

Notas de aula da disciplina de Estratigrafia (GSA0307)

Professor: Renato Paes de Almeida

Monitora: Geovana Leite Geraldo

2 PRODUÇÃO SEDIMENTAR

Produção sedimentar: o quanto de sedimento é produzido em uma área da superfície da Terra.

Intemperismo: alteração das rochas expostas por processos superficiais.

Produtos do intemperismo:

- minerais resistentes ao intemperismo (quartzo, turmalina, zircão, rutilo, em certas condições feldspato)
- minerais neoformados (argilominerais, óxidos e hidróxidos)
- íons em solução

Intemperismo físico: desagregação, abrasão, fragmentação, pode ser originado devido a variações na temperatura.

Intemperismo químico: resultado de chuvas, mudanças químicas.

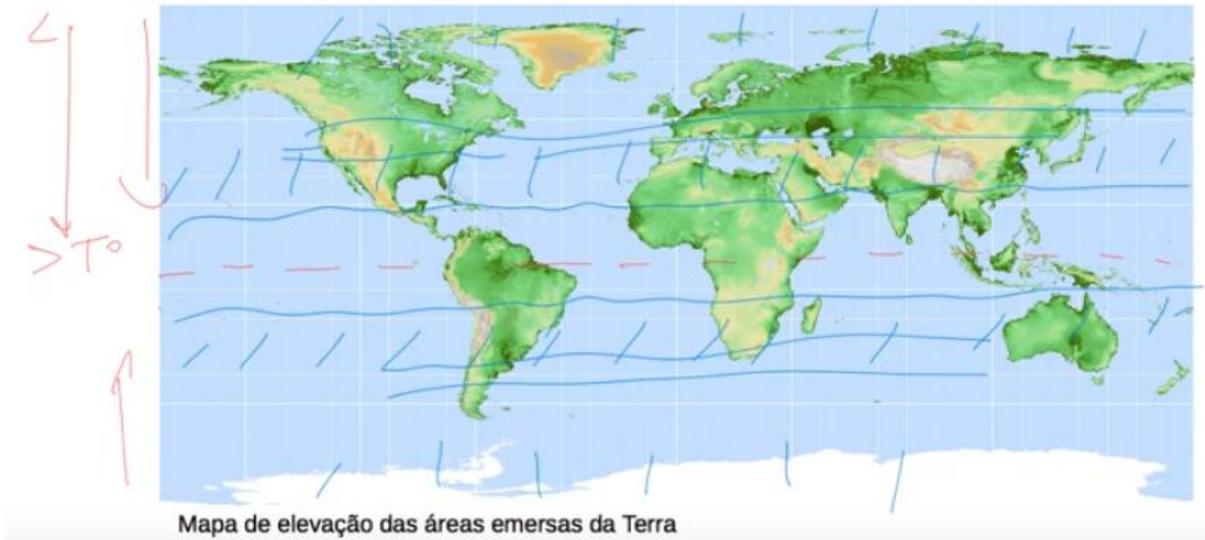
2.1 Fatores que influenciam na intensidade do intemperismo:

LATITUDE

Latitudes menores possuem temperaturas maiores.

Zonas de maior precipitação próximas ao Equador, porém próximo aos trópicos existe uma zona de redução de precipitação. Em latitudes maiores que os trópicos (Zona Temperada), a precipitação volta a aumentar. Isso acontece porque existem células atmosféricas que trazem porções de ar de maiores altitudes, com umidade reduzida, para a região dos trópicos, resultando em diversas áreas áridas próximas a essas latitudes.

Latitude e altitude – temperatura e precipitação



ALTITUDE

Áreas de altitude mais elevada possuem menor temperatura. Já em relação às chuvas, as bordas de regiões com maiores altitudes tendem a ter precipitação mais intensa.

Latitude e altitude – temperatura e precipitação



Para separar genericamente onde predomina o intemperismo físico ou o químico, pode-se relacionar a temperatura e a precipitação de diferentes latitudes da Terra, como no gráfico abaixo: nas regiões próximas ao Equador e na Zona Temperada, as altas taxas de precipitação tornam o intemperismo

químico dominante. Já nas regiões dos trópicos e polares, a falta de umidade faz com que o intemperismo físico seja mais intenso.

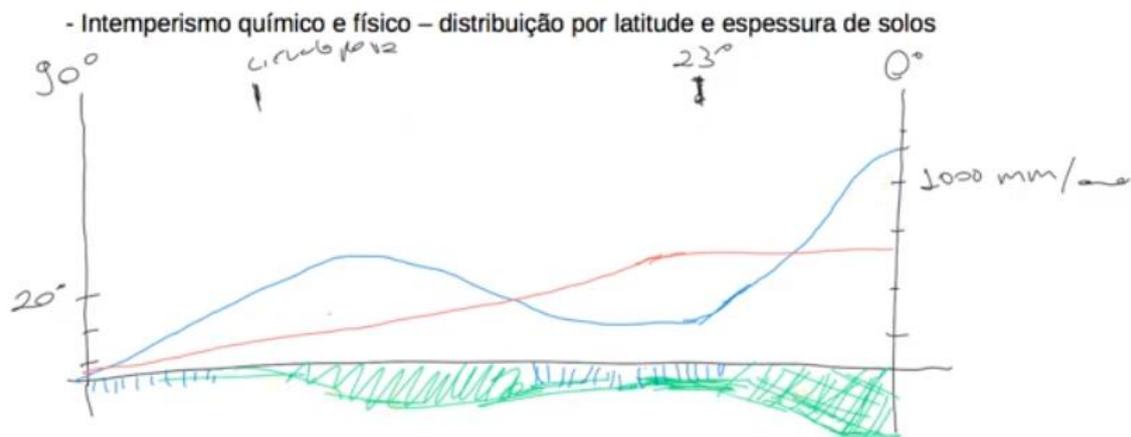


Figura 1: No gráfico, o eixo horizontal representa as latitudes, de 0° a 90°. O eixo vertical da esquerda corresponde à temperatura média (°C), representada pela linha vermelha. Já o eixo vertical da direita representa a precipitação (mm/ano), indicada na linha azul. Em verde, tem-se indicado a variação de espessura dos perfis de solo.

Considerando-se apenas a intensidade do intemperismo químico, o esperado seria que os perfis de solos são mais intensos nas regiões com mais alteração das rochas. Porém, essa espessura depende da taxa de remoção de materiais.

Portanto, uma área com perfil de solo espesso possui intemperismo químico intenso, porém não é necessariamente uma área com alta produção sedimentar, pois isso implica em remoção de material, ou seja, transporte. Se o material fica *in situ*, é solo e não sedimento.

2.2 Controles do transporte

A maior parte dos sedimentos são transportados por água corrente em superfície. Para que o transporte pela água seja mais eficiente, é necessário que o terreno apresente declividade.

Produção sedimentar = taxa de intemperismo e desagregação* + taxa de escoamento**

*controles climáticos locais

**controlada pela declividade e relevo

As áreas de maior produção sedimentar do planeta são áreas com altas declividades e climas diversos. O destino final dos sedimentos são as bacias sedimentares.

Depósitos:

- Terrígenos: materiais resistentes
- Químicos: formam depósitos em condições mais secas, onde a evaporação supera a precipitação
- Biogênicos: formados pelo metabolismo de organismos vivos, que retiram íons da água e transformam em partículas sólidas, como carapaças e ossos, geram um problema no balanço de massa, pois o material não veio necessariamente de rochas intemperizadas de fora da bacia, mas sim do ciclo do carbono.

2.3 Produção sedimentar

Medida de massa de sedimentos (SY) produzida por unidade de área por ano (t/km²/ano).

Produção sedimentar relaciona-se à taxa de denudação (ΔH), ou seja à redução vertical do relevo por erosão.

$$\Delta H = SY / \rho \cdot 10^6$$

Onde:

ΔH : taxa de denudação (m/ano)

SY: produção sedimentar (t/km²/ano)

ρ : densidade das rochas das áreas fonte desnudadas (t/m³)

*A produção sedimentar é determinada pela declividade, erodibilidade e clima

Ludwing & Probst (1996)

$$SY = C \cdot R \cdot S \cdot VP$$

C= constante, depende da erodibilidade da área, aproximado originalmente para 0,02, quanto maior a erodibilidade, maior a constante

R= escoamento superficial específico (mm/ano) o quanto escoar de uma área superficialmente, através de rios

S= declividade média das fontes

VP= variabilidade da precipitação (mm/ano)

Escoamento superficial (R)

O quanto de água que escoar de uma área superficialmente, através de rios

R= chuva – transpiração – infiltração – evaporação

Coefficiente de runoff **CF= R/P**, onde P é o precipitado

Regiões úmidas, CF= 60-70%

Secas, CF= 1%

Locais com chuvas sazonais, CF=90% (o alto coeficiente é explicado pela falta de vegetação, o que diminui a transpiração)

Variabilidade da precipitação (VP)

$$VP = \sum P^2 \text{ cada mês} / P \text{ ano}$$

Essa variável indica a distribuição de chuvas ao longo do ano. Uma área que chove de maneira homogênea o ano todo tende a ter mais vegetação, o que estabiliza o solo e diminui a produção sedimentar.

Se a distribuição de chuvas é heterogênea e concentrada, o VP é alto e o desequilíbrio do clima não permite o desenvolvimento de uma vegetação abundante, apresentando assim erosão mais intensa e conseqüentemente uma produção sedimentar maior. Além do mais, chuvas torrenciais erodem muito mais e transportam volumes maiores de sedimento.

Declividade (S)

A declividade é maior na transição de relevos maiores para menores, ou seja, nas bordas das grandes montanhas. Os altos topográficos são em geral

orogênicos, mas também existem resquícios de relevos de orógenos antigos assim como rugosidades em planaltos, que possuem declividades mais acentuadas que as planícies.

O próprio processo de denudação por águas superficiais altera a declividade do relevo. Nas bordas dos vales de rios, ocorre maior remoção de material, o que gera altas declividades locais devido aos rios que cavam os vales. As regiões de maior produção sedimentar são vales úmidos nas bordas de grandes cadeias de montanhas. Os vales são geradores de declividades locais reflexo da declividade global nas bordas de montanhas.

A produção sedimentar varia muito na Terra, de $<1\text{t}/\text{km}^2/\text{ano}$ na Sibéria até $>5.10^4\text{ t}/\text{km}^2/\text{ano}$ no centro leste da China. O sistema de transporte sedimentar tende a concentrar os sedimentos que os rios distributários carregam para os rios tronco. A maior parte dos sedimentos do Rio Amazonas que são drenados na costa possuem origem de afluentes que nascem nos Andes. O mesmo acontece com o Rio Paraná. Mais da metade do aporte de sedimentos em suspensão são carregados por apenas 24 rios.



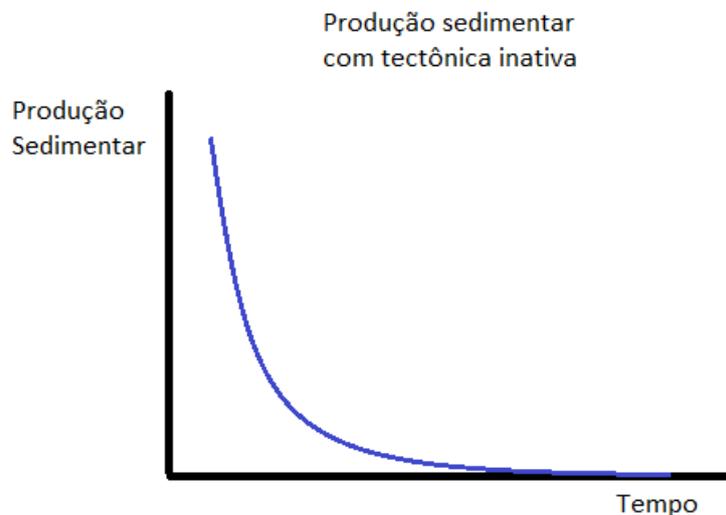
Figura 2: representação dos aportes de sedimento em suspensão dos 24 rios com maior fluxo sedimentar do planeta. São rios com grandes áreas de drenagem. Na América do Sul, os quatro maiores são o Rio Amazonas, Rio Paraná, Rio Orinoco e Rio Madalena. O Rio Yang-Tsé está em destaque porque possui uma bacia de drenagem pequena em relação aos outros. Sua produção sedimentar é alta porque o rio drena depósitos de Loess, de erodibilidade maior do que a média da crosta.

Pode-se concluir que no geral, rios com grande aporte sedimentar possuem afluentes que passam por locais de alta declividade, como nas bordas de orógenos. Outra característica comum desses rios é que possuem grandes áreas de drenagem. O clima passa a ser um fator de menor influência em relação à declividade.

O alto aporte sedimentar nos rios do Alasca e do Canadá podem ser explicados pela intensa erosão gerada pelas geleiras, o que produz grandes volumes de material.

A Terra possui maior produção sedimentar nas áreas de maior declividade. Porém, a denudação dos altos topográficos reduz a declividade. Conseqüentemente, a produção sedimentar também diminui.

O esperado é que a produção sedimentar caia onde não há tectônica ativa, devido à denudação e caia de maneira cada vez mais lenta, porque a taxa de denudação fica mais lenta.



Tectônica x Erosão

Soerguimento gera declividade.

Soerguimento -> declividade -> erosão

Com uma tectônica ativa, a altitude e declividade de uma região aumentam. Conforme o alto topográfico ganha altitude, a erosão aumenta. Porém, esse aumento ocorre até um certo limite, no qual tudo o que foi

soerguido é erodido. Assim, essa região não pode ter uma declividade (ou altitude) maior do que a de equilíbrio, quando a **taxa de soerguimento é igual à taxa de denudação**. Quando o equilíbrio é atingido, é chamado de patamar.

A produção sedimentar de um lugar com tectônica ativa aumenta até tender ao patamar. O fator que determina o valor do patamar é a taxa de soerguimento.

Clima

Considerando-se uma taxa de soerguimento constante, em locais de climas úmidos é necessária uma menor declividade para a mesma produção sedimentar em relação a lugares secos.

O que determina o clima não é apenas a pluviosidade, mas sim o déficit hídrico.

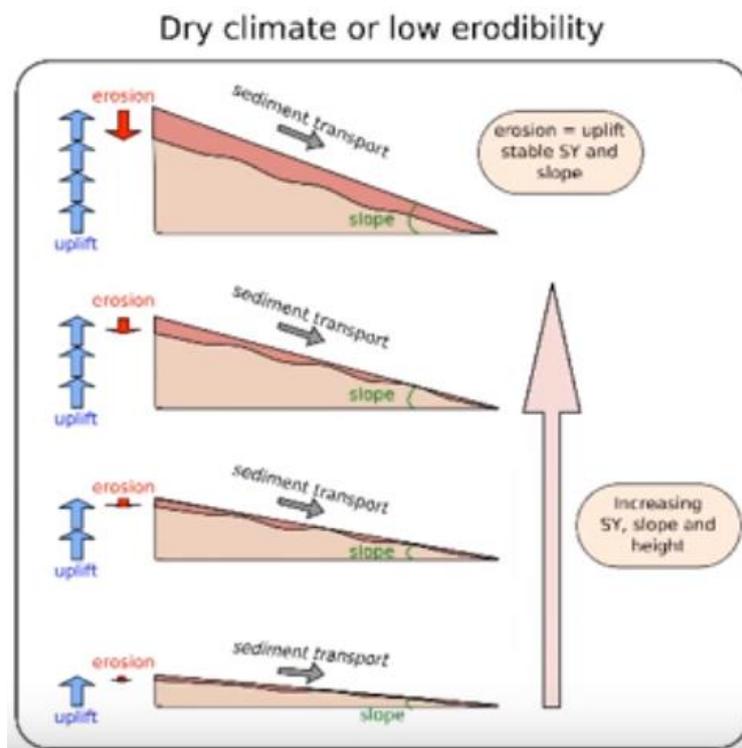


Figura 3: Conforme ocorre o soerguimento, a declividade aumenta e conseqüentemente a produção sedimentar aumenta progressivamente, até que a taxa de denudação seja equivalente ao soerguimento, atingindo assim o patamar da SY. A taxa de soerguimento ao longo do tempo é constante, porém a produção sedimentar varia ao longo do tempo em função da declividade.

