

A Evolução é Fato





Crédito: freepik.com - @kipargeter

Evolução dinâmica do planeta Terra no tempo geológico

implicações para a evolução biológica



Umberto G. Cordani

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP)

Thomas R. Fairchild

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP)

Como detalhado no capítulo anterior, a Terra formou-se junto ao Sol e aos demais planetas do sistema solar a partir do gás e da poeira existentes na nebulosa solar — uma nuvem densa de matéria interestelar. A condensação da nebulosa deu início a um processo de acúmulo de matéria no proto-Sol e nos objetos de seu sistema planetário, todos formados na mesma época e a partir do mesmo material. Por isso, a abundância solar dos elementos químicos é um fiel registro do que existe em todo o sistema. Esse material foi acumulado no processo denominado acreção planetária, que levou algumas dezenas de milhões de anos. Nesse período, 99,8% da massa do sistema solar foi concentrada no Sol, restando 0,2% para formar os planetas. Entre esses planetas, a nossa Terra: a única dentro da zona de habitabilidade estelar, reunindo as condições necessárias para sustentar a vida como nós conhecemos.

Na órbita terrestre, a atração gravitacional fez com que corpos de diversos tamanhos fossem colidindo entre si, até que, finalmente, o de maior dimensão acabou recebendo praticamente todo o material existente na órbita. Esse então planeta em formação, de início uma mistura caótica mantida coesa pela atração gravitacional, aqueceu-se gradualmente, o que ocorreu por meio da energia de choques de corpos de diferentes dimensões e do decaimento de muitos isótopos radioativos de meia-vida curta (como ^{26}Al , ^{40}Fe , ^{129}I) e outros presentes na nebulosa solar. A partir de datações de certos meteoritos, considerados os materiais mais primitivos do sistema solar, estima-se que o processo de acreção planetária terminou há cerca de 4570 milhões de anos (Ma).

Assim, a Terra começou quente em sua formação, e passou por condições de fusão parcial ou total de sua massa. Foi nesse estado primitivo que ocorreu a sua maior diferenciação geoquímica, principalmente pelas diferenças de densidade e afinidades químicas de seu material. Esse processo segregou um núcleo metálico denso e um manto mais fluido como envoltório. À medida que esse manto resfriava, ele se solidificou: eram eventos sucessivos de cristalização magmática, resultando em uma Terra sólida, com um núcleo, um manto e uma crosta rochosa de composição basáltica, similar à atual crosta oceânica.

Essa estrutura interna do planeta permanece até hoje, como mostra a figura 1A, mas de forma naturalmente modificada em relação ao estágio inicial. Estudos geológicos e geofísicos revelam um núcleo metálico (constituído principalmente por ferro e níquel) que ocupa o centro do planeta. Ao seu redor, o manto tem três camadas (superior, média e inferior), constituídas por fases diferentes de minerais silicáticos, com predominância de silício e oxigênio acompanhados de magnésio e ferro, entre outros elementos. A crosta terrestre tem dois tipos distintos: oceânico e continental. A crosta oceânica é mais

densa, predominantemente basáltica, composta essencialmente pelos minerais piroxênio (silicato de Mg e Fe) e feldspatos do tipo plagioclásio (silicato de Na e Ca). A crosta continental é menos densa, formada principalmente por granitos, compostos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e micas — minerais que correspondem a silicatos de Al, Na e K, com pouco Mg e Fe.

Para contar a história da Terra em detalhes, subdividimos o tempo geológico em quatro intervalos longos, designados éons: Hadeano (4570-4000 Ma); Arqueano (4000-2500 Ma); Proterozoico (2500-540 Ma); e Fanerozoico (540 Ma até o presente).

Hadeano

O éon Hadeano é o período do qual a ciência menos sabe. Isso porque praticamente não existem registros geológicos (rochas) da época para contar sua história. O que se sabe é que, logo em seu início, a Lua se formou a partir da colisão da Terra primitiva com um corpo celeste do tamanho de Marte. Grande quantidade do material vaporizado e fragmentado neste impacto foi retida em órbita ao redor da Terra e, logo depois, foi dando origem à Lua por acreção — mais ou menos como ocorreu na formação dos planetas em torno do Sol. As rochas lunares recuperadas pelas missões Apollo indicam que a Lua já estava formada há 4510 Ma.

Por causa da energia gerada no impacto, verdadeiros “oceãos de magma” se formaram tanto na Terra como na Lua. Provavelmente, situações similares de fusão parcial na Terra ocorreram muitas vezes em virtude do intenso bombardeio do planeta por outros grandes corpos celestes (bólidos, planetésimos e asteroides). Este bombardeio continuou durante todo o Hadeano, até 3900 Ma, mas seu registro só é evidente nas grandes crateras visíveis na superfície da Lua, já que as marcas na Terra foram apagadas nos quatro bilhões de anos de dinâmicas externas e internas.

Exemplo de dinâmica interna é a dissipaçāo de calor no interior da Terra. À época, as temperaturas eram altas, e o calor se movimentava por meio de imensas massas quentes e fluidas (as “plumas mantélicas”) que, por terem densidade menor do que a do manto em seu entorno, navegavam em direção à superfície do planeta. Naquele tempo, a Terra tinha uma espécie de “tampa litosférica”, assim como os demais planetas rochosos do sistema solar (a exemplo de Mercúrio, Vénus e Marte). O planeta Vénus de hoje (figura 1B) nos dá uma ideia de como era a Terra Hadeana. Este movimento tectônico vertical, junto ao bombardeio de corpos celestes (dinâmica externa), fez com que a crosta antiga fosse fragmentada, reabsorvida no man-

to e reformada possivelmente muitas vezes durante o Hadeano. O fragmento sobrevivente mais antigo dessa crosta é o Gnaissé Acasta, situado no noroeste do Canadá: ele foi datado em 4040 Ma, sendo a mais antiga rocha encontrada até o presente na Terra. A sua geoquímica, contudo, não é diferente daquela de rochas mais jovens, do eón Arqueano.

