Capítulo 3. Antes do reator: como se fabrica uma placa capaz de sustentar uma plataforma

Da tectônica vertical ao rifte de 3,2 Ga, a vitória do movimento horizontal, o oceano ferruginoso, o enxofre e a zona fótica até a montagem do bloco paleoarqueano de Carajás

Modelo de trabalho

Drips e plumas concentraram extensão até romper a litosfera; riftes passaram a fabricar superfície e forçaram seu consumo; placas frias e velhas tornaram a subducção autossustentada. A amálgama dos núcleos continentais produziu placas duráveis. Sobre elas, ambientes rasos reuniram luz, ferro e enxofre em traços, e a vida ocupou primeiro os vulcões, depois as plataformas. Em Carajás, a extração crustal de 3,3 a 3,2 Ga e o rifte de 3,2 Ga entregam o bloco e a margem inicial dos capítulos seguintes. O efeito dominó e a vitória do regime horizontal por eficiência são hipóteses deste livro; as peças que elas encadeiam são medidas.

tectônica de placas · astenosfera · slab pull · efeito dominó · ciclo profundo da água · oceano ferruginoso · enxofre · zona fótica · fotoferrotrofia · estromatólito · plataforma · Carajás · Paleoarqueano–Mesoarqueano · ca. 3,5–3,2 Ga

Resumo

O capítulo anterior terminou com núcleos continentais isolados num planeta dominado por movimentos verticais. Este pergunta como esses núcleos ganharam escala, espessura e estabilidade suficientes para sustentar margens e plataformas. A resposta reúne duas evoluções que ocorrem no mesmo sistema. A passagem gradual para a tectônica horizontal, e a organização do oceano, da atmosfera e da biosfera sobre as superfícies rasas que essa passagem tornou duráveis.

Drips e cabeças de pluma concentraram extensão, abriram riftes e exportaram convergência. O envelhecimento da litosfera oceânica acrescentou o peso que puxa as placas; a astenosfera amadureceu como camada de deslizamento; a subducção instalou um ciclo profundo da água e passou a reciclar litosfera sem parar. Núcleos de TTG foram amalgamados em blocos cratônicos. Acima deles, o oceano arqueano continuava profundo, ferruginoso e sem oxigênio. O sulfato existia como nutriente-traço; o ferro permanecia em solução; a luz tocava o fundo apenas em altos vulcânicos, arcos e raras plataformas continentais. Foi ali que a vida apareceu, primeiro agarrada aos vulcões, depois estendida sobre o primeiro substrato que não afundava.

A sequência termina no sudeste do Cráton Amazônico. Isótopos de háfnio registram extração crustal entre 3,3 e 3,2 Ga; o bloco recém-estabilizado rifteia em ca. 3,2 Ga e passa a fabricar litosfera oceânica. O rifte deixa a margem passiva e o degrau térmico que organizarão a subducção posterior. O reator ainda não existe. Sua placa, seu oceano e parte de sua ecologia já estão prontos.

1. O mapa que os terremotos desenham

Existe um mapa que não precisa de teoria para ser lido. Marque num globo o epicentro de cada terremoto registrado nas últimas décadas. Os pontos não se espalham ao acaso. Formam faixas estreitas e contínuas que contornam o Pacífico, descem pelo meio do Atlântico, atravessam o Mediterrâneo e o Himalaia. Entre as faixas ficam regiões enormes e quase silenciosas. As faixas são os limites. As regiões silenciosas são as placas. A tectônica de placas, antes de ser uma teoria, é esse desenho.

Uma placa é um pedaço rígido da casca externa da Terra que se move inteiro, como uma peça, sobre uma camada mais mole que está embaixo. A casca rígida se chama litosfera e inclui a crosta e a parte mais fria do manto, somando cem a duzentos quilômetros de espessura. A camada mole se chama astenosfera, e dela trata a próxima seção. O movimento é lento, alguns centímetros por ano, mais ou menos a velocidade com que as unhas crescem. Em cem milhões de anos, porém, alguns centímetros por ano abrem um oceano.

O capítulo 2 terminou dizendo que continente ainda não é placa, e agora é possível dizer o que falta. Uma placa precisa de três coisas. Precisa ser espessa e fria o bastante para se comportar como peça rígida. Precisa de uma camada mole embaixo, para deslizar. E precisa de limites longos e organizados, onde a litosfera nasce, onde morre e onde desliza de lado, capazes de transmitir esforço de um lado a outro do planeta. Os núcleos continentais do fim do capítulo anterior tinham, no máximo, a primeira dessas condições.

A pergunta deste capítulo nasce de um objeto que ainda está distante. O capítulo 5 vai mostrar que o BIF gigante de Carajás exige uma bacia restrita, e que uma bacia assim exige uma margem, a borda de um continente onde a crosta leve encontra o assoalho oceânico, e que uma margem exige um bloco continental estável por dezenas de milhões de anos. Cada final de história carrega exigências sobre os capítulos anteriores. A exigência que cabe aqui é a mais básica. Antes do reator, a Terra precisou fabricar uma placa capaz de sustentar uma plataforma.

Levou mais de um bilhão e meio de anos nisso, contados do primeiro oceano ao intervalo de 2,76 a 2,74 Ga.

A pergunta é dupla, e o capítulo a persegue pelos dois lados. Como a Terra fabricou placas flutuantes. E como, enquanto as fabricava, foi montando o oceano, a atmosfera e a biosfera que essas placas um dia iriam abrigar. As duas linhas correm juntas porque são o mesmo sistema visto de dois ângulos. Cada uma, porém, precisa de suas próprias ferramentas, e a primeira delas é mecânica.

2. A toalha que escorrega da mesa

A litosfera oceânica nasce quente e fina nas dorsais, as cordilheiras submarinas onde o manto sobe, descomprime e funde. Com o tempo ela se afasta, esfria e engrossa, porque o manto logo abaixo vai se juntando a ela à medida que perde calor. Litosfera fria é litosfera densa. Em poucas dezenas de milhões de anos, uma placa oceânica se torna mais pesada que a astenosfera em que flutua, e passa a flutuar apenas por teimosia mecânica, segura pelas bordas. É um estado instável. Basta que uma ponta mergulhe para que o resto seja puxado atrás.

Pense numa toalha de mesa. Enquanto fica toda sobre a mesa, não se move. Puxe uma ponta para fora da borda e, a partir de um certo comprimento pendurado, a toalha inteira começa a escorregar, cada vez mais depressa, arrastada pelo próprio peso da parte que já caiu. A placa oceânica que mergulha numa fossa é a toalha. O pedaço que já desceu puxa o que ainda está em cima. Esse puxão tem nome em inglês, slab pull, o puxão da placa, e é a principal força que move as placas hoje. As dorsais empurram um pouco, o manto arrasta um pouco. O peso da placa que afunda faz a maior parte do trabalho.