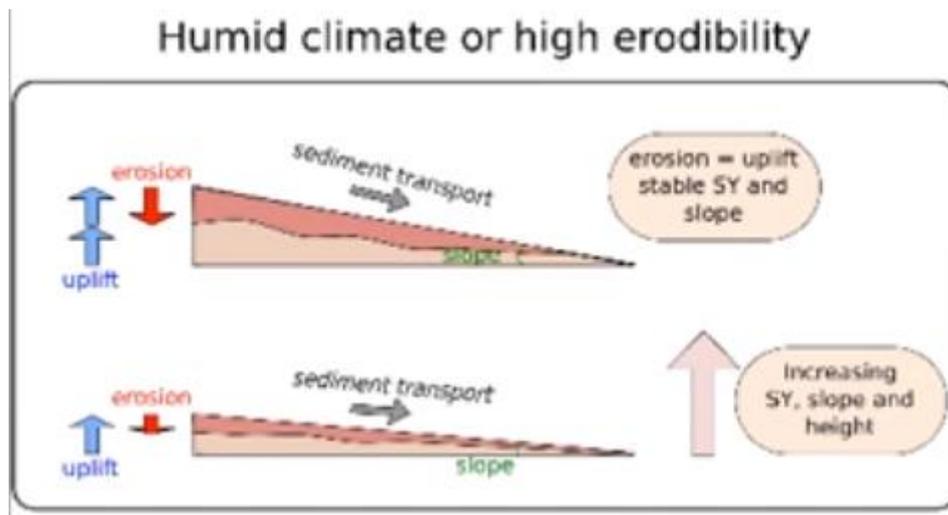


Figura 4: Em climas úmidos, a declividade necessária para uma mesma produção sedimentar é menor, originando relevos mais baixos nessas regiões. O patamar é atingido mais rapidamente.

Portanto, uma mudança climática não irá interferir no valor do patamar da produção sedimentar, pois ele é determinado pela **taxa de soerguimento**. Mudanças climáticas causam um desequilíbrio **momentâneo** na produção sedimentar.

O aumento da umidade causa um aumento instantâneo na produção sedimentar, que retorna ao patamar após se equilibrar com o soerguimento. A altitude diminui porque para o mesmo volume de sedimento produzido, a declividade pode ser menor.

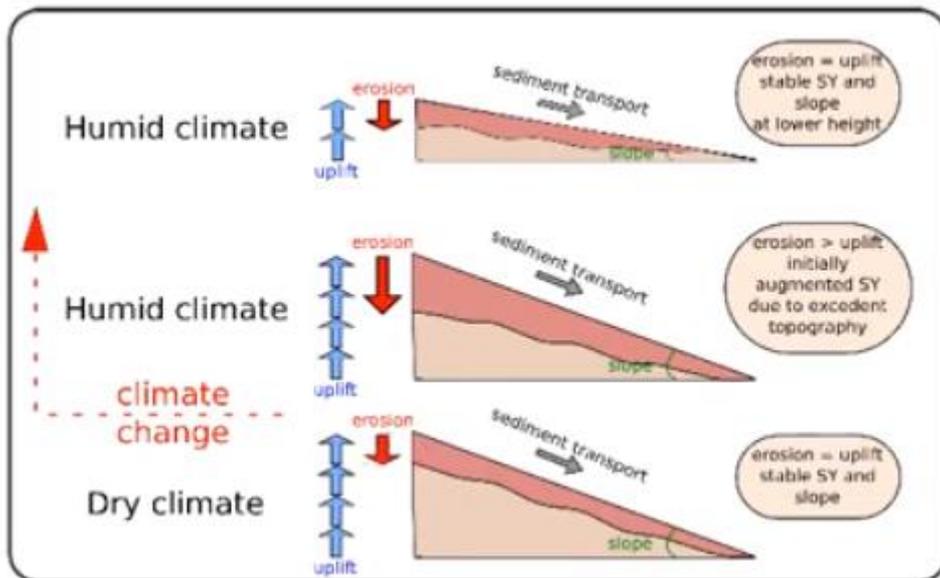


Figura 5: Para uma mesma taxa de soerguimento, a declividade necessária para atingir o patamar da SY é menor em climas úmidos.

A produção sedimentar é limitada pelo soerguimento e ela tem variação na **transição** dos climas. O clima interfere na altura que o alto topográfico irá apresentar quando o equilíbrio for atingido. Para uma mesma produção sedimentar, climas úmidos apresentarão relevos mais baixos do que climas áridos.

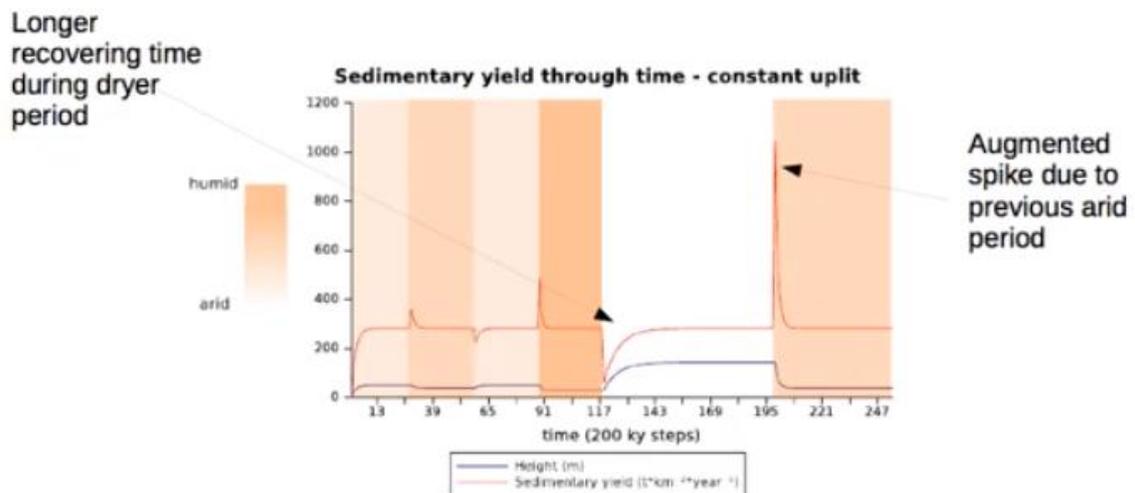


Figura 6: Produção sedimentar e elevação de uma área com taxa de soerguimento constante. A linha laranja representa a produção sedimentar e a azul representa a elevação do alto topográfico. A SY atinge um patamar equivalente ao soerguimento e esse patamar é controlado pelo soerguimento. Mudanças no clima originam picos de aumento e quedas na SY, até que a produção sedimentar tenda ao patamar novamente. Quanto mais drástica é a mudança climática, maior é o pico na produção sedimentar. A elevação dessas áreas também apresenta respostas às mudanças climáticas: em climas úmidos o relevo

diminui e em climas áridos, aumenta. É importante destacar que a escala de tempo não reflete os eventos que ocorrem na Terra.

Realidade na Terra

A erosão das rochas é muito lenta, de modo que dificilmente se atinge o patamar da SY antes do clima mudar.

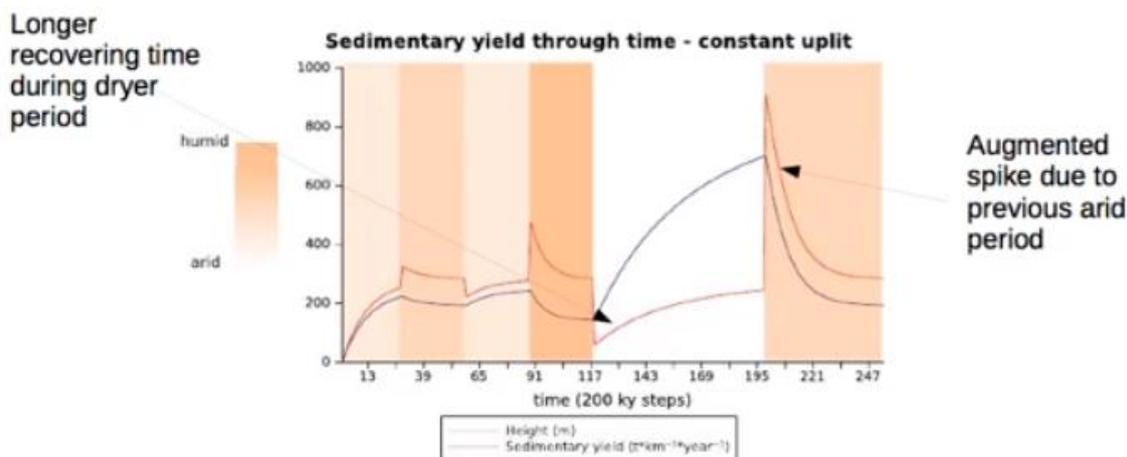


Figura 7: Situação mais condizente com o que acontece na Terra: devido à lenta erosão das rochas, o tempo para atingir o patamar maior e não é atingido antes da mudança climática. Outra consequência é que os picos não são tão bem marcados como no modelo anterior, porque a nova altura do relevo necessária para a mesma produção sedimentar é atingida de forma muito lenta (ou nem mesmo é atingida). Ou seja, na mudança para um clima úmido, a tendência é que o relevo passe a ter uma altura menor, porém é necessário muito tempo para atingir essa altura, devido à erodibilidade das rochas, de modo que em geral o clima muda antes de se atingir essa elevação.

A manutenção da produção sedimentar no tempo indica manutenção de declividade, ou seja, soerguimento ativo. Logo, uma bacia sedimentar preenchida é um registro indireto do soerguimento da área fonte. Ou seja, registros sedimentares significativos nas bacias são resultado de um longo tempo de produção sedimentar. Caso não ocorra soerguimento, a denudação será tão rápida que o registro sedimentar será pouco significativo.

Como exemplo, pode-se citar o Rio Amazonas: o volume de sedimentos com fonte andina é tão maior em relação às outras fontes que é gerado um efeito de diluição, ou seja, os sedimentos provenientes de áreas sem tectônica ativa praticamente não aparecem no registro porque proporcionalmente, seu volume é muito reduzido em relação aos sedimentos provenientes dos Andes.

Portanto, a maior parte do sedimento clástico de bacias sedimentares é proveniente de áreas de soerguimento ativo, sendo assim o registro indireto da tectônica em escala regional. Áreas com soerguimento ativo possuem produção sedimentar da ordem de 2 a 3 vezes maiores do que as que não possuem soerguimento.

Não só o clima e a tectônica afetam na produção sedimentar, mas também a área da bacia de drenagem, de modo que mudanças na rede de drenagem, na continuidade e eventos de transgressão e regressão marinha também interferem na produção sedimentar.

3 BACIAS SEDIMENTARES

São áreas da superfície terrestre que sofrem ou sofreram subsidência continuada (definição geodinâmica).

A subsidência de uma bacia não é causada pela carga de sedimento, pois o sedimento é menos denso que a crosta continental (densidade relativa de 2,8), que por sua vez é menos densa que o manto ($d=3,4$). Portanto, mesmo que a pilha sedimentar faça com que a base do manto afunde devido à carga extra, o relevo em si fica mais alto, porque houve aporte de material.

Subsidência: resposta a uma mudança de estado na crosta ou na litosfera, lento movimento em direção ao centro da Terra. Tem como principal agente a tectônica global.

Áreas que estão em subsidência hoje são bacias ativas. Como exemplo, temos a Bacia de Santos e a de Campos. A Bacia do Paraná é uma bacia inativa, pois sofreu subsidência no passado.

Taxas de subsidência comuns: 10^{-3} - 10^0 m/1000 anos. É um processo lento, mesmo comparando-se a outros eventos geológicos.

A velocidade de movimento das placas tectônicas é de 10^{-2} m/ano, ou seja, a subsidência é 1000 a 10.000 vezes mais lenta que movimentação das placas, porém é capaz de deixar registros de sucessões estratigráficas de alguns milhares de metros. A maior parte do Tempo Geológico foi dividido com base nessa sucessão.

Uma classificação muito utilizada no passado e atualmente em desuso classifica as bacias sedimentares relacionando-as à sua localização em relação a limites de placa e ao tipo de limite. Tal separação ocorre do seguinte modo:

Bacias relacionadas a limites convergentes de placas

Bacias relacionadas a limites divergentes de placas

Bacias relacionadas a limites transformantes de placas

Bacias intra-placa (não relacionadas aos limites de placas)

Esse tipo de classificação possui uma série de problemas e ambiguidades.

Obs: as maiores províncias em subsidência são as bacias oceânicas, porém não entram na classificação porque entram em subducção e no geral não se preservam no registro.

