al. 2014 etc.). Estes trabalhos constituem excelentes sínteses e suportes para reflexão sobre o tema. Ainda restam muitos problemas não resolvidos nos sistemas orogênicos mais bem conhecidos, fato reconhecido por todos os autores mencionados, e é crescente o número de sistemas

orogênicos com evolução em aberto (candidatos a serem assim classificados). Particularmente, é oportuno evocar os casos de muitos orógenos neoproterozoicos da Plataforma Sul-Americana.

Os primórdios dos modelos da “Tectônica de Placas” clássica

Os “modelos geossinclinais” para faixas móveis, cujos últimos remanescentes são do início da década de 1960 (há algumas raríssimas e especiais exceções publicadas depois) deram contribuição interessante ao tema, mesmo porque os únicos compromisso e motivação dos autores era com a descrição (e não com as causas e relação com as geoesferas). Ao tratar/discorrer sobre “regeneração tectônica”, “reativação”, “maciços medianos e marginais”, “*orogenic belts*”, “faixas vestigiais”, faixas, sistemas e regiões “geossinclinais”, herança tectônica etc. aqueles autores estavam dando contribuição notável (da observação concreta e preciosa em escala grande, de conotação regional ampla), ainda que cientificamente pouco respaldada para subsidiar o progresso do conhecimento das orogenias como hoje se as conhece.

Com o passar dos anos, ao longo da guerra fria que se estendeu ao campo científico (Ocidente vs. Oriente), a contribuição dos “fixistas” (os adeptos dos modelos “geossinclinais”) raramente é evocada e reconhecida, e muitas vezes foi implacavelmente combatida. Algumas discriminações e análises das faixas orogênicas (do ponto de vista meramente descritivo) que tanto animavam a literatura sino-soviética e afins (e era combatida, hostilizada e até ironizada pelos “plaquistas” dos anos 1960) são hoje temas de interesse, de revisão apolítica, e da procura de aferição (geológica, geofísica), dos mais modernos tectonistas. Na verdade, é justo acrescentar que a maioria dos autores ocidentais (“plaquistas”) raramente reconhece esta preocupação e debate das escolas de contribuição soviética e afins. Desconhecer o mérito dos trabalhos ditos “fixistas, suas valiosas observações e informações (mesmo discordando delas) foi um procedimento anti-científico.

Como mencionado acima, em 1970, decorridos 120 anos da definição da Geotectônica como ciência, os geocientistas ocidentais fizeram a mais brilhante síntese sobre o problema, com o aparecimento dos modelos de Dewey & Bird (1970) (Fig. 1). A concepção de orogenias ortotectônicas (arcos

vulcânicos e arcos magmáticos) e paratectônicas (colisão continente-continente, continente-arco) (Fig. 1) em processos de convergência de placas litosféricas tem méritos notáveis, fincou marco indelével no desenvolvimento da história das geociências como um todo, recebeu um complemento igualmente importante e subsequente, o de Dewey & Burke (1973) (Fig. 2). Mesmo voltando a reitar os méritos incontáveis dos trabalhos seminais, alguns problemas (contestações a partir de muitas observações hoje consensuais) podem ser pinçados diante das premissas que os autores impuseram:

- Dois atores em colisão, sempre, em todos os modelos. Isto existe, mas apenas muito raramente.
- Linearidade e singeleza no traço de interação. Isto é raro, ou simplesmente não existe.
- Deformação restrita ao lugar geométrico da interação. Isto não é fato.
- “Máxima” promulgada: a litosfera continental seria “indestrutível, indigerível e insubmersível”. Todos sabem hoje – por muitos exemplos e consoante vários distintos campos de pesquisa – que tudo isto não é fato. O inverso de todos estes adjetivos está sendo cada vez mais sendo reiterado.

- Exorbitância de uso como paradigmas do continente norte-americano e de apenas alguns poucos orógenos de tempos fanerozoicos. “Esquecimento” (não citação, nem consideração) inaceitável das orogenias variscano-hercínicas, e de todas aquelas do pré-Cambriano.

- Pode-se antecipar e acrescentar aqui, relativo a estes trabalhos acima (que omitiram

esse conhecimento), e de todos anteriores e sucessores da “Teoria Tectônica de Placas mais remota” (de Wilson 1965 a Mitchell & Reading, 1971, por exemplo) o que hoje é sabido: que as placas não são verdadeiramente rígidas (England 1982, Gordon 1998), e que seus limites não são precisamente bem definidos (como se pensava na década de 1970).

Em resposta (premeditada ou não necessariamente) a estes modelos, surgiram vários trabalhos na Europa (faixas hercínicas), na Ásia (Himalaia-Tibete) e na África e Austrália (faixas pré-cambrianas) que os contestavam frontalmente. Uma multidão de trabalhos bem subsidiados reiterara, dentre outros – das mais diferentes formas – os problemas acima pinçados e apontados (de “a” a “f”). Por conta disso, o modelo de Dewey & Burke (1973) foi lançado tentando atender parte das muitas críticas aos modelos de orógenos colisionais (paratectônica). Vários autores passaram a considerar o retrabalhamento em larga escala do embasamento nas interações para-

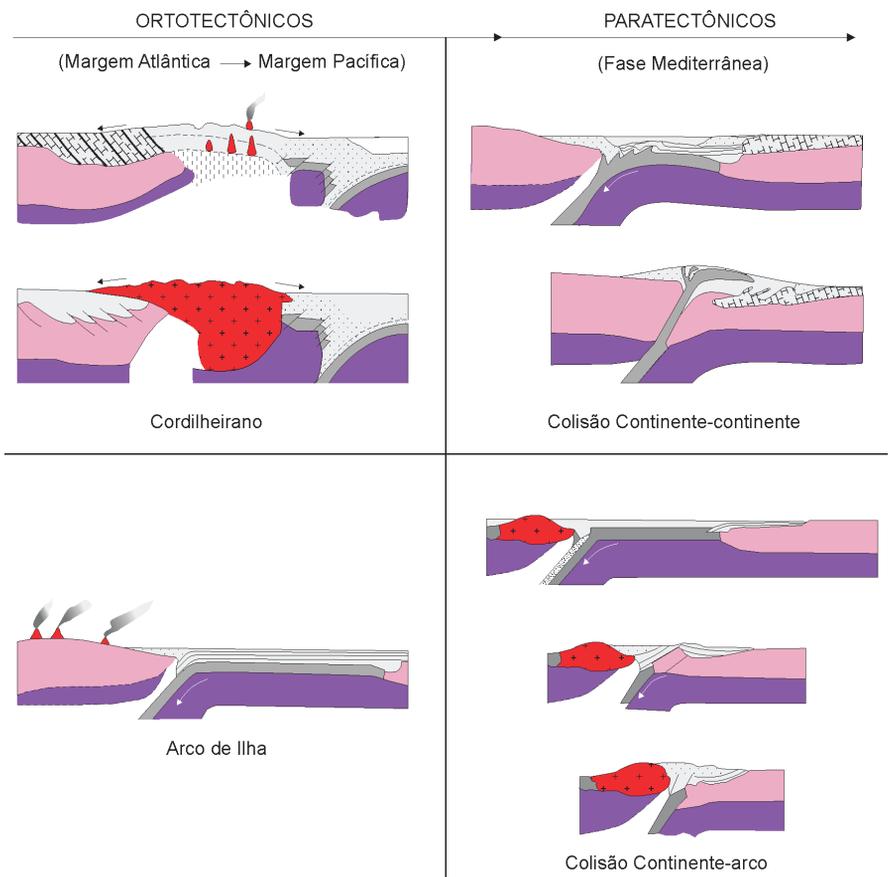


Figura 1. Os primeiros modelos de orogénia baseados em Tectônica de Placas, de Dewey & Bird (1970), já prescrevendo as orogénias acrescionárias (ortotectônica) e as colisionais (paratectônica). Estes modelos podem ser considerados um marco indelével no desenvolvimento do conhecimento tectónico

COLISÃO CONTINENTAL E REATIVAÇÃO DO EMBASAMENTO

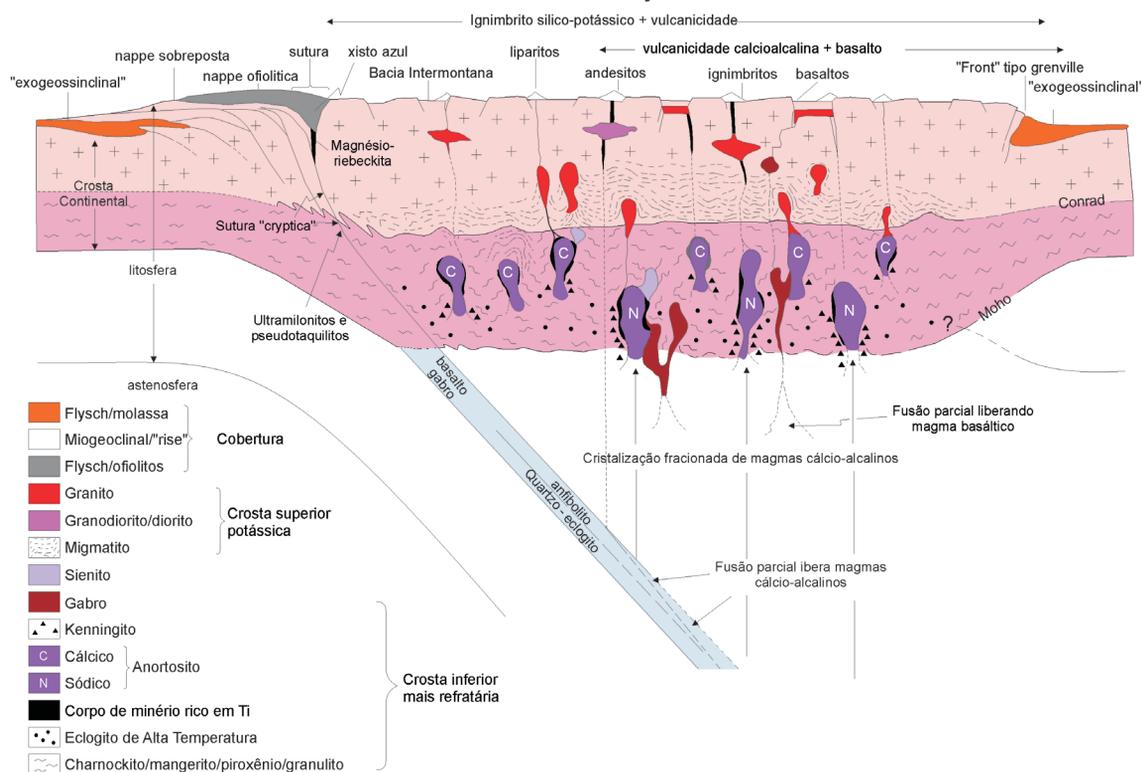


Figura 2. O modelo "Tibetan, Variscan, Precambrian Basement reactivation" de Dewey & Burke (1973). No modelo, os autores procuram responder/atender a inúmeras críticas que surgiram após a edição do modelo de Dewey & Bird (1970), da figura 1 acima, advindas de autores trabalhando nas orogênicas alpino-himalaiana, hercínico-variscanas e em domínios de faixas proterozoicas

tectônicas, com exemplos oportunos na Europa, na Ásia e na África. Interessante é reiterar que aquele modelo de Dewey & Burke (1973), exposto na Fig. 2), que pretendia aprimorar os anteriores, foi de forma oportuna e incisiva denominado de "Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation" (vide Referências). Esta designação era uma forma de dirigir a respostas àqueles contestadores da Ásia, Europa e África.

Um passo à frente foi consubstanciado, no mesmo ano e em anos subsequentes para as faixas móveis fanerozoicas norte-americanas (e não apenas). Coney (1973) e Lowell (1974) mostraram exemplos incontestáveis da progressão da deformação, saindo das linhas do lugar geométrico da interação das placas para adentrar centenas de quilômetros no sentido do interior dos continentes, discriminando incisiva e respectivamente os termos "foreland-thrust and fold belts" e "foreland basement deformation". As tipologias não se enquadravam ou não tinham abrigo nos modelos de Dewey & Bird, nem de Dewey & Burke acima descritos. A Figura 3 sintetiza o entendimento deste tipo de deformação, de forma simplista é verdade, para o caso das

colisões pós-arco, com as vergências estruturais voltadas para as placas superior (a que fica por cima da zona de subdução) e inferior (a placa que entra em subdução). Estas observações (Coney 1973, Lowell 1974, principalmente, mas não exclusivamente) foram muito oportunas e importantes. Uma síntese notória destas observações foi arquitetada por Hatcher e Williams, 1986, consoante um esquema "ideal" de evolução de um orógeno, e dos elementos tectônicos então formados. Este trabalho de 1986 marca decisivamente e deixa claro o fato de que os autores norte-americanos estavam à margem de todas as pesquisas sobre a deformação da litosfera continental (longe dos "orógenos") que era corrente por cientistas de outros continentes (vide parágrafos seguintes).

Por toda a década de 1970, muitos outros trabalhos foram publicados insistindo na deformação do embasamento no interior dos continentes, principalmente na Europa (e.g. Illies 1973, 1975, 1981) e na Ásia (e.g. Molnar e Tapponnier 1975, 1978), devido aos esforços advindos das zonas orogênicas (Alpes e Himalaias) mais a sul. É oportuno destacar aqui as sínteses convincentes sobre o tema

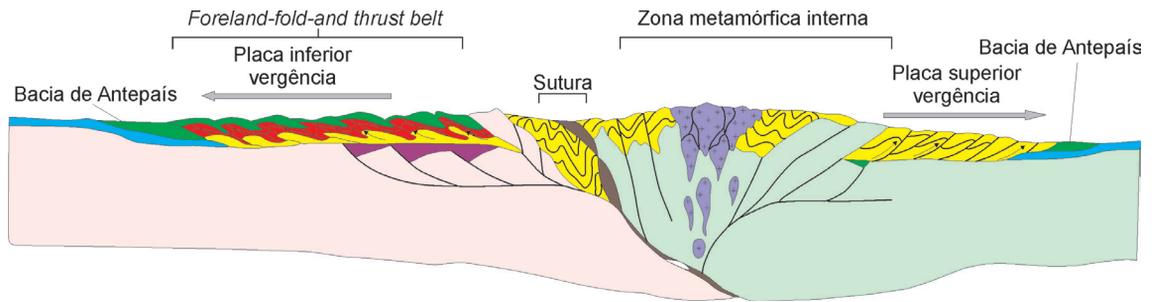


Figura 3. Esquema da progressão da deformação a partir do lugar geométrico das suturas, respectivamente para os interiores dos além-países e antepaíses. Baseado nos trabalhos iniciais de Coney (1973) e Lowell (1974) – portanto na década dos "70" - contribuindo para o aperfeiçoamento dos modelos das figuras 1 e 2 acima

feito *a posteriori* por Mercier (1984) e Hancock & Bevan (1987) (Fig. 4), entre outros. Todos contribuíram bastante para fazer cada vez mais conspícuo o reconhecimento das deformações adentrando o interior de placas litosféricas.

É necessário destacar aqui também a notável síntese de Bally (1981, *Thoughts on the tectonic of folded belts*), que precedera tanto Mercier (1984) como Hancock & Bevan (1987). Além de alargar os horizontes dos modelos anteriores, considerou como fato a subdução (e com exemplos) da litosfera continental (*"A" subduction*) e mais, trouxe uma observação global sobre o que se passa hoje na face da Terra. Particularmente, deve-se destacar a identificação feita (figurados em *mapa-mundi*) dos remanescentes do embasamento pré-cambriano remobilizados no interior das faixas orogênicas fanerozoicas, algo absolutamente impensável e inaceitável pelos tectonicistas do mundo ocidental (ditos "plaquistas").

Ainda dentro do que distinguimos como primórdios, vale registrar o trabalho de Kingston et al. (1983), baluarte no estudo da tectônica formadora (*basin forming tectonics*) e deformadora (*basin modifying tectonics*) das bacias sedimentares, e mais ainda, no caráter poli-histórico atribuído às bacias sedimen-

tares em geral. Baseados no estudo de cerca de seis centenas de bacias petrolíferas no mundo, os autores estabeleceram uma classificação alfanumérica para as bacias sedimentares e mostraram dois grupos distintos de deformação de bacias (Fig. 5) Primeiro, trataram daquelas deformações produzidas por simples transcorrência nas proximidades da bacia, e segundo (e mais interessante ao tema central aqui trabalhado), cuidaram da classificação daquelas deformações auferidas por uma bacia sedimentar devido ao desenvolvimento de uma faixa móvel a ela adjacente. Em

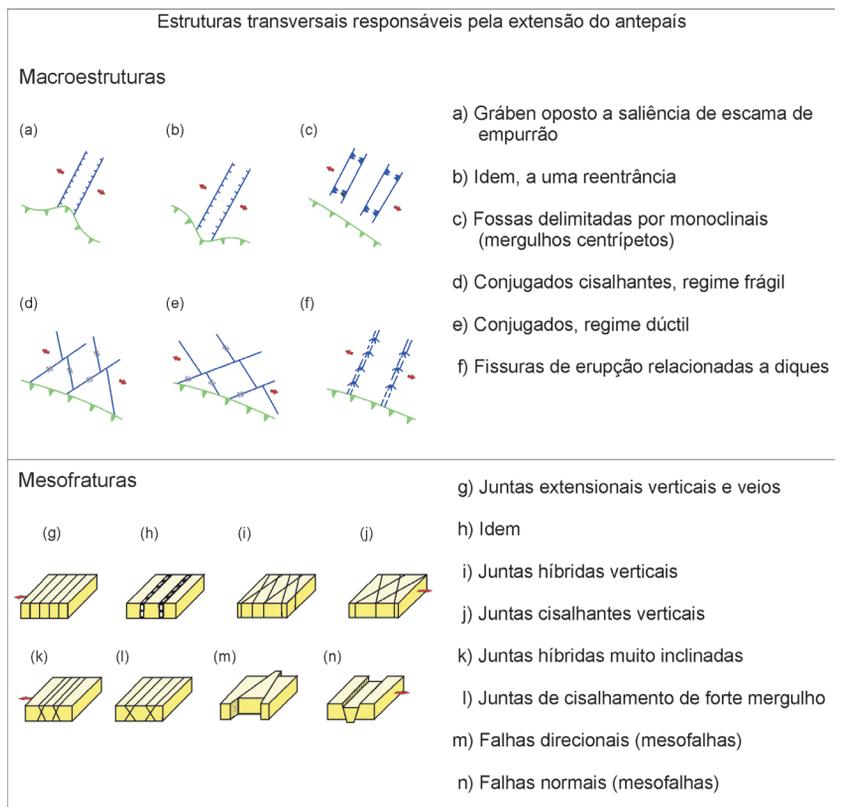


Figura 4. Tentativa de sistematização dos esforços (e respectivas estruturas extensionais) advindos das zonas de colisão no sentido do antepaís de Hancock & Bevan (1987), tendo a região norte dos Himalaias como principal contexto de observação

ambos os casos modelaram seis graus de intensidade de deformação, de muito fraco até muito forte. O trabalho é de grande valia (infelizmente pouco citado), fundamentado em experiências concretas, sendo complemento notável aos trabalhos de Coney (1973), Lowell (1974) e Bally (1981).