Para que a toalha escorregue, a mesa precisa ser lisa. Essa é a função da astenosfera. Entre cem e duzentos e poucos quilômetros de profundidade, o manto está perto da sua temperatura de fusão, contém um pouco de água e, em alguns lugares, uma fração minúscula de líquido entre os cristais. Isso basta para que ele escoe muito mais facilmente

que a litosfera acima e que o manto mais fundo. A astenosfera é a camada de deslizamento. Sem ela, movimento horizontal de milhares de quilômetros seria impossível, porque a placa estaria colada ao manto.

A régua agora tem três peças. Uma placa oceânica envelhece e fica pesada. Uma camada mole embaixo permite que ela deslize. Uma fossa, onde a ponta mergulha, converte o peso em movimento. Com essas três peças, a tectônica de placas se sustenta sozinha, e a toalha escorrega sem que ninguém a puxe. O problema deste capítulo é que a Terra jovem não tinha nenhuma das três prontas. Tinha uma tampa quente, fina e remendada, um manto quente demais para deslizar bem, e nenhuma fossa.

3. O efeito dominó

O regime vertical do capítulo anterior carrega, dentro de si, o mecanismo da própria superação. A partir daqui a narrativa assume o caráter de hipótese de trabalho, e é a hipótese que dá nome a esta seção.

Quando um pedaço da base da litosfera pinga, como as gotas de mel do capítulo 2, o espaço que ele deixa precisa ser preenchido. A litosfera vizinha é puxada e escorre em direção ao ponto do drip, e cada afundamento deixa na tampa uma herança de esticamento horizontal. Um drip isolado resolve essa herança localmente. Mas drips repetidos, concentrados pelas mesmas anomalias térmicas de longa vida, acumulam esticamento em setores preferenciais. Uma tampa fina, quente e já fraturada resolve esticamento acumulado da maneira mais barata disponível. Rompe, perpendicularmente à direção em que está sendo puxada, como o gelo de um lago se parte quando duas margens se afastam.

Quando o rompimento atravessa a litosfera inteira, a astenosfera sobe pela abertura, descomprime e funde. O rasgo passa a fabricar crosta nova e se torna autossustentado. É um rifte oceânico primordial, gerando litosfera por movimento horizontal num mundo que até então só conhecia o vertical. Cada drip empurra o sistema um passo para

mais perto da primeira ruptura, e cada ruptura facilita as seguintes. Por isso dominó.

A modelagem numérica oferece a esse dominó um gatilho complementar e bem estabelecido. Cabeças de pluma, os grandes cogumelos de manto quente que sobem do fundo, podem romper a litosfera e nuclear subducção na borda da região que afundam. É o cenário de iniciação de subducção induzida por pluma, demonstrado em modelos termomecânicos e proposto para ao menos um caso natural (Gerya et al., 2015). Os dois mecanismos se somam. Plumas enfraquecem e rompem. Drips acumulam e distribuem esforço. E onde a litosfera já tinha sido enfraquecida, nas cicatrizes entre TTG e crosta máfica, entre crosta delaminada e crosta preservada, o esforço que os riftes exportam encontra os planos de menor resistência.

Há um problema geométrico que não tem saída. Numa esfera, toda superfície que se abre num lugar precisa fechar em outro. Todo centro de espalhamento exige, em algum ponto, consumo equivalente, com deslizamentos laterais costurando o balanço. No mundo anterior às placas esse consumo começou forçado. Pedaços de litosfera eram empurrados uns sob os outros nos lugares fracos, sustentados pelo empuxo dos riftes, antes que o próprio peso mantivesse o mergulho. Mas litosfera oceânica que envelhece esfria, e litosfera fria e densa que começa a mergulhar descobre a toalha da seção anterior. O afundamento passa de forçado a autossustentado, e a subducção, de acidente local a mecanismo exportável.

Conforme a rede de riftes se interliga e ganha escala, o espalhamento se torna global; conforme as subducções se multiplicam, aparecem os primeiros arcos vulcânicos, as primeiras acresções, as primeiras colisões entre núcleos de TTG. Ao lado deles, os sistemas verticais continuam operando no interior de blocos grandes, longe da competição com as margens. A Terra do meio do Arqueano roda os dois regimes em paralelo, e um mesmo bloco pode registrar domos e quilhas num éon e cinturões lineares no seguinte (Van Kranendonk, 2010).

4. Por que o regime horizontal venceu

A pergunta mais útil não é quando a tectônica de placas começou, e sim por que ela venceu. O debate cronológico é real. Há propostas de placas desde 4,3 Ga e propostas de regime moderno apenas no Neoproterozoico, mas a posição majoritária converge para uma transição gradual e episódica entre ca. 3,2 e 2,5 Ga, com subducção intermitente e local primeiro, interligação depois, globalidade por fim (Cawood et al., 2018; Palin et al., 2020). O que este capítulo acrescenta é um argumento de eficiência. O regime horizontal venceu porque resolve os esforços mais rápido e a custo menor. Um drip remove uma raiz e silencia. Uma zona de subducção remove litosfera continuamente, por dezenas de milhões de anos, enquanto fabrica crosta nova no arco e recicla água e sedimento. Quando os dois regimes competem pelos mesmos esforços, o que os resolve com maior eficiência captura o sistema.

Duas condições materiais sustentam a vitória. A primeira é a astenosfera. Um manto quente demais não tem uma camada de deslizamento bem definida; está mole em toda parte e caótico. À medida que o manto esfria, a camada mole se organiza numa faixa de profundidade e passa a funcionar como lubrificante. O amadurecimento da astenosfera é o relógio mecânico da transição. A segunda condição é a água. Cada placa que mergulha carrega água em minerais hidratados. Parte volta nos arcos, parte segue para o manto profundo, onde a zona de transição, entre quatrocentos e seiscentos e sessenta quilômetros, pode estocá-la. A ringwoodita hidratada encontrada como inclusão num diamante é o testemunho direto desse reservatório (Pearson et al., 2014). O manto inferior, em contraste, é seco por uma restrição mineralógica, porque seus minerais dominantes dissolvem pouquíssima água (Hirschmann, 2006). A subducção instala, assim, um ciclo profundo de recarga que o regime vertical alimentava apenas de vez em quando. Água no manto significa fusão mais fácil, viscosidade menor, placas mais soltas. O regime horizontal lubrifica a si mesmo. Até os sedimentos ajudam. Quando os continentes emergem e a erosão passa a entregar lama às fossas, as placas deslizam com menos atrito (Sobolev

e Brown, 2019).