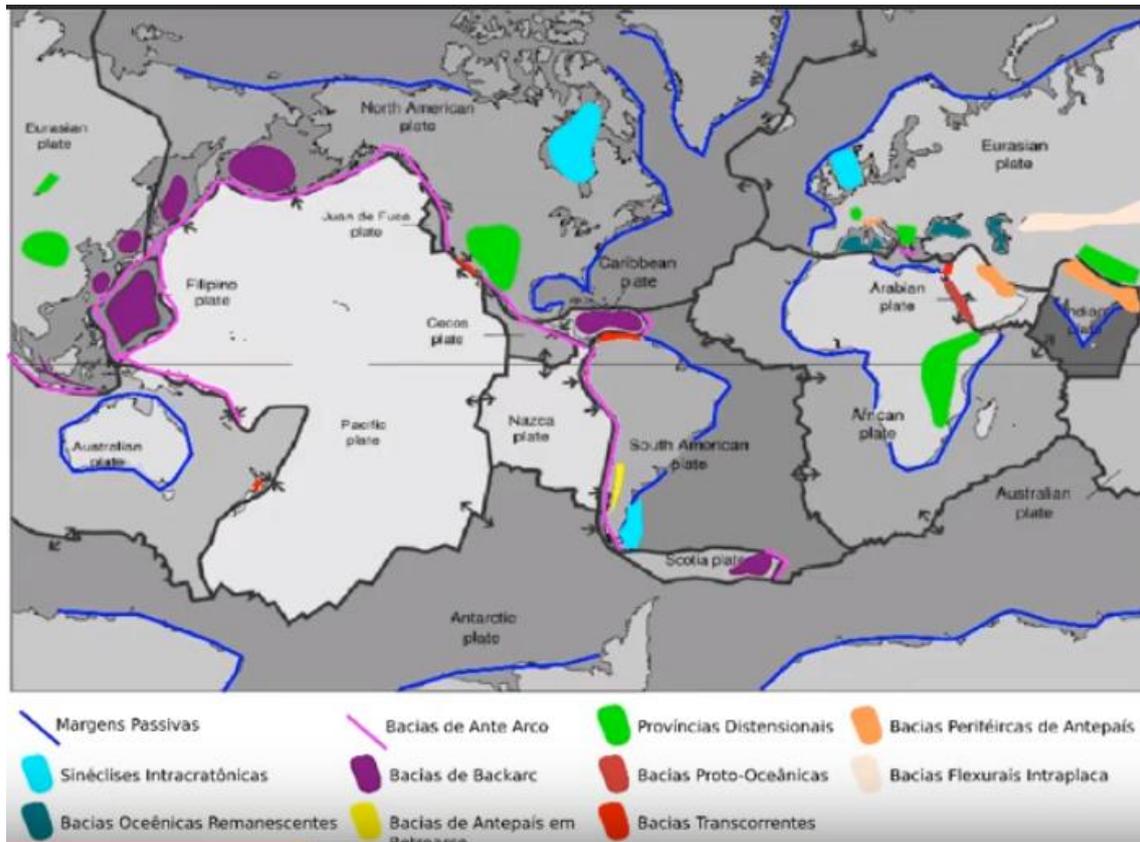


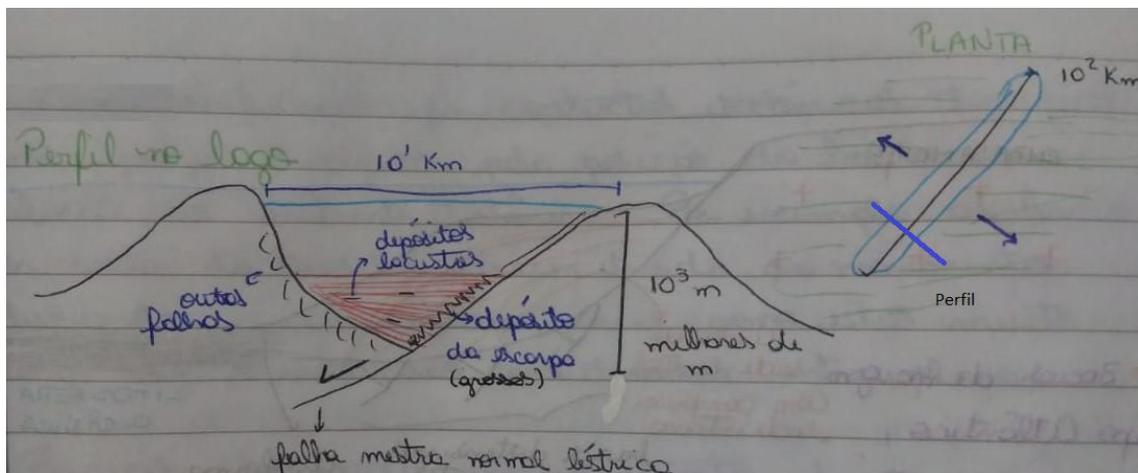
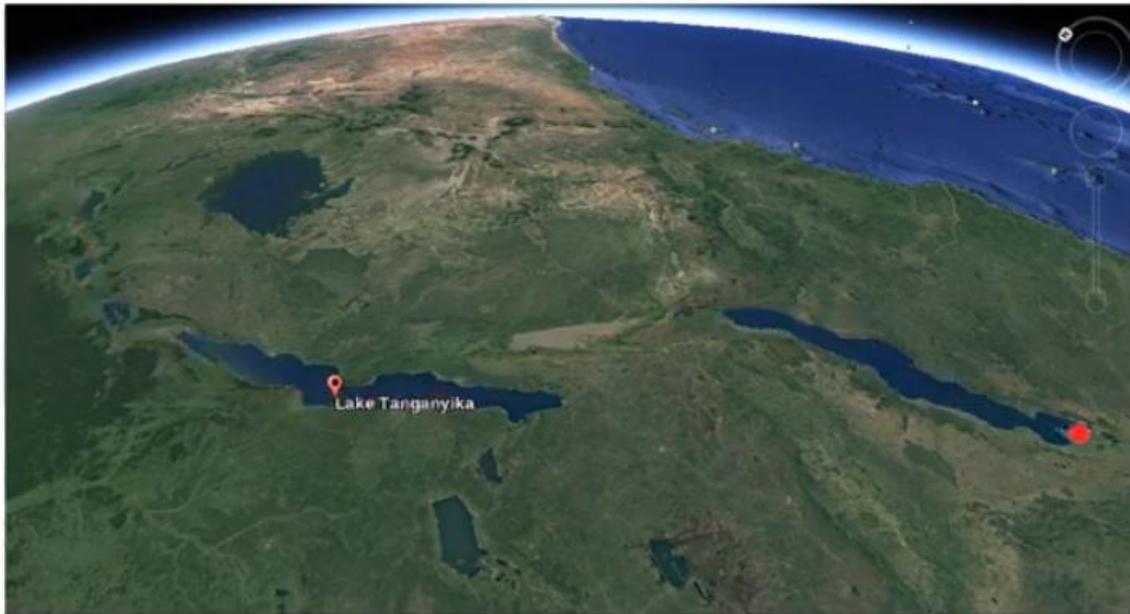
Figura 8: Classificação de bacias ativas de acordo com a sua posição em relação a limites de placa.

3.1 Bacias intraplaca

3.1.1 Exemplos

Rift da África

Sistema de bacias distensivas, profundas, distribuídas de modo linear, com muitos lagos e preenchimento lacustre. Relacionada a falhas normais. Possui depocentros profundos e formas alongadas.



Basin and Range – oeste dos EUA

Abundância de bacias distensivas relacionadas a alto topográfico de grandes proporções que já esteve ligado a convergência de placas, atualmente é um limite transforme de placas.

Ocorre distensão originando uma série de bacias paralelas de preenchimento aluvial. Clima árido com sistemas de drenagem tributários. Os rios vêm do alto das montanhas em direção à bacia.

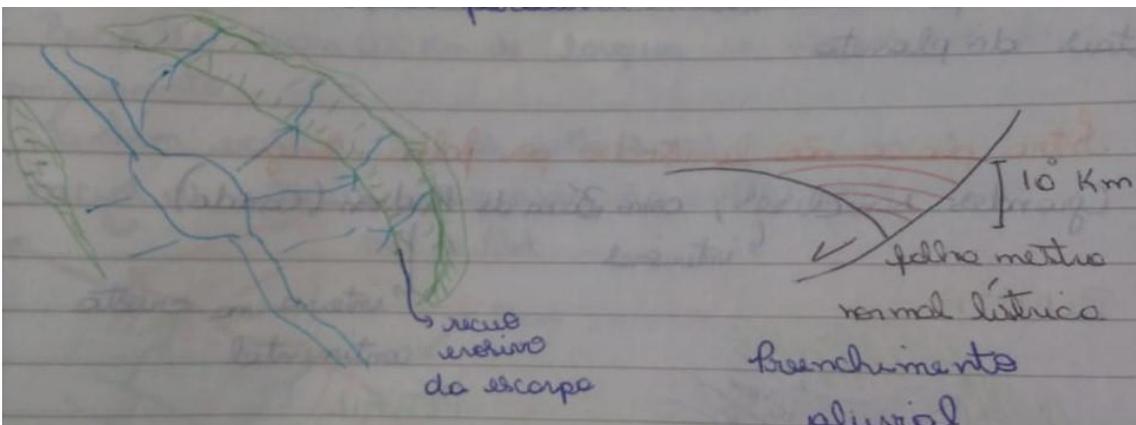
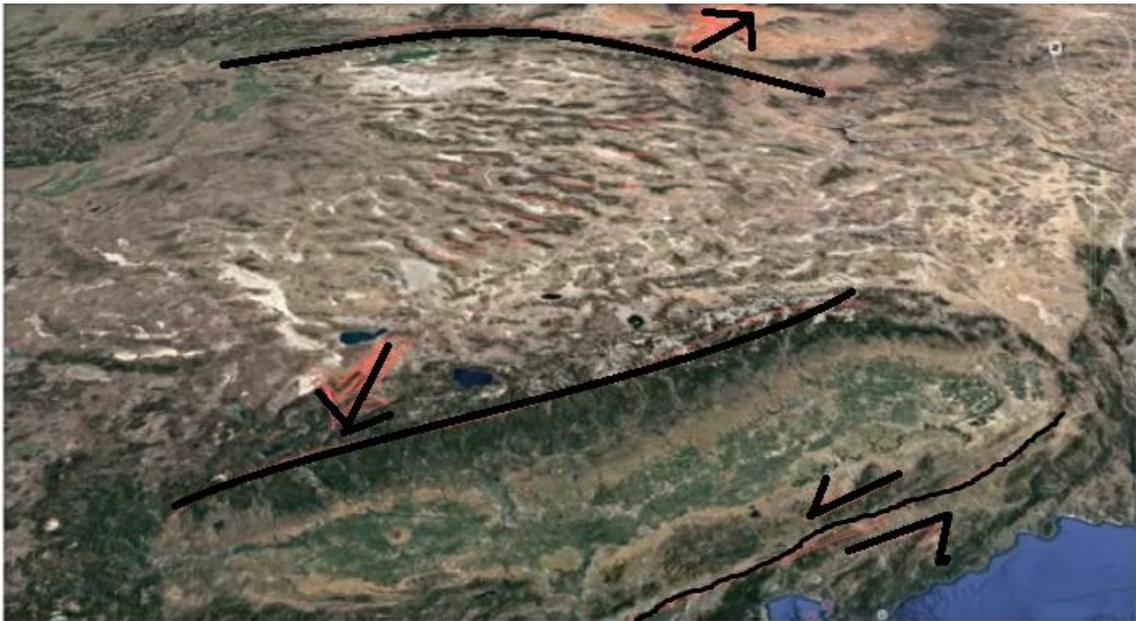
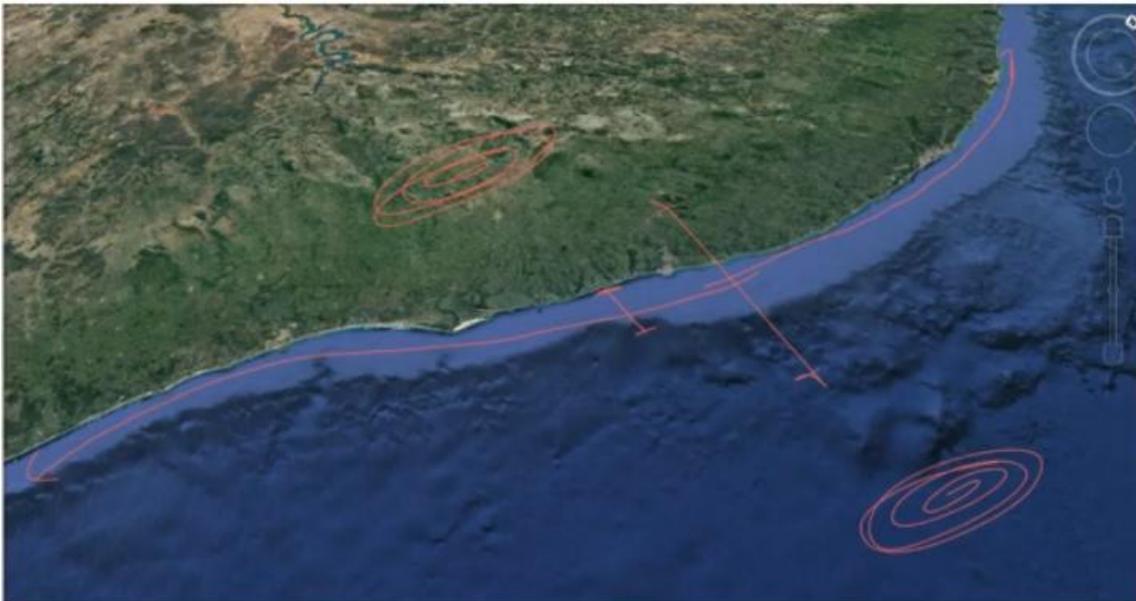


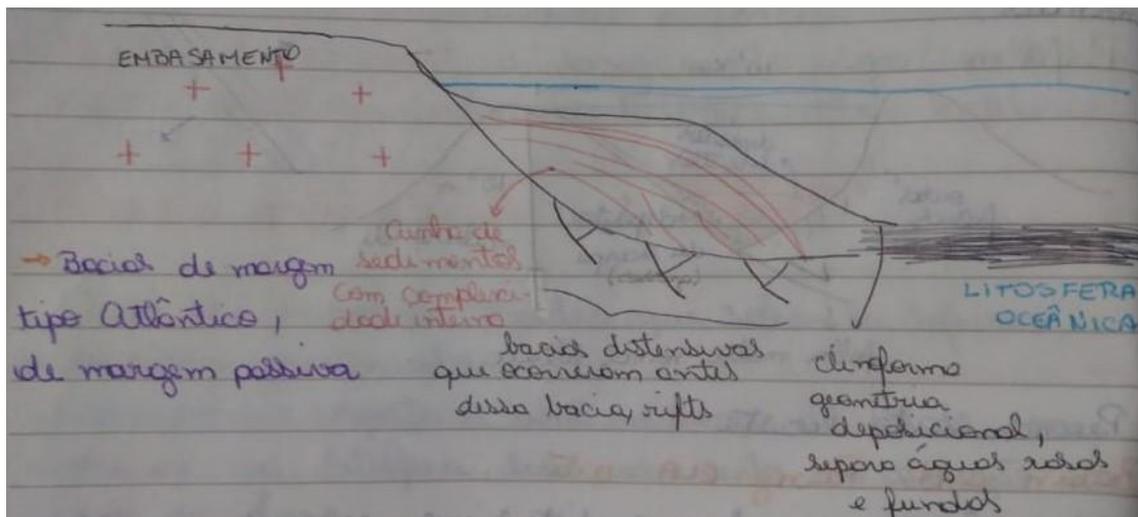
Figura 9: O perfil das bacias do Basin and Range assim como no Rift da África, são marcadas por uma falha mestra normal listrica, com alguns km de profundidade e preenchimento aluvial.

Limites entre áreas emersas continentais e oceânicas

Comprimentos lineares que acompanham as margens dos continentes, com muitos milhares de km e largura de poucas centenas de km.

O perfil desse tipo de bacia é totalmente diferente dos anteriores: uma área emersa passa a ser imersa, com geometria de deposição em cliniformas, que separam águas rasas (até 200 m) de águas profundas (até 2000 m de profundidade). O embasamento mergulha em direção ao continente e nele é possível observar falhas normais associadas a bacias anteriores, do tipo Rift. A borda da crosta continental encontra-se distendida e afinada, sendo adjacente à crosta oceânica. É uma bacia intraplaca não delimitada por falha. Essas bacias concentram a maior parte de sedimentos continentais do planeta, sendo chamadas de **bacias de margem passiva**. Como exemplo, temos o litoral leste da América do Sul.