Embora o trabalho de Kingston et al. (1983) não tenha tido pretensão direta de abordar o tema das orogênicas intracontinentais, pois o objetivo eram as bacias petrolíferas e proposição de nova classificação para bacias sedimentares, é importante para quem se preocupa com esse tipo de orogênia, pela clareza, oportunidade e riqueza de exemplos. Mesmo que a preocupação/meta dos autores objetivasse elucidar a formação e deformação de bacias sedimentares (com foco em

recursos petrolíferos), o artigo contém marcante encadeamento do problema, ao analisar a tectônica de formação/subsidência e de deformação. Lamentavelmente, este trabalho é pouco citado e utilizado; se tivesse sido considerado na amplitude que merece, o progresso do conhecimento no tema orogênicas intracontinentais teria avançado mais rápido.

Sem a pretensão de uma análise crítica muito rigorosa, deve ser adiantado que nos clássicos livros-texto de Geotectônica que circulam com frequência no Brasil (e.g. Condie 1997, Condie 2001, Condie 2011, Moores & Twiss 1995, Kearey et al. 2009 entre os mais destacados) todo este histórico de passagem da Tectônica de Placas clássica (dos anos 60 e 70) para os “adendos” (pós-anos 70), e

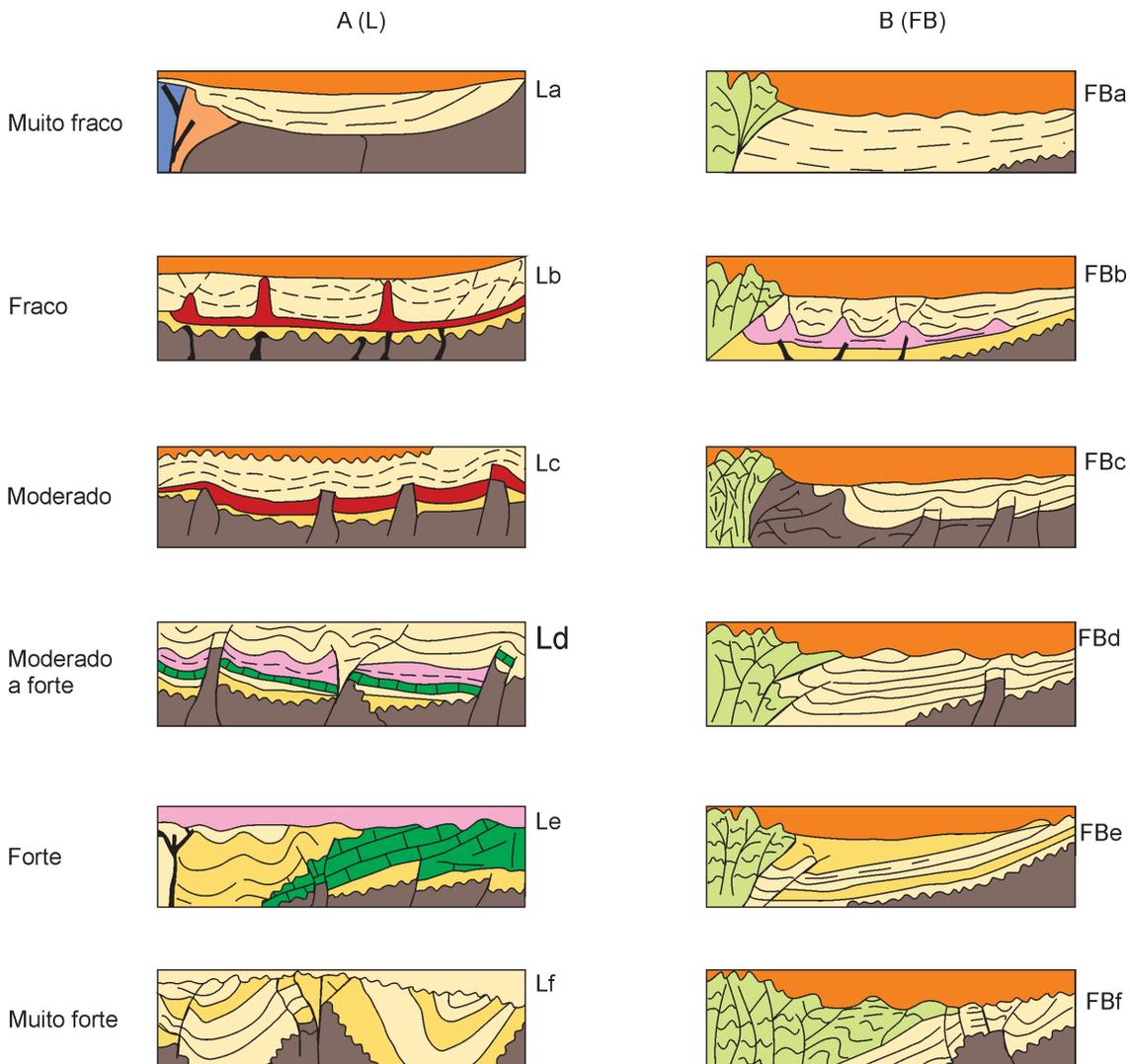


Figura 5. Esquemas propostos por Kingston et al. (1983) para discriminar as várias possibilidades de deformação (modo e intensidade) de uma bacia sedimentar nas proximidades de uma falha transcorrente -A(L)- e/ou de uma faixa móvel adjacente -B (Fb)-. Os esquemas foram baseados em observações de várias centenas de bacias petrolíferas do mundo

dai para a concepção de orogenias intracontinentais não é tratado de forma adequada. São muitas as omissões e o desinteresse no tema (há uma falta notória de auto-crítica), o que é um prejuízo para o desenvolvimento do conhecimento científico. Pode-se discriminar como uma exceção o livro de Pluijm & Marshak, 2nd ed., 2004, no qual a deformação dos continentes (áreas distais das zonas orogênicas) é tratada francamente em alguns capítulos. No presente trabalho, como compromisso assumido rapidamente no Resumo, o resgate deste histórico é uma tentativa a ser cumprida.

Os “adendos” aos modelos da “Tectônica de Placas” clássica e os consequentes modelos “alternativos”

Ao longo dos anos 1970, sucedendo os trabalhos de Dewey & Bird (1970) e Dewey & Burke (1973) e outros ditos “plaquistas” a eles vinculados, muitas observações procedentes foram sendo aduzidas ao conceito de Tectônica de Placas, ora baseados em fatos geológicos incontestes (considerados “novos”, ou pelo menos, não antes preconizados), muitas vezes com o respaldo geofísico, ora para subsidiar alguns (“novos”) modelos que tentavam explicar várias descobertas inusitadas, “novas”. Gradativamente foram sendo reconhecidos e propostos alguns “adendos” fundamentais (vide Brito Neves 1985, Brito Neves 1995, Carneiro et al. 1994), como por exemplo:

- a) o caráter não monolítico das placas litosféricas, apontando-se diferenças fundamentais do comportamento reológico de crosta superior, crosta inferior e manto litosférico, e outros tipos de interações de magmatismo
- b) as concepções relativamente inovadoras de *underplating* (Brigdwat et al. 1974),
- c) a possibilidade de se destacar “flacas” (frações poligonais extraídas das placas) e outros fragmentos de uma placa (*flake tectonics*, Oxburg 1972) ou de outra durante os processos de interação das mesmas,
- d) a possibilidade e a constatação de delaminação (as causas do processo são muito polêmicas, não consensuais). O acoplamento crosta-manto litosférico foi considerado pouco vigoroso e viável de desmantelamento (e, provavelmente, e só poderia ter ocorrido apenas em tempos pós-Arqueano),
- e) o reconhecimento de orogenias intracontinen-

tais (“aulacógenos múltiplos”) entre “altos” de embasamento (Martin & Porada 1977, entre outros).

- f) ocorrência da subdução A, de litosfera continental (Kröner 1977, Bird 1978, Molnar e Gray 1979, Bally 1981 etc., entre outros), fenômeno que passou a ter reconhecimento em várias escolas do estudo de Tectônica, de conhecimento científico e com exemplos/propostas de campo, em diferentes circunstâncias e continentes.

As observações e ingredientes inovadores, subsidiadas por geologia regional, petrologia ígnea, litogeoquímica, geofísica etc., foram considerados como “adendos” incontestes e inalienáveis dos conceitos da Tectônica de Placas etc. Assim, eles tiveram que ser e foram sendo gradativamente incorporados aos então novos modelos de orogenia. Na maioria dos casos, os modelos foram empregados em domínios do Pré-Cambriano, como os oriundos de Martin & Porada (1977), Kröner (1981) e Etheridge et al. (1984, 1987, Fig. 6). Estes modelos – e seus fundamentos básicos – foram largamente discutidos em seção especial do Congresso Geológico Internacional de Paris (uma sessão técnica específica), em 1980 e em anos subsequentes. Tiveram ampla divulgação e mudaram as perspectivas da tectônica s. l. (vide discussão em Brito Neves 1985, Carneiro et al. 1994).

Após o primeiro livro editado sobre o tema e os seus mais diversos tópicos, de Kröner (1981, *Precambrian Plate Tectonics*), em grande parte resultante de trabalhos apresentados e discutidos no Congresso de Paris), merece ser destacado o livro seguinte e mais enfático, por Martin e Eder (1983, *Intracontinental Fold Belts*). O livro trouxe uma coleção de trabalhos sobre sedimentação, evolução crustal, tectônica etc., sobre as orogenias intracontinentais, mais incisivamente abordando aquelas reconhecidas no Variscano da Europa e no Damara, no sudoeste africano. Os modelos para o Damara (e.g., Porada 1983 e Martin 1983a, 1983b), capítulos deste livro, incorporam e sintetizam de forma elogiável a aplicação dos chamados “adendos”, acima referidos.

Os modelos ditos “alternativos”, que incorporam os “adendos” à Tectônica de Placas clássica de diferentes autores, são na verdade, muito semelhantes entre si, no encadeamento dos processos, como por exemplo, na recorrência da sequência de eventos:

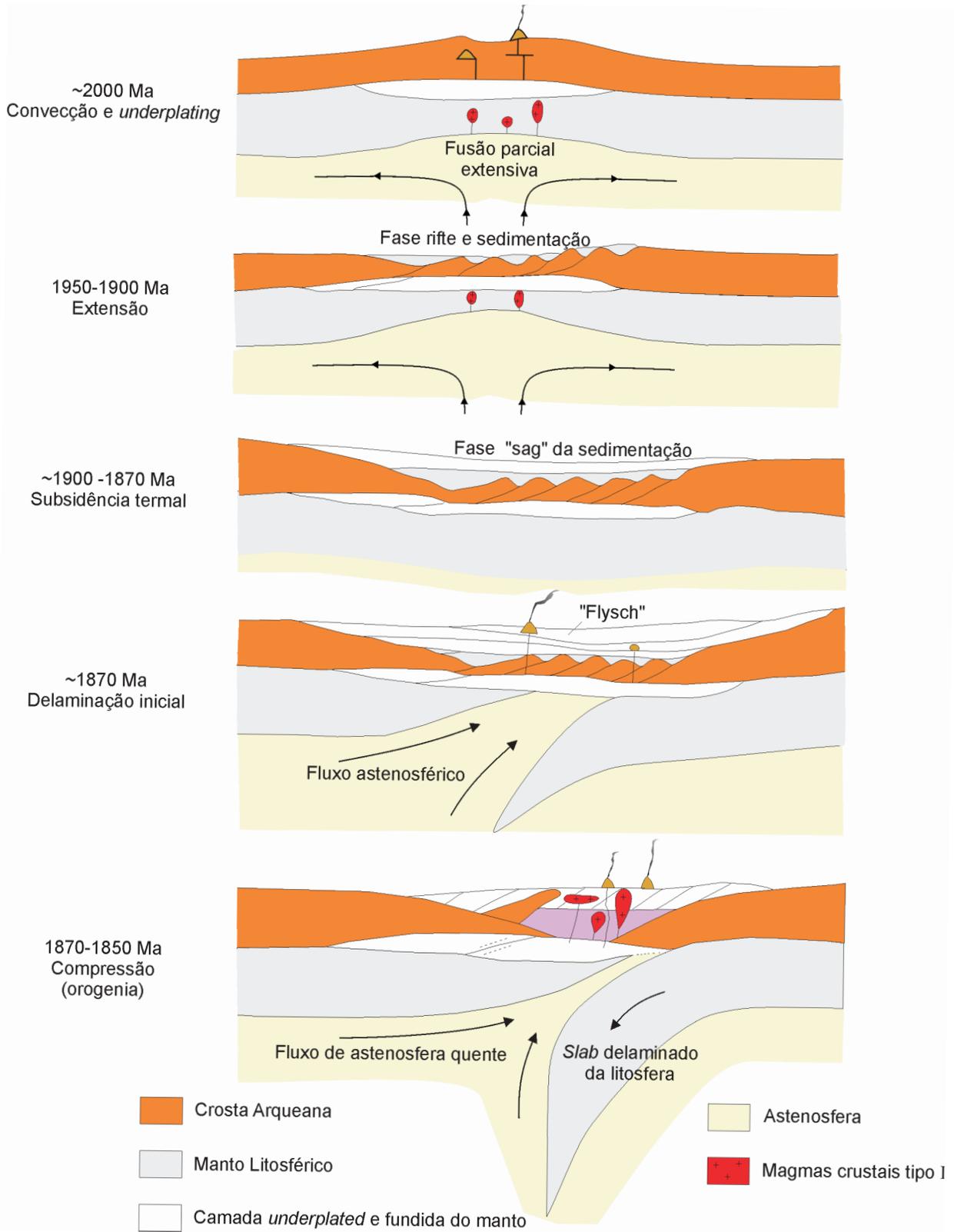


Figura 6. O modelo de orogenia intracontinental de Etheridge et al. (1984, 1987), que levou em consideração várias "descobertas novas" (*underplating*, delaminação, subdução A, retrabalhamento do embasamento etc. - os chamados "adendos"). Este é considerado um dos mais completos e mais bem respaldados modelos, entre aqueles ditos "alternativos" dos anos "80", para orogenias intracontinentais

Anomalia térmica intracontinental → formação da bacia primordial → *underplating* + delaminação → máxima expansão da lâmina d'água → contração termal, esta seguindo o início da subdução "A" (quando fração importante de porções da crosta e do manto litosférico seriam então consumidos) → desenvolvimento/formação da orogenia (sem participação de litosfera oceânica). Todos realçaram o comportamento reológico distinto esperável entre os diversos partícipes da litosfera continental

Igualmente, em todos os casos modelados, são semelhantes os tipos de magmatismo propostos/envolvidos e os tipos de edifícios orogênicos formados. Por isto, foi escolhido para representar da melhor forma esta linha de modelos, aquele de Etheridge et al. (1984, 1987. "BMR model") (Fig. 6), posto que é posterior a maioria dos anteriores, mais completo e foi aquele mais bem subsidiado (gravimetria, petrologia ígnea, geoquímica, geocronologia). O modelo/esquema retrata muito bem a concepção de todos os outros da linha "alternativa". Como pode ser visto no parágrafo anterior, tem toda sequenciação de eventos propalados por seus antecessores. O modelo foi utilizado para as faixas orogênicas chamadas do Ciclo Barramundi (ca. 2.000-1.850 Ma) do Orosiriano na Austrália (faixas Halls Creek, Pine Creek, Arhem, Mount Isa etc.), foi motivo de um simpósio específico, com participação (excursões de campo inclusive) de vários geocientistas de todo mundo (inclusive com a participação de alguns geólogos brasileiros).

Todos os modelos alternativos são hoje considerados "descartados", ou em condições de preservação renitente (até mesmo pelos proponentes), face ao progresso do conhecimento (para o qual eles efetivamente contribuíram), mas marcaram época; deixaram rastros importantes na história da tectônica. De forma geral, a maioria deles hoje encontra explicação melhor e maior respaldo científico no novo panorama tectônico de interpretação de orogenias intracontinentais vigente no século atual (e que será discutido).

O reconhecimento amplo de ocorrências de deformação intraplaca: o fecho da década de 1980 e etapas imediatas (década de 1990)

Uma fase nova de evolução dos conhecimentos pode ser dita e então pré-inaugurada por Ziegler

1987 (*Tectonophysics*, 137), com o livro editado por Cooper e Williams (1989, *Inversion Tectonics*), ambos com notável seleção de trabalhos sobre deformação intraplaca, ainda que enfocando mais incisivamente o antepaís alpino.

Daí, por toda a década de 1990, o Projeto Internacional da Litosfera, por intermédio do grupo de trabalhos "IUGS-ILP *Task Force*: Origin of Sedimentary Basins" comandou uma série de trabalhos/reuniões científicas dirigidas sobre a tectônica formadora ("origem") e deformadora de bacias do interior de placas, colimando um acervo inenarrável no avanço do conhecimento, que deve ser procurado principalmente, mas não exclusivamente nas edições especiais do *Tectonophysics* daquela década (volumes 105, 137, 199, 225, 226, 252 e 305). O conjunto de edições específicas trouxe notável salto qualitativo ao conhecimento da Geotectônica, e que, como mencionado (infelizmente), está ausente ainda aos livros-texto. Igualmente importante e concorrente no tempo foi a edição especial da mesma revista, editada por Marshak et al. (1999), que será relatada e discutida mais adiante (vol. 305, *Tectonophysics*).