No fundo do sistema, a tomografia sísmica mostra que ao menos parte das placas mergulhantes atravessa o manto inteiro e se deposita sobre o limite com o núcleo, embora muitas estacionem na zona de transição. Ali embaixo existem duas regiões do tamanho de continentes onde as ondas sísmicas viajam devagar, uma sob o Pacífico e outra sob a África, cuja origem se discute entre pilhas primordiais, crosta oceânica acumulada e mistura das duas (Garnero et al., 2016). As plumas nascem dessa camada do fundo, com preferência pelas bordas dessas regiões, e os basaltos de ilhas oceânicas carregam a assinatura de crosta reciclada em suas fontes. Os cemitérios de placas alimentam as plumas, no sentido material e no térmico. O argumento fecha em círculo. A subducção alimenta o manto profundo com litosfera fria, água residual e heterogeneidade; o manto profundo devolve plumas; as plumas enfraquecem a litosfera, disparam riftes e fertilizam o sistema de placas que as alimentou. A Terra passa a operar em ciclos. Rifte, deriva, subducção, colisão, nova amálgama. São esses ciclos que dão ao registro geológico o ritmo que dividimos em eras e éons.

Há uma consequência desse acoplamento que importa diretamente ao destino dos continentes. Onde grandes massas continentais se formam e param, o calor do manto se acumula embaixo delas, porque a litosfera continental é espessa e isola como um cobertor. O continente passa a focalizar anomalias térmicas sob si mesmo, e o rifte continental é o mecanismo pelo qual o sistema cobra dos continentes o calor que eles taparam. Blocos montados só por processos verticais talvez rifteassem tarde, quando atingissem condições críticas. Blocos amalgamados por subducção e colisão chegam lá mais cedo, porque as margens convergentes agem rápido e deixam suturas, planos prontos para reabrir. Essa observação volta na seção 10 deste capítulo e, em escala continental, no capítulo 10.

5. Os vizinhos, de novo

Os dois planetas vizinhos dão à transição seu experimento de controle, e o capítulo 2 já os preparou. Vênus, sem lua, conserva uma tampa única, quente, renovada por cima e nunca devolvida ao manto. Se a hipótese da casca raspada estiver certa, ele é a Terra que não levou o golpe e ficou com a tampa inteira, com as ressalvas feitas lá, porque Vênus também perdeu a água cedo, e água é o lubrificante que este capítulo acabou de descrever. Sem drips frequentes, o ciclo de recarga do manto nunca ligou, e a pouca água superficial que houvesse foi quebrada pela luz e perdida no efeito estufa. Marte, com suas luas de brinquedo e gravidade pequena demais para segurar os voláteis, parou mais cedo ainda e deixou a água ir embora. É um planeta de uma pluma só, com o maior vulcão do Sistema Solar parado sobre o mesmo ponto quente há bilhões de anos.

A Terra acumulou as três sortes. Capturou água suficiente desde a acreção, foi raspada por Theia, se a hipótese se sustentar, e tem a gravidade exata para não deixar a água escapar. O lubrificante que a sagducção exigiu primeiro e as placas exigiram depois ficou guardado no planeta pelo peso do próprio planeta. Nessa leitura, que é a deste livro e não um consenso, a tectônica de placas é a cicatriz comprida de um golpe de quatro bilhões e meio de anos atrás. Se o golpe não tivesse ocorrido, seríamos talvez um Vênus. Se a massa fosse menor, um Marte. O capítulo 15 pesa essas condições uma a uma.

6. Medir o oceano antes de habitá-lo

Enquanto a litosfera aprendia a se mover, o oceano sobre ela era o ambiente dominante do planeta. Convém medi-lo antes de habitá-lo.

Comece pelo volume. Um manto mais quente guarda menos água do que o manto de hoje, e por isso deixa mais na superfície. Modelos de capacidade de armazenamento indicam que o oceano do início do Arqueano pode ter tido até aproximadamente o dobro do volume moderno (Dong et al., 2021). O oceano atual, espalhado sobre um planeta

sem terras emersas, formaria uma lâmina média de cerca de 2.600 metros. O dobro passa de 5.000. Um espelho d'água contínuo de 4.000 a 5.000 metros é defensável como média do planeta arqueano. Profundidades de 10.000 metros ficam reservadas a fossas e depressões locais, e com um agravante. Um manto mais quente produz crosta oceânica mais espessa, e crosta mais espessa flutua mais alto, o que comprime as grandes profundidades.

Agora a terra firme, ou a falta dela. O oxigênio tem o sotaque isotópico que o capítulo 2 apresentou para os planetas, e ele também muda quando a água da chuva ataca rocha exposta ao ar. A assinatura do oceano de 3,24 Ga, lida em rochas que trocaram oxigênio com ele, está enriquecida no isótopo pesado em relação ao oceano moderno, e a leitura mais parcimoniosa é que havia pouco intemperismo subaéreo, porque havia pouca terra emersa (Johnson e Wing, 2020). Um mundo de água até bem dentro do Paleoarqueano. As grandes massas emersas aparecem depois, entre 3,0 e 2,7 Ga, e o ciclo hidrológico moderno, com rios e chuvas lavando continentes, só se instala de vez perto de 2,5 Ga (Liu e He, 2021; Bindeman et al., 2018).

A química dessa água era a de uma sopa reduzida. Sem oxigênio livre, saturada em sílica, carregada de ferro ferroso, o Fe²□ do capítulo 1, homogeneizado por um oceano sem oxidantes que o removessem, com sal e os demais íons, alimentada por gases vulcânicos e pela circulação de água do mar por fraturas da crosta máfica quente. Acima dela, uma atmosfera de CO□, N□, vapor e metano, sem oxigênio e, portanto, sem camada de ozônio.

A ausência de ozônio tem uma consequência frequentemente exagerada, e vale dimensioná-la. O ultravioleta chegava inteiro à superfície do mar, mas não à coluna d'água. Medições e modelos de transmissão em águas naturais prebióticas mostram que o UV mais duro é absorvido nos primeiros centímetros, e que mesmo os comprimentos de onda que danificam o DNA se extinguem em metros a poucas dezenas de metros, tanto mais rápido quanto mais ferro dissolvido e partículas de ferro e sílica houver na água (Ranjan et al., 2022). Esses precipitados funcionavam como protetor solar planetário, absorvendo a maior

parte do UV e deixando passar a luz que serve à fotossíntese. Ainda assim, o UV restringiu a expansão de alguns grupos, como as cianobactérias, a ambientes protegidos (Mloszewska et al., 2018).