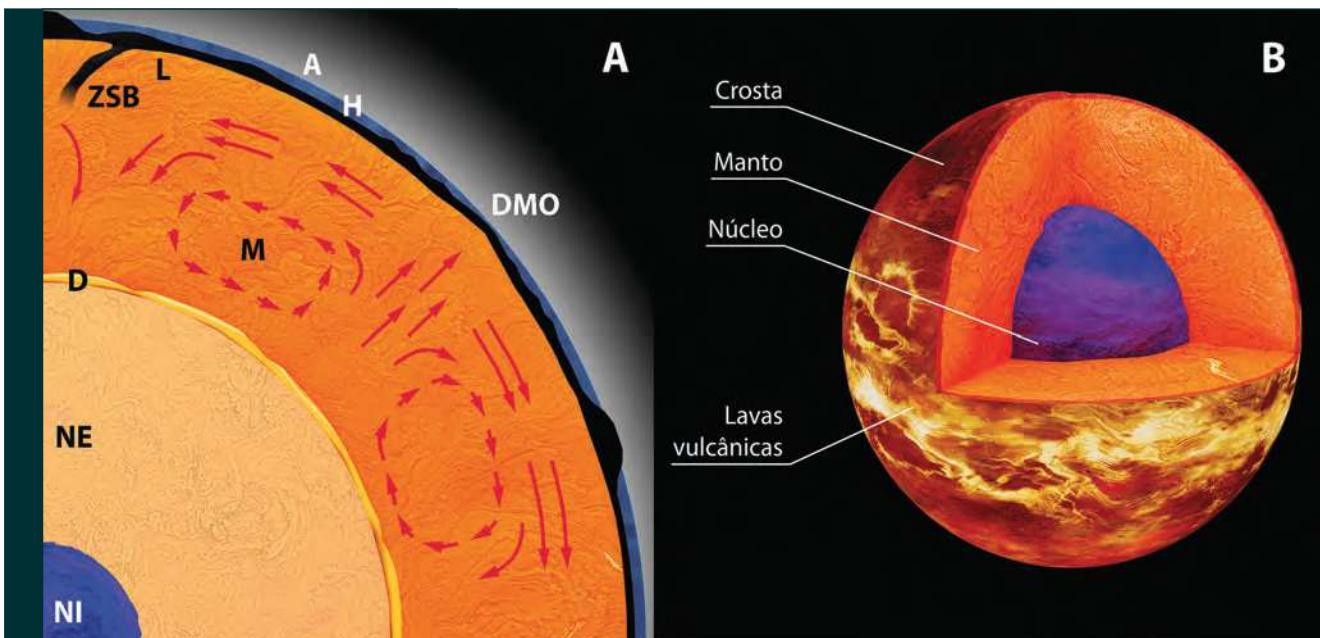
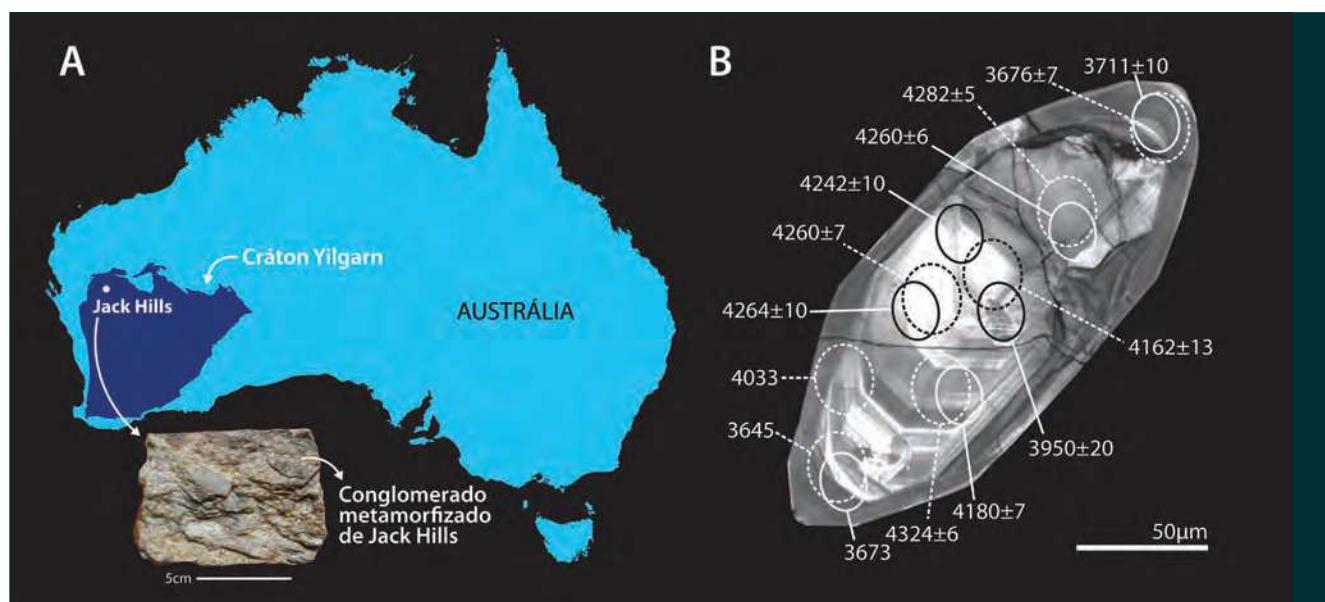


Figura 1. A - Estrutura atual da Terra, com L – Litosfera rígida (crosta e uma porção do manto superior); H – Hidrosfera; A – Atmosfera; NI – Núcleo interno metálico, sólido; NE – Núcleo externo metálico, líquido; D – Camada D: fonte de magmas (plumas mantélicas); M – Manto silicático, sólido, com correntes de convecção lentas (cm/ano) representadas pelas setas; ZSB – Zona de subducção da litosfera; DMO- Dorsal médio-oceânica. **B** - Estrutura atual de Vênus com núcleo metálico, manto parcialmente líquido e crosta sólida revestindo todo o planeta, formando uma tampa, com grandes áreas cobertas por derrames de lavas vulcânicas. (Fonte: ilustração autoral elaborada para a ABC/Fábio Andriolo)

Embora não existam outras rochas daquele tempo, temos minerais terrestres bastante antigos, encontrados na forma de grãos de zircão, erodidos de rochas Hadeanas e depositados no conglomerado Arqueano de Jack Hills, na Austrália Ocidental, há 3600 Ma (figura 2). A análise desses minerais abre caminho para que desvendamos mais sobre o Hadeano. O mineral zircão é um silicato de zircônio ($ZrSiO_4$) que se forma durante a cristalização de magmas graníticos. Tem grande estabilidade e resistência a temperaturas altas e erosão, e é utilizado amplamente na geocronologia, ajudando a datar rochas muito antigas. Os cristais de zircão de Jack Hills têm histórias complexas. Dos mais de cem mil deles que já foram datados, cerca de 3% apresentaram idade superior a 4200 Ma. Um deles possui a idade surpreendente de 4380 Ma, sendo o mais antigo material geológico encontrado na Terra. Das análises geocronológicas e geoquímicas desses zircões, é possível concluir que, mesmo nesta fase inicial da evolução da Terra, havia condições para a diferenciação da crosta continental com rochas graníticas.



