



Tectônica de Placas, 50 anos: os adendos científicos e as teorias complementares

PLATE TECTONICS, 50 YEARS: SCIENTIFIC ADDENDA AND COMPLEMENTARY THEORIES

BENJAMIM BLEY DE BRITO-NEVES

PROFESSOR SÊNIOR. INSTITUTO GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, S. PAULO-SP, BRASIL.

E-MAIL: BBLEYBN@USP.BR

Abstract: The Plate Tectonics Theory completed 50 years of enrichment and intense and intercropped use. It was considered a revolution in Earth Sciences, due to the merits of the stipulated links between composition and structure of the Earth's interior and orogenic processes. This has always been done with respect of the geological knowledge and its support on the fields of Geochemistry and Geophysics. Such revolution, despite its successful applications, was followed since the early beginning by contests and valuable suggestions, called scientific addenda, which complement and supplement the model. Some geologists still today make restrictions to the theory because they are unaware of the remarkable volume of data, observations and scientific improvements incorporated into the original framework. This article aims to retrieve and discuss the addenda, as an attempt to update knowledge. Additionally, we discuss a series of supplementary concepts and consortium theories, both by link and by consequence, generated in the last 25 years.

Resumo: A Teoria da Tectônica de Placas completou 50 anos de uso intenso, consorciado e de gradual enriquecimento. Foi considerada uma revolução nas Ciências da Terra, pela meritória vinculação entre os processos orogênicos, a composição e a estrutura do interior da Terra, tudo com pleno respeito aos princípios das ciências geológicas e respaldo na Química e Física. A revolucionária teoria e suas aplicações bem sucedidas foram desde o início acompanhadas por contestações e sugestões valiosas, denominadas adendos científicos, que complementam ou suplementam o modelo. Muitos dos que hoje a criticam e/ou a relegam é porque não estão a par do contingente notável de dados e fatos incorporados ao arcabouço original da teoria. Este artigo pretende resgatar e discutir os adendos, na tentativa de atualizar o conhecimento. Adicionalmente, discutiremos uma série de conceitos suplementares e teorias consorciadas, tanto por vínculo como por decorrência, gerados nos últimos cinco lustros.

Citation/Citação: Brito-Neves, B. B. de. (2020). Tectônica de Placas, 50 anos: os adendos científicos e as teorias complementares. *Terra Didática*, 16, 1-24, e020044. doi: 10.20396/td.v16i0.8662073

Keywords: Orogeny, Lithosphere, Underplating, Delamination, Orogenic collapse, LIP.

Palavras-chave: Orogenia, Litosfera, Underplating, Delaminação, Colapso orogênico, Grandes Províncias Ígneas (LIP).

Manuscript/Manuscrito:

Received/Recebido: 20/06/2020

Revised/Corrigido: 15/11/2020

Accepted/Aceito: 16/11/2020



Introdução

A história da Tectônica é complexa, com muitos capítulos, ligados a diferentes etapas do desenvolvimento, sendo um contexto interessante de discussões, valiosas e meritórias, e que colaboram para o progresso global do conhecimento. A Revolução da Tectônica de Placas (abrangendo os artigos precursores, as primeiras hipóteses nos anos 1960 e os promulgadores nos anos 1970) foi acontecimento notável, de repercussão mundial, que praticamente sufocou e dissipou as teorias pretéritas dominantes (geossinclinalistas e/ou "fixistas"), antes do final do século passado.

A Teoria da Tectônica de Placas mudou o rumo da história da Geologia e da Tectônica (e ciências afins), em particular, consoante seus modelos fundamentais: Dewey & Bird (1970); Dewey & Burke

(1973) e a síntese atualizadora de Sengör (1990). A teoria está presente (e somente ela) nos mais importantes livros-textos de Tectônica de todo mundo, do último quartel do século passado até os primeiros lustros do século atual (Brito-Neves, 2020). Não é por menos, devido a seu embasamento científico, seu engajamento com as estruturas internas do planeta e as perdas de calor da Terra, o crescimento dos continentes e oceanos etc. Certamente deixara de lado, por não poder incorporar devidamente nos espaços de seu conceito, vários aspectos e fatos adicionais. Ademais, os modelos clássicos foram promulgados por observações concentradas nas faixas móveis fanerozoicas dos continentes setentrionais ($\leq 14\%$ da superfície da Terra).

Já ao longo das décadas de 1970 (vide Irwin, 1972, Coney, 1973, Lowell, 1974) e 1980, (prin-

principalmente nesta), muitos modelos alternativos foram propostos, com observações cautelosas e adendos científicos bem subsidiados que começaram a interpelar o hermetismo dos modelos originais. Mediante novas observações em processos orogênicos principalmente pré-fanerozoicos, mas não exclusivamente, várias observações ponderadas e valiosas foram incessantemente acrescentadas. Os livros textos de Kröner (1981 e 1987) e de Martin & Eder (1983) incorporaram muitas sugestões, que não haviam sido abrigadas nos modelos iniciais. Assim, com novas observações, foram aparecendo os enxertos científicos, ponderados e com bom embasamento científico.

À medida que o tempo passou, o conhecimento geológico-geotectônico foi crescendo e a introdução de novas metodologias investigativas levou à incorporação de novos adendos científicos; a Tectônica de Placas (na forma original) foi substancialmente enriquecida e se transformando, ampliando as perspectivas. Diante da riqueza de informações e de implicações (por toda a Terra) vários autores passaram a utilizar o termo Tectônica Global (sem uma definição internacional clara), para o conjunto da obra. Interessante notar que no trabalho inicial de Dewey & Bird (1970) eles já incluem no título a Tectônica Global.

Deonath (2008) tratou do tema com propriedade e mostrou a limitação de usar o termo Tectônica de Placas (como inicialmente proposto). Enumerou cerca de uma dúzia de adendos substanciais, que englobavam coisas de toda evolução do globo, propondo um novo paradigma: a Tectônica Global. Sengör (2014) foi mais adiante, e mostrou que a Tectônica Global, então sendo proposta – em sua amplitude e significado – já estava esquematizada e informalmente proposta desde o clássico trabalho de E. Suess (*Das Antilitz der Erde*, do final do século XVIII). Embora não haja consenso (ou formalização) sobre a definição, é importante mostrar que há consciência de novo mundo amplo de observações científicas, muito à frente dos parâmetros iniciais da Tectônica de Placas.

A pretensão deste artigo é mostrar os principais adendos científicos que foram gradativamente aportados aos conceitos iniciais (e por eles incorporados), tendo por base nossa experiência pessoal (no Brasil, sobretudo) e o excelente cartel de bibliografia que existe a respeito. Por conta de nossa dificuldade de aplicar as proposições iniciais dos modelos de orogenias, tivemos que fugir dos muitos adendos propostos lá atrás. O propósito deste artigo é rever

o que se aprendeu de novo, tentando fazer com que os adendos implementados pós-1970 nos ajudem a conhecer melhor as litosferas continental e oceânica e respectivas crostas (e tipos crustais) e um pouco mais acerca dos processos orogênicos.

Ainda há muitos problemas em aberto; o afeiramento da teoria (e suas associadas) avança em muitos campos, devendo chegar novos adendos e observações, graças às novas tecnologias de observação. Faltam muitos detalhes a ser mais bem equacionados. Por exemplo, há questões inacreditáveis, que são temas de reuniões específicas, como “desde quando opera a Tectônica de Placas?” (vide Hamilton, 2011: “*Plate tectonics began in Proterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated*”, vide Stern, 2004 etc.). Enfim, não estamos próximos de um ponto final sobre vários temas.

Adicionalmente, focaremos algumas teorias complementares hauridas gradativamente do progresso do conhecimento que vem sendo conseguido na Geotectônica, a saber: “Supercontinentes”, *Large Igneous Provinces (LIP)/Plumas do Manto*, *Magma Overturning Events-Major Orogenies = “MOMO”*, Evolução Irreversível da Evolução da Terra (versus Princípio do Atualismo). Sem dúvida, são teorias que podem vir a ter vida independente e há notável riqueza de *startups* desde a última década do século passado, que apontam para possibilidades de desenvolvimento e progresso para o futuro. Abordaremos algumas promessas no momento atual.

Observações críticas de interesse e adendos científicos propostos

O Fanerozoico formou apenas cerca de 14% das faixas orogênicas do mundo; no entanto, todos os modelos e propostas mais divulgadas de evolução geotectônica advêm de faixas deste eonotema (que foi tomado como paradigma para os modelos da tectônica dita mobilista). Na verdade, a diversidade dos elementos geotectônicos fora artificialmente reduzida para atender aos modelos (então necessariamente simplistas) das faixas orogênicas (fanerozoicas) do hemisfério setentrional, as quais de fato nem eram bem conhecidas nos primórdios dos anos 1970.

Observando o panorama geográfico-geotectônico atual do globo, entre quaisquer duas placas escolhidas, vai se observar sempre a presença expressiva de diversos elementos e tipos crustais oceânicos e ou continentais ou ambos. Evocando o

Princípio do Atualismo (pelo menos neste ponto), a interação simples, linear, de duas placas apenas, sem obstáculos de monta (usual de todos os modelos dos anos 1970) foge da realidade.

Já no início da década de 1970, vários autores, de diversos continentes, inclusive entre aqueles trabalhando na cordilheira ocidental norte-americana (e.g. Irwin, 1972, Coney, 1973, Lowell, 1974, Jones et al., 1982), considerada como um dos paradigmas de Dewey & Bird, começaram a mostrar imperfeições nos modelos clássicos, mostrando a deformação avançando bem além das zonas de interações de placas, e mais, demonstrando a não linearidade destas linhas (bem, ao contrário), e mais, a presença de muito mais atores nos processos orogênicos.

Críticas bem fundamentadas levaram Dewey & Burke (1973) a propor um modelo alternativo (que se tornou clássico), como primeiro reparo/observação complementar (indicado para faixas móveis tibetanas, variscanas e pré-cambrianas). Nestes, o retrabalhamento das margens continentais era intenso, incompatível com os modelos pre-existentes (propostos em 1970). Gradativamente, vários outros problemas foram sendo levantados e novas sugestões de ajustes/adendos foram sendo propostos.

Gordon, em 1988, discutiu com números e exemplos o conceito de rigidez das placas litosféricas. Segundo ele a aproximação e interação das placas vinha acompanhada de muita perturbação tectônica (*non-rigidity*); limites difusos de placas cobrem ca. 15% da superfície da Terra, incluindo oceanos e continentes. Apresentou ainda um mapa com destaque para as áreas/domínios considerados difusos (*diffuse plate boundaries*).

Alfred Kröner teve papel decisivo nas jornadas de críticas justas e de propostas de adendos, tanto como criador como divulgador dos mesmos. Foi agente catalisador importante de renovação/oxigenação científica na Tectônica de Placas pelos trabalhos incisivos (1977) na África, e posteriormente como condutor dos trabalhos da seção de Tectônica do Congresso Geológico Internacional de Paris (1980). Em seus livros de 1981 e 1987 (*Precambrian Plate Tectonics, Proterozoic Lithospheric Evolution*) reuniu harmoniosamente vários dos muito adendos propostos – já em circulação ampla – para a Tectônica de Placas, e daí encorajando vários outros autores (principalmente aqueles que lidavam com faixas móveis pré-cambrianas) a se pronunciar e divulgar seus dados. Nessa trincheira avançada é justo acrescentar aqui o (muito antecipado) livro

de Martin & Eden (1983, *Intracontinental Fold Belts*) que foi outro incentivador e proponente (dos mais precoces) de adendos científicos.

A Tabela 1 reúne os adendos que gradativamente foram propostos e incorporados a vários modelos, enumerando o feixe de (principais) autores responsáveis. No lado esquerdo da tabela, apresenta-se da forma mais ampla e clara possível aqueles itens que não eram abordados (ou o foram insuficientemente) pelos tectonistas de placas. No lado direito, os principais inovadores e proponentes de adendos científicos que trouxeram o conhecimento da Tectônica ao estágio atual. A Tabela 2 destaca as teorias mais modernas hauridas na Tectônica de Placas, e que praticamente dispõem hoje de status especial e bibliografia muito vasta e independente. Particularmente, são áreas e perspectivas de conhecimento muito amplo, (em franco progresso ainda) e que têm com um futuro amplo de pesquisas preconizáveis.

A Litosfera Continental: retrabalhamentos usuais

A litosfera continental expõe um conjunto simples de tipos crustais: crátons, faixas móveis, riftes e zonas de reativação. Hoje deve ser encarada, diferentemente do que fora nos primórdios da Tectônica de Placas, como parte de um contexto litoestrutural destrutível, submersível e digerível. Informações absolutamente contrárias a essas foram promulgadas como axiomas nos modelos iniciais de Tectônica de Placas.

Apesar da apresentação simples em poucos tipos crustais, é preciso enfatizar que essa litosfera varia bastante dentro de cada tipo crustal, dependendo da natureza e histórico prévio da placa. Isto implica história térmica, espessura, perfil litoestrutural e movimentos tectônicos prévios, além da quantificação sobre a presença ou ausência de cobertura sedimentar, atividades vulcânico-plutônicas etc. As deformações da litosfera continental usuais nas imediações das faixas móveis são itens importantes que demandam abordar vários aspectos como será feito nesta oportunidade; são retrabalhamentos usuais. A importância de muitos deles somente em tempos recentes foram mais bem percebidas.