Em edição especial do *Tectonophysics* (vol. 137) sobre a inversão de bacias sedimentares mesozoicas, editada por Ziegler (1987), vários autores começaram a abordar francamente o tema tectônica intraplaca (antigamente cunhada e tratada de "germanótipo" pelos autores da escola "fixista", e/ou "autônoma"), considerando-a como resultado dos processos de interação de placas (e da propagação continente adentro dos esforços ali gerados). Pode-se atribuir a estes trabalhos o fomento de uma nova fase do conhecimento científico. Pelo que se falava e interpretava antes, a nova fronteira, embasada de forma impecável nos estudos geológicos e geofísicos, pode ser considerada revolucionária. Embora o assunto não fosse absolutamente novo (vide Kingston et al. 1983), a edição comandada por Ziegler teve propagação bem mais ampla no cenário internacional.

Fechando a década, o livro editado por Cooper & Williams (1989, *Inversion Tectonics*) trouxe um apanhado muito importante de modelamentos e conceitos teóricos, causas de inversão tectônica nos Alpes e no domínio de seu antepaís, inversão da plataforma continental europeia e a discussão de outros ambientes tectônicos interessantes. Neste livro, e naquela publicação pouco anterior, Ziegler, em vários trabalhos (1975, 1989, 1995) começou a transparecer – de forma muito clara e

conspícua (subsidiado por outros autores) – que os esforços gerados durante a orogenia alpina (fase final colisional) interferiram flagrantemente (do ponto de vista tectônico) no antepais euroasiático, afetando seu embasamento, suas descontinuidades, estruturas, coberturas etc., por distâncias superiores a 1.300 km, a partir do lugar geométrico onde ocorrera a interação. Ao mesmo tempo, os autores apontaram a influência de esforços gerados em zonas colisionais, em diversas plataformas do mundo (báltica, africana, norte-americana etc.), com idênticos raios de ação, aspecto reiterado por diferentes autores nos diversos capítulos do livro mencionado, com exemplos. Pouco antes, Bott e Kuznir (1984) já haviam tratado dos esforços renováveis e não renováveis gerados nas zonas de interação de placas, apontando cálculos de valores entre 20 e 1000 MPa.

A propósito, na mesma linha de raciocínio, Hand & Sandiford (1999), na década posterior, tomando proveito dos muitos dados propalados, cunharam a máxima moderna, atual e extremamente oportuna expressão que diz: “orogenia intracontinental é caso extremo de inversão de bacias sedimentares”.

Neste sentido e propósito, é oportuno destacar e reiterar aqui os trabalhos incisivos sobre dobramento da litosfera no interior continental, em consequência aos esforços gerados em zonas de interação próximas ou remotas. Isto está registrado de forma muito clara nos artigos pioneiros de Stephenson & Cloetingh (1991) e Cloetingh et al., (1993), ambos de edições especiais de *Tectonophysics*, onde foram apontados exemplos de várias partes do mundo. Nas edições foram descritos de forma pormenorizada dobramentos na Ásia Central (vide Nikishin et al. 1993, Burov et al. 1993, entre outros). Os exemplos de deformação (dobramento) na litosfera continental e oceânica, resultantes de esforços distais (*far field stresses*), estão muito bem discutidos e registrados com exemplos nesses trabalhos e serão aqui enfatizados.

Todo o conjunto de edições de *Tectonophysics* dos anos 1990 é de leitura obrigatória (sem outra alternativa) no trato da formação e inversão de bacias sedimentares, dobramento das placas litosféricas continentais e oceânicas, da deformação intraplacas e das orogenias intracontinentais. Para os dados e principais conclusões do “ILP/UNESCO *Task Force*” acima referido, há um outro número especial de *Tectonophysics* (volume 475, 2009, editado por Bertotti et al.) no qual foi conduzida notável sín-

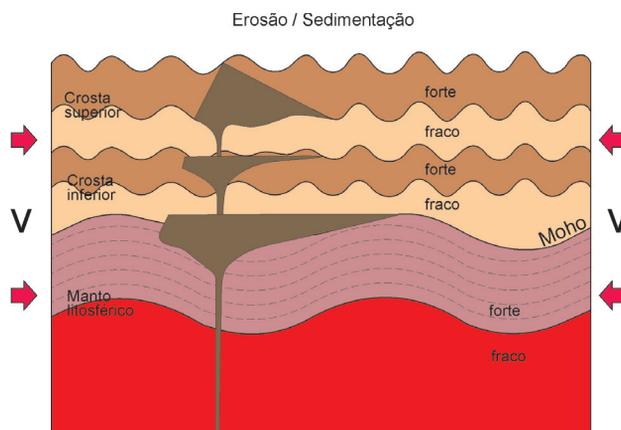


Figura 7. Esquema de dobramento para uma litosfera devidamente estratificada do ponto de vista reológico, com sedimentação nas áreas rebaixadas e erosão nos “altos” adjacentes. A superfície mais externa das dobras (superfície envoltória), onde a amplitude é máxima, pode ser afetada pelos processos exógenos. Adaptado do original de Cloetingh & Burov (2010)

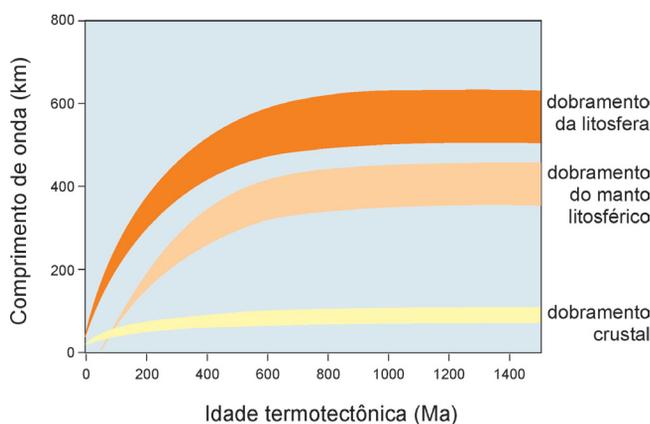


Figura 8. A importância da idade termotectônica (idade termal) nos comprimentos de onda respectivamente dos dobramentos da litosfera como um todo, do manto litosférico e da camada crustal. Modificado do original de Cloetingh & Burov (2011)

tese dos mecanismos causadores dos movimentos verticais da litosfera e temas afins.

É oportuno registrar que, em parte antecedendo os profissionais engajados no *Task Force* do ILP/UNESCO, várias das causas da subsidência já haviam circulado entre diversos cientistas. Se eram conhecidas de forma incompleta por uns, a verdade que a menção a estas causas (a maioria delas) circulava amplamente, de uma forma ou de outra, todas ou a grande maioria das causas era conhecida (vide Tabs. 1 e 2), ou havia de uma maneira ou de outra já sido detectada. O trabalho do chamado *Task Force* foi abrangente, reuniu uma multidão de cientistas do mundo inteiro, realizou diversos encontros e excursões de campo (devidamente pré-escollhidas),

de forma que das muitas coisas e causas discutidas, nem todas podem estar presentes na síntese de Bertotti et al. (2009, Fig. 9).

No fecho do século passado, na condição de editores do número 305 de *Tectonophysics* (*Tectonics of the Continental Interiors*), Marshak et al. (1999) fizeram uma análise crítica (em parte autocrítica) aos baluartes da tectônica de placas pelo desprezo (ou pelo menos condição secundária como foi tratada antes) a natureza e compartimentação tectônica do interior dos continentes, sempre de forma algo minorativa e/ou vaga. No prefácio desta coletânea, reconheceram a grande variedade (natureza, condições/idades tectônico-termiais) possível na litosfera continental. Pelo menos dez tipos de condições/ tipos de crosta continental foram então discriminados, dentre os quais pelo menos três se referiam àquelas que foram marcadamente atingidas pelos processos de deformação de crosta continental.

A discriminação de Marshak et al. (1999), complementada em Marshak et al. (2000), na observação do *Mid-continent* é válida, ela se apresenta sintetizada na Tabela 1. Mesmo que nem todas as possibilidades de natureza, estruturação, composição, idade tectono-termial etc. estejam ali configuradas (a diversidade dos interiores continentais muito dificilmente

poderá/poderia ser enquadrada em apenas uma dezena de tipos), esta é uma chamada de atenção importante (vide Marshak et al. 2000) para aqueles que muitas vezes esboçam modelos reducionistas, nos quais a litosfera continental costuma ser tratada como “monolítica” e “homogênea”.

Ainda na citada edição especial de *Tectonophysics* (vol. 305, 1999), destacam-se os trabalhos de Sandiford e de Hand & Sandiford, que são um fundamento sobre o desenvolvimento termomecânico esperado no interior dos continentes, que precede e sucede a aplicação de esforços compressionais à sua volta, os chamados *far field stresses* ou *S-plane stresses*. Os autores discutiram com muita propriedade os processos tectono-termiais da litosfera continental, suas causas e seus efeitos; o condicionamento da litosfera precede a instalação das bacias sedimentares (“enfraquecimento”, ou decaimento da rigidez a ser discutido) e a subsequente aplicação de esforços tangenciais.

Os artigos constantes na edição de Marshak et al. (1999, *Tectonophysics*, v. 305) são considerados importantes para entendimento dos processos deformacionais do remoto interior das placas. A iniciativa de observar em primeiro lugar as condições prévias do embasamento – longe das

Tabela 1. Tipos distintos de natureza da crosta continental a serem discriminados. De Marshak et al. (1999), Marshak et al. (2000).

Natureza e condição da crosta	Ambiência Tectônica	Idade
A – Crosta em orógeno de margem continental	Faixa Móvel acrescionária ou periférica	Cenozoico
B – Crosta em orógeno colisional ativo	Faixa móvel colisional ou interior	Cenozoico
C – Crosta em rifte ativo	Rifte/Tafrógeno ativo	Cenozoico
D- Crosta em margem transformante	Faixa móvel transpressional interior	Cenozoico
E – Crosta reativada (não ativa termotectonicamente desde o Mesozoico)	Várias possibilidades, margens cratônicas, “maciços medianos”	Mesozoico
F-Crosta em orógeno convergente (não afetado por tectonismo desde o Mesozoico)	Faixa móvel acrescionária mesozoica (não retrabalhada desde então)	Mesozoico
G – Crosta continental em rifte mesozoico, agora adjacente à margem continental ou rifte inativo	Margens continentais de tipo Atlântico e/ou margens de riftes mesozoicos abortados	Mesozoico
H - Crosta afetada por atividade termo-tectônica paleozoica e não mais retrabalhada	Várias possibilidades, faixas móveis hercínicas, embasamento das faixas hercínicas/variscanas	Paleozoico
I – Crosta afetada por deformação e metamorfismo penetrativos proterozoicos e não mais retrabalhadas	Crátons sinbrasilianos, sinpanafricanos (As “plataformas” da Carta Tectônica do Mundo)	Proterozoico
J – Crosta afetada por atividades termotectônicas exclusivamente arqueanas	Alguns núcleos cratônicos arqueanos, núcleo-sementes arqueanos de cratons do Proterozoico (PaleoNeoproterozoico.)	Arqueano

Tabela 2. Principais esquemas de identificação dos agentes causadores da subsidência, consoante diversos pesquisadores, a partir da década de 1980 (precedendo o projeto específico do ILP/IUGS).

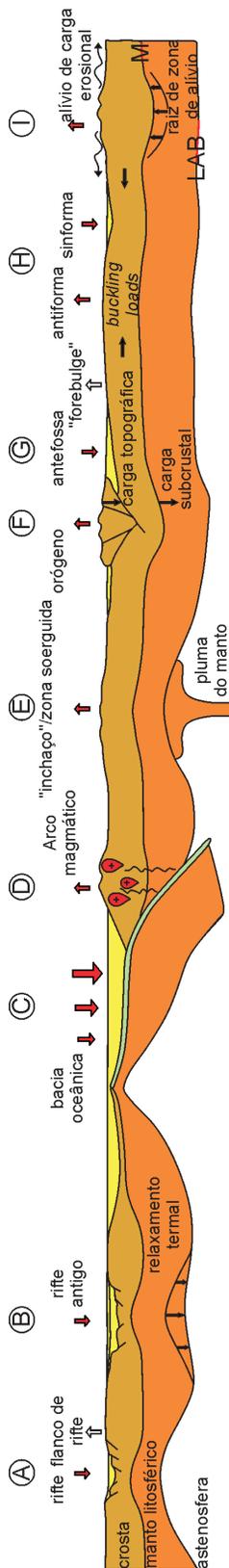
A- W. Bally 1980	Bally & Snelson 1989	Klein & Hsu 1987 Klein 1991	Hartley e Allen 1994 Klein 1987 Allen & Armitage 2012	Ensele 2000	Ingersoll 2012
Hereditariedade	Hereditariedade (rifte precursor)	Rifte precursor, associado pluma		Hereditariedade - natureza da crosta e da sua história prévia. Subsidência pós-rifte precursor	
Peso dos sedimentos e vulcanismo			Peso dos sedimentos		Carga vulcânica e sedimentar
Contração termal pós-aquecimento	Contração termal pós-aquecimento		Contração termal pós-aquecimento		“Stretching” litosférico, erosão durante a subida e remoção de magma
“Stretching” litosférico Crosta superior rúptil, crosta inferior dúctil	“Stretching” litosférico				
Subsidência mecânica por intrusões de diques, ultramáficas, diapiros	Intrusões rochas densas na litosfera	Subsidência mecânica , intrusões ígneas com excesso de massa			
Mudanças de fase e densidade na crosta inferior (metamorfismo)	Mudanças de densidade subcrustais por metamorfismo	Mudanças de densidade subcrustais por metamorfismo	Mudança de fase (densidade) na crosta profunda	Mudanças de fase (densidade) na crosta profunda.	Conversão de astenosfera para manto durante resfriamento
“Oceanização”: materiais máficos e ultramáficos ascendentes		Vulcanismo toleítico, sucedâneo ao rifteamento		Formação de eclogitos	Densificação crustal. Penetração de fundidos densos na crosta
Creep da crosta inferior e média em margens continentais		Associado com margens passivas: aulacógenos, flexuras			
“Melt” subcrustal (“underplating”)	Fluxo termal elevado		“Undeplating” basáltico, anorogênico		“Underplating”: Carga subcrustal
Associado com plumas e LIPs sob a litosfera			“Magmatic upwelling”. Plum. LIPs		
Processos globais de subsidência e de “uplifts” - mudanças do nível do mar		Processos globais de subsidência e “uplifts”- mudanças de nível do mar	Fluxos astenosféricos de grande escala: topografia dinâmica. “In plane stresses”	“Long-wave - length undulations”. “In-plane stresses”	Fluxo astenosférico F (subdução, delaminação)

* continua na próxima página

* continuação da tabela 2

Processos globais de subsidência e soerguimento das zonas cratônicas (sequências sedimentares e discordâncias)		Processos globais de subsidência e soerguimento das zonas cratônicas (sequências sedimentares e discordâncias)	Processos globais de fissão de supercontinentes (Rodínia, Gondwana, Pangea)	Processos globais de quebra de supercontinentes	
Cargas de empurramento (Tectônica de “foreland” e “thrusting”)		Cargas tectônicas e flexura na litosfera	Carga flexural + “In plane stresses		Carga tectônica durante “overthrust” e “underpulling”
Arcos extensionais e bacias de retroarco					
“Zonas de uplifts” e “arcos” na periferia da bacia e subsequente depressão do sítio da bacia	“Zonas de uplifts” terminais e arcos periféricos ao sítio da bacia				
Resposta da litosfera à subdução alhures					
“Uplifts” de espessamento transpressional	Perissuturais: Litosfera rígida associada com fossas, antefossas e zonas compressionais	Associadas com margens ativas: Fossa, antefossa, intra-arco, retroarco, “foreland”			
Estiramento crustal associado com zonas transformantes e cisalhantes	Epissuturais: dentro de megassuturas	Associadas com transformantes <i>Pull-apart</i> <i>Transpressional</i>			
Astroblemas. depressões causadas por choques com corpos extra-atmosféricos					
Casos especiais de depressões formadas por desabamento cárstico em subsuperfície					
Somatória de duas ou mais causas acima em sequência		Somatória de causas geodinâmicas: poli-históricas, sucessoras e ressurgentes		Bacias de evolução multifásica	

Observação. Vide adicionalmente: Allen & Allen 2005, Busby & Azor 2012, Klein 1991



- A- Afinamento crustal por estiramento
- B- Resfriamento térmico de uma litosfera afinada
- C- Resfriamento e espessamento de litosfera oceânica
- D- Espessamento crustal por adição magmática (acresção)
- E- Imposição de um soerguimento do manto ou de uma pluma térmica na base da litosfera
- F- Espessamento crustal por encurtamento orogênico
- G- Flexura por carga topográfica ou subcrustal
- H- Dobramento crustal/litosférico
- I- Alívio isostático (de carga, por erosão)

Figura 9. Os movimentos verticais da litosfera: mecanismos da subsidência e do soerguimento na escala das placas tectônicas. Tipos de "A" a "I", de Bertotti et al. (2009), sintetizando as conclusões do grupo específico (*Task Force* Origem das Bacias Sedimentares) do ILP/IUGS. Vide discussão no texto

linhas de intersecção – é uma advertência eivada de prudência e sensatez, necessária para entender melhor o desenrolar dos processos tectono-orogênicos seguintes. Certamente, de acordo com a natureza, características, estruturação e idade térmica deste embasamento – e com certo grau de interdependência a estes fatos – desenvolver-se-á a faixa intracontinental. A validade desta observação se aplica em faixas móveis e mesmo em simples bacias sedimentares do interior do cráton (vide trabalhos de Brito Neves et al. 1984 e Cordani et al. 2009).

As orogenias Petermann (neoproterozoica) e Alice Springs (paleozoica), do centro sul da Austrália – consideradas paradigmas das orogenias intracontinentais – são discutidas detalhadamente na edição acima mencionada, e com excelente suporte em referências bibliográficas. Exemplos de orogenias intracontinentais têm sido detalhados em todos os continentes, com interessante supremacia de casos nos continentes descendentes de Gondwana.

Assim, nos primeiros anos do século atual, o conhecimento das orogenias intracontinentais chegou muito bem enraizado, respaldado por diversos campos das ciências geológicas e físicas, e fartamente documentado em exemplos de todo o mundo. O primeiro passo neste estudo e conhecimento é compreender os fenômenos causadores do “enfraquecimento” prévio da litosfera continental, onde os sítios orogênicos podem a vir se desenvolver.