A zona fótica é a faixa iluminada da coluna d'água, os cem a duzentos metros superiores no padrão de águas claras e pouco produtivas. No Arqueano ela tinha dois andares. Uma película superficial hostil, esterilizada pelo UV, e embaixo dela dezenas de metros iluminados, blindados e habitáveis.

7. Luz sem chão

A vida fotossintética primitiva encontrava luz. Faltava chão. Numa lâmina média de quilômetros, a zona fótica flutua sobre um abismo. Não toca o substrato em lugar nenhum, e organismos que dependem de luz e precisam de um fundo para se fixar não têm onde existir. Os lugares onde luz e substrato se encontravam eram poucos, e todos tectônicos.

Primeiro, os centros de espalhamento e as cabeças dos domos vulcânicos. Quentes, hidrotermais, com ombreiras soerguidas pelo calor que sobe, profundidades moderadas a rasas e química vigorosa. Ambientes de alta energia, com oferta abundante dos compostos reduzidos de que os primeiros metabolismos se alimentavam.

Segundo, muito mais raros no início, os topos dos blocos continentais nascentes. Frios, sustentados pela flutuabilidade de crosta félsica sobre manto empobrecido, a quilha do capítulo 2. Plataformas incipientes onde a zona fótica tocava o leito por estabilidade, e não por vulcanismo.

Terceiro, as margens ativas que a seção 3 viu nascer, as bordas de continente ou de placa onde há uma fossa e uma placa mergulhando. Arcos vulcânicos e zonas de subducção, onde edifícios vulcânicos tangenciam a superfície.

Três famílias de ambientes rasos, duas quentes e uma fria, e entre elas toda a diferença que a biosfera iria explorar.

8. O enxofre como nutriente-traço

O capítulo 5 argumenta que, nos BIFs neoarqueanos, o enxofre opera como variável de controle. Suficiente para sustentar os metabolismos do ciclo do enxofre, escasso o bastante para que o sulfeto não capture o ferro. Este capítulo desce um degrau e pergunta de onde vinha esse enxofre, e quanto era, porque a resposta condiciona toda a ecologia anterior e posterior.

Num planeta sem oxigênio atmosférico, as rotas modernas do sulfato estão fechadas. Hoje o sulfato dos oceanos vem sobretudo do ataque do oxigênio aos sulfetos das rochas continentais, levado pelos rios. No Arqueano, sem oxigênio e quase sem continentes, esse fluxo era próximo de zero. O que existia era a rota vulcânica e fotoquímica. O SO□ lançado por vulcões subaéreos e submarinos rasos entrava numa atmosfera transparente ao ultravioleta e era quebrado pela luz, repartindo o enxofre entre aerossóis de enxofre elementar, que caíam como S□, e sulfato.

Essa química deixa uma assinatura que vale uma pausa, porque é o barômetro de oxigênio mais usado para a Terra antiga. Reações químicas comuns separam os isótopos de um elemento de maneira proporcional à diferença de massa entre eles. A fotólise do SO□ pelo UV não obedece a essa regra e produz um desvio que se chama fracionamento independente de massa. Esse desvio só se forma na atmosfera sem ozônio, e só sobrevive no sedimento se o oxigênio for tão escasso que todo o enxofre não passe por um mesmo reservatório de sulfato que apagaria o sinal. A assinatura está impressa em praticamente todas as rochas sedimentares anteriores a 2,4 Ga e desaparece depois (Farquhar et al., 2000). Sua preservação exige oxigênio abaixo de um cem-milésimo do nível atual. É o argumento isotópico central para a falta de oxigênio do éon inteiro, e é mais uma impressão digital na coleção que o livro vem montando desde o deutério.

O enxofre chegava ao mar, portanto, por via atmosférica e distante, desacoplado das fontes de ferro, que eram hidrotermais e locais. E chegava em duas moedas químicas distintas, sulfato e enxofre elementar,

cada uma sustentando metabolismos próprios.

Quanto chegava é a pergunta decisiva, e a resposta foi revista para baixo de forma dramática. O oceano moderno contém cerca de 28 milimolar de sulfato. A calibração clássica dos fracionamentos microbianos punha o sulfato arqueano abaixo de 200 micromolar, já menos de um centésimo do moderno (Habicht et al., 2002). A recalibração feita no lago Matano, na Indonésia, um análogo ferruginoso real do oceano arqueano, mostrou que os fracionamentos pequenos do registro são compatíveis com concentrações abaixo de 2,5 micromolar (Crowe et al., 2014). Dez mil vezes menos que hoje. Sulfato como constituinte-traço, mal misturado, de vida curta, distribuído em manchas atreladas à geografia vulcânica. Nessas concentrações ele funciona como nutriente-traço e recurso limitante pelo qual comunidades competem, como o fosfato ou a fixação de nitrogênio nos mares de hoje. A biosfera arqueana viveu numa economia de escassez de enxofre oxidado, e o mapa dessa escassez, máxima perto dos vulcões que emitiam SO□ e mínima no oceano aberto, era o mapa de onde certos metabolismos eram possíveis.

A vida respondeu cedo e de forma legível. Nas baritas da Formação Dresser, no Pilbara australiano, com cerca de 3,47 Ga, sulfetos microscópicos carregam fracionamentos de ^{3}□S que registram redução microbiana de sulfato, o metabolismo respiratório mais antigo diretamente documentado (Shen et al., 2001). No mesmo pacote, a combinação dos quatro isótopos do enxofre revela um segundo ofício. Micro-organismos que preferiam o enxofre elementar caído do céu ao sulfato da barita hospedeira (Philippot et al., 2007; Ueno et al., 2008). A genealogia das enzimas do ciclo do enxofre aponta na mesma direção, com os metabolismos de enxofre elementar e sulfito parecendo anteriores à redução de sulfato em sentido estrito, como convém a um mundo em que S□ caía de graça sobre ambientes vulcânicos (Mateos et al., 2023). Há mesmo a proposta, minoritária mas publicada, de que parte da pirita sedimentar arqueana se formou via enxofre orgânico, sem redução de sulfato nenhuma (Fakhraee e Katsev, 2019). O quadro que atravessa essas variantes é robusto. O

ciclo biológico do enxofre é tão antigo quanto o registro sedimentar decente, nasceu colado em ambientes vulcânicos e hidrotermais, onde enxofre, gradientes térmicos e doadores de elétrons coincidiam, e operou a vida inteira sob escassez, com o sulfato reciclado tão rápido quanto chegava.