O aparente padrão convencional de “homogeneidade” sempre evocado/esquemático nos modelos da litosfera das áreas continentais foi enganoso. Há grande diversidade de contextos

Tabela 1. Síntese dos principais adendos científicos dos últimos 50 anos e respectivos grupos de autores proponentes e/ou colaboradores decisivos no tema da Tectônica de Placas

Retrabalhamento crustal para o interior das placas em interação, próximo e longe das linhas de interação de placas. Deformação intracontinental desencadeada.	Coney (1973) Lowell (1974) Ziegler (1975,1987,1989) Kröner (1977) Tapponnier & Molnar (1979) Mercier (1984) Dewey et al. (1986) Hancock (1994) Gordon (1998) Marshak et al. (1999)
Fracionamento das placas litosféricas continentais “Tectônica de Flacas” e Delaminação	Oxburg (1972) Bird (1978) Kay & Kay (1993) Gordon (1998)
Fenômenos de <i>underplating</i> intracontinental e nas zonas de interação	Brigidwater et al. (1974) Wynne Edwards (1976) Bird (1978)
Presença de “inliers” de litoeestruturas preexistentes interfaixas e inter-sistemas de dobramento Terrenos docados: Acrescionários Tectonoestratigráficos (Nativos, exóticos, <i>hard to subduct</i>)	Irwin (1972) Coney et al. (1980) Jones et al. (1982) Howell et al. (1985, 1995) Gibbons (1994)
Colapso de orógenos Implicações da gravimetria/ isostasia consequente ao quanto ao soerguimento dos orógenos	Dewey (1988) Tapponnier & Molnar (1979)
<i>Escape tectonics</i> : Escape lateral, extrusão Movimentos translacionais dos orógenos pós-interação	Tapponnier & Molnar (1979) Tapponnier et al. (1982) Vaucher & Nicolas (1983) Woodcock & Daly, 1986
Orogenias intracontinentais Sem participação de litosfera oceânica em subdução	Martin & Porada (1977) Martin & Eder (1983) Kröner (1977a,1977b, 1981, 1987)
Heranças tectônicas	Wilson (1965, 1968)
Variações das Zonas de Interação de Placas Subdução “B” (Benioff) <i>versus</i> Subdução “A” (Ampferer)	Mitchel & Reading (1971) Molnar & Gray (1979) Condie (1982, 2007) Cawood & Kröner (2009) Mar Martin & Porada (1977) Kröner (1977, 1981, 1987) Etheridge et al. (1987) Bird (1978) Molnar & Gray (1979)
Diversidade dos Tipos Crustais Oceânicos	Ben Avraham et al. (1981) Nur Zur & Ben Avraham (1982) Gordon (1998) Marshak et al. (2000) Bertotti et al. (2009)
Diversidade dos litotipos oceânicos preservados do passado (porcentagens, espessuras, estruturas): – Sequências ofiolíticas–	Moore & Vine (1971) Dileck & Newcomb (2003)
<i>Channel flow</i> ou Extrusão Dúctil	Law et al. (2006) Godin et al. (2006) Rolfó et al. (2014)

geotectônicos e de histórias evolutivas. Pelo menos dez tipos distintos de litosfera continental foram discriminados e reconhecidos – consoante o histórico tectônico, litoestrutural e geofísico (Marshak et al., 1999). No último meio século ganhou maior respaldo o conceito de que o comportamento e a resposta tectônica da litosfera continental são diferentes de lugar para outro, de uma plataforma a outra. Os aspectos mais relevantes serão considerados na ordem seguinte (por razões expositivas). Diversos tipos de retrabalhamento rúptil e dúctil têm sido observados nas placas litosféricas, nas suas bordas, mas também no seu remoto interior.

Por seu turno, as placas costumaram ser definidas como a parte superior rígida (que transmite calor por irradiação e condução) do planeta. Isto não é fato completo. As placas são dobradas (Cloetingh & Burov, 2011); as placas “desplacam” (desplacamento ou delaminação); as placas se fragmentam e se deformam bastante nos processos de interação (Gordon, 1998). Nas placas continentais, em zonas de interação pode haver o fissionamento subparalelo no interior das placas (*Flake Tectonics*, Oxburgh, 1972). Comumente, as placas são delaminadas (“*detachment*”) ou “*descalam*”, havendo separação entre a crosta e o manto superior, primeiramente por causa de suas características geológicas e geofísicas muito distintas. Vamos abordar diferentes pontos:

Deformações de Margens Continentais

A deformação se expande bem além das zonas lineares de interação, foi uma das primeiras observações críticas anotadas. Os chamados *foreland thrust and fold belts* (Coney, 1973, Dewey & Burke, 1973, Lowell, 1974) foram apontados em sistemas orogênicos diversos, do mundo inteiro, e foram destacados porque apresentavam onde havia uma deformação desarmônica entre a cobertura metasedimentar e o embasamento. A deformação adentrando o cráton só raramente

atinge, e de forma rúptil, o substrato mais rígido, será mais discutida à frente.

Ampliando o espectro de observação, adentra-se o problema das deformações usuais (riftes, falhas transformantes/transcorrentes, dobramentos), na vizinhança das margens convergentes, com ênfase nas observações nos Andes e nos Himalaias. No estudo do continente europeu, Ziegler (1987, 1989) descreveu a riqueza de consequências (no embasamento) dos processos deformacionais alpinos. Na América do Norte, Marshak et al., 1999, 2000) destacaram as deformações (zonas de falhas e dobras) de monta que vieram atingir o “*Midcontinent*” (parte central do continente), ao longo das orogenias fanerozoicas.

- a) As margens continentais, lugar geométrico de todos os modelos orogênicos clássicos remotos, são traçadas como retilíneas, e sem vulcanismo expressivo, o que é uma exceção, mais do que fato. As reentrâncias e saliências das margens continentais têm grande repercussão na evolução do processo orogênico, tendo sido descartadas em todos aqueles modelos clássicos dos anos 1970. Fatalmente, os dobramentos impostos na mesma faixa variam muito, longitudinalmente. Os promontórios, na aproximação das placas, vão colidir em primeiro lugar, enquanto a subdução continuará restrita às zonas de reentrâncias.
- b) Em alguns casos de faixas móveis fanerozoicas, a aparente linearidade (às vezes exposta) é questão de escala e de nível de erosão. Destruídas a capa epi- e mesozonal, prevalece a infraestrutura de organização não linear das faixas e arranjos bem mais complexos, em “mosaico”. Nos dias atuais são preliminarmente caracterizadas margens continentais vulcânicas e não vulcânicas, com suas respectivas (e sempre distintas) especificações.
- c) Ainda, no caso das margens continentais, em decorrência dos processos precursores (extensionais) de fissão continental, geralmente são formados vários altos estruturais (horstes), lado a lado com zonas mais profundas de sedimentação (grábens). Há muitos casos de horstes permanecerem como altos estruturais internos (“horstes”) nos processos orogênicos subsequentes de orogenia e que podem subdividir localmente (como um *inlier*, tipo *slice*) o sistema de dobramentos em formação.
- d) Além das irregularidades na forma das porções

colidentes, a aproximação das placas de forma ortogonal é irreal. Elas são movidas por polos distintos de rotação (em 59% das aproximações atuais, o caráter oblíquo da aproximação é constatado (consoante Woodcock & Daly, 1986). As forças de interação são sempre decompostas em vetores perpendiculares e paralelos à margem de colisão. A velocidade e direção dos movimentos das placas podem ser alternados várias vezes ao longo do tempo. Segundo esses autores, uma proporção significativa de vetores (c.a 14%, pelo menos) se torna paralela ao limite de placas, e vai influir decisiva e diferentemente na forma final do orógeno. Particularmente nos processos tardios da orogenia, estes vetores de translação podem a vir a ser muito importantes (vide a discussão de tectônica de escape, mais à frente)

- e) A delongada temporada de criticismo e de formulação de adendos aos modelos originais da Tectônica de Placas começou muito cedo, e na América do Norte com os trabalhos/observações de Irwin (1972, já comentados e a serem discutidos posteriormente no item relativo aos *inliers*), Coney (1973) e Lowell (1974), estes últimos como “país” do chamamento primeiro e do conceito de *foreland fold and thrust belts*. Coney (1973) mostrou a importância (e a extensão em área) da deformação para o interior dos antepaíses, em vários orógenos do mundo, combatendo o “preconceito” de que a deformação era somente restrita às proximidades das zonas de interação de placas. Ainda, mostrou que a deformação trazia dobramento associado com falhas de baixo ângulo, em discordância com embasamento, do qual estariam separadas por *decollement*. Na mesma linha, mas em escala de observação maior, Lowell (1974) focou a deformação marginal ao Idaho-Wyoming fold belt, no centro noroeste dos Estados Unidos (Montanhas Rochosas). Demonstrou a presença de esforços tangenciais sobre ampla área, soerguimento vertical (*uplift*) e adicionalmente, a presença de movimentos transcorrentes de monta para o domínio do antepaís (por centenas de quilômetros de extensão).

Na América do Sul, no entorno do Cráton São Francisco e parte sudeste do Cráton Amazônico há exemplos notáveis desse tipo de deformação progradante ao cráton. Em alguns casos a deformação centripetal ao cráton alcança larguras de até 200 km.

Deformações/ Imposições no interior do continente

Flacas (“*Flake Tectonics*”)

A palavra “flaca” não existe em Português. Há uma observação comum, geológica e geofisicamente bem documentada, da possibilidade de a placa continental ser “desflacada”, durante uma colisão, compondo formações tabulares/lamelares subparalelas de massas intracontinentais, deslocadas uma em relação às outras ou fragmentadas de várias formas, durante e após a colisão. A primeira observação objetiva da possibilidade de quebra das placas litosféricas em formas/frações tabulares continentais foi assunto de Oxburgh (1972), que criou o termo “Tectônica de Flacas” (*Flake Tectonics*).

Underplating (Magma Cushion). Delaminação

Brigdwater et al. (1974) foram os primeiros a identificar a introdução de grandes intrusões em bolsões/camadas magmáticas no interior das placas continentais. Nos continentes americano e australiano há comprovações geofísicas de porções ígneas trapezadas. Na época, a proposição buscava, tão somente, explicar o magmatismo plutônico continuado intraplaca (tipo AMCGr e afins).

A observação do então chamado *underplating* (vide Fig. 1) pode ocorrer de forma mais contundente nas zonas de interação de placas, acarretando a delaminação e a separação crosta-manto, com grandes implicações nos processos tectônicos e principalmente magmáticos. Hoje, a concepção de *underplating* e delaminação nas zonas de interação de placas é generalizada (*sine qua non*) na maioria dos modelos propostos, com fundamentação geofísica e geoquímica de vulto. Segundo Bird (1978) a delaminação tem várias causas físicas naturais: a instabilidade espontânea da parte mantélica, mais densa, da litosfera; a tensão exercida pela fração de litosfera mais densa em subdução, e o momento exercido por rotação da parte da litosfera em subdução, consoante os movimentos iniciados com a colisão (Fig. 1).

Em modelos alternativos de orogenias pré-cambrianas (e.g. Kröner, 1981, Martin & Eder, 1983, Kröner, 1987, Etheridge et al., 1987 e vários outros autores), os modelos com delaminação e subdução no interior de litosferas continentais foram muitas vezes evocados, mas com pouco suporte geológico-geofísico. Modernamente, a delaminação e a subdução de tratos continentais (frações de litosfera, sedimentos) fazem parte de praticamente todos os modelos, porque têm sido detectados comprovadamente em vários orógenos proterozoicos e fanerozoicos. No caso do balanço entre a subdução continental e a volta do material subduçado, os trabalhos mais relevantes são os modernos de Scholl & Van Huene (2007), tratados mais à frente.

Inliers. Terrenos tectonoestratigráficos. Terrenos

- A identificação de outros atores rígidos que participam no drama da orogenia (além da interação das placas principais) começou ainda na década de 1970 (Irwin, 1972) na cordilheira ocidental norte-americana (Montes Klamath). O primeiro grande impulso no desenvolvimento tema ocorreu com geólogos do USGS

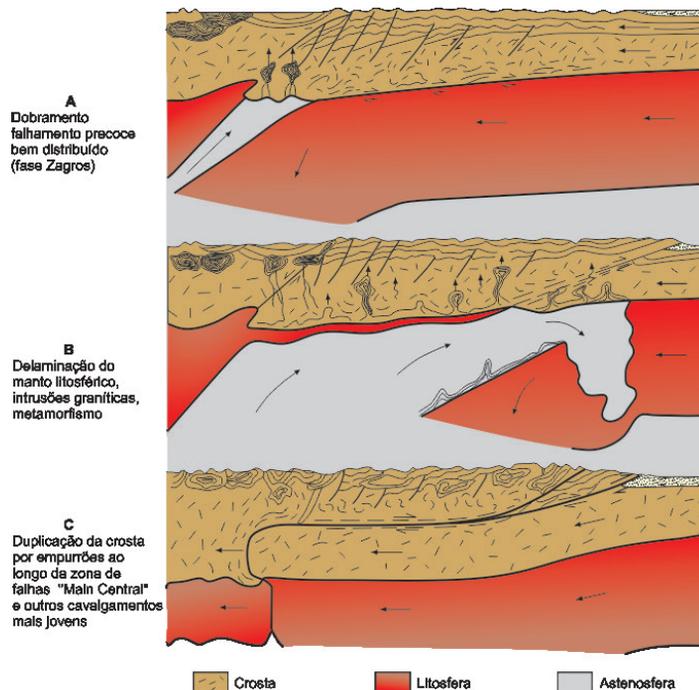


Figura 1. Esquema original de Bird (1978), propondo fases de deformação inicial, delaminação, seguida de *underplating* ao longo da superfície delaminada, e posterior colisão das massas continentais com subdução de frações importantes da litosfera continental (deformação inicial (tipo Zagros) → *underplating* → delaminação → subdução intracontinental → colisão final)

trabalhando na cordilheira, e depois, em todo o mundo, sendo tema de vários seminários, simpósios e livros-textos, dos quais destacamos o mais focado e a síntese mais indicada, de Howell (1995), sob a égide de “Terrenos Tectonoestratigráficos”. Uma síntese recente, com interessante discussão do tema, encontra-se em Le Grand (2002). Na literatura soviética (“fixista”), de todos os tempos, os segmentos litosféricos foram reiteradamente identificados e chamados de “maciços medianos” e “marginais”, tendo explodido em farta documentação, quase abusiva, dos termos (síntese em Brito-Neves, 2019), de forma absolutamente descritiva, sem qualquer vínculo para com a estruturação geodinâmica subcrustal.

O fato é que ao longo da evolução de um sistema orogênico estão presentes vários outros segmentos litosféricos e crustais, com ou sem conexão com as placas maiores em interação (Fig. 2). Hoje em dia, com o progresso dos mapeamentos geológicos e do conhecimento em geral, esses atores estão sendo reconhecidos em sistemas orogênicos de todas as idades, e que podem ter sua remota origem na paisagem geográfica meramente (“altos”), no contexto da estruturação regional (antigos horstes, *slices*, *slivers*), mas principalmente têm sido identificados como segmentos da litosfera (microcontinentes, microplacas), terrenos que encontram dificuldades (questões de densidade e espessura, sobretudo) de subdução – *hard to subduct* – da litosfera continental ou oceânica.