O “enfraquecimento” da litosfera precedendo as orogenias intracontinentais

Discussão introdutória

De acordo como já apontado por Dewey (1988), zonas e faixas orogênicas são os lugares geométricos preferenciais do “enfraquecimento” da litosfera continental (decaimento da rigidez e da resistência aos esforços). Os processos orogênicos costumam ampliar as discontinuidades inerentes à crosta, devido ao seu espessamento, assim como pelas perturbações térmicas causadas (no “*thermal boundary conduction layer*”/ TBCL). Dentro desta ótica, e a ela precedendo, Wilson (1966) discutiu o mais que coincidente subparalelismo das faixas “Trans-Hudson” (paleopro-

terozoicas), Grenville (mesoproterozoica superior), Apalachiana (paleozoica) com o traço atual da margem continental leste norte-americana (meso-cenozoica). Na oportunidade, Wilson (1966) percebeu que isto ia além de simples coincidência de traçados, e que havia uma marca de herança registrada. Então, ele cunhou uma célebre máxima: “os oceanos costumam abrir e reabrir em cima das mesmas linhas...”. A essência do conceito de “herança tectônica”, concepção frequentemente ausente nos artigos e livros dos autores ocidentais, passara então a ficar ostensivamente plantada no seio da Geotectônica. Isto está relativamente bem colocado (e redimido) no artigo de Marshak et al. (1999) (Tab. 1).

Adicionalmente, convém lembrar aqui que as reativações/retomadas são mais comuns nos domínios das faixas orogênicas pós-paleoproterozoicas. Sengör (1999) discute o tema de idade termal e faz uma observação provocante (e que obriga todos a pensar e rebuscar). Segundo Sengör se desconhece uma área/domínio absolutamente cratônico pré-Paleoproterozoico que tenha sido “regenerado” (retrabalhado tectono-termalmente) como um todo. Diga-se de passagem que os segmentos cratônicos (norte e sul) da China, hoje se encontram sob estudo e monitoramento, posto que apresentam algumas características de processo moderno de “descratonização”. Vários pesquisadores europeus, norte-americanos, australianos e chineses (vide Gorczyk et al. 2012, 2013, Cloetingh et al. 1995 entre outros) vêm trabalhando presentemente em projetos de pesquisa dirigidos para a “desestabilização” de crátons (Norte e Sul da China, Congo etc.), uma resposta contundente aos argumentos de Sengör, do início deste parágrafo.

Hoje se sabe que a litosfera continental não é rígida (England 1982, Gordon 2008) e que a sua resistência (*strengthening*) pode ser abalada e, assim, a litosfera pode sofrer enfraquecimento (*weakening*) pela ação de eventos da sua história tectonotermal. No tocante à tectônica, são relevantes os falhamentos profundos, capazes de interceptar o manto litosférico (associando colimação da deformação, com redução do “*grain size*”, possibilitando a permeação por líquidos etc.).

Igualmente são relevantes os eventos tectonomagmáticos responsáveis pela introdução de elementos produtores de calor radioativo (HPE), em suas diferentes formas e faces (*underplating*,

delaminação, plutonismo granítico e alcalino, diapirismo, anomalias térmicas do manto etc.). Dessa forma, é valioso e necessário um inventário de toda a história termotectônica prévia. A chamada “herança tectônica” tão enfatizada pelos “fixistas” em toda a história da Geotectônica, sob argumentos meramente extraídos da observação desarmada (e até frutos de intuição), desde o final do século passado, passou a ser considerada, constatada e a ser aferida com grande preocupação e sob suporte científico concreto.

É sabido ainda que os eventos de enriquecimento em HPE (elementos produtores de calor radiogênico) podem estar localizados em qualquer porção do perfil da litosfera, do manto superior à cobertura sedimentar, consoante feições e conotações peculiares. Segundo Sandiford (1999), uma variação de 20°C no Moho pode causar enfraquecimento sensível no comportamento reológico de toda litosfera (e facilitar sua posterior deformação). Igualmente, segundo cálculos detalhados deste autor, cada km de sedimentação (preenchimento sedimentar de bacias) pode ser responsável pelo enfraquecimento numa ordem de grandeza de cerca de 5% (isto na dependência da natureza de causa da bacia; da densidade, espessura e natureza de seus sedimentos).

O caso de “enfraquecimento” e retrabalhamento pela introdução de plumas mantélicas (LIPs e manifestações afins) não será considerado nesta oportunidade, tendo em vista sua magnitude, e porque as modificações substanciais por elas introduzidas no quadro tectônico-termal transcendem quaisquer sínteses, tipologias ou temas aqui abordados. Trata-se de um capítulo rico, denso, fulgente e que está em especial estágio de fluxo na geotectônica como um todo (desenvolvimento de *Mantle Overturning Major Orogeny* = “MOMO”), que tem sido considerado uma terceira via na evolução das formas de acreção da litosfera, continental e/ou oceânica.

Certamente não seria possível incluir neste trabalho o acervo e o progresso vastos e crescentes do tema das plumas do manto. Para melhor acompanhamento do tema, é sugerida a consulta ao site www.largeigneousprovince.org e/ou as sínteses de Stein & Hofmann (1994) e Coffin (1995). Trata-se de um tema em efervescência com uma agenda de trabalhos (e mesmo livros) publicados ao correr do presente século.

Em todos os casos acima, após ou concomitante ao enfraquecimento da litosfera, a presença de cam-

pos de esforços subhorizontais (gerados alhures, em zonas de interação de placas) é condição *sine qua non* e o motor para promover desde a simples inversão de bacias sedimentares (em diferentes intensidades e natureza da deformação), ou a formação de vigorosos (em termos de encurtamento e espessamento crustal) contextos orogenéticos intracontinentais. O enfraquecimento por anomalias termais (e reativação de antigas falhas e áreas orogênicas) é condição básica; assim como a presença de esforços importantes subhorizontais (*far field stresses*) agindo concomitante e/ou posteriormente. Hoje se discute a presença e importância de várias outras causas adicionais (e. g., colapsos gravitacionais, instabilidades gravitacionais crosta-manto-astenosfera tipo “Rayleigh-Taylor”, *mantle upwelling*, plumas do manto etc.) que podem estar consorciadas aos processos de enfraquecimento. Vide, mais adiante, a alusão aos “mecanismos “1 e 2”, como aqueles propostos por Neil & Houseman (1999).

Hoje é considerado fato científico que os esforços mais importantes e marcantes que sucedem (e em parte coexistem e colaboram com) este enfraquecimento da litosfera são aqueles gerados globalmente nas interações de placas (colagem e fusão) de grande amplitude – no Proterozoico e no Fanerozoico – em nível global, durante as etapas de formação dos supercontinentes. E assim, de certa forma o tema dos supercontinentes, desde aqueles do final do Paleoproterozoico (Atlântica/Hudsonia/Colúmbia/Nuna) até aqueles do Mesotriássico (Pangea), estará sempre ao lado ou próximo, com vinculação irreversível, das discussões da formação de orogenias intracontinentais.

Calor advindo do manto litosférico

Tem sido usual modelar a deformação da litosfera continental sem considerar a produção de calor do manto, ou então se o faz considerando este calor de expressão minorizada. Isto pode até ser aceitável para alguns casos, mormente em algumas orogenias mais antigas.

O estudo do enriquecimento local de rochas máficas derivadas do manto sugere a produção de calor de até $0,4\text{mW/m}^3$ em domínios pós-Mesoproterozoico (Neves et al. 2008). Estudos diversos e modelagens têm demonstrado que uma camada do manto com produção de calor da ordem de $0,05$ a $0,25\text{W/m}^3$ pode conduzir o enfraquecimento significativo do fluxo térmico na superfície (ca. 1 a 5mW/m^3). Uma produção de $0,25\text{mW/m}^3$ entre

60 e 80km de profundidade pode resultar numa intensidade de deformação cinco vezes mais intensa do que áreas vizinhas, “não anômalas” (Neves et al. 2008). Como foi dito acima, variações de até 20°C no Moho podem ser responsável pelo aquecimento e enfraquecimento substancial da parte da litosfera situada acima. Em várias partes mundo a investigação do manto (consoante estudos de xenólitos) são muitas as ocorrências de minerais portadores de HPE, casos de apatitas, anfibólios, piroxênios e flogopitas.

Consoante cálculos (estudos experimentais) e observações de Neves et al. (2008), temperaturas de até 1080°C podem ser eventualmente obtidas a profundidades de 80km para uma produção de calor de $0,25\mu\text{W/m}^3$ no manto litosférico. E sendo isto fato, a deformação da litosfera dentro e acima do manto dantes “metassomatizado” pode variar de $1,2$ a 5 vezes mais intensa do que aquela sobre o “manto normal”.

Assim, fica caracterizado que, em muitos casos, o “enfraquecimento” da litosfera e a deformação intraplaca podem estar associados (vinculados) a estas anomalias térmicas do manto superior. O “enfraquecimento” pode ser mais susceptível e eficiente de que a produção de calor nas porções mais inferiores da crosta, devido ao seu impacto na litosfera como um todo. A introdução de HPE no manto superior pode ser devida a diferentes processos, como aqueles decorrentes de subdução “B” (tipo Benioff-Wadati, interplacas) prévios, ou devido a atividade de plumas; em ambos os casos (entre outros), são capazes de produzir zonas de fraqueza que persistem por longos períodos geológicos.

Calor advindo da crosta e da capa sedimentar

A formação de bacias sedimentares implica mudanças na distribuição de calor e na condutividade térmica de toda a crosta, assim como na localização em profundidade dos limites de zonas de comportamento reológico distinto em toda litosfera. Particularmente, o caso de formação de riftes (por anomalias térmicas sotopostas) tem grande responsabilidade no “enfraquecimento” da litosfera continental como um todo (Sandiford 1999, Hand & Sandiford 1999).

A resistência (*strengthening*) da litosfera tem valores distintos antes e depois da formação do rifte. Os processos de estiramento e de subsidência termal (clássico modelo Mckenzie 1978) causados

por anomalia geotermal sotoposta, segundo várias possibilidades e modelos, provocam o “enfraquecimento” da litosfera como um todo. Se a produção de calor da anomalia exceder 30mW/m^2 e estiver concentrado na parte mais superior da crosta, o “enfraquecimento” (queda na sua resistência) da litosfera será favorecido.

Além disto, sedimentos clásticos costumam contar com concentração de HPE, capazes de acrescentar porcentagens de calor importantes (ca. 1 a 3mW/m^3), aquecendo a litosfera sotoposta, como um cobertor termal. Já os sedimentos pelíticos (folhelhos), que têm em geral baixa condutividade, podem contribuir mais incisivamente para o incremento da energia termal, como já mencionado e a presença de coberturas sedimentares sobre zonas de falhas favorecem reativações de maior vulto (por vários motivos da cobertura e da tipologia da falha). No geral, a intensidade da retomada de todas estruturas fica condicionada diretamente com a intensidade das espessuras da capa sedimentar.

Se a bacia não tiver sido resultado de anomalias térmicas sobrepostas, todo o processo vai depender de cargas dinâmicas laterais e do interior da litosfera e a intensidade do “enfraquecimento” vai ser bastante diferente.

Campos de esforços gerados nas interações de placas e as deformações produzidas – (a tectônica deformadora)

Bott & Kusznir (1984) destacaram que os tipos de esforços renováveis mais importantes na face da Terra são gerados nas zonas de interação de placas e nas cargas isostaticamente compensadas (vide adicionalmente Bergerat 1987). Entre os esforços não renováveis identificaram vários outros (*bending*, tectônica de membrana, anomalias termais). Todos os tipos de interação de placas (*ridge push*, *slab pull*, transformância, subdução, microcolisão e colisão etc). geram campos de esforços. Em geral, os campos de esforços variam bastante de intensidade (de alguns Mpa a mil Mpa, Bott & Kusznir 1991) e de características, sendo propagados para o interior daquelas placas (domínios continentais e/ou oceânicos) que foram protagonistas da interação.

Neil & Houseman (1999) acrescentaram (o que chamaram “Mecanismo n. 2”) as interações destes esforços advindos de zonas de interação com as instabilidades gravitacionais ao nível do manto litosférico/astenosfera, do tipo “Rayleigh-Taylor”

(que será discutida *a posteriori*) que podem trabalhar isoladamente ou de forma consorciada com aquelas mencionadas no parágrafo acima (advindas de zonas de interação de placas). Neste trabalho os autores deixaram em aberto a possibilidade que os dois mecanismos possam atuar juntos em muitos dos processos da deformação intracontinental.

Como discutido, nos primórdios da Tectônica de Placas, a deformação foi considerada como um campo limitado ao lugar geométrico da interação de placas. Gradativamente a afirmação foi sendo contestada e francamente suplantada pelas observações geológicas e geofísicas. Hoje, é questionada a importância, a proporção e a magnitude das deformações, a capacidade e as formas de sua propagação placa adentro; todos eles são temas de fronteira em Geotectônica.

Naturalmente, tem havido uma cobrança de valores (intensidade, extensão da deformação produzida) em todos os casos, mas que nem sempre podem ser respondidos da forma simplista como é indagado. As interações raramente são simples e lineares, os intervalos de tempo (e velocidades) das atividades variam consideravelmente, e há muitas outras variáveis a considerar de uma placa a outra (Coward & Ries 1986, Condie 2007, Cawood et al. 2009). Desta forma nem sempre todas podem ser integralmente contabilizadas de forma compacta/reduzida nos exemplos estudados e nos modelos propostos até o presente.

No caso das interações convergentes há um quadro de complexidade inescapável, características geométrico-estruturais, velocidade, tempos e, sobretudo, a idade tectono-termal dos participantes/placas envolvidas. Vale acrescentar aqui, por ser inerente aos fatos, observação de Coward & Ries (1986) de que, na colisão Índia-Ásia, o continente indiano (rochas arqueanas e paleoproterozoicas) foi relativamente poupado, enquanto a deformação adentrou de forma vigorosa por toda parte central e sul da Ásia (onde o predomínio era de rochas paleo e mesoproterozoicas) por milhares de quilômetros. Adicionalmente, vale a inserção do fato – hoje amplamente reconhecido – de que a Índia foi apenas o último contexto continental (sucendo vários outros blocos/micropalacas menores chamados de “blocos peri-gondwânicos”) a se chocar com a Ásia. Neste sentido é importante considerar que: a) Usualmente, quando se menciona a interação do tipo subdução podem existir deformações que adentram até 1.000 km na placa superior, a partir da linha de interação. Este tipo de informação pode

até funcionar no caso de arcos neutros ou extensionais, mas quando se trata de arcos compressoriais (*flat slab*, pequeno ângulo da subdução), os esforços e a deformação podem se propagar até por distâncias superiores a 2.000 km. O exemplo dos Andes peruanos é o o mais próximo da plataforma Sul-Americana mais próximo, onde a deformação se propagou pelo menos até o meridiano de Manaus (mais de 2.100 km de extensão, segundo Caputo (2014). Deve-se acrescentar que arcos compressoriais podem ter mudanças para extensionais (caso do oeste norte-americano, a partir do início do Cenozoico), no caso de ocorrer mudanças importantes na idade dos tratos oceânicos em subdução, propiciando que estejam sobrepostos (em tempo diferentes) tipos de deformação totalmente antagônicas em tipologias. No caso do oeste norte-americano, a frente de deformação (“Sevier”, mesozoica) adentrou o continente um máximo de cerca de 1400 km, contados a partir da linha de costa (Pluijm & Marshak 2004) Adicionalmente a estas possibilidades, devem ser acrescentadas outras inerentes e usuais como no caso do aporte e a docagem de terrenos exóticos de diferentes formas, densidades e dimensões (e suas respectivas as microcolisões), que são também chamados de *hard to subduct*.

b) No caso das colisões, que geralmente são os casos mais propalados, valores de 2.500-3.000 km são geralmente estipulados para o alcance dos campos de esforços (*far field stresses*) e de instalação das zonas deformadas (sugestão de alguns trabalhos publicados e mesmo de livros-texto). O exemplo mais evocado é o da colisão Índia-África, quando a deformação alcança o paralelo do Lago Baikal, cerca de 3.000 km a norte do lugar geométrico da sutura de colisão (mas, hoje já se discute se a evolução do rifte do Baikal resultou mesmo da colisão tão distante, mencionada, ou é devida a outras causas). Várias publicações têm destacado muito muitas características e aspectos adicionais, em textos e ilustrações, a exemplo das deformações rúpteis e rúpteis-dúcteis (rifes, zonas de cisalhamento) nessa porção da Ásia. Além destes casos muito propalados na literatura especializada, hoje se sabe da presença de dobramentos da litosfera, vide Nikishin et al. (1993) e Burov et al. (1993), pioneiros no tema, a serem tratados/discutidos mais à frente.

Em geral, as zonas deformadas não podem ser esperadas de forma generalizada por todas as placas envolvidas. Estas deformações guardam uma relação implícita com os quadros litoestrutural (*tectonic framework*) tectonothermal prévios (do bloco/porção

continental em colisão) e com os processos de “enfraquecimento” a que foram submetidos (pelo calor gerado no manto, na crosta e/ou na cobertura).

c) No outro caso emblemático de colisão, muito mencionado, é aquela do apalachiano da América do Norte (colisão final da fusão de Pangea, idade neopaleozoica). Os campos de esforços dirigidos de leste para oeste variaram bastante em intensidade e sentido conforme mostra a sinuosidade da linha de interação principal, apresentam deformações (descontínuas) num amplo domínio, variável entre 1.800 e 3.600 km de largura (constituindo os chamados “Ancestral Rockies”, “Mid-Continent”) e que apresentam diversos esquemas interpretativos esquematizados (vide Marshak et al. 2000 e Pluijm & Marshak 2004, entre outros).

d) Para o caso de interações transformantes, usualmente se costuma falar em áreas deformadas adjacentes às placas em interação, na ordem de uma a cinco centenas de quilômetros, geralmente baseados nos casos (clássicos) das falhas de San Andreas e do Mar Morto. Mas, estes dois casos são especiais, retratando observações conectadas apenas pela deformação causada pela transformância em períodos modernos (mesocenozoicos sobretudo) e relativamente curtos. Estes casos/exemplos, embora verdadeiros e válidos não retratam observações mais modernas de movimentações longitudinais que sucedem às zonas de interação de placas. O problema das deformações ligadas com meras zonas de transformância deve ser tratado em separado e geralmente são da monta acima mencionada (como discutido no item “e” abaixo).

e) Há evidências geológicas e geofísicas que indicam que os movimentos paralelos às zonas de interação (principalmente sucedendo os casos de orogenias colisionais e subdução oblíqua) estão entre os mais importantes (Vauchez & Nicolas 1991) a serem considerados. Estes deslocamentos longitudinais, chamados de “extrusão” e/ou “tectônica de escape” (designação mais aconselhada) são muito importantes e em parte chegam a ser enraizados no manto. Vauchez & Nicolas (1991) apontam uma série de exemplos por todo mundo, em tempos pré-cambrianos e fanerozoicos sobretudo. O fato é que a colisão se estabelece (máxima do encontro físico das placas em interação), mas a convergência (“padrão de convecção” ou causa similar) continua, e isto passa a ser retratado nas longas linhas/zonas de *escape tectonics* (*tectônica de escape*), que geralmente estendem a deformação para áreas vizinhas, por longas distâncias, e até mesmo para a

cobertura sedimentar da placa, em fases posteriores. Para alguns autores (como Woodcock 1986) as convergências em padrão oblíquo das placas atuais (no presente cenário global das placas litosféricas) são as mais comuns (> 60% do total, no quadro presente do *mapa-mundi*). Além disso, as margens continentais sempre apresentam reentrâncias e saliências marcantes (>90% de seus contornos são irregulares). Nestas condições, e assim nas interações colisionais com deslocamentos translacionais (*strike slip*, *wrench*), a tectônica de escape e o encurtamento a eles vinculados têm sido menosprezado na análise dos orógenos pré-Fanerozoicos (mas não somente).