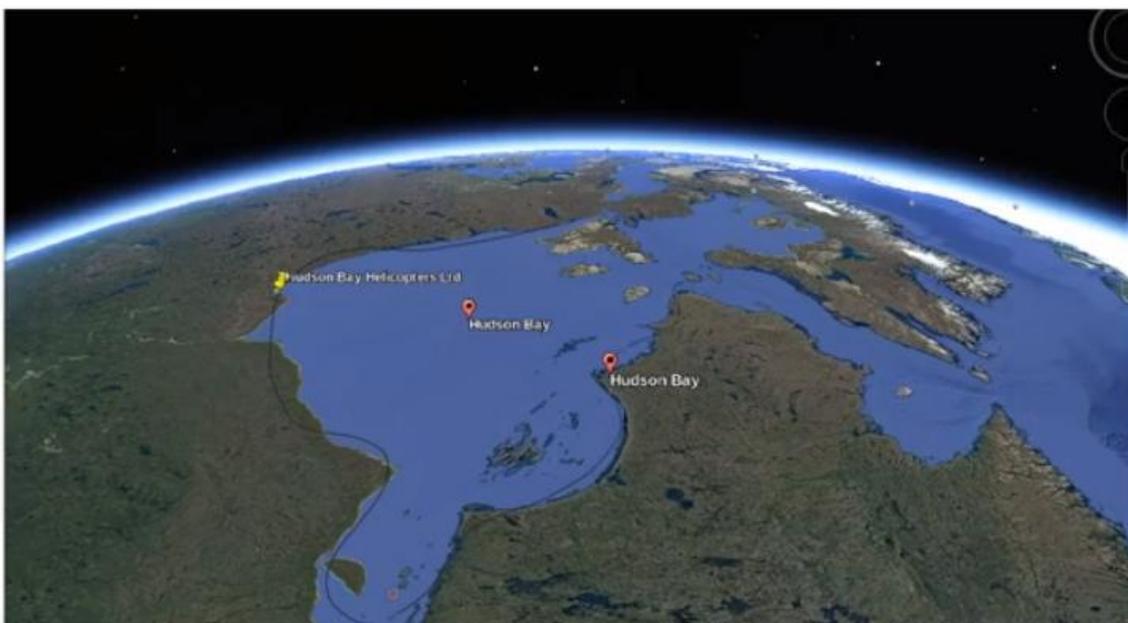


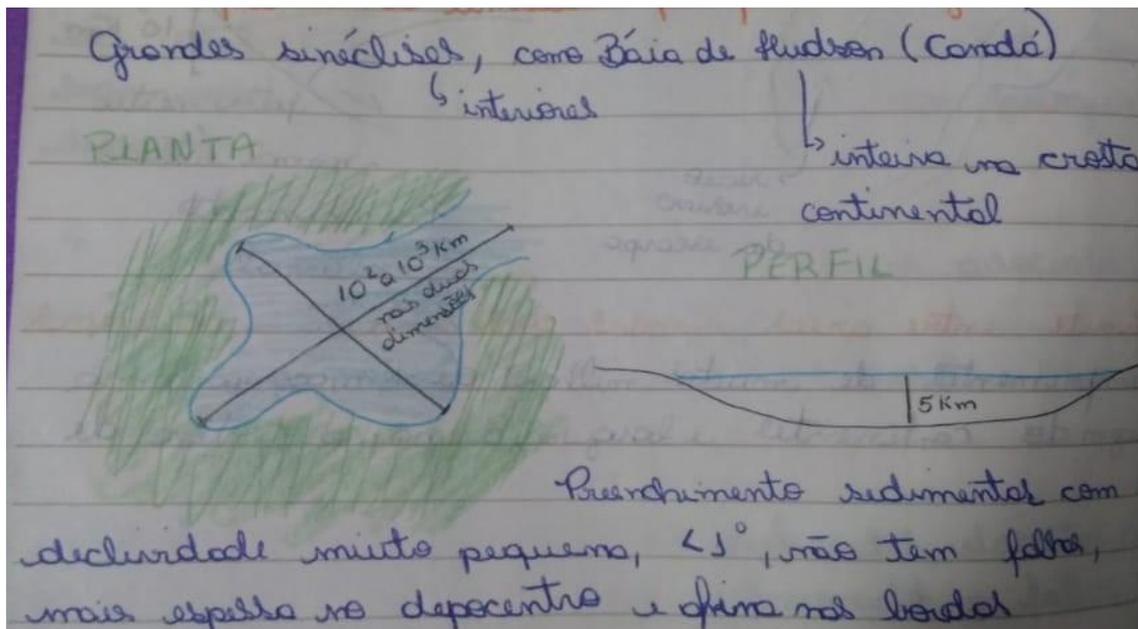
Bacias cratônicas ou interiores- Bacia de Hudson

Assim como as bacias de margem passiva, não são limitadas por falhas. A Bacia de Hudson encontra-se sobre crosta continental, com mar epicontinental adentrando nela.

Um perfil dessa bacia apresentaria centenas a milhares de km nas duas dimensões, com poucos km de profundidade (aproximadamente 5 km). Com preenchimento sedimentar não limitado por falha, mais espesso no depocentro e de baixíssima declividade ($<1^\circ$).

A Bacia do Paraná foi uma bacia cratônica no passado.





3.1.2 Conclusões

Bacias intraplaca, por distensão ou sem movimentos tectônicos ativos claros, temos bacias delimitadas por falhas normais ou não limitadas por falhas nas margens dos continentes ou no interior. A classificação por contextos tectônicos tem problemas porque classifica pela **posição** da bacia em relação ao ambiente tectônico e não pelo agente/processo que origina a bacia. Por exemplo: as bacias da costa do Brasil ocorrem devido ao movimento divergente que aconteceu, porém como estão muito longe do limite, são consideradas intraplaca.

3.2 Bacias em contexto convergente

3.2.1 Exemplos

Interação continente-continente-Platô do Tibet

Predominância de falhas inversas, originadas pela convergência da Índia sob a Ásia. Esse contexto dá a falsa ideia de que bacias em contexto divergente estão associadas a regimes distensivos e bacias relacionadas a contextos convergentes a regimes compressivos. No caso do Platô do Tibet, existem bacias condicionadas por falhas inversas, mas também existem bacias

distensivas. Portanto, associar divergência a bacias de falhas normais e convergência a falhas inversas é errôneo e simplifica muito a realidade.

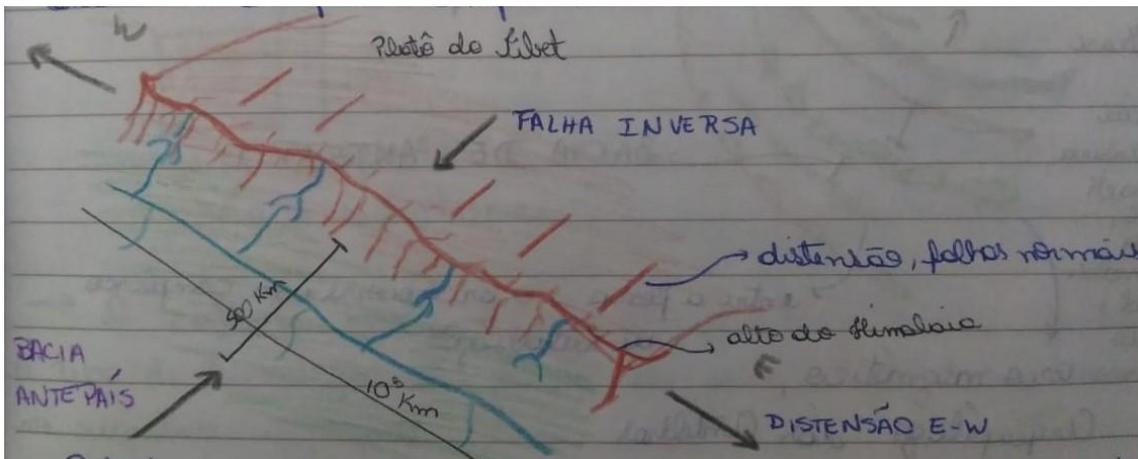
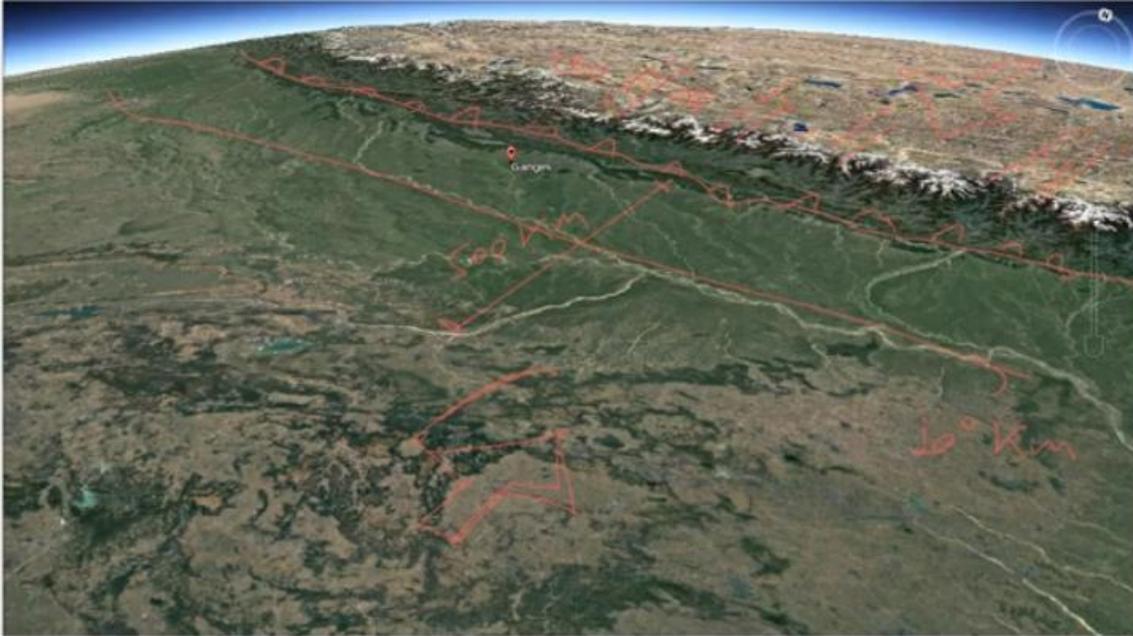


Figura 10: representação de dois tipos de bacia encontrados na região do Platô do Tibet: ao sul do platô, ocorre uma bacia alongada, controlada por falhas inversas, com 500 a 600 km de largura e alguns km de comprimento. Já sobre o platô, ocorrem movimentos distensivos devido à própria carga do alto topográfico, originando falhas normais e bacias controladas por elas, semelhantes às bacias tipo Rift com preenchimento aluvial. Assim, o contexto de convergência de placas não implica necessariamente em bacias originadas devido à compressão.

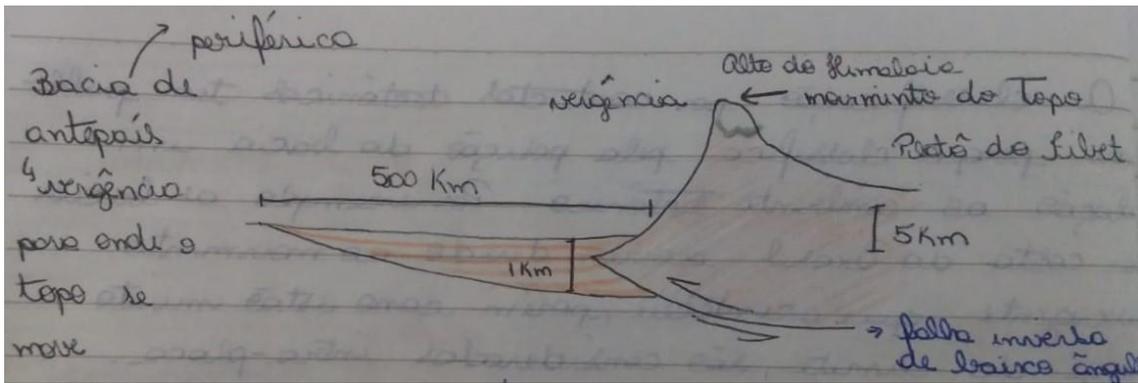


Figura 11: a bacia gerada em contexto de compressão continental é chamada bacia de antepaís. A subsidência dela é causada devido ao próprio peso do alto topográfico, gerando uma flexura.

Interação oceano-continente – Andes

Subducção de placa oceânica sob a placa da América do Sul, originando um arco magmático continental e regime compressional atrás do arco. O alto topográfico gera flexura da crosta e como consequência forma uma bacia flexural.



Figura 12: a bacia flexural gerada pelo alto topográfico está localizada na região do retroarco, porém é também uma bacia de antepaís, pois ocorre compressão da crosta continental. Pode-se dizer que é uma bacia de retroarco de antepaís.

OBS:

Antearco=*forearc*

Retroarco=*backarc*

Antepaís=*foreland*

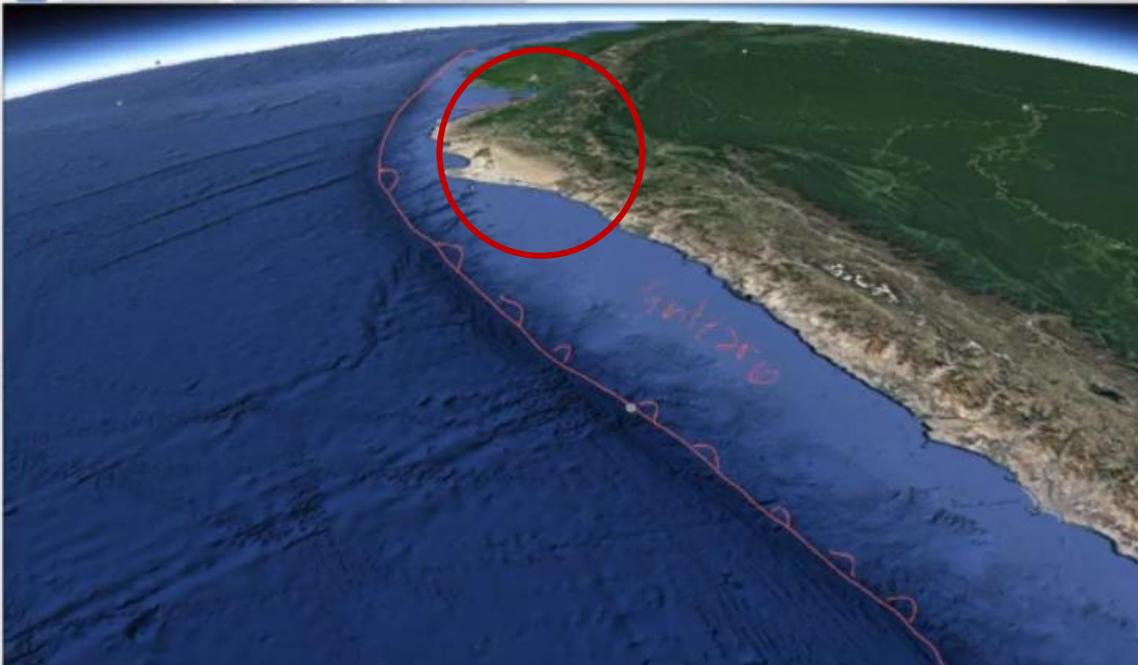
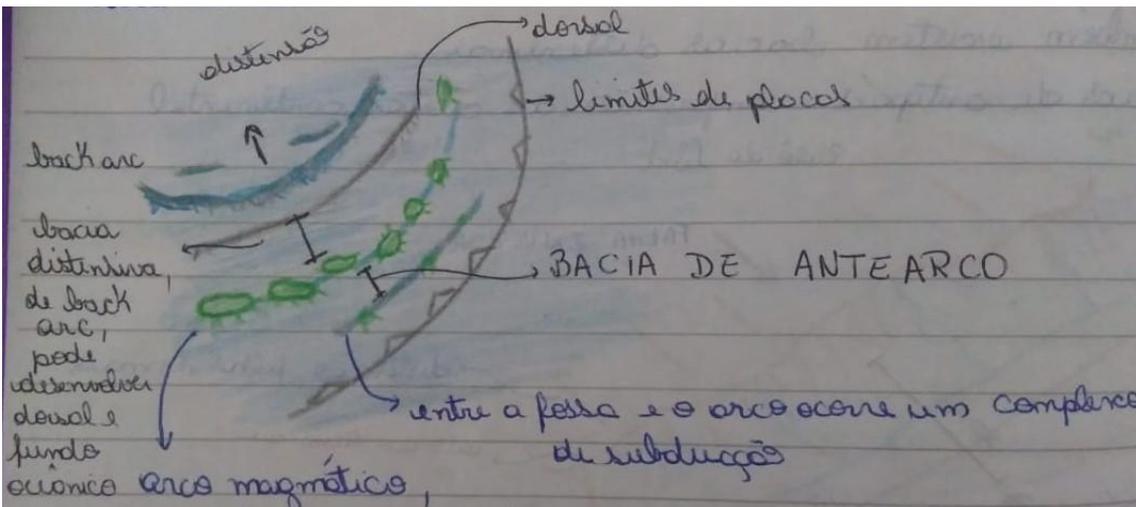
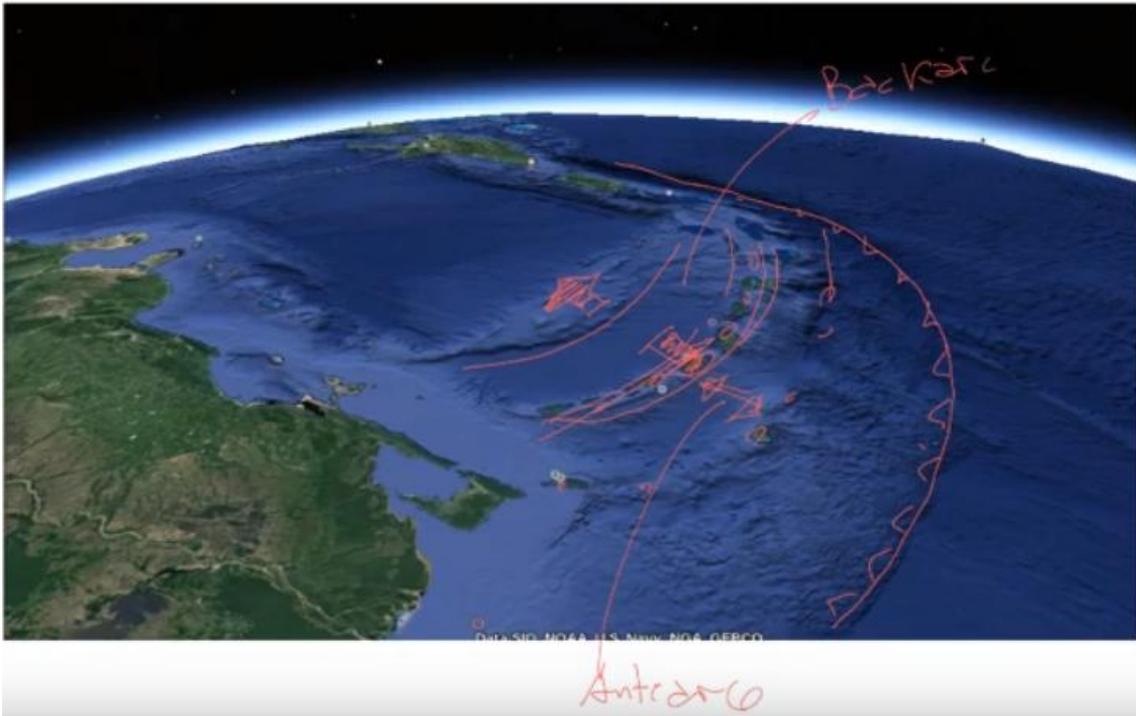


Figura 13: bacia de antearco bem desenvolvida, com porção aflorante na região do Peru.

Interação oceano-oceano – Placa da América do Sul e do Caribe

Subducção de litosfera oceânica sob litosfera oceânica com o arco magmático sendo representado pelo Arquipélago das Antilhas. Formam-se bacias de antearco (compressiva) e de retroarco (distensiva).



3.3 Movimento transforme de placa

Falha do Levante, separa a placa da Arábia da placa da África, que possuem movimento lateral. A variação da geometria da falha transforme gera zonas locais de distensão, originando bacias transcorrentes, como a Bacia do Mar Morto. O depocentro é profundo com alta taxa de subsidência (localizada no limite lateral de placas) e falha transcorrente de alto ângulo.

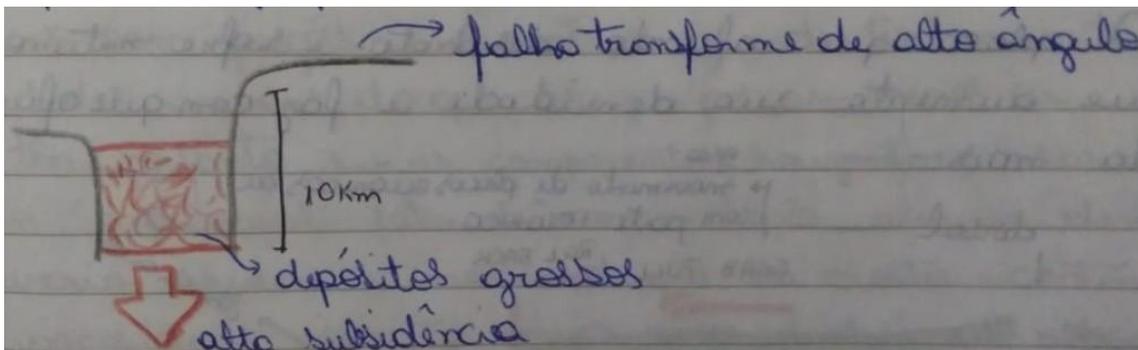
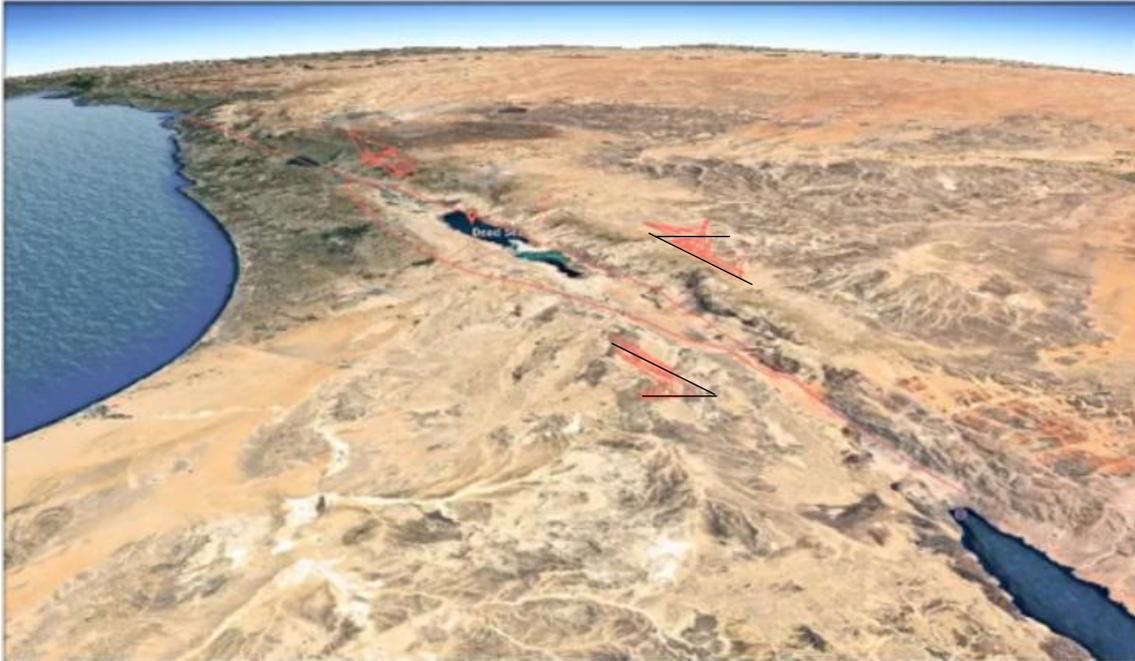


Figura 14: perfil de bacia relacionada a falha transforme.

3.4 Discussão

O contexto tectônico não é o suficiente para prever o tipo e comportamento das bacias. Bacias distensivas, controladas por falhas normais, podem ocorrer em contextos intraplaca, de placas convergentes e divergentes. Bacias flexurais podem ocorrer em contextos convergentes e intraplaca.

Essa classificação abrange as bacias localizadas sobre litosfera continental (com exceção de algumas bacias de antearco e retroarco), pois as informações coletadas em bacias ativas são utilizadas para interpretações do registro geológico. Já bacias localizadas sobre a litosfera oceânica possuem baixo potencial de preservação, pois serão entrarão em subducção em algum momento.

Assim, a classificação de bacias de acordo com a sua posição em relação aos limites de placas é útil, porém pode levar a interpretações erradas do registro geológico. Uma outra forma de classificar as bacias é relacionar o mecanismo de subsidência ao estilo e padrão de evolução da bacia.

3.5 Introdução aos mecanismos de subsidência

3.5.1 Origem dos esforços na litosfera

Com o início das ideias da tectônica de placas, acreditava-se que a movimentação das placas era ocasionada pela convexão da astenosfera na base da litosfera (crosta+mantosuperior), mas hoje sabe-se que esse mecanismo é pouco eficiente para causar a movimentação e deformação da litosfera.

Manto litosférico: não entra em convecção

Astenosfera: parte do manto que entra em convecção, plástico

O limite entre o manto litosférico e a astenosfera é uma isoterma com temperatura de aproximadamente 1300°C, ou seja, esse limite não é estático ao longo do tempo: se a temperatura no manto varia, a isoterma pode subir ou descer, variando a espessura do manto litosférico.

Densidade da crosta (C) < Densidade astenosfera < Densidade da manto litosférico (ML)

Densidade da litosfera (C+ML) < Densidade astenosfera

PRINCIPAIS ESFORÇOS:

- *Slab pull*
- Distensão em *back arc*
- *Ridge push*
- Convexão na astenosfera

Celas de convexão

A influência de celas de convexão da astenosfera no movimento da litosfera é muito pequena. Existem uma série de explicações que afastam a ideia de que essas celas seriam as responsáveis pela movimentação das placas:

- Para gerar movimento em **uma só direção** seria necessária uma cela muito grande, de dimensão da placa oceânica.

- Placas com porções continentais grandes tendem a ter velocidades menores do que placas oceânicas ou placas com porções continentais menores. Isso seria contraditório com a ideia de movimentação devido à componente horizontal das celas de convexão da astenosfera, pois como a crosta continental é menos densa que oceânica, o esperado seria que as placas continentais tivessem velocidade maior, o que não acontece na realidade.

- Quanto menor a viscosidade da litosfera, maior é a sua velocidade de movimentação, porém, quanto menor é a viscosidade, menor é a sua capacidade de transmissão de esforço para a litosfera acima dela.

- A velocidade da litosfera é da ordem de 10^{-2} m/ano. Caso a convexão da astenosfera fosse a responsável por esse movimento, sua velocidade teria que ser muito superior, o que implicaria em uma viscosidade muito baixa e consequentemente uma baixa capacidade de mover a litosfera adjacente.

Admite-se hoje que a convexão astenosférica tem um efeito de arraste negativo, diminuindo o movimento das placas, já que as celas não se movimentam em apenas um sentido.

Slab Pull

É o esforço mais importante na movimentação das placas tectônicas, ocorre devido à subducção.

Conforme a placa oceânica fica mais antiga e se afasta da dorsal oceânica, a litosfera fica mais fria. Isso leva ao rebaixamento da isoterma que separa a astenosfera do manto litosférico, o qual fica mais espesso.

O espessamento do manto litosférico faz com que a densidade média da litosfera ultrapasse a densidade da astenosfera, de modo que a placa entra em subducção.

A placa que afunda desidrata e sofre metamorfismo, o que aumenta sua densidade e faz com que afunde ainda mais.

O esforço que faz com que a litosfera afunde na astenosfera “puxa” a placa em direção à zona de subducção, movimentando-a.

Esse é um dos principais processos capazes de gerar esforço na litosfera, chamado de *Slab pull*, sendo da ordem de muitas dezenas a 140 MPa de esforço tectônico, gerando o movimento de placas oceânicas ou que possuam parte oceânica.

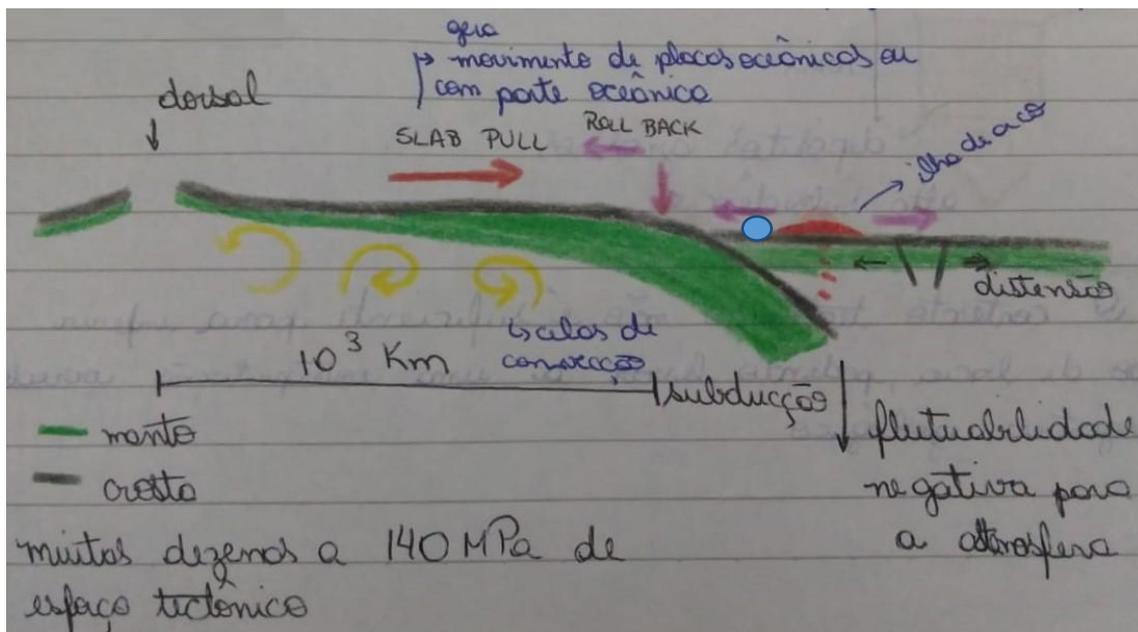


Figura 15: Representação de litosfera oceânica em subducção. A desidratação da litosfera subductada em porções profundas do manto causa a fusão parcial nessa região, originando os arcos magmáticos. No caso da interação de duas placas oceânicas, formam-se ilhas de arco.