Nos sistemas de dobramentos neoproterozoicos da América do Sul (Ciclo Brasileiro) e da África, a presença destes atores – *inliers*/maciços – é marcante, digna de especial referência.

b) De certa forma ligado ao tema acima, devemos destacar a discriminação oportuna dos *cordillera suspect terranes*, então coligidos por Jones et al. (1982) do México ao Alaska. Embora a maioria daqueles terrenos cordilheranos, docados no oeste do continente americano,

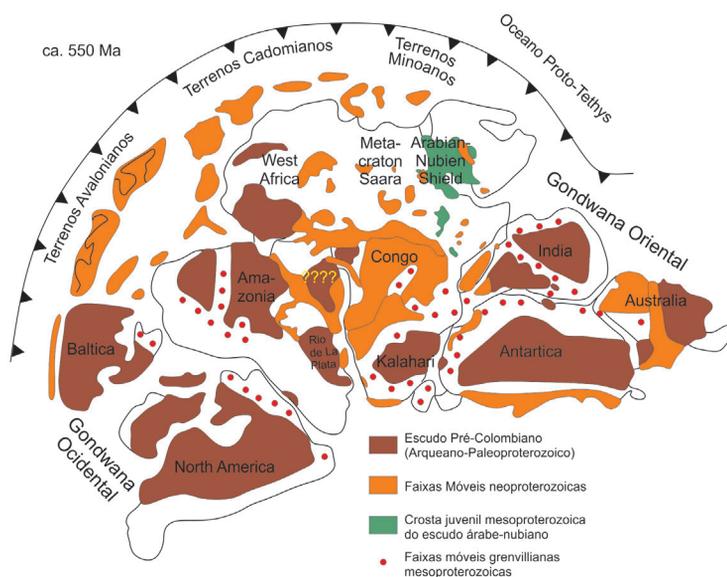


Figura 2. Antecedendo o Cambriano, o esquema proposto por Zalauf (2004) mostra a pluralidade de placas (Gondwana Oriental e Ocidental *versus* Eurásia) participantes do processo orogênico e a grande quantidade de atores pré-cambrianos menores (terrenos Avalonianos, Cadomianos etc.) posicionados entre essas placas (figura cedida pelo Prof. G. Zalauf)

margeando o Pacífico, tenha sido de procedência continental (próxima ou longínqua), alguns deles são frações diversas do oceano (incluindo platôs, frações da crosta oceânica e acumulações ofiolíticas) de origem longínqua.

Particularmente, no caso de zonas de subdução, a docagem dos contextos com problemas de densidade (flutuabilidade negativa) e dimensões elevadas (batimetria conspícua), pode apresentar grande diversidade de origem e natureza. Podem ser frações do próprio contexto continental norte-americano (ditos “nativos”) ou de outros distintos (“suspeitos”) e outros de classificação e identificação problemática (“exóticos”) (vide Jones et al., (1982). A bibliografia sobre o tema é vasta e crescente, à medida que os sistemas orogênicos vão sendo mais bem conhecidos.

Em síntese, o fato é: de origem remota nos momentos bem anteriores das interações entre placas (*inliers*) e ao longo dos processos de interação (docagem de terrenos com problemas para subdução), o espectro dos sistemas orogênicos é necessariamente complexo, com muitos atores.

Colapso de Orógenos

A evolução natural e a deformação orogênica são capazes de duplicar e até triplicar a espessura dos tratos crustais. Quando isso acontece, instala-

-se uma grande instabilidade gravitacional (busca de compensação isostática) na faixa orogênica soerguida. Ocorrem perda de altitude e espalhamento lateral da massa soerguida: registra-se o chamado colapso do edifício orogênico (Dewey, 1988).

O fato é que, com a deformação, as descontinuidades litoestruturais comuns da crosta foram sendo duplicadas e começa a atuar a instabilidade espontânea do manto litosférico, mais denso. A consequência inevitável é o colapso do edifício orogênico, como hoje observável (e até esquematizado) nas principais cadeias fanerozoicas do mundo. Assim, o sítio de uma faixa orogênica soerguida é um ambiente de instabilidade, sujeita a posterior retomada da tectônica, que se comprovou em zonas orogênicas proterozoicas, onde uma zona de fraqueza crustal foi instalada, ficando suscetível a retomadas posteriores.

Assim, o sítio de uma faixa orogênica soerguida é um ambiente de instabilidade, sujeita a posterior retomada da tectônica (Vide Herança Tectônica). E isto tem comprovação em zonas orogênicas proterozoicas. Estas observações indicam o colapso orogênico como um importante desdobramento nos processos de herança tectônica, a ser comentada.

Tectônica de Escape (*Escape Tectonics*) ou Extrusão Lateral

Já na década de 1980, vários autores (Tapponnier & Molnar, 1979, Mercier, 1984, Dewey et al., 1986, entre outros) começaram a chamar a atenção para a importância dos movimentos translacionais nos orógenos, tendo em vista que a aproximação oblíqua das placas, que é fato usual e predominante, atualmente estimada em 59% dos casos. A preocupação apenas com encurtamento crustal e o soerguimento das cadeias orogênicas, em termos dimensionais, era predominante entre os autores, baseados em reconstruções paleogeográficas e paleotectônicas insuficientes e inadequadas. Vários autores (acima citados) dedicaram-se ao tópico de escape lateral das faixas orogênicas.

Woodcok & Daly (1986) mostraram que em 59% dos casos estudados atuais os vetores de velocidades das placas são marcadamente oblíquos. Significativa fração dos vetores resultantes (ca. 22%) é paralela às margens das placas, e assim surge a condição física de serem frequentes os movimentos translacionais.

Vauchez & Nicolas (1991), focados em várias evoluções orogenéticas do mundo, traçaram síntese interessante do problema. Segundo os autores,

baseados em dados geológicos e geofísicos, os movimentos tectônicos paralelos à direção principal das faixas orogênicas durante as interações oblíquas são comandados por importantes falhamentos crustais e mantélicos, com deformações dúcteis enraizadas em toda a litosfera. Dessa forma, enquanto os valores de soerguimento crustal são da ordem de dezenas de quilômetros e os valores de encurtamento são da ordem de centenas de quilômetros, os movimentos translacionais podem chegar à escala de milhares de quilômetros.

Presentemente há vários estudos numéricos e analógicos tridimensionais em debate (Capitanio, 2014) que estão sendo propostos para relacionar a dinâmica da tectônica continental nos diferentes *fronts* de deformação. As formas como os esforços se propagam e atuam, dentro do interior continental, estão ainda em estudos.

Nos sistemas de dobramentos brasileiros do nosso continente, processos de extrusão lateral são imponentes e comuns: os chamados lineamentos (Patos-Garoua, Pernambuco-Adamawa, Jaguaribe-Tatajuba, Transbrasiliiano, Araguainha, Lancinha-Cubatão etc.). Infelizmente, em todos eles o conhecimento geológico e geofísico é ainda muito limitado, mas a sua importância na esquematização das províncias estruturais brasileiras é fato conspícuo, de primeira grandeza.

Faixas de Dobramentos Intracontinentais

Praticamente, todos os autores da “linha fixista” entre 1983 (e.g. Martin & Eder) e 1987 (e.g. Etheridge et al., 1987) discorreram sobre a existência de orogenias intracontinentais, sem a participação de tratos oceânicos, mas isso se constituiu de matérias de circulação restrita, em geral. Mais ainda, sob muito ceticismo, criticismo ou indiferença pelos membros da escola mobilista.

Em geral, os modelos propostos partiam de uma primeira fase (extensional) com domeamento, concomitante a fenômenos de *underplating* e posterior delaminação, conforme já abordado em itens discutidos acima. Nas fases subsquentes, após a formação de sítios sedimentares importantes (zonas de riftes) começava a fase de encurtamento crustal, que completava a delaminação e causava a subdução “A” da porção inferior delaminada (crosta inferior e partes do manto litosférico). É justo acrescentar que alguns dos autores dispunham de bom acervo de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos de ampla área. Por exemplo, onde se desenvolveu a chamada “orogenia Barramundi” (Paleoprotero-

zoico Superior), na porção centro norte da Austrália (Etheridge et al., 1987). Predominava (entre os *mobilistas*) a descrença nos processos; somente cerca de uma década depois, o tema voltou à tona, com novos e convincentes dados.

Na Penrose Conference de 1977 (relatada por Marshak et al., 1999) apareceram os primeiros modelos de orogenias e deformação intracontinental de vulto (intocadas por preconceitos), subsidiados por dados geológicos e geofísicos de boa qualidade, e já seguindo os trâmites gerais da Tectônica de Placas (livres do fixismo e dos modelos iniciais da Tectônica de Placas clássica). Muitos modelos de bacias sedimentares (com importante subsidiência cratônica) foram propostos, tendo sido revistos e sintetizados posteriormente por Bertotti et al. (2004) com valores expressivos de subsidência, determinada por muitas causas. Os espessos contextos litoestratigráficos seriam dobrados pelos chamados *far field stresses* (*ridge push + slab pull*) oriundos de interações de placas alhures (próximas ou distantes). Vários trabalhos dessa natureza surgiram em todo mundo, inclusive na América do Sul, e várias sínteses recentes de orogenias intracontinentais são disponíveis. A chamada subdução “A” poderia ocorrer, mas não era fundamental para ser responsabilizada pela compressão e fechamento das bacias sedimentares. Os trabalhos de Raymondo et al. (2010) e Aitken (2013) merecem ser recomendados, porque apresentam excelentes sínteses sobre o tema das orogenias intraplacas e suas peculiaridades.

As observações complementam o que se discutiu sobre a heterogeneidade natural da litosfera continental, de um lugar a outro, que corresponde a respostas distintas (tectônicas, estruturais, térmicas etc.) em função das grandes variações da natureza do embasamento e suas características.

Assim sendo, se chega a padrões/modelos bem distantes e diferentes daqueles propostos dos primeiros dias da Tectônica de Placas, mas também independentes dos modelos *fixistas* e afins das décadas anteriores. Este é um fato novo (duas décadas), mas já com vários exemplos que têm sido estudados e apontados no nosso continente. As faixas intracontinentais são pois zonas de embasamento “siálico” e que foram consignadas por vetores gerados a distâncias consideráveis (>1.000 km) de zonas de interação de placas. Os esforços geralmente resultam da combinação do crescimento da crista oceânica alhures (*ridge push*) com a puxada dos *slabs* oceânicos nas zonas de subdução (*slab pull*). Mas há outros casos comandados tão somente por

zonas transcorrentes e transformantes, e outras ações inter-placas (sem necessariamente envolver acreção e subdução).

Em todos os continentes essas faixas têm sido encontradas e investigadas, com exposições excelentes de seus elementos tectônicos, embora alguns detalhes de evolução não estejam ainda devidamente esclarecidos. O tema é vasto, e a identificação das faixas intracontinentais está em estágio de fluxo. Com o futuro dos trabalhos de geologia regional e tectônica, novas ocorrências são esperadas.

Herança tectônica

O sítio de uma faixa orogênica soerguida é um ambiente de instabilidade, sujeita a posteriores retomadas da tectônica, conforme foi discutido no item de colapso de orógeno. Muito comum, em todos continentes, e particularmente na América do Sul é o fato de haver subparalelismo de faixas móveis de ciclos orogênicos distintos no tempo, assim como a retomada (parcial ou total) de faixas orogênicas mais antigas por aquelas mais novas. Isso é responsável na verdade por muitos problemas de datação geocronológica, pois as razões isotópicas do ciclo posterior são prevalentes. No continente sul-americano o subparalelismo e os fenômenos de rejuvenescimento isotópicos são muito comuns, de forma que determinados métodos de determinação isotópica (de menor poder de resolução) são ferramentas impotentes para definição e discriminação precisa, em vários pontos. Com as heranças estruturais, uma faixa orogênica mais antiga é sucessivamente colocada em paralelo com as faixas mais novas e assim se vai construindo a colagem orogênica, na formação dos continentes.

Fenômenos de herança tectônica são usuais ao longo das antigas faixas móveis, o que já levará J. T. Wilson (1965) a afirmar que “as faixas móveis costumam abrir e reabrir em cima das mesmas linhas”. Merecem registro suas observações da evolução da margem oriental norte-americana, a saber: a sequência de eventos mais ou menos sobrepostos/subparalelos: Transhudson (Paleoproterozoico) → Grenville (Esteniano-Toniano) → Appalaches (Paleozoico Superior) → Abertura do Atlântico (Meso-Cenozoico) o levaram à afirmação acima, considerada clássica. Os processos de herança tectônica adentraram assim ao campo de Tectônica como ciência.

Neste tópico, é preciso acrescentar que, em escala regional, as estruturas das faixas orogênicas exercem grande influência na distribuição e

compartimentação dos sedimentos estratigraficamente sobrepostos (de diferentes idades). Na trama hidrográfica e no relevo regional, a herança das estruturas das faixas móveis é fato notável, independente dos climas. Em uma escala maior de repercussão, a estruturação colapsada de uma faixa móvel pode deflagrar a própria instalação de novo ciclo orogênico.

Os geólogos da escola fixista sempre aludiram a processos de heranças tectônicas em diversas situações geológicas, mas sempre como produto de observação em escala regional (e sem os fundamentos científicos necessários), e por simples intuição. A colagem orogênica é formada assim pela composição de faixas móveis de diferentes idades gradativamente colocadas em paralelo.

Subdução “A”

A subdução de tratos continentais (placas, frações de placas, sedimentos continentais) começou com a remota ideia de Ampferer, no início do século passado, quando imaginou a Placa da Índia entrando em subdução sob a Placa Euroasiática (subdução tipo “A”, sendo “A” nome designado em homenagem ao pai da ideia). Por certo tempo, a Subdução “A” era muito mais uma opinião plausível do que uma observação científica.

Bird (1978), no seu estudo nos Himalaias (Figura 1), foi um dos primeiros autores a modelar a seguinte sequência: deformação inicial (tipo Zagros) → *underplating* → delaminação → subdução intracontinental → colisão final, conforme esquematizado na Figura 1. Nos modelos auxiliares propostos de todo final do século passado (principalmente em áreas pré-cambrianas da África e Austrália), a possibilidade de subdução intracontinental esteve em foco, até com certo suporte de dados geofísicos e geoquímicos (vide Etheridge et al., 1987), conforme já discutido no item das Faixas Intracontinentais. Hoje, os modelos himalaianos mais avançados tratam a Subdução “A” como fato científico, conforme discutido acima no item das faixas móveis intracontinentais. Dessa forma, apraz reiterar a sentença de Stampfli et al (2002): “Na verdade, o bloco da Índia foi certamente apenas o último segmento de Gondwana a interagir com a Ásia”.