O Hadeano marca, também, o início do resfriamento contínuo do planeta — o principal fator que governa a sua evolução geodinâmica e as mudanças de sua superfície. Desde o início da formação da Terra, o vapor de água estava presente na atmosfera, proveniente da queda de cometas que transitavam perto da órbita do planeta e de gases provenientes de erupções vulcânicas do manto. Bem antes do final do Hadeano, a temperatura caiu a ponto de permitir a formação de chuva e o acúmulo de água líquida na superfície terrestre, formando nossos oceanos de então. E é plausível que a vida tenha surgido justamente nos oceanos, visto que átomos de grafite (carbono) com características isotópicas sugestivas da origem biológica foram encontrados em um cristal de zircão com idade de 4100 Ma.

Figura 2. A evidência mais antiga da crosta terrestre. **A** - Local de Jack Hills dentro do Cráton Yilgarn, Austrália Ocidental, onde o conglomerado na imagem abaixo do mapa foi depositado há 3,6 Ga, e metamorificado posteriormente. **B** - Este cristal de zircão da fração de areia do conglomerado de Jack Hills se formou há cerca de 4,3 Ga (idade mais antiga obtida no grão), o que o torna um dos mais antigos testemunhos da crosta terrestre. As outras idades (números em milhões de anos) dos pontos analisados (elipses) evidenciam outros eventos que afe- taram este grão. (Fonte: imagem cedida por Aaron J. Cavosie)

Arqueano

O regime tectônico verticalista do Hadeano, com as plumas mantélicas se movimentando em direção à superfície terrestre, teve sequência no Arqueano. Crosta continental antiga, formada entre 3500 e 3800 Ma, existe no registro Arqueano em todos os continentes. Nela, fragmentos de crosta metamórfica, de composição basáltica, associados a rochas graníticas, resultantes da subida de plumas mantélicas, formaram terrenos chamados “granite-greenstone” (figura 3), implicando num regime tectônico denominado “permóvel”, caracte- rístico do Arqueano todo e marcado por muita mobilidade e intera- ções entre placas bem menores que as atuais.