A consequência dessa escassez é o traço mais importante para tudo o que vem depois. O oceano arqueano ficou ferruginoso e pobre em sulfeto livre (Poulton e Canfield, 2011). Com pouco sulfato entra pouco sulfeto, e o pouco H□S que a redução microbiana produz encontra um mar de Fe²□ que o captura imediatamente como FeS e pirita. O sulfeto livre nunca se acumula. O ferro sobrevive em solução. A coluna d'água profunda permanece, por padrão planetário, rica em ferro e pobre em enxofre, exatamente o estado que os BIFs registram e exigem. A janela favorável ao BIF que o capítulo 5 descreve no Neoarqueano herdou esse estado basal. As bacias certas apenas o concentraram, organizaram e expuseram à luz.

9. Da caldeira hidrotermal à plataforma carbonática

Onde, nesse oceano, a vida começou e prosperou? As evidências mais antigas são todas debatidas. Possíveis filamentos em precipitados de fontes hidrotermais de Nuvvuagittuq, no Canadá (Dodd et al., 2017); grafite leve e estruturas interpretadas como estromatólitos em rochas de Isua, na Groenlândia, com cerca de 3,7 Ga, cuja origem biológica foi contestada (Nutman et al., 2016; Allwood et al., 2018). O registro sólido começa um pouco depois, na Formação Dresser, com 3,48 Ga. Ali há estromatólitos, sulfetos biogênicos e sínteres de fontes termais dentro de uma caldeira vulcânica com circulação hidrotermal vigorosa, incluindo depósitos de gêiser formados ao ar livre (Walter et al., 1980; Van Kranendonk et al., 2008; Djokic et al., 2017).

Convém dizer o que é um estromatólito, porque ele vai reaparecer até o epílogo. É uma rocha laminada, construída camada a camada por tape-

tes de micro-organismos que prendem sedimento e precipitam carbonato enquanto crescem em direção à luz. Cada lâmina é um intervalo de tempo transformado em forma. Quem quiser ver um não precisa ir à Austrália. As placas de calcário rosa que revestem os saguões do Centro Cultural Banco do Brasil, no Rio de Janeiro, vieram de Ouro Preto e são estromatólitos cortados e polidos, com as lâminas visíveis a olho nu. A vida mais antiga da Terra está em exposição permanente, como acabamento de parede.

O primeiro habitat bem documentado da vida é, portanto, o primeiro dos três ambientes rasos da seção 7. O edifício vulcânico quente, onde o hidrotermalismo oferecia doadores de elétrons, o enxofre fotolítico caía do céu e a zona fótica tocava o substrato nas ombreiras e nos flancos. Quimiossíntese e fotossíntese sem oxigênio podiam operar lado a lado, e os metabolismos de enxofre da seção anterior tinham ali sua despensa.

O passo seguinte está registrado cinquenta milhões de anos depois e cinquenta quilômetros adiante, na plataforma de Strelley Pool, com 3,43 Ga. Um recife de estromatólitos com quilômetros de extensão e sete morfotipos diferentes, crescendo em carbonato de água rasa sobre um alto estável (Allwood et al., 2006). É a primeira colonização inequívoca do segundo ambiente, a plataforma fria. A diferença entre Dresser e Strelley Pool é a diferença entre viver da energia do vulcão e viver da luz sobre um substrato que simplesmente não afunda. O recife só é possível porque um fragmento de crosta flutuante mantinha, ali, lâmina d'água rasa e estável por tempo ecológico. Tapetes fotossintéticos em águas rasas de 3,42 Ga, na África do Sul, completam o quadro (Tice e Lowe, 2004), e microfósseis de células que metabolizavam enxofre, em arenitos de 3,4 Ga do mesmo Pilbara, mostram a ecologia por dentro (Wacey et al., 2011). No Paleoarqueano, a fotossíntese sem oxigênio já colonizara as plataformas disponíveis. O gargalo era imobiliário. Plataformas eram raras porque placas flutuantes eram raras. É por isso que a expansão dos carbonatos e dos estromatólitos acompanha, com atraso curto, a curva de crescimento e emersão dos continentes.

Entre os metabolismos fotossintéticos sem oxigênio, um interessa especialmente a este livro, e merece sua equação. A fotoferrotrofia usa $Fe^{2}\square$ como doador de elétrons no lugar da água, e precipita ferro oxidado como escória do próprio metabolismo. Escrita por extenso, ela diz

$$4\ Fe^{2}\square + CO\square + 11\ H\square O + \text{luz} \rightarrow CH\square O + 4\ Fe(OH)\square + 8\ H\square$$

Do lado esquerdo, ferro dissolvido, gás carbônico, água e luz. Do lado direito, matéria orgânica e ferrugem. É a reação que liga a luz ao ferro sem passar pelo oxigênio, e é a candidata mais forte a ter construído as formações ferríferas. Os experimentos e os modelos mostram que densidades celulares modestas, operando na base de uma zona fótica de padrão arqueano, oxidariam todo o fluxo de ferro que sobe de uma quimioclina, a interface entre a água iluminada e a água profunda rica em $Fe^{2}\square$, com taxas suficientes, sozinhas, para os grandes BIFs (Konhauser et al., 2002; Kappler et al., 2005; Thompson et al., 2019). O lago Matano mostra o ecossistema inteiro em funcionamento. Fotoferrotrofos prosperando numa quimioclina iluminada a mais de cem metros de profundidade, sulfato em traços, sulfeto capturado por ferro, água transparente porque pouco produtiva (Crowe et al., 2008).

A fotossíntese com oxigênio veio depois. Os relógios moleculares põem o grupo-coroa das cianobactérias perto de 2,9 Ga (Fournier et al., 2021), os traçadores químicos sugerem oásis de oxigênio a partir de ca. 3,0 Ga (Planavsky et al., 2014), e os indícios de oxigênio passageiro se adensam rumo a 2,5 Ga. Quando veio, acrescentou à frente de oxidação uma segunda lâmina, sem substituir a primeira. O mosaico que o capítulo 5 assume em 2,75 Ga, com fotoferrotrofos na quimioclina, possíveis cianobactérias em oásis rasos e redutores de enxofre embaixo, todos empilhados em metros de coluna d'água, estava sendo montado peça a peça desde o Paleoarqueano.