Em várias zonas orogênicas do mundo hoje em dia, o fenômeno de materiais continentais em subdução é tratado com naturalidade e com provas. Finalmente, o trato e monitoramento das zonas de

subdução, os balanços da participação de sedimentos e de sua reciclagem tem certo controle quantitativo (estimativo). Scholl & Von Huene (2007) são autores (entre outros) que assentam definitivamente com números este fato geológico. Além do monitoramento por eles conduzidos, têm recebido colaboração sistemática de projetos internacionais de cooperação científica. Os processos de Subdução “A”, associados majoritariamente com a Subdução “B”, serão tratados a seguir. Como será visto, eles destacam três etapas no processo de subdução e em todos eles há parcelas de materiais continentais adentrando a fossa.

É preciso reiterar que, para aqueles modelos propostos por vários autores da linha fixista (já discutidos no trato das faixas intracontinentais), faltam dados em números e ainda comprovação científica irrecorrível. Assinale-se, de passagem, que esse tema era impensável e inaceitável nos modelos *plaquistas* originais (Dewey & Bird, 1970). No item abaixo, trataremos dos dados quantitativos dos processos.

Dados quantitativos sobre processos acrescionários (Subdução “A” + Subdução “B” consorciadas)

A discussão das interações criadoras dos orógenos acrescionários, nas mais diferentes formas e modos, tem uma invejável riqueza de publicações, sendo um tema ainda em franco acompanhamento e progresso cientificamente falando. Estes orógenos são os sítios primários de produção de crosta continental juvenil (modelo chamado wilsoniano, como veremos), e que tem registro bem marcado (melhor marcados) desde o Arqueano. Na constituição destes orógenos (e respectiva subdução associada) havia muito simplismo nos primeiros modelos. Hoje o crescimento dos conhecimentos é empreendimento difícil de acompanhar. Há várias frentes e pesquisa. E isto tem acontecido em muitos diferentes contextos da natureza das placas envolvidas e dos ambientes e sub-ambientes nelas presentes e mutantes.

- a) As vidas dos orógenos acrescionários são expressas em termos de tempos variáveis, com intervalos entre 50 e 300 Ma. Os intervalos mais curtos registrados (< 70 Ma) são do Arqueano. Nas orogenias pós-mesoproterozoicas a duração é em geral de 100-200 Ma (Condie, 2007).
- b) A quantidade de elementos tectônicos presentes (e mutantes), lateral e verticalmente, nas pla-

cas superior e inferior em interação é muito variável (sempre) nos espaços e no tempo do processo, como mostra a Figura 3.

c) É necessário ter em mente que o ângulo de subdução pode variar de intensidade durante o processo (ao longo do tempo, mas também ao longo do desenvolvimento longitudinal do orógeno). Tudo depende da composição e comportamento físico das placas em interação, a cada momento. Como já amplamente divulgado, ângulos baixos correspondem aos acrescionários compressivos. Ângulos elevados têm relação com arcos extensionais, que permite criação de bacias de retroarco. E, mais, passagens de uma tipologia (acrescionária) a outra (extensional) são comuns ao longo do tempo prolongado do processo.

Nas muitas possibilidades de interação, deve-se atentar para a formação dos arcos magmáticos (também sempre retratados com muita simplicidade), como originários da fusão da parte oceânica da placa inferior. Essa observação é incompleta; há várias possibilidades de fusão de unidades para a formação do arco, advindos da placa oceânica, da astenosfera, da litosfera (parte da placa superior, em termos de crosta inferior e superior, o que não é uma objeção aos esquemas de classificação petrológica das rochas formadas no arco (VAG), mas uma advertência sobre a crença exagerada nos esquemas geoquímicos para caracterizar o ambiente das rochas formadas no arco

d) como mencionado acima, a fossa pode avançar no sentido do continente (*non-accreting margins*, ca. 31.200 km de extensão = 74%, do contexto atual em operação) ou pode se retrair no sentido do oceano (*accreting margins*, ca. 11.000 km = 26% do total); neste último caso, com crescimento expressivo do prisma acrescionário.

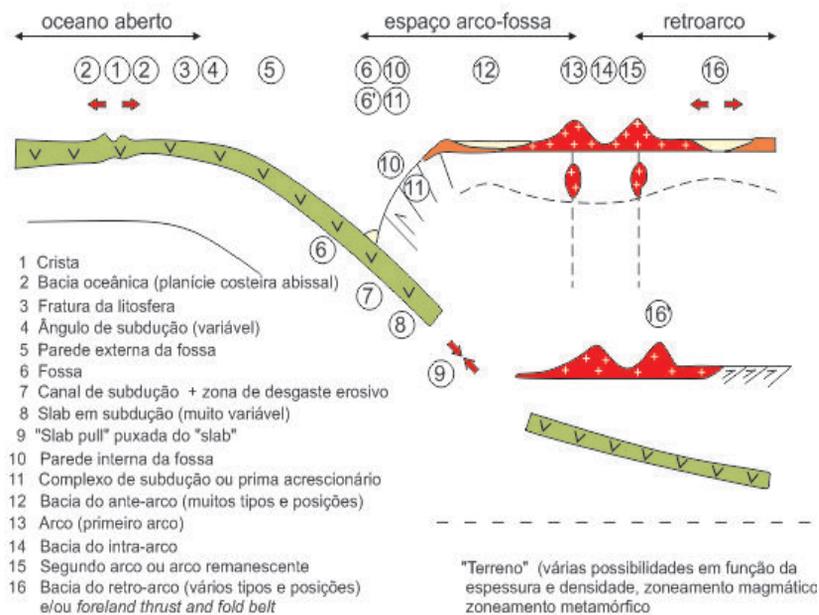


Figura 3. Ambientes e tipos crustais de grande transitoriedade ao curso de uma interação convergente oceano-continente. Não estão figurados os "terrenos suspeitos" que podem advir no substrato da placa oceânica (placa inferior)

Some-se a isso a presença de diferentes tipos crustais que participam do assoalho oceânico, ao lado da presença daqueles que são formados ao longo do processo (bacias de antearco e de retroarco, complexo de subdução, arco etc.

e) Na análise da placa em subdução há vários modelos teóricos e outros baseados em dados sísmicos, idade e tipo das litosferas envolvidas, dimensões da zona de interação, com imagens dos perfis dos mesmos (Fig. 4). Vários flagrantes do tipo e do movimento do *slab* são conhecidos: regular, próximo à vertical, próximo à horizontal, ondulado, com porções verticalizadas alternando com porções horizontalizadas etc. Não podemos considerar (em figura, em esquema bidimensional) todos estes fatos e elementos, mas precisamos estar cientes da existência e da atuação deles. Vários modelos teóricos e analógicos dos perfis têm sido divulgados na bibliografia, bem diferentes daqueles do passado, com persistência do ângulo de subdução e da natureza dos materiais acrescidos ao arco.

f) No tocante ao coletivo do contexto/grupamento de materiais submetidos à subdução ("B" + "A"), Scholl & Von Huene descrevem três conjuntos de processos mecânicos do *by passing* e remoção dos materiais que chegam à zona de interação convergente, a saber:

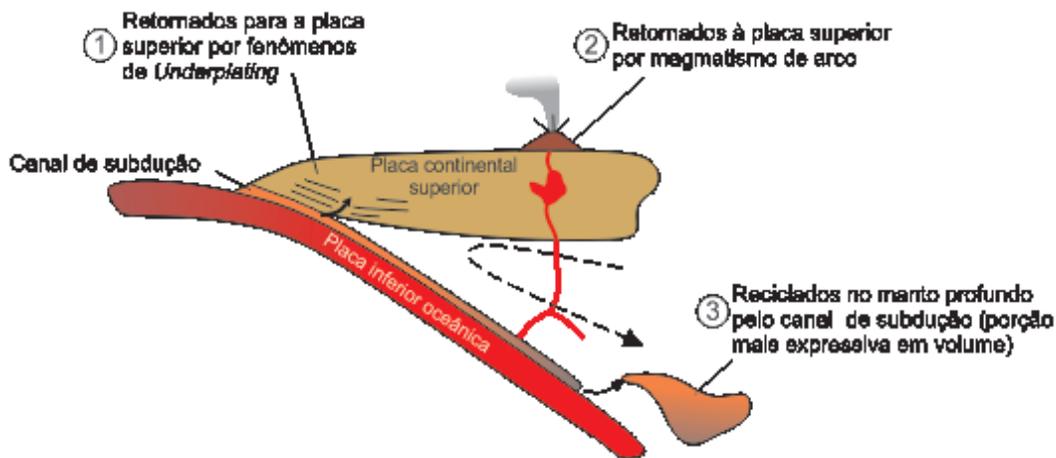


Figura 4. Esquema do balanço dos destinos dos materiais subductados-reciclados para o manto profundo, ca. 95% – e de formas de retorno à superfície, por *underplating* e magmatismo de arco, consoante Scholl & von Huene (2007). Materiais: 1) retornados da placa superior por *underplating*; 2) retornados da placa superior por magmatismo de arco; 3) reciclados no manto profundo, materiais alocados no canal de subdução. Fonte: Scholl & Von Huene (2007)

1. Subdução de Acresção (*Subduction Accretion*): adição da placa inferior, oceânica, e sedimentos e frações de rochas ígneas da margem continental. Quando a capa sedimentar excede 1,5 km de espessura, parte dos sedimentos são raspados e incorporados ao prisma acrescionário.
 2. Subdução de sedimentos (*Sediment subduction*): Passagem de sedimentos da placa inferior por debaixo do prisma dentro do cone de subdução, na zona que separa a placa inferior da superior.
 3. Subdução de erosão (*Subduction Erosion*): descreve a passagem de sedimentos e rochas da placa superior para o canal de subdução, dentro do qual o material caminha junto a placa inferior. Este tipo é acrescido de forma importante pela passagem de elementos destacáveis da batimetria (*seamounts*, cristas, grábens etc.
- g) Um balanço de ganhos e perdas crustais anuais foi apresentado por Scholl & Van Huene (2007), que deve ser observado e compreendido, na escala de trabalho subentendida.
- Magmatismo de arco: $5\text{km}^3/\text{ano}$
 - Destino dos materiais subductados (do canal de subdução): $2,5\text{km}^3/\text{ano}$
 $= 2,5\text{km}^3/\text{ano} = \text{Subdução de erosão} = 1,5\text{km}^3/\text{ano}$
 $+ \text{Subdução de sedimentos} = 1,0\text{km}^3/\text{ano}$
- Ainda como observações extraídas de Scholl & Van Huene (2007), com a mesma

compreensão sobre a escala em que os cálculos estão embasados, podemos aquilatar o destino dos materiais subductados:

1. 95% dos materiais seguem para o manto profundo (reciclagem profunda)
2. + <5% retorna à placa superior junto com o magmatismo de arco ou *underplating*

h) Com relação à produção total de materiais/rochas formadas por processos acrescionários, segundo Condie (2007), houve variação importante e decrescente significativa (por quilômetro linear de zona de subdução e por milhões de anos) com o tempo, a saber:

Arqueano: $> 300\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$
 Proterozoico: $100\text{ a }200\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$
 Fanerozoico: $70\text{ a }150\text{km}^3/\text{km}/\text{Ma}$

Os cálculos, como aqueles de Scholl & Von Huene (acima), são respeitáveis e dão ideia razoável dos valores da acreção juvenil (dita “wilsoniana”) na crosta continental. Interessante notar que os dados sobre o Arqueano são corroborados por vários outros autores e pesquisas, mas o manuseio dos dados deve ser cauteloso; fatalmente, os dados e equações serão mais e mais atualizados, com o advento de novos conhecimentos e tecnologias de investigação.

Diversidade (e transitoriedade) dos tipos crustais oceânicos

Os estudos da litosfera oceânica foram privilegiados, desde o primeiro momento, como carro-chefe dos modelos iniciais de Tectônica de Placas, promovendo grandes desdobramentos nas

pesquisas. A documentação sobre pluralidade e transitoriedade dos tipos crustais oceânicos enriquece muitas publicações e livros textos específicos. Nesse caso em particular, a espessura da litosfera é controlada pelo resfriamento, de forma que a camada superior tem um gradiente de temperatura que controla o interior adiabático. A vida da litosfera oceânica começa nas cristas meso-oceânicas quando da extração de magma basáltico. De certa forma, o crescimento bilateral é progressivo e o espessamento da litosfera tem continuidade, em geral até os 70 Ma, pois daí para frente a espessura se mantém relativamente constante (exceto pelos fenômenos e processos sedimentares e biogênicos sobrepostos) até o caminho da subdução.

Muitos tectonistas aceitam e propalam hoje em dia divisão natural de Tectônica em duas disciplinas distintas: a dos continentes e dos oceanos. Nosso propósito é de fazer uma síntese dos principais ganhos auferidos de conhecimento sobre litosfera oceânica, com o propósito de síntese e a certeza de que não podemos ser completos:

- a) As placas litosféricas oceânicas ocupam hoje cerca de 360.000.000 km² da superfície da Terra distribuída entre placas grandes (> 10⁸ km²); intermediárias (10⁸ → 10⁴ km²); e pequenas (< 10⁴ km², para alguns autores, < 10⁶ km² para outros autores). A supremacia territorial acredita-se ter predominado durante toda a história da Terra, mas com distintos valores numéricos, a ser considerados.
- b) Há modelos de formação dos primeiros tratos continentais a partir do oceano, na passagem Hadeano-Eoarqueano, mas isto ainda é preliminar, ainda que haja grande quantidade de exemplos (amostráveis) já disponíveis. Dúvidas permanecem, e há várias propostas distintas. A origem da crosta continental primitiva (advinda da crosta oceânica?) ainda é questão em aberto (com dezenas de hipóteses em confronto). Muitos dos mais antigos terrenos continentais detectados na Terra (ca. 4,4 a 3,8 Ga) apresentam metassedimentos na composição (e.g. zircões detríticos) e isso tem variado de um continente a outro. As interpretações são naturalmente bastante variadas e discutíveis.
- c) A litosfera oceânica é muito rica em tipos crustais de elevada transitoriedade, com comportamentos físicos extremamente diversificados, quanto a espessuras, densidades, “subdutibili-

dade”/ flutuabilidade (*buoyancy*) etc. O quadro é extremamente distinto daquele bem simplista dos anos 1970. A seção colunar clássica da crosta e do manto da litosfera oceânica permanece como formuladas de há muito (camadas 1, 2a, 2b, 3, manto), mas com conhecimento muito enriquecido. Há muitas variações/intromissões de elementos de um lugar para outro, para os quais devemos estar atentos. Por seu turno, as características gerais dos tipos crustais oceânicos (planícies abissais, cristas meso-oceânicas, cristas assísmicas, *seamounts*, platôs, guyots, etc.) têm tido o conhecimento incrementado de forma notável ultimamente, e assim tornando os simplismos de ideias e modelos pretéritos carentes de revisão. Além da grande diversidade de tipos, há que se destacar adicionalmente a característica de frequente transitoriedade. E mais, como já previamente mencionado, outros tipos crustais “oceânicos” (e continentais) têm sido identificados. Há a certeza de que todos os tipos crustais são transitórios (“nenhum tipo crustal é eterno”), e tudo indica que temos um longo e atribulado caminho de pesquisas pela frente.