Distensão em back arc

Se a subducção for de **alto ângulo**, a tendência é que o ponto onde se inicia a descida da placa migre no sentido da dorsal. No caso do esquema, esse ponto está representado por um círculo azul, que migra para a esquerda conforme ocorre a subducção. Esse movimento é chamado de *roll back* e a tendência é que ele cause distensão atrás e na frente do arco magmático.

Assim, além do movimento de *slab pull*, a subducção também pode causar esse movimento distensivo indiretamente.

Se a subducção for em **baixo ângulo**, porque a litosfera está sendo forçada a subductar ou em parte é continental (menos densa), o esforço do *slab pull* é transferido para a placa superior em forma de compressão, como

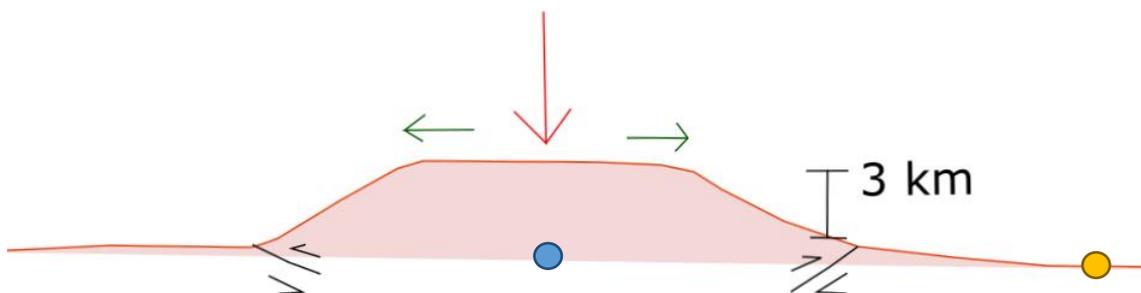
por exemplo uma convergência entre duas placas continentais. Nessa situação, a litosfera sofre esforços de grande magnitude.

Ridge push

É o esforço que opera a partir das dorsais empurrando a litosfera oceânica e crosta continental adjacente (se houver).

- Esforço topográfico

Variações laterais na espessura da crosta e do manto litosférico geram gradientes laterais de pressão litostática. Por exemplo, na figura abaixo, a pressão sobre o ponto azul é maior do que sobre o ponto amarelo devido ao peso do alto topográfico sobre o ponto azul. Essa variação lateral da pressão gera **esforços horizontais distensivos** no alto topográfico.



Podemos calcular a pressão litostática no ponto azul para uma área de 1km²:

Densidade (ρ)= 2,5 t/m³

Altura (h) = 3km

Área (A)= 1km²

Aceleração da gravidade (g)= 10m.s⁻²

Sendo:

F=m.a

m= ρ .V

Temos:

$$P = \frac{F}{A} = \frac{m \cdot g}{A} = \frac{\rho \cdot V \cdot g}{A}$$

$$P = \frac{2,5t \cdot m^{-3} \cdot 3 \cdot 10^9 m^3 \cdot 10m \cdot s^{-2}}{1 \cdot 10^6 m^2} = 75 \cdot 10^6 kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-2} = 75MPa$$

Assim, enquanto o ponto azul está sob pressão de 75 MPa, o ponto amarelo está sob a pressão atmosférica, de 1 atm ou aproximadamente 0,1 MPa.

Na crosta continental, o esforço (pressão) de 75MPa provoca a distensão do alto topográfico e a compressão de áreas adjacentes, originando falhas inversas de baixo ângulo e dobras. Onde ocorre a distensão, formam-se bacias.

No Platô do Tibet, com 5 km de desnível, o esforço é de 125MPa, equivalente ao *Slab pull*.

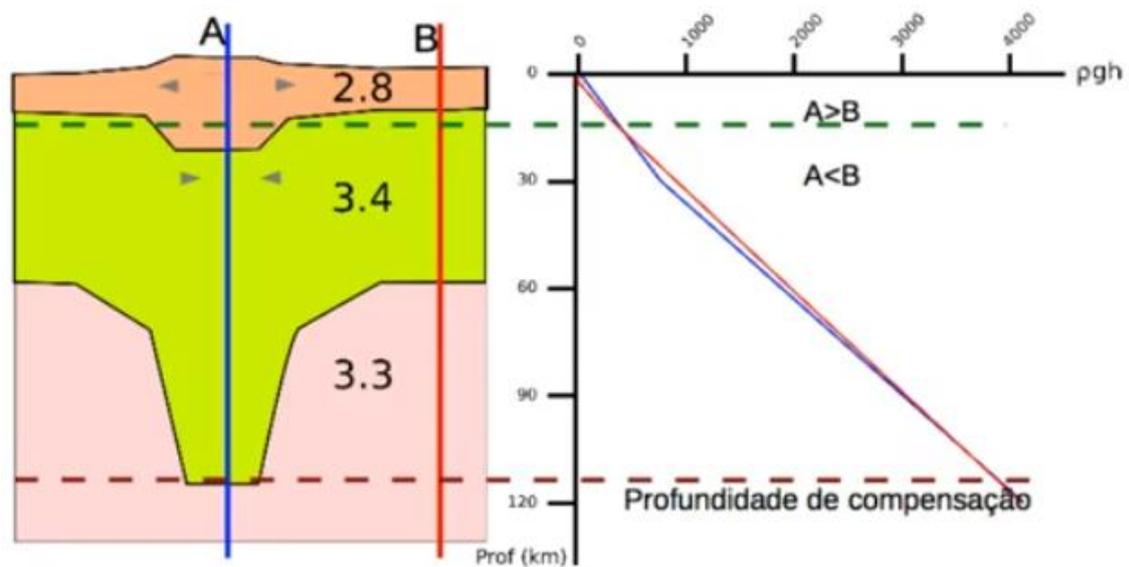


Figura 16: Exemplo do espessamento da litosfera por inteiro. Nesse caso, existem dois pontos de compensação isostática: nas porções mais rasas, em A temos uma pressão maior do que em B, devido ao alto topográfico. Porém, após o primeiro ponto de compensação isostática (verde), a pressão da coluna A passa a ser menor do que em B, pois em A a crosta é menos densa, fazendo com que a densidade média da coluna A seja menor do que B. Como temos essa inversão das pressões, a direção dos esforços também é invertida: no alto topográfico, ocorrem movimentos **distensivos** em A, porém após a primeira profundidade de compensação isostática, ocorrem esforços **compressivos**.

No caso do oceano, nas dorsais ocorre a formação de crosta oceânica. A alta temperatura dessas regiões faz com que a astenosfera aflore e como já discutido, quanto mais nos afastamos da dorsal, mais espesso fica o manto litosférico.

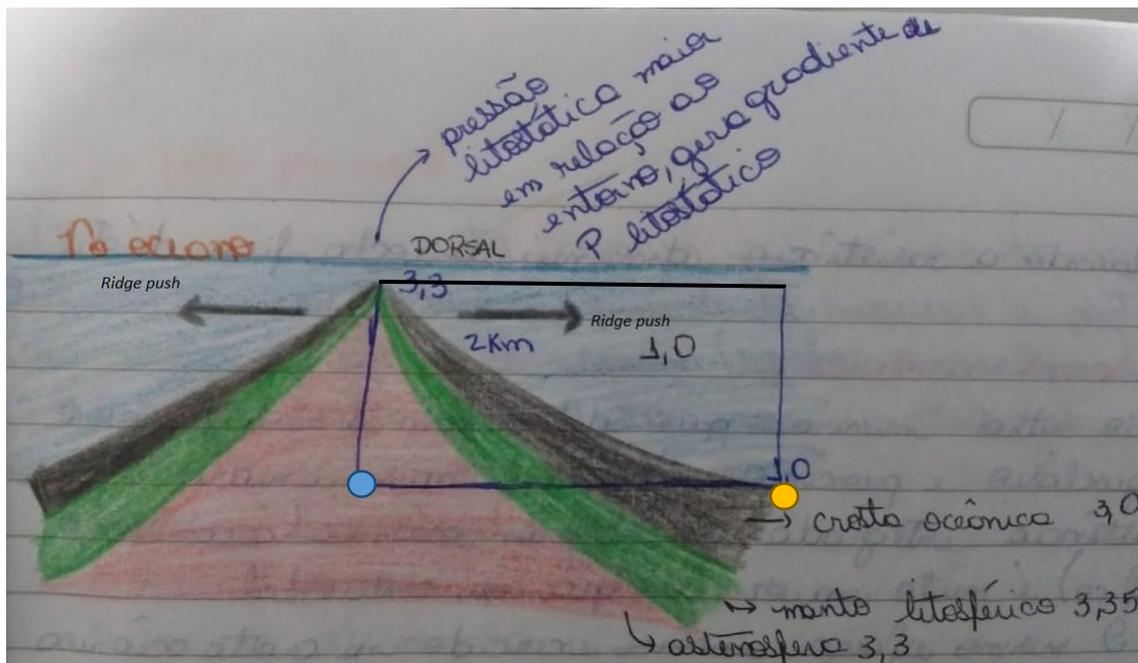


Figura 17: Representação esquemática do Ridge push em perfil de dorsal oceânica. Notar que a astenosfera aflora na região da dorsal devido às altas temperaturas.

Nesse caso, o gradiente de pressão é dado pela $P_{\text{dorsal}} - P_{\text{coluna d'água}}$. Para uma dorsal de **1km de altura** e considerando-se a carga sendo da astenosfera, de densidade de 3,3, temos:

$$P_{\text{dorsal}} = 33\text{MPa} \text{ e } P_{\text{coluna d'água}} = 10\text{MPa} \text{ (densidade da água}=1)$$

Portanto, o gradiente será de $33 - 10 = \mathbf{23\text{MPa/km}}$

No caso de uma dorsal de 2km de altura, o gradiente será de 46MPa. O gradiente causa movimento distensivo, que é propagado através da placa e faz a litosfera toda se mover, esse movimento é chamado de *ridge push*.

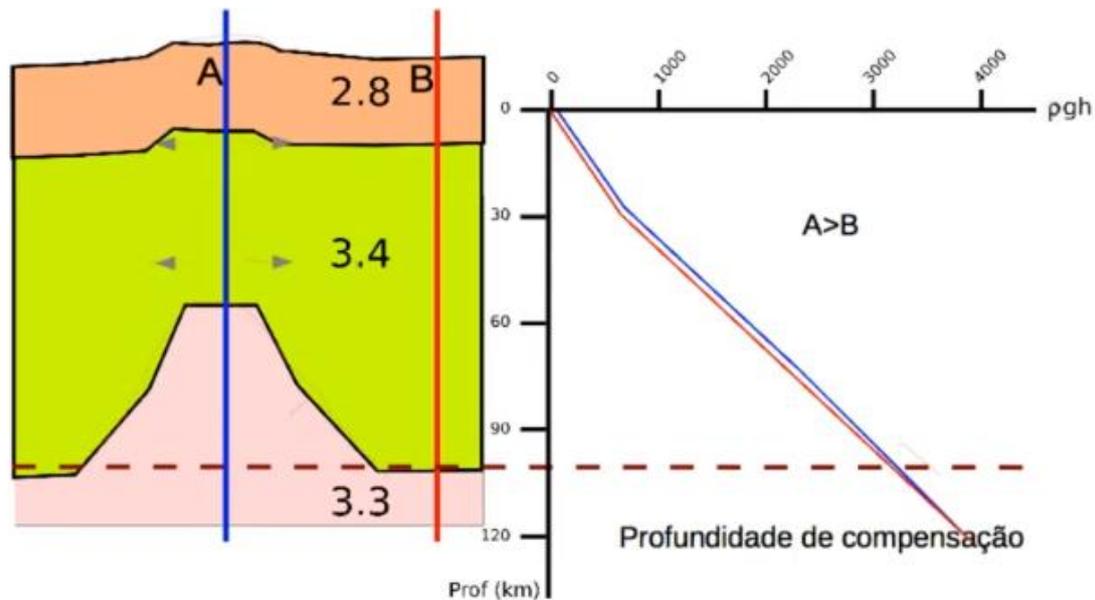


Figura 18: Na imagem, temos o afinamento do manto litosférico, fazendo com que a densidade média da litosfera diminua. Como consequência, ocorre soerguimento em superfície. Nesse caso, a profundidade de compensação isostática não é atingida na litosfera, de modo que tanto na crosta como no manto litosférico ocorrem esforços distensivos gerados pelo alto topográfico.

- Os esforços nas placas continentais e oceânicas gerados por altos topográficos possuem a mesma magnitude, porém no oceano as placas se locomovem, enquanto no continente, se deformam e os esforços não são propagados por grandes distâncias.

3.5.2 Perfil de resistência da litosfera

Crosta continental

A resistência das rochas da crosta continental é controlada pela reologia do quartzo, com o aumento da resistência conforme aumenta a pressão. As rochas mais resistentes da crosta estão em condições baixas de metamorfismo, no início da fácies xisto verde, quando a pressão torna a porosidade mínima e a temperatura não é suficiente para tornar o quartzo totalmente dúctil. Ao atingir temperatura de aproximadamente 200°C (~10km de profundidade, porém varia de acordo com o gradiente térmico), começa a ocorrer deformação dúctil e a resistência das rochas diminui progressivamente até a base da crosta, a cerca de 35 km de profundidade.

Após essa profundidade, começa o manto litosférico, com reologia controlada pela olivina hidratada. Assim, ocorre subitamente um aumento na resistência da litosfera (porque a olivina é mais resistente à deformação que o quartzo), com a sua diminuição progressiva após o pico. Não ocorre aumento da resistência no manto porque a deformação é apenas dúctil.

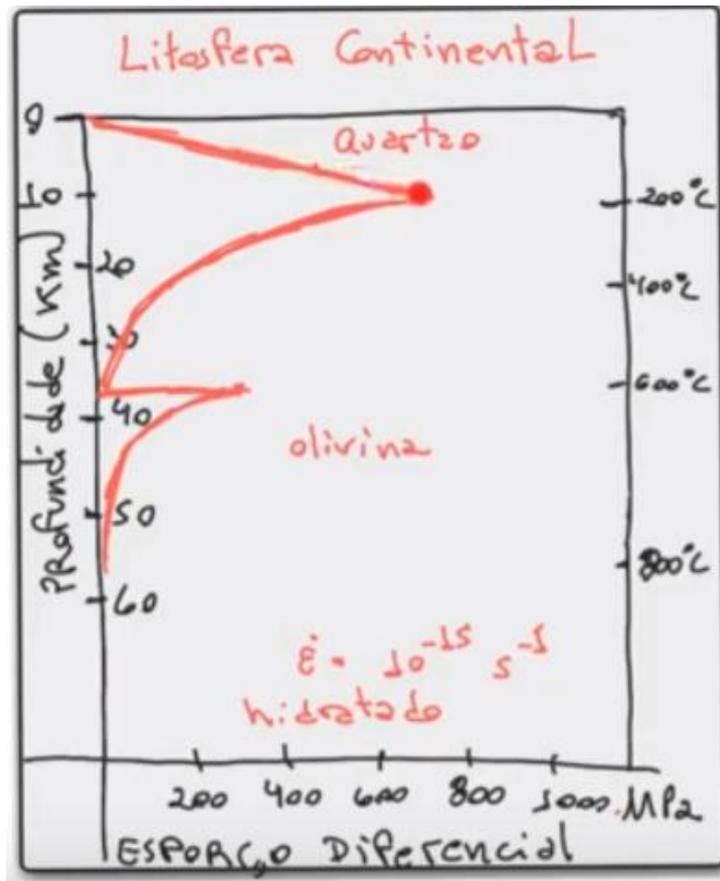


Figura 19: Perfil de resistência da litosfera continental, sendo a resistência da litosfera a soma das áreas integradas sob as curvas.