Aqui se fecha a definição que a seção 1 deixou em aberto. Uma plataforma, no sentido funcional deste livro, é o ponto de equilíbrio em que profundidade do espelho d'água, alcance da zona fótica, disponibilidade de ferro e disponibilidade de enxofre coincidem, em ciclos alternados ou simultâneos, sobre um substrato que a tectônica man-

tém estável. Cada termo dessa equação tem sua história contada nos capítulos anteriores. A profundidade, pela emersão lenta dos blocos. A zona fótica, pela óptica de um oceano ferruginoso. O ferro, pelo hidrotermalismo sobre crosta máfica. O enxofre, pela rota vulcânica e fotoquímica e por sua escassez organizadora. A estabilidade, pela fabricação de placas flutuantes. O equilíbrio é raro porque exige tudo ao mesmo tempo. A Terra levou da origem do oceano até o Neoarqueano para torná-lo comum.

10. A montagem do bloco e o rifte de 3,2 Ga

Falta o último objeto, o bloco. A amalgamação dos núcleos flutuantes seguiu as duas vias que os capítulos 2 e 3 abriram. Onde o regime vertical dominou, coleções de domos se fundiram em agregados de formas circulares superpostas, seguindo o padrão das anomalias térmicas que os nutriam. Onde o movimento horizontal já puxava as placas e as plumas migravam em relação a elas, os agregados se estiraram em objetos mais lineares, colares de domos e protocinturões. Alguns desses agregados concentraram diferenciação suficiente, TTG sobre TTG e quilha empobrecida sob quilha, para se tornarem os primeiros blocos verdadeiramente flutuantes. Outros foram amalgamados à força, por subducções estimuladas pelos esforços de abertura dos riftes primordiais e pelas colisões que se seguiram. Nos dois casos o produto converge. Um núcleo cratônico com crosta diferenciada, manto litosférico frio e flutuante (Pearson et al., 2021) e, decisivo para tudo o que segue, suturas e cicatrizes internas que registram a montagem e nunca mais deixarão de funcionar como planos de fraqueza.

No sudeste do que viria a ser o Cráton Amazônico, esse processo tem idade medida. A compilação de isótopos de háfnio em zircão da província de Carajás devolve, por quatro rotas independentes, extração crustal entre 3,3 e 3,2 Ga. Foi um episódio real de fabricação de crosta a partir do manto, o nascimento do bloco paleoarqueano que serve de condição de contorno a toda a evolução posterior. O capítulo 2 mencionou os zircões detríticos de 3,6 Ga como vestígio de uma fábrica mais

antiga que não sobreviveu; o háfnio data a fábrica que sobreviveu. A proporção exata de processos verticais e horizontais na montagem permanece indeterminada. Blocos dessa idade carregam tipicamente as marcas dos dois regimes, e a arquitetura de domos e quilhas preservada logo ao sul, em Rio Maria, ainda que construída em ciclos mesoarqueanos posteriores, mostra que a via vertical seguiu disponível na vizinhança por centenas de milhões de anos.

E então, em torno de 3,2 Ga, o bloco recém-estabilizado fez o que a seção 4 previu que blocos estabilizados fazem. Tapou o calor do manto sob si e rifteou.

Vale parar na palavra margem, porque ela vai comandar os próximos capítulos. Margem continental é a borda de um continente, a faixa onde a crosta félsica e leve termina e o assoalho oceânico, máfico e denso, começa. Há dois tipos, e a diferença entre eles é a diferença entre a costa do Brasil e a costa do Chile. A costa brasileira nasceu quando a América do Sul se separou da África. É uma margem passiva. O continente e o assoalho oceânico ao lado pertencem à mesma placa, não há limite de placa ali, não há terremotos grandes nem vulcões, e a borda afunda devagar, enquanto esfria, acumulando sedimento em plataformas largas. Toda margem passiva nasce num rifte; ela é a praia que o rifte deixa. A costa chilena é o contrário. Ali a placa oceânica mergulha sob o continente numa fossa, há terremotos, há a cordilheira dos Andes com seus vulcões. É uma margem ativa, e todo limite de placa convergente que toca um continente é uma. Uma margem passiva pode virar ativa quando a convergência chega, e é exatamente isso que o capítulo 4 vai mostrar.

O rifteamento de um bloco rígido produz, portanto, uma margem passiva e, adiante dela, um centro de espalhamento que fabrica litosfera oceânica nova, no caso entre ca. 3,2 e 3,0 Ga. A geometria que esse rifte deixa montada é a alavanca de toda a história posterior. Numa margem passiva, o assoalho oceânico mais velho, mais frio e mais denso é precisamente o que está soldado ao continente, porque foi o primeiro a nascer. Quando os esforços convergentes chegarem, a ruptura vai nuclear ali, no degrau térmico junto ao cráton, e a subducção vai mer-

gulhar sob o bloco. É a toalha da seção 2 esperando a primeira ponta pendurada.

O Pilbara registra o mesmo ciclo na mesma janela, com rifteamento em 3,2 Ga e subducção retomada cerca de cento e vinte milhões de anos depois (Van Kranendonk, 2010). O que se propõe para Carajás tem um gêmeo documentado do outro lado do mundo arqueano, e o gêmeo serve de controle. A partir daqui a história muda de escala e de capítulo. A nucleação da subducção, a colisão mesoarqueana, a sutura que ficou e o break-off de 2,76 Ga são narrados, com suas evidências e seus testes, no capítulo 4. O funcionamento do reator que a bacia se torna é assunto dos capítulos 5 e 6.

Este capítulo termina onde eles começam, com uma observação de continuidade. Entre o primeiro oceano de 4,4 Ga e a Formação Carajás de 2,74 Ga correm cerca de 1,6 bilhão de anos, e nada nesse intervalo foi desperdiçado. Cada etapa fabricou uma peça. A placa, o oceano, a atmosfera de enxofre, a biosfera, a sutura. O BIF gigante é o momento em que todas as peças, por coincidência organizada pela tectônica, trabalharam juntas.

11. Níveis de confiança

São evidência ou consenso forte a operação simultânea de domos e quilhas, cinturões lineares e acresção no Arqueano; o peso da placa que afunda como principal força do sistema moderno e o papel da astenosfera como camada de deslizamento; a zona de transição hidratada, registrada na ringwoodita; a falta de oxigênio atmosférico anterior a 2,4 Ga e o fracionamento independente de massa do enxofre; o sulfato como constituinte-traço do oceano arqueano; a redução microbiana de sulfato e o processamento de enxofre elementar entre 3,5 e 3,4 Ga; os estromatólitos de Dresser e Strelley Pool; a capacidade quantitativa da fotoferrotrofia; o oceano arqueano enriquecido em oxigênio pesado e a emersão continental tardia; e a extração crustal de 3,3 a 3,2 Ga em Carajás.