A presença dos platôs basálticos (vide Fig. 5) ocupando cerca de 18.000.000 km², com suas características composicionais e estruturais bem diversificadas, já é tema necessário a reflexão, e mesmo que saibamos muito pouco da maioria deles. Durante o processo de subdução, a transitoriedade dos diversos tipos crustais chega ao seu auge. O acesso e a amostragem dos dados para a estruturação dos problemas e buscar a interpretação correta, é sempre ínfima e dispersa, em quantidades bem aquém do que seria desejável.

- d) O primeiro grande reconhecimento na diversidade dos fundos oceânicos veio com os trabalhos de Ben Avraham et al. (1981) e Nur & Ben Avraham (1982), com a discriminação de cristas diversas, platôs basálticos, guyots, montes submarinos, zonas soerguidas, zonas rebaixadas regionalmente (“sinéclises”), cenário muito mais amplo e rico em tipos crustais do que poderia esperar o tectonista de placas mais inspirado e imaginativo dos anos 1970. De certa forma, o quadro apresentado por esses autores para a época e oportunidade foi revolucionário, mostrando a grande diversidade de tipos crustais que constituem a litosfera

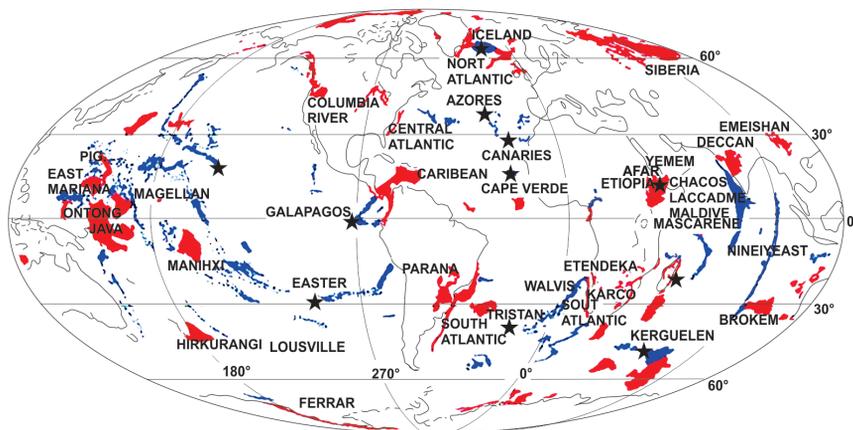


Figura 5. Mapa síntese dos tipos crustais oceânicos e *flood basalts* continentais. Plumões e derrames basálticos em vermelho. Em azul diversos tipos de cristas e zonas vulcânicas, traços de hot spots e outras zonas anômalas (em composição lito-estrutural e batimetria). Baseado em Nur & Ben Avraham et al. (1982), Coffin & Eldeholm (1994)

oceânica. Estimaram, ainda, que 10% da litosfera oceânica apresentavam características de composição e densidade anômalas.

Nos últimos anos vieram projetos internacionais de furos profundos, sísmica, tomografia, dragagem, monitoramento de zonas de interação etc. que são impossíveis de sintetizar em um artigo. Uma série de dados numéricos foi trazida pelo monitoramento das zonas de criação e de destruição da litosfera oceânica, com dados valiosos, livrando-nos de suposições e hipóteses. A estes conhecimentos advieram outros subsidiários da pesquisa de LIP oceânicas e de outras manifestações magmáticas importantes, com grande desenvoltura nas duas últimas décadas (vide síntese em Ernst, 2014), o que será discutido já como uma teoria própria, de caráter complementar, com vida autônoma e grande dinamismo de trabalhos neste século.

- e) Dependendo do setor do oceano considerado (perto ou longe de margens continentais e de cristas meso-oceânicas) o cenário dos tipos crustais é bastante variado, em vários aspectos composicionais, estruturais e de espessuras. Os tratos vocacionados à subdução são extremamente diversificados. O grau de flutuabilidade (*buoyancy*) varia bastante. Alguns destes tipos são inviáveis para a subdução por problemas de densidade, espessuras e flutuabilidade (*buoyancy*). Alguns desses tratos são considerados improváveis de entrar em subdução (*hard to subduct*, “flutuabilidade positiva”) e serão acrescidos/docados, certamente, na zona de interação das placas. Daí a designação posterior (Jones et al., 1982) de terrenos “suspeitos”

ou “exóticos”. Sem dúvida, este é um quadro geológico-geofísico extremamente distinto daquele que se supunha e se esquematizava originalmente (contexto considerado mais ou menos dito “homogêneo”) nos esquemas dos primórdios da Tectônica de Placas.

- f) Nos dois últimos decênios têm sido encontrados no interior dos oceanos vários tratos continentais subaflorescentes (“Adria”, “Zelandia”, “Mauritius”, entre outros) que têm sido fonte de extensa e crescente bibliografia recente (e.g. Campbell & Mortimer, 2014, Aswal et al 2002 e 2017; Douwwe, 2020 etc.). Trata-se de um tema interessante e de muito futuro em programas de investigação de equipes internacionais, algumas delas em franco andamento.

Sequências ofiolíticas

Nos últimos anos, há vários estudos adicionais de sísmica e perfurações profundas, bem como estudo de diversos tipos distintos e classificações atualizadas de sequências ofiolíticas (e.g. Dilek & Newcomb, 2003). Os dados complementam aqueles discutidos nos dois itens imediatamente anteriores. São hoje descritos cerca de uma dúzia de tipos de ocorrências ofiolíticas, bem discriminadas, espelhando diversas circunstâncias de formação, diversos arranjos e estruturas, que não são objeto de discussão neste trabalho. Mais uma vez se verifica que uma pluralidade grande de tipos são reconhecidos nestes tratos oceânicos continentalizados (constituição, estruturação, modos de alocação no continente etc.).

Nos itens acima, foi discutida a diversidade da litosfera oceânica, e assim fica mais acessível perceber também que aquelas porções de antigos

oceanos colocados em ambiente de litosfera continental foram e são originalmente complexas, e devem assim ser considerados.

As muitas variações de estilo, organização, espessura, composição, densidade, estrutura e propriedades sísmico-petrológicas (e mais: modo de alocação ao continente) são muito amplas, muito distintas daquelas consideradas na elaboração dos primeiros modelos.

Channel flow models/Extrusão dúctil

O modelo *channel flow* procura interpretar e descrever o fluxo de materiais viscosos da parte média da crosta continental, delimitado por dois suportes rígidos, situados nas zonas de interação colisional de placas. Este modelo tenta explicar as exposições (entre falhas) de rochas de alto grau ("núcleos cristalinos") no interior das zonas de interação, como no caso clássico dos Himalaias-Tibete.

Quando são atingidas as condições de baixa viscosidade e calor ocorre a fusão parcial (em face do elevado espessamento crustal e gradiente horizontal de pressão litostática), o canal considerado passa a ter comportamento viscoso e a fluir lenta e lateralmente (por 20-30 Ma). O chamado *slab* delimitador da parte inferior do canal fica pouco acima do Moho, na crosta infe-

rior e o *slab* superior fica subparalelo à base da crosta superior. As zonas delimitadoras laterais funcionam como zonas de cisalhamento, com indicadores de movimentação distintos, de forma que a porção interior do canal é conduzida para se deslocar lateralmente e depois ser alçada à superfície, após truncar e cortar bruscamente a crosta superior. Geralmente a zona de cisalhamento superior apresenta sentido normal (sinistral) e a zona de cisalhamento inferior apresenta sentido reverso (dextral)

As isotermas se inserem paralelamente ao conduto do canal, com valores médios estimados na ordem de 750° C, mais na parte frontal do canal, que apresenta deslocamento no sentido do antepaís.

As zonas de afloramento ocorrem após o canal de extrusão ultrapassar a crosta superior, formando as chamadas zonas de embasamento cristalino que bruscamente (limitados pelas falhas dantes assinaladas). São rochas de alto grau (granulitos, migmatitos) derivadas de rochas quartzo-feldspáticas originais. A história metamórfica das rochas tem sido progressivamente seguidas em suas mudanças ao longo do canal até a intercepção brusca na superfície.

Trata-se de modelo iniciado, estabelecido e mais bem conhecido nos Himalaias-Tibete e requer respaldo geológico (várias seções de detalhe), controle petrológico de alta qualificação

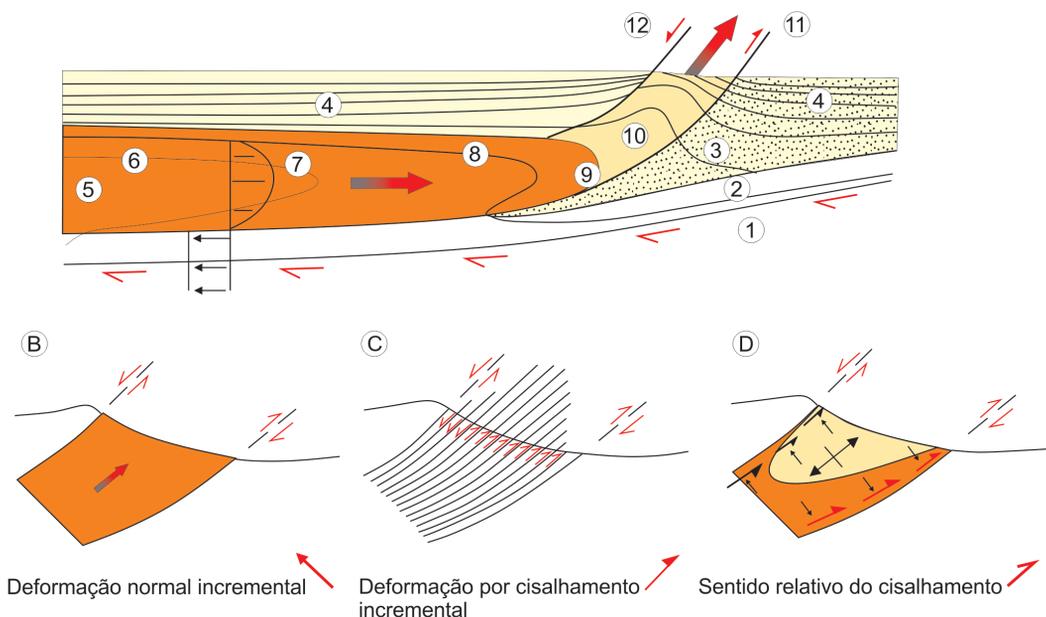


Figura 6. Diagrama esquemático da cinemática da relação entre *channel flow* e extrusão: 1) manto litosférico; 2) crosta inferior; 3) crosta média; 4) crosta superior; 5) canal crustal (fraco ainda); 6) isotermas; 7) perfil esquemático das velocidades; 8) Isoterma 750°C, de onde a fusão parcial se inicia; 9) *tip* reológico do canal; 10) extrusão do bloco crustal; 11/12) Zonas de cisalhamento inferior e superior delimitantes do canal da parte média da crosta (movimentação que conduz à extrusão). Fonte: Law et al. (2006)

(mineralogia, petrologia) e um conjunto razoável de dados geofísicos. Ultimamente, em várias zonas de interação colisional do mundo (Rochosas, Appalaches, Helenides etc.) o modelo tem sido aplicado com relativo sucesso. Mesmo no caso de orogenias intracontinentais (e.g. Orógeno Petermann, Neoproterozoico do centro sul da Austrália) processos similares de *channel flow* têm sido verificados

Há uma publicação especial de *The Geological Society* (Law et al., 2006) que contém cerca de duas dúzias de trabalhos sobre o tema, com exemplos em diferentes zonas orogênicas do mundo.

Como em todos os itens anteriormente dissertados, há ainda longo período de maturação e progresso dos conhecimentos a ser percorrido neste tema (adendo especial), muito importante para a Tectônica de Placas, na sua fase atual.

Teorias complementares

Reconhecemos pelo menos quatro campos distintos, modernos e complementares no seio da Tectônica, que merecem a epígrafe de teorias (Tabela 2). Na verdade, estes não são os únicos, exclusivos, mas são os mais importantes para nossos propósitos, neste artigo. Usaremos esta classificação, se considerarmos teoria como um conjunto de conhecimentos que apresentam diversos graus de sistematização e de credibilidade e que se propõem a explicar fatos. Ou em outras palavras, uma série de dados científicos seguros já existentes que, associados com algumas hipóteses de trabalho, nos sugerem entender alguns fenômenos e fatos novos (excepcionais identificados ultimamente no seio da Tectônica, com grande repercussão para as Ciências da Terra), todos eles hauridos nos avanços do estudo da Tectônica Global.

Por fim, temos a verificação, passo a passo, de que a Teoria do Atualismo tem seu valor, mas relativo. Na análise do histórico do planeta já temos dados suficientes para aceitar uma teoria complementar da evolução irreversível com o Tempo Geológico.

Supercontinentes

Em uma somatória de vários dados geológicos e geofísicos, chega-se à conclusão de uma tendência das massas continentais se aglutinarem (“fusão”/amalgamento) de tempos em tempos, nos finais de colagens orogênicas extensas e importantes (episódios de “fusão”).