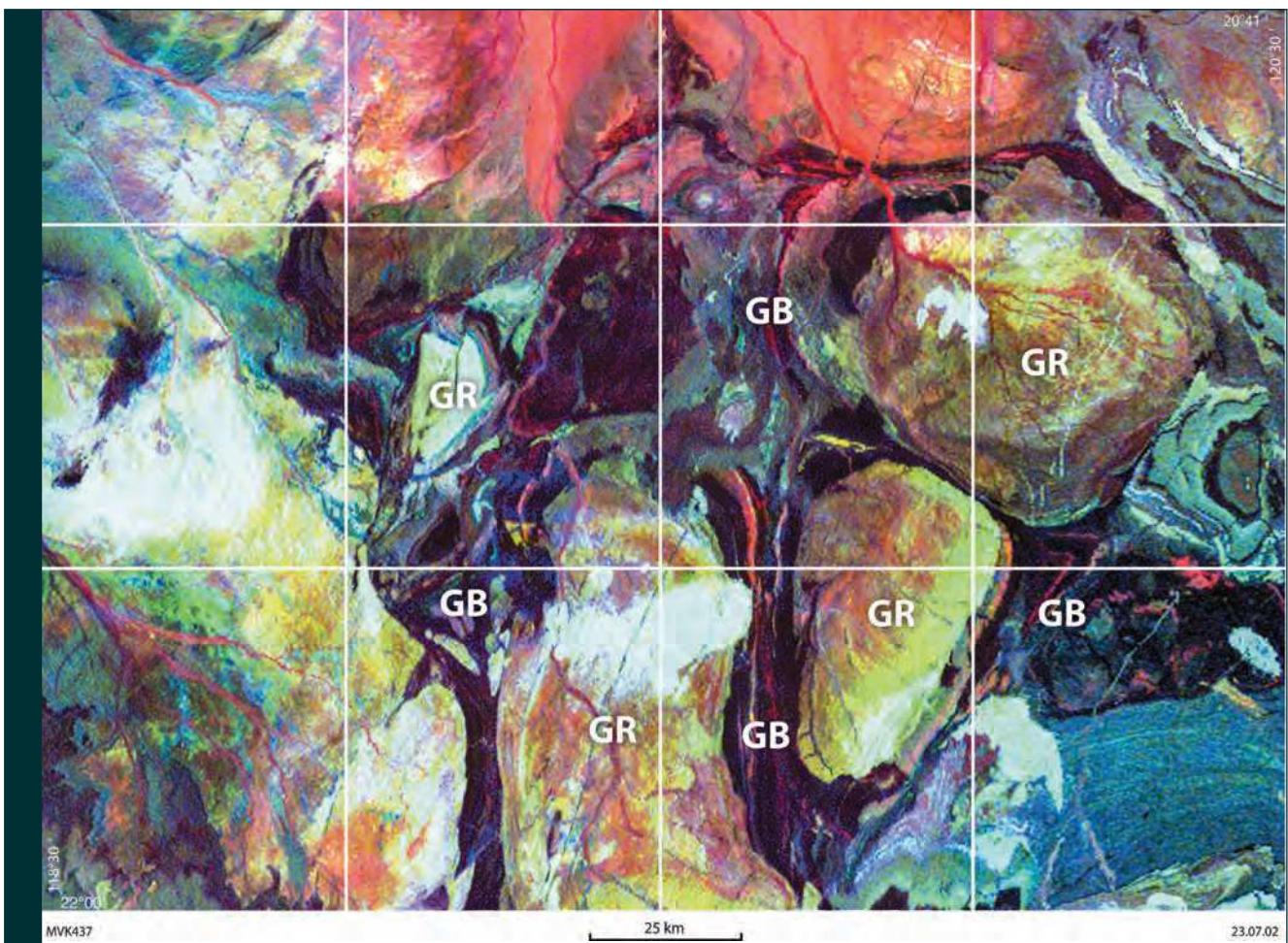
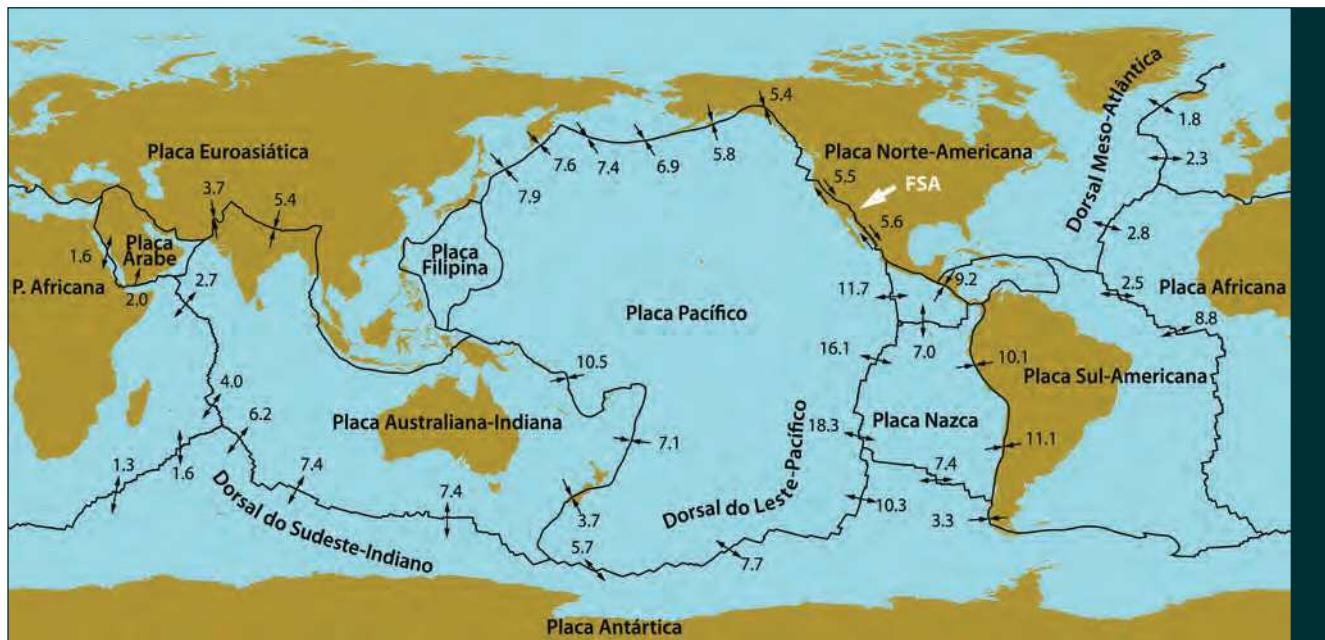


Figura 3. Imagem de satélite da região de Pilbara, noroeste da Austrália, mostrando núcleos graníticos (GR) circundados por cinturões de rochas metamórficas esverdeadas (greenstone belts, GB), num arranjo típico do Arqueano designado “terreno granito-greenstone”. (Fonte: imagem cedida por Martin Van Kranendonk)

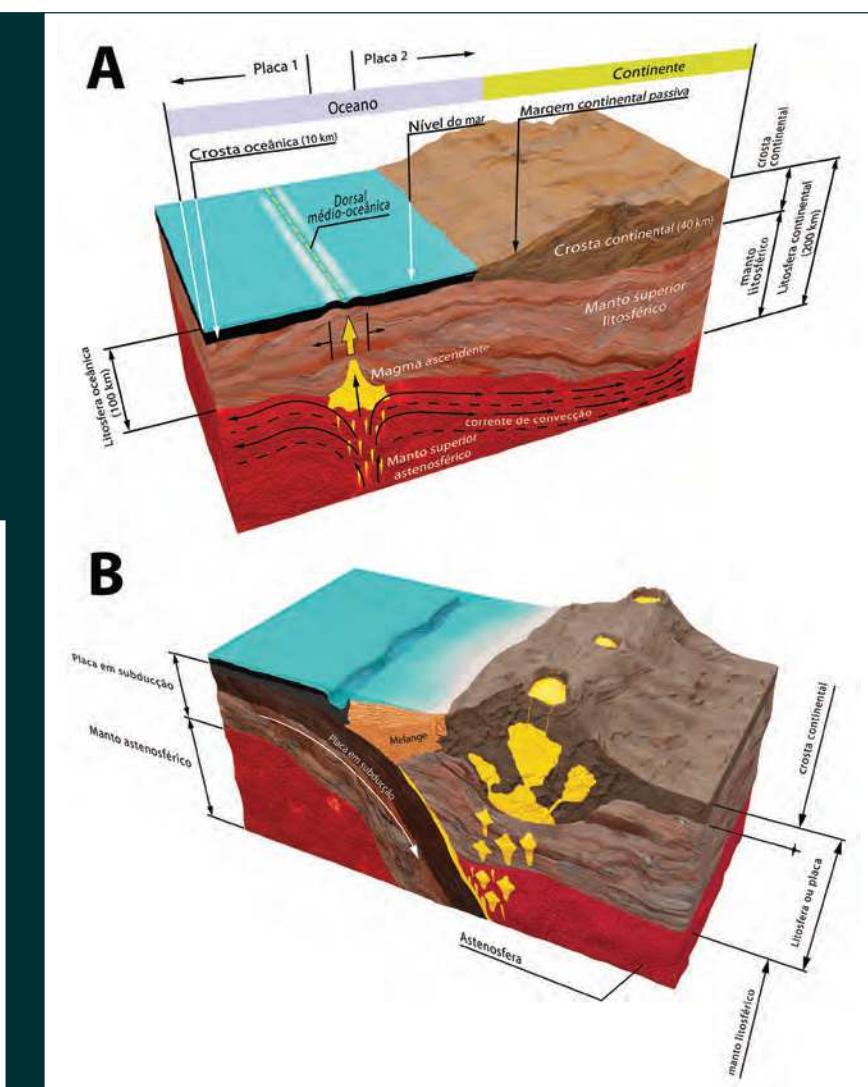
No entanto, o resfriamento contínuo da Terra foi solidificando o manto e, com isso, as plumas mantélicas perderam sua eficiência para dissipar o calor interno. Surgiram, então, correntes ascendentes de magma: elas formaram a crosta oceânica na superfície do planeta. Ao mesmo tempo, havia deslocamentos no manto para substituir o magma, o que criou células de convecção. Era uma forma mais eficiente de dissipar de calor em uma Terra mais madura. Com isso, teve início um novo regime tectônico: a tectônica de placas. Esse novo regime coexistiu com o anterior (verticalista, das plumas mantélicas). Sua mais antiga manifestação, em que aparecem feições características da ação de placas tectônicas, data de cerca de 3600 Ma. Pouco a pouco, a tectônica de placas iria prevalecer no planeta, até os dias atuais, tornando-se o único regime tectônico importante. Hoje, a Terra possui 12 placas tectônicas grandes e muitas placas menores (figura 4) que interagem entre si em movimentos tangenciais à superfície, com velocidades de poucos centímetros por ano. Ao longo de suas margens, a dinâmica terrestre se manifesta intensamente, gerando vulcanismos e terremotos.