No continente sul-americano muitos lineamentos – “Transbrasiliano”, “Patos”, “Pernambuco”, “Lancinha” etc. – constituem inequívocos domínios lineares de tectônica de escape e são temas da ordem do dia, sendo objeto de estudo em várias escalas por diferentes centros de pesquisa geológica e geofísica. Alguns podem vir a se caracterizados (pelo menos parte deles) como zonas de transformação (*boundary transform*) quando do advento de levantamentos geofísicos específicos.

Movimentos verticais da litosfera

Progresso do conhecimento

A investigação sobre a origem das bacias sedimentares é elemento chave para se conhecer a evolução da litosfera continental e oceânica. Os estudos da tectônica formadora e da tectônica de deformadora das bacias foram passos extremamente pródigos e bem-sucedidos do ILP/IUGS (*ILP Task Force*), que renovaram o conhecimento da litosfera e das bacias nela assentadas, incluindo novas modelagens e observações geofísico-geológicas, conduzido a muitas mãos nos anos 80 (vide Cloetingh et al. 1993, Villote et al. 1993, Nikishin et al. 1993, Nikishin et al. 1996, entre outros).

Os tradicionais esquemas (de livros-texto) sobre as causas da subsidência foram pensados, pesados e substancialmente enriquecidos (vide Tabela 2). Aliás, Bally (1980) e Klein (1987) já haviam suscitado que nem sempre os modelos conhecidos, tomados isoladamente, eram suficientes para explicar alguns casos, implicando que uma melhor discussão de diferentes causas deveria ser sempre a posição acolhida/ evocada. Além disto, Kingston et al. (1983) e Shaw et al. (1991), em boa

hora, argumentaram que, na maior parte, o desenvolvimento de bacias sedimentares é polifásico (ou policíclico). Na verdade a história tectônica de uma bacia, sua geometria e suas estruturas dependem de mais de uma causa, ao longo do tempo, em diferentes tempos.

Na Tabela 2 foram reproduzidos os principais esquemas clássicos propostos como causa de subsidência, a maioria deles antecedendo a síntese de Bertotti et al. (2009, em nome do ILP/UNESCO) sobre a origem de bacias sedimentares. É justo evidenciar, desde já, apontar o bom ajuste entre os agentes identificados por esses autores (Tab. 2) e aqueles da síntese de Bertotti et al. (2009), a ser discutido mais à frente.

Numa primeira instância, os fatores tectônicos (internos ou externos às bacias) podem ser vistos como formadores/causadores (*basin-forming tectonics*), mas numa segunda instância, os mesmos fatores podem vir a atuar como deformadores importantes (*basin modifying tectonics*), consoante o que já fora discutido por Kingston et al. (1983) e Hancock & Bevan (1987). De certa forma, fica evidenciada e deve ser evocada por ser válida e inerente a paráfrase que “a mão que afaga é a mesma que apedreja.....”. (Augusto dos Anjos, poeta paraibano).

Em comentários conexos a esses de identificação de agentes tectônicos responsáveis pela formação e deformação de bacias (Tab. 2), alguns dos autores ali mencionados já haviam pontificado algumas dificuldades de explicar a formação de algumas bacias. Em particular, bacias do interior cratônico. Para esses autores, deveria sempre ser perquirido o trabalho em conjunto de mais de uma causa, em diferentes tempos, como preconizado por Kingston et al. (1983). Além disto, os autores levantaram a importância de muitos dos diferentes fatores que influem decisivamente nas taxas/porcentuais de preservação dos sedimentos (o chamado *Post-Sedimentation Preservation Potential* = “PSPP”, de Busby & Ingersoll 1995). Os coeficientes estão relacionados com a tectônica geral, de antes da formação e de depois da deformação das bacias. No continente sul-americano há exemplos notáveis, tanto do caso de elevadíssimas taxas de preservação, como de casos extremos de pouquíssima preservação. Para todos estes casos, a análise do histórico da tectônica (do embasamento, inclusive) regional é fundamental e consegue explicar com suficiência as razões do que ocorreu.

Nas apresentações, debates e nas conclusões da última reunião do *task force* do ILP/IUGS

sobre caracterização dos principais movimentos verticais da litosfera foram especificados e descritos em oito tipos distintos (vide abaixo e vide Fig. 9), o que pode ser consultado na auspiciosa síntese de Bertotti et al. (2009). Verifica-se que a maioria destes principais movimentos então discriminados já estavam prescritos nos tópicos da Tabela 2 acima.

A – Afinamento crustal por estiramento (modelo McKenzie, 1978)*

B – Esfriamento termal de uma litosfera afinada (relaxamento termal das zonas de rifte)*

C – Resfriamento da litosfera oceânica ao se afastar da crista (da fonte de calor)*

D – Espessamento crustal por adição magmática (busca do equilíbrio isostático em arcos)

E – Influência/incidência de plumas do manto ou zonas de *upwelling* magmático

F – Espessamento crustal por encurtamento orogênico

G – Flexura por carga subcrustal ou topográfica*

H – Dobramento crustal e/ou litosférico** (cargas tipo *buckling*)

I – Conduzido por erosão e descompressão de gravitacional (*unloading*)

Na discriminação acima estão marcados com asteriscos (A, B, C, G, H) aqueles casos que conduzem com maior frequência à subsidência importante e à formação de bacias. Os demais casos (D, F, H, I) ilustram os principais mecanismos de soerguimento de cadeias dobradas e de platôs.

Muitas dessas situações/condicionamentos acima esquematizadas já eram conhecidas (por vários autores mencionados na Tab. 2), com pelo menos duas exceções marcantes (parcialmente casos de F e H). Mas, fica claro que em essência, os movimentos verticais da litosfera (mudanças no peso da coluna litosférica) resultam de cargas verticais –, ou resultam de cargas horizontais – associadas com o estado de compressão horizontal. E, que estes dois cenários não são mutuamente exclusivos. Ou mais especificamente, os movimentos que alteram o peso da coluna litosférica e podem mover para cima e para baixo a superfície da Terra vão recair em: deformação crustal, carga e/ou descarga de massas e mudanças termais na litosfera ou no manto sublitosférico. A Fig. 9, adaptada de Bertotti et al. (2009), sintetiza bem as concepções finais do competente e minucioso grupo de pesquisadores

ILP/UNESCO (“Origem das Bacias Sedimentares”). Os temas adicionais e concernentes a este contexto, dobramentos de litosfera e instabilidades gravitacionais do manto litosférico serão discutido nos itens seguintes.

As observações das bacias sedimentares sul-americanas (observações pessoais e de vários outros pesquisadores) são favoráveis ao esquema acima proposto. Mas, no entendimento e experiência dos autores mais experimentados, mormente nas bacias do continente sul-americano (vide Brito Neves et al. 1984 e Cordani et al. 2009) falta ser considerado um conjunto de fatores ligados ao embasamento das bacias, a saber: composição, natureza tectônica, trama estrutural e idade termal. Estes fatores que devem ser considerados porque comprovadamente transmitiram influências notórias na formação das bacias (*basin forming tectonics*), assim como na inversão ou deformação da bacia (*basin modifying tectonics*) e ao longo dos processos de desnudação e preservação. Sempre tem que ser considerado que o embasamento não é monolítico nem tampouco tem participação apática na história evolutiva de qualquer bacia.

Dobramento da litosfera continental (e oceânica)

Como já discutido, um dos ganhos mais auspiciosos do estudo da origem das bacias sedimentares (advindo do ILP/UNESCO) foi o reconhecimento do dobramento da litosfera (continental e oceânica), e estes, naturalmente como uma das causas importantes na formação de bacias sedimentares (como também causa de importantes soerguimentos). Observar que esta possibilidade estava ainda ausente dos autores selecionados para constarem na Tab. 2, mesmo em autores/trabalhos do início do presente século. No trato do tema de dobramentos, particularmente importantes (mas não exclusivos) merecem destaque os trabalhos de Nikishin et al. (1993) e Burov et al. (1993), pelo pioneirismo no tema e, ainda, aquele de Cloetingh & Burov (2011), pela síntese sobre o tema de dobramento da litosfera (Figs. 7 e 8).

O dobramento da litosfera é um mecanismo importante de formação de bacias sedimentares em ambientes de compressão intraplaca, e as bacias assim formadas apresentam algumas características próprias e distintas, inclusive no tocante a história da subsidência. Há também fatores importantes na formação de hidrocarbonetos e sua acumulação, o que torna o estudo ainda mais atraente.

Muitos dados esparsos já existiam, desde início dos anos 90, a partir de alguns estudos da possibilidade de evolução de bacias sedimentares geradas por dobramento litosférico e seu modelamento. Esses estudos e as pesquisas subsequentes aos mesmos vieram demonstrar que a idade termomecânica da litosfera exerce um controle fundamental no comprimento de onda das dobras desenvolvidas. Adicionalmente a isto, os processos de superfície também influenciam, como a erosão (erodindo as zonas soerguidas) e a sedimentação (preenchendo as depressões), agindo como carga e reduzindo as forças de restauração isostática. Como esquematizado na Fig. 7, o dobramento na litosfera é reologicamente estratificado e há o consórcio natural dos dobramentos (processos subsuperficiais) com os processos superficiais (erosão dos altos e sedimentação dos baixos).

Este tipo de deformação intraplaca resulta da chegada e transmissão de campos de esforços que foram gerados a distância, nas zonas de interação de placas. Na litosfera continental, diversos tipos de comprimento de onda são esperados, pois eles serão desenvolvidos em consonância com o perfil reológico da litosfera e adicionalmente com a idade tectônico-termal desta (Fig. 8). Os estudos mais recentes mostram perfis verticais não uniformes da litosfera, geralmente estratificados em diversas zonas reológicas. Nos modelos para a litosfera continental, o acamamento reológico reconhecido é de três camadas (rúptil-elástica-plástica), apesar de muitas vezes a delgada crosta ser ignorada em modelos. O dobramento pode ser observado em diferentes escalas espaciais e de tipos crustais (e.g. microcontinentes, plataformas, escudos, bacias sedimentares, tratos oceânicos etc.); cada qual apresentará características peculiares.

Sempre, o comprimento de onda das dobras guardará uma relação estreita com a idade tectono-termal da litosfera e do tipo crustal considerado. É possível e têm sido traçados diagramas, colocando em contraste, o comprimento de onda e a idade tectonotermal da litosfera envolvida e, nestes casos, fica muito claro que o comprimento de onda tende a ser maior nos domínios de idades termais mais antiga. Vide Fig. 8, adaptada de (Cloetingh & Burov 2010).

Hoje são disponíveis exemplos, mapas e esquemas do dobramento da litosfera em diferentes tipos crustais de diversas placas por todo o mundo. Se reconhece que este é um tema/avanço importante, embora não seja um problema científico totalmen-

te equacionado. Assim como deve ser dito que este tema foi desconhecido/negligenciado por quase três décadas, desde os passos iniciais da badalada revolução dos anos 1960, da chamada “Tectônica de Placas”.

Como já mencionado antes, de passagem é necessário reiterar que todos os autores que tratam das sínteses orogenias intracontinentais são unânimes em afirmar que a presença de esforços horizontais na litosfera advindo de interações tiveram suas máximas naturais (maiores valores em intensidade e extensividade de atuação) nos períodos do tempo geológico em que ocorreram as maiores fusões continentais. São eventos globais, que hoje se sabe foram de máxima importância em alguns intervalos específicos do tempo geológico, como: a partir do final do Paleoproterozoico (NUNA, Colúmbia, 1,8-1,6 Ga), no início do Neoproterozoico (Rodínia, < 900Ma) e no final do Neoproterozoico (Gondwana, Siberia, Báltica etc.) e no mesotriássico (Pangea, >235Ma). Naturalmente, há algumas divergências pequenas entre os vários autores sobre idades dos processos de fuão e fissão destas grandes massas continentais, naturalmente algo diferentes de uma porção continental a outra sob observação. Para os prováveis supercontinentes pré-Riaciano, os registros são comprometidos (insuficiência de dados, sobreposição de outros eventos etc.) e portanto esse tipo de correlação (idade do supercontinente vs. formação de faixas intracontinentais) não pode ser feito com a perfeição desejada.

As bacias sedimentares geradas por litosfera dobrada apresentam uma grande tendência de permanecer como sistemas mais ou menos fechados durante a maior parte de sua evolução, em tempos variáveis de até 10 milhões de anos. Outra característica interessante é a falta/não necessidade de qualquer perturbação termal no início de seu desenvolvimento.

Anomalias gravimétricas Rayleigh-Taylor

No estudo das orogenias intraplacas e dos movimentos verticais da litosfera, um segundo modelo é proposto/apontado (Neil & Houseman 1999, Gorczyk et al. 2012, Molnar & Houseman, 2013, entre outros) a partir da constatação de anomalias gravimétricas profundas causadas pelo comportamento do manto litosférico. De certa forma, nos modelos ditos alternativos dos anos 80, a possibilidade de subdução “A” pela desestabilização do

manto litosférico sob compressão (Fig. 10) e a geração de orogenia intracontinental já fora preconizada (em diferentes condições do conhecimento, entre os muitos modelos ditos “alternativos” já tratados).

Mais recentemente, vários autores voltaram ao tema, com modelos interessantes baseados nas chamadas anomalias/instabilidades gravitacionais “Rayleigh-Taylor”. O princípio fundamental baseia-se nas baixas temperaturas do manto, nas diferenças de sua densidade (bem mais elevada) com aquela da crosta (pequena densidade, mais baixa) e a da astenosfera (menos densa que a do manto). Isto pode ocorrer em vários domínios intracontinentais (ocorrência dos chamados *dripping litosféricos*) com exceção daqueles domínios cratônicos, onde existe a presença impeditiva de tectosfera (quilha litosférica expressiva, espessa).

Com a ocorrência de esforços compressivos alhures (*far field stresses*) e o conseqüente espessamento da litosfera, uma intumescência do manto dirigida para baixo (chamado *blob*) pode ser formada, crescente com o tempo e a gravidade e que pode vir a ser removido por convecção (Fig. 10). Após o que há a substituição do mesmo por materiais astenosféricos quentes. Numa primeira instância, a formação desta protuberância pode causar na superfície, espessamento crustal e soerguimento (formação de platô). Um fator de 1,4 é estimado

para o espessamento crustal (de 35 a 50 km). Com a remoção do *blob*, a crosta volta à sua posição de equilíbrio, gerando compressão e deformação. Um período de tempo da ordem de 30 ± 5 Ma tem sido estimado. Consoante Molnar (2014), quando o *blob* é aquecido em profundidade, ele pode voltar para a superfície, dando um caráter oscilatório ao processo.

Experiências apoiadas em diversos modelos analógicos e numéricos têm sido consideradas como bem sucedidas, apontando a viabilidade dos modelos. Alguns processos orogênicos na Europa (Carpatos-Pannoniano, Mar Alborano), na África (Nampula, norte Moçambique), na América do Norte (Nevada) e na Austrália Central, entre outros, têm sido apontados como prováveis exemplos, mas faltam ainda estudos geológicos e geofísicos suficientes para reiterar a argumentação. Trata-se de hipóteses bem fundamentadas, elogiosas e dignas de tratamento respeitoso, mas falta muito para serem considerados fatos científicos concretos, até mesmo porque, consoante Neil & Houseman (1999) as instabilidades podem ser somadas (ou mesmo ocorrer consorciadas) a alguns daqueles oito tipos de movimento vertical da litosfera discriminados pelo IUGS/ILP (os autores apelidaram estas instabilidades de “mecanismo 2”).

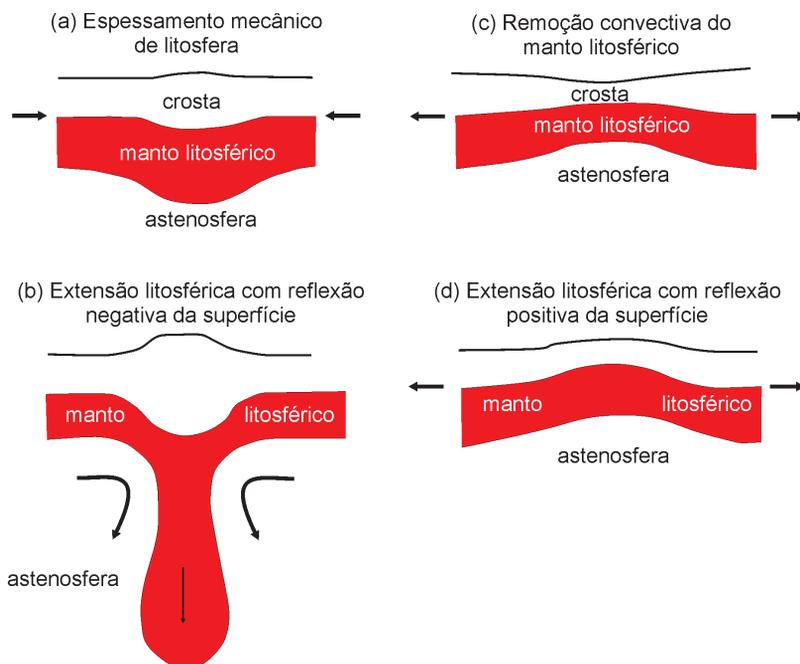


Figura 10. “Cartoon” com representação esquemática das diferentes fases de desenvolvimento das instabilidades gravitacionais Rayleigh-Taylor, com a possibilidade de causar dobramentos na crosta, no interior de domínios continentais (intraplaca) (o mecanismo 2, de Neil & Houseman 1999). Baseado em gráficos de Gorczyk et al. (2012). Vide discussão no texto

Mecanismos e modos da deformação intralitosférica

Foram já discutidos acima os fatores do “enfraquecimento” da litosfera, os principais tipos de movimentos verticais possíveis e os esforços (e causas) capazes de produzir a deformação e o encurtamento crustal na edificação das orogenias intracontinentais. Todos estes pontos estão bem respaldados em dados geológicos (diferentes escalas) e geofísicos e hoje podem ser enquadrados como fatos científicos (deixam de constituir uma hipótese). O passo e indagação imediatos estão nos mecanismos e processos

intra-litosféricos (no âmbito da litosfera) que levam ao encurtamento. Neste caso há duas correntes de hipóteses mais propaladas (mas não são as únicas), em parte divergentes, mas que para alguns autores não são mutuamente exclusivas.

a) A hipótese do *channel flow* haurida dos orógenos epissuturais clássicos propõe que este encurtamento se processe por um fluxo de materiais da parte média viscosa da crosta, ao longo de um canal que tem como teto (*slab* acima) a crosta mais superior, e por base (*slab* abaixo) a crosta mais inferior. Quando uma viscosidade crítica é atingida (com fusão parcial associada), a camada “fraca” flui lateralmente de acordo com o gradiente de pressão litosférica vigente. Nos orógenos colisionais modernos há autores que apontam o fluxo de material desta parte média da crosta e sua extrusão nos domínios de antepaís. O tema é rico, vasto, polêmico, com muitos exemplos apontados em orógenos modernos (e.g. Himalaias) e mesmo mais antigos, sobre o qual existe riquíssima bibliografia e pelo menos um livro editado (Law et al. 2006).