Tabela 2. Teorias Complementares e principais proponentes/autores

Tema/Teoria complementar	Principais autores
Supercontinentes	Vide sínteses modernas: Pastor-Galán et al. (2018), Meert e Santosh (2017), entre outros
LIP/Plumas	Morgan (1971) Carlson (1991) Coffin & Eldholm (1994) Ernst (2014)
<i>Magma overturning events - Major Orogenies - MOMO</i> (teoria alternativa para convecção na formação de litosfera continental)	Stein & Hoffman (1994)
Evolução irreversível da Tectônica e do Planeta	Fyfe (1978) Armstrong (1991) Kröner (1981) Dewey (2007)

As ideias sobre a aglutinação provável de massas continentais são antigas, precedem a própria a Geotectônica como ciência, já no decorrer do século XVIII, baseadas em algumas inferências lógicas e muita criatividade. As ideias foram consideradas e retomadas por Eduard Suess e Alfred Wegener no início do século XX. A. Wegener teve vários seguidores e foi considerado por alguns como o pai do fixismo, sem que tivessem percebido o valor extraordinário da sua proposição de Pangea (supercontinente) e Panthalassa (superoceano)

Há vários modelos propostos para tais supercontinentes (e, infelizmente, muitos nomes também), todos com alguns problemas de paleomagnetismo (insuficiência de dados) e correlações lito-cronoestratigráficas e geocronológicas. A retomada do problema e o desenvolvimento dos conceitos sobre a teoria dos supercontinentes que temos hoje começaram de forma volumosa e envolvente a partir da última década do século passado. Nesse tempo, apareceram os primeiros trabalhos de retomada da ideia, graças ao progresso de estudos comparativos alcançados entre continentes, e os avanços da Geocronologia e o Paleomagnetismo. Despontaram reuniões científicas específicas, várias proposições preliminares e vários grupos de trabalho criados, consignando um acervo bibliográfico extraordinário, impossível de resumir, que tem histórico de valia com Meert & Santosh (2017) e Galán et al. (2018), dentre muitos outros. Naturalmente, dissensões existem caso a caso, nas diferentes proposições de supercontinentes em diferentes intervalos marcantes do tempo geológico. Na

verdade, o suporte de conhecimento de correlações litoestratigráficas entre os continentes atuais é muito desigual, a carência de dados geocronológicos e paleomagnéticos é sempre inferior ao mínimo desejável.

Por vários caminhos e linhas de pesquisa sabe-se que > 60% das massas continentais expostas foram produzidas no Arqueano (embora a preservação e a exposição sejam bem pequenas, na ordem de 15% em área). Há vários gráficos disponíveis atualmente mostrando o crescimento continental desigual (Figs. 6, 7 e 8); com certa frequência, novos gráficos são introduzidos. Todos levam em consideração as perdas de calor da Terra, agente-mor responsável pelos processos de formação de litosfera continental, que declinaram por um fator de 5, desde o Arqueano (Condie, 2001).

Há modelos de formação dos primeiros traços continentais a partir do oceano, na passagem Hadeano-Eoarqueano, mas isso ainda é preliminar, ainda que haja grande quantidade de exemplos disponíveis. Muitas dúvidas ainda permanecem, e há várias propostas distintas. A origem da crosta continental primitiva (advinda da crosta oceânica?) ainda é questão em aberto. Muitos dos mais primitivos terrenos continentais detectados na Terra (4,4 a 3,8 Ga) apresentam composição metassedimentar (e.g., com zircões detríticos), e isto tem variado de um continente a outro. As interpretações são bastante variadas e discutíveis.

Em uma tentativa de síntese, podemos esquematizar as várias construções continentais e supercontinentais do final do Arqueano aos tempos atuais (e futuros), para os quais há certa confluência de dados. No entanto, as designações variam bastante de país a país, de autor para autor, de uma publicação a outra. Indicar todas as referências é impossível, diante do alto número delas. Sugerimos recorrer às resenhas de Meert & Santosh (2017) e Pastor-Galán et al. (2017), nas quais os principais terrenos até então propostos são discutidos, a saber:

- a) Final do Arqueano: Sclávia + Superia + Vaalbara + outros não nomeados nomeados (convenções: vírgula = alternativa de designação; sinal (+) = soma de massas continentais distintas).
- b) Final do Paleoproterozoico: NENA, NUNA, Atlântica, Hudsonia, Colúmbia.
- c) Final do Mesoproterozoico: Rodínia (e o superoceano Miróvia).
- d) Devoniano (> 360 Ma): Laurússia, *Old Red Sandstone*.
- e) Ediacarano-Cambriano: Gondwana + Lauren-

tia + Sibéria + Báltica.

- e) Triássico Inferior: PANGEA (+ superoceano Panthalassa).
- f) Futuro Geológico: AMASIA (= futura fusão de América e Ásia) (nos próximos 100 Ma).

Somente a aglutinação/fusão do Triássico Inferior (230 ± 5 Ma, Ladiniano-Carniano = Pangea) é a teoria mais próxima de vir a ser considerada como “fato científico”, face à riqueza de dados auferidos em várias fontes, e as respostas positivas em vários testes (*experimentum crucis*) a que tem sido submetida, com respostas muito boas. A este supercontinente teria concorrido um superoceano, geralmente conhecido como Panthalassa. Todo o histórico paleogeográfico e tectônico pós-Triássico de continentes e oceanos atuais tem algum vínculo com os processos de fissão de Pangea. É notável a quantidade e pluralidade de suportes de diferentes campos científicos.

Para o pré-Pangea, todos os reconhecimentos são meritórios – todos contam com bibliografia expressiva e muitos dados, que são muito úteis no entendimento da evolução litoestratigráfica, tectônica etc., sendo amplamente disponíveis em centenas de publicações científicas e vários livros-textos. Apesar de formarem um conjunto primoroso de informações, com desdobramentos do conhecimento, não constituem ainda fatos científicos concretos (de vários campos da Tectônica e da Geofísica).

No caso específico da pressuposição de Amásia, no futuro geológico (nos próximos 100 Ma), sugerimos consulta a Mitchell et al. (2012), dentre vários outros da mesma época.

MOMO (“Mantle Overturning Major Orogenies”)

Os períodos nos quais o modelo de Tectônica de Placas foi preponderante na construção da crosta continental – via arcos magmáticos, como largamente demonstrado –, são chamados de “wilsonianos” (em homenagem a J. T. Wilson). Expressamos a seguir os cálculos desses processos com o Tempo Geológico.

Durante os estágios/períodos “wilsonianos”, prevalecem os modelos usuais de Tectônica de Placas (aberturas e fechamentos de oceanos e convecção do manto com isolamento entre a base do manto superior e o manto inferior. Diferentemente, durante os episódios *MOMO*, materiais frios acumulados no âmbito da descontinuidade de 660 km adentram no manto inferior, e são soer-

guiados pelas plumas (formadas no limite manto-núcleo superior (camada D'')) para constituir Grandes Províncias Ígneas (LIP) na superfície, então consignando o “grande retorno” (*overturm*).

Há evidências de que as plumas geradas na base do manto (camada D'') criaram largas ocorrências ígneas na superfície. Segundo o modelo, as largas cabeças de plumas enriquecem o manto mais raso com elementos traços incompatíveis; mudam sua composição de platôs oceânicos e produzem material fonte para arcos magmáticos, que consignam as maiores adições juvenis da crosta continental. As suítes magmáticas que compreendem estes orógenos juvenis são caracterizadas por razões isotópicas Nd-Sr-Hf que estão entre composição enriquecida da pluma (*MOMO*, cabeça de pluma) e *DM-MORB*. A configuração é bem exemplificada nos metatoleítos ofiolíticos do Escudo Árabe-Nubiano.

Atualmente, são comuns exemplos mostrando o contraste dos dois tipos de criação de litosfera continental: “normal” ou “wilsoniana” e *MOMO*, que se alternaram e que apresentam potencialidades de formação de crosta bastante distintas em quantidade e tipologias. Os últimos processos (*MOMO*) foram muito comuns e predominantes do Eoarqueano ao início do Paleoproterozoico (Fig. 7). A sugestão implícita é que, até o final do Neoarqueano (2,5 Ga), esse modelo foi mais eficiente que a Tectônica de Placas na formação da litosfera continental. Os casos especiais (*MOMO*) são caracterizados por intercâmbio significativo entre o manto inferior e o superior, quando amplas plumas do manto vêm formar os platôs oceânicos, e isto tem ocorrido em curtos intervalos de tempo (ca. dezenas de milhões de anos).

Esse é o pensamento dos autores proponentes (Stern & Hoffman, 1994) e seguidores, embora o início dos fenômenos/processos da Tectônica de Placas seja controverso na literatura (conforme já discutimos). A sugestão complementar é a de que do final do Arqueano ao início do Paleoproterozoico, os modelos (“Wilsonianos” vs. *MOMO*) competiram em termos aproximadamente iguais. Só a partir do Neoproterozoico o regime de arcos passou a preponderar (Fig. 7).

Relembremos que alguns autores são mais radicais e afirmam que os modelos wilsonianos funcionaram somente a partir do Neoproterozoico (como Stern, 2004, Dewey, 2007); mais radical ainda, Hamilton (2011) reitera enfaticamente: plumas do manto nunca existiram (sic).

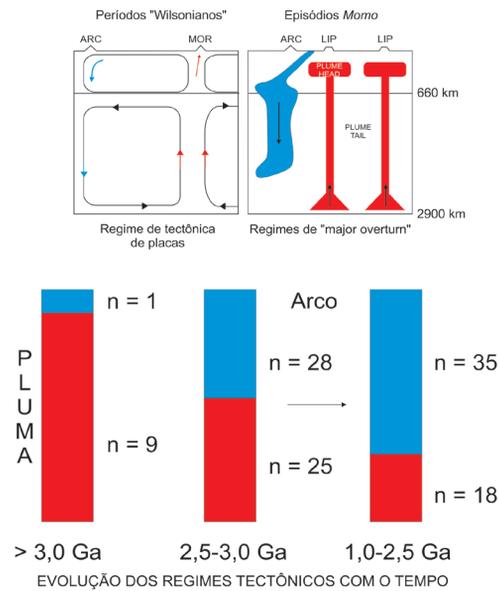


Figura 7. Esquema dos períodos wilsonianos (“regimes clássicos de Tectônica de Placas”) vs. episódios tipo *MOMO* com a participação de plumas do manto inferior (e formação de LIP). Cálculos/estimativas preliminares da evolução dos regimes tectônicos do Mesoarqueano (> 3 Ga) ao final do Proterozoico (1,0 Ga), com estimativas da importância desses regimes na formação da litosfera continental. Vide o incremento nos tipos wilsonianos a partir do Neoproterozoico (Coffin & Eldholm, 2005, Stern & Hoffman, 1994)

Na verdade, os temas Plumam do Manto, LIP, *MOMO*, que estão inter-relacionados, são faces da vanguarda do conhecimento da Tectônica nas últimas décadas. São adendos científicos marcantes. Já há um acervo grande de dados, mas com certeza um contexto bem mais amplo de problemas a serem desvendados.

Grandes Províncias Ígneas (LIP)

A presença de *hot spots* (Morgan, 1971) e LIP (Coffin & Eldholm, 1994, Bryan & Ernst, 2007, Ernst, 2014) são fatos a serem considerados na evolução do planeta, e a grande maioria das contribuições são já neste século. A ideia dominante é que as LIP tenham sido originadas em plumas mantélicas, na parte mais inferior do manto. Não podemos nos estender sobre um tema em estágio de fluxo, de tão rica bibliografia (livros específicos, inclusive). O caso e a importância das LIP extrapolam, em muito, os principais adendos acima vistos. Tentaremos uma síntese. Modernamente, considera-se que as LIP são províncias magmáticas máficas, que em geral possuem componentes

silicosos e ultramáficos, sendo caracterizadas por grande volume, eventos ígneos de curta duração ou de caráter pulsante, em contexto intraplaca:

Grandes províncias ígneas são províncias magmáticas com extensões areais $>0,1 \text{ Mkm}^2$, volumes ígneos $>0,1 \text{ Mkm}^3$ e vida útil máxima de $\sim 50 \text{ Ma}$ que possuem configurações tectônicas intraplacas ou afinidades geoquímicas, e são caracterizados por pulsos ígneos de curta duração ($\sim 1-5 \text{ Ma}$), durante os quais uma grande proporção ($>75\%$) do volume total ígneo foi colocado (Bryan & Ernst, 2007, p.177).

Nas suas últimas revisões, os autores acima assinalados têm sugerido excluir os *seamounts*, as cristas submarinas e anomalias de espessura da crosta oceânica da designação de LIP. Segundo eles, são necessários mais investigações e dados para se enquadrar ou não estes tipos crustais submarinos sob a égide de LIP.

O conhecimento sobre várias LIP é ainda limitado, demandando investigações de várias ordens (forma global, dados geofísicos, características petrológicas, geocronológicas, preservação da

erosão) e em nível de detalhe. Em alguns poucos casos existem os elementos necessários para uma definição e caracterização geral.