São modelos publicados, adotados aqui como mecanismos, a iniciação de subducção induzida por pluma; a transição gradual e episódica para o regime de placas entre ca. 3,2 e 2,5 Ga; o ciclo profundo da água e a lubrificação por sedimentos; a alimentação de plumas por heterogeneidades acumuladas junto ao limite núcleo-manto; o oceano arqueano volumoso; a atenuação do UV na coluna d'água; e o rifte de 3,2 Ga em Carajás, comparado ao ciclo coevo do Pilbara.

São hipóteses de trabalho deste livro o efeito dominó que acumula, drip a drip, esticamento horizontal até a ruptura; a vitória do regime horizontal por maior eficiência mecânica; a leitura de Vênus e Marte como controles da transição, com as ressalvas do capítulo 2; a continuidade funcional entre fabricação da placa, organização do oceano e expansão dos ambientes rasos; a definição de plataforma como equilíbrio hidrográfico; e a leitura do rifte de 3,2 Ga como resposta ao tamponamento térmico do bloco paleoarqueano recém-estabilizado. O registro permite testar cada elo separadamente. Sua articulação causal é a contribuição do modelo.

Conclusão

Entre ca. 3,5 e 3,2 Ga, o continente deixou de ser apenas um produto da destilação vertical. Riftes passaram a gerar superfície; zonas de consumo tornaram-se autossustentadas; a astenosfera desacoplou a litosfera; a água recirculou por placas, arcos e plumas; colisões e amálgamas juntaram núcleos em blocos com crosta espessa e manto litosférico empobrecido. A placa durável surgiu dessa combinação, e surgiu porque resolvia esforços melhor que o regime que a precedeu.

A plataforma foi a expressão superficial da mesma mudança. Um bloco flutuante manteve lâmina d'água rasa por tempo ecológico; a zona fótica alcançou o substrato; o oceano ferruginoso forneceu $Fe^{2}\square$; a rota vulcânica e fotoquímica entregou enxofre em traços; comunidades ocuparam caldeiras, quimioclinas e carbonatos de água rasa. A vida saiu do vulcão e subiu na plataforma assim que houve plataforma.

Em Carajás, a extração crustal de 3,3 a 3,2 Ga e o rifte de 3,2 Ga encerram essa fabricação. O bloco existe, tem certidão e acaba de abrir uma margem. O capítulo seguinte recebe essa margem e acompanha sua forja até o break-off de 2,76 Ga.

Referências

Allwood, A. C.; Walter, M. R.; Kamber, B. S.; Marshall, C. P.; Burch, I. W. (2006). Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. Nature, 441, 714–718. https://doi.org/10.1038/nature04764

Allwood, A. C.; Rosing, M. T.; Flannery, D. T.; Hurowitz, J. A.; Heirwegh, C. M. (2018). Reassessing evidence of life in 3,700-million-year-old rocks of Greenland. Nature, 563, 241–244. https://doi.org/10.1038/s41586-018-0610-4

Bindeman, I. N.; Zakharov, D. O.; Palandri, J.; Greber, N. D.; Dauphas, N.; Retallack, G. J.; Hofmann, A.; Lackey, J. S.; Bekker, A. (2018). Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago. Nature, 557, 545–548. https://doi.org/10.1038/s41586-018-0131-1

Cawood, P. A.; Hawkesworth, C. J.; Pisarevsky, S. A.; Dhuime, B.; Capitanio, F. A.; Nebel, O. (2018). Geological archive of the onset of plate tectonics. Philosophical Transactions of the Royal Society A, 376, 20170405. https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0405

Crowe, S. A.; Jones, C.; Katsev, S.; Magen, C.; O'Neill, A. H.; Sturm, A.; Canfield, D. E.; Haffner, G. D.; Mucci, A.; Sundby, B.; Fowle, D. A. (2008). Photoferrotrophs thrive in an Archean Ocean analogue. Proceedings of the National Academy of Sciences, 105, 15938–15943. https://doi.org/10.1073/pnas.0805313105

Crowe, S. A.; Paris, G.; Katsev, S.; Jones, C.; Kim, S.-T.; Zerkle, A. L.; Nomosatryo, S.; Fowle, D. A.; Adkins, J. F.; Sessions, A. L.; Farquhar, J.; Canfield, D. E. (2014). Sulfate was a trace constituent of Archean seawater. Science, 346, 735–739.

https://doi.org/10.1126/science.1258966

Djokic, T.; Van Kranendonk, M. J.; Campbell, K. A.; Walter, M. R.; Ward, C. R. (2017). Earliest signs of life on land preserved in ca. 3.5 Ga hot spring deposits. Nature Communications, 8, 15263. https://doi.org/10.1038/ncomms15263

Dodd, M. S.; Papineau, D.; Grenne, T.; Slack, J. F.; Rittner, M.; Pirajno, F.; O'Neil, J.; Little, C. T. S. (2017). Evidence for early life in Earth's oldest hydrothermal vent precipitates. Nature, 543, 60–64. https://doi.org/10.1038/nature21377

Dong, J.; Fischer, R. A.; Stixrude, L. P.; Lithgow-Bertelloni, C. R. (2021). Constraining the volume of Earth's early oceans with a temperature-dependent mantle water storage capacity model. AGU Advances, 2, e2020AV000323. https://doi.org/10.1029/2020AV000323

Fakhraee, M.; Katsev, S. (2019). Organic sulfur was integral to the Archean sulfur cycle. Nature Communications, 10, 4556. https://doi.org/10.1038/s41467-019-12396-y

Farquhar, J.; Bao, H.; Thiemens, M. (2000). Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. Science, 289, 756–758. https://doi.org/10.1126/science.289.5480.756

Fournier, G. P.; Moore, K. R.; Rangel, L. T.; Payette, J. G.; Momper, L.; Bosak, T. (2021). The Archean origin of oxygenic photosynthesis and extant cyanobacterial lineages. Proceedings of the Royal Society B, 288, 20210675. https://doi.org/10.1098/rspb.2021.0675

Garnero, E. J.; McNamara, A. K.; Shim, S.-H. (2016). Continent-sized anomalous zones with low seismic velocity at the base of Earth's mantle. Nature Geoscience, 9, 481–489. https://doi.org/10.1038/ngeo2733

Gerya, T. V.; Stern, R. J.; Baes, M.; Sobolev, S. V.; Whattam, S. A. (2015). Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation. Nature, 527, 221–225. https://doi.org/10.1038/nature15752

Habicht, K. S.; Gade, M.; Thamdrup, B.; Berg, P.; Canfield, D. E. (2002). Calibration of sulfate levels in the Archean ocean. Science, 298, 2372–

2374. https://doi.org/10.1126/science.1078265

Hirschmann, M. M. (2006). Water, melting, and the deep Earth H□O cycle. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 34, 629–653. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125211