Para alguns orógenos intracontinentais o esquema de *channel flow* e/ou extrusão tem sido evocado e utilizado (Raimondo et al. 2009 entre outros) com adjetivação de “marcadamente bem” representado. Mas, mesmo nos orógenos modernos, há trabalhos recentes de boa qualificação científica, baseados em estudos de P-T-t (e.g. Kohn 2008) que refutam a hipótese de *channel flow*.

b) A hipótese de *critical taper* ou *wedge* se baseia na observação detalhada de alguns *foreland-thrust-and-fold belts* antigos e modernos nos processos desenvolvidos nos complexos acrescionários (*wedge*), que são muito variáveis em geral, mas com algumas características persistentes para acomodar a intensa deformação. Nestes casos, a imbricação é dominada por falhas de empurrão vergentes para as extremidades. Este modelo de imbricação tem exemplos em vários orógenos (*foreland-thrust-and-fold-belts*) antigos e modernos e tem a vantagem de ser reprodutível em modelos laboratoriais. No caso, a deformação é gerada por deslizamento friccional (*frictional sliding*), que independe do jogo de temperaturas.

Como já rapidamente referido mais acima, há autores (e.g. Beaumont & Jamieson 2010) que ao analisar o caso dos Himalaias, discutem os critérios e méritos dos dois modelos e concluem que eles

não são mutuamente exclusivos, e que se pode esperar que coexistam na natureza em outros edifícios orogênicos. Ainda para outros autores (e.g. Webb et al. 2011), tendo por base dados estruturais, geoquímicos e isotópicos, os modelos acima são todos incompletos e até descartáveis. Assim sendo, em plena década atual, não se chegou a um consenso entre e sobre as hipóteses sobre o tema, quando se trata dos orógenos ditos convencionais. Certamente, no tema dos orógenos intracontinentais o debate vai ser prorrogado, demanda muito mais fatos científicos, tempo e investigações.

Os fatos e as questões (abertas) sobre a tectônica deformadora

A propalada rigidez e inércia das placas (conceito vigente no início da tectônica de placas), vem de há muito sendo combatida (vide England 1982, Gordon 1988, entre outros), com argumentos da Geologia e da Física, de observações e medidas (modelos) realizadas, bem fundamentadas e, ao nosso ver, irrefutáveis. No presente, o reconhecimento de zonas de deformação vigorosa, magmatismo e metamorfismo no remoto interior continental (longe de zonas de interação de placas), não mais podem ser considerados como “anomalias”, nem casos especialíssimos, mas sim como ganhos do conhecimento e de fatos científicos para aprimoramento da Tectônica de Placas (Aitken et al. 2013). Lamentavelmente, o tema é ainda desconhecido de muitos profissionais das Geociências ainda, que não conseguiram se desvencilhar dos modelos “plaquistas”.

Na discussão dos itens anteriores ficam claras as muitas possibilidades de mecanismos tectônicos que ensejam a formação de bacias sedimentares no interior continental e das muitas possibilidades de deformação das mesmas, diferentes graus de intensidade, desde moderadas até o encurtamento e espessamento crustal, característico da definição de orogenias. Em muitos dos casos, se deixou claro que o tema é campo aberto para muitas investigações multidisciplinares ainda, em diferentes campos do conhecimento.

Orogenias intracontinentais são hoje fato inconteste, como já dito com exemplos diversos em praticamente todos os continentes e são formados a distâncias superiores a 1000km dos limites ativos (epissuturais) de placas litosféricas. Em termos de idade, os exemplos vão do final do Paleoproterozo-

zoico até o Recente. À medida que se observam orogenias mais afastadas no tempo geológico, fica mais difícil a comprovação irretocável, por várias razões (por simples erosão ou por sobreposição de outros eventos termotectônicos) da incompletude natural nos registros geológicos esperados. Além dos paradigmas mais debatidos (Tien Shan, Petermann, Alice Springs, “*Ancestral Rockies*”, Tien Shan, Palmyrides, Atlas marroquino etc.), reconhece-se a presença de muitos potenciais candidatos, pelas feições gerais apresentadas e pelas muitas similaridades com os eleitos como paradigmas). E, *last not least*, pela ausência inequívoca de registro de margens ativas nas cercanias. Na América do Sul, em todas as províncias estruturais brasileiras, e mesmo no interior de alguns núcleos cratônicos (sinbrasilianos), há várias faixas de dobramento (vide Cordani et al. 2010) que preenchem, em princípio, estas condições e reclamam uma análise mais aprofundada.

Há várias evidências da associação dos tempos geológicos de desenvolvimento das orogenias intracontinentais com os picos da fusão dos supercontinentes, como foi afirmado anteriormente. Exemplos estão bem configurados (em diferentes continentes) durante a formação de Rodínia (Mesoproterozoico superior/Toniano), de Gondwana (Neoproterozoico superior/Cambriano) e de Pangea (Permo-Triássico). Os dois últimos casos têm representação excelente na parte centro-sul da Austrália e foram escolhidos/selecionados (por muitos autores) para figurar como paradigmas (Figs. 11a e 11b) como exemplos clássicos desse tipo de orogenia. Na pior das hipóteses, estes são aqueles casos com maior riqueza de fatos científicos (o que é o desejável sempre) sobre hipóteses de trabalho (estas devem ser minoritárias em todos os experimentos de metodologia científica). Para tempos pré-neoproterozoicos, para os casos dos supercontinentes Colúmbia, Nuna etc. e mais antigos) é mais difícil a associação acima discriminada, porque a qualidade dos registros decai (com o passar dos anos) e, naturalmente, o número de incertezas tende a crescer (processos sobrepostos de ciclos de erosão, tectônica e magmatismo) e mesmo porque as condições gerais da litosfera mudaram com o tempo.

No caso do centro-sul da Austrália há uma bem documentada história e um somatório de eventos condicionadores do “enfraquecimento” da litosfera: heranças tectônicas do embasamento, presença de grandes falhamentos antigos de cará-

ter policíclico, inclusive com septos mantélicos, registros de importantes eventos de magmatismo granítico e básico na passagem do Meso para o Neoproterozoico (ricos em HPE) e mais ainda, uma cobertura sedimentar expressiva. O respaldo de dados geológicos, geoquímicos e geofísicos para esses domínios orogênicos (em duas etapas bem distintas do tempo geológico) é de admirável grandeza, com uma série grande de fatos científicos bem fundamentados (Hand & Sandiford 1999, Sandiford 1999, Raimondo et al. 2014, entre muitos outros). Outras possibilidades de movimentos verticais na litosfera (conforme discriminado por Bertotti et al. (2009) são ainda plenamente possíveis, mas não serão evocados. Além disto, trata-se de uma região francamente afetada tectonicamente pelos esforços (*far field stresses*) da fusão de Rodínia (desenvolvimento da orogenia Albany-Fraser) e Gondwana (orogenia Tasmânica e consorciadas).

Apesar de toda somatória de fatos científicos e dados sobre as orogenias escolhidas como paradigmas, há muitas questões em aberto, principalmente acerca dos processos geodinâmicos e termais da parte média e inferior da crosta (há vários modelos em debate, vide discussão no item de mecanismos). A epígrafe de orogenias (ainda tanto quanto) enigmáticas para as orogenias intracontinentais persiste (Zoback et al. 1993, Raimondo et al. 2010) em maior ou menor grau de intensidade. Isto se dá tanto pela falta dos dados esperados como pela falta de nosso entendimento das relações litosfera/manto e outras de natureza geotermal, mas ainda há vasto caminho de investigação a ser perquirido.

Em todos os exemplos conhecidos, o histórico tectônico-termal da litosfera (estruturas, presença de descontinuidades, fases de magmatismo, fenômenos termais e suas respectivas extensões) a presença expressiva de coberturas sedimentares (inclusive com minerais portadores de HPE), a presença de anomalias termais do manto litosférico, etc. são pré-requisitos em geral evocados como gatilhos do desenvolvimento de orogenias intracontinentais. A importância da heterogeneidade (estruturais, posicionais e outras) da litosfera ao longo destes desenvolvimentos é reconhecida por todos.

Em tempo, é oportuno assinalar (por razões de análise imparcial, entre outras) que, em vários contextos/domínios litosféricos que aparentemente reúnem as mesmas condições observadas e evocadas nos paradigmas, as coberturas sedimentares permanecem não deformadas ou o são de forma moderada. Aliás, este é um dos pontos que colo-

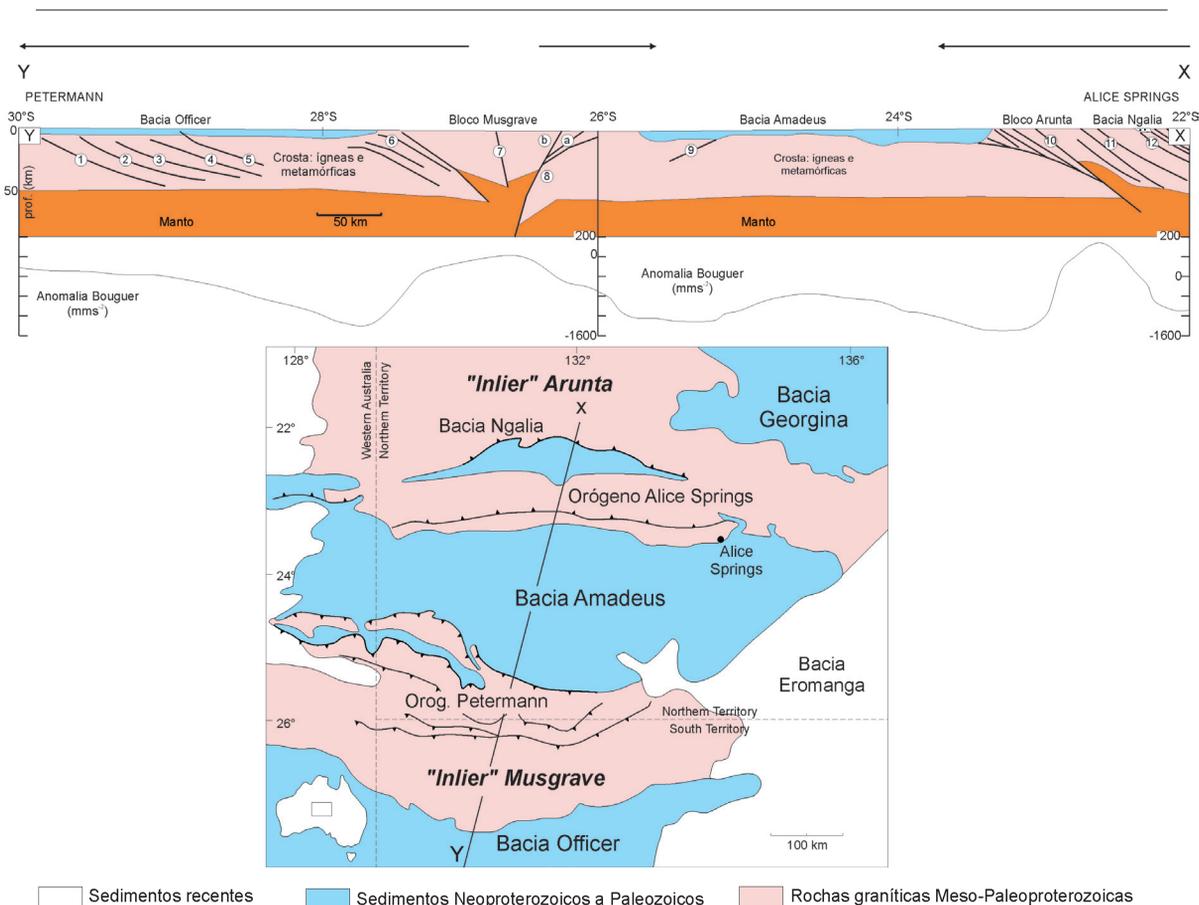


Figura 11. Esquema geológico da porção centro-sul da Austrália (Cráton Sul-Australiano), baseado em síntese de Hand & Sandiford (1999) e observações complementares de vários outros autores. A – Seção geológico-geotectônica sul-norte (Y-X) mostrando o desenvolvimento das orogenias intracontinentais de Petermann (Neoproterozoico) e Alice Springs (Permo-Triássica). Na parte inferior o diagrama acompanha o perfil gravimétrico. A primeira orogenia é considerada consequência dos esforços formadores de Gondwana; a segunda é considerada consequência dos esforços de colisão de Pangea. B – Mapa geológico esquemático do centro sul da Austrália, com indicação (XY) do corte geológico da Figura 11A, com a localização das faixas orogênicas de Petermann (Neoproterozoico) e Alice Springs (Permo-Triássica). Os dois processos orogênicos estão entre os mais citados e recorridos para exemplos, nos mais diferentes ramos do tema de orogenia intracontinental, sendo espécies de referência obrigatória

camos no ensejo daqueles da designação de construções/edificações ainda **“enigmáticas”**, como acima referido. Por que algumas bacias sedimentares sobre embasamentos altamente estruturados permanecem não deformadas, embora tenham coexistido e passado por vários períodos de deformação (em orogenias próximas ou distantes)?

Há algumas questões básicas (e até mesmo ceticismos) inerentes aos processos da deformação intracontinental, que são sempre evocados e para as quais é imprescindível o aprofundamento de conhecimento, para o futuro breve. Diga-se, *a priori* e em princípio que a existência dessa demanda do conhecimento está longe de invalidar o reconhecimento do fato. Apenas trazem à tona pendências que reclamam aprimoramento gradativo de um conceito firmado, e daquela sua conotação de “algo enigmático” ainda, acima referida. Além da questão

do parágrafo anterior, acima, é necessário deixar em aberto e discriminar algumas das questões mais chamativas:

- i) Quais são as forças/causas da tectônica do interior das placas? Qual a relação quantitativa entre elas e aqueles esforços gerados nas margens ativas de placas?
- ii) A propósito, um melhor entendimento da física da propagação destas forças incontestes geradas nas margens (convergentes e divergentes) para o interior do continente se faz necessário. É um campo de investigações com muitas questões (qualitativas e quantitativas) em aberto.
- iii) Como os domínios intraplaca respondem a estas forças?
- iv) Quais as naturezas dos processos intralitosféricos envolvidos? (*Channel flow? Critical taper? Ambos? Outros?*)

v) Qual é o papel (qualitativo e quantitativo) da herança tectônica (composicional, estrutural, termal) acima assinalada – por várias vezes – no processo? Seria possível quantificá-la?

vi) Que forças e causas adicionais podem ser computadas no processo das orogenias intracontinentais e em que peso/proporção? Por exemplo, qual a implicação de dobramento da litosfera (deformação dúctil), carga das pilhas sedimentares espessas, *mantle upwelling* local, eventuais participações de plumas mantélicas, anomalias gravitacionais (GPE conduzido, colapso de *plateau*), anomalias gravitacionais geradas na interface manto litosférico-astenosfera (instabilidades Rayleigh Taylor) etc. Neste caso particular, há autores que consideram vários destes fenômenos como complementos vezeiros, e há outros autores (e.g. Neil & Houseman 1999) que entendem que estas anomalias sozinhas seriam capazes de gerar orogenia intracontinental.

Há várias hipóteses em debate sobre os processos geodinâmicos intralitosféricos que acarretam os deslocamentos de massas continentais (crosta inferior) no substrato dos orógenos intracontinentais (item iv, acima), a evolução dos processos magmático-metamórficos (P-T-t), eventos de exumação nele envolvidos etc. Não há consenso e há várias hipóteses em pleno debate, há vários campos de pesquisas a serem implementados. O termo “estágio de fluxo” é bem aplicado ao tema de orogenias intracontinentais, mesmo considerando o progresso do conhecimento até este início de século.

Estes processos, consoante Raimondo et al. (2009, 2010), são francamente comparáveis com aqueles dos orógenos ditos epissuturais. O debate de diferentes hipóteses (de *channel flow*, *critical taper*, *wedge*, *shear systems transpressionais* entre outras) acima expostos, não são exclusivos, apenas consignam o estágio de fluxo do conceito. E mais, dentro dessa discussão de alternativas, há autores que argumentam de que estas hipóteses não são mutuamente exclusivas.

Além de todos estes problemas, estamos deixando à parte o debate sobre o crescimento continental e/ou oceânico gerado por LIPs (“M.O.M.O”), que não incluímos nos objetivos de discussão nesta oportunidade (vide Quadro 1, vide Stein & Hofmann 1994).

Classificação de orogenias – uma proposta preliminar

Ao se deparar com o tema da “classificação de orogenias”, três fatos irrecorríveis nos vêm obrigatoriamente à mente (e não são todos): necessidade

de descartar, deixar à margem, algumas variáveis; a impossibilidade de se chegar à consensualidade; ter certeza de que, por melhor ou mais bem intencionada que seja, em breve a classificação estará ultrapassada.

