

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
UFRJ**

GEOLOGIA

THAÍS GUIMARÃES SANTIAGO

**PRINCÍPIO DA ISOSTASIA E O SEU PAPEL NA EVOLUÇÃO
DA PAISAGEM: UMA ANÁLISE BIBLIOGRÁFICA**

Trabalho de Conclusão de Curso
(Geologia)

Rio de Janeiro

2022

CONTRACAPA



THAÍS GUIMARÃES SANTIAGO

**PRINCÍPIO DA ISOSTASIA E O SEU PAPEL NA EVOLUÇÃO DA
PAISAGEM: UMA ANÁLISE BIBLIOGRÁFICA**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentando como requisito necessário para obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Patrick Führ Dal' Bó

Rio de Janeiro

Outubro de 2022

SANTIAGO, Thaís Guimarães

**PRINCÍPIO DA ISOSTASIA E O SEU PAPEL NA
EVOLUÇÃO DA PAISAGEM: UMA ANÁLISE
BIBLIOGRÁFICA.** / Thaís Guimarães Santiago – Rio de
Janeiro: UFRJ / IGEO, 2021.

79 p. il.; 30 cm

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) –
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia, 2022.

Orientador: Patrick Führ Dal' Bó

1. Geologia. - Trabalho de Conclusão de Curso. I. Prof.
Patrick Führ Dal' Bó. II. Universidade Federal do Rio de
Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.
III. Princípio da Isostasia e o seu Papel na Evolução da
Paisagem: Uma Análise Bibliográfica.

THAÍS GUIMARÃES SANTIAGO

**PRINCÍPIO DA ISOSTASIA E O SEU PAPEL NA EVOLUÇÃO DA
PAISAGEM: UMA ANÁLISE BIBLIOGRÁFICA**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Aprovado em: 03/10/2022

Por:

Orientador: Prof. Patrick Führ Dal' Bó (UFRJ)

DSc. João Paulo Porto Barros

DSc. Maurícius Nascimento Menezes

Dedico este trabalho, aos meus ancestrais: afrodescendentes, que sobreviveram aos horrores da escravidão e judeus, que foram perseguidos e expulsos de suas terras e obrigados a se converterem na fé católica. Dedico também aos meus familiares naturais, meus avós, que tiveram que enfrentar e lutar contra o racismo e outras discriminações e meus pais, que ao longo de suas vidas abriram mão de muitas coisas para que eu pudesse viver em um mundo melhor e ter ainda mais oportunidades que eles. E à minha família estendida, minha dinda, meu padrasto e sua família, em especial, ao meu avô Nivaldo, que faleceu pouco antes da entrega deste trabalho. Se não fosse por todas essas pessoas, não teria chegado aonde cheguei ou se quer estaria aqui.

AGRADECIMENTOS

Não foi fácil dar início e muito menos concluir o meu trabalho de conclusão de curso, troquei de tema cinco vezes, dentre estas, quatro porque fui obrigada. Até que, felizmente, encontrei um tema o qual me motivou a chegar até aqui e a superar as barreiras e medos, criados por mim, em função de coisas que ouvi de professores, ao longo da minha vida inteira, por ser e pensar diferente. O presente trabalho é fruto de uma escolha, e o concluí por acreditar em seu propósito, não por mera obrigação.

Assim, primeiramente gostaria de agradecer à minha mãe Cácia, que após ficar viúva cedo, com duas filhas pequenas para criar e sustentar, me ensinou a importância que os estudos e a independência financeira têm para uma mulher. Se hoje estou me formando, sem dúvidas devo isso a ela, que me deu todo o suporte necessário, tanto emocional, quanto financeiro, e é meu maior exemplo de vida e superação.

À Lúcia, minha madrinha e segunda mãe, que, enquanto minha mãe tinha que sair para trabalhar, cuidava de mim e da minha irmã, sempre com muito amor e carinho como se fôssemos suas filhas. Além disso, me mostrou o outro lado da moeda, o quanto é ruim dependermos de alguém, principalmente financeiramente, e caso não estudássemos ou lutássemos para conquistar o nosso espaço, era isso que nos aguardava.

À minha psicóloga Ana, que ajudou a manter a minha saúde mental durante a graduação e o desenvolvimento deste trabalho. Sem ela não teria aprendido a acreditar em mim e no meu potencial, e a ter coragem para assumir a responsabilidade das minhas escolhas e para lidar com as críticas.

À minha irmã Layla, por acreditar em mim e no meu potencial e me dar tanto conforto nos momentos em que pensei que não daria conta.

Ao Luiz, meu padrasto, que me ensinou que o maior bem que podemos adquirir nessa vida é o conhecimento, o estudo e a informação. E mesmo às vezes muito sério e rigoroso, me mostrou que sempre estaria ali para ajudar e apoiar, para que conseguisse me tornar uma mulher independente.

Ao professor e meu orientador, Patrick, por ter me orientado, e estar sempre disposto a me ajudar tanto no desenvolvimento do trabalho, quanto com questões burocráticas, ao longo da minha graduação. Além disso, por não ter me limitado, não ter me obrigado a seguir com um tema que nada tem a ver comigo ou com os meus valores. Por ter me dado a oportunidade e liberdade para pensar fora da caixa a qual fui obrigada, a me manter dentro, ao longo da graduação.

Ao meu amigo de graduação, Pedro Delforge, que tive o prazer de conhecer graças à faculdade de Geologia, e me auxiliou, ao longo da construção do presente trabalho, se disponibilizando para me ajudar e me incentivando a seguir com a minha pesquisa.

Aos meus amigos de infância, Vitor Pereira e Ana Clara Ferreira, que por vezes me deram suporte e apoio emocional, nos momentos difíceis e me incentivaram durante todo o processo.

Ao Universo, ou força que governa todas as coisas, responsável por colocar todas as pessoas mencionadas acima em meu caminho.

Aos trabalhadores brasileiros, que pagam seus impostos em dia. É com o dinheiro deles que o governo federal sustenta a UFRJ. Graças à essas pessoas que tive a oportunidade de ter acesso ao ensino superior público. Espero um dia poder retribuir o investimento feito em mim, utilizando o meu conhecimento, no meio acadêmico, desenvolvendo pesquisas relevantes, para fazer o bem, e melhorar a qualidade de vida dessas pessoas.

Aos servidores da UFRJ, que são realmente comprometidos com o seu trabalho, e fazem bom uso do dinheiro público. Tanto os funcionários, que realizam a manutenção das instalações da universidade e resolvem questões burocráticas, quanto os professores, preocupados em ensinar e inspirar os alunos dentro e fora da sala de aula.

Por fim, agradeço imensamente ao meu pai, Gleyde (*in memoriam*), com quem, infelizmente, tive tão pouco tempo de convivência, mas me ensinou a importância de fazer o que é certo, mesmo que isso venha custar a sua própria vida. Tenho certeza que ele está de algum lugar me protegendo e ajudando sempre que possível. E sei o quanto ele estaria orgulhoso de ver tanto eu, quanto minha irmã, formadas pela Universidade Federal do Rio de Janeiro.

"Sou artista o suficiente para usar minha imaginação livremente. A imaginação é mais importante do que o conhecimento. O conhecimento é limitado. A imaginação envolve o mundo."

Albert Einstein

"Você não pode esperar construir um mundo melhor sem melhorar os indivíduos. Para esse fim, cada um de nós deve trabalhar para o seu próprio aperfeiçoamento e, ao mesmo tempo, compartilhar uma responsabilidade geral por toda a humanidade."

Marie Curie

"Na natureza nada existe sozinho."

Rachel Carson

RESUMO

É cada vez mais reconhecido que a isostasia desempenha um importante papel no desenvolvimento de paisagens e no comportamento da litosfera, e como ela interage com os sistemas da Terra e a astenosfera é uma questão fundamental que precisa ser abordada, se quisermos compreender processos geológicos e construir modelos realistas. Esta análise bibliográfica, acessa o desenvolvimento histórico do conceito de isostasia desde seus primórdios até os dias atuais. Além disso, apresenta evidências de estudos recentes que exploram como o modelo de flexão litosférica poderia explicar uma ampla gama de fenômenos geológicos, aparentemente, não relacionados, ligados à evolução da paisagem e às variações climáticas, por exemplo, durante as transições entre períodos glaciais e interglaciais. A isostasia flexural é a deflexão da litosfera da Terra em resposta ao carregamento e descarregamento topográfico, que pode ser causado por processos geológicos e tecnogênicos. Evidências de processos, como mudanças no tamanho de geleiras, erosão, deslizamentos de terra e reservatórios de água, estão relacionados ao aumento da atividade sísmica, reativando falhas e elevando a pressão sobre as câmaras de magma que alimentam os vulcões, desencadeando catástrofes como terremotos e erupções vulcânicas. Sugerindo que a isostasia pode ter um papel a desempenhar nas investigações do aumento das temperaturas e desastres relacionados ao clima. Assim, melhorar nossa compreensão da relação entre o aumento das temperaturas e suas implicações nos processos geológicos, que causam tensões e deformações na litosfera, perturbando o equilíbrio isostático, pode aumentar nossa capacidade de prever e nos preparar para eventos futuros, como desastres relacionados ao clima.

Palavras-chave: Isostasia. Evolução da paisagem. Clima. Atividade sísmica.

ABSTRACT

It is being increasingly recognized that isostasy plays a major role in the development of landscapes and seascapes and the behavior of the lithosphere and how it interacts with the Earth's systems and the asthenosphere is a fundamental question that needs to be addressed, if we are to fully understand geological processes and construct realistic models. This bibliographic analysis, accesses the historical development of the concept of isostasy from its earliest beginnings until present. Additionally, presents evidences from recent studies which explores how a lithospheric flexural model could explain a wide range of seemingly unrelated geological phenomena, connected to the landscape evolution and climate variations, for example, during the transitions between glacial and interglacial periods. Flexural isostasy is the deflection of Earth's lithosphere in response to topographic loading and unloading, which can be caused by geological and tectonic processes. Evidence from processes, such as changes in the size of glaciers, erosion, landslides and water reservoirs, are related to an increase seismic activity, reactivating faults and lifting pressure on magma chambers that feed volcanoes, and triggering catastrophes such as earthquakes and volcanic eruptions. Suggesting that isostasy may have a role to play in the investigations of rising temperatures and climate-related disasters. Thus, improving our understanding of the relationship between rising temperatures and their implications for geological processes, which cause stresses and deformations in the lithosphere, disturbing the isostatic balance, can enhance our ability to forecast and prepare for future events, as climate-related disasters.

Keywords: Isostasy. Landscape evolution. Climate. Seismic activity.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	vii
RESUMO.....	x
ABSTRACT	xi
1 Introdução.....	13
2 Estado da Arte.....	16
2.1 Litosfera continental.....	16
2.2 Isostasia	17
2.2.1 Contexto histórico	17
2.2.2 Investigações atuais.....	24
2.2.3 Isostasia flexural	29
2.2.4 O efeito da carga de sedimentos e as bacias sedimentares	30
2.2.5 Rebote isostático	34
2.2.6 Considerações sobre a medição do equilíbrio isostático.....	35
2.2.7 Investigações atuais a respeito das relações entre isostasia e sismicidade	36
2.3 Sismicidade	38
3 Isostasia Flexural e a Evolução da Paisagem.....	42
3.1 Evidências de respostas isostáticas a processos geológicos e tectogênicos.....	47
3.1.1 Rebote glacio-isostático.....	48
3.1.2 Erosão	60
3.1.3 Deslizamentos.....	63
3.1.4 Reservatórios de carga	65
4 Discussões e Hipóteses.....	67
5 Considerações Finais.....	70
6 Referências Bibliográficas.....	72

1 Introdução

É cada vez mais reconhecido que a isostasia desempenha um papel importante no desenvolvimento de paisagens continentais e marinhas, tanto nas forças construtivas, como a tectônica que as constrói, quanto nas forças destrutivas, em grande escala, que as destroem (WATTS, 2021). O processo de isostasia atua na superfície terrestre, por exemplo, nos limites das placas por rifteamento continental, e desmembramento e construção de montanhas, de modo a reformulá-la e redistribuir as tensões que se acumularam (WATTS, 2021). A existência de regiões de grande relevo topográfico, crosta extraordinariamente espessa e delgada, gravidade de grande amplitude e anomalias gravitacionais são indicadores de que o equilíbrio isostático não prevalece em todos os lugares (WATTS, 2021). O transporte de material sobre a superfície da Terra durante o aumento e diminuição do volume das geleiras, erosão, sedimentação e vulcanismo, são alguns dos processos que perturbam a isostasia e, em alguns casos, impedem que o equilíbrio seja alcançado (WATTS, 2001; WATTS, 2021).

Dados sísmicos e gravitacionais sugerem que as camadas mais externas da Terra geralmente se ajustam a essas perturbações (WATTS, 2021). E a maneira como a crosta e o manto respondem a essas perturbações restringe as propriedades físicas de longo prazo da litosfera e nos ajuda a entender fenômenos geodinâmicos mais complexos como, por exemplo, a construção de montanhas, formação de bacias sedimentares, a separação de continentes e a formação de novas bacias oceânicas (WATTS, 2001).

A litosfera é deformada por cargas e descargas geológicas superficiais e subsuperficiais, e tanto as cargas superficiais, quanto as cargas subsuperficiais estão associadas a excessos e deficiências de massa e criam flexões na descontinuidade de Moho (considerada o limite entre a crosta e o manto) e outras camadas crustais (WATTS, 2021). Estudos isostáticos da deformação da litosfera, que segue, por exemplo, terremotos de megaimpulso, rebote glacial, embasamento de vulcões e acúmulo de sedimentos, fornecem registros da maneira como a crosta e o manto respondem a cargas e descargas em certas escalas temporais e espaciais (WATTS, 2007). Juntos, esses registros fornecem informações sobre o comportamento da litosfera inteira e as pistas de como a crosta e o manto realmente se deformariam em resposta a cargas e descargas aplicadas continuamente (WATTS, 2021). E auxiliam no estudo das propriedades físicas da litosfera e do manto, uma vez que, os aspectos do ajuste isostático são muito sensíveis à reologia do manto e, em menor grau, à espessura da litosfera (FJELDSKAAR; CATHLES, 1991).

Um objetivo dos estudos isostáticos tem sido determinar a história do movimento vertical da crosta e do manto da Terra em escalas de tempo curtas (de algumas dezenas a algumas centenas de anos), através de escalas de tempo intermediárias (≈ 10 mil anos) a longas (>1 milhão de anos) (WATTS, 2021). Portanto, a isostasia é central para estudos de mudança global, especialmente aqueles que visam determinar o papel relativo da tectônica e da mudança do nível do mar no controle da posição da linha de costa, tanto hoje, quanto no passado geológico (WATTS, 2021). Mais significativamente, os estudos isostáticos fornecem informações sobre como a litosfera responde às mudanças de carga e descarga que ocorrem durante os ciclos glaciais e interglaciais causados pelo clima (WATTS, 2021). Atualmente, a Terra está em um período interglacial, por exemplo, mas os efeitos isostáticos do Último Máximo Glacial (≈ 23 mil anos) ainda são visíveis, em dados de medidores de maré e do Sistema de Posicionamento Global (GPS) de satélite (WATTS, 2021).

De acordo com estudos de flexão da litosfera, os efeitos dos processos de superfície e subsuperfície, como os envolvidos na evolução da paisagem e na convecção do manto, são suavizados pelas propriedades físicas da litosfera, o que acaba dificultando a completa visualização dos efeitos desses processos (WATTS, 2021). Uma compreensão completa do sistema sólido da Terra é um passo essencial para decifrar a ligação entre os processos dinâmicos no sistema terrestre e os processos próximos à superfície (WATTS, 2021). Em particular, a heterogeneidade de densidade da litosfera e do manto superior controla amplamente os processos tectônicos, que por sua vez produzem fortes perturbações de densidade na crosta superior. Portanto, o conhecimento das variações de densidade é essencial para entender a estrutura e a dinâmica da litosfera (KABAN *et al.*, 2018).

A litosfera possui uma importante resistência plástica dúctil, elástica e frágil a longo prazo e é capaz de manter (não relaxar) tensões diferenciais em escalas de tempo geológicas. Em menor escala, as propriedades mecânicas da litosfera, são consideradas de primordial importância para a geodinâmica local e global, controlando a formação e evolução das principais estruturas geológicas e processos de curto prazo, como a sismicidade (WATTS e BUROV 2003 *apud* BUROV, 2021). E tais propriedades podem ser acessadas principalmente a partir de estimativas da espessura elástica (Te), combinadas com dados de mecânica das rochas, validados por modelos de processos geológicos e geodinâmicos (BUROV, 2021).

2 Justificativa e Objetivos

A isostasia desempenha um papel essencial na compreensão da litosfera, e o comportamento da litosfera e como ela interage, com a astenosfera abaixo e a criosfera, hidrosfera e atmosfera acima, é uma questão fundamental que precisa ser abordada se quisermos entender completamente os processos geológicos e construir modelos realistas (WATTS, 2021).

A influência do sistema climático nos processos terrestres, está recebendo cada vez mais atenção dos pesquisadores interessados na temática. Estudos recentes têm sugerido que a relação da isostasia com a evolução da paisagem pode ser ainda mais complexa que anteriormente considerado (por exemplo, COOPER *et al.*, 2018; LAMBECK *et al.*, 1998; MASIH, 2018; PRAETORIUS *et al.*, 2016; SIGMUNDSSON, 1991; VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2020; WILSON e RUSSELL, 2020). Tais fenômenos geológicos podem alterar o tempo e o clima, tanto local, quanto globalmente.

. Levando em consideração a sua dinâmica com o clima. Desta maneira, o presente trabalho tem como objetivos:

- Apresentar uma revisão bibliográfica do princípio da isostasia;
- Rever conceitos e definições na área da sismologia;
- Explorar o papel da isostasia na evolução da paisagem, através da sua resposta aos processos geológicos e tectogênicos, que geram carregamento e descarregamento de carga na litosfera;
- Discutir os resultados apresentados em estudos recentes, iniciar uma discussão a respeito de como o clima pode funcionar como um desencadeador de movimentos isostáticos.

3 Estado da Arte

3.1 Litosfera continental

A litosfera continental consiste na crosta continental e, tipicamente, em alguma parte não convectiva do manto superior subjacente (Figura 1). Em termos de placas tectônicas, a litosfera continental faz parte da estrutura rígida da Terra, que é segmentada em várias placas principais, e fica no topo de uma astenosfera mais quente e móvel (de baixa resistência). Sendo, geralmente, muito flutuante para ser subduzida (ao contrário da litosfera oceânica) (JAMES, 2021).

Todavia, vem sendo relatado, um número crescente de casos, em que partes do manto litosférico continental mostram evidências de instabilidade gravitacional, formando “gotas” onde a litosfera se delamina e afunda nas profundezas do manto (ZANDT *et al.* 2004). E o descolamento do manto continental da crosta em tais circunstâncias pode ser um fator importante na deformação intraplaca e vulcanismo (CARLSON *et al.* 2005).

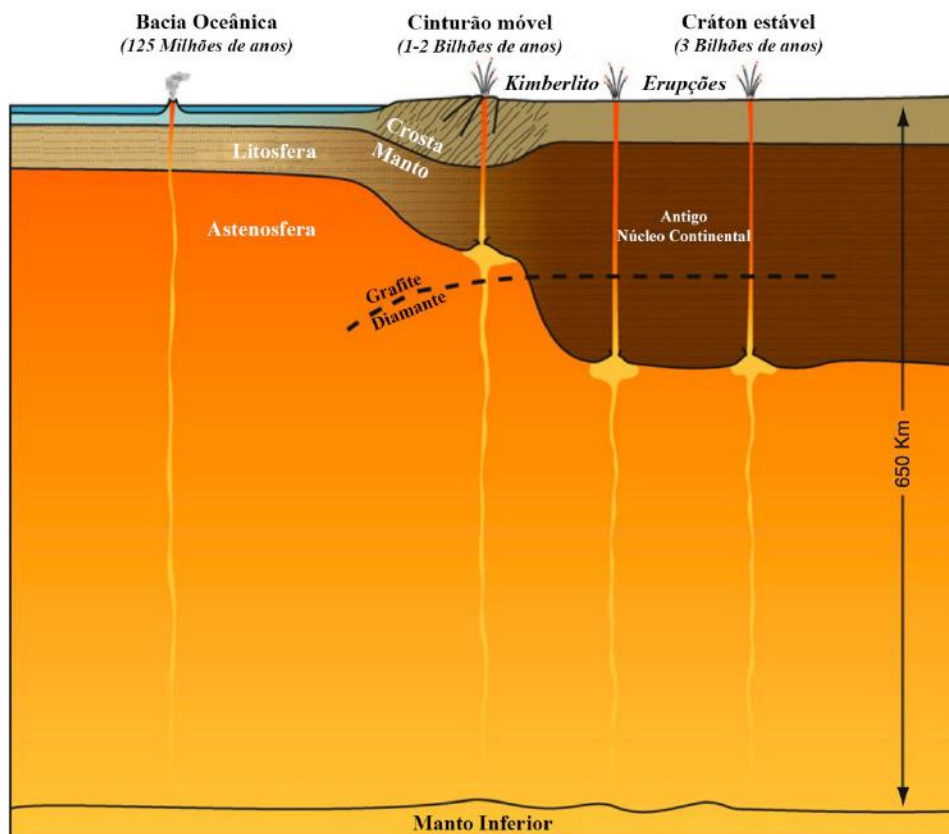


Figura 1 - Seção transversal esquemático mostrando a transição da litosfera oceânica para a litosfera continental mais jovem e para a litosfera espessa e cratônica (tectosfera) abaixo dos antigos núcleos continentais. Fonte: Adaptado de James (2021, p. 866).

3.2 Isostasia

A isostasia é um estado ideal, uma condição de repouso, equilíbrio hidrostático, que a crosta e o manto tenderiam na ausência de forças perturbadoras. Baseando-se na ideia que as camadas superficiais da Terra (crosta) “flutuam” em um substrato mais denso (manto) (FOWLER, 2004). Todavia, para que esse suposto equilíbrio isostático seja mantido, o peso da rocha subjacente deve se manter uniforme em qualquer profundidade do manto, em escalas de tempo geológicas. Ou seja, o gradiente de pressão hidrostática no manto deve ser zero, caso contrário o manto corrigirá o desequilíbrio fluindo (PELLETIER, 2008; WATTS, 2001; WATTS, 2021).

No entanto, como o manto age como um fluido em longas escalas de tempo, qualquer gradiente de pressão lateral iniciará fluxos mantélicos para restaurar o equilíbrio. Dessa forma, na presença de forças perturbadoras, que disturbem o equilíbrio isostático, a isostasia se refere como a força de empuxo criada quando a rocha crustal desloca a rocha do manto (FOWLER, 2004; WATTS, 2001; WATTS, 2021). Desta maneira, pode ser considerado que, a isostasia não é um processo que perturba o equilíbrio, mas sim um processo que restaura o equilíbrio (CHAMBERLIN, 1932 *apud* WATTS, 2001).

3.2.1 Contexto histórico

Entre 1735 e 1745, uma expedição francesa liderada por Pierre Bouguer, realizou medições da extensão de um grau de latitude no Peru e perto de Paris, com o intuito de determinar a forma da Terra. Mas ao analisarem seus resultados, observaram que o valor encontrado pela deflexão criada pela atração entre a massa da Cordilheira dos Andes e seu fio de prumo, foi muito menor do que eles haviam estimado (FOWLER, 2004).

Na década de 1880, como parte de sua pesquisa, George Everest (1790–1866) realizou a aquisição de novos dados para um levantamento geodésico do norte da Índia. E ao calcular a posição geodésica, em várias localidades onde já havia medido posições astronômicas, se deparou com a mesma deflexão reduzida, desta vez perto do Himalaia. Concluindo que a discrepância não estava na posição astronômica, que ele considerava ter determinado com extrema precisão, mas na posição geodésica. Pequenos erros de fechamento nas pesquisas de triangulação e um elipsóide de referência incorreto foram, os contribuintes mais prováveis (WATTS, 2001).

Mas J. H. Pratt, um matemático de Cambridge, discordou de Everest. De acordo com ele, a discrepância era de alguma forma devido aos efeitos perturbadores dos Himalaias próximos. As maiores discrepâncias no levantamento da Índia foram medidas entre Kaliana e Kalianpur, localizadas ao sul do sopé do Himalaia. (WATTS, 2001). Como apontado anteriormente por Bouguer (1749 *apud* Watts, 2001), a atração gravitacional das montanhas perturbaria localmente a direção do fio de prumo, introduzindo assim um erro nas posições astronômicas, uma vez que essas posições são referidas à direção do fio de prumo local.

Pratt apresentou os resultados de seus cálculos da atração gravitacional devido ao Himalaia e seu interior em Kaliana e Kalianpur. Neles, estimou a atração dividindo as montanhas em vários “compartimentos”, calculando a atração gravitacional de cada compartimento e depois somando os resultados. E em seu artigo, Pratt (1855 *apud* Watts, 2001) demonstrou que o efeito gravitacional das montanhas é grande o suficiente para desviar o fio de prumo em mais de três vezes o valor observado (Figura 2). Apesar de não conhecer de fato o problema na topografia detalhada do Himalaia, Pratt ficou satisfeito por ter calculado corretamente o efeito das montanhas em Kaliana e Kalianpur, e concluiu seu trabalho dizendo que não entendia a causa da discrepância e que o problema deveria ser investigado mais a fundo (WATTS, 2001).