A figura 5 mostra a litosfera, a camada superficial rígida do planeta, que aparece tanto em regiões oceânicas como continentais, e inclui a crosta e uma porção de manto. Abaixo dela, a cerca de 100 a 200 km de profundidade, encontra-se a astenosfera, uma camada com comportamento plástico sobre a qual as placas flutuam. A figura 1A, que mostra a estrutura interna do planeta, dá uma ideia de como funciona a tectônica de placas: a litosfera oceânica é formada nas dorsais médio-oceânicas (cadeias de montanhas dentro dos oceanos), onde as placas divergem entre si. Ela cresce e se afasta cada vez mais das margens constituídas por crosta continental (figura 5A). Ao mesmo tempo, a litosfera oceânica vai descendo em direção ao manto em um processo chamado subducção (figura 5B). Nessa descida, a placa de litosfera se aquece, sofre fusão e forma magmas ascendentes, dando origem aos arcos magmáticos — e estes arcos se agregam à crosta continental pré-existente. Assim, os contatos entre placas podem ser divergentes, dando espaço para o aparecimento de uma crosta nova (como nos oceanos), convergentes, quando as placas colidem frontalmente e criam relevos montanhosos, ou, ainda, oblíquos, com deslizamento lateral das placas, o que ocorre ao longo da famosa falha de San Andreas, nos EUA (figura 4). Como a litosfera oceânica aparece nas dorsais oceânicas e desaparece nas zonas de subducção, seu tempo de residência na superfície é relativamente curto, da ordem de 200 Ma, que é a mais antiga idade conhecida da crosta oceânica atual.

Figura 4. Distribuição atual das principais placas tectônicas na Terra, com a velocidade (cm/ano) e sentido do movimento de cada uma. A seta branca aponta para a falha transcorrente de San Andreas (EUA), onde as placas do Pacífico e a Norte-Americana deslizam lateralmente, uma contra a outra, sem subducção e sem divergência. (Fonte: ilustração autoral elaborada para a ABC/Fábio Andriolo)

Figura 5. A - Estrutura atual de litosfera e astenosfera em situação de placas tectônicas divergentes. Na região da dorsal médio-oceânica, forma-se crosta oceânica nova, enquanto as placas se afastam entre si. **B** - Estrutura atual de litosfera e astenosfera em situação de placas tectônicas convergentes, isto é, em colisão, representadas aqui por uma placa oceânica e outra continental. A litosfera oceânica mergulha dentro do manto ao longo da zona de subducção. No fundo oceânico, aparece uma trincheira ou fossa oceânica e, no continente, um cinturão de montanhas que inclui vulcões – como ocorre, por exemplo, ao longo da costa oeste da América do Sul, na cadeia Andina. (Fonte: ilustração autoral elaborada para a ABC/Fábio Andriolo)



Existentes desde o Hadeano, os oceanos são o berço da vida no planeta. As mais antigas evidências de seres vivos, no entanto, são do Arqueano. Datam deste período os microfósseis de bactérias (figura 6B) encontradas em rochas com pelo menos 3800 Ma no leste do Canadá. Estes microfósseis foram confirmados por evidências mais consensuais na forma de “estromatólitos”, estruturas sedimentares laminadas atribuídas à atividade de comunidades de bactérias no oeste da Austrália, com idade de 3,45 Ma (figura 6A). As bactérias dominaram a biosfera do Arqueano, e foram responsáveis, por meio da fotossíntese, pela produção de uma atmosfera oxidada já no início do éon Proterozoico.