Os diversos temas repassados neste trabalho deixam isto bastante claro, e constituem uma advertência benéfica para a complexidade do problema e para as tentativas de classificação. A riqueza e a diversidade natural dos temas envolvidos, o debate de ideias, a não consensualidade sobre muitos pontos sempre ocorreu e ocorre, desde os primórdios da Geotectônica como ciência, até a última classificação publicada para as orogenias (Sengör 1990). Sabemos que no momento (ou nunca) haverá um desfecho consensual neste tema, assim sendo não ilusórias pretensões eventuais da lavra de uma proposta marcante, porque sabemos que o tema está em estágio de fluxo. Novos conhecimentos, novos elementos, novas descobertas estão continuamente sendo agregadas ao tema, apenas se pretende introduzir uma colaboração para futuras incursões neste campo. Assim, não se alimenta (conscientemente) a pretensão de propor um desfecho, mas se acredita que é possível, com o desenvolvimento da discussão e do tema.

Das últimas classificações publicadas (vide sínteses em Brito Neves 1995) – a grande maioria vinculada a termos e princípios da escola geossinclinal e uma minoria vinculada com os princípios da tectônica de placas. Os autores levaram em conta como variáveis importantes: a posição geográfico-geológica da orogenia, o grau de mobilidade, natureza e procedência do contexto vulcanossedimentar, presença de remanescentes de litosfera oceânica, o zoneamento metamórfico etc. Todas têm em comum o fato de serem classificações raramente citadas (em livros e *papers* subsequentes), verdadeiras raridades, e só subsistem graças à busca de uma investigação específica. Interessante que este não seja um tema frequente em livros-texto, como seria esperável.

O tema classificação é importante e complexo. Complexo por conta do número de variáveis (que são diferentes em importância de um orógeno/colagem orogênica para outra) e por conta do progresso do conhecimento destroi dogmas/hipóteses, ao mesmo tempo em que vai construindo/pavimentando outras; importante porque geralmente presume que está retratando (ou tentando o fazer) da melhor forma o *up to date* do conhecimento.

Sengör (1990) afirmou que “cada orógeno é único (*each orogen is unique*); foi o último autor a apresentar uma abrangente classificação, tendo o contexto alpino-himalaiano como paradigma.

Tendo como inspiração a classificação de Linneu na zoologia, levou em consideração desde classe (definida pela natureza da interação), chegando até “raça”, passando por “superfamília”, família”, “gênero” e “espécie”. Apesar de recorrer ao maior número de variáveis, deixou a sua contribuição, mas não foi bem sucedido. Isto é afirmado porque sua classificação raramente é mencionada (o que é lamentável) e porque ficaram de fora alguns elementos e variáveis que para outros autores seriam fundamentais. Por exemplo, nenhuma alusão foi feita por Sengör aos orógenos intracontinentais (“modelos alternativos” muito debatidos e luzentes nos anos 80), os quais figuravam em alguns livros-texto clássicos (vide Kröner 1981, Martin & Eder 1983, Kröner 1987, entre outros) e em dezenas de publicações específicas.

Estrutura da Proposta do Quadro de Classificação

a) No entendimento deste autor, a relação da orogenia com o cenário das interações de placas (o grande motor da maioria dos processos) deve ser a primeira chave para classificação. Como assim o fizeram Sengör (1990, “classe” e “ordem”) e Bally & Snelson (1980, “epissuturais”, “perissuturais”). Parece oportuna e inescapável a inclusão dos orógenos intracontinentais, que contam com exemplos concretos em todos os continentes, e que distam até milhares de quilômetros (“telesuturais”) da zona de interação motriz. Dessa forma, a primeira coluna de nosso do Quadro 2 (vide abaixo) procurou cobrir da melhor forma esta relação entre as posições da orogenia e a zona de sutura.

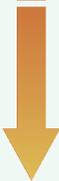
Mas, ainda nesta primeira coluna, é necessário insistir e deixar claro que, ao longo do tempo, e mesmo ao longo de uma mesma longitudinal zona de interação de placas, ocorrem mudanças significativas no tipo de interação e na geometria/ estruturação do processo e no seu esquema de esforços. Todos os processos de interação de placas são transitórios. Por exemplo, há muitas observações de que arcos extensionais (ângulo de subdução elevado, litosfera oceânica mais velha sendo reciclada) podem ser transformados com o tempo em arcos neutros e compressionais (ângulos mais baixo, *flat subduction*), litosfera oceânica mais jovem em processo de subdução. Por estes casos – com vários exemplos concretos – e nos processos a eles inversos (vice versa),

fica claro como é difícil enquadrar as orogenias num esquema ortodoxo, e por isto geralmente isto não é retratado, em detrimento da qualidade da classificação. A seta vertical tracejada na primeira coluna da classificação proposta é uma tentativa de abrigar/contornar estes problemas/fatos, que apresentam vários exemplos na costa do Pacífico das Américas. Em outras palavras, a geometria da subdução e a natureza do arco não podem, nem devem ser considerados como um fato imutável (a “família” de Sengör 1990 não poderia permanecer única). Além do mais há uma máxima que diz que a colisão é o “*day after*” da subdução (“*collision is the only way to stop subduction*”... consoante Scotese 2012). Todos os processos de subdução tendem para uma finalização em colisão e sempre com processos transpressionais associados.

É necessário reiterar aqui também a observação Woodcock (1986) sobre a quantidade de aproximações oblíquas, como se pode ver no presente cenário das placas litosféricas por todo o globo. Assim, as orogenias transpressionais devem ter ocorrido com muito mais frequência (...*oblique convergence is more work; orthogonal least work*, consoante Scotese 2012) do que como são tratadas nos livros-texto. Em muitos orógenos do passado a transpressão existiu de forma acentuada, mas isto não foi convenientemente detectado por muitos autores.

b) No nosso entendimento, a aproximação máxima possível do cenário paleogeográfico é fundamental para entender o processo tectônico; para ousar enquadrá-lo de melhor forma possível em uma classificação. A insistente preocupação dos geocientistas soviéticos (“fixistas”, escola geossinclinal) em classificar o arranjo das faixas orogênicas e suas relações com exposições do embasamento (“crátons”, “maciços”, “altos” diversos etc.) nos parece um fato meritório: faixas, pares, sistemas, sintaxes, regiões (faixas em mosaico, hoje reconhecidos como *branching systems of orogens* pelos tectonistas mais modernos) foram temas amplamente debatidos, malgrado uma proliferação desgastante de termos. Certamente exageros e erros foram cometidos (“maciços medianos”, “maciços marginais”, “zonas geoanticlinais”, “falhas profundas” etc.), mas parece necessário procurar entender ao máximo o cenário paleogeográfico. A singeleza e o traçado linear da maioria dos esquemas mobilistas, a identificação de poucos atores no processo orogênico, entre

CLASSIFICAÇÃO DE OROGENIAS - UMA PROPOSTA

Em função dos tipos de interação de placas	Organização/arranjo/ associação ³	Nível de erosão/ Expressão da preservação
<p>INTERPLACAS / EPISSUTURAIS</p> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="text-align: center; margin-right: 20px;">  </div> <div style="flex: 1;"> <p style="text-align: center;">Arcos de Ilhas¹ Compressionais²</p> <p style="text-align: center;">ACRESCIONÁRIAS (Ortotectônicas) Neutros</p> <p style="text-align: center;">Arcos Magmáticos Extensionais</p> <p style="text-align: center;">TRANSPRESSIONAIS ("Keyrogens")</p> <p style="text-align: center;">COLISIONAIS ("Paratectônicas")</p> </div> </div>	<p>LINEARES SIMPLES</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>EMPARELHADAS (zoneadas)</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>DEFLEXÕES / OROCLINAIS</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>SISTEMAS</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>SINTAXES</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>TRAPEADAS COMO TERRENOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>MOSAICO ("Branching system of orogens")</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>OUTRAS</p> <p style="text-align: center;">↓</p>	<p>Preservação semi-completa das rochas supracrustais ("orogenic belts")</p> <p>Preservação moderada das rochas supracrustais</p> <p>Preservação modesta das rochas supracrustais</p> <p>Vestigiais ("mobile belts")</p>
<p>MARGENS DE PLACAS / PERISSUTURAIS</p> <p><i>fold-and-thrust-belts</i></p> <p>Bacias deformadas por faixas móveis e transcorrentes próximas ou adjacentes</p>		
<p>INTRAPLACAS / DISTAIS / (TELESSUTURAIS)</p> <p>Riftes invertidos (cisalhamento puro)</p> <p>Transpressionais (cisalhamento simples)</p> <p>"Farfield stresses"</p> <p>f(Associadas com vetores de fusão de supercontinentes)</p>		

1 Lateralmente e ao longo do tempo, a classificação tende a variar. A colisão é o "day-after" da subdução

2 Ao longo do tempo, a classificação pode variar de estilo

3 Pode variar longitudinalmente sempre e sujeita a influência das condições locais de exposição

Quadro 2. Proposta de classificação dos sistemas orogênicos, levando em consideração os processos vigentes inter e intraplaca (circunstâncias geodinâmicas primárias), a organização geográfico-geológica (visão zenital) e o nível de preservação dos registros

outros, são pontos críticos dos modelos da Tectônica de Placas (desde Dewey & Bird 1970), já comentados dantes.

Observando o cenário atual, geográfico-geológico dos continentes e oceanos, facilmente verificamos que traços lineares, organizações simples não são comuns, e afora as chamadas (clássicas) placas grandes, intemediárias e pequenas placas (estas estipuladas como $<10^4\text{km}^2$), ocorrem muitos candidatos a terrenos (frações de embasamento, construções organógenas, zonas de fraturas, plató basaltos, ilhas vulcânicas, cones sedimentares (aqueles corpos litosféricos continentais e oceânicos de difícil subdução (*hard to subduct*), por conta de densidade, espessura e outras características. Assim a singeleza exagerada dos primeiros modelos de tectônica de placas deve ser evitada ao máximo, posto que foram simplificações (prejudiciais) do quadro geológico-geográfico. Na segunda coluna de nossa proposição, as formas e arranjos (sempre tentando chegar o mais

próximo possível do cenário paleogeográfico, paleotectônico) são contempladas, como implementos interessantes a uma classificação mais útil. Por outro lado, a seta vertical aposta indica que uma faixa de dobramentos linear simples, longitudinal ou lateralmente em uma região orogênica, pode permanecer sempre nesta condição, como pode ser transformada/agrupada em várias outras possibilidades, até mesmo como parte do contexto de um "mosaico" (ou *branching system*). Assim sendo, o tipo de organização e arranjo em planta das orogenias é um fator importante, sendo considerados os trabalhos das escolas fixistas (e.g. Stille 1955, Khain & Sheinmann 1962, Clifford 1970), mas também de geotectonistas modernos (e.g. Sengör 1990, Howell 1995). A coluna central da classificação proposta pretende abrigar os diferentes arranjos encontrados no campo e a terceira coluna procura discriminar grau de preservação. Os entendimentos (ou a aproximação máxima de) dos arranjos geográfico-

-geológicos e dos respectivos cenários geodinâmicos são condições especiais e a coluna central procura contemplar estes quadros e cenários.

- c) Nos paradigmas dos modelos fanerozoicos de tectonistas de placas, a preservação das rochas supracrustais é fantástica e a preocupação com o embasamento foi naturalmente minimizada. Nas classificações modernas auferidas de paradigmas (Cordillera, Appalaches, Alpes, Himalaia), os autores contaram com abundante preservação de rochas supracrustais e, nessas condições excepcionais, a participação de elementos tectônicos do embasamento foi minimizada. Nos modelos ditos “fixistas”, com grande maioria em orogenias do Pré-Cambriano, a preocupação com a paleogeografia, com o número e tipos de “bacias” (transformadas em faixas móveis/zonas orogênicas) e de “altos” do embasamento (*basement inliers*) foi significativamente maior, numa preocupação mais intensa com um diversificado quadro paleogeográfico. O registro litoestrutural das “bacias” e “altos” fôra motivo de reflexão sobre ambientes prováveis. É justo acrescentar que, só excepcionalmente, alguns autores “plaquistas” (vide Condie 1982) levaram em conta o caráter do preenchimento vulcanossedimentar (natureza e quantidade das sequências preservadas das faixas móveis) e com estes dados fizeram incursões objetivas e frutíferas à natureza tectônica das mesmas.

Muito diferentes foram os casos das classificações emanadas dos autores ditos “fixistas”, que trabalharam com orogenias sobretudo do Pré-Cambriano, nas quais a participação dos contingentes de rochas supracrustais era muito variável e, até em alguns casos, relegados a poucos remanescentes; o nível de erosão, a expressão das rochas supracrustais (“Post-Sedimentation Preservation Potential” = “PSPP”, Busby & Ingersoll 1995) não pode ficar ausente de uma classificação. Por outro lado, Clifford (1970) trabalhando em faixas orogênicas africanas totalmente arrasadas pela erosão, chamou a atenção para faixas com intensa preservação de rochas supracrustais a que chamou de “*orogenic belts*” (o que não foi uma designação feliz) e aquelas faixas sem rochas supracrustais preservadas (ou o mínimo possível de preservação), a que chamou de *vestigial belts*. Este tema voltou à baila no Brasil várias vezes (vide Cordani 1978), e é importante, fazendo grassar entre nós com muita frequência

o termo “*mobile belt*” (correspondente mais próximo dos *vestigial belts*, como aqueles descritos por Clifford (op cit).

Assim, tanto na coluna 2 como agora na consolidação da coluna 3, há uma preocupação em fugir/escapar o máximo possível, com singeleza exagerada (reducionismo, em parte), dos modelos “plaquistas” tradicionais (mais antigos), oferecendo algumas possibilidades de arquitetura, composição, natureza dos registros vulcanossedimentares (e visão zenital) mais próximas da realidade com que convivemos, com que nos debatemos.

O entendimento dos processos de exumação, da história pós-orogênica (a poli-história geomórfica) são igualmente muito importantes, e para isto foi reservado a terceira coluna da nossa classificação. Sem um esforço sobre estes eventos e fatos, a qualificação da classificação tende a decrescer.

Limitações

Como expresso no início deste capítulo, o tema “classificação de orogenias” depende inefavelmente três fatos irrecorríveis (e não são todos): necessidade de descartar, deixar à margem, algumas variáveis; a impossibilidade de se chegar à consensualidade; ter certeza que, por melhor ou mais bem intencionada que seja, a classificação estará brevemente ultrapassada. Pelo menos é isto que se espera, e isto tem sido moeda de troca do avanço científico

As limitações e as condições impostas são muitas e conhecidas por muitos autores (embora o tema seja raro em livros-texto, como já enfatizado). O tempo, a evolução dos conhecimentos (no campo da investigação geológica e geofísica), a paciência para observar novos casos, novos modelos, muitos destes por pesquisadores de continentes cientificamente menos avançados (estes que costumam dominar e impor bibliografia e modelos) e principalmente uma atitude de humildade são condições/requisitos fundamentais para que possa vir a ocorrer o aprimoramento neste tema. A leitura crítica dos diversos colegas, de diferentes *fronts* das ciências geológicas, é a condição esperada para tentar aprimorar para o futuro.

No trato com classificação de orogenias, há alguns tipos com problemas difíceis de enquadrar adequadamente. No caso da América do Sul, por exemplo (mas não exclusivamente), nas províncias estruturais da Mantiqueira e da Borborema ocorrem inúmeros casos em que ao longo de um

mesmo contexto (de uma mesmo sistema de dobramentos) há tratos orogênicos bem preservados (reconstruções litoestratigráfica e paleogeográfica absolutamente factível) e outros totalmente arrasados (“vestigiais”), onde são encontrados apenas um embasamento diversamente retrabalhado. Assim, os processos de evolução tectônica e geomórfica pós-orogenia necessariamente têm de ser considerados. Mesmo que isto nem sempre seja possível de ser analisado e expresso a contento, estas feições/características porém não podem ser alijadas de um propósito de classificação.

Agradecimentos

Vários colegas do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP, e colegas do Departamento de Geofísica do IAG-USP colaboraram intensamente com nosso trabalho, com ajuda na pesquisa bibliográfica, com discussão do tema. Os colegas Mario Campos Neto e Umberto Cordani lideraram esta frente importante de ajuda. A bibliotecária Maria Aparecida Ayello do IGc-USP foi uma colaboradora excepcional em várias fases da pesquisa. Ao CNPq, os agradecimentos especiais pela bolsa de produtividade acadêmica e pelo “Grant” para pesquisas, que nos estimularam e foram essenciais para que o tema fosse tocado sem contratempos. Teremos muito mais a agradecer ainda quando do retorno daqueles que lerão este trabalho e a proposta de uma classificação de orogenias, como aquela aqui conduzida. Aos dois revisores, pelo incremento à melhoria do trabalho.