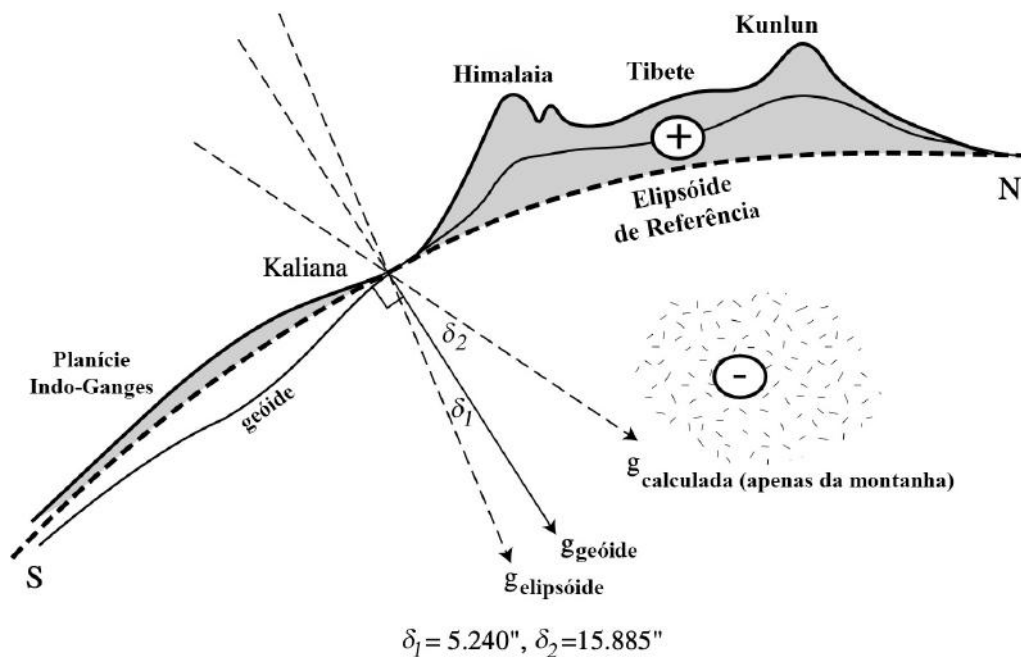


Figura 2 - A deflexão vertical em Kaliana, norte da Índia. δ_1 é a deflexão determinada pelo Everest a partir de observações astronômicas e geodésicas. δ_2 é a deflexão calculada por Pratt devido ao excesso de massa do Himalaia, Tibete e Kunlun acima do nível do mar. O sombreamento mostra esquematicamente a deficiência de massa que foi inferida por Airy e, posteriormente, Pratt para fundamentar o excesso de massa. Fonte: Adaptado de Watts (2001, p. 12).

Pouco tempo depois da publicação do artigo de Pratt, G. B. Airy (1801-1892), apresentou um artigo (em 1855), no qual ofereceu uma explicação para a considerada discrepância. O argumento de Airy foi baseado em sua crença de que as camadas externas da Terra consistiam em uma crosta fina que se sobrepunha a uma camada fluida de maior densidade que a crosta. Ele se referiu à camada fluida como “lava”. Airy comparou o estado da crosta na lava com blocos de madeira flutuando na água (WATTS, 2001).

Usando a analogia dos icebergs, Airy sugeriu que uma região elevada, como um "plano de mesa" seria subjacente a uma região menos densa, de modo que haveria uma substituição de "crosta leve" por "lava pesada". O efeito na direção local da gravidade, segundo ele, dependeria de duas ações: a atração positiva do planalto elevado e a atração negativa da crosta leve. Ele argumentou que a redução na atração da crosta leve seria igual ao aumento na atração da massa pesada acima, de modo que o efeito total seria na direção local da gravidade. Tal argumento, forneceu uma explicação simples para as observações realizadas no Everest (WATTS, 2001).

Airy aplicou seu modelo simples, apontando que poderia não ser totalmente apropriado considerar todas as características da superfície da Terra como flutuantes. No caso de um grande planalto (por exemplo, África do Sul e Tibete), Airy argumentou que era improvável que fosse suportado de qualquer forma, exceto por uma crosta de menor densidade que se projetava na "lava" subjacente. Ele argumentou que “fissuras” ou “rupturas” se formariam nas bordas do tabuleiro (Figura 3). No caso de feições estreitas, como Mt. Schiehallion em Perthshire, no entanto, Airy sugeriu que seu modelo pode não se aplicar, e ele deu a entender que a crosta pode ser suficientemente forte para ser capaz de suportar essa característica sem quebrar (WATTS, 2001).

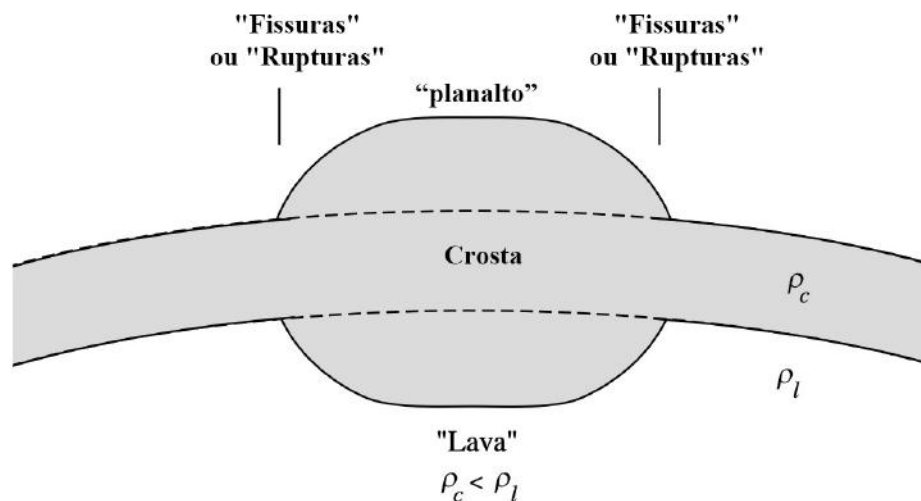


Figura 3 - A hipótese de Airy de uma crosta que “flutua” sobre a “lava”.
Fonte: Adaptado de Watts (2001, p. 14).

Em 1858, Pratt seguiu as sugestões de Airy sobre excesso e déficit de massa, propondo seu próprio modelo para o equilíbrio das camadas externas da Terra. Ele criticou o modelo de Airy por três motivos. Primeiro, o modelo foi baseado na suposição de uma crosta fina. Em segundo lugar, o modelo assumiu que a crosta era menos densa que a lava subjacente. Terceiro, o modelo não estava de acordo com a teoria da contração da Terra. E em 1864 e 1870 Pratt apresentou mais dois artigos sobre o assunto, expandindo sua visão, com base na teoria da contração, de que as depressões e elevações da superfície da Terra eram o produto da contração e expansão térmicas. Ele afirmou que a quantidade de matéria em qualquer coluna vertical desenhada da superfície para uma superfície plana abaixo da crosta é agora e sempre foi aproximadamente a mesma em todas as partes da Terra (WATTS, 2001).

Esta afirmação implica (Figura 4) que as regiões elevadas eram sustentadas por rochas de baixa densidade, enquanto as regiões deprimidas eram sustentadas por rochas de alta densidade. No entanto, ao contrário de Airy, Pratt não especulou sobre o que pode fazer com que diferentes porções das camadas externas da Terra sejam mais frias ou mais quentes do que outras. Todavia, ele reconheceu essas regiões como compensadoras de depressões e elevações superficiais (WATTS, 2001).

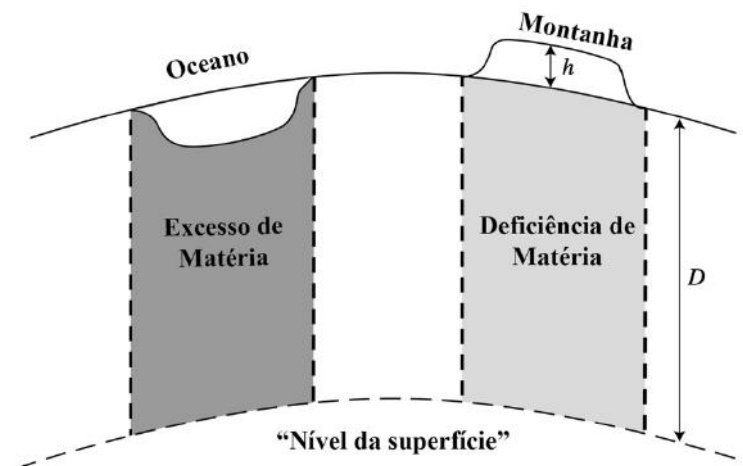


Figura 4 - A hipótese de Pratt de que as montanhas são sustentadas por regiões de baixa densidade, enquanto os oceanos são sustentados por regiões de alta densidade. Em alguma profundidade, estabelecida como sendo o "Nível da superfície", as massas são iguais. Fonte: Adaptado de Watts (2001, p. 15).

A princípio, os modelos de Airy e Pratt atenderam às necessidades dos geodestas, que buscavam minimizar erros de fechamento em levantamentos de triangulação. Um dos modelos, o de Airy, também conseguiu explicar a estrutura sísmica da crosta oceânica e continental. No entanto, ainda havia uma insatisfação generalizada com os modelos de Airy e Pratt entre os principais geocientistas da época (WATTS, 2001).

Os modelos, implicam que as feições geológicas, independentemente de seu tamanho, são compensadas localmente. Assumindo que a compensação é obtida pelo espessamento de uma crosta de densidade uniforme, por mudanças laterais na densidade de uma crosta de espessura uniforme ou por alguma combinação desses fatores. Porém, alguns geólogos argumentaram que a força da crosta e do manto superior era suficiente para impedir que certas estruturas superficiais fossem completamente compensadas (WATTS, 2001).

Consequentemente, até o final da década de 1930, a maioria dos geólogos ainda prestava relativamente pouca atenção ao conceito de isostasia. Com uma exceção, o geólogo americano nascido na Escócia A. C. Lawson (1861-1952), que há muito defendia o conceito de isostasia. Ele publicou (LAWSON, 1938, 1942 *apud* WATTS, 2001) o primeiro de uma série de artigos sobre a resposta da crosta e do manto superior às cargas de sedimentos em grandes deltas de rios. Mostrando, que espessuras substanciais de sedimentos podem se acumular em um delta de rio simplesmente pelo ajuste isostático às cargas sedimentares (WATTS, 2001).

Segundo Watts (2001), apenas na virada do século 20, com surgimento de uma nova maneira de pensar na isostasia, que alguns geólogos passaram a dar atenção ao princípio. Ao invés da compensação isostática ser considerada como consequência da flutuação ou resfriamento diferencial, começou a se firmar a visão de que era o processo de formação da topografia que determinava a compensação. A essência dessa ideia era que feições geológicas como mantos de gelo, vulcões e deltas de rios eram na verdade cargas que se impunham na superfície da crosta, que então respondiam de alguma forma.

Os geólogos G. K. Gilbert (1843-1919), G. R. Putnam (1865-1953) e J. Barrell (1869-1919), lançaram as bases do que hoje consideramos a isostasia moderna. Foram eles, os primeiros a tentar dar um significado físico à compensação, em uma época em que os geodestas se contentavam em usar os modelos de Airy e Pratt sem sequer questionar o que esses modelos implicavam sobre a natureza física da crosta. Na visão deles, a resposta envolvia uma crosta rígida, em vez de uma crosta fraca, como sugerido pelos modelos locais de isostasia (WATTS, 2001).

Putnam (1930 *apud* Watts, 2001) afirmou que não havia dúvidas de que a carga de uma montanha, por exemplo, é distribuída além da área de sua base. Apesar de ter reconhecido que era difícil determinar a extensão lateral da compensação, a partir de dados de anomalias gravimétricas, estava convencido de que a isostasia regional existia em um grau considerável. Alé reconheceu a ligação entre a compensação regional e a força da crosta, contestando que a mesma corresponde a uma resistência da crosta capaz de suportar cargas consideráveis e neste aspecto é mais consistente do que a isostasia local.

No entanto, foi o geofísico holandês F. A. Vening Meinesz (1887-1966) o primeiro a fornecer uma prova de isostasia regional, apesar de nunca ter reivindicado o conceito (WATTS, 2001). Segundo Heiskanen e Meinesz (1958 *apud* Watts, 2001) a compensação isostática ocorre em várias partes da Terra de maneiras diferentes, e por isso é impossível encontrar um sistema que corresponda em todos os lugares às condições reais.

Para Vening Meinesz o modelo de Pratt-Hayford estava de acordo com o desenvolvimento das cadeias de montanhas pela expansão vertical da crosta terrestre, enquanto o modelo de Airy-Heiskanen era aceitável na transição entre continentes e oceanos. Finalmente, os modelos isostáticos regionais estavam de acordo com a topografia formada pela erosão, sedimentação, vulcanismo ou dobramento das camadas superiores da crosta (WATTS, 2001).

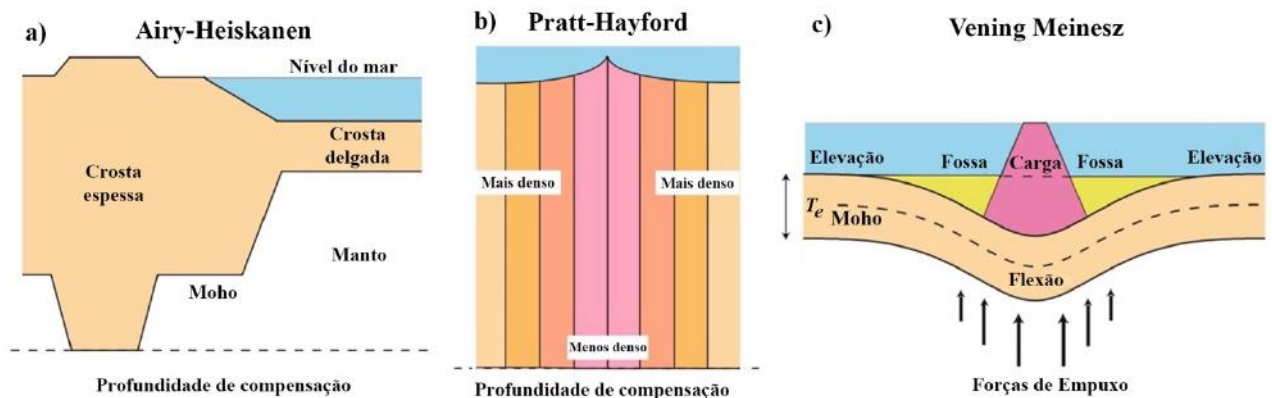


Figura 5 - Os principais tipos de modelos isostáticos. Cada modelo implica um estado de equilíbrio hidrostático tal que as camadas mais externas da Terra estão em estado de flutuação em seu substrato mais fluido. (a) Modelo de Airy: o equilíbrio isostático é alcançado por variações na espessura de uma crosta uniforme de baixa densidade que cobre um manto de alta densidade. (b) Modelo de Pratt: o equilíbrio isostático é alcançado por mudanças laterais na densidade. (c) Modelo de Vening-Meinesz: a topografia é considerada como uma carga de superfície, e o equilíbrio isostático é alcançado por deformação flexural para baixo e para cima da crosta e manto em uma ampla área. A carga é suportada pela força da litosfera (que é determinada pela sua espessura elástica efetiva, T_e) e pela fluabilidade da astenosfera subjacente. Fonte: Adaptado de Watts (2021, p. 832).

Em resumo, os modelos de Airy (Figura 5a) e Pratt (Figura 5b) implicam que a crosta e o manto respondem a cargas (por exemplo, vulcões) ou descargas (por exemplo, erosão) localmente, de modo que as regiões vizinhas não estejam envolvidas em seu suporte ou remoção. Enquanto que, no modelo de Vening Meinesz (Figura 5c), a topografia é considerada como uma carga de superfície, e o equilíbrio isostático é alcançado por deformação flexural para baixo e para cima da crosta e do manto em uma área mais ampla. Desta forma, a carga é suportada pela força da litosfera (que é determinada pela sua espessura elástica efetiva, T_e) e pela fluabilidade da astenosfera subjacente (WATTS, 2021).

Lembrando que os modelos da figura 5 são altamente idealizados e representam apenas o estado para o qual as camadas mais externas da Terra tenderiam na ausência de forças perturbadoras. Essas forças perturbadoras incluem muitos dos grandes ciclos da geologia, como o aumento e a diminuição das camadas de gelo, o crescimento e o declínio dos vulcões e a sedimentação e a erosão. Cada processo é potencialmente uma força perturbadora que pode agir para retardar ou mesmo impedir que o equilíbrio isostático seja alcançado (WATTS, 2021).

E a figura 6 ilustra a diferença entre os resultados obtidos entre os modelos de Vening e de Airy, uma comparação da estrutura crustal observada derivada de dados de refração sísmica de Contreras-Reyes *et al.* (2010) com as previsões de um modelo de isostasia Airy e flexural ao longo de um perfil da cadeia de montanhas submarinas Louisville Ridge, localizada à sudoeste do Oceano Pacífico. A Fig. 6a mostra que o Moho sísmico (± 100 m) não pode ser explicado pelo modelo de Airy que prevê um Moho muito profundo abaixo da cadeia de montanhas submarinas e um Moho muito raso nas regiões de flanco. O melhor ajuste entre as profundidades de Moho observadas e calculadas Fig. 6b é para um modelo de flexão de isostasia com $T_e = 10$ km (WATTS, 2021).

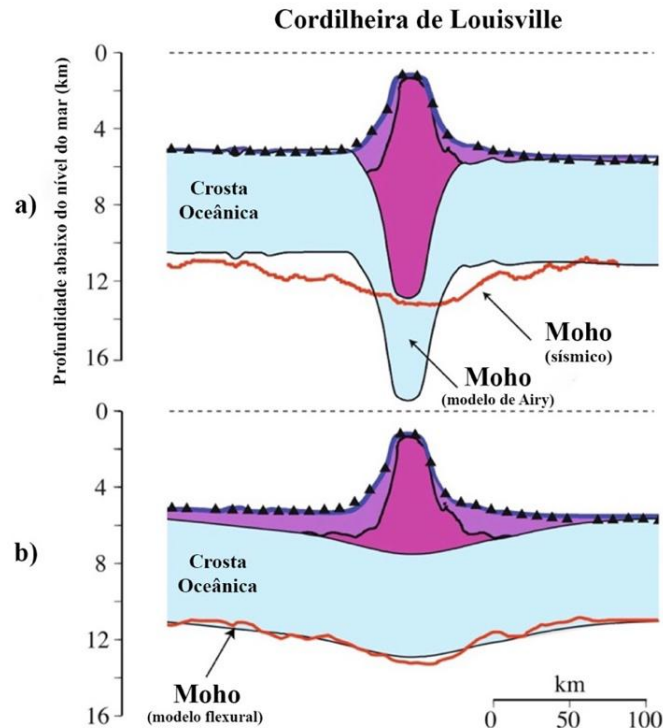


Figura 6 - Comparação da estrutura crustal observada derivada de dados de refração sísmica de Contreras-Reyes *et al.* (2010) com as previsões de um modelo de isostasia de Airy e um modelo flexural ao longo de um perfil de tendência NNE-SSW da cadeia de montes submarinos Louisville. Os Triângulos preenchidos em preto indicam a localização dos sismômetros do fundo do oceano que foram usados para restringir a estrutura sísmica da crosta. Linhas vermelhas mostram a profundidade do Moho sísmicamente restrita. A fina linha preta sólida separando as regiões preenchidas com roxo e rosa mostra o contorno da onda P de 6,0 km/s. Em roxo, material vulcanoclástico. e em rosa, edifício vulcânico. Fonte: Adaptado de Watts (2021, p. 835).

3.2.2 *Investigações atuais*

Atualmente, o debate está focado no modelo de flexão (Figura 5c), particularmente em T_e , o que significa e o que nos diz sobre: a força de longo prazo da litosfera, as escalas de tempo do ajuste isostático e os processos geológicos que moldam o topo e a base da litosfera (WATTS, 2021).

A comprovação da ligação entre o T_e derivado da modelagem de flexão e a resistência a longo prazo da litosfera, foi um dos resultados mais importantes que surgiram, dentre os estudos isostáticos realizados nos últimos 40 anos. De acordo com Goetze e Evans (1979 *apud* Watts, 2021) a força da litosfera oceânica é limitada pela deformação frágil em sua parte superior e pelo fluxo dúctil em sua parte inferior, ou seja, as cargas aplicadas à superfície (ou base) da litosfera serão suportadas em parte pela resistência frágil e dúctil da litosfera e em parte por um “núcleo” central que se deforma elasticamente (WATTS, 2021).

Watts e Burov (2003) demonstraram que o T_e oceânico reflete a espessura desse “núcleo” que será pequeno em regiões de crosta jovem, grandes cargas e alta curvatura de flexão e alta em regiões de crosta velha, pequenas cargas e baixa curvatura. Além disso, como a crosta oceânica tem apenas ≈ 8 km de espessura e, o T_e está na faixa de 0 - 40 km, os pesquisadores concluíram que não apenas a crosta, mas também o manto está envolvido no suporte de cargas geológicas de longo prazo.

De acordo com Watts (2021) o que fica claro a partir dos estudos realizados até agora é que a litosfera da Terra tem uma rica estrutura T_e . Nos oceanos, T_e varia em até ± 15 km, e em distâncias horizontais de 500 - 1000 km, e são ainda maiores nos continentes. Pérez-Gussinyé *et al.* (2007), sugerem ± 25 km em distâncias semelhantes. Em muitos lugares (por exemplo, oeste do Canadá e Estados Unidos), regiões fracas com T_e tão baixo quanto 10 km se encontram com regiões fortes com $T_e > 70$ km (FLÜCK *et al.*, 2003). E as consequências de tais variações de força são profundas, especialmente porque impactam o cálculo da anomalia gravitacional isostática (KIRBY, 2019), os padrões de rebote isostático glacial (WHITEHOUSE *et al.*, 2006), a maré de terra sólida (MANTOVANI *et al.*, 2005), e a estrutura do terreno da litosfera continental (PÉREZ-GUSSINYÉ *et al.*, 2007).

3.2.2.1 Força da litosfera a longo prazo

Nos oceanos, há um amplo acordo sobre o T_e oceânico e o que ele indica sobre a força de longo prazo da litosfera. No entanto, ainda não houve um acordo em relação às estimativas de T_e para a crosta continental e sua relação com a idade. Na atualidade, o debate está em torno de dois modelos, crême brûlée vs. sanduíche de geleia (Figura 7) (BUROV; WATTS, 2006; WATTS, 2021).

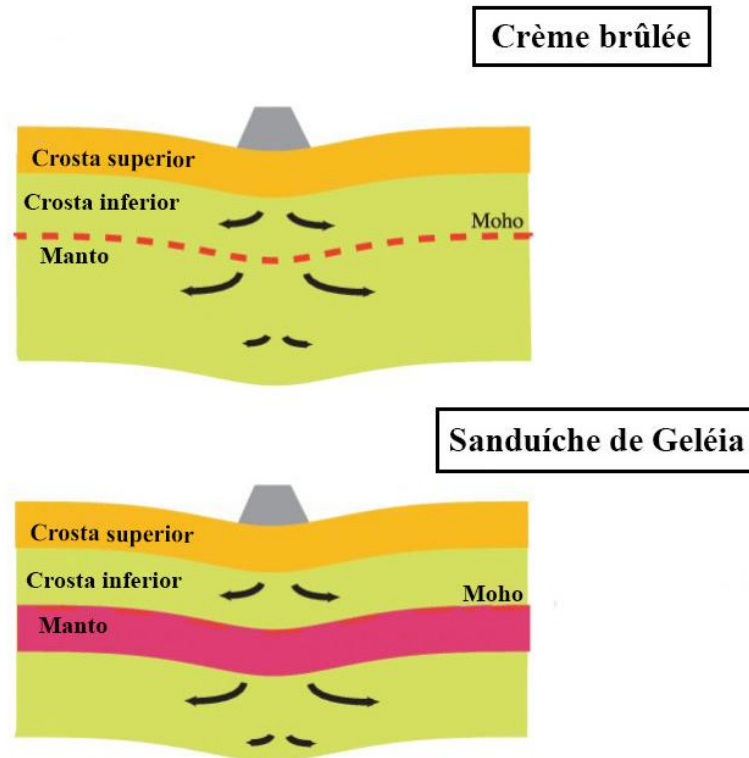


Figura 7 - Diagrama esquemático ilustrando diferentes modelos de deformação para a força de longo prazo da litosfera continental, as setas mostram esquematicamente o campo de velocidade do escoamento. No modelo crême-brûlée, a resistência é confinada à camada frágil superior da crosta, e a compensação é alcançada principalmente pelo fluxo no manto superior fraco. No modelo sanduíche de geleia, o manto é forte e a compensação das cargas superficiais ocorre principalmente na astenosfera subjacente. Fonte: Adaptado de Watts e Burov (2006).

Os proponentes do modelo crême brûlée seguem McKenzie e Fairhead (1997 *apud* Watts, 2021) e Jackson (2002 *apud* Watts, 2021) que acreditam que, porque T_e é pequeno e semelhante em espessura à camada sismogênica, a força da litosfera reside principalmente na parte superior da crosta. Na opinião deles, a crosta inferior e o manto superior são fracos, o que explica por que os terremotos profundos são raros. Os proponentes do modelo sanduíche de geleia, no entanto, seguem Meissner (1986 *apud* Watts, 2021), que argumenta que a força reside principalmente na crosta superior e no manto superior. Na sua opinião, apenas a crosta inferior é fraca.