Proterozoico

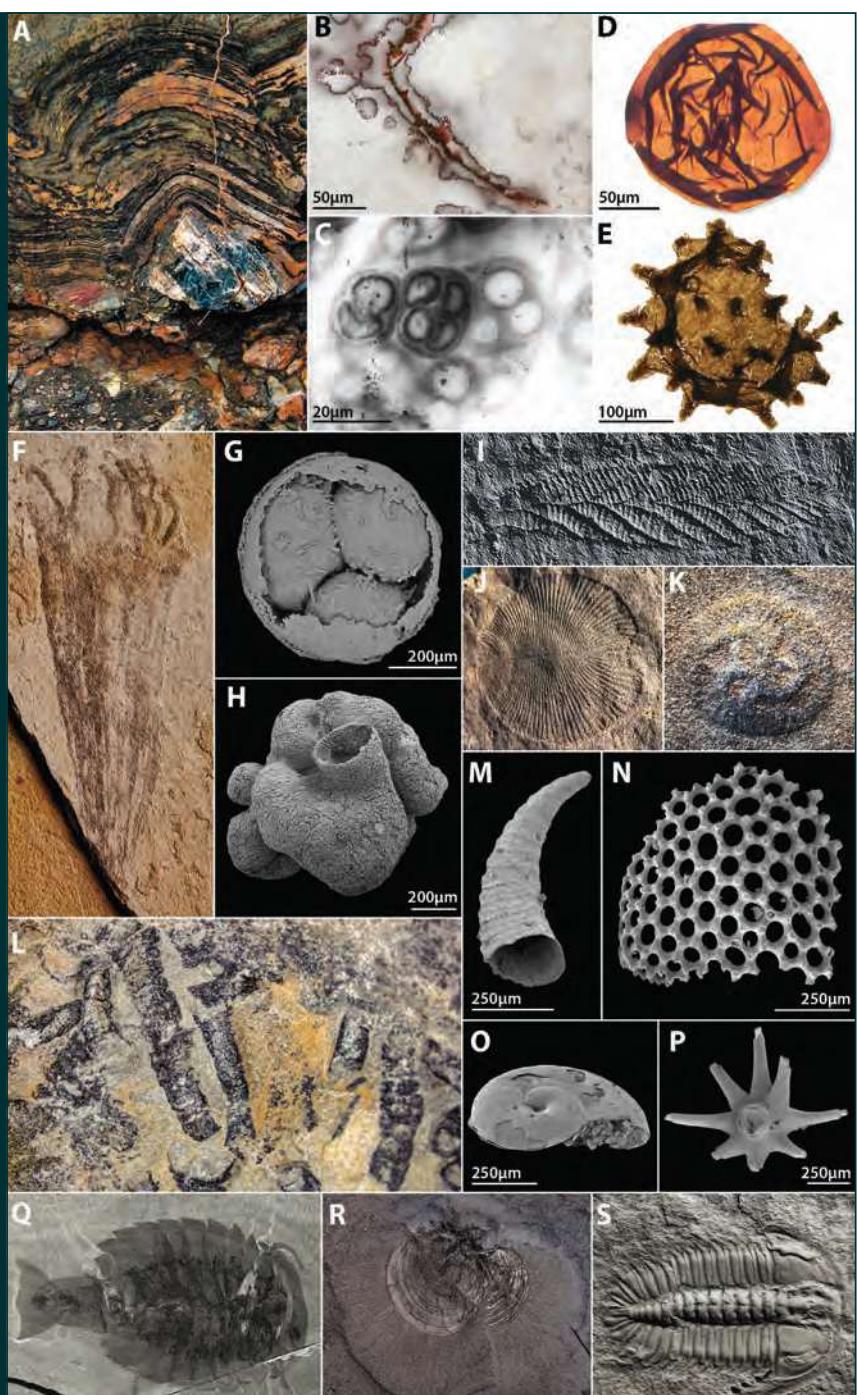
No Proterozoico, o principal mecanismo para dissipar o calor interno do planeta passou a ser as correntes de convecção no manto que, na superfície, geravam a tectônica de placas. De 2500 a 1000 Ma, neste regime tectônico, a subducção da litosfera oceânica se dava com placas de crosta oceânica mais densas, com inclinação apenas moderada, enquanto as placas de crosta continental resistiam ao movimento de subducção. O resultado dessa dinâmica era o deslocamento lateral de fragmentos de litosfera continental, alguns de grande dimensão, como Laurentia, Amazônia e Báltica — denominados em referência às suas posições na geografia atual. Eventualmente, agregações e fragmentação levaram a novos arranjos, gerando inclusive alguns verdadeiros supercontinentes, como Columbia, Rodinia, e, mais tarde, Gondwana.

O crescimento de crosta continental no início desta fase aumentou muito a área das margens continentais colonizadas pelas cianobactérias fotossintetizantes, permitindo, pela primeira vez, o acúmulo de quantidades estáveis de oxigênio na atmosfera e nos oceanos entre 2400 e 2000 Ma. Foi o chamado Grande Evento de Oxidação (também conhecido como GOE, sigla em inglês para *Great Oxidation Event*). Neste novo cenário, microrganismos mais complexos que bactérias, os eucariotos, dependentes desse oxigênio, estabeleceram-se na biosfera há pelo menos 1900 Ma. Por mais de um bilhão de anos, eles continuaram microscópicos, lado a lado com as bactérias (procariontes) então existentes (figura 6C-E).

O potencial evolutivo da célula eucariótica começou a se revelar há pelo menos 1600 Ma, a julgar por descobertos recentes de fósseis de algas multicelulares, porém microscópicas. O aparecimento de animais macroscópicos, no entanto, demorou muito, até cerca de 650 a 600 Ma. Esta demora pode estar relacionada ao resfriamento contínuo do planeta, e à diminuição do movimento das placas continentais. Foi um tempo de certa calmaria geológica, reconhecida por meio de seus reflexos na dinâmica externa, como o abatimento da topografia, a redução na dinâmica dos oceanos e, consequentemente, o recuo para patamares mais baixos dos níveis de oxigênio na atmosfera e de nutrientes nos mares. A monotonia foi tanta que o intervalo entre 1800 e 800 Ma é apelidado de “o giga-ano de tédio” (*boring billion* em inglês; giga-ano, ou Ga, = 10^9 anos).