Referências

- Aitken A.R.A., Raimondo T., Capitanio F.A. 2013. The intraplate character of supercontinents tectonics. *Gondwana Res.*, **24**(3-4):807-815.
- Allen P.A., Allen J.R. 2005. *Basin Analysis Principles and Applications*. 2 ed. Malden-MA: Blackwell Publ. 549p.
- Allen P.A., Armitage J.J. 1912. Cratonic Basins. In: Busby, C., Azoz, A. eds. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, part V, Chapter 30. New York, Wiley-Blackwell.p.602-620
- Bally A.W. 1980. Basins and subsidence: a summary. In: Bally A.W., Bender P.L., McGetchin T.R., Walcott R.I. eds. 1980. *Dynamics of Plate Interiors*. Washington, Am. Geophys. Union, p. 5-20 (Geodynamics Series, 1).
- Bally A.W. 1981. Thoughts on the tectonics of folded belts. In: McClay K.R., Price N.J. eds. 1981. *Thrust and nappe tectonics*. Oxford: Blackwell. p. 13-22.
- Bally A.W. Snelson S. 1980. Realms of subsidence. In: Miall A.D. ed., 1980. *Facts and principles of world petroleum occurrence*. Calgary: Can. Soc. Petrol. Geologists. p. 1-94 (Memoir 6).
- Beaumont C., Jamieson R. 2010. Himalayan-Tibetan Orogeny: Channel flow versus (Critical) Wedge Models, a False Dichotomy? *Extended Abstracts*, 25th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, San Francisco, California. June 2010 (circ. restrita).
- Bergerat F. 1987. Stress fields in the European Platform and the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6**(2):99-132.
- Bertotti G., Lamote D.F., Teixell A., Charroud M. 2009. The geology of the vertical movements of the lithosphere: an overview. *Tectonophysics*, **475**(1):1-8.
- Bird P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, **83**(B-10):4975-4987.
- Bott M.H.P., Kusznir N.J. 1984. The origin of tectonic stress in the lithosphere. *Tectonophysics* **105**:1-13.
- Brigdwater D., Sutton J., Waterson J. 1974. Crustal downfolding associated with igneous activity. *Tectonophysics*, **21**:57-72.
- Brito Neves B.B.de, Fuck R.A., Cordani U.G. Thomaz Filho A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of major sedimentary basins of Brazil; a case of tectonic heritage. *J. Geol.*, **1**(3/5):495-510.
- Brito Neves B.B.de. 1985. Teorias e Modelos em Geotectônica. Introdução ao Problema. *Bol. IG-USP, Sér. Didát.*, **1**:73.
- Brito Neves B.B.de. 1995. Crátons e Faixas Móveis. *Bol. IG-USP, Sér. Didát.*, **7**:187.
- Burov E.B., Lobkovsky L.I., Cloetingh S., Nikishin A.M. 1993. Continental lithosphere folding in Central Asia (Part II): constraints from gravity and topography. *Tectonophysics*, **226**:73-87.
- Busby C., Azor A.A. 2012. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. New York: Wiley. 664p.
- Busby C.J., Ingersoll R.V. 1995. *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge: Blackwell Sci. 579p.
- Caputo M.V. 2014. Juruá Orogeny: Brazilian and Andean Countries. *Brazil. J. Geol.*, **44**(2):181-190.
- Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B., Amaral I.A., Bis-trichi C.A. 1994. O Atualismo como princípio metodológico em Tectônica. *B. Geoc. Petrobrás*, **8**:275-293.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2013. The continental record of the generation of continental crust. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **125**:14-32.
- Clifford T.N. 1970. The structural framework of Africa. In: Clifford T.N., Gass I.G. eds. 1970. *African magmatism and tectonics*. Danen: Conn. Hafner. p. 1-26.
- Cloetingh S., Burov E. 2011. Lithosphere folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms. *Basin Research*, **23**:257-290.

- Cloetingh S., D'Argenio D., Catalano R.H., Horvath F., Sassi W. 1995. Interplay of extension and compression in basin formation. *Tectonophysics*, **252**(1-4):1-5.
- Cloetingh S., Sassi W., Horváth F. 1993. The origin of the sedimentary basins: state of the art and first results of the Task Force. *Tectonophysics*, **226**:vii-x.
- Coffin M.L. 1995. *Large igneous provinces*. Inst. Geophysics, the University of Texas, at Austin, USA. Excerto na Internet (Trab. não publ.). URL: <http://www.largeigneousprovinces.org>.
- Condie K.C. 1982. Early and Middle Proterozoic supracrustal succession and their tectonic settings. *Am. J. Sci.*, **282**(3):341-357.
- Condie K.C. 1997. *Plate Tectonics and crustal evolution*, 4rd ed. Oxford, Pergamon Press, 282 p.
- Condie K.C. 2007. Accretionary orogens in space and time. In: Hatcher Jr., R., Carlson M., McBride J.H., Catalan J.M.R. 2007. *4-D Framework of Continental Crust*, Boulder, The Geological Society of America Memoir 200, p.145-157.
- Condie K.C. 2011. *Earth as an Evolving Planetary System*. 2nd ed. Amsterdam, Elsevier, 574p.
- Coney P.J. 1973. Plate Tectonics of Marginal Foreland Thrust-Fold Belts. *Geology* **1** (3):131-134.
- Cooper M.A., Williams G.D. eds. 1989. *Inversion Tectonics*. London, Geol. Soc./Blackwell. 360p. (Geol. Soc. Spec. Publ., n. 44).
- Cordani U.G. 1978. *Comentários filosóficos sobre a evolução geológica pré-cambriana*. Publ. Esp. SBG, Núcleo Bahia, n. 3, p. 33-41. (Anais da Reunião Preparatória para o "Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais", Circ. Restrita).
- Cordani U.G., Brito Neves, B.B., Thomaz Filho, A. 2009. Estudo Preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *B. Geoc. Petrobrás*, **17**(1):205-219.
- Cordani U.G., Fraga, L.M., Reis, N., Tassinari, C.C.G., Brito Neves, B.B. 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: a discussion. *J. South Am. Earth Sci.*, **29**:143-159.
- Coward M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. 1987. *Continental Extensional Tectonics*. Oxford, Blackwell Scientific Publications (Geol. Soc. Spec. Publ., 28), 620p.
- Coward M.P., Ries, A.C. eds. 1986. *Collision Tectonics*. Oxford, Blackwell, 415 p. (Geol. Soc. Spec. Publ., 19).
- Dewey J. F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**(6):1123-1139.
- Dewey J.F., Bird J.M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75** (14):2625-2647.
- Dewey J.F., Burke K.A. 1973. Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.*, **81**:683-692.
- England P. 1982. Some Numerical Investigations of Large Scale Continental Deformation. In: Hsü, K. (ed.) *Mountain building processes*, New York, Acad. Press. p. 129-139.
- Ensele G. 2000. *Sedimentary Basins*. Evolution, Facies, and Sediment Budget. Tübingen: Springer-Verlag.
- Etheridge M.A., Rutland R.W.R., Wybom L.A.I. 1987. Orogenesis and tectonic process in the early to middle proterozoic of Northern Australia. In: Kröner A. ed. 1987. *Proterozoic Lithospheric Evolution*. Boulder: Am. Geophys. Union. p. 131-147.
- Etheridge M.A., Wybom L.A., Rutland R.W.R., Page R.N., Blake D.H., Drummond B.J. 1984. *The BMR model*. A discussion paper. In: Workshop on Early to Middle Proterozoic of Northern Australia. 8p. Div. Petrology and Geochemistry (Circ. Restr.).
- Gorczyk W., Hobbs B., Gessner K., Gerya T. 2013. Intra-cratonic geodynamics. *Gondwana Res.*, **24**:838-848.
- Gorczyk W., Hobbs B., Gerya T. 2012. Initiation of Rayleigh-Taylor instabilities in intra-cratonic settings. *Tectonophysics*, **514-517**:146-155.
- Gordon R.G. 1998. The Plate Tectonic Approximation: Plate non rigidity, diffuse Plate boundaries, and global Plate Reconstructions. *Annual Review Earth Planetary Science Letters*, **26**:615-642.
- Hancock P.L., Bevan T.G. 1987. Brittle modes of foreland extension. In: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. 1987. *Continental Extensional Tectonics*. Oxford: Blackwell Sci. Publ. (Geol. Soc. Spec. Publ., 28), p. 127-138.
- Hancock P.L. 1994. *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press. 421p.
- Hand M., Sandiford M. 1999. Intraplate deformation in Central Australia, the link between subsidence and fault reactivation. *Tectonophysics*, **305**:121-140.
- Hand M., Collins W.J. 2014. Compressional intracontinental orogens: Ancient and modern perspectives. *Earth-Science Reviews* **130** (2014):128-153.
- Hartley R.W., Allen P.A. 2007. Interior cratonic basins of Africa- relation to continental break up and role of the mantle convection. *Basin Research*, **6**:95-113.
- Hatcher Jr. H.D., Williams H. 1986. Mechanical model for single thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**(8):975-985.
- Helwig J. 1974. Eugeosynclinal basement and a collage concept of orogenic belts. In: Dott Jr, R.H. & Shaver, R.H. eds. 1974. *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Tulsa: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., **19**:359-376.
- Howell D.G. 1995. Principles of Terrane Analysis: new applications for global tectonics. 2nd ed. London: Chapman & Hall. 122p.
- Hsü K.J. ed. 1982. *Mountain Building Processes*. London, Academic Press, 263 p.
- Illies J.H. 1973. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system.

- Geologische Rundschau* Bd. **64**:677-699.
- Illies J.H. 1975. Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system. *Tectonophysics* **29**:251-264.
- Illies J.H. 1981. Stress pattern and strain release in the Alpine foreland. *Tectonophysics* **71**:157-172.
- Ingersoll R.V. 2012. Tectonics of Sedimentary Basins with, revised nomenclature. In: Busby, C. and Azor, A.A. Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Oxford, Blackwell Publish. Ltda, p. 3-43.
- Kearey P, Klepeis K.A., Vine F.J. 2009. *Global Tectonics*. 3rd ed. Oxford: Wiley-Blackwell. 481p.
- Kennett, B.I.N., Iaffaldano G. 2013. Role of lithosphere in intracontinental deformation: Central Australia. *Gondwana Res.*, **24** (3-4):958-968.
- Khain V.E. 1960. *Main types of tectonic structures, their principal features and probable origin*. International Geological Congress 21, Copenhagen, , part 18, p. 215-226.
- Khain V.Y., Sheynmann M.V. 1962. Hundredth anniversary of the geosynclinal theory. *Intern. Geol. Rev.*, **4**(2):166-198.
- Kingston D.R., Dishroom C.P., Williams P.A. 1983. Global basin classification system. *AAPG Bull.*, **67**(2):2175-2193.
- Klein G.V. 1991. Geodynamic and Geochemical Aspects of Sedimentary basin Classification. *J. African Earth Sci.*, **13**(1):1-11.
- Klein G.V., Hsü A.T. 1987. Origin of cratonic basins. *Geology* **15** :1094-1098.
- Klein G. V. 1987. Current aspects of basin analysis. *Sedim. Geol.*, **50**:95-118
- Kohn M.J. 2008. P-T-t data from central Nepal support critical taper and repudiate large-scale channel flow of the Greater Himalayan Sequence. *GSA Bull.*, **120** (3/4):259-273.
- Kröner A. 1981. *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdam: Elsevier. 804p.
- Kröner A. 1987 (ed.) *Proterozoic lithospheric evolution*. Boulder, Am. Geophys. Union. 273p. (Geodynamics Series, 17).
- Law R.D., Searle M.P., Godin L. eds. 2006. Channel flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **268**:620.
- Lowell J.D. 1974. Plate Tectonics and Foreland Basement Deformation. *Geology*, **2**(6):274-278.
- Marshak S., Karlstrom K., Timmons J.M. 2000. Inversion of Proterozoic extensional faults. An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology* **28**:735-738.
- Marshak S., van Der Pluijm B.A., Hamburger M. 1999. Tectonics of continental interiors. *Tectonophysics*, **305**:1-3.
- Martin H., Eder F.W. 1983. *Intracontinental fold belts*. Berlin, Springer-Verlag, 945p.
- Martin H., Porada H. 1977. The Intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa. Discussion of relationships with the Pan-African mobile belt system. *Precambrian Res.*, **5**(4):311-338.
- Martin H. 1983a. Overview of Geosynclinal, Structural and Metamorphic Development of the Intracontinental Branch of the Damara Orogen. In: Martin H., Eder F.W. eds. 1983. *Intracontinental Fold Belts*. Berlin: Springer Verlag. p. 473-502.
- Martin H. 1983b. Geodynamic model for the Geosynclinal Development of the Damara Orogen, Namibia/South West Africa. In: Maerin H., Eder F.W. eds. 1983. *Intracontinental Fold Belts*. Berlin: Springer Verlag. p. 503-542.
- McKenzie D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Letters*, **40**(1):29-32.
- Mercier J.L. 1984. La deformation des continents au voisinage des marges convergentes. *Bull. Soc. Geol. France*, **7**(3):551-566.
- Mitchell A.H., Reading, H. G. 1969. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. *J. Geol.*, **77**:629-646.
- Molnar P., Gray D. 1979. Subduction of the continental lithosphere: some constraints and uncertainties. *Geology*, **2**:58-62.
- Molnar P., Tapponnier P. 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: effects of a Continental Collision. *Science*, **189**(4201):419-426.
- Molnar P., Tapponnier P. 1978. Active Tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, **83**(B11):5361-5366.
- Molnar P., Tapponnier P. 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions. *J. Geophys. Res.*, **84**(87):1425-1440.
- Molnar P., Houseman G.A. 2013. Rayleigh-Taylor instability, lithospheric dynamics, surface topography at convergent mountain belts. *J. Geophysical Res.*, **118**: 2544-2557.
- Moores E.M., Twiss R.J. 1995. *Tectonics*. New York: Freeman & Co. 415p.
- Naumann C.E. 1866 2nd ed. *Lehrbuch der Geognosic*. Leipzig, 2nd ed. Bd. 3. Verlag von Engelmann. 192p.
- Neil E.A., Houseman G.A. 1999. Rayleigh-Taylor instability of upper mantle and its role in intraplate orogeny. *Geophys. J. Intern.*, **136**:89-107.
- Neves S.P., Tommasi, A., Vauchez, A., Hassani, R. 2008. Intraplate continental deformation: Influence of heat-producing layer in the lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, **224**:302-400.
- Nikishin A.M., Cloetingh, S., Lobkovsky, L.I., Burov, E.B., Lankreijer, A.C. 1993. Continental lithosphere folding in Central Asia (Part I): constraints from geological observations. *Tectonophysics*, **226**:59-72.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimova I.V. 1996. Late Precambrian. to Triassic his-

- tory of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, **268**:23-63.
- Oxburgh E.R. 1972. Flake Tectonics and continents collision. *Nature*, **239**(5369):202-204.
- Pluijm B.A.V.D., Marshak S. 2004. *Earth Structure*, 2nd Edition, New York: Norton & Co. 656p.
- Porada H. 1983. Geodynamic Model for the Geosynclinal Development of the Damara Orogen, Namibia/Southwest Africa. In: Martin H., Eder F.W. 1983. *Intracontinental fold belts*. Berlin, Springer-Verlag. p. 504-542.
- Raimondo T., Collins A., Hand M., Walker-Hallam A., Smithies R.H., Evins P.M., Howard H.M. 2009. The anatomy of a deep continental orogen. *Tectonics*, **29**(TC4024):1-31.
- Sandiford M. 1999. Mechanics of basin inversion. *Tectonophysics* **305**:109-120.
- Sandiford M., Hand M. 1998. Controls on the locus of intraplate deformation in Central Australia. *Earth Planet. Sci. Letters*, **162**:97-110.
- Scotese C.R. 2012. *Plate Tectonics: rules of the Thumbs*. PaleoMAP project. URL: <http://www.scotese.com/>
- Sengör A.M.C. 1990. Plate Tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth Science Reviews*, **27**(1-2):1-201.
- Sengör A.M.C. 1999. Continental interior and cratons: any relation? *Tectonophysics*, **305**:1-42.
- Shaw R.D., Etheridge M.A., Lambeck K. 1991. Development of the late Proterozoic to Mid-Paleozoic, intracratonic Amadeus Basin in Central Australia: a key to understanding tectonic forces in plate interiors. *Tectonics*, **10**(4):688-721.
- Stein M., Hofmann A.W. 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, **372**: 63-68.
- Stephenson R.A., Cloetingh S. 1991. Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. *Tectonophysics*, **188**:27-37.
- Stille H. 1955. Recent observations of the earth's crust in the light of those earlier epochs. In : Poldevarat A. *Crust of the Earth*. New York: *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **62**:171-192.
- Tapponnier P, Molnar P. 1979. Active Faulting and Cenozoic Tectonics of the Tien Mongolia and Baykal regions. *J. Geophys. Res.*, **84** (B7):3425-3459.
- Vauchez A., Nicolas A. 1991. Mountain building: strike parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, **185**(3-4):183-201.
- Villote J.P., Meloshi J., Sassi W., Ranalli G. 1993. Lithosphere rheology and sedimentary basins. *Tectonophysics* **226**:89-95.
- Webb A.A., Schmitt A.K., He D., Weigand E.L. 2011. Structural and geochronological evidence for the leading edge of the Great Himalayan Crystalline complex in the central Nepal Himalaya. *Earth Planet. Sci. Letters*, **304**:483-495.
- Wilson J.T. 1966. Did the Atlantic close and then reopen? *Nature*, **211**:676-681.
- Woodcock N.H. 1986. The role of strike slip fault at plate boundaries. *Philos. Trans. Royal Soc. London* **A317**:13-29.
- Ziegler P.A. 1975. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the alpine system. *Geologische Rundschau*, **42**:677-699.
- Ziegler P.A. 1987. Compressional intra-plate deformation in the Alpine foreland: an introduction. *Tectonophysics*, **137**(1-4):1-5.
- Ziegler P.A. 1989. Geodynamic model for the alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. In: Cooper M.A., Williams G.D. eds. 1989. *Inversion Tectonics*. London, Geol. Society/Blackwell, p. 63-85. (Geol. Soc. Spec. Publ., n. 44).
- Ziegler P.A., Cloetingh S., Van Wees J.D. 1995. Dynamics of intra-plate deformation: the Alpine foreland and others examples. *Tectonophysics*, **252**:7-59.
- Zoback M.D., Stephenson R.A., Cloetingh S., Larsen B.T., Van Hoorn B., Robinson A., Horvath F., Puigdefabregas C., Ben-Avraham Z. 1993. Stresses in the lithosphere and sedimentary basin formation. *Tectonophysics*, **226**:1-13.

RESUMO: Esta síntese do conceito de orogenias abrange desde a Tectônica de Placas dos anos 1970, adendos e modelos "alternativos", que buscam explicar orogenias distantes das zonas de interação de placas. A análise crítica dos modelos originais resultou em adendos que incluem domínios proterozoicos e paleozoicos e observações sobre reologia e história termo-tectônica da litosfera. Os modelos alternativos explicam a orogênese por subdução local de litosfera continental, sem envolver litosfera oceânica. Nos anos 1990, houve notável avanço no estudo das causas da subsidência (tectônica formadora de bacias) e estudos que contestam a rigidez das placas e propõem modelos de enfraquecimento devido à ação termal. Orogenias intracontinentais, entendidas como caso extremo da inversão de bacias, ocorrem em praticamente todos os continentes. Esforços gerados em zonas de interação de placas podem ser transmitidas continente adentro por milhares de quilômetros e gerar tectônica deformadora longe de suturas. Embora esteja ainda em estágio de fluxo, o conceito de orogenias intracontinentais ("telessuturais") vem se consolidando, embora não tenha sido incorporado a livros-texto. O histórico e o reexame do tema possibilitam classificar os orógenos segundo três variáveis principais: posição em relação às zonas de sutura, organização geométrico-geológica (em planta) e nível de exumação.

PALAVRAS-CHAVE: Orogenia, tectônica formadora, tectônica deformadora, sistemas de dobramentos, deformação intracontinental.