Observando-se o perfil de resistência, é possível perceber que seriam necessários esforços de magnitudes muito grandes para deformar a litosfera continental, sendo que os esforços de máxima magnitude conhecidos possuem cerca de 140 MPa, o que traz o **paradoxo do esforço tectônico**, que diz que os esforços necessários para a deformação não existem na Terra, porém a deformação existe.

Crosta oceânica

São outros minerais que determinam a reologia, como o plagioclásio e o piroxênio, enquanto a olivina é mais anidra. Podemos observar no gráfico que a resistência integrada na litosfera oceânica (área sob a curva do gráfico) é muito maior do que na continental.

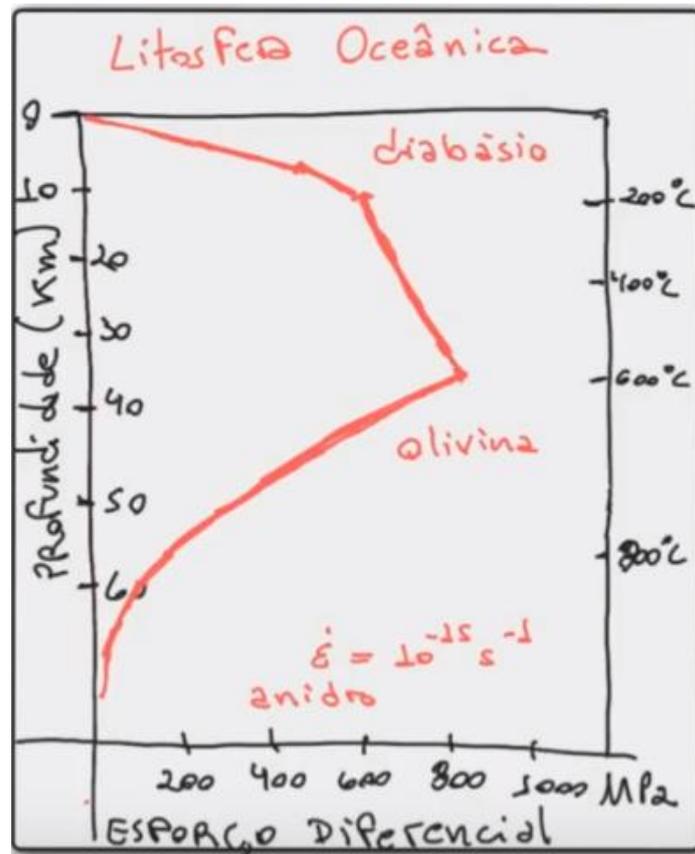


Figura 20: No caso da litosfera oceânica, o perfil de resistência das rochas é controlado pelo diabásio e pela olivina anidra.

A crosta oceânica é relativamente mais fina (~10 km) e mais resistente que a crosta continental e não atinge temperaturas capazes de causar deformação dúctil.

Como a resistência da litosfera oceânica é muito maior do que a da continental, um mesmo esforço aplicado às duas causa efeitos diferentes: na litosfera oceânica, os esforços não são capazes de deformar as rochas, de modo que o esforço é propagado através delas; enquanto na continental, devido às baixas resistências, os esforços deformam as rochas localmente e não se propagam. Por isso o *ridge push* deforma a litosfera continental mas não é capaz de promover sua movimentação, enquanto na placa oceânica essa movimentação ocorre.

Paradoxo do esforço tectônico

Em certas profundidades, seria necessário um esforço de cerca de 800 MPa para causar deformação da crosta continental, porém os esforços máximos conhecidos possuem cerca de 140 Mpa.

Explicações:

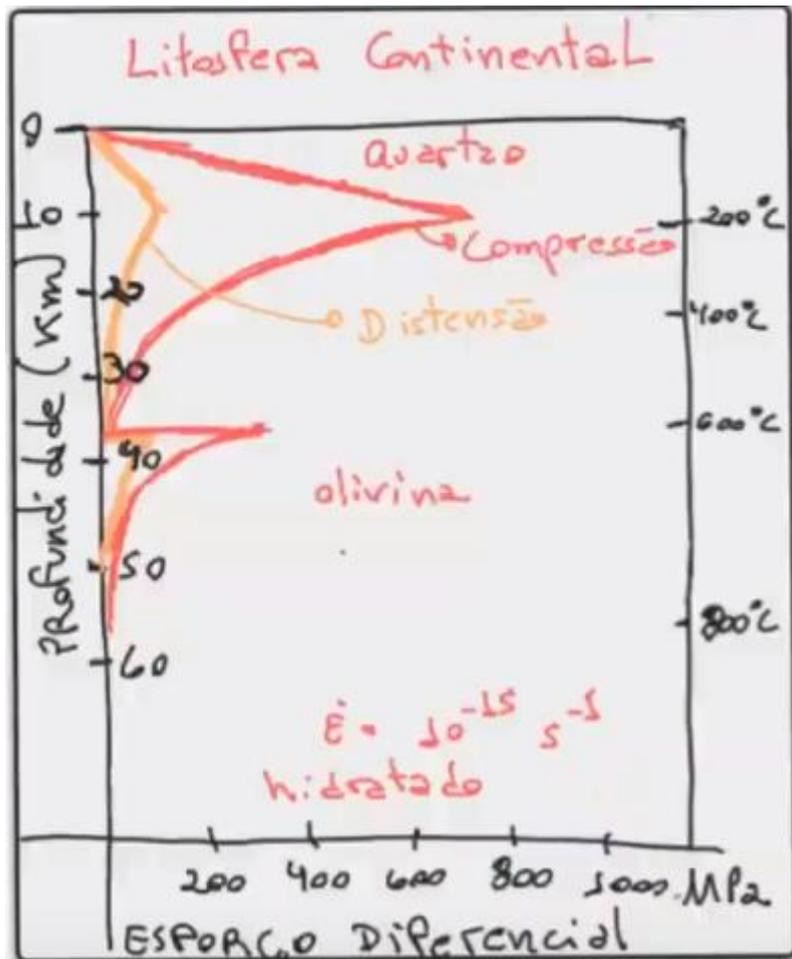
- O perfil de resistência não é absoluto, pois depende do **fluxo térmico**, quanto maior o fluxo térmico, menor é a resistência. Ou seja, uma temperatura maior para uma mesma profundidade diminui o esforço necessário para deformação, porém não o suficiente.
- A **taxa de deformação**, ou seja, a rapidez com que o esforço é aplicado, também interfere na resistência da rocha: para taxas maiores (tempo menor), o esforço necessário para a deformação é maior. Para esforços prolongados, a resistência é menor e para esforços rápidos, maior. Esse fator sozinho ainda não é suficiente para explicar a deformação.
- O principal fator é a **presença de magma** na litosfera, o que é relativamente comum. A resistência do magma líquido é muito baixa, ou seja, qualquer esforço deforma as câmaras magmáticas, representando fraquezas a partir das quais a deformação começa. Descontinuidades pré-existentes com resistência menor que a média da litosfera também podem ser ativadas. A presença de magma é considerada cada vez mais importante para condicionar a deformação.

Perfil de resistência na distensão

Na distensão, o esforço necessário para a deformação é muito menor, logo, para um mesmo esforço, a distensão deforma mais do que a compressão.

Compressão: mais difícil deformatar, esforço se propaga e gera movimento

Distensão: deforma e esforço não é propagado, resulta em deformação distensiva



Platô do Tibet

Apesar do platô gerar um esforço distensivo maior que 100MPa, os esforços resultam em bacias de grábens distensivos sobre o platô e falhas inversas e deformação local nas bordas, onde os esforços são acomodados, não havendo assim sua propagação e nem movimentação da placa da Índia.

Na litosfera oceânica, esforços de menores magnitudes nas dorsais conseguem movimentar a placa, pois o esforço se propaga.

Conclusões

- A maior parte da deformação é gerada por anomalias de **resistência** e não de esforços;
- Existem mais deformações distensivas do que compressivas na Terra, bem como bacias são mais associadas a esforços distensivos
- A litosfera continental tende a ser deformada, enquanto a oceânica tende a propagar os esforços e se movimentar com o seus efeitos.

- As deformações e bacias sedimentares ocorrem em raras zonas de esforços anômalos e em zonas comuns de resistência anômala.

4 MECANISMOS DE SUBSIDÊNCIA

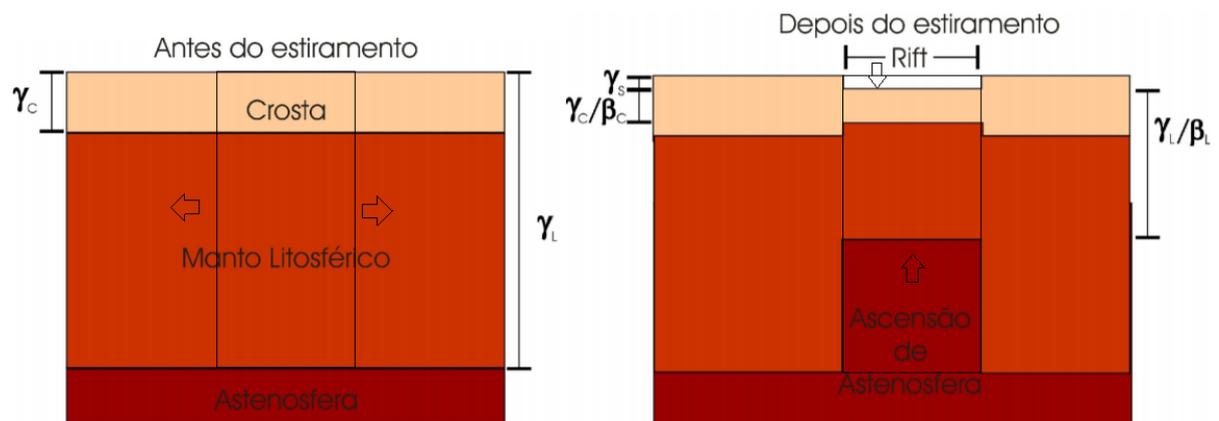
4.1 Subsidiência mecânica

Os esforços divergentes causam deformação em locais com menor resistência a esse esforço. Assim, a distensão não está relacionada necessariamente a limites divergentes de placa, podendo ocorrer em altos topográficos (contexto convergente), *rifts* em ambiente intraplaca e em ambientes transformes.

A subsidiência por afinamento é chamada de subsidiência mecânica, na qual ocorre afinamento da litosfera devido à sua distensão. Enquanto na superfície a litosfera perde topografia, sua porção inferior se afasta do núcleo da Terra, ou seja, a parte da litosfera que sofre subsidiência é a superior, enquanto sua base “sobe”. A razão entre a espessura inicial da litosfera e a espessura final é dada pelo fator de distensão β , sendo:

$$h_1/h_2 = \beta, \text{ com } 1 < \beta < \infty$$

Onde 1 significa que não houve afinamento, enquanto infinito significa que houve rompimento da litosfera.



A crosta faz com que a densidade média da litosfera seja menor do que da astenosfera, de modo que a litosfera funciona como um bloco com flutuabilidade na astenosfera.

Manto litosférico: não entra em convecção

Astenosfera: parte do manto que entra em convecção, plástico

O limite entre o manto litosférico e a astenosfera é uma isoterma com temperatura de aproximadamente 1300°C, ou seja, esse limite não é estático ao longo do tempo: se a temperatura no manto varia, a isoterma pode subir ou descer, variando a espessura do manto litosférico.

Densidade da crosta (C) < Densidade astenosfera < Densidade da manto litosférico (ML)

Densidade da crosta (C) < Densidade astenosfera < Densidade da manto litosférico (ML)

Densidade da litosfera (C+ML) < Densidade astenosfera

Tais relações de densidade implicam que se **apenas** a crosta sofrer distensão, ocorre subsidência. Porém, se **apenas** o manto litosférico sofre distensão, ocorre soerguimento, pois a diminuição da espessura da parte mais densa da litosfera causa uma diminuição em sua densidade total. Devido à isostasia, a litosfera, agora menos densa, sofre soerguimento.

Pode-se calcular o relevo relativo entre dois blocos continentais adjacentes considerando-se que tanto o peso como a espessura das colunas adjacentes sejam iguais na profundidade de compensação isostática. Sendo:

- C: espessura da crosta
- M: espessura do manto litosférico
- A: espessura da astenosfera
- Z: espessura da bacia ou subsidência
- ρ_C : densidade da crosta (2,8)
- ρ_M : densidade do manto litosférico (3,4)
- ρ_A : densidade da astenosfera (3,3)

- ρ_Z : densidade do material de preenchimento da bacia (ar, água ou sedimento)

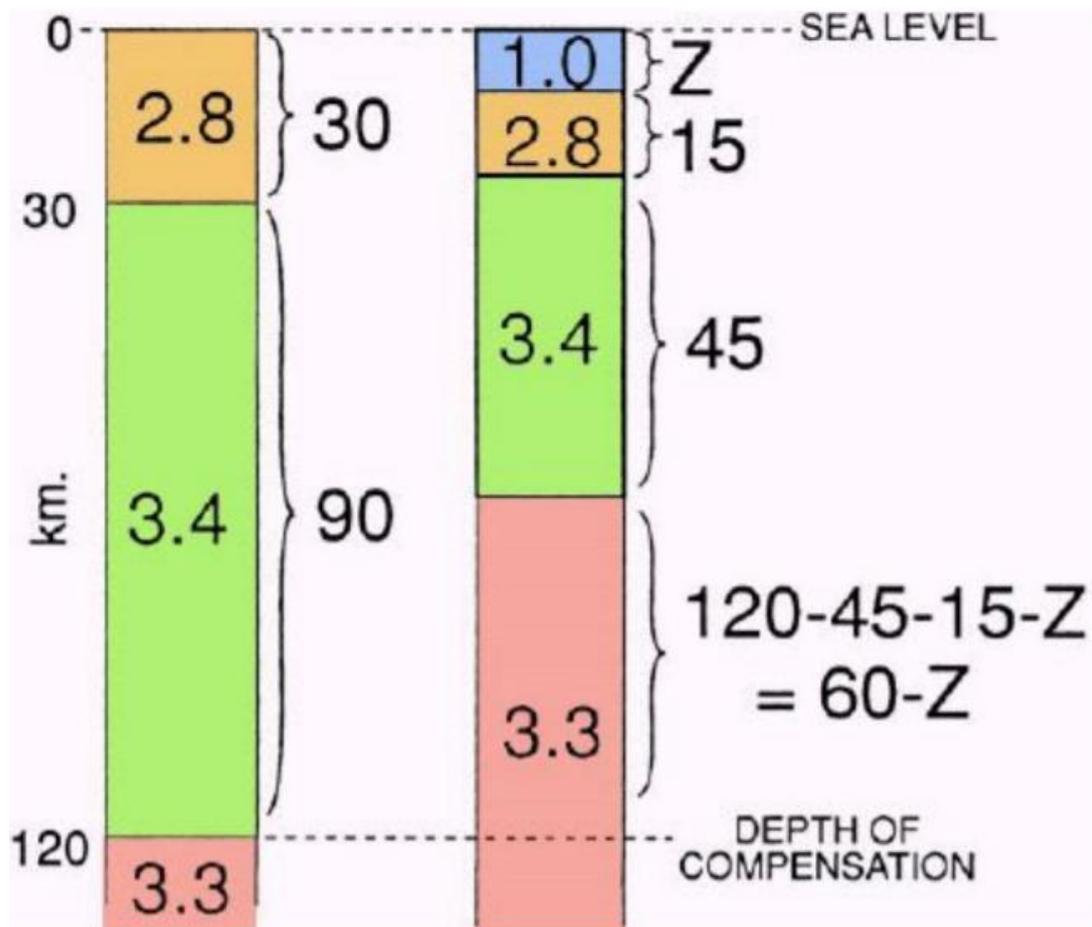


Figura 21: modelo 1D de compensação isostática com afinamento da litosfera.