Figura 6. A-B - Algumas das mais antigas evidências de vida na Terra: **A** - Estromatólito finamente laminado dômico (diâmetro: 20 cm) construído por bactérias há mais de 3,4 Ga, noroeste da Austrália (Foto: Abigail C. Allwood); **B** - Suposta bactéria filamentosa silicificada (preservada por “petrificação”) de 3,8 Ga ou mais, leste do Canadá. (Foto: Dominic Papineau); **C-E** - Representantes dos ecossistemas simples do Pré-Cambriano: **C** - Procariota: microfósseis de cianobactéria colonial bentônica silicificada em estromatólitos com 750 Ma, sul da Austrália (Foto: Thomas R. Fairchild); **D-E** - Eucariota unicelular: Microfósseis de microalgas planctônicas (compactados); **D** - com parede grossa mostrando dobras de compactação (Foto: J. William Schopf); **E** - com parede ornamentada por espinhos cônicos. (Foto: N.G. Vorob'eva, V.N. Sergeev, e A.H. Knoll); **F-H** - Mais antigos fósseis de supostos animais: **F** - Possível cífozoário bentônico (Cnidaria), compactado (comprimento: 3,4 cm), Biota de Lantian (635-551 Ma), China (Foto: Shuhai Xiao); **G-H** - Biota de Weng'an (609-570 Ma), China; **G** - Embrião microscópico (Fonte: imagem de microscopia eletrônica de varredura, MEV: John A. Cunningham); **H** - Esponja microscópica. (Fonte: imagem de MEV: Maoyan Zhu); **I-K** - Biota de Ediacara (580-540 Ma): mais antigos fósseis de animais macroscópicos de distribuição global, todos desprovidos de carapaça, esqueleto ou partes duras, preservados, portanto, como moldes e impressões: **I** - *Charnia*, forma enigmática de fronde com segmentos alternados, (comprimento: 22,1 cm), Inglaterra (Foto: Jonathan B. Antcliffe); **J** - *Dickinsonia*, com simetria bilateral e diferenciação em partes anterior e posterior, animal vermeiforme? (comprimento: 4 cm), Austrália (Foto: South Australian Museum); **K** - *Tribrachidium*, uma forma discóide com simetria trirradial (diâmetro: 1,8 cm), sem equivalente moderno, Austrália (Foto: South Australian Museum); **L-S** - Fósseis de invertebrados com esqueletos: **L** - *Cloudina* (largura dos tubos: 1-2 mm), de afinidade biológica indefinida, primeiro invertebrado concha fóssil de distribuição global, término do Proterozoico (550 a 539 Ma), Corumbá (Brasil) (Foto: Thomas R. Fairchild); **M-P** - Partes esqueletais muito pequenas, típicas do início do Fanerozoico (539 a 530 Ma); **M-N** - Escamas de invertebrados basais vermiciformes (Fonte: Kouchinsky et al., 2022/sob CC BY 4.0); **O** - Concha de gastrópode (Fonte: Kouchinsky et al., 2022/sob CC BY 4.0); **P** - Espícula de esponja (?) (Fonte: Kouchinsky et al., 2022/sob CC BY 4.0); **Q-S** - Invertebrados com carapaças da fauna Burgess (Canadá), da “explosão” Cambriana (530 a 520 Ma): **Q** - Artrópode extinto (comprimento: 97 mm) (Foto: cortesia do Royal Ontario Museum, Toronto, Canadá. ©ROM); **R** - Concha de braquiópode (diâmetro: 12 mm) (Foto: cortesia do Royal Ontario Museum, Toronto, Canadá. ©ROM); **S** - Trilobita com carapaça mineralizada (comprimento: 2,5 cm). (Foto: cortesia do Royal Ontario Museum, Toronto, Canadá. ©ROM)



A partir de 1000 Ma, na parte final do Proterozoico, o planeta tinha resfriado ao ponto de permitir que rochas basálticas da crosta em subducção se transformassem em rochas mais densas, chamadas eclogitos. Este aumento de densidade tornou o fenômeno de subducção mais rápida, iniciando o “regime moderno” da tectônica de placas. A fragmentação e o reagrupamento de placas continentais em novas configurações foram mais rápidos, ocasionando grande aumento na formação de montanhas. Por exemplo, durante a formação do Supercontinente de Gondwana através de várias colisões entre placas continentais entre 650 e 600 Ma, o processo de subducção criou pela primeira vez na história do planeta montanhas do “tipo Himalaio”. O melhor exemplo deste processo é o Lineamento Transbrasiliano-Kandi, apresentado na figura 7, que atravessa grande parte da América do Sul e do noroeste africano, e representa uma mega-zona de falhamentos implantada sobre uma região que foi limite de placas continentais que colidiram, por volta de 620 Ma, formando uma enorme região de megamontanhas na parte Oeste do supercontinente de Gondwana.

Nessa fase final do Proterozoico, o aumento da altitude de cadeias de montanhas influenciou diretamente os processos de erosão, transporte e sedimentação da época, promovendo aumentos nos níveis de oxigênio e nutrientes nos oceanos. Consequentemente, não tardaram para aparecer respostas evolutivas na biosfera, por exemplo, a aquisição de tamanho macroscópico em metazoários, há 620 Ma, evidenciada por fósseis das biotas Lantian e Weng'an da China (figura 6F-H) e pelo aparecimento, em escala global, de animais macroscópicos, a partir de 570 Ma, compreendendo a biota de Ediacara (figura 6I-K). Esta biota, cujo nome é derivado do local em Austrália crucial para a consolidação deste conceito, distingue-se de biotas posteriores porque nela não há registros de predadores e os animais não possuíam esqueletos, carapaças ou outras partes rígidas.