Johnson, B. W.; Wing, B. A. (2020). Limited Archaean continental emergence reflected in an early Archaean ^{1}□O-enriched ocean. Nature Geoscience, 13, 243–248. https://doi.org/10.1038/s41561-020-0538-9

Kappler, A.; Pasquero, C.; Konhauser, K. O.; Newman, D. K. (2005). Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe(II)-oxidizing bacteria. Geology, 33, 865–868. https://doi.org/10.1130/G21658.1

Konhauser, K. O.; Hamade, T.; Raiswell, R.; Morris, R. C.; Ferris, F. G.; Southam, G.; Canfield, D. E. (2002). Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? Geology, 30, 1079–1082. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1079:CBHFTP>2.0.CO;2

Liu, C.; He, Y. (2021). Rise of major subaerial landmasses about 3.0 to 2.7 billion years ago. Geochemical Perspectives Letters, 18, 1–5. https://doi.org/10.7185/geochemlet.2115

Mateos, K.; Chappell, G.; Klos, A.; Le, B.; Boden, J.; Stüeken, E.; Anderson, R. (2023). The evolution and spread of sulfur cycling enzymes reflect the redox state of the early Earth. Science Advances, 9, eade4847. https://doi.org/10.1126/sciadv.ade4847

Mloszewska, A. M.; Cole, D. B.; Planavsky, N. J.; Kappler, A.; Whitford, D. S.; Owttrim, G. W.; Konhauser, K. O. (2018). UV radiation limited the expansion of cyanobacteria in early marine photic environments. Nature Communications, 9, 3088. https://doi.org/10.1038/s41467-018-05520-x

Moyen, J.-F.; Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. Lithos, 148, 312–336. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010

Nutman, A. P.; Bennett, V. C.; Friend, C. R. L.; Van Kranendonk, M. J.; Chivas, A. R. (2016). Rapid emergence of life shown by discovery

of 3,700-million-year-old microbial structures. Nature, 537, 535–538. https://doi.org/10.1038/nature19355

Palin, R. M.; Santosh, M.; Cao, W.; Li, S.-S.; Hernández-Uribe, D.; Parsons, A. (2020). Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. Earth-Science Reviews, 207, 103172. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.

Pearson, D. G.; Brenker, F. E.; Nestola, F.; McNeill, J.; Nasdala, L.; Hutchison, M. T.; Matveev, S.; Mather, K.; Silversmit, G.; Schmitz, S.; Vekemans, B.; Vincze, L. (2014). Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. Nature, 507, 221–224. https://doi.org/10.1038/nature13080

Pearson, D. G.; Scott, J. M.; Liu, J.; Schaeffer, A.; Wang, L. H.; van Hunen, J.; Szilas, K.; Chacko, T.; Kelemen, P. B. (2021). Deep continental roots and cratons. Nature, 596, 199–210. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03600-5

Philippot, P.; Van Zuilen, M.; Lepot, K.; Thomazo, C.; Farquhar, J.; Van Kranendonk, M. J. (2007). Early Archaean microorganisms preferred elemental sulfur, not sulfate. Science, 317, 1534–1537. https://doi.org/10.1126/science.1145861

Planavsky, N. J.; Asael, D.; Hofmann, A.; Reinhard, C. T.; Lalonde, S. V.; Knudsen, A.; Wang, X.; Ossa Ossa, F.; Pecoits, E.; Smith, A. J. B.; Beukes, N. J.; Bekker, A.; Johnson, T. M.; Konhauser, K. O.; Lyons, T. W.; Rouxel, O. J. (2014). Evidence for oxygenic photosynthesis half a billion years before the Great Oxidation Event. Nature Geoscience, 7, 283–286. https://doi.org/10.1038/ngeo2122

Poulton, S. W.; Canfield, D. E. (2011). Ferruginous conditions: a dominant feature of the ocean through Earth's history. Elements, 7, 107–112. https://doi.org/10.2113/gselements.7.2.107

Ranjan, S.; Kufner, C. L.; Lozano, G. G.; Todd, Z. R.; Haseki, A.; Sasselov, D. D. (2022). UV transmission in natural waters on prebiotic Earth. Astrobiology, 22, 242–262. https://doi.org/10.1089/ast.2020.2422

Shen, Y.; Buick, R.; Canfield, D. E. (2001). Isotopic evidence for micro-

bial sulphate reduction in the early Archaean era. Nature, 410, 77–81. https://doi.org/10.1038/35065071

Sobolev, S. V.; Brown, M. (2019). Surface erosion events controlled the evolution of plate tectonics on Earth. Nature, 570, 52–57. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1258-4

Thompson, K. J.; Kenward, P. A.; Bauer, K. W.; Warchola, T.; Gauger, T.; Martinez, R.; Simister, R. L.; Michiels, C. C.; Llirós, M.; Reinhard, C. T.; Kappler, A.; Konhauser, K. O.; Crowe, S. A. (2019). Photoferrotrophy, deposition of banded iron formations, and methane production in Archean oceans. Science Advances, 5, eaav2869. https://doi.org/10.1126/sciadv.aav2869

Tice, M. M.; Lowe, D. R. (2004). Photosynthetic microbial mats in the 3,416-Myr-old ocean. Nature, 431, 549–552. https://doi.org/10.1038/nature02888

Ueno, Y.; Ono, S.; Rumble, D.; Maruyama, S. (2008). Quadruple sulfur isotope analysis of ca. 3.5 Ga Dresser Formation: new evidence for microbial sulfate reduction in the early Archean. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72, 5675–5691. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.08.026

Van Kranendonk, M. J.; Philippot, P.; Lepot, K.; Bodorkos, S.; Pirajno, F. (2008). Geological setting of Earth's oldest fossils in the ca. 3.5 Ga Dresser Formation, Pilbara Craton, Western Australia. Precambrian Research, 167, 93–124. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.003

Van Kranendonk, M. J. (2010). Two types of Archean continental crust: plume and plate tectonics on early Earth. American Journal of Science, 310, 1187–1209. https://doi.org/10.2475/10.2010.01

Wacey, D.; Kilburn, M. R.; Saunders, M.; Cliff, J.; Brasier, M. D. (2011). Microfossils of sulphur-metabolizing cells in 3.4-billion-year-old rocks of Western Australia. Nature Geoscience, 4, 698–702. https://doi.org/10.1038/ngeo1238

Walter, M. R.; Buick, R.; Dunlop, J. S. R. (1980). Stromatolites 3,400–3,500 Myr old from the North Pole area, Western Australia. Nature, 284, 443–445. https://doi.org/10.1038/284443a0