- a) *Volume* – o volume de rochas ígneas formadas durante é um atributo crítico para sua caracterização, e sabe que se trata de uma quantidade muito grande colocado na crosta, na seção crustal atravessada e no manto litosférico. A classificação inicial das LIP se baseia nas dimensões do volume: gigante ($> 107 \text{ km}^3$), “major” ($106 \text{ a } 107 \text{ km}^3$), substancial ($106 \text{ a } 105 \text{ km}^3$), moderado ($103 \text{ a } 105 \text{ km}^2$) e pequeno ($\leq 103 \text{ km}^2$).
- b) *Área* – devido às dificuldades de se precisar o volume e a forma das LIP, a área considerada é aquela no entorno das LIP, assumida como de espessura de 1km. Os valores obtidos são colocados numa ordenada de escala M km^2 , variando de 0 a 8, e em geral colocando-se ao lado o tipo de LIP ensejado (oceânico, continental etc.)
- c) *Duração do magmatismo* – Está implícito que os volumes de magma são colocados em tempo

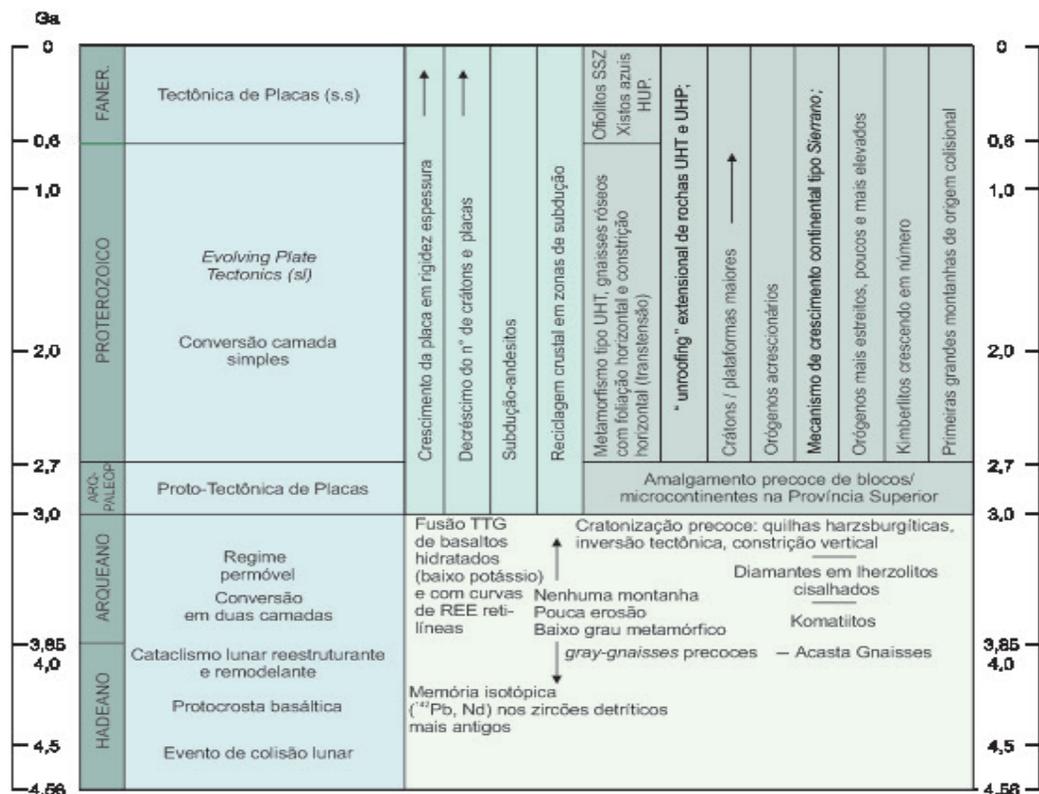


Figura 8. A evolução “secular” da Tectônica do Planeta segundo Dewey (2007). Notar que somente no Fanerozoico a Tectônica Wilsoniana é considerada integralmente imposta/atual. É importante destacar que se trata de uma declaração/sugestão de J. Dewey (um dos pais da Tectônica de Placas), em 2007

geológico muito curto em uma determinada área. São muitas as variações dependendo da localização e tipo de LIP. Durações inferiores a 10 Ma e entre 10 e 15 Ma são as mais comuns. Valores de 25 Ma a 50 Ma têm sido propostos como delimitantes da definição como LIP. Convencionou-se dizer que as LIP têm taxas de produção de magma entre 10 e 100% maiores do que aquelas de cristas meso-oceânicas.

- d) *Pulsos de magmatismo* – muito variáveis e muito difíceis de determinar precisamente. Em geral, a duração situa-se entre os valores de 5-10 Ma e 10-15 Ma, mas há frequências de pulsos mais rápidos (entre 1-5 Ma) (Ernst, 2014), bem como pulsos simples (curtos), de fases múltiplas, e casos de pulsos bastante espalhados no tempo (broad pulse).
- e) *Posição intraplaca* – Característica notável, livre pois dos movimentos de placas (fora dos *interplate settings*) podendo estar localizadas distantes ou próximas das atuais margens de placas. Há LIP situadas ao longo ou próximas de margens ativas de placas, mas que apresentam distintos históricos evolutivos. Há enxames de diques causados por LIP que são ocasionalmente criadores de riftes que evoluem para margem continental.
- f) *Tipos de magmatismo e composição* – A maioria das LIP é volumétrica e composicionalmente máfico-dominante (< 56wt% SiO₂) e, principalmente, com volume amplo (até 5.000 km³) de basaltos toleíticos. Contudo, há variações importantes no contexto geral e/ou em pulsos analisados. Na maioria, as LIP colocadas no interior de regiões continentais são composicionalmente bimodais com grupos químicos distintos (de 45-56wt% a 65-75 wt% SiO₂). Os principais tipos de magmatismo estão na lista abaixo (Ernst, 2014):
- Continental: Derrames de basaltos continentais (*Flood basalts*); Margens vulcânicas falhadas; Enxame de diques; Províncias de *sills*; Intrusivas máfico-ultramáficas e *Underplating* (magmático); Grandes Províncias Ígneas silicósicas (LIP).
 - Associações Carbonatito, Kimberlito, Lamprófiros, Granitos tipo A.
 - Greenstone-Belts Arqueanos, Sequências vulcânicas Toleítica ± Riolítica + Complexos de *sills*.

- Oceânico: Platôs Oceânicos, *Flood basalts* de Bacias Oceânicas.

Observe-se que os *seamounts* e grupos de *seamounts*, assim como a crosta anômala do fundo oceânico, por várias razões, foram excluídas das LIP (por convenção), como já mencionado acima, no aguardo de novos dados.

Nos domínios oceânicos, quando a placa se move sobre os *hot spots*, estes vão deixando marcas ígneas importantes (*tracks*) definidos por ocorrências de derrames de basalto, mas isso não ocorre sempre. Os *hot spots* são considerados a caracterização em superfície da presença subcrustal de plumas do manto. As exposições têm importantes expressão topográfica (500-1.000 m) e largura (1.000 a 2.000 km). Cerca de 40 a 150 *hot spots* têm sido discutidos na superfície da Terra, com muitas dissensões entre os autores, e algumas tentativas de manter características obrigatórias. A distribuição principal de *hot spots* está em torno da África e na parte oriental do Pacífico (razões desconhecidas, mas com algumas hipóteses).

Os temas LIP e *hot spots* são inerentes à Tectônica Global, como uma das mais expressivas manifestações de magmatismo do interior do planeta. O desenvolvimento do conhecimento está em flagrante estágio de fluxo, com vasta bibliografia (sintetizada em Ernst, 2014), é um tema/adendo de grande importância para desenvolvimento da Geotectônica, inclusive na apreciação deles como contribuintes de vulto da formação da litosfera continental (Processos *MOMO*).

A evolução irreversível do planeta no Tempo Geológico

Cada vez que o conhecimento geológico, geoquímico e geofísico do planeta é acrescido, mais obstáculos são enfrentados para permanência absoluta do Princípio do Atualismo. Na própria observação da paisagem atual (fisiografia, atmosfera, hidrosfera, insolação etc.) e nas diferenças anotadas de evolução crustal na passagem dos eratemas e eonotemas já se torna explícita a evolução irreversível do Planeta com o tempo (Fig. 9).

As observações da evolução do planeta estão sendo gradativamente enriquecidas, com muitas sistematizações paleogeográfico-tectônicas dos supercontinentes. Desde as primeiras propostas e ideias tímidas do início da década de 1990 (antece-

Fechamento dos oceanos Pacífico (e associados) e Atlântico => AMÁSIA

EOTRIÁSSICO- PRESENTE	MAPA MUNDI ATUAL Abertura dos oceanos Atlântico, Índico e Glacial Antártico, fechamento de Tethys e de vários segmentos derivados de Panthalassa (Pacífico, Nazca, Filipinas, Cocos etc.). Desenho do cenário atual, com plataformas (epi-Brasilianas) e faixas móveis fanerozoicas	10
CAMBRIANO- EOTRIÁSSICO	PANGEA Processos de fissão dos continentes dantes formados levaram a vários oceanos paleozoicos que foram sendo gradativamente selados pelas orogenias variscanas e equivalentes, culminando na aglutinação de massas continentais (Pangea) e oceânicas (Panthalassa e Tethys)	9
NEOPROT. SUPERIOR A CAMBRIANO	LAURENTIA+GONDWANA+SIBÉRIA+BÁLTICA+outros Fissão de Rodínia, seguida de evolução completa de vários ciclos de Wilson Os processos de abertura (vários oceanos), de posterior fechamento, encenaram e geraram rico e notável quadro paleogeográfico	8
MESOPROT. SUP. EOTONIANO 1,2-0,9 Ga	RODÍNIA Aglutinação de todas as massas continentais preexistentes na face da Terra. Longos e longilíneos cinturões acrescionários e colisionais amalgamadores (fusão) e retrabalhadores	7
MESOPROT. INF. E MÉDIO 1,6-1,2 Ga	Predomínio de estabilidade tectônica (desde o Estateriano) e da «geocracia». Litologia e magmatismo associados a fenômenos QPC e AMCCGR, « <i>underplating</i> », enxames de diques, rochas alcalinas Eventos intraplacas >> Eventos interplacas	6
PALEOPROT. 2,5-1,6 Ga	COLUMBIA, HUDSONIA Condições geológicas gerais assemelhadas às do presente. Litosfera continental e orogênica francas Quarta estágio [períodos] de evolução bem delimitada Fim com amplas áreas estáveis (Continentes? Supercontinentes?)	5
~2,5Ga	« <i>Turning point</i> » da História da Terra. Modificações profundas em todas as geoesferas: extra-atmosfera, atmosfera, hidrosfera, biosfera, litosfera, astenosfera etc. e processos geológicos, geoquímicos afins Fim do estágio permóvel: dualidade das circunstâncias geotectônicas Kenorano? « <i>Sclavia</i> » + <i>Superia</i> + <i>Vaalbara</i> ? Outros esquemas?	4
ARQUEANO 3,6-2,5 Ga	Aglutinação das primeiras células microcontinentais Predomínio TAG + TBG (subdução + plumas)	3
HADEANO- EOARQUEANO 4,2-3,8 Ga	Crosta primitiva => primeiras células microcontinentais Exemplos: Jack Hill, Acasta, Nunnuagittuck, Itsaq, Akilia etc.	2
HADEANO Pré-4,2 Ga	Diferenciação e resfriamento da Terra. Formação do núcleo (mais denso, afundamento), do manto, e separação da parte rica em sílica para a superfície, como um «oceano de magma» (futura «crosta») Arrasto viscoso, instabilidade, bombardeamento meteorítico intenso	1

Condensação e acreção do planeta a partir da Nebulosa Solar

Figura 9. Decálogo tentativo para expressar a evolução do planeta e da Tectônica, ao longo do Tempo Geológico, com registros das principais super-aglutinações continentais. Da condensação e acreção do planeta até o futuro pós-Cenozoico (Supercontinente Amasia)

didadas por Fyfe, 1978), vários estudos e sistematizações têm sido produzidas, cada vez mais revistas e aprimoradas. Vários grupos de pesquisas e projetos internacionais da *International Union of Geological Sciences* (IUGS) têm sucessivamente abordado o tema, nos últimos 30 anos, com muitos progressos sem dúvidas (mas, ainda, alguns problemas).

A ênfase pode ser facilmente detectada na comparação dos fatos e dos dados que são anualmente revistos (incluindo idades), com participação de toda comunidade, da *International Chronostratigraphic Chart* (IUGS) na qual a Tectônica é

dados suplementar (*en passant*), mas veladamente de fundamental importância.

Há algumas tentativas de sistematizar, dentro do contexto tectônico, a evolução nos processos e etapas pelos quais nosso planeta passou. Destacamos aqui primeiro as etapas assinaladas por John Dewey (Dewey, 2007), pela importância de seu protagonismo na Ciências da Terra como um todo, tendo sido um dos precursores da Tectônica de Placas e que tem acompanhado de perto (e inclusive utilizado em seus novos modelos muitos dos adendos aqui discutidos) (Fig. 8).

Considerações finais

No nosso entendimento, a evolução irreversível do planeta fica cada vez mais clara, diante: (a) dos dados discutidos neste trabalho e o avanço do conhecimento emanado de várias frentes, (b) da nossa observação pessoal como geocientista, e (c) das muitas referências bibliográficas modernas envolvidas no tema. Tendo isto em vista, elaboramos um decálogo (Fig. 9), acompanhando a sucessiva fusão e fissão de supercontinentes com o tempo. Devemos considerar desde os tempos do Hadeano (quando predominam hipóteses e deduções de vários tipos) e gradativamente passar por todos os eratemas (considerando respectivas características geológicas e tectônicas) e os diversos supercontinentes – tratados e nomeados em item anterior, até a fissão do último (mais bem documentado de todos eles), o Pangea.

No esquema, como consequência dos processos de fusão e fissão de supercontinentes, é proposta uma futura aglutinação supercontinental (sucendo a fissão pós-Pangea, daqui ca. 100 Ma, fonte Universidade de Yale, USA). Isto implicará (hipoteticamente) o tempo necessário para o fechamento do Pacífico e fusão das Américas (Laurentia) com a Ásia. A hipótese inteligente, levantada primeiramente Paul Hoffman (da Harvard University, USA), foi complementada e arquitetada por cálculos de um grupo de pesquisadores da Universidade de Yale, conciliando os dados conhecidos da evolução tectônica ao longo do tempo e a ajuda de supercomputadores (Mitchell et al., 2012).

Agradecimentos

O autor agradece a vários colegas de seu departamento de origem (Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências da USP) pelas muitas discussões encetadas e pelo produtivo intercâmbio de referências bibliográficas. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), agradece pelos incentivos consubstanciados na manutenção de uma bolsa de Pesquisador 1A, por quase cinco décadas. Aos revisores anônimos de *Terrae Didatica*, o agradecimento pelas excelentes sugestões e advertências para o nosso aprimoramento.

Referências

Aitken, A. R. A., Raimondo, T., & Capitanio, F. A. (2013). The intraplate character of supercontinent tectonics. *Gondwana Research*, 24(3-4), 807-815. doi: 10.1016/j.gr.2013.03.005.