Fanerozoico

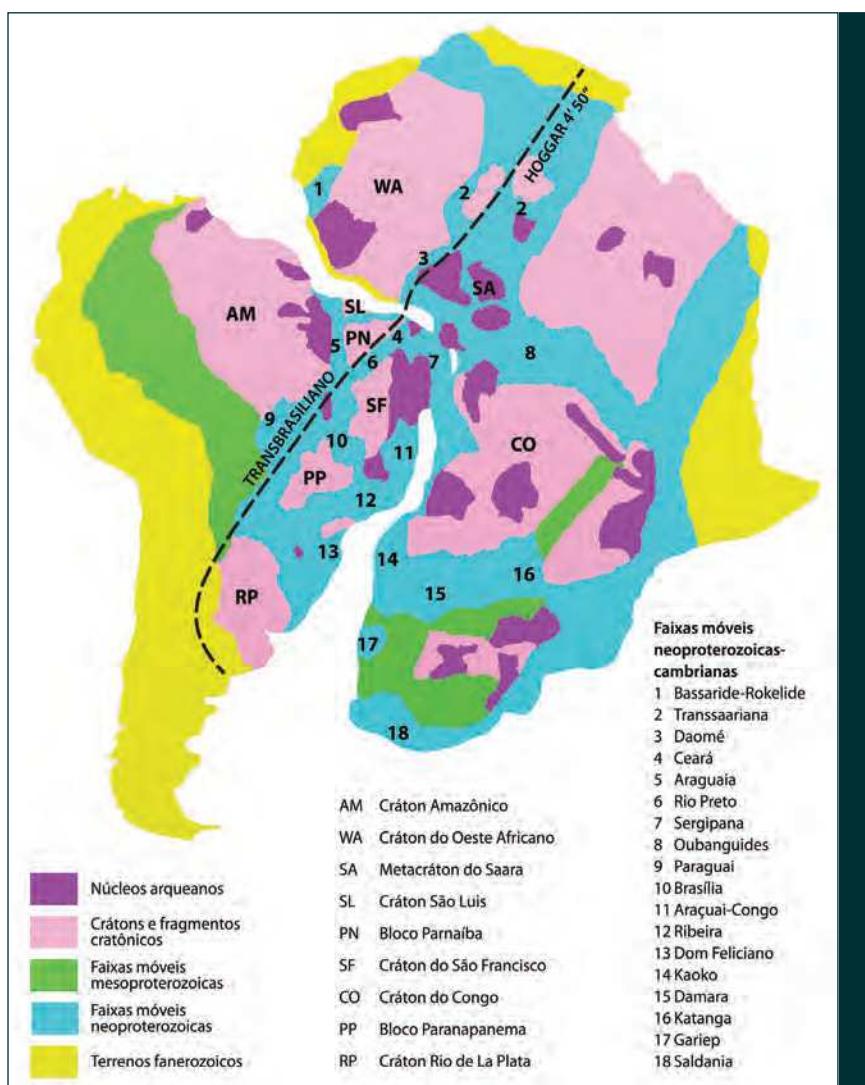
Durante o “giga-ano de tédio” que tomou grande parte do Proterozoico, foi muito tranquila a convivência de bactérias, archeas, procariontes e eucariontes como constituintes da vida microscópica, que exibiu taxas relativamente baixas de evolução biológica. Por outro lado, na véspera do Fanerozoico, entre 555 e 540 Ma, a Terra já abrigava organismos em competição por espaço e nutrientes — e isso mudou radicalmente o aspecto da biosfera. Apareceram predadores macroscópicos no planeta, uma novidade que, aparentemente, exerceu uma pressão seletiva em todo o espectro de vida da época. A resposta evolutiva foi o desenvolvimento da capacidade de produzir partes esqueléticas que, para uns, servia como ataque e, para outros,

defesa. Abriu-se, com isso, uma “corrida armamentista” entre predador e presa, o que ocorre até hoje. Seus primeiros resultados incluem o rico registro de fósseis de invertebrados com conchas e carapaças, culminando na “explosão Cambriana” (figura 6L-S) no início do éon atual, o Fanerozoico — literalmente, o éon da “vida visível”.

Dessa forma, as inusitadas altas taxas evolutivas em organismos eucarióticos, potencializadas pela capacidade de produzir esqueletos multivariados, impossíveis durante o “giga-ano de tédio”, continuaram a assegurar as diversidades biótica e ecológica da biosfera, sustentadas pelas interações desta com a litosfera, a atmosfera e a hidrosfera. Tudo isso se deu sob a regência do “regime moderno” da tectônica de placas. Desde o final do Proterozoico (650-600 Ma), com a movimentação das placas tectônicas, ocorreram sucessivas colisões continentais, gerando os diversos cinturões de altas montanhas formados durante o Fanerozoico. Como exemplos podemos indicar, entre outros:

- (1) as montanhas Caledonianas da Escandinávia e as Altai da Ásia Central, formadas em cerca de 400 Ma;
- (2) as montanhas Varísticas da Europa, os Urais da Ásia e os Apalaches, os Andes e as Rochosas nas duas Américas, com idades próximas de 300 Ma, época em que se formou o supercontinente Pangéia;
- (3) as montanhas Alpinas da Europa e a Cordilheira dos Himalaias, no Sul da Ásia, que se formaram a partir de 55 Ma. Estas últimas possuem 14 montes que atingem elevações superiores a 8 mil metros, incluindo o Everest, o ponto mais alto do planeta, com 8.848 metros.

Por outro lado, os processos erosivos da dinâmica externa do planeta, com base na ação de rios, atuaram no sentido de reduzir os relevos existentes, e as alturas das elevações formadas no passado foram drasticamente diminuídas. Isto ocorreu especialmente no caso das primeiras megamontanhas de cerca de 600 Ma, que existiram ao longo do Lineamento Transbrasiliano-Kandi, que atualmente não se apresenta como relevo importante. Por outro lado, essa estrutura, com mais de 4 mil km, possivelmente se constitui na zona de cisalhamento coerente mais extensa do mundo.



Pelo exposto, a partir do Cambriano, período inicial do Fanerozóico, sempre existiram altas montanhas no planeta, cuja erosão forneceu continuamente grande quantidade de material para os oceanos. Desta forma, nunca faltaram nutrientes para sustentar a taxa elevada de evolução biológica, que durante os últimos 540 Ma produziu a imensa diversidade atual dos organismos vivos.

Referências

CORDANI, U.G., FAIRCHILD, T.R., GANADE, C.E., BABINSKI, M., LEME, J.M. Dawn of metazoans: to what extent was this influenced by the onset of "modern-type plate tectonics"? *Brazilian Journal of Geology*, 50(2):e20190095, 2020.

FAIRCHILD, T.R. Planeta Terra: passado, presente e futuro. In: TEIXEIRA, W., FAIRCHILD, T.R., TOLEDO, M.C.M., TAIOLI, F. (Orgs.),

Decifrando a Terra (2^a ed.). São Paulo: Companhia Nacional, 2009. p. 536-563.

FAIRCHILD, T.R., CORDANI, U.G., BABINSKI, M. A biosfera e o planeta Terra: 4 bilhões de anos de interações. In: MENCK, C.F.M. (Org.), **A Evolução é Fato**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 2024 (este volume).

STERN, R.J. The evolution of plate tectonics. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 376(2132):20170406, 2018.

TASSINARI, C.C.G., DIAS-NETO, C.M. Tectônica global. In: TEIXEIRA, W., FAIRCHILD, T.R., TOLEDO, M.C.M., TAIOLI, F. (Orgs.), **Decifrando a Terra** (2^a ed.). São Paulo: Companhia Nacional, 2009. p. 78-107.