Na profundidade de compensação isostática, a pressão que as duas colunas adjacentes exercem é igual, por isso utilizamos essa profundidade para calcular a subsidência da bacia.

Espessuras iguais:

$$E_1 = E_2$$

$$C_1 + M_1 = C_2 + M_2 + A + Z$$

$$30 + 90 = 15 + 45 + A + Z$$

$$60 = A + Z$$

$$A = 60 - Z$$

Esforços iguais:

$$P1 = P2$$

$$E1 \cdot \rho1 = E2 \cdot \rho2$$

Como $E1 = E2$, então $\rho1 = \rho2$

$$C1 \cdot \rho C + M1 \cdot \rho M = C2 \cdot \rho C + M2 \cdot \rho M + A \cdot \rho A + Z \cdot \rho Z$$

$$30 \cdot 2,8 + 90 \cdot 3,4 = 15 \cdot 2,8 + 45 \cdot 3,4 + (60 - Z) \cdot 3,3 + Z \cdot \rho Z$$

$$195 = 198 - 3,3Z + Z \cdot \rho Z$$

Para $\rho Z = 1$ (preenchimento por água)

$$3,3Z - Z = 3$$

$$2,3 Z = 3$$

$$Z = 1,3 \text{ km}$$

Para $\rho Z = 0$ (preenchimento por ar)

$$Z = 0,9 \text{ km}$$

Para $\rho Z = 2,3$ (preenchimento por sedimento)

$$Z = 3 \text{ km}$$

Com esses cálculos é possível concluir que a profundidade total da bacia depende não apenas do fator tectônico, mas também do preenchimento da bacia. A profundidade é um ajuste da litosfera distendida para a compensação isostática e falhas normais são pequenas consequências locais disso, presentes em profundidades rasas da crosta, sendo consequências locais para acomodar a subsidência mecânica. Assim, não é o rejeito da falha que causa a subsidência, mas sim um processo de estiramento da litosfera. O rejeito da falha depende do **preenchimento** da bacia.

4.2 Subsidência térmica

A distensão homogênea da litosfera gera subsidência por compensação isostática (subsidência mecânica). O afinamento da litosfera gera a ascensão da astenosfera, permitindo o fluxo de materiais com contrastes térmicos. O

manto litosférico e a astenosfera possuem composições muito parecidas, assim, ambos podem ser limitados por uma isoterma com temperatura por volta de 1300°C. A base do manto litosférico (ML) é deformada mecanicamente com a distensão, porém como seu limite é uma isoterma, é gerada uma instabilidade térmica na região.

**Fluxo de calor:* é função do gradiente de temperatura (variação) e da espessura da camada. Assim, nas porções onde o manto litosférico foi estirado, sua espessura é menor, de modo que o fluxo de calor (perda) para a superfície é maior.

A astenosfera fica mais próxima à superfície devido à distensão, como consequência, o manto perde calor mais rapidamente, fazendo com que a isoterma de 1300°C volte a abaixar e com que o manto litosférico fique mais espesso. **O manto litosférico é mais denso que a astenosfera, logo, seu espessamento e ocupação de espaço onde antes era a astenosfera gera subsidência.**

O aumento da espessura do manto litosférico diminui o fluxo de calor, ou seja, a reconstituição de sua espessura ocorre de maneira cada vez mais lenta. Assim, a subsidência térmica ocorre de maneira cada vez mais lenta.

A subsidência térmica é um efeito colateral da distensão, que causa diretamente a subsidência mecânica e conseqüentemente a subsidência térmica, devido ao afinamento da litosfera e aumento do fluxo de calor.

Modelo de McKenzie (1978)

Elaborou um modelo de subsidência térmica para diferentes valores de β . Para grandes distensões, a subsidência térmica é maior, pois o fluxo térmico é maior. Além disso, a velocidade de subsidência é maior no início, porque conforme perde calor, a camada condutora se espessa (ML) e a taxa de perda de calor diminui.

Apenas a subsidência térmica foi modelada e considerou-se que ela teve início somente após o término da subsidência mecânica.

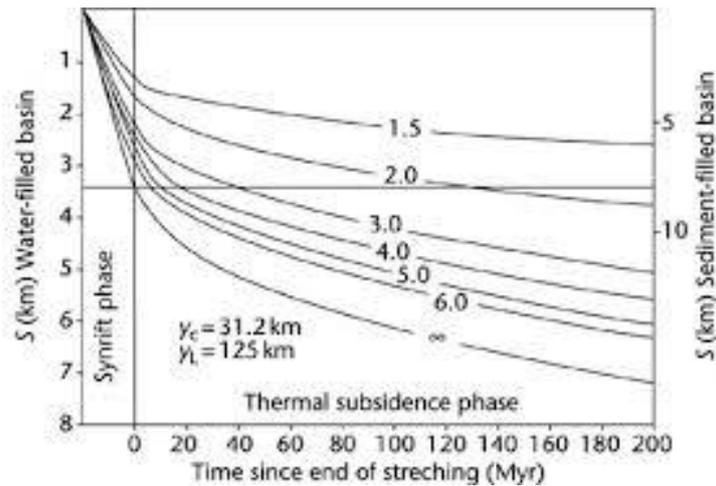


Figura 22: Modelo de McKenzie (1978). Apenas a subsidência térmica foi modelada, considerando-se que teve início após a fase Rift. O eixo vertical da esquerda indica a subsidência com preenchimento da bacia por água, enquanto o eixo da direita indica a subsidência no caso de preenchimento por sedimento, no qual o rebaixamento da superfície é maior. O modelo indicaria que após 200 Ma ainda existiria subsidência.

Observando no gráfico, podemos calcular a taxa de subsidência em 20 Ma, com um $\beta=2$ e preenchimento sedimentar:

Inicialmente, a bacia possui 4,5 km de profundidade. Observando o gráfico, sabe-se que a subsidência em 20 Ma, a bacia terá 6 km de profundidade, ou seja, a subsidência foi de 1500 m.

$$1500 \text{ m} / 20 \cdot 10^3 \text{ mil anos} = 0,075 \text{ m/mil ano}$$

Em 100 Ma, a taxa de subsidência será de 0,01 m/mil ano

Comparando-se esse resultado com os valores de subsidência mecânica, pode-se notar que os mecanismos possuem ordem de grandeza diferentes:

Subsidência mecânica: decímetros/mil ano

Subsidência térmica: centímetros/mil ano

A curva para β infinito seria a curva para subsidência do fundo oceânico, a litosfera é rompida, gerando uma dorsal com fundo oceânico. Após isso, a astenosfera volta a abaixar, com espessamento do manto litosférico.

Margens passivas

Em margens passivas, o β varia, de modo que a subsidência térmica é mais rápida nas extremidades dos continentes, em especial no início da formação da margem passiva. Os valores de β em geral são entre 1 e 2.

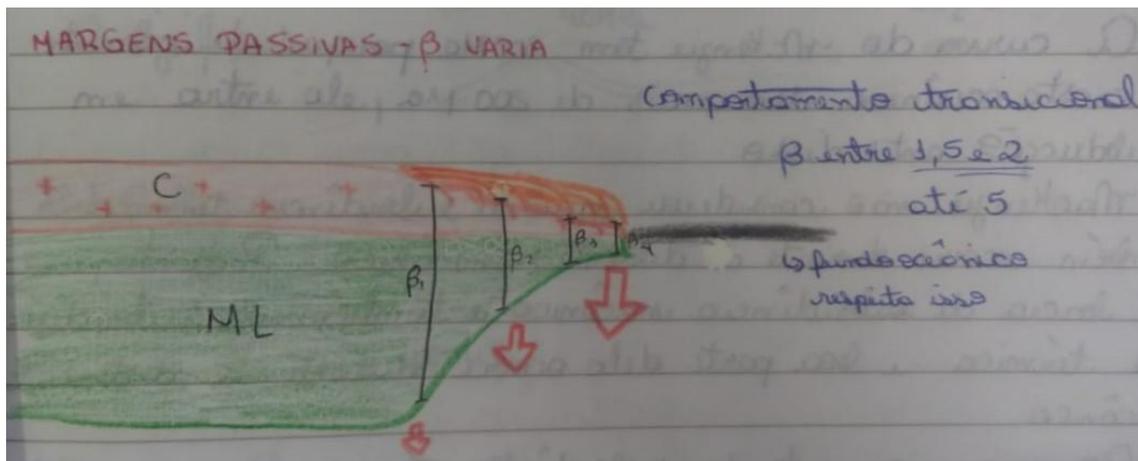


Figura 23: geometria de bacia de margem passiva. As setas de diferentes tamanhos indicam valores diferentes de subsidência para diferentes valores de β . Quanto maior β , maior a subsidência.

Fundo oceânico – β infinito

A profundidade e as idades são maiores longe das dorsais porque cada ponto da litosfera oceânica segue a curva de McKenzie para β infinito, ou seja: como a idade da litosfera varia ao longo da placa oceânica, para cada idade haverá uma taxa de subsidência diferente, que é maior nas porções mais jovens da litosfera, ou seja, próximo às dorsais. Com isso, pode-se concluir que o fundo oceânico é de fato uma bacia.

Existe um limite para a duração da subsidência térmica do fundo oceânico: quando a espessura do manto litosférico fica muito grande, a crosta fina não é mais suficiente para manter a densidade da litosfera menor do que a astenosfera, de modo que a litosfera entra em subducção. Por isso a curva de McKenzie possui 200 Ma, pois dificilmente o fundo oceânico tem mais de 200 Ma, entrando em subducção antes disso.

Subsidência térmica durante a distensão

McKenzie desconsiderou que a subsidência térmica ocorre também durante a distensão, portanto, a bacia de subsidência mecânica também é de subsidência térmica. E boa parte dela ocorre durante a distensão mecânica.

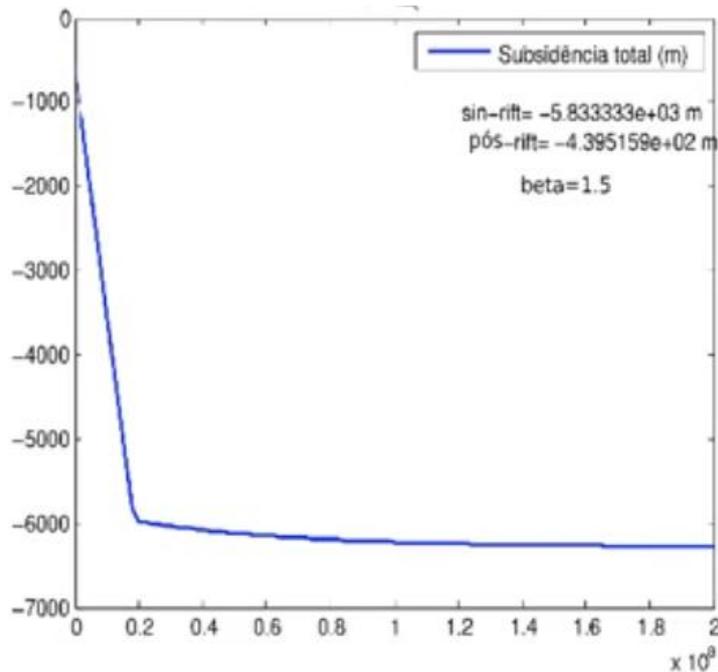


Figura 24: curva de subsidência de uma bacia considerando que o mecanismo térmico atuou concomitantemente ao mecânico. No eixo y temos a subsidência e no eixo x temos o tempo. O período com a maior taxa equivale à fase rift, (tectônica ativa).

Com essas considerações, a taxa de subsidência na fase *sin-rift* será maior do que a esperada, pois haverá a atuação de dois mecanismos, mantendo a ordem de grandeza em decímetros/mil anos. Já a fase *pós-rift* terá menos subsidência do que o modelo elaborado por McKenzie, pois a maior parte da subsidência térmica ocorre com a tectônica ativa, sendo a ordem de grandeza de centímetros a milímetros/mil anos.

4.3 Subsidência flexural

São bacias geradas devido à carga de altos topográficos. Como exemplo mais comum, temos as bacias de *foreland* localizadas atrás de orógenos. Tais bacias não são originadas devido à compressão e sim pelo alto topográfico gerado na compressão. Qualquer elevação topográfica gera flexura da litosfera, de modo que bacias flexurais podem também estar localizadas em ambiente intraplaca, como por exemplo ao redor de vulcões.

A crosta continental possui resistências muito baixas, em especial próximo à superfície. A carga do alto topográfico gera distensão na montanha, colocando carga adicional nas adjacências causando uma flexura e rebaixando essa região, devido à rigidez da crosta. A flexura gera a subsidência.

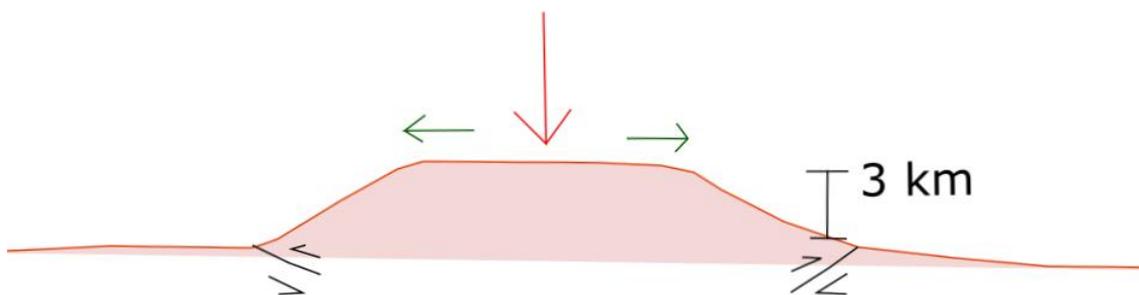


Figura 25: Efeito da carga do alto topográfico: é gerada distensão na montanha e compressão nas bordas. Não é a pressão litostática que gera deformação, mas sim o seu gradiente lateral, que origina uma componente de esforço diferencial.