De acordo com Watts (2021) o modelo sanduíche de geleia é compatível com os resultados de perfis de reflexão sísmica que mostram uma crosta continental inferior em camadas e com os resultados de estudos de flexão que mostram uma ampla gama de valores de Te . E baixo Te é indicativo de camadas competentes finas, enquanto valores altos de Te refletem camadas competentes espessas. Valores de Te muito altos (>70 km) também são permitidos, dependendo da composição, e ocorrem quando a crosta superior e inferior e/ou a crosta inferior e o manto estão acoplados. Além disso, terremotos profundos são raros, não porque o manto é muito fraco, mas porque é muito forte e as tensões tectônicas regionais necessárias para iniciar falhas e terremotos não são grandes o suficiente.

No fim, o debate acabou levando a uma revisão das metodologias utilizadas para estimar o Te da crosta continental, o significado físico dele e as implicações geológicas de um manto fraco ou forte. Watts e Burov (2003), por exemplo, apontaram que, embora o Te possa ser baixo e semelhante à espessura da camada sísmogênica (Ts) (camada na litosfera na qual a maioria dos terremotos se originam) em algumas configurações tectônicas, os dois parâmetros não são os mesmos. Te reflete a força integrada da litosfera, enquanto Ts é a espessura da parte superior da crosta que responde às tensões por falhas e terremotos.

3.2.2.2 Escalas de tempo de ajuste isostático

A isostasia varia temporalmente, bem como espacialmente. Segundo Watts (2021), o modo como a isostasia opera, “lenta” ou “rápida”, é de fundamental importância para a compreensão da história do movimento vertical da crosta, bem como para tópicos como a mudança do nível do mar (WATTS, 2021).

A figura 8 compara o Te para vários montes submarinos e ilhas oceânicas nas bacias oceânicas do mundo com curvas previstas com base em um modelo viscoelástico multicamadas. A linha azul sólida grossa e linhas azuis tracejadas finas mostram a mudança prevista na espessura da camada elástica para litosfera oceânica jovem, intermediária e velha. Os círculos azuis preenchidos mostram os dados de cargas individuais de montes submarinos e ilhas oceânicas que variam em idade de ≈ 1 a 100 Ma. Os dados indicam que por ≈ 10 ka as cargas oceânicas sofreram a maior parte de seu relaxamento (WATTS, 2021).

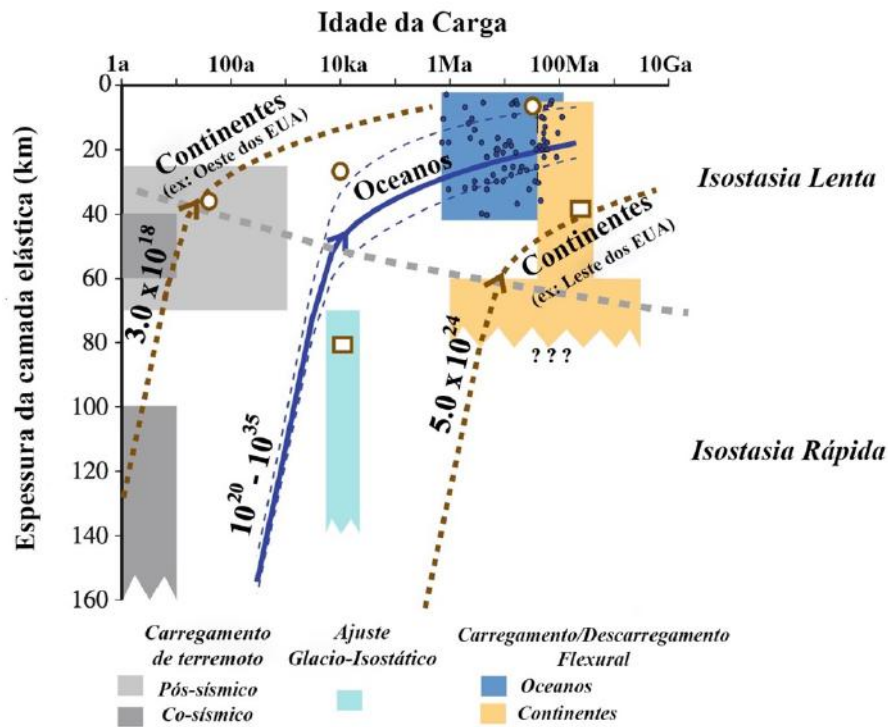


Figura 8 - Gráfico da espessura da camada elástica vs. idade da carga para a litosfera oceânica e continental. Fonte: Adaptado de Watts (2021, p. 841).

As linhas castanhas tracejadas mostram a mudança prevista na espessura elástica para a litosfera continental. Retângulos cinzas preenchidos são baseados no carregamento de terremotos (pós-sísmicos e co-sísmicos), retângulos azuis preenchidos são baseados em ajustes isostáticos glaciais e retângulos bege e amarelo preenchidos são baseados em estudos de flexão continental. Os símbolos não preenchidos mostram estimativas de espessura da camada elástica da mesma região tectônica (círculos = oeste dos EUA, quadrados = leste dos EUA). Os dados sugerem dois modos de relaxamento que correspondem à isostasia “rápida” e “lenta”. O tempo de relaxamento que separa esses modos varia entre oceanos e continentes, com o oeste dos EUA relaxando muito mais rápido (≈ 10 anos) do que os oceanos e o leste dos EUA muito mais lento (≈ 70 milhões) (WATTS, 2021).

De acordo com Watts (2001), dos vários tipos de modelos isostáticos, apenas o modelo de flexão, está de acordo com as observações geológicas. Além disso, ele permite que as ideias da resposta da crosta e do manto ao carregamento e descarregamento sejam discutidas, e que considerações sobre o quanto a crosta e o manto podem dobrar sejam feitas e quais condições podem eventualmente levá-los a quebrar. Devido a isso, adotaremos o modelo flexural como referência ao longo do desenvolvimento desta revisão bibliográfica.

Em resumo, atualmente, a isostasia é considerada como um estado altamente idealizado que a crosta e o manto superior se aproximam, mas raramente alcançam. No entanto, a comparação das anomalias gravitacionais observadas com as previsões de modelos isostáticos locais e regionais levaram a um novo entendimento sobre as propriedades térmicas e mecânicas da litosfera. Até agora sabe-se que:

- A litosfera responde ao carregamento e descarregamento de longo prazo (ou seja, > 105 anos) de maneira semelhante à de uma placa elástica forte que se sobrepõe a um substrato fraco e fluido.
- Nos oceanos, a espessura da camada elástica que suporta uma carga vulcânica aumenta com a idade da litosfera no momento do carregamento.
- Nos continentes, a relação entre espessura elástica e idade não é tão clara. No entanto, há evidências de que crátons do Arqueano e do Proterozóico Inferior, mais antigos, têm altos valores da espessura elástica (ou seja, > 70 km), enquanto os cinturões e rifts orogênicos do Proterozóico Médio / Tardio e Fanerozóico, mais jovens, têm valores mais baixos.
- Nos oceanos, T_e se encaixa no núcleo mecânico da litosfera, mas nos continentes, geralmente não representa nenhuma camada particular devido à forte estratificação reológica.
- A espessura T_e difere da espessura de T_s . A primeira corresponde à espessura mecânica que suporta cargas e descargas de curto prazo e, a segunda, à espessura da parte superior da litosfera que responde às tensões por falhas e terremotos.
- Estudos isostáticos sugerem que as escalas de tempo de ajuste isostático variam regionalmente, de modo que áreas tectonicamente ativas respondem a cargas e descargas muito mais rapidamente do que áreas cratônicas.

3.2.3 *Isostasia flexural*

Isostasia flexural (ou regional) é uma hipótese de que as camadas mais externas da Terra têm uma força intrínseca tal que resistem à deformação associada ao carregamento e descarregamento e dobram (ou flexionam) em uma área ampla em vez de quebrar (Figura 9). Em outras palavras, a isostasia flexural é a deflexão da litosfera da Terra em resposta ao carregamento e descarregamento topográfico (PELLETIER, 2008; WATTS, 2021).

Quando uma carga topográfica é gerada pelo movimento ao longo de uma falha de empuxo, por exemplo, a litosfera diminui abaixo da carga. E a largura desta zona de subsidência irá variar de lugar para lugar, dependendo da espessura da litosfera, mas geralmente está na faixa de 100 a 300 km. Por outro lado, uma redução na carga topográfica faz com que a litosfera se recupere, impulsionando o levantamento de rochas (PELLETIER, 2008).

Em situações de equilíbrio na qual a carga está no local há muito tempo e a deformação já ocorreu, a viscosidade do manto subjacente não é importante, o manto pode ser considerado em equilíbrio em todos os momentos, por exemplo, na formação de montanhas e a erosão subsequente, pode ser tão lenta a ponto de não exercer nenhuma influência. No entanto, o mesmo não se aplica para cargas de curto prazo.

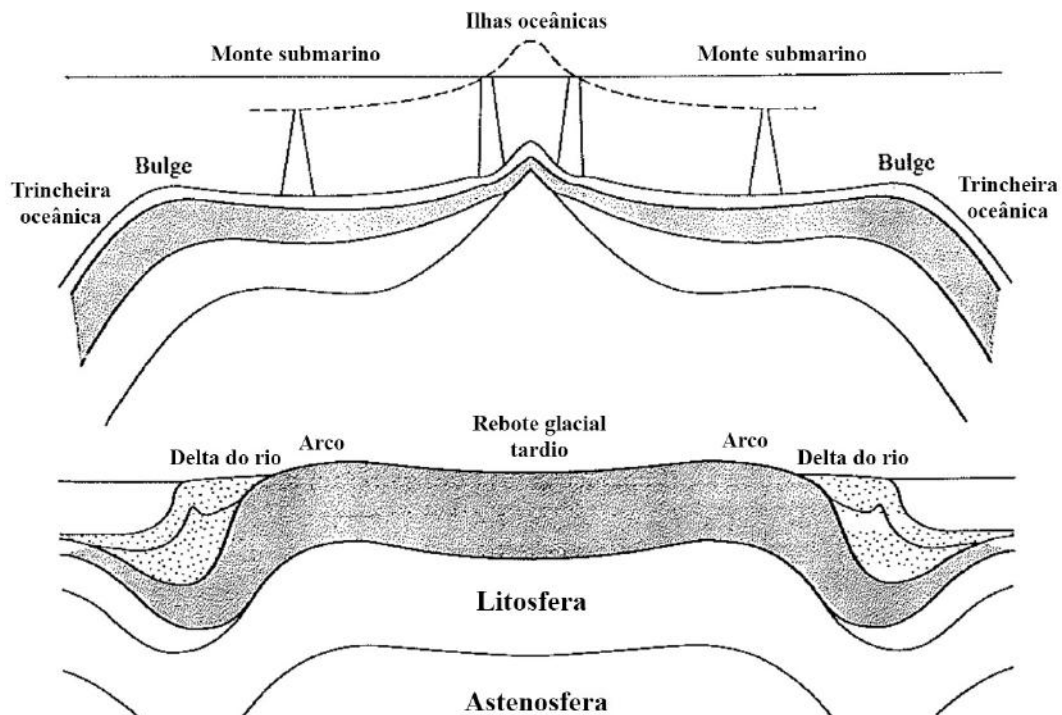


Figura 9 - Diagrama esquemático ilustrando a estrutura das camadas externas da Terra, do ponto de vista da isostasia flexural. Fonte: Adaptado de Watts (2001, p. 85).

3.2.4 O efeito da carga de sedimentos e as bacias sedimentares

Uma bacia sedimentar é uma área da crosta terrestre, sustentada por uma espessa sequência de rochas sedimentares e criada pela deformação da litosfera da Terra sendo, geralmente, um resultado da atividade das placas tectônicas. O conhecimento da origem de uma bacia pode fornecer informações sobre a localização e o tipo de maturação térmica dos depósitos de hidrocarbonetos. Uma variedade de processos geológicos pode levar à formação de depósitos sedimentares espessos na crosta continental. No entanto, eles podem ser divididos em três classes principais: (1) aqueles formados por eventos térmicos, (2) aqueles formados como resultado da flexão da litosfera por uma carga imposta e (3) aqueles formados como resultado de extensão, compressão ou falha do embasamento (Figura 10) (FOWLER, 2004).

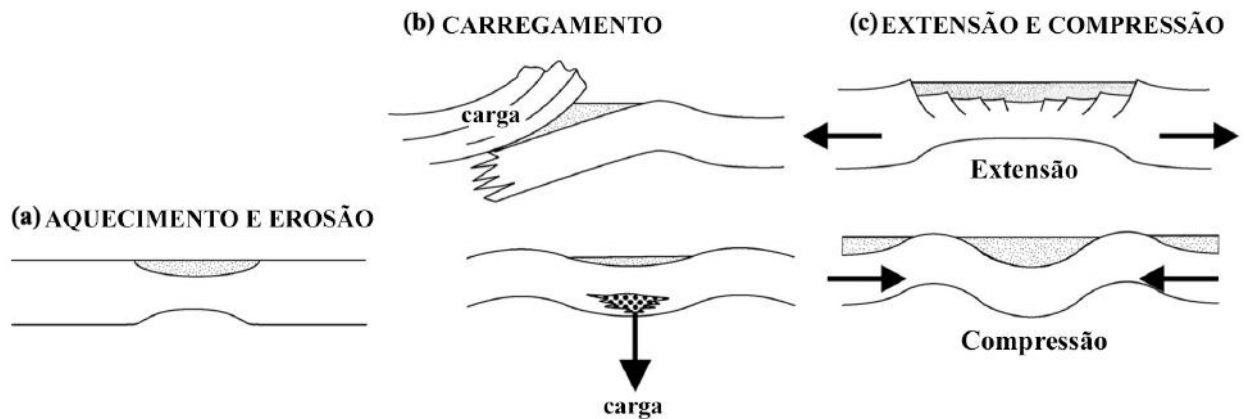


Figura 10 - Alguns mecanismos que podem dar origem a bacias sedimentares. (a) Aquecimento da litosfera, que resulta em expansão e elevação. Se ocorrer erosão, uma bacia se forma quando a litosfera esfria e se contrai. (b) Carregamento da litosfera por cima (pilhas de empuxo) ou por baixo (intrusões, mudanças de fase). (c) Extensão, compressão e falhamento da litosfera. Fonte: Adaptado de Fowler (2004).

O foco desta seção será a bacia de flexão, todavia, a isostasia também exerce influência no desenvolvimento das bacias extensionais. Por exemplo, para explicar bacias sedimentares extensionais de margem continental, é necessário considerar os efeitos do estiramento da litosfera e, assim, permitir a ascensão de material astenosférico mais quente. O primeiro efeito desse estiramento é isostático: o material litosférico é substituído por material astenosférico e, dependendo das espessuras e densidades, a subsidência ou a elevação garante que o equilíbrio isostático seja restabelecido. O segundo efeito é térmico: a litosfera esticada e a astenosfera não estão em equilíbrio térmico. O resfriamento e, portanto, a contração lenta e posterior subsidência, ocorre até que um novo equilíbrio térmico seja finalmente alcançado (FOWLER, 2004).

Assim, as bacias sedimentares se desenvolvem como consequência direta do estiramento, resfriamento e subsidência da litosfera. Os modelos de alongamento também podem ser usados para explicar os depósitos sedimentares da margem continental formados durante o rifting continental e algumas bacias extensionais que se formaram quando a litosfera continental foi esticada, mas não se dividiu (FOWLER, 2004).

3.2.4.1 Bacias de flexão

A flexão da litosfera por uma carga na superfície produz uma bacia de *foreland* ou antepaís (Figura 11), por exemplo, a Bacia Alberta (Canadá) e a bacia Appalachiana (Estados Unidos). Se uma carga ou uma força de empuxo for colocada na litosfera, ocorre uma diminuição da mesma. Para estudar bacias desse tipo, a litosfera deve ser modelada como uma placa fina, elástica ou viscoelástica, e a deformação regional deve ser calculada. Além disso, a largura da bacia é uma função da espessura litosférica, uma determinada carga, uma litosfera espessa suporta uma bacia mais larga do que uma litosfera fina. Uma vez que, o equilíbrio isostático requer que a massa de material do manto deslocada abaixo da litosfera seja igual à massa da carga, uma bacia larga em uma litosfera espessa é mais rasa do que uma bacia estreita em uma litosfera fina (FOWLER, 2004).

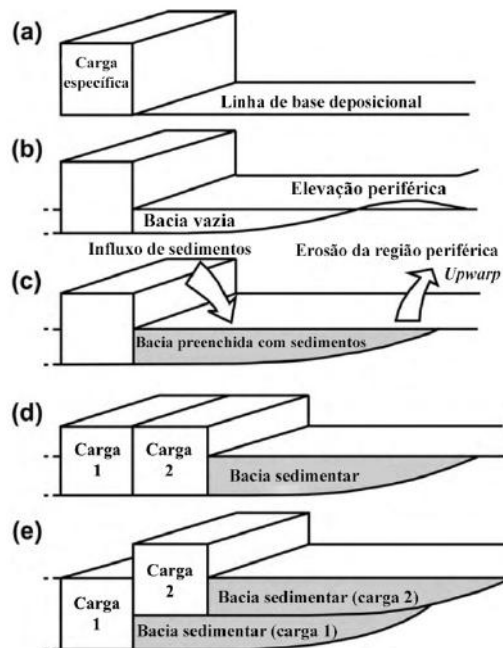


Figura 11 - Como uma carga na superfície da litosfera forma uma depressão, que, quando preenchida com sedimentos, torna-se uma bacia de *foreland*. (a) A carga é colocada. (d) A depressão é formada. (c) O sedimento preenche a depressão e a erosão elimina a protuberância. (d) Duas cargas são colocadas simultaneamente. (e) Duas cargas são colocadas sequencialmente, resultando em uma bacia diferente de (d). Fonte: Adaptado de Fowler (2004).

No caso de uma litosfera viscoelástica, a flexão inicial é a mesma de uma litosfera elástica, mas a litosfera relaxa com o tempo. Um material viscoelástico se comporta de forma elástica em uma escala de tempo curta e viscosa em uma escala de tempo longa. Isso significa que a bacia se torna mais profunda e estreita com o tempo, evoluindo para o equilíbrio isostático local. A taxa na qual esse relaxamento ocorre é caracterizada pelo tempo de relaxamento viscoelástico (FOWLER, 2004).

A figura 12 mostra uma seção transversal do modelo de flexão de melhor ajuste para a bacia de Alberta. Esta bacia canadense foi formada na placa norte-americana a leste das *Rocky Mountains* como consequência da falha de empurrão e posicionamento do oeste das *Rocky Mountains*. O empurrão nas *Rocky Mountains* começou no final do Jurássico (aproximadamente 140 Ma) e durou cerca de 100 Ma. De 35 Ma até o presente, a erosão maciça (e, portanto, a elevação isostática) ocorreu em toda a região representada pelo modelo da figura 12. Quase 10 km de material foram erodidos a partir do centro da falha de empurrão e cerca de 3 km de sua borda oeste. A maior parte da formação de Paskapoo (35 Ma, pontilhado denso) foi erodida e muitas das unidades mais antigas afloram longe das *Rocky Mountains*. (FOWLER, 2004).

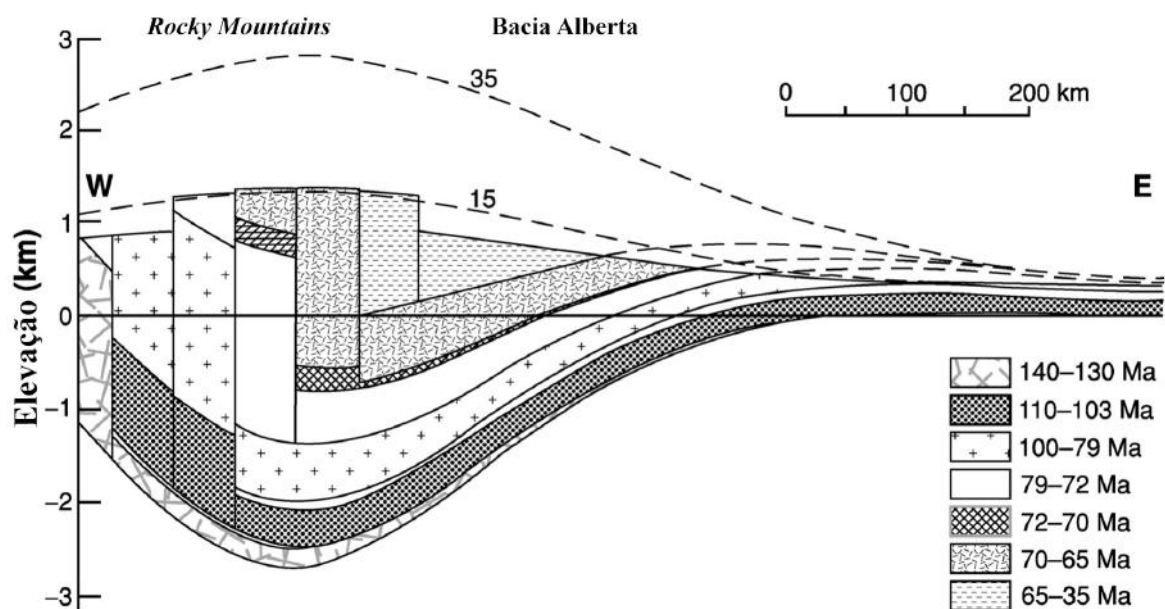


Figura 12 - Uma seção transversal de um modelo de carregamento para a bacia Alberta Foreland. As cargas verticais da coluna colocadas durante cada intervalo de tempo são sombreadas como os sedimentos que preencheram a depressão resultante. As linhas tracejadas indicam superfícies de sedimentos que foram erodidas desde então. Fonte: Adaptado de Fowler (2004).

Pelletier (2008) explora a interação entre isostasia flexural e sedimentação em uma bacia de *foreland* adjacente a um cinturão de empuxo migratório. De acordo com ele, as bacias de *foreland* fornecem um registro potencialmente útil da tectônica e erosão da faixa adjacente, além disso, são ambientes atraentes para estudar as ligações do clima, tectônica e erosão, porque os parâmetros tectônicos que controlam a geometria da bacia podem ser excepcionalmente bem limitados. Além disso, o perfil da bacia é altamente sensível ao aporte de sedimentos, sugere que os perfis das bacias podem fornecer restrições úteis no fornecimento de sedimentos a montante através de modelagem direta e comparação com perfis observados. Em segundo lugar, à medida que o suprimento de sedimentos diminui, a bacia sofre uma transição de bacias superlotadas para bacias subpreenchidas (fechadas) (PELLETIER, 2008).

Os valores de difusividade são controlados pelo comprimento da bacia a montante, precipitação e textura do sedimento (com bacias mais longas, maiores taxas de precipitação e texturas mais finas promovendo maiores valores de difusividade). Valores de baixa difusividade causam o preenchimento de sedimentos na frente de empuxo para produzir bacias íngremes e curtas. Surpreendentemente, difusividades mais altas (por exemplo, condições mais úmidas) promovem o fechamento da bacia se o suprimento de sedimentos for mantido constante. Assim, espera-se que condições mais úmidas resultem em bacias mais íngremes e mais cheias (PELLETIER, 2008).

No entanto, para entender a influência do clima na geometria da bacia, é preciso considerar os efeitos do clima no suprimento de sedimentos (ou seja, intemperismo) e nas taxas de transporte da bacia de forma independente. O maior suprimento de sedimentos coloca mais sedimentos totais na bacia e, portanto, promove bacias mais íngremes e mais cheias. Os valores de difusividade, por outro lado, controlam a uniformidade com que o sedimento se espalha pela bacia. Esses resultados enfatizam que a chave para entender a geometria da bacia não é simplesmente o suprimento de sedimentos para a bacia, mas a razão entre o suprimento de sedimentos e a capacidade de transporte (PELLETIER, 2008).

3.2.5 Rebote isostático

O rebote isostático refere-se à deformação da crosta (especificamente elevação) como resposta à remoção de uma carga (como uma grande geleira) da litosfera (COOPER *et al.*, 2018). De acordo com Watts (2001) o tempo que leva para a litosfera responder às mudanças de carga depende, por exemplo, da rapidez com que os materiais da astenosfera podem fluir de volta da região descarregada para a região carregada. E estudos da taxa de deformação após a aplicação ou remoção de uma carga, mostram que a taxa de deformação depende tanto da rigidez de flexão da litosfera quanto da viscosidade do manto (FOWLER, 2004).

O modelo de flexão prevê que, uma vez que uma carga é removida, a região que foi pressionada pela carga aumentaria, enquanto a região que foi levantada afundaria. A figura 13 ilustra a deformação e o rebote que ocorrem quando a litosfera é carregada primeiro e depois descarregada.

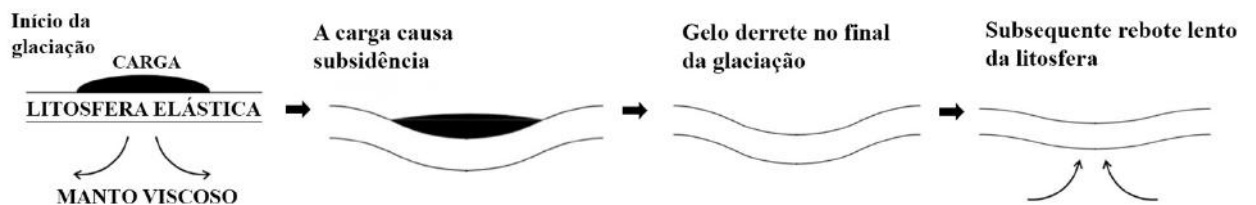


Figura 13 – Ilustração da deformação e elevação que ocorrem como resultado do carregamento e descarregamento de uma placa litosférica elástica sobrejacente a um manto viscoso. Fonte: Adaptado de Fowler (2004, p. 224).

3.2.6 Considerações sobre a medição do equilíbrio isostático

As medições de gravidade são usadas para determinar se uma área está em equilíbrio isostático. Se uma região está em equilíbrio isostático, não deve haver excesso ou falta de massa acima da profundidade de compensação e, portanto, quase nenhuma anomalia de gravidade. No entanto, antes que qualquer medição de gravidade possa ser usada, algumas correções precisam ser realizadas (FOWLER, 2004).

A primeira é que deve-se levar em conta o fato de que a Terra não é uma esfera perfeita, mas sim achatada nos polos e, além disso, que está girando. Para isso utiliza-se a correção de Bouguer, que permite a atração gravitacional das rochas entre o ponto de medição e o nível do mar, assumindo que essas rochas são de extensão horizontal infinita. A segunda correção que deve ser feita em qualquer medição de gravidade permite o fato de que o ponto em que a medição foi feita foi a uma elevação h e não ao nível do mar no esferóide. Essa correção, conhecida como correção de ar livre, que permite desvios da superfície de um plano horizontal infinito, podendo ser calculada graficamente usando um conjunto de modelos e um mapa topográfico. A correção do terreno é pequena e, exceto para áreas de terreno montanhoso, muitas vezes pode ser ignorada nos estudos crustais (FOWLER, 2004).

Segundo Fowler (2004), a maneira mais simples de determinar se uma estrutura de grande escala, como uma cadeia montanhosa ou uma grande bacia sedimentar, está em equilíbrio isostático é, portanto, usando a anomalia do ar livre. Se uma estrutura ou região é totalmente compensada, a anomalia de ar livre é muito pequena longe das bordas da estrutura, desde que a estrutura seja pelo menos cerca de dez vezes maior que a profundidade de compensação. Se a estrutura é apenas parcialmente compensada, ou não compensada, então a anomalia de ar livre é positiva, dependendo da estrutura e do grau de compensação. Para uma estrutura total ou parcialmente compensada a anomalia Bouguer é negativa, enquanto que para uma estrutura não compensada a anomalia Bouguer é zero. As anomalias de ar livre são anomalias quase isostáticas. Eles não implicam em nenhum mecanismo específico de compensação, mas são pequenos se a compensação for completa.

Outra forma de determinar se uma estrutura ou região está em equilíbrio isostático é propor uma série de modelos de densidade e então calcular a anomalia Bouguer que cada um daria. A anomalia isostática para a região é então a anomalia de Bouguer real menos a anomalia de Bouguer calculada para o modelo de densidade proposto. Assim, cada modelo de densidade para a região possui uma anomalia isostática diferente (FOWLER, 2004).

3.2.7 *Investigações atuais a respeito das relações entre isostasia e sismicidade*

A avaliação do estado isostático da litosfera, muitas vezes está relacionada à sismicidade (por exemplo, ASSUMPÇÃO e SACEK, 2013; SOBIESIAK *et al.*, 2007). Porque caso as variações laterais de densidade não forem compensadas isostaticamente, grandes tensões de flexão aparecem na crosta superior (ASSUMPÇÃO e SACEK, 2013).

Calais *et al.* (2010) por exemplo, mostraram que o início da atividade de falhas, coincidente com o final do Último Máximo Glacial, e a concentração de grandes terremotos na Zona Sísmica de *New Madrid*, na parte central dos Estados Unidos, desde então, resulta de mudanças de estresse causadas pela flexão ascendente da litosfera associada à incisão do rio no norte do Mississippi no final do Pleistoceno. Sendo controlada pela água derretida durante a transição de condições glaciais para interglaciais, que removeu cerca de 6 m de sedimentos em uma área de 60 km de largura entre cerca de 16 e 12 ka, seguido pela remoção de outros 6 m sobre uma área de 30 km de largura entre cerca de 12 e 10 ka. Concluindo que, pequenas mudanças de tensão da flexão induzida pela erosão, causadas pelo descarregamento na incisão do rio do Pleistoceno tardio, de apenas alguns metros, podem ser suficientes para contribuir significativamente para a sismicidade em áreas criticamente estressadas, reativando as falhas existentes do antigo sistema de rifte *Reelfoot*.

Mas há algumas décadas, supõe-se que exista uma relação entre a sismicidade e as feições geológicas e geofísicas, causadas pela atividade tectônica atual, e a variação do equilíbrio isostático (ARTEMJEV, 1966; ARTEMJEV e ARTYUSHKOV, 1967 *apud* ARTEMJEV *et al.*, 1972). Artemjev *et al.* (1972) afirmaram ser possível estimar as tensões que surgem na litosfera como resultado de distúrbios isostáticos e, que as anomalias isostáticas poderiam ser causadas por uma carga normal externa na superfície superior da camada crustal. Na conclusão de seu estudo, declararam que os estudos de sismicidade deveriam considerar anomalias isostáticas.

Mais recentemente, Segev *et al.* (2006) publicaram um estudo abrangente sobre este tópico para a margem continental do Levante e a área do sudeste do Mediterrâneo. E através de simulações, do carregamento e descarregamento sedimentar, utilizando o modelo de isostasia flexural, verificaram que as anomalias isostáticas encontradas, poderiam explicar a rápida subsidência na Bacia do Levante e o arqueamento no centro de Israel, norte do Sinai e Egito desde o Plioceno até os dias atuais.

Kaban *et al.* (2018) descreveram a correlação entre as variações nas anomalias isostáticas e a sismicidade, na litosfera do Egito. Além disso, observaram que as anomalias isostáticas de alta amplitude e localizadas, geralmente, correspondem a áreas com alta atividade sísmica, e tal tendência é especialmente visível no Sinai, que é delimitado por fortes anomalias isostáticas lineares com um aumento correspondente na atividade sísmica. Menos pronunciada, mas ainda visível, esta relação estende-se a oeste, incluindo o Vale do Nilo e o Deserto Ocidental, e ao norte do Mar Vermelho.

E as observações se estendem para América do Sul. Assumpção e Sacek (2013) apresentaram a distribuição espacial da sismicidade na parte central do Brasil e mostraram que as tensões de flexão são um fator importante para explicar várias zonas sísmicas na porção central placa Sulamericana (Figura 14). E apontaram a zona sísmica Goiás-Tocantins no centro do Brasil como um excelente exemplo da importância da deformação flexural como fonte de tensões tectônicas. Mais recentemente, após a ocorrência de um terremoto, no estuário do Rio da Prata, na área da bacia do Salado alertar a população da cidade de Buenos Aires, Godoy *et al.* (2020) identificaram que a origem dos sismos estava, principalmente, relacionada a um reajuste isostático regional da bacia do Salado, e sugeriram que a bacia precisa afundar mais 2,1km para atingir o equilíbrio isostático.

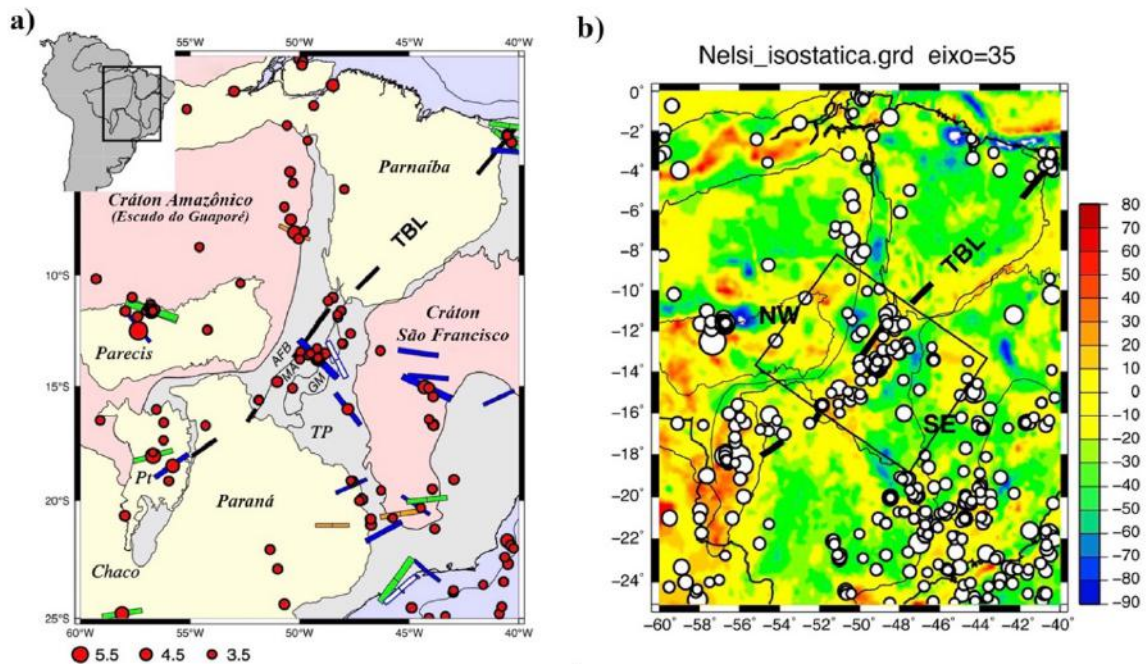


Figura 14 – a) Principais províncias geológicas, sismicidade (círculos vermelhos) e tensões. b) Anomalias gravitacionais isostáticas (escala de cores em mGal) e sismicidade, os epicentros (círculos brancos, catálogo brasileiro) têm magnitudes $\geq 3,0$. O retângulo é a área usada para projetar os epicentros na direção NW-SE e as linhas sólidas são limites geológicas, como em a). Fonte: Adaptado de Assumpção e Sacek (2013).

3.3 Sismicidade

- Terremoto (ou sismo): é a liberação repentina de energia na crosta terrestre ou manto superior, e essa liberação de energia pode ser causada por movimentação tectônica, vulcanismo ou sismos induzidos, de origem natural como ondas do mar, chuvas, ventos e atividade humana, como construção de reservatórios hidrelétricos, escavação de minas subterrâneas (GARCIA *et al.*, 2019). Entre outras fontes, que produzem deformação da superfície da Terra que não geram ondas sísmicas, mas são observáveis com instrumentos geodésicos sensíveis que medem diretamente a deformação crustal. Algumas fontes “silenciosas”, precursoras de terremotos, são mudanças no nível do mar e tensão (MCCAFFREY, 2021; NAGAO *et al.*, 2021).

Alguns exemplos de terremotos relacionados a deformação crustal, interessantes de serem mencionados devido ao conteúdo da presente revisão são:

- Terremotos induzidos pelas atividades humanas: modificam o estresse em profundidades rasas na Terra, e tendem a ser de risco significativo porque são muito rasos e próximos a infraestruturas, exemplos de tais atividades são mineração, perfuração e represamento de água atrás de barragens (MCCAFFREY, 2021). As perturbações antropogênicas de tensão/resistência da rocha encontram falhas pré-existentes e pré-carregadas e empurram essas falhas. Nesses casos, a atividade humana responde por apenas uma pequena fração da energia associada aos terremotos, enquanto a carga tectônica tem o papel principal (LASOCKI; ORLECKA-SIKORA, 2021).

As perturbações de estresse introduzidas pela exploração de georecursos raramente são capazes de produzir grandes terremotos. A maioria dos eventos sísmicos devastadores ligados a atividades tecnológicas são desencadeados. Como a carga tectônica de falhas preexistentes aumenta com o tempo, a falha empurrada para a ruptura por uma atividade tecnológica teria se rompido ao longo do tempo apenas pelo aumento da carga tectônica, o que teria ocorrido quando o aumento da tensão de cisalhamento no plano da falha igualasse a tensão de atrito. Além disso, se o desencadeamento do terremoto é o resultado de um aumento da pressão dos poros que enfraquece a falha (LASOCKI; ORLECKA-SIKORA, 2021).

Em resumo, a maioria dos eventos sísmicos induzidos são fracos. No entanto, o perigo representado pela sismicidade antropogênica pode ser significativo. Em particular, quando perturbações no maciço rochoso causadas pela exploração de georecursos, por exemplo, os listados na figura 15, encontram falhas tectônicas pré-carregadas, os eventos sísmicos desencadeados podem causar perda material, lesões e até fatalidades (MCCAFFREY, 2021).

- Relaxamento do manto: pós grandes terremotos, a redistribuição do estresse na crosta e no manto pode fazer com que o manto flua de maneira viscosa, produzindo uma deformação de longo período da crosta acima (MCCAFFREY, 2021).



Figura 15 - Atividades de exploração de georecursos que induzem a sismicidade. Fonte: Adaptado de Lasocki e Orlecka-Sikora (2021, p. 8).

De acordo com McCaffrey (2021) um dos desafios atuais é unir os vários processos de deformação que foram observados ao longo do ciclo em uma teoria abrangente de terremotos, e entender as observações que são feitas em termos de risco futuro de terremoto. Alegando que, por exemplo, embora possam medir muito bem a carga de corrente de falhas por sua deformação elástica próxima à falha, não sabem o que isso significa para a distribuição de escorregamento em eventos futuros.

- Sismicidade: medida que abrange ocorrências, mecanismos e magnitude de terremotos em uma determinada localização geográfica. E a atividade sísmica está relacionada com as características geológicas e a distribuição espacial e temporal de um determinado local (GARCIA *et al.*, 2019).

- Sismologia ambiental: novo campo da sismologia que investiga fenômenos na interface da Terra sólida e fluida, e permite fornecer alguns elementos-chave sobre a mudança global. Por exemplo, o número crescente de terremotos glaciais nos permite quantificar a perda de gelo e compreender a dinâmica das geleiras (MONTAGNER *et al.*, 2021).

O monitoramento contínuo de parâmetros físicos de deslizamentos de terra e a análise de ciclones tropicais por meio de microssismos podem fornecer novos insights sobre temperatura, hidrologia e processos de subsuperfície rasa e zona crítica (fina camada externa da superfície da Terra). Como esses sinais sísmicos são registrados continuamente, sua análise em termos de processos físicos envolvidos, permite relacionar as características dos eventos naturais a forças externas, como atividades meteorológicas (STOPA *et al.* 2019 *apud* MONTAGNER *et al.*, 2021), climáticas, vulcânicas ou sísmicas (por exemplo, DURAND *et al.* 2018 *apud* MONTAGNER *et al.*, 2021). Isso é particularmente importante hoje em dia, pois as mudanças climáticas aumentam fortemente os riscos associados a deslizamentos de terra e perda de massa de gelo de geleiras em regiões montanhosas, polares e costeiras (MONTAGNER *et al.*, 2021).

- Sismologia antrópica: campo da sismologia que utiliza ondas sísmicas para investigação de fenômenos induzidos pela atividade antrópica (explosões nucleares, eventos sísmicos desencadeados na indústria, minas, reservatórios de petróleo, pedreiras, tráfego, entre outros).

- Sismicidade intraplaca: refere-se a terremotos que ocorrem em falhas diferentes daquelas que formam os limites entre as placas tectônicas da Terra. Englobando uma ampla variedade de fenômenos sismogênicos; essencialmente todos os terremotos que ocorrem em falhas diferentes daquelas que formam os limites entre as placas tectônicas da Terra. E os locais de ocorrência de terremotos intraplaca variam de amplas zonas de deformação que circundam alguns limites de placas a áreas que se encontram dentro dos núcleos dos continentes. Além disso, embora menos frequentes do que os terremotos nos limites das placas, a sismicidade intraplaca é muito perigosa porque a população e a infraestrutura em risco estão menos preparadas do que em áreas mais sismicamente ativas (BODIN, 2021).

- Risco sísmico: probabilidade de consequências prejudiciais, ou perda de vidas ou ferimentos, danos materiais, perturbações sociais e econômicas ou degradação ambiental, resultantes de interações entre perigos sísmicos e condições vulneráveis (Figura 16) (KIJKO, 2021).

- Perigo sísmico: evento físico potencialmente prejudicial ou um fenômeno induzido associado a um terremoto (por exemplo, movimento do solo, ruptura do solo, liquefação e tsunamis) e seus efeitos sobre a terra, estruturas feitas pelo homem e sistemas socioeconômicos que têm o potencial de produzir uma perda. Podendo causar perda de vidas ou ferimentos, danos à propriedade, perturbação social, econômica ou degradação ambiental. (KIJKO, 2021).

Os perigos sísmicos podem ser únicos, sequenciais ou combinados em sua origem e efeitos. Cada perigo é caracterizado por sua localização, intensidade, frequência e probabilidade. Por conta disto, estimar o movimento do solo que pode ocorrer em um local específico é crucial no projeto de estruturas vitais, como usinas nucleares, pontes e barragens, e estruturas comuns, como casas e prédios comerciais (KIJKO, 2021).

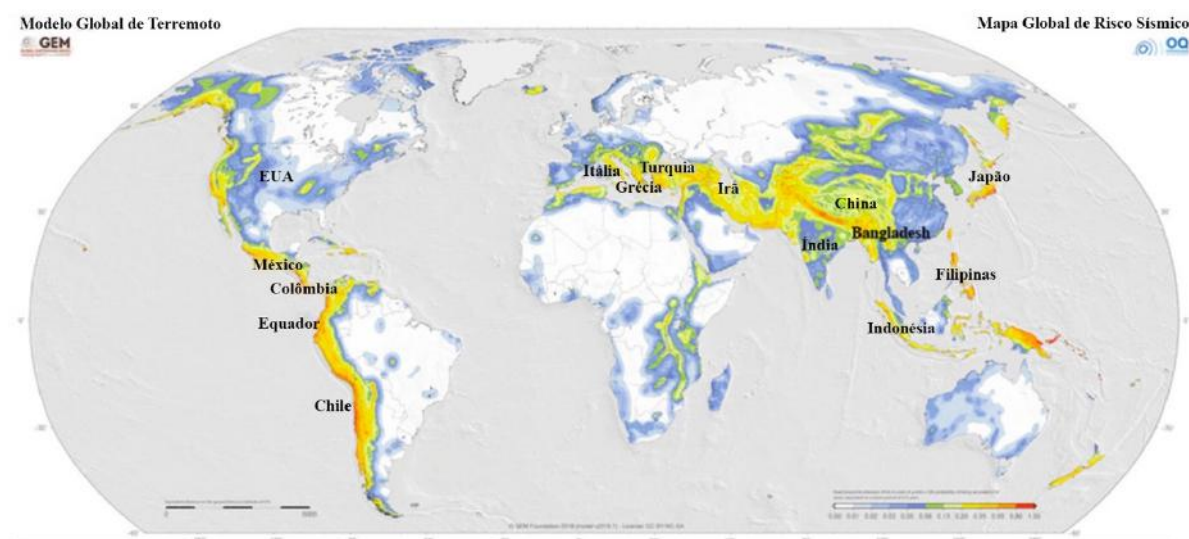


Figura 16 - Mapa de risco sísmico do mundo. Fonte: Adaptado de Kijko (2021, p. 1400).

4 Isostasia Flexural e a Evolução da Paisagem

A isostasia flexural é um fenômeno que tem desempenhado um importante papel na evolução das características da superfície da Terra. A deformação causada pela flexão litosférica, contribui diretamente para a estrutura crustal, o histórico de subsidência e soerguimento e a anomalia gravitacional em diversas feições geológicas, sendo capaz de modificar a paisagem (Figura 17) (PELLETIER, 2008; WATTS, 2021).

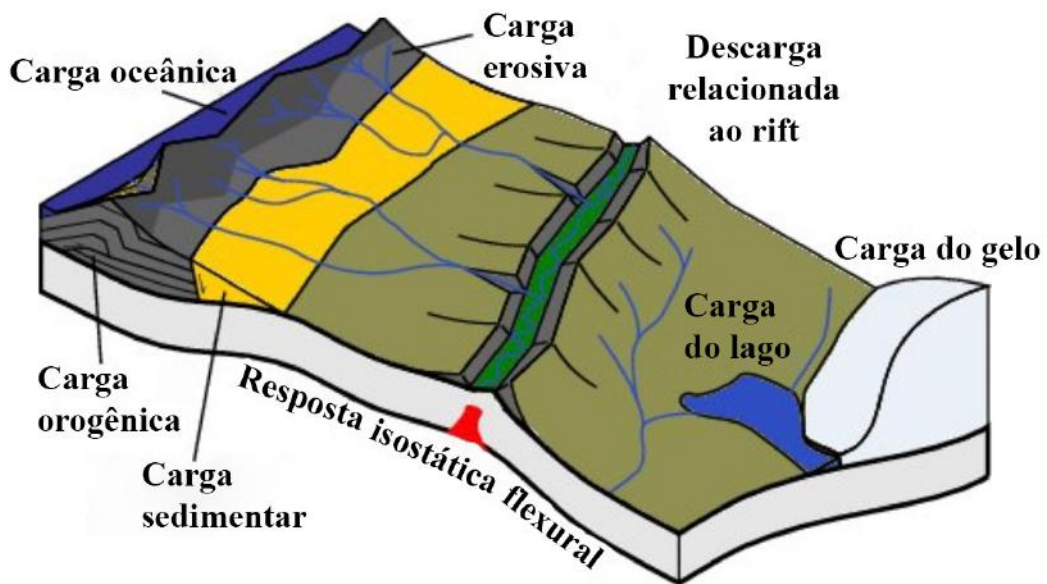


Figura 17 - Ilustração de como a isostasia flexural pode ser produzida em resposta a uma série de cargas geológicas. Fonte: Adaptado de Wickert (2016).

Como a flexão envolve soerguimento e subsidência de rochas, é capaz de modificar a paisagem, principalmente os pontos de confluência dos rios, níveis de base e bacias de drenagem pré-existentes (WATTS, 2021). O aumento da elevação, em relação ao nível de base regional, devido a reposta isostática aumenta os gradientes do canal do rio e, portanto, aumenta as taxas de erosão por incisão fluvial e transporte. Além disso, a topografia em quase qualquer escala de comprimento tende a aumentar a precipitação orograficamente localizada. Isso, por sua vez, dá origem ao aumento da vazão do rio e da incisão. À medida em que os canais dos rios definem o nível de base local para os processos das encostas, a incisão aprimorada do canal leva ao aumento da falha da encosta e do fornecimento de sedimentos aos canais (WILLETT *et al.*, 2006).

A figura 18 ilustra o ajuste isostático que ocorreria após a incisão e escavação fluvial de uma região de sedimentos de densidade relativamente baixa com 150 m de profundidade e 60 km de largura. O modelo assume que a litosfera responde às cargas (e descargas) inicialmente como uma placa elástica espessa ($T_e = 80$ km), depois como um material viscoso e finalmente como uma placa fina, essencialmente elástica. ($T_e = 10$ km). A linha vermelha sólida e grossa mostra a topografia final após ter sido modificada pela difusão do talude (WATTS, 2021).

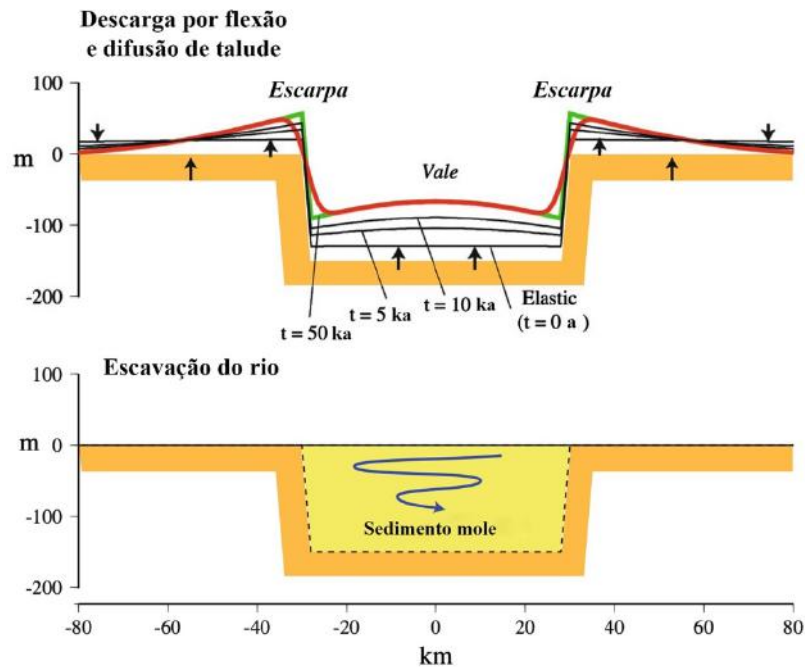


Figura 18 - Modelo simples para flexão da litosfera devido à incisão e escavação do rio. Fonte: Adaptado de Watts (2021, p. 842).

Incisão e escavação, juntamente com preenchimento, são características comuns da resposta fluvial aos ciclos glaciais e interglaciais. A isostasia terá, portanto, um papel importante a desempenhar nas deformações resultantes. Por exemplo, a incisão devido a rios carregados com a água, que antes era parte de uma geleira que derreteu, é uma característica de períodos glaciais quando o nível do mar estava baixo, enquanto o preenchimento de vales e a construção de deltas são características de interglaciais quando o nível do mar estava alto (WATTS, 2021).

Além disso, à medida que a erosão e a deposição alteram a carga topográfica, a isostasia flexural causa respostas de elevação e subsidência que variam em função da escala espacial e da rigidez litosférica, por exemplo, nos Alpes e no Himalaia, estima-se que a perda de massa em vales fluviais e glaciais profundos seja responsável por até 25% da elevação das montanhas mais altas (HAY *et al.*, 2002; MONTGOMERY, 1994 *apud* DECONTO, 2009). O rebote isostático em resposta à erosão substitui aproximadamente 80% da massa rochosa erodida, a

erosão deve remover toda a rocha que compõe a carga topográfica e a raiz crustal abaixo dela para erodir a montanha até o nível do mar. E dada a praticamente constante erosão nos cinturões de montanhas, é razoável supor que a isostasia de flexão desempenha um papel fundamental em quase todos os exemplos de evolução de relevo em grande escala (PELLETIER, 2008).

A topografia das montanhas, por exemplo, encontra-se na interface entre a litosfera e a hidrosfera/biosfera, e sua evolução a longo prazo resulta da interação entre mecanismos de condução internos e externos. O forçamento interno envolve o espessamento crustal e processos mais profundos, como descolamento do manto litosférico ou o fluxo do manto sublitosférico. O forçamento externo é caracterizado principalmente pelo clima, cuja variabilidade controla a erosão e o derretimento das calotas polares e geleiras, bem como a evolução da biota e as mudanças no nível de base, que operam para redistribuir material pela superfície da Terra (Figura 19). Os principais componentes deste sistema são os processos de superfície, que são centrais na regulação das interações entre os controles internos e externos (CHAMPAGNAC *et al.*, 2014 *apud* VALLA *et al.*, 2021; WATTS, 2021).

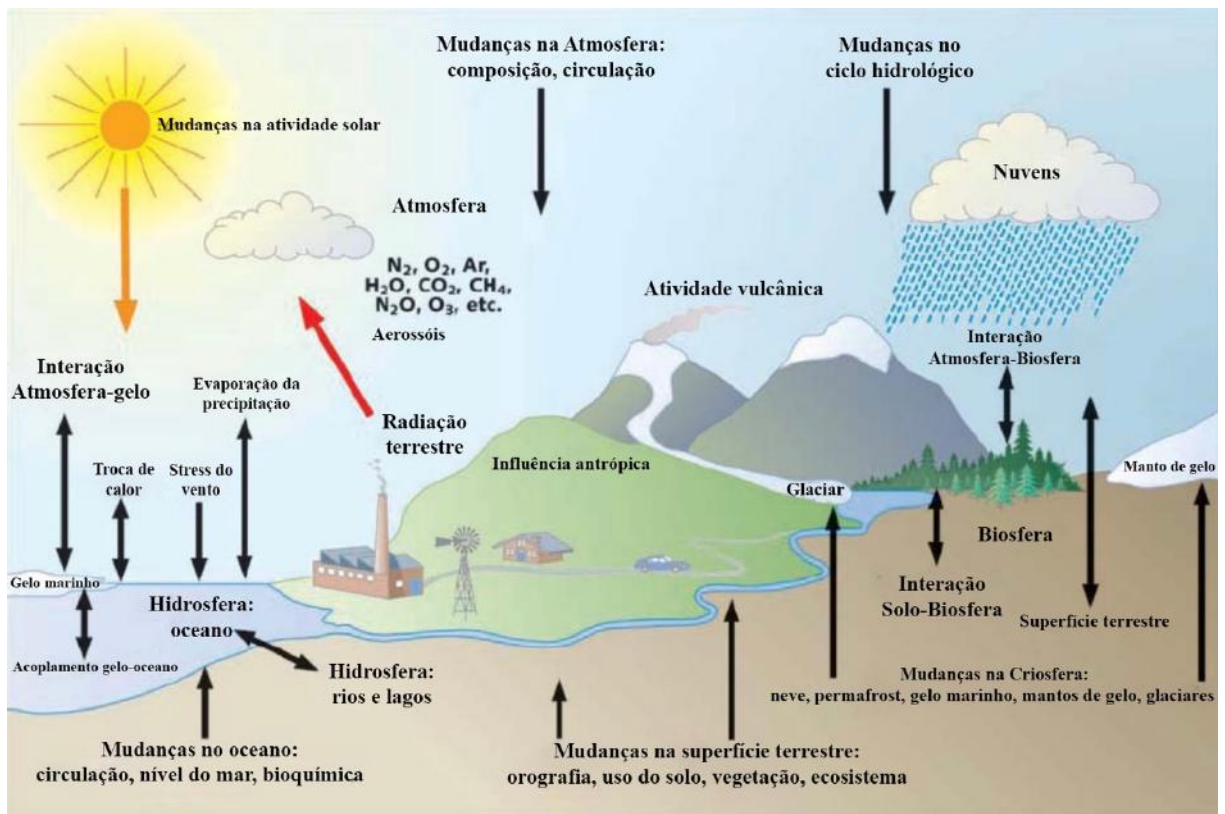


Figura 19 - Componentes do sistema climático, seus processos e interações. Fonte: Adaptado de Le Treut *et al.* (2007).

Os processos de superfície, constituem os grandes ciclos da geologia, como o aumento

e a diminuição das camadas de gelo, o crescimento e o declínio dos vulcões e a sedimentação e a erosão (Figura 20), atuam no espaço e no tempo diretamente na litosfera (por exemplo, redistribuição de massa afetando o campo de estresse crustal e estrutura térmica) e a hidrosfera/biosfera (por exemplo, erosão modulando o intemperismo das rochas e o soterramento de carbono). E cada processo é potencialmente uma força perturbadora que pode agir para retardar ou mesmo impedir que o equilíbrio isostático seja alcançado (WATTS, 2021). Além disso, eles moldam a topografia e o relevo da montanha, com respostas indiretas sobre a tectônica (efeitos topográficos no estresse litosférico e estado térmico) e clima (precipitação orográfica e circulação atmosférica em grande escala controlada pela topografia da montanha) (VALLA *et al.*, 2021).

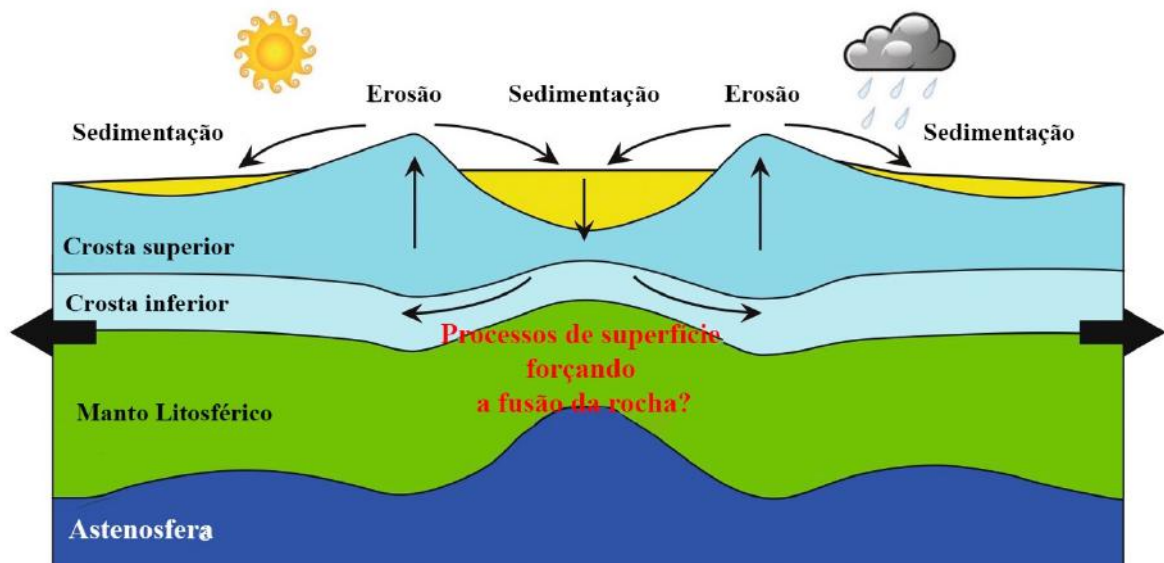


Figura 20 - Representação esquemática da inter-relação entre processos de superfície e deformação litosférica em uma configuração extensional. Sedimentos derivados da erosão dos ombros do rifte carregam as bacias do rifte. A crosta superior rígida e a litosfera do manto litosférico flexionam e enfraquecem, enquanto o material mais dúctil da crosta inferior flui do centro da fenda para fora, facilitando o soerguimento e a erosão dos ombros da fenda. Fonte: Adaptado de Sternai (2020)

E de acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2022), a evidência científica para o aquecimento do sistema climático é inequívoca. Mudanças no sistema climático físico, principalmente eventos extremos mais intensos, afetam negativamente os sistemas naturais e humanos em todo o mundo. Nas últimas décadas, pesquisadores identificaram um número crescente de desastres naturais relacionados ao clima, como secas, inundações, ondas de calor, tempestades, incêndios florestais, deslizamentos de terra e epidemias.

Como resultado do aquecimento global, o ciclo hidrológico da Terra mudou, pois, o ar

mais quente retém mais umidade do que o ar mais frio, por exemplo, Trenberth *et al.* (2004) indicaram que as secas estão se tornando mais extensas devido ao aumento da evapotranspiração associado ao calor extra adicionado ao sistema climático. Temperaturas extremas (como ondas de calor) e chuvas fortes também se tornaram mais frequentes, mais intensas e mais prolongadas à medida que as temperaturas aumentam, aumentando também a incidência de inundações (HUANG *et al.*, 2018), além de uma aceleração do derretimento das geleiras (BALDWIN *et al.*, 2019).

O aquecimento global está associado a períodos de seca e precipitação intensa. E as taxas de erosão química e física são, em última análise, controladas pelos efeitos combinados do relevo da superfície e parâmetros climáticos, como sazonalidade, precipitação e glaciação (DECONTO, 2009). Consequentemente, a erosão e a remoção de massa dos vales das montanhas podem elevar os picos circundantes através da isostasia (MOLNAR e ENGLAND, 1990), fazendo com que cordilheiras inteiras subam e desçam na escala de dezenas de milímetros (ARGUS *et al.*, 2017). Contribuindo também para os aumentos observados na entrega de sedimentos às bacias e margens continentais, que podem ser atribuídos às mudanças climáticas, elevação ou ambos (DECONTO, 2009).

Há ao menos algumas décadas, Barrell (1914 e 1915 *apud* Watts, 2001), utilizou o registro de um deslocamento de cargas que ocorreu devido às mudanças climáticas, como evidência geológica para testar o grau em que a crosta resiste a tensões verticais. Desde então, diversos pesquisadores têm estudado e identificado processos que geram uma variação de carga na litosfera e, consequentemente, alterar o equilíbrio isostático. Dito isto, ao longo deste capítulo, os processos já identificados que possuem interações diretas e indiretas com o clima, serão abordados, afim de compreender melhor ou verificar as possíveis implicações que as mudanças climáticas teriam em relação a isostasia e o seu papel na evolução da paisagem.

4.1 Evidências de respostas isostáticas a processos geológicos e tectogênicos

Dentre alguns processos que resultam em uma variação de carga na litosfera e, conseqüentemente, à medida que a crosta se recupera isostaticamente, podem resultar em uma deformação crustal, atividade sísmica ou vulcanismo, exploraremos aqui os causados pelo recuo e avanço de geleiras, erosão, deslizamentos e reservatórios de carga (Figura 21).

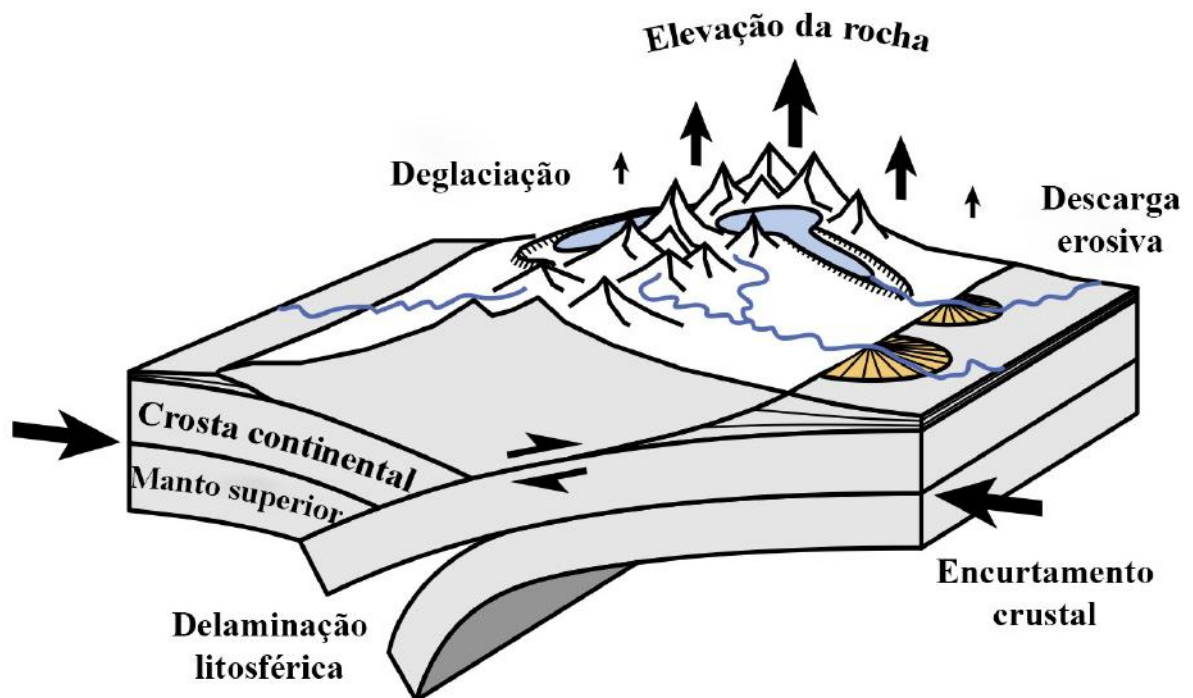


Figura 21 - Processos que contribuem para o levantamento de rochas em um orógeno de contração. Os componentes individuais são interdependentes e sua contribuição relativa para o levantamento de rochas muda ao longo do tempo. Polígonos azuis e laranjas indicam geleiras e leques aluviais, respectivamente. Fonte: Adaptado de Mey *et al.* (2016).

4.1.1 Rebote glacio-isostático

Conhecido também como Ajuste Glacio-Isostático e, em inglês, como *Glacial Isostatic Adjustment* (GIA). O Rebote Glacio-Isostático é o nome dado ao processo de relaxamento viscoelástico contínuo em resposta a redistribuição de (especificamente) gelo (glacio-isostasia) e água (hidro-isostasia) na superfície da Terra. Regiões localizadas dentro e fora dos antigos centros de gelo ainda estão respondendo ao degelo de muitos dos complexos de gelo do hemisfério norte que foram concluídos há vários milhares de anos (WAKE *et al.*, 2016).

Durante a glaciação, a parte superior da crosta está sob compressão, a carga glacial gera uma flexão elástica na litosfera, produzindo uma depressão curva central abaixo do centro da massa do manto de gelo e deslocamento para baixo da crosta, obedecendo modelo de isostasia flexural (Figura 22). Essa flexão é acomodada pela contração da crosta superior e pela extensão da crosta inferior, à medida que o material do manto mais profundo flui radialmente para fora a partir do local da carga máxima de gelo (MCGINNIS, 1968; TURCOTTE; SCHUBERT, 2002 *apud* WILSON; RUSSEL, 2020).

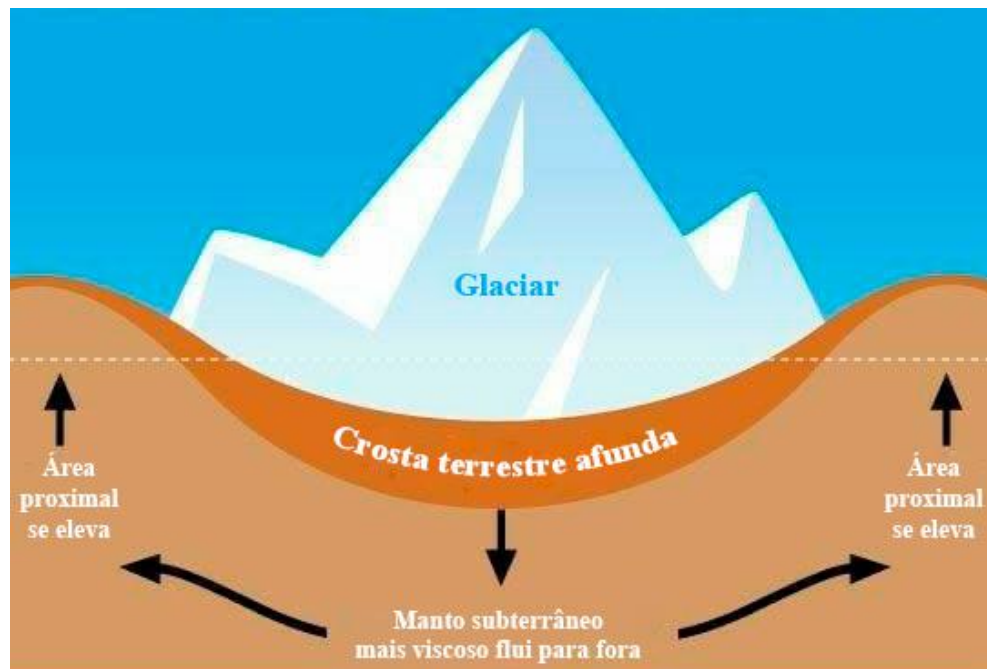


Figura 22 - Ilustração do comportamento das camadas externas da Terra durante o estágio de carregamento glacial. Fonte: Adaptado de Matheny (2018).

Por outro lado, durante o período interglacial, ocorre o declínio glacial, e a parte superior da crosta está sob extensão, um fenômeno geológico que é evidenciado por falhas normais e sismicidade extensional abaixo das regiões onde os mantos de gelos estavam anteriormente localizados (LUND e NÄSLUND, 2009; STEIN *et al.*, 1979 *apud* WILSON e RUSSEL, 2020). As camadas de gelo derretem, o peso do gelo é removido, e o descarregamento facilita o rebote elástico da crosta (ou seja, que a crosta retorne elasticamente ao seu estado anterior, Figura 23) (JAMES *et al.*, 2000). As tensões crustais induzidas pela glaciação operam em escalas de tempo curtas em comparação com o tectonismo. Assim, tensões induzidas por glaciares podem sobrepor o campo de tensão tectônica ambiente e influenciar a crosta de forma independente (STEWART *et al.*, 2000 *apud* WILSON e RUSSEL, 2020).



Figura 23 - Ilustração do comportamento das camadas externas da Terra durante o estágio de descarregamento glacial. Fonte: Adaptado de Matheny (2018).

4.1.1.1 Rebote glacio-isostático (GIA) e o nível relativo do mar (RSL)

O ajuste isostático glacial (GIA) é o processo chave que controla o nível relativo do mar (RSL) e a paleo-topografia. Os movimentos verticais da superfície sólida são impulsionados pelo ajuste isostático que resulta da lenta resposta viscoelástica da Terra ao derretimento das cargas de gelo e à adição contemporânea de água derretida no oceano. Como resultado, contribui para os movimentos verticais da superfície sólida em escala global (Figura 24). Além disso, variações na distribuição das cargas superficiais, tanto na criosfera quanto na hidrosfera, induzem uma redistribuição interior de massa que, por sua vez, afeta a superfície equipotencial do campo de gravidade terrestre (geóide) e, portanto, modifica o nível do mar (STOCCHI, 2007).

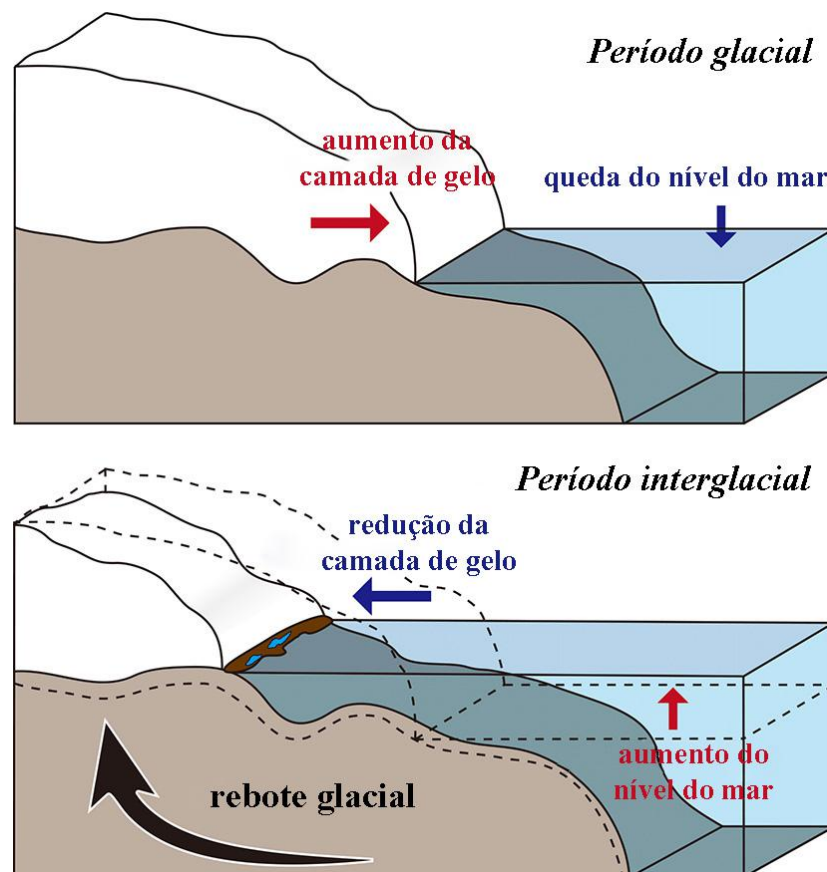


Figura 24 - Representação esquemática do Ajuste Isostático Glacial (GIA). Relações entre manto de gelo, oceano e continente durante períodos glaciais e interglaciais. As linhas pontilhadas e sólidas correspondem à geomorfologia e ao nível do mar antes e depois do derretimento do manto de gelo da Antártida, respectivamente. Fonte: Adaptado de Suganuma *et al.* (2020).

4.1.1.2 Contexto histórico

Durante os últimos 2-3 Ma (milhões de anos atrás), grande parte do hemisfério norte foi coberto por gelo. O último grande avanço da camada de gelo na América do Norte e Fennoscandia, o evento de Wisconsin, ocorreu cerca de 20-25 mil anos atrás. A carga de gelo teve um efeito profundo na crosta e no manto subjacentes. As regiões que foram carregadas estavam sujeitas a subsidência, enquanto as regiões de flanco experimentaram elevação (WATTS, 2001).

Por volta de 16 mil anos, as temperaturas globais aumentaram o suficiente para que as camadas de gelo começassem a derreter e começassem a recuar em direção aos polos. O recuo resultou em uma grande mudança no centro de massa da carga de gelo que, por sua vez, teve um efeito profundo na crosta e no manto subjacentes. De um modo geral, as regiões que antes eram deprimidas pela carga de gelo começaram a subir, enquanto as regiões que antes eram erguidas começaram a diminuir (WATTS, 2001). Além disso, nos últimos 125 mil anos, o nível relativo do mar experimentou inicialmente uma queda de cerca de 130 m e em seguida, um aumento subsequente ao nível atual como consequência do acúmulo e derretimento do gelo continental (STOCCHI, 2007).

Desde então, pesquisadores tentam compreender a natureza de todas essas mudanças por meio do registro geológico. Eduard Suess (1906 *apud* Stocchi, 2007) foi o primeiro a introduzir a ideia de um nível do mar global, através do conceito de mudanças “eustáticas” no nível do mar, ou seja, como os oceanos estão interligados, os deslocamentos verticais da superfície oceânica seguiriam um padrão uniforme em todo o mundo (Figura 25) (STOCCHI, 2007).

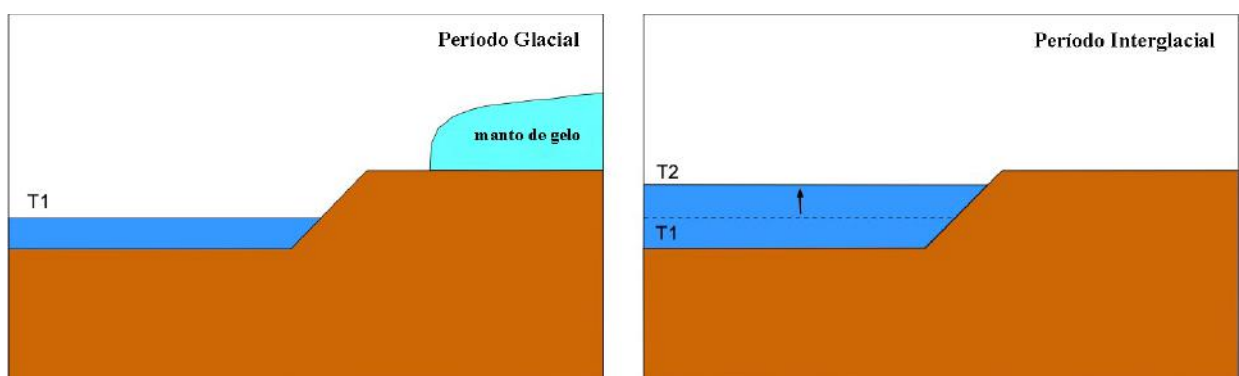


Figura 25 - Glacio-eustasia. No momento inicial T1, que se refere ao Último Máximo Glacial (quadro esquerdo), o nível do mar está em nível baixo. Após o término do derretimento (T2, quadro direito) o novo nível do mar atinge um nível máximo. Fonte: Adaptado de Stocchi (2007).

Apesar da importância do conceito da glacio-eustasia nas pesquisas do nível do mar, as evidências observadas das variações do nível do mar relativo do Holoceno (VRNM) coletadas ao redor do mundo durante o século XX indicaram uma forte influência de fatores de escala local a regional. E a variação global do nível do mar pós-glacial não pode ser explicada por uma única curva do nível do mar, conforme declarado por Suess (STOCCHI, 2007).

Durante as primeiras décadas do século XX, Daly (1920, 1940 e 1943 *apud* Stocchi, 2007) destacou a importância dos efeitos glacio-isostáticos que acompanham a última fase de deglaciação, com movimentos de soerguimento em áreas de derretimento de gelo e movimentos de subsidência em um amplo cinturão periférico. Logo ficou claro que, durante a última glaciação, as enormes camadas de gelo deformaram isostaticamente a superfície da Terra como consequência de sua carga. Enquanto as regiões cobertas pelas calotas polares foram deprimidas abaixo do nível anterior à glaciação, as regiões periféricas circundantes foram soerguidas. Após a fase de derretimento do gelo, as regiões deprimidas começaram a reerguer-se, reduzindo localmente o nível do mar, enquanto, ao mesmo tempo, as protuberâncias periféricas começaram a diminuir e, portanto, acelerar a taxa de elevação do nível do mar (Figura 26) (STOCCHI, 2007).

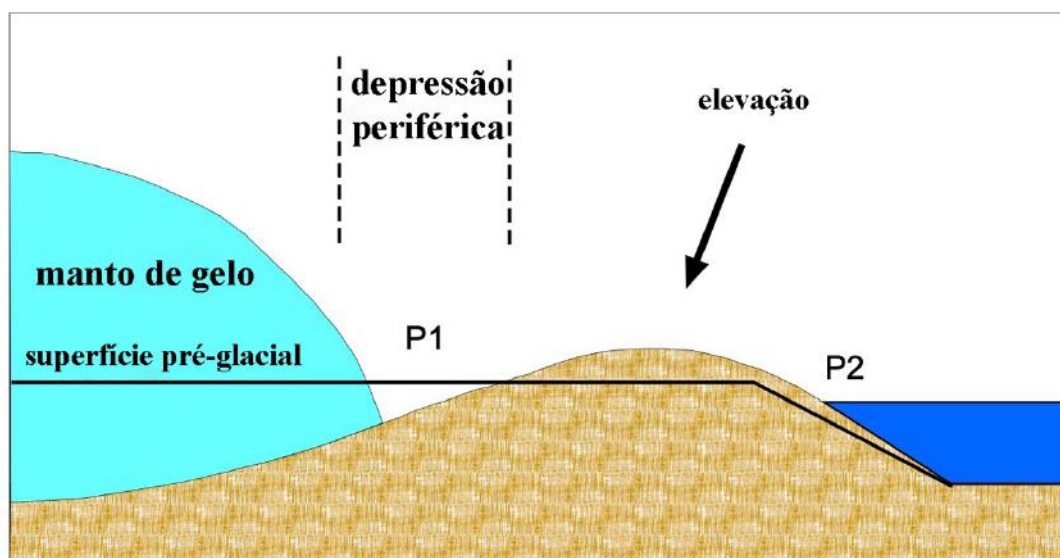


Figura 26 - Glacio-isostasia. A taxa de elevação vertical que afeta tanto a região anteriormente coberta quanto a depressão periférica (P1) excede a taxa de elevação do nível do mar atribuída ao derretimento do gelo e resulta em uma queda relativa do nível do mar. A subsidência da região e consequente elevação (P2) contribui para acelerar a elevação do nível do mar pós-glacial. Fonte: Adaptado de Stocchi (2007).

Os primeiros insights sobre os efeitos glacio-isostáticos na mudança do nível do mar resolveram o problema do rebaixamento do nível do mar observado na Suécia por Celsius e Linneus (SAARMAN, 1948 *apud* STOCCHI, 2007). Durante o Último Máximo Glacial (\approx 23 mil anos atrás), a região do mar Báltico sofreu uma depressão de cerca de 500 m (CATHLES, 1975 *apud* STOCCHI, 2007) e mais tarde o derretimento do manto de gelo *Fennoscandian* causou um lento soerguimento da superfície que ainda está ocorrendo e sendo medido constantemente. Depois, o Rebote Glacio-Isostático, também foi observado na América do Norte, e especialmente a Baía de Hudson (Canadá). No geral, os estudos relacionados a esse fenômeno geofísico fornecem resultados significativos quanto à reologia, a estrutura e a composição do manto e da litosfera (STOCCHI, 2007).

Em relação à VRNM, os estudos que se seguiram ao trabalho de Daly (1920 *apud* Stocchi, 2007) destacaram a inadequação de uma curva global eustática do nível do mar e, com base em diferentes indicadores geológicos do nível do mar e estudos sobre a reologia da Terra, reconheceram a existência de diferenças regionais no nível do mar em resposta à deglaciação. Com isso, Farrell e Clark (1976 *apud* Stocchi, 2007) propuseram um modelo numérico para a mudança do nível do mar impulsionada pelo GIA com base em uma Terra viscoelástica em camadas esféricas e com diferentes suposições da extensão das geleiras do Pleistoceno e das taxas de derretimento pós-glacial.

E um pouco depois Clark *et al.* (1978 *apud* Stocchi, 2007) confirmaram a existência de diferenças regionais significativas na elevação do nível do mar pós-glacial e demonstraram a importância dos diferentes efeitos glacio- e hidro-isostáticos do derretimento do gelo no nível global do mar. Apesar das limitações do modelo proposto por eles, ainda sim conseguiram realizar, ao menos, três descobertas significativas: (i) nenhuma parte da crosta terrestre pode ser considerada estável, (ii) a relação entre mudança eustática e ajuste isostático não é óbvia e (iii) o conceito de uma mudança global eustática do nível do mar deve ser rejeitado (STOCCHI, 2007).

E, finalmente, Kidson (1982 *apud* Stocchi, 2007) sugeriu que tanto deve ser aprendido da história glacial e da reologia da Terra a partir de observações sobre a mudança do nível do mar quanto da história da mudança do nível do mar a partir de estudos da reologia da Terra.

Em resumo o Rebote Glacio-Isostático produz perturbações geodésicas observáveis na região em que atua: (1) movimento vertical e (2) movimento horizontal (deformação) da superfície da Terra; (3) deflexão para baixo da superfície da Terra em regiões previamente cobertas por gelo, e (4) uma contribuição linear para a taxa temporal de mudança vertical da superfície. Como o GIA é resultado de ciclos de recuo e avanço de gelo alternados, as taxas de deformação vertical (e horizontal) são quantidades que podem ser invertidas para fornecer restrições nas mudanças de espessura do gelo em escalas de tempo milenares, para uma configuração viscoelástica e reologia assumidas da Terra (WAKE *et al.*, 2016). E os fenômenos geofísicos que operam simultaneamente durante a formação e o derretimento das geleiras continentais podem ser resumidos da seguinte forma:

1. Glacio-eustasia: variação eustática do nível do mar pós-glacial, referindo-se à modificação do volume de água oceânica que segue a troca de massa entre a criosfera e a hidrosfera na ausência de qualquer efeito deformacional e gravitacional (Figura 25) (STOCCHI, 2007).

2. Glacio-isostasia: ocorre quando uma região previamente deprimida tende a restaurar sua superfície original de equilíbrio isostático (linha preta sólida na Figura 26) por meio de um movimento de soerguimento significativo, que resulta em um rebaixamento regional do nível do mar. Enquanto que, a zona de elevação, está sujeita a subsidência, que aumenta a taxa de aumento do nível do mar pós-glacial (STOCCHI, 2007).

3. Hidro-isostasia: elevação eustática do nível do mar (Figura 27, quadro direito) é seguida por uma deformação do fundo oceânico como consequência da mudança na carga de água (Figura 27). Este efeito produz um padrão complexo na elevação do nível do mar pós-glacial regional para global (STOCCHI, 2007).



Figura 27 - Hidro-isostasia. A adição de água de degelo pós-glacial ao oceano no tempo T1 causa subsidência do fundo do mar e uma elevação simultânea dos continentes. Os efeitos combinados resultam em uma queda do nível do mar ao longo das margens oceânicas dos continentes. Fonte: Adaptado de Stocchi (2007).

4. Eustasia geoidal: a superfície equipotencial do oceano (ou seja, o geóide) mostra ondulações que estão relacionadas a variações locais a regionais do campo gravitacional da Terra. A forma e a posição dessas deformações variam com o tempo seguindo o reajuste do campo gravitacional da Terra em resposta aos fluxos interiores da matéria e à modificação das configurações das camadas de gelo (Figura 28) (STOCCHI, 2007).

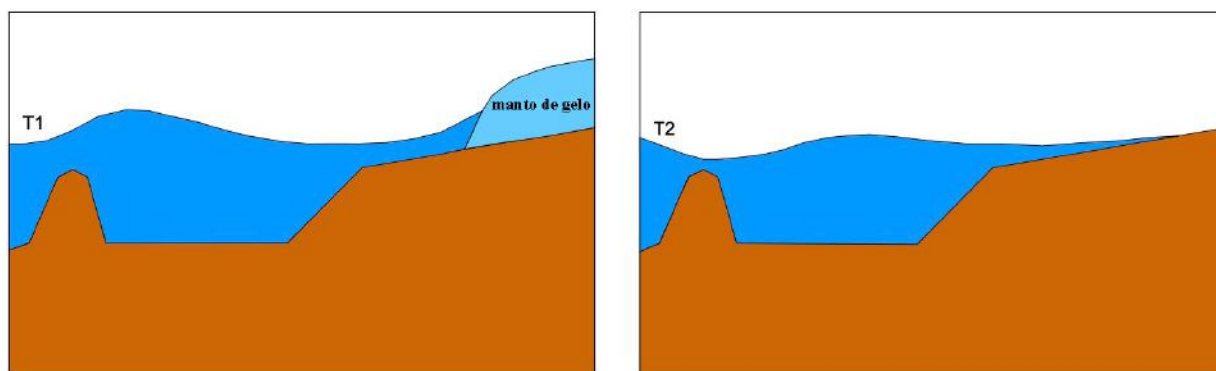


Figura 28 - Eustasia geoidal. A superfície do oceano está sujeita à atração gravitacional das camadas de gelo continentais e resulta em um nível do mar regional em torno das massas de gelo (quadro esquerdo). Após o degelo, o nível do mar ao redor das calotas polares anteriores tende a cair (quadro à direita). Fonte: Adaptado de Stocchi (2007).

4.1.1.3 Investigações atuais

Com base no estudo de vulcanismo pós-glacial da Península de Reykjanes, Gudmundsson (1986) sugeriu que o rápido soerguimento e flexão da crosta acima dos reservatórios de magma, durante o descarregamento glacial, favorecem a formação de cristas e vulcões em escudo. Desde então, os efeitos da deglaciação, e as conexões entre carga e descarga glacial e produção de magma e vulcanismo, foram discutidos, analisados ou modelados por muitos (por exemplo, ANDREW; GUDMUNDSSON, 2007; JELLINEK *et al.*, 2004; JULL; MCKENZIE, 1996; MACLENNAN *et al.*, 2002; NOWELL *et al.*, 2006; PRAETORIUS *et al.*, 2016; RAWSON *et al.*, 2016; SATOW *et al.*, 2021; SINTON *et al.*, 2005; SLATER *et al.*, 1998; VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2020; WATT *et al.*, 2013; ZIELINKSI, 2000).

O debate continua sobre a magnitude desse efeito (HUYBERS e LANGMUIR, 2009; WATT *et al.*, 2013), e sobre o tempo de resposta do vulcanismo ao rebote isostático, variando de quase instantâneo (MACLENNAN *et al.*, 2002) a vários milhares de anos (KUTTEROFF *et al.*, 2013; RAWSON *et al.*, 2016; WATT *et al.*, 2013). O carregamento e descarregamento de geleiras alteram a pressão superficial e as relações de estresse na crosta e no manto superior (SCHMIDT *et al.*, 2013). A remoção da camada de gelo reduz a pressão de sobrecarga, o que resulta em um aumento nas taxas de fusão do magma abaixo da base da crosta, devido ao aprimoramento da descompressão do manto (MACLENNAN *et al.*, 2002; SINTON *et al.*, 2005). E as mudanças de estresse associadas na crosta facilitam a propagação do dique para a superfície, aumentando assim a atividade vulcânica (ANDREW; GUDMUNDSSON, 2007).

Os modelos numéricos de Hooper *et al.*, (2011) sugerem que a descarga glacial aumenta a produção de derretimento do manto em profundidade e altera a capacidade de armazenamento na crosta. E Albino *et al.*, (2010), afirma que mesmo pequenas mudanças na carga superficial podem alterar o campo de tensão em torno das câmaras magmáticas rasas, aumentando ou diminuindo a probabilidade de erupções em vulcões cobertos de gelo.

A discussão segue com hipóteses de como a isostasia, o vulcanismo, a atividade sísmica e o clima se relacionam. Nowell *et al.* (2006) observaram o aumento da atividade vulcânica em campos vulcânicos intraplaca jovens na França e na Alemanha durante os períodos de aquecimento pós-glacial e relacionaram isso aos efeitos distais da flexão da litosfera gerado em resposta ao recuo do escudo de gelo (ou seja, descarregamento).

Recentemente, no sudeste do Alasca, o rápido ajuste isostático, ocorrido após um recuo das geleiras regionais, foi correlacionado com o aumento da atividade vulcânica (PRAETORIUS *et al.*, 2016) e com o aumento da atividade sísmica (MASIH, 2018). Levando à conclusão de que o vulcanismo tem o potencial de influenciar o clima por meio da emissão de gases e partículas de cinzas, bem como responder ao clima por meio de mudanças de pressão em câmaras de magma rasas relacionadas ao avanço e recuo glacial (PRAETORIUS *et al.*, 2016). E que o aumento da temperatura regional, devido ao aquecimento global, causa o derretimento das geleiras, e durante o consequente rebote isostático da crosta, falhas são reativadas, tornando a região sísmicamente ativa e gerando um aumento óbvio na frequência de vulcões e terremotos (MASIH, 2018). O rebote glacio-isostático na Islândia também é apresentado como um mecanismo viável de resposta vulcânica às mudanças climáticas, além disso, estima-se que a produção de magma pode ter aumentado entre 100-135% desde 1890 (COOPER *et al.*, 2018).

Para regiões tectônicas como a Islândia, onde a litosfera é fina e o manto está próximo de seu ponto de fusão, a descompressão durante a deglaciação pode aumentar a produtividade do magma, facilitando o fluxo para dentro e o derretimento da astenosfera quente, aumentando as erupções (JULL e MCKENZIE, 1996; MACLENNAN *et al.*, 2002). Van Vliet-Lanoë *et al.* (2020) indicaram que a ocorrência de atividade vulcânica intrusiva e extrusiva durante o descarregamento glacial parece ter ocorrido comumente em associação com extensão dinâmica, descompressão do manto superior, fraturamento magmático e vulcanismo. Além disso, afirmam que o principal gatilho para a geodinâmica de superfície, em províncias vulcânicas glaciais, parece ser a descarga glacial, embora a geodinâmica de superfície seja principalmente desencadeada por eventos de rifting mais profundos, impulsionados pelo manto, independentes das glaciações.

No entanto, para arcos e áreas intraplacas, onde a litosfera é substancialmente mais espessa. As evidências geológicas indicam que as taxas de vulcanismo e os eventos glaciais se correlacionam temporalmente, em periodicidade, nas escalas de tempo de milhares e milhões de anos (KUTTEROLF *et al.*, 2003). Então, uma vez que, as taxas de magmatismo em arcos vulcânicos são constantes em relação aos ciclos glaciais torna-se improvável que sejam afetadas pelos efeitos de carga e descarga nominais da glaciação. Todavia, estudos sugerem que as mudanças no estresse crustal resultantes do carregamento e descarregamento de gelo e/ou água do mar, para arcos e áreas intraplacas, têm seu maior efeito no transporte e armazenamento do magma, em vez da produtividade do magma (GLAZNER *et al.*, 1999; NAKADA; YOKOSE, 1992; WATT *et al.*, 2013).

No Canadá, os resultados de Wilson e Russel (2020) indicaram uma resposta transitória de vulcões de arco à deglaciação em escalas de tempo glaciais, que o carregamento glacial irá suprimir as erupções prendendo o magma na crosta rasa, enquanto a deglaciação (descarregamento) facilitará a migração do magma, causando um aumento significativo (≈ 3 vezes) na taxa de erupções imediatamente após o fim da deglaciação. A figura 29 representa o modelo de "bombeamento glacial" de uma litosfera carregada de magma, apresentado em sua pesquisa, sugerindo uma ligação causal entre vulcanismo e glaciação em arcos vulcânicos que explica a observação persistente de que o volume e o tempo do vulcanismo estão correlacionados com os principais ciclos climáticos.

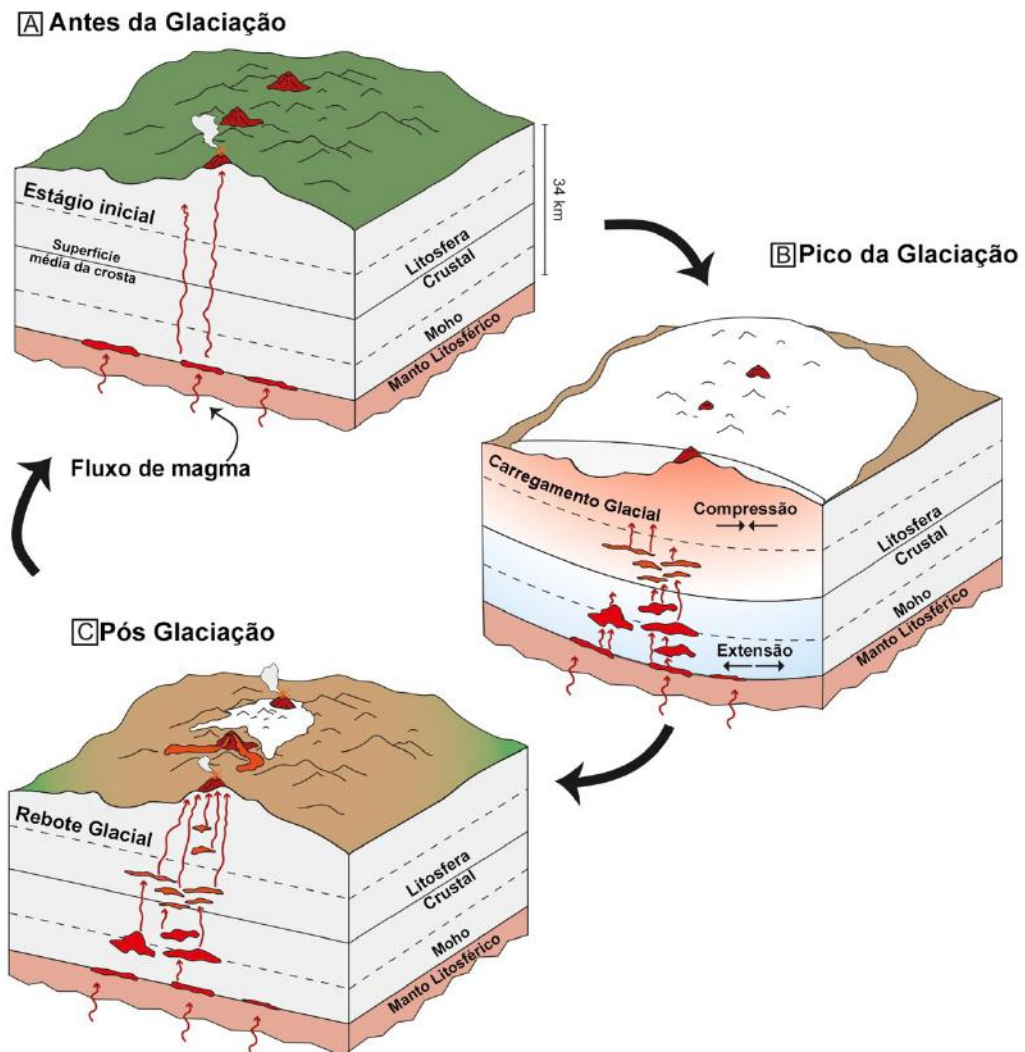


Figura 29 - Modelo conceitual de bombeamento glacial de uma litosfera crustal carregada de magma. A) Antes da glaciação com a crosta em estado relaxado. Um número de fundo de erupções ocorre, refletindo o fornecimento constante e de longo prazo de magma para a crosta. B) O acúmulo glacial provoca compressão na crosta superior e extensão na crosta inferior. Isso incentiva o acúmulo de magma na crosta devido à subida do dique parado e uma redução geral nas erupções. C) Imediatamente após a deglaciação, o relaxamento do estresse acumulado na crosta libera magmas armazenados na parte superior da crosta. Fonte: Adaptado de Wilson e Russel (2020).

Em relação ao nível relativo do mar, e suas investigações atuais, a principal tarefa da análise dos dados do nível do mar passado e atual, está no esforço de separar as duas principais contribuições para a mudança do nível do mar, ou seja, o forçamento eustático e o forçamento glacio-hidro-isostático. Enquanto o sinal eustático fornece informações sobre as mudanças climáticas globais, a contribuição isostática produz insights sobre a natureza da Terra sólida (STOCCHI, 2007)

Além disso, estudos sugerem hipóteses de como a mudança no nível do mar, o ajuste glacio-isostático, o vulcanismo e o clima se relacionam. Por exemplo, Lund e Asimow (2011) apontam que as variações no nível do mar associadas a ciclos climáticos e, em particular, eras glaciais, podem afetar de maneira similar a taxa de derretimento de gelo e vulcanismo nos oceanos do mundo inteiro. Em outras palavras, a diminuição do nível relativo do mar (descarregamento) associada a uma era glacial levaria a um aumento do derretimento do manto oceânico e um aumento do vulcanismo do fundo do mar. Da mesma forma, um aumento do nível relativo do mar (carregamento) teria o efeito oposto, suprimindo por algum tempo o derretimento do manto.

Em um outro estudo Tolstoy (2015) sugere que mudanças no nível do mar de ~100 m e mudanças no forçamento da excentricidade orbital aplicada à litosfera oceânica relativamente fina em uma ampla área podem resultar em uma pulsação menor, mas significativa, do vulcanismo do fundo do mar. E tal pulsação forneceria um mecanismo para o vulcanismo do fundo do mar atuar como um feedback climático negativo em relação à glaciação, mas como um contribuinte direto para as mudanças climáticas por meio de respostas geofísicas às mudanças na excentricidade orbital. Uma vez que, em consequência, a liberação de gases de efeito estufa aumentaria durante períodos de glaciação extrema e/ou alta excentricidade orbital e diminuiria após períodos de derretimento glacial e/ou baixa excentricidade orbital.

Mais recentemente, Satow *et al.* (2021) sugeriu que os efeitos precisos das mudanças do nível do mar para qualquer sistema vulcânico em específico dependerão da geometria e profundidade da câmara magmática de origem e das propriedades mecânicas do segmento crustal aonde a mesma está localizada. Estudos comparativos de outros sistemas são vitais para fornecer uma estrutura geral para fazer avaliações individuais de risco vulcânico. E tais avaliações são muitas vezes definidas dentro do contexto de tempo de erupções passadas. No entanto, o recente estudo da cronologia do Vulcão Santorini, permitiu com que Satow *et al.* (2021) estabelecessem uma relação clara entre a mudança do nível do mar e o momento das erupções de um vulcão subaéreo ativo.

4.1.2 Erosão

O rebote isostático induzido pela erosão cria uma flexão na superfície, que por sua vez gera um rebaixamento na extensão horizontal. E já foi utilizado, em alguns estudos (por exemplo, CALAIS *et al.*, 2010), para explicar uma redução das tensões normais na crosta superior, eficientes o suficiente para ativar falhas preexistentes, próximas ao limite de seu equilíbrio (VERNANT *et al.*, 2013). Mas estudos anteriores já sugeriam que a erosão poderia gerar elevação isostática, por exemplo, no Vale do Ródano (França) durante a crise Messiniana (GARGANI, 2004; GARGANI *et al.*, 2010) e na Ilha Vulcânica Canária (MENÉNDEZ *et al.*, 2008).

Vernant *et al.* (2013) mostraram que os processos erosivos são o controle predominante na deformação e sismicidade atuais, observada nas cadeias montanhosas da Europa Ocidental. A erosão induz a extensão e o soerguimento de rochas da região elevada das cadeias montanhosas. E o modelo de rebote isostático induzido pela erosão está associado ao encurtamento horizontal do manto superior e crosta inferior, extensão da crosta superior e movimento vertical da superfície (Figura 30). Além disso, os resultados dos pesquisadores estão em desacordo com o paradigma tectônico, geralmente aceito de que a atividade tectônica ocorre principalmente em resposta a movimentos horizontais. Na visão deles, no caso da litosfera europeia, onde movimentos geodésicos verticais, associados às cargas variáveis no tempo, como erosão, sedimentação e glaciações, tal paradigma pode não se sustentar.

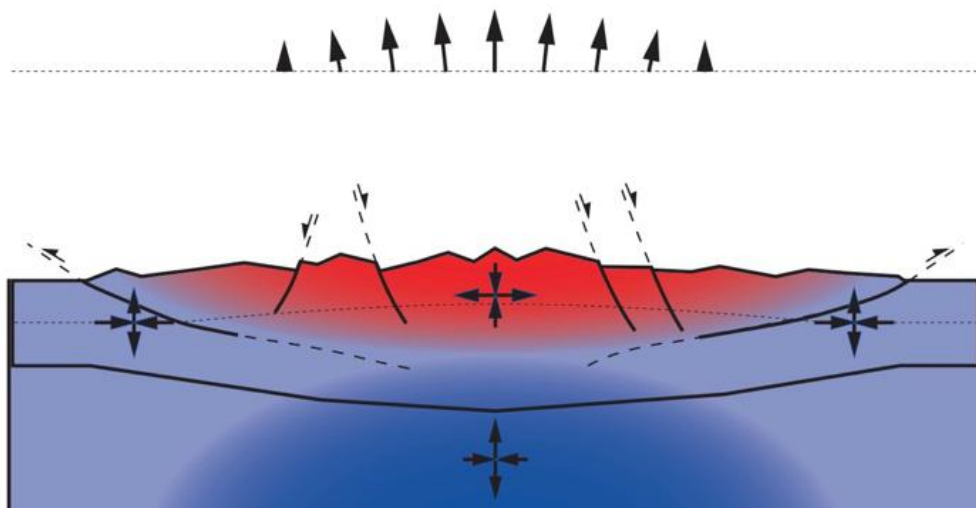


Figura 30 - Modelo de rebote isostático induzido por erosão. Deslocamentos superficiais esperados (setas acima das seções transversais) e tensores de deformação para alcance submetido à erosão. A linha pontilhada indica transição frágil-dúctil. Fonte: Adaptado de Vernant *et al.* (2013).

Mais recentemente, diversos estudos ao redor do mundo documentaram picos na atividade ígnea durante os estágios finais da última deglaciação e do atual estágio interglacial (Figura 31) (HARDARSON e FITTON, 1991; SIGVALDASON *et al.*, 1992; ZIELINSKI *et al.*, 1994, 1996; HUYBERS e LANGMUIR, 2009 *apud* Sternai *et al.*, 2016), por sua vez, sugerindo que as oscilações climáticas (LISIECKI e RAYMO, 2007 *apud* STERNAI *et al.*, 2016) afetam o processo de fusão do interior da Terra. E a hipótese, que discutimos na seção anterior, de um aumento na produção de magma e vulcanismo devido ao rebote glacio-isostático, é atualmente a explicação mais acredita para essa correspondência (JULL; MCKENZIE, 1996; SLATER *et al.*, 1998; HUYBERS; LANGMUIR, 2009; HOOPER *et al.*, 2011; SCHMIDT *et al.*, 2013).

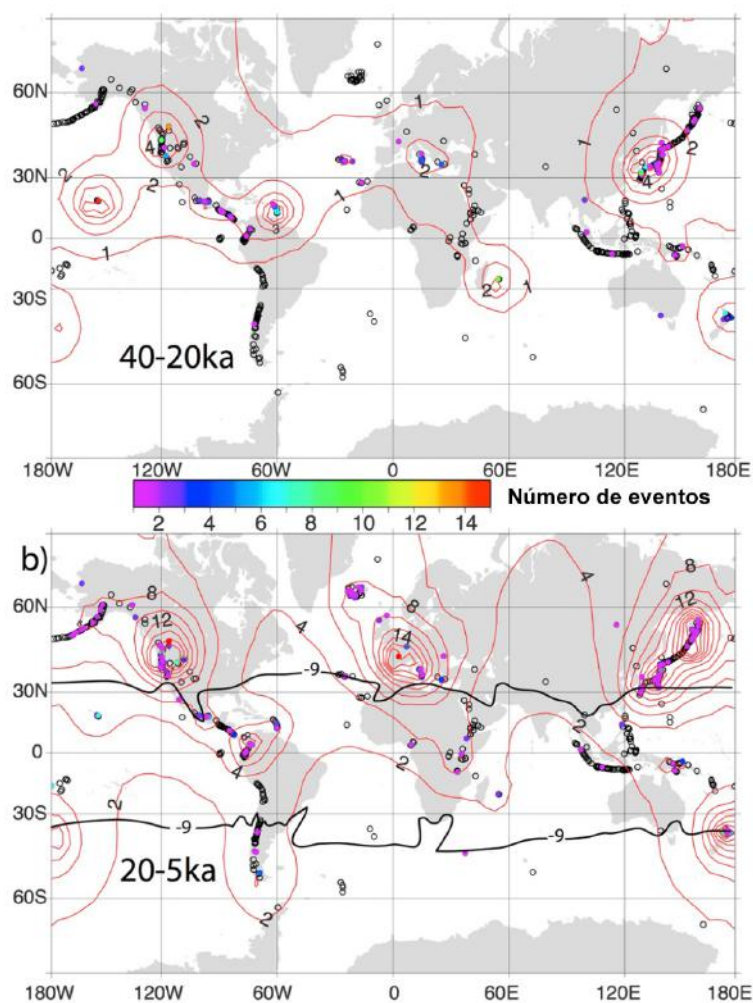


Figura 31 - Distribuição global da frequência de eventos vulcânicos. Os pontos, representando vulcões, são coloridos pelo número de erupções observadas durante o período (a) glacial e (b) interglacial (vulcões que não entraram em erupção não têm cor). Os contornos vermelhos nas figuras 28a e 28b representam o número médio de erupções que ocorrem por mil anos em uma escala de comprimento de 500 km. O contorno preto na figura 1b é uma isolinha do balanço de massa da rede de gelo estimado a partir de dados modernos de precipitação. Fonte: Adaptado de Sternai *et al.* (2016).

No entanto, Sternai *et al.* (2016) apontam que, o impacto do aquecimento climático na produção de magma, foi avaliado independentemente da erosão da superfície, embora a densidade das rochas e sedimentos da crosta superior exceda a do gelo em aproximadamente 3 vezes. Tal diferença de densidade implica que o derretimento de 1 km de gelo leva ao mesmo aumento da produção de basalto que a remoção de $\approx 0,3$ km de rochas da crosta superior por erosão, desde que tal descarga ocorra em intervalos de tempo semelhantes.

Com base nesse raciocínio, Sternai *et al.* (2016) avaliaram as contribuições dinâmicas relativas da erosão glacial e do avanço e recuo glacial para o carregamento e descarregamento continental durante uma oscilação do clima glacial-interglacial de 100 mil anos. Na conclusão de sua pesquisa, mostraram que a erosão glacial pode sim desempenhar um papel tão importante quanto o derretimento do gelo no controle das emissões de gases de efeito estufa, descarregando os continentes e facilitando o derretimento do manto da Terra. Ademais, argumentaram que, embora o impacto do derretimento de geleiras na atividade vulcânica submarina seja debatido (GOFF, 2015; OLIVE *et al.*, 2015 *apud* Sternai *et al.*, 2016), o aumento do nível do mar após o derretimento do gelo continental parece ser capaz de gerar uma redução na produtividade do magma das dorsais meso-oceânicas (CROWLEY *et al.*, 2015 *apud* STERNAI *et al.*, 2016), por sua vez, amortecendo o aumento do vulcanismo e desgaseificação (liberação de gases) subaérea devido à descarga continental pelo degelo (HUYBERS; LANGMUIR, 2009; LUND; ASIMOW, 2011).

Todavia, de acordo com Sternai *et al.* (2016) esse mecanismo de amortecimento, não se aplica ao descarregamento continental por erosão, porque é improvável que o carregamento por deposição de sedimentos no oceano ocorra no topo da dorsal oceânica, que está, em sua grande maioria, localizada a várias centenas de quilômetros de distância das plataformas continentais e ficam alguns milhares de metros acima das planícies abissais ou trincheiras de subducção para onde os sedimentos erodidos são transportados. Levando os pesquisadores à conclusão de que a erosão continental pode ter efeitos líquidos maiores do que o derretimento do gelo na saída de CO₂ e na produtividade do magma da Terra, além de poder ser um feedback positivo entre fatores internos ao sistema climático, como erosão, emissões subaéreas de CO₂, e o aquecimento climático e degelo da Terra.

4.1.3 Deslizamentos

Os deslizamentos são um dos principais processos responsáveis pela destruição do relevo, e embora causas tenham sido extensivamente investigadas, suas consequências no movimento vertical são menos estudadas (GARGANI, 2022). Smith e Wessel (2000) sugeriram que deslizamentos de terra poderiam causar rebote isostático na ilha vulcânica do Havaí e que o mesmo poderia ter gerado um movimento da linha de costa no Havaí (KEATING e HELSLEY, 2002) e nas Ilhas Canárias (MENENDEZ *et al.*, 2008) associado a outros processos.

Fowler (2004) explora o papel da isostasia nas quedas e deslizamentos no talude continental. O rifteamento continental produz plataformas e taludes continentais. No ciclo das placas, o vulcanismo e a deformação nos limites das placas criam relevo. A erosão então reduz o relevo, depositando pilhas de detritos na plataforma continental e no talude. Muitas vezes, o estágio final é a falha catastrófica dessas pilhas, transportando o material para a bacia oceânica profunda e, eventualmente, para as zonas de subducção. Os depósitos deltaicos são muitas vezes ricos em material orgânico e a partir deste, gás se desenvolve, que por sua vez escapa para se acumular em hidratos de metano (um material semelhante ao gelo) abaixo dos quais as poças de gás livre são aprisionadas. As camadas de hidratos são identificáveis sismicamente e podem atuar como planos de falha em deslizamentos de terra (Figura 32).

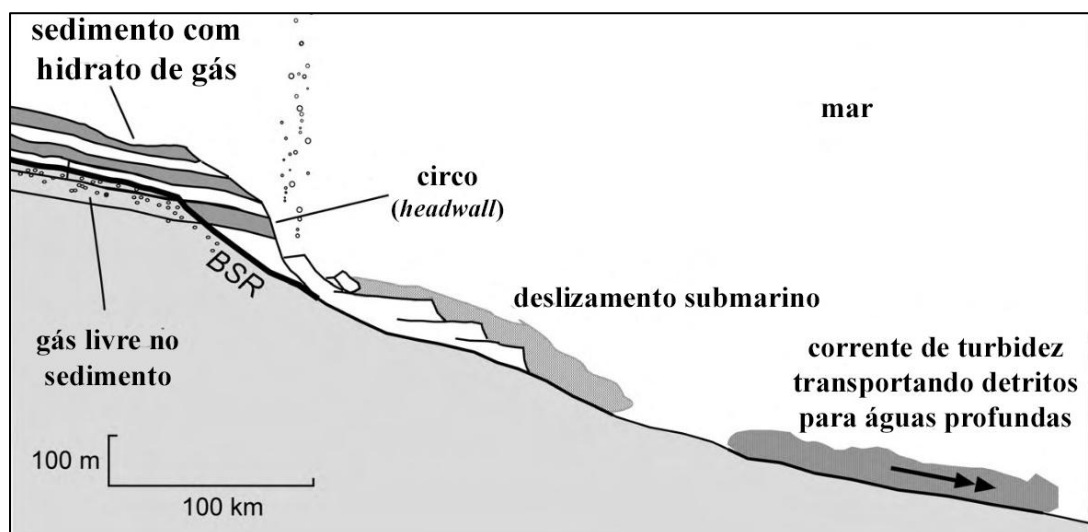


Figura 32 - Ilustração esquemática de um deslizamento de terra submarino em uma margem continental deslizando no refletor de simulação de fundo (BSR). O sedimento é transportado para águas profundas em uma corrente de turbidez. Volumes significativos de gás seriam liberados em tal falha. Fonte: Adaptado de Fowler (2004).

Durante a glaciação, o sedimento é empurrado para a plataforma continental pelo gelo, ou se acumula lá como resultado da erosão fluvial em momentos de baixo nível do mar. Quando a glaciação termina, este sedimento pode estar instável. A elevação isostática de terras deglaciadas pode induzir terremotos, provocando deslizamentos de terra. Por volta de 6.200 a.C., um grande terremoto (magnitude $\approx 8,2$), com uma falha de 160 km e elevação de 5 a 15 m, pode ter abalado a Noruega. Ocorrendo o deslizamento de Storegga offshore e espalhando 3.300 km^3 de detritos pelo fundo do mar da Noruega e produzindo um tsunami de 20 m de altura em Shetland. É provável que hidratos de metano estejam envolvidos na falha. Desde o deslizamento de Storegga, novo gás tem escoado de rochas mais antigas e mais profundas da sequência, criando o campo de gás Ormen Lange, um dos maiores da Europa (FOWLER, 2004).

Mais recentemente, Lei *et al.* (2021) compararam quantitativamente os Modelos Digitais de Elevação (MDE) de alta resolução pré e pós o terremoto Chuetsu (em 2004), no Japão, e detectaram a profundidade de erosão dos deslizamentos de terra induzidos pelo terremoto, o que os permitiu calcular o volume total do deslizamento co-sísmico e prever que a área correspondente ao epicentro do terremoto, sofrerá um rebote isostático de longo prazo, modificando ainda mais a topografia.

E Gargani (2022) comprovou que, de fato, deslizamentos de terra geram ajustes isostáticos não desprezíveis em ilhas vulcânicas intraplacas. Realizando a quantificação do movimento vertical causado pelo rebote isostático após um grande deslizamento de terra no Taiti, interpretou a variação nas taxas de movimento vertical e conseguiu quantificar o soerguimento costeiro gerado pelo soerguimento isostático após o deslizamento de terra. E apontou que um grande deslizamento de terra de $22,5 \times 10^6 \text{ m}^2$ (aproximadamente 450 km^3 de volume deslocado), como o que ocorreu na Ilha do Taiti há aproximadamente 872 mil anos, pode gerar um soerguimento de 80 a 110 m da costa, dependendo da rigidez flexural da litosfera. Além disso, tal método poderia permitir detectar deslizamentos de terra desconhecidos no passado ou interpretar variações inexplicáveis nas taxas de movimento vertical.

Em resumo, o que esse estudo mais recente deixa claro é que, deslizamentos de terra transformam a litosfera em equilíbrio isostático para uma configuração que não está em equilíbrio isostático. Conseqüentemente, na modelagem elástica, as tensões de restauração isostática atuaram imediatamente para recuperar o equilíbrio (GARGANI, 2022).

4.1.4 Reservatórios de carga

Já se sabe que sob certas condições geológicas adequadas, a atividade antropogênica pode desencadear ou induzir terremotos. E o reservatório de água é um dentre os diversos processos tecnológicos que perturbam as condições de contorno no maciço rochoso afetado, induzindo a eventos sísmicos (GUPTA, 2021). A exploração de georecursos altera as condições de tensão e resistência no maciço rochoso engajado. E quando tal exploração ocorre em rochas frágeis e produz tensões superiores à resistência da rocha em qualquer ponto, a rocha pode fraturar, emitindo ondas sísmicas. Este tipo de sismicidade é nomeado na literatura como, sismicidade antropogênica.

Com o aumento da demanda por energia e minerais, a sismicidade antropogênica vem aparecendo em associação com diversos processos tecnológicos, e também em áreas anteriormente conhecidas como assísmicas. Embora a maioria dos eventos sísmicos induzidos sejam fracos, os perigos colocados pela sismicidade antropogênica podem ser significativos (por exemplo, explosões nucleares, eventos sísmicos desencadeados na indústria, minas, reservatórios de petróleo, pedreiras, tráfego, entre outros) (LASOCKI; ORLECKA-SIKORA, 2021).

4.1.4.1 Reservatórios de água

Segundo Tetelmin *et al.* (2018), a criação de grandes reservatórios não só altera os regimes hidrológicos e climáticos da área de construção, mas como também lança poderosos processos geodinâmicos tecnogênicos profundos em um grande volume de rochas. Incluindo processos de transferência de massa e calor no ambiente geológico, a quebra do equilíbrio isostático de todos os estratos da crosta terrestre e eventos sísmicos induzidos, que são fontes de risco de acidentes, cujos doadores de energia são os reservatórios.

Do ponto de vista da engenharia hidráulica, a crosta terrestre é compreendida como uma camada elástica e forte da litosfera, capaz de suportar a carga criada pelo peso de grandes reservatórios. E como discutimos anteriormente, em um estado livre de perturbações, a crosta elástica “flutua” sob a astenosfera, matéria viscosa subjacente do manto, mantendo-se em estado de equilíbrio isostático (TETELMIN *et al.*, 2018).

A astenosfera é uma reguladora dos movimentos tectônicos dos blocos da litosfera e causa a amortização dos movimentos da crosta terrestre causados por uma mudança na carga gravitacional. E quando montanhas se formam ou uma grande estrutura é erguida, parte inferior

da crosta terrestre é imersa no manto viscoso subjacente, a fim de compensar o aumento da carga pela ação conjunta da força elástica e do peso da força de empuxo. Ao mesmo tempo, há uma grande inércia na reação da crosta terrestre à mudança de carga (TETELMIN *et al.*, 2018).

Cerca de 50 reservatórios artificiais de armazenamento de água pesando mais de 25 bilhões de toneladas foram criados na Terra, cada um dos quais forma uma poderosa carga gravitacional na crosta terrestre. E a carga gravitacional criada por grandes reservatórios retira a crosta terrestre do estado de equilíbrio (isostasia), que se realiza na formação de deslocamentos verticais perenes da superfície terrestre (TETELMIN *et al.*, 2018).

Tetelmin *et al.* (2018) alegam que para dar uma previsão confiável para a operação do complexo barragem-reservatório, é necessário representar o lado quantitativo da imersão dos estratos crustais no manto viscoso sob o peso do reservatório. E para isso calcularam os deslocamentos da superfície terrestre com referência às condições do reservatório da represa Sayano-Shushenskaya no rio Enisey, na Rússia. Considerada a maior usina de energia da Rússia e a 9ª maior usina hidrelétrica do mundo, por geração média de energia, com capacidade de 6400 MW. A barragem em arco, com 242 m de altura, forma um reservatório de 312 km de extensão, com volume de 30,7 bilhões de m³ e área espelhada de 621 km².

Os resultados de Tetelmin *et al.* (2018) confirmaram o que já era esperado, de fato a carga gravitacional criada pelo grande reservatório retira a crosta terrestre do estado de equilíbrio isostático, imergindo sua parte inferior na substância viscosa do manto superior. E a crosta terrestre converte a energia potencial recebida da pressão hidrostática em energia cinética de deslocamento vertical que dura muitas décadas. O peso de grandes reservatórios, altera a situação geodésica de uma grande área na área de complexos hidrelétricos e altera o estado de tensão-deformação de todos os estratos da crosta terrestre. A área de influência ativa de grandes hidrossistemas determinada pela cratera de sedimentação não é inferior a 70-80 km em cada direção a partir da linha do limite do reservatório.

A dinâmica dos movimentos verticais do leito do reservatório e do território adjacente no processo de restauração do equilíbrio isostático perturbado pode ser analisada analiticamente. E a perturbação do equilíbrio isostático da crosta terrestre introduz alterações no seu estado de tensão-deformação, que podem causar os eventos sísmicos observados na área de objetos hidrotécnicos com hipocentro a grande profundidade e a grande distância dos reservatórios (TETELMIN *et al.*, 2018).

5 Discussões e Hipóteses

Ao longo desta revisão, foi observado que pesquisadores têm registrado diferentes respostas nos dados de isostasia para as variações de cargas gravitacionais geradas pelos diferentes processos geológicos e tecnológicos e, que as escalas de tempo de ajuste isostático variam regionalmente. No geral, as pesquisas envolvendo o processo de derretimento de geleiras, recuo glacial e a consequente variação no nível relativo do mar, com a isostasia, estão claramente mais estabelecidas, do que em relação aos processos de erosão, transferência de grandes volumes de sedimentos por deslizamentos e os processos tecnogênicos (reservatórios de carga).

A grande diferença em termos de quantidade de pesquisas relacionadas ao rebote isostático em ambientes glaciais e às relacionadas aos outros processos geológicos e tecnológicos, pode ser atribuída ao fato de áreas tectonicamente ativas responderem às cargas e descargas muito mais rapidamente do que áreas cratônicas. Todavia, isso não garante que os movimentos isostáticos, relacionados aos outros processos, não estejam ocorrendo ou sejam menos frequentes, eles podem estar apenas passando despercebidos ou sendo investigados como deformações crustais por diferentes áreas da sismologia.

Anteriormente, na seção 2.2.2 Investigações atuais da isostasia, uma diferença foi estabelecida por Watts e Burov (2003), entre a espessura elástica (Te) e a camada sismogênica (Ts). A primeira, relacionada a isostasia flexural, corresponde a espessura mecânica que suporta cargas e descargas de curto prazo e, a segunda, à espessura da parte superior da litosfera que responde às tensões por falhas e terremotos, então, embora Te possa ser baixo e semelhante a Ts , em algumas configurações tectônicas, os dois parâmetros não são os mesmos. No entanto, na seção, 2.2.7. Investigações atuais a respeito das relações entre isostasia e sismicidade, foi discutido que o estado isostático da litosfera, muitas vezes está relacionada à sismicidade, sugerindo que os estudos de sismicidade deveriam considerar as anomalias isostáticas.

De fato, a atividade sísmica parece ser a resposta isostática em comum entre todos os processos explorados na presente revisão. Se nos basearmos nos estudos recentes, a relação entre a isostasia e a sismicidade parece ser maior do que o previsto pelos textos científicos disponíveis até agora. Por exemplo, a área de sismologia ambiental, está, justamente, investigando processos que geram variações de cargas e podem gerar movimentos isostáticos, como deslizamentos de terra e perda de massa de gelo de geleiras. Assim como, a área de sismologia antrópica, que investiga eventos sísmicos induzidos pela atividade antrópica, como os gerados por reservatórios, e de acordo com Tetelmin *et al.* (2018), a carga gravitacional

criada por grandes reservatórios retira a crosta terrestre do estado de equilíbrio (isostasia).

A premissa se estende para o estudo de terremotos relacionados a deformação crustal, em especial, os terremotos induzidos por atividades antrópicas (inclusos na sismologia antrópica) e os induzidos pelo relaxamento do manto, que tem sido observado com frequência nos estudos de rebote glacio-isostático, onde ocorre a descompressão do manto. Assim como, para a sismicidade intraplaca, já que o rebote isostático foi apontado como o responsável pela ocorrência de sismos em estudos realizados em regiões intraplaca, por exemplo, Assumpção e Sacek (2013) e Godoy *et al.* (2020).

A partir das observações anteriores, o rebote isostático pode até ser compreendido como um precursor de terremotos. Podendo até ser utilizado para preencher lacunas no estudo de terremotos, que como apontado por McCaffrey (2021) um dos desafios atuais é unir os vários processos de deformação que foram observados ao longo do ciclo de terremotos em uma teoria abrangente de terremotos, e entender as observações que são feitas em termos de riscos futuros de terremotos. Atualmente, a teoria do rebote elástico, defende que os blocos crustais adjacentes a uma falha são unidos por atrito na superfície da falha, e seu movimento relativo, causam tensão nos blocos, não cobre a grande variedade de fenômenos observados que compõem o ciclo do terremoto.

Além disso, uma outra relação, que parece ser muito maior, no entanto, menos explorada nos textos científicos, disponíveis até o presente momento, é a entre a isostasia e o sistema climático. Anteriormente, no desenvolvimento do presente trabalho, revisamos o papel da isostasia na evolução da paisagem. E de acordo com a literatura, os processos de superfície, que constituem os grandes ciclos da geologia (como, por exemplo, o aumento e a diminuição das camadas de gelo, o crescimento e o declínio dos vulcões e a sedimentação e a erosão) moldam a topografia e o relevo de montanhas, com feedbacks indiretos sobre a tectônica (efeitos topográficos no estresse litosférico e estado térmico) e clima (precipitação orográfica e circulação atmosférica em grande escala controlada pela topografia da montanha).

Ademais, a evolução da paisagem no tempo geológico, resulta da interação entre mecanismos internos e externos. Sendo o clima, um mecanismo externo, cuja variabilidade controla a erosão e o derretimento das calotas polares e geleiras, as mudanças no nível de base, que operam para redistribuir material pela superfície da Terra. Logo em seguida, verificamos um aumento na incidência de fenômenos geológicos (por exemplo, vulcanismo, magmatismo e sismos) como resposta ao rebote isostático, ao redor do planeta, por exemplo, na Islândia (COOPER *et al.*, 2018; SIGMUNDSSON, 1991; VAN VLIET-LANOË *et al.*, 2020) no norte da Europa (LAMBECK *et al.*, 1998), na França e na Alemanha (NOWELL *et al.*, 2006),

Canadá (WILSON e RUSSELL, 2020), Alasca (MASIH, 2018; PRAETORIUS *et al.*, 2016) e na Escócia (STOCKAMP *et al.*, 2015). Tais fenômenos geológicos podem alterar o tempo e o clima, tanto local, quanto globalmente.

Uma vez que, de acordo com Praetorius *et al.* (2016), as flutuações nas taxas de erupção podem ser o resultado de uma complexa inter-relação entre as forças associadas às mudanças do nível do mar, a taxa de variação do nível do mar e a excentricidade orbital, ou seja, o vulcanismo tem o potencial de influenciar o clima por meio da emissão de gases e partículas de cinzas, bem como responder ao clima por meio de mudanças de pressão em câmaras de magma rasas relacionadas ao avanço e recuo glacial. E segundo Sternai *et al.* (2016) a erosão continental pode ter efeitos líquidos maiores do que o derretimento do gelo na saída de CO₂ e na produtividade do magma da Terra, além de poder ser um feedback positivo entre fatores internos ao sistema climático, como erosão, emissões subaéreas de CO₂, e o aquecimento climático e degelo da Terra.

Dito isto, mais pesquisas são necessárias para testar a resposta sugerida, e melhorarmos a nossa compreensão da relação entre o aumento das temperaturas e os seus impactos, nos processos geológicos e tecnológicos, que geram uma perturbação no equilíbrio isostático. Considerando que as mudanças climáticas podem intensificar os processos, por exemplo, o aumento da temperatura conduzir ao recuo glacial e deglaciação, o aumento da precipitação aumentar a frequência de deslizamentos e o grau de intemperismo e erosão. E tais processos geram uma alteração nas cargas na litosfera e, conseqüentemente, podem causar um aumento na atividade sísmica/terremotos (através da reativação de falhas), uma alteração na produtividade do magma do manto (em regiões onde o magmatismo é impulsionado pela descompressão), vulcanismo, à medida que a crosta tenta recuperar seu equilíbrio isostático e sismos em reservatórios de carga (devido à sobrecarga relacionada ao aumento no aporte de sedimentos e volume de água) e, por seguinte, modificar a paisagem.

6 Considerações Finais

O sistema terrestre é composto pela atmosfera, geosfera, hidrosfera e biosfera, e apesar dessas esferas poderem ser consideradas separadamente para fins de estudo científico, nenhuma existe isoladamente e cada uma representa apenas parte de um sistema complexo e interconectado, interagindo regularmente por meio da troca de materiais e energia. Por exemplo, a superfície da terra está em contato direto com a atmosfera e os oceanos e a sua interação com as esferas que compõem o sistema terrestre, afeta os balanços de radiação de entrada e saída, circulação atmosférica e correntes oceânicas.

Em um mundo que não estivesse aquecendo ou esfriando, os fluxos de energia, trocados entre as esferas do sistema terrestre, se equilibrariam, todavia, a atividade humana tem causado um desequilíbrio nesses fluxos. E à medida que o tema das rápidas mudanças climáticas se torna cada vez mais pertinente à nossa sociedade, é cada vez mais importante entender como tais mudanças podem afetar os outros processos que regem o funcionamento do nosso planeta. Ao expandirmos nosso contexto, verificamos que os perigos do desequilíbrio energético no sistema climático da Terra são muito maiores para a humanidade do que o implícito pelas mudanças climáticas.

O aumento da temperatura tem conduzido ao recuo glacial, deglaciação, erosão e deslizamentos (através do aumento da precipitação), que influenciam a movimentação de cargas na litosfera. E os estudos recentes, apresentados na presente revisão, revelam que o equilíbrio de energia perturbado pode se manifestar na forma de um aumento da atividade sísmica, do vulcanismo e magmatismo, à medida que a crosta se recupera isostaticamente. Levando à conclusão de que o vulcanismo tem o potencial de influenciar o clima através da emissão de gases e partículas de cinzas, bem como responder ao clima através de mudanças de pressão em câmaras magmáticas rasas relacionadas ao carregamento e descarregamento glacial.

A escalada de todos esses eventos, teria consequências significativas, não apenas para as populações nas imediações de regiões vulcanicamente ativas, mas também para a comunidade global como um todo. Compreender a causalidade entre o aumento ou redução das geleiras relacionados ao clima, erupções vulcânicas e aumento da atividade sísmica, é importante para melhorar a previsão de erupções e terremotos e gerenciar riscos vulcânicos e sísmicos.

Além disso, o estudo de compensação isostática pode fornecer informações a respeito da estabilidade e segurança de barragens, e ser essencial em áreas sujeitas ao maior impacto natural relacionado às mudanças climáticas. Uma vez que, por si só as construções de grandes estruturas comprometem o equilíbrio isostático da crosta terrestre, e um aumento da precipitação e da ocorrência de eventos de chuvas extremas, para certas regiões, previsto pelas mudanças climáticas, implicaria em um aumento do intemperismo e da erosão. Conseqüentemente, ocorreria um aumento da carga gravitacional em grandes reservatórios, devido ao maior volume de água e aporte de sedimentos, aumentando ainda mais o risco de sismos na área, uma vez que a natureza tende a buscar o equilíbrio isostático.

Investigar e verificar se estruturas como as barragens de rejeitos podem influenciar e gerar uma perturbação no equilíbrio isostático da crosta terrestre, introduzindo alterações no seu estado de tensão-deformação, que podem causar eventos sísmicos na região, assim como ocorre no caso de reservatórios de água. Pode ser particularmente interessante, para países como o Brasil onde, além de, parte da matriz elétrica, ser composta por energia hidráulica, a economia, é movimentada pela mineração. E acidentes envolvendo a ruptura de barragens de rejeito, têm ocorrido ao longo dos anos, causando desastres ambientais e matando pessoas. Evidenciando a falta de segurança das estruturas utilizadas para contenção dos rejeitos gerados.

Ainda mais, tendo em vista que, o estado de Goiás é um importante polo extrativista mineral do país e a distribuição espacial da sismicidade, revisada no presente trabalho, mostrou que as tensões de flexão são um fator importante para explicar várias zonas sísmicas na porção central da placa Sul-Americana, além de terem apontado a zona sísmica Goiás-Tocantins na porção central do Brasil como um excelente exemplo da importância da deformação flexural como fonte de tensões sismogênicas.

Levando em consideração o conteúdo e as discussões da presente revisão, podemos sugerir que os impactos dos desastres naturais relacionados ao clima devido ao aquecimento parecem realmente ser ainda maiores que o esperado. E para alertar efetivamente as populações e preparar estratégias de mitigação para futuros desastres, é crucial que melhoremos nossa compreensão da relação entre o aumento das temperaturas e as suas implicações nos processos geológicos, que causam estresses e deformações na litosfera, perturbando o equilíbrio isostático.

7 Referências Bibliográficas

- ALBINO, F.; PINEL, V.; SIGMUNDSSON, F. Influence of surface load variations on eruption likelihood: Application to two Icelandic subglacial volcanoes, Grímsvötn and Katla. **Geophysical Journal International**, v. 181, n. 3, p. 1510–1524, jun. 2010.
- ANDREW, R. E. B.; GUDMUNDSSON, A. Distribution, structure, and formation of Holocene lava shields in Iceland. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 168, n. 1–4, p. 137–154, 15 nov. 2007.
- ARGUS, D. F.; LANDERER, F. W.; WIESE, D. N.; MARTENS, H. R.; FU, Y.; FAMIGLIETTI, J. S.; THOMAS, B. F.; FARR, T. G.; MOORE, A. W.; WATKINS, M. M. Sustained Water Loss in California’s Mountain Ranges During Severe Drought From 2012 to 2015 Inferred From GPS. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 122, n. 12, p. 10,559–10,585, 1 dez. 2017.
- ARTEMJEV, M. E.; BUNE, V. I.; DUBROVSKY, V. A.; KAMBAROV, N. SH. Seismicity and isostasy. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 6, n. 4, p. 256–262, jan. 1972.
- ASSUMPÇÃO, M.; SACEK, V. Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 3, p. 487–491, 16 fev. 2013.
- BALDWIN, J. W.; DESSY, J. B.; VECCHI, G. A.; OPPENHEIMER, M. Temporally Compound Heat Wave Events and Global Warming: An Emerging Hazard. **Earth’s Future**, v. 7, n. 4, p. 411–427, 10 abr. 2019.
- BODIN, P. Seismicity, Intraplate. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Seismicity, Intraplate, p. 1621–1625.
- BUROV, E. B.; WATTS, A. B. The long-term strength of continental lithosphere: “jelly sandwich” or “crème brûlée”? **GSA Today**, v. 16, n. 1, p. 4, jan. 2006.
- BUROV, E. Lithosphere, Mechanical Properties. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Lithosphere, Mechanical Properties, p. 884–892.
- CALAIS, E.; FREED, A. M.; VAN ARSDALE, R.; STEIN, S. Triggering of New Madrid seismicity by late-Pleistocene erosion. **Nature**, v. 466, n. 7306, p. 608–611, 29 jul. 2010.
- CARLSON, R. W.; PEARSON, D. G.; JAMES, D. E. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. **Reviews of Geophysics**, v. 43, n. 1, p. 1–24, mar. 2005.
- CONTRERAS-REYES, E.; GREVEMEYER, I.; WATTS, A.B.; PLANERT, L.; FLUEH, E.R.; PEIRCE, C. Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 289, n. 3–4, p. 323–333, 31 jan. 2010.

COOPER, C. L.; SWINDLES, G. T.; SAVOV, I. P.; SCHMIDT, A.; BACON, K. L. Evaluating the relationship between climate change and volcanism. **Earth-Science Reviews**, v. 177, p. 238–247, 1 fev. 2018.

DECONTO R. Plate Tectonics and Climate Change. *In*: PROSPERO, J. M. et al. **Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2009. v. 40. *Plate Tectonics and Climate Change*, p. 784-796.

FLÜCK, P.; HYNDMAN, R. D.; LOWE, C. Effective elastic thickness T_e of the lithosphere in western Canada. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B9, set. 2003.

FJELDSKAAR, W.; CATHLES, L. Rheology of Mantle and Lithosphere Inferred from Post-Glacial Uplift in Fennoscandia. *In*: SABADINI, R.; LAMBECK K.; BOSCHI, E. **Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology**. 1. ed. Dordrecht: Springer Netherlands, 1991, p. 1-20. v. 334 (Nato Science Series C).

FOWLER, C. M. R. **The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics**. 2. ed. Cambridge, England: Cambridge University Press, 2004.

GARCIA, J. A. B.; FOLHA, C. M. S.; ROCHA, P. B. Influência da Aceleração Sísmica Horizontal na Estabilidade dos Taludes de uma Barragem de Terra Homogênea. *In*: GEOCENTRO. 2019, Brasília. **Anais Eletrônicos...** Brasília, 2019. Disponível em: <https://ge.iweventos.com.br/upload/trabalhos/t1arquivo/icionmIvEXqfrzcwvGOjS7DUUMN0.pdf>. Acesso em: 10 agosto 2022.

GARGANI, J. Modelling of the erosion in the Rhone valley during the Messinian crisis (France). **Quaternary International**, v. 121, n. 1, p. 13–22, jan. 2004.

GARGANI, J. Isostatic Adjustment, Vertical Motion Rate Variation and Potential Detection of Past Abrupt Mass Unloading. **Geosciences**, v. 12, n. 8, p. 302, 8 ago. 2022.

GARGANI, J.; RIGOLLET, C.; SCARSELLI, S. Isostatic response and geomorphological evolution of the Nile valley during the Messinian salinity crisis. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 181, n. 1, p. 19–26, 1 jan. 2010.

GLAZNER, A. F. et al. Fire or ice: anticorrelation of volcanism and glaciation in California over the past 800,000 years. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 12, p. 1759–1762, 15 jun. 1999.

GODOY, L.; GIMENEZ, M. E.; NACIF, S.; ALVAREZ, O.; FOLGUERA, A. Crustal deformation in the Rio de la Plata estuarine (South Atlantic passive margin) and the associated seismicity as a consequence of an isostatic readjustment. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, 1 nov. 2020.

GUDMUNDSSON, A. Mechanical aspects of postglacial volcanism and tectonics of the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 91, n. B12, p. 12711–12721, 10 nov. 1986.

- GUPTA, H. K. Artificial Water Reservoir-Triggered Earthquakes, with Special Emphasis on Koyna, India. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Artificial Water Reservoir-Triggered Earthquakes, with Special Emphasis on Koyna, India, p. 19-32.
- HOOPER, A.; ÓFEIGSSON B.; SIGMUNDSSON, F.; LUND, B.; EINARSSON, P.; GEIRSSON H.; STURKELL, E. Increased capture of magma in the crust promoted by ice-cap retreat in Iceland. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 11, p. 783–786, nov. 2011.
- HUANG, X.; HALL, A. D.; BERG, N. Anthropogenic Warming Impacts on Today's Sierra Nevada Snowpack and Flood Risk. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 12, p. 6215–6222, 28 jun. 2018.
- HUYBERS, P.; LANGMUIR, C. Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO₂. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 286, n. 3–4, p. 479–491, 15 set. 2009.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). PÖRTNER, H. O.; ROBERTS, D. C.; TIGNOR, M.; POLOCZANSKA, E. S.; MINTENBECK, K.; ALEGRÍA, A.; CRAIG, M.; LANGSDORF, S.; LÖSCHKE, S.; MÖLLER, V., OKEM; A.; RAMA, B. Eds. **Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press. Cambridge, UK, 2022.
- JAMES, D. E. Earthquake Precursors and Prediction. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Lithosphere, Continental, p. 866-871.
- JAMES, T. S.; CLAGUE, J. J., WANG, K., HUTCHINSON, I. Postglacial rebound at the northern Cascadia subduction zone. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 14–15, p. 1527–1541, out. 2000.
- JELLINEK, A. M.; MANGA, M.; SAAR, M. O. Did melting glaciers cause volcanic eruptions in eastern California? Probing the mechanics of dike formation. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 109, n. B9, p. n/a-n/a, 10 set. 2004.
- JULL, M.; MCKENZIE, D. The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 101, n. B10, p. 21815–21828, 10 out. 1996.
- KABAN, M. K.; EL KHREPY, S.; AL-ARIFI, N. Density structure and isostasy of the lithosphere in Egypt and their relation to seismicity. **Solid Earth**, v. 9, n. 4, p. 833–846, 6 jul. 2018.
- KEATING, B. H.; HELSLEY, C. E. The ancient shorelines of Lanai, Hawaii, revisited. **Sedimentary Geology**, v. 150, n. 1–2, p. 3–15, jun. 2002.
- KIJKO, A. Seismic Hazard. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Seismic Hazard, p. 1394-1406.

- KIRBY, J. F.; SWAIN, C. J. A reassessment of spectral T_e estimation in continental interiors: The case of North America. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. B8, p. B08401, 11 ago. 2009.
- KUTTEROLF, S.; JEGEN, M.; MITROVICA, J. X.; KWASNITSCHKA, T.; FREUNDT, A.; HUYBERS, P. J. A detection of Milankovitch frequencies in global volcanic activity. **Geology**, v. 41, n. 2, p. 227–230, fev. 2013.
- LAMBECK, K.; SMITHER, C.; JOHNSTON, P. Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. **Geophysical Journal International**, v. 134, n. 1, p. 102–144, jul. 1998.
- LASOCKI, S.; ORLECKA-SIKORA, B. Anthropogenic Seismicity Related to Exploitation of Georesources. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Anthropogenic Seismicity Related to Exploitation of Georesources, p. 8-14.
- LUND, D. C.; ASIMOW, P. D. Does sea level influence mid-ocean ridge magmatism on Milankovitch timescales? **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 12, n. 12, p. n/a-n/a, 1 dez. 2011.
- LE TREUT, H.; SOMMERVILLE, R.; CUBASCH, U.; DING, Y.; MAURITZEN, C.; MIKSSIT, A.; PETERSON, T.; PRATHER, M. Historical overview of climate change science. pp. 93–128. *In*: Solomon et al. (eds.), **Climate Change, 2007: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge e New York: Cambridge University Press, 2007.
- MACLENNAN, J.; JULL, M.; MCKENZIE, D.; SLATER, L.; GRÖNVOLD, K. The link between volcanism and deglaciation in Iceland. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 3, n. 11, p. 1–25, nov. 2002.
- MANTOVANI, M. S. M.; SHUKOWSKY, W.; DE FREITAS, S. R. C.; NEVES, B. B. B. Lithosphere mechanical behavior inferred from tidal gravity anomalies: a comparison of Africa and South America. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 230, n. 3–4, p. 397–412, 15 fev. 2005.
- MASIH, A. An Enhanced Seismic Activity Observed Due To Climate Change: Preliminary Results from Alaska. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 167, n. 1, p. 012018, 23 jul. 2018.
- MATHENY, K. **Great Lakes Still Impacted by Ice Age Phenomenon**. mar. 2018. Disponível em: <https://www.freep.com/story/news/local/michigan/2018/03/02/michigan-great-lakes-ice-age/363316002/>. Acesso em: 25 ago. 2022.
- MCCAFFREY, R. Earthquakes and Crustal Deformation. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Earthquakes and Crustal Deformation, p. 254-261.

- MENÉNDEZ, I.; SILVA, P. G.; MARTÍN-BETANCOR, M.; PÉREZ-TORRADO, F. J.; GUILLOU, H.; SCAILLET, S. Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 189–203, 15 nov. 2008.
- MEY, J.; SCHERLER, D.; WICKERT, A. D.; EGHOLM, D. L.; TESAURO, M.; SCHILDGEN, T. F.; STRECKER, M. R. Glacial isostatic uplift of the European Alps. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, p. 13382, 23 dez. 2016.
- MOLNAR, P.; ENGLAND, P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? **Nature**, v. 346, n. 6279, p. 29–34, jul. 1990.
- MONTAGNER, J. P. Earth's Structure, Global. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Earth's Structure, Global, p. 166-175.
- MONTAGNER, J.P.; MANGENEY, A.; STUTZMANN, E. Seismology and Environment. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Seismology and Environment, p. 1655-1660.
- NAGAO, T.; KAMOGAWA, M.; UYEDA, S. Earthquake Precursors and Prediction. *In*: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Earthquake Precursors and Prediction, p. 193-202.
- NAKADA, M.; YOKOSE, H. Ice age as a trigger of active Quaternary volcanism and tectonism. **Tectonophysics**, v. 212, n. 3–4, p. 321–329, out. 1992.
- NOWELL, D. A. G.; JONES, M. C.; PYLE, D. M. Episodic Quaternary volcanism in France and Germany. **Journal of Quaternary Science**, v. 21, n. 6, p. 645–675, set. 2006.
- PELLETIER, J. D. Flexural Isostasy. *In*: PELLETIER, J. D. **Quantitative Modeling of Earth Surface Processes**. 1. ed. New York: Cambridge University Press, 2008. cap. 5, p. 109-124.
- PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; LOWRY, A. R.; WATTS, A. B. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 8, n. 5, p. n/a-n/a, maio 2007.
- PRAETORIUS, S.; MIX, A.; JENSEN, B.; FROESE, D.; MILNE, G.; WOLHOWE, M.; ADDISON, J.; PRAHL, F. Interaction between climate, volcanism, and isostatic rebound in Southeast Alaska during the last deglaciation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 452, p. 79–89, 15 out. 2016.
- RAWSON, H.; PYLE, D. M.; MATHER, T. A.; SMITH, V. C.; FONTIJN, K.; LACHOWYCZ, S. M.; NARANJO, J. A. The magmatic and eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: Insights from southern Chile. **Geology**, v. 44, n. 4, p. 251–254, 1 abr. 2016.
- SABADINI, R.; LAMBECK, K.; BOSCHI, E. **Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology**. 1^a ed. Dordrecht: Springer Netherlands, 1991. v. 334.

- SATOW, C.; GUDMUNDSSON, A.; GERTISSER, R.; RAMSEY, C. B.; BAZARGAN, M.; PYLE, D. M.; WULF, S.; MILES, A. J.; HARDIMAN, M. Eruptive activity of the Santorini Volcano controlled by sea-level rise and fall. **Nature Geoscience**, v. 14, n. 8, p. 586–592, 2 ago. 2021.
- SCHMIDT, P.; LUND, B.; HIERONYMUS, C.; MACLENNAN, J.; ÁRNADÓTTIR, T.; PAGLI, C. Effects of present-day deglaciation in Iceland on mantle melt production rates. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 7, p. 3366–3379, 1 jul. 2013.
- SEGEV, A.; RYBAKOV, M.; LYAKHOVSKY, V.; HOFSTETTER, A.; TIBOR, G.; GOLDSHMIDT, V.; AVRAHAM, Z. B. The structure, isostasy and gravity field of the Levant continental margin and the southeast Mediterranean area. **Tectonophysics**, v. 425, n. 1–4, p. 137–157, 13 out. 2006.
- SIGMUNDSSON, F. Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland. **Geophysical Research Letters**, v. 18, n. 6, p. 1131–1134, jun. 1991.
- SINTON, J.; GRÖNVOLD, K.; SAEMUNDSSON, K. Postglacial eruptive history of the Western Volcanic Zone, Iceland. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 6, n. 12, p. n/a-n/a, dez. 2005.
- SLATER, L.; JULL, M.; MCKENZIE, D.; GRONVÖLD, K. Deglaciation effects on mantle melting under Iceland: results from the northern volcanic zone. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 164, n. 1–2, p. 151–164, dez. 1998.
- SMITH, J. R.; WESSEL, P. Isostatic Consequences of Giant Landslides on the Hawaiian Ridge. **Pure and Applied Geophysics**, v. 157, n. 6–8, p. 1097–1114, 1 ago. 2000.
- SOBIESIAK, M.; MEYER, U.; SCHMIDT, S.; GÖTZE, H. J.; KRAWCZYK, C. M. Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of Antofagasta, Chile. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 112, n. 12, 4 dez. 2007.
- STERNAL, P.; CARICCHI, L.; CASTELLTORT, S.; CHAMPAGNAC, J.-D. Deglaciation and glacial erosion: A joint control on magma productivity by continental unloading. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 4, p. 1632–1641, 28 fev. 2016.
- STERNAL, P. Surface processes forcing on extensional rock melting. **Scientific Reports**, v. 10, n. 1, p. 7711, 7 dez. 2020.
- STOCCHI, P. *Glacial isostasy and sea level change in the Mediterranean: near and far-field effects on a millennium to century time-scale*. 2007. Tese (Doutorado em Geofísica), Università Degli Studi di Bologna, Bologna, 2007.
- STOCKAMP, J.; LI, Z.; BISHOP, P.; HANSOM, J.; RENNIE, A.; PETRIE, E.; TANAKA, A.; BINGLEY, R.; HANSEN, D. *Investigating glacial isostatic adjustment in Scotland with InSAR and GPS observations*. European Space Agency, (Special Publication) ESA SP. Anais...European Space Agency, 1 maio 2015.

SUGANUMA, Y.; ISHIWA, T.; KAWAMATA, M.; OKUNO, J.; KATSUKI, K.; ITAKI, T.; SEKI, O.; KANEDA, H.; MATSUI, H.; HANEDA, Y.; FUJII, M.; HIRANO, D. Perspectives on a Seamless Marine-lake Sediment Coring Study in East Antarctica. **Journal of Geography (Chigaku Zasshi)**, v. 129, n. 5, p. 591–610, 25 out. 2020.

TETELMIN, V.; GRACHEV, V.; PLIAMINA, O. Influence of Large Water-Storage Reservoirs on the Isostatic Equilibrium of the Earth's Crust. **International Journal of Mechanical Engineering and Technology (IJMET)**, v. 9, n. 6, p. 983–991, 2018.

TOLSTOY, M. Mid-ocean ridge eruptions as a climate valve. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 5, p. 1346–1351, 16 mar. 2015.

TRENBERTH, K. E.; DAI, A.; VAN DER SCHRIER, G.; JONES, P. D.; BARICHIVICH, J.; BRIFFA, K.; SHEFFIELD, J. Global warming and changes in drought. **Nature Climate Change**, v. 4, n. 1, p. 17–22, 20 jan. 2014.

VALLA, P. G.; STERNAL, P.; FOX, M. How climate, uplift and erosion shaped the alpine topography. **Elements**, v. 17, n. 1, p. 41–46, 1 fev. 2021.

VAN VLIET-LANOË, B.; BERGERAT, F.; ALLEMAND, P.; INNOCENTD, C.; GUILLOU, H.; CAVAILHES, T.; GUMUNDSSON, A.; CHAZOT, G.; SCHNEIDER, J. L.; GRANDJEAN, P.; LIORZOU, C.; PASSOT, S. Tectonism and volcanism enhanced by deglaciation events in southern Iceland. **Quaternary Research (United States)**, v. 94, p. 94–120, 1 mar. 2020.

VERNANT, P.; HIVERT, F.; CHÉRY, J.; STEER, P.; CATTIN, R.; RIGO, A. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. **Geology**, v. 41, n. 4, p. 467–470, abr. 2013.

WAKE, L. M.; LECAVALIER, B. S.; BEVIS, M. Glacial Isostatic Adjustment (GIA) in Greenland: A Review. **Current Climate Change Reports**, v. 2, n. 3, p. 101–111, 5 set. 2016.

WATT, S. F. L.; PYLE, D. M.; MATHER, T. A. The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. **Earth-Science Reviews**, v. 122, p. 77–102, jul. 2013.

WATTS, A. B. **Isostasy and Flexure of the Lithosphere**. 1. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.

WATTS, A. B. An overview, in *Treatise of Geophysics*. In: WATTS, A. B. **Crust and lithosphere dynamics**. 1. ed. vol 6. Elsevier, 2007. An overview, in *Treatise of Geophysics*, p. 1–48.

WATTS, A. B. Isostasy. In: GUPTA, H. K. **Encyclopedia of Solid Earth Geophysics**. 2nd. ed. Cham: Springer International Publishing, 2021. Isostasy, p. 831–845.

WATTS, A. B.; BUROV, E. B. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 213, n. 1–2, p. 113–131, 1 ago. 2003.

WHITEHOUSE, P.; LATYCHEV, K.; MILNE, G. A.; MITROVICA, J. X.; KENDALL, R. Impact of 3-D Earth structure on Fennoscandian glacial isostatic adjustment: Implications for space-geodetic estimates of present-day crustal deformations. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 13, p. L13502, jul. 2006.

WICKERT, A. D. Open-source modular solutions for flexural isostasy: gFlex v1.0. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 3, p. 997–1017, 8 mar. 2016.

WILLETT, S. D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M. T.; FISHER, D. M. Introduction. *In*: WILLETT, S. D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M. T.; FISHER, D. M. **Tectonics, Climate, and Landscape Evolution**: Geological Society of America, Special Paper 398, Penrose Conference Series, 2006. v. 398. Introduction, p. vii–xi.

WILSON, A. M.; RUSSELL, J. K. Glacial pumping of a magma-charged lithosphere: A model for glaciovolcanic causality in magmatic arcs. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 548, 15 out. 2020.

ZANDT, G.; GILBERT, H.J.; OWENS T.J.; DUCEA, M.; SALEEBY, J.; JONES, C.H. Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California. **Nature**, v. 431, n. 7004, p. 41–46, set. 2004.

ZIELINSKI, G. A. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism–climate system. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 1–5, p. 417–438, jan. 2000.