- Ashwal, L. D., Demafife, D., & Torsvik, T. A. (2002). Petrogenesis of Neoproterozoic granitoid and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean-type Arc Origin. *Journal of Petrology*, 43(1), 45-83. doi: 10.1093/petrology/43.1.45.
- Ashwal, L. D., Wedenbeck, M., & Torvik, T. H. (2017). Archean zircons in Miocene oceanic hotspot rock establish continental crust beneath Mauritius. *Nature communications*. doi: 10.1038/ncomms14086.
- Ben Avraham, Z., Nur, A., Jones, D., & Cox, A. (1981). Continental accretion form oceanic plateaus to allochthonous terrane. *Science*, 213(4503), 47-54. doi: 10.1126/science.213.4503.47.
- Bertotti G., Lamotte D. F., & Charroud M. (2009). The Geology of the vertical movements of the Lithosphere; an overview. *Tectonophysics*, 475, 1-8. doi: 10.1016/j.tecto.2009.08.018.
- Bird, P. (1978). Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, 83, 7561-7571. doi: 10.1029/JB083iB10p04975.
- Brigdwater, D., Sutton, J., & Watterson, J. (1974). Crustal downfolding associated with igneous activity. *Tectonophysics*, 21(1-2), 51-72. doi: 10.1016/0040-1951(74)90062-6.
- Brito-Neves, B. B. de. (2019). Terrenos tectonoestratigráficos e/ou “Maciços”. Evolução do conceito e aplicação na Zona Transversal da Província Borborema. *Terrae Didatica*, 15, 1-28. doi: 10.20396/td.v15i0.8655818.
- Brito-Neves, B. B. de. (2020). Tectônica de Placas, 50 anos: as origens e a evolução do conhecimento. *Terrae Didatica*, 16, 1-20, e020043. doi: 10.20396/td.v16i0.8660244.
- Bryan, S., & Ernst, R. (2007). Revised definition of Large Igneous Provinces. *Earth-Science Reviews*, 86, 175-202. doi: 10.1016/j.earscirev.2007.08.008.
- Caawood, P. A., Kröner, A., Collin, W. J., Mooney, D. M. & Windley, B. F. (2012). Accreting orogens through time. *Geological Society of London Special Publication*, 38, 225-242.
- Campbell, H. & Mortimer, N. (2014). *Zealandia, our continent revealed*. Auckland, NZ: Penguin Group New Zealand. 231p.
- Capitanio, F. A. (2014). The dynamics of extrusion tectonics: Insights from numerical modeling tectonics. *American Geophysical Union, Tectonics*, 28(3), 225-242. doi: 10.1002/2014TC003688.
- Cloetingh, S., Burov, E. 2011. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanism. *Basin Research*, 23, 257-290. doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00490.x.
- Coffin, M. F., & Eldeholm, O. (1994). Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Review of Geophysics*, 32(1), 1-36. doi: 10.1029/93RG02508.
- Coffin, M. F., & Eldholm, O. (2005). Large igneous provinces. In: Selley, R. C., Cocks, R., & Plimmer, I. R. (Eds.) (2005). *Encyclopedia of Geology*. Oxford, Elsevier. p. 315-323.
- Condie, K. C. (1982). *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. 2 ed. Oxford, Pergamon Press. 280p.
- Condie, K. C. (2001) *Mantle Plumes and their record in Earth History*. Cambridge, UK: Press Syndicate of the University of Cambridge. 326p.
- Condie, K. C. (2011). *Earth as an Evolving Planetary System*. 2 ed. Amsterdam, Netherlands, Elsevier. 574p.
- Condie, K.C. (2007). Accretionary orogens in space and time. In: Hatcher Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride J. H., & Catalán. J. R. M. (Eds.) (2007). *4D*

- Framework of Continental Crust*. Boulder, Colorado: The Geological Society of America Memoir, 200. p. 145-158.
- Coney, P. J. (1973). Tectonics of Marginal Foreland Thrust and Fold Belts. *Geology*, 1, 131-134. doi: 10.1130/0091-7613(1973)1<131:PTOMFT>2.0.CO;2.
- Conrad, P. C., & Bertelloni, C. (2002). How mantle slabs drive Plate Tectonics. *Science*, 298(5591), 207-209. doi: 10.1126/science.1074161.
- Deonath, A. (2007). Global Tectonics: do concepts, observations and problems merge to a New Paradigm? *Indian Minerals*, 61(3-4) & 62 (1-4), (Jul, 2007 - Dez, 2008); pp. 9-26. URL: <http://abhijitdeonath.com/wp-content/uploads/2011/08/Chapter-2-final.pdf>. Acesso 11.11.2020.
- Der Pluijm, B. V. A. & Marshak, S. (2004). *Earth Structure*. 2 ed. New York, USA, London, England: Norton & Co.
- Dewey J. F., & Bird, J. M. (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75(14), 2625-2647. doi: 10.1029/JB075i014p02625.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7, 1123-1139. doi: 10.1029/TC007i006p01123.
- Dewey, J. F. (2007). The secular evolution of plate tectonics and the continental crust. In: Hatcher Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride J. H., & Catalán, J. R. M. (Eds.) (2007). *4D Framework of Continental Crust*. Boulder, Colorado: The Geological Society of America Memoir, 200. p.1-7.
- Dewey, J. F., & Burke, K. A. (1973). Tibetan, Variscan, and Precambrian basement activations: products of continental collision. *Journal of Geology*, 81(6), 683-692. URL: 10.1086/627920.
- Dewey, J. F., & Horsfield, B. (1970). Plate Tectonics, Orogeny and Continental Growth. *Nature*, 225, 521-525. doi: 10.1038/225521a0.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F., Sengör, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia- a young collisional zone. In: Coward, M., Ries M. (Eds.). *Collision Tectonics*. London, England, Geological Society Special Publication 19, pp. 3-36. doi: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01.
- Dilek, Y. & Newcomb, S. (Eds.). (2003). *Ophiolite concept and the evolution of the geological thought*. Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper, 373. 182p.
- Douwwe, J. J. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematics reconstruction of its evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79-229. doi: 10.1016/j.gr.2019.07.009.
- Ernst, R. E. (2014). *Large Igneous Provinces*. Cambridge, England: Cambridge University Press. 653p.
- Etheridge, M. A., Rutland, R. W. R. & Wyborn, L. A. I. (1987). Orogenesis and tectonic processes in the Early to Middle Proterozoic of Northern Australia. In: Kröner A. (Ed.). (1987). *Proterozoic Lithosphere Evolution*. Boulder, Colorado, American Geophysical Union. pp. 113-147.
- Fyfe, W. S. (1978). The evolution of the Earth's crust. Modern Plate Tectonics to ancient hot spot tectonics. *Chemical Geology*, 23, 89-114. doi: 10.1016/0009-2541(78)90068-2.
- Gibbons, W. (1994). Suspect Terranes In: P. L. Hancock (ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press, pp. 305-319.
- Gordon, R. G. (1998). The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences* 26, 615-642. doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.615.
- Hamilton, W. B. (2011). Plate Tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos*, 123, 1-20. doi: 10.1016/j.lithos.2010.12.007.
- 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(1-3), 121-140. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00009-8.
- Hatcher Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride J. H., & Catalán, J. R. M. (Eds.) (2007). *4D Framework of Continental Crust*. Boulder, Colorado: The Geological Society of America Memoir, 200. 641p.
- Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A., Dhuime, B. (2020). The evolution of the continental crust and the onset of plate tectonics. *Frontier Earth Sciences (Lausanne)*, 2, 1-39. doi: 10.3389/feart.2020.00326.
- Howell, D. G. (1995). *Principles of terrane analysis: new application for global tectonics*. 2 ed. London, England, Chapman and Hall. 235p.
- Howell, D. G., Jones, D. L. & Schermer, E. R. (1985). *Tectonostratigraphic terranes in Circum-Pacific Region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources 2008. The AAPG/Datapages Combined Publications Database. Earth Sciences Series, 1, p. 3-10.
- Irwin, P. (1972). *Terranes of the western Paleozoic and Triassic belts of the Lamath Mountains, California*. United States Geological Survey Professional Paper. 800-C, C3-C111.
- Isacks, B., Oliver, J., & Sykes, L. R. (1968). Seismology and the new Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73(18), 5855-5899. doi: 10.1029/JB073i018p05855.
- Jones, D. L., Coney, P. & Beck, M. (1982). The growth of Western North America. *Scientific American*, 247(5), 70-85. URL: <https://www.jstor.org/stable/24966727>. Acesso 11.11.2020.
- Kay, R. W., & Kay, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189. URL: <https://earthscience.rice.edu/wp-content/uploads/2020/03/Kay-and-Mahlburg-Kay-1993-Delamination-and-delamination-magmatism.pdf>. Acesso 11.11.2020.
- Kröner A. (1981). *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 780p.
- Kröner A. (Ed.) (1987). *Proterozoic Lithospheric Evolution*. Boulder, Colorado, American Geophysical Union. (Geodynamics Series, 17), 273p.
- Kröner, A. (1977). The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. *Precambrian Research*, 4 (2), 163-213.
- Law, R. D., Searle, M. D, Godin, L. (Eds.) (2006). *Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones*. Geological Society of London Special Paper, 268, 687 p.
- Le Grand, H. E. (2002). Plate Tectonics, terranes and continental geology. In: Oldroyd, D. (Ed.) 2002. *The Earth Inside and Out: Some Major Contributions to Geology in the Twentieth Century*. Geological Society, London, Special Publications, 192, 199-213. doi: 10.1144/GSL.SP.2002.192.01.10.
- Lowell, J. D. (1974). Plate Tectonics and foreland basement Deformation. *Geology* 2, 274-278. doi: 10.1130/0091-7613(1974)2<275:PTAFBD>2.0.

CO;2.

- Marshak, S., Karlstrom, K. & Timmons, J. M. (2000). Inversion of Proterozoic extensional faults; An explanation for the patterns of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology*, 26, 735-738.
- Marshak, S., van Der Pluijm, B. A. & Hamburger, M. (1999) The Tectonics of Continental Interiors. *Tectonophysics*, 305(1/3), 1-408. (Preface of the Penrose Conference, Utah, Special Issue).
- Martin, H. & Eder, F. W. (1983). *Intracontinental Fold Belts. Case studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia*. Berlin, Springer Verlag, 945p.
- Martin, H., Porada, H. (1977). The intracratonic branch of the Damara Orogen in south Africa. Discussion of geodynamics models. *Precambrian Research*, 5(4), 311-338. doi: 10.1016/0301-9268(77)90039-0.
- Mercier, J. L. 1984. La deformation des continents au voisinage des marges convergentes. *Bulletin Société Geologique de France*, 7, 551-566. doi: 10.2113/gssgf-bull.S7-XXVI.3.551.
- Mitchel, A. H. & Reading, H. G. (1969). Continental margins, geosynclines and sea floor spreading. *Journal of Geology*, 77, 629-646.
- Mitchel, R. N., Kilian, N. T., Evans D. A. D. (2012). Supercontinents cycles and the calculation of absolute paleolongitude in deep time. *Nature*, 402, 208-211. doi: 10.1038/nature10800.
- Molnar, P. & Gray, D. (1979). Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties. *Geology*, 7, 58-62. doi: 10.1130/0091-7613(1979)7<58:SOCLSC>2.0.CO;2.
- Molnar, P., & Tapponnier, P. (1975). Cenozoic Tectonics of Asia: effects of a Continental collision. *Science*, 189, 419-426. URL: <https://www.jstor.org/stable/1740465>.
- Moore E M. & Twiss R. J. (1995). *Tectonics*. New York, Freeman & Co. 415p.
- Moore, E. M., & Vine, F. J. (1971). The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluations and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 268, 443-466.
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43
- Mortimer, N., Hammish, J. Campbell, J. Tulloch, A. J., King, P. R., Vaughan, Staggpole, M., Wood, R. A., Ratenboury, M. S., Sutherland, R., Adms, C., Collet & J. Seton, M. (2017). Zelandia: Earth's hidden continent. *GSA Today*, 27(3), 27-33. doi: 10.1130/GSATG321A.1.
- Nur, A. & Ben-Avraham Z. (1982) Oceanic plateaus, the fragmentation of continents and mountain build-ings. *Journal of Geophysical Research*, 87 (issue B 5), 3644-3666
- Oxburg E. R. (1972). Flake Tectonics and continents collision. *Nature*, 239(5369), 202-204.
- Pastor-Galán, D., Murphy, J. B., Nance, R. D., Spencer, C. (2018), Supercontinents: myths, mysteries, and milestones. *Geological Society of London Special Publication*, 470, 36-64. doi: 10.1144/SP470.16.
- Raimondo, T., Collins, A., Hand, M., Walker-Hallam, A., Smithies, R. H., Evins, P. M. & Howard, H. M. (2010). The anatomy of a deep continental orogen. *Tectonics*, 29, 1-31. doi: 10.1029/2009TC002504.
- Rolfo, F., Groppo, C., Mosca, P. (2014). Petrological constraints of the "channel flow" model in Eastern Nepali. *Geological Society of London Special Paper*, 412(1), 177-197. doi: 10.1144/SP412.4.
- Sandiford M. & Hand, M. (1998). Controls on the locus of intraplate deformation in Central Australia. *Earth Planetary Science Letters*, 162, 97-110. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00159-9.
- Sandiford, M. (1999). Mechanics of basin inversion. *Tectonophysics*, 305, 109-120. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00023-2.
- Scholl, D.W. & Von Huene, R. (2007) Crustal recycling of modern subduction zones applied to the past. Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry and supercontinent reconstruction. In: Hatcher Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride J. H., & Catalán, J. R. M. (Eds.) (2007). *4D Framework of Continental Crust*. Boulder, Colorado: The Geological Society of America Memoir, 200. 9-32.
- 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. (2014). Eduard Suess and global Tectonics: An illustrated "short guide". *Austrian Journal of Earth Sciences*, 107, 6-82. URL: https://www.zobodat.at/pdf/MittGeolGes_107_1_0006-0082.pdf. Acceso 11.11.2020.
- Stampfli, G. M., von Haumer, J. & Borel, G. D. 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. In: J. R Catalan, R. D. Hatcher, R. D. R., F. D. Garcia (Eds). *A Variscan Appalachian Dynamics. The building of the Paleozoic basement*. Geological Society of America, Special Paper, 364, p. 263-280.
- Sutherland, R., Dickens, G. R., Blum, P., Agnini, C., Alegret, L., Bhattacharya, J., Bordenave, A., ..., Zhou, X. (2018). *International Ocean Discovery Program Expedition 371 Preliminary Report : Tasman frontier subduction initiation and Paleogene climate*. Integrated Ocean Drilling Program: Preliminary Reports, issue 371. URL: <https://dSPACE.library.uu.nl/handle/1874/363494>. Acceso 08.12.2020.
- Tapponnier, P., Molnar, P. 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Mongolia and Baykal regions. *Journal of Geophysical Research*, 84, 3425-3450.
- Vauchez, A., & Nicolas, A. (1991). Mountain building: strike parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, 185(3-4), 183-201. doi: 10.1016/0040-1951(91)90443-V.
- Wilson, J. T. 1965. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies southwest of Vancouver Island. *Science*, 150, 482-485. doi: 10.1126/science.150.3695.482.
- Woodcock., N. H. (1986). The role of Strike-Slip Fault Systems at Plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 317, 13-29. doi: 10.1098/rsta.1986.0021.
- Ziegler, P. A. (1987). Compressional intraplate deformation in the Alpine foreland - an introduction. *Tectonophysics*, 137, 1-5. doi: 10.1016/0040-1951(87)90223-X.
- 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, England: Geological Society/Blackwell. pp.63-85. (Geological Society Special Publication, (44), 7-39. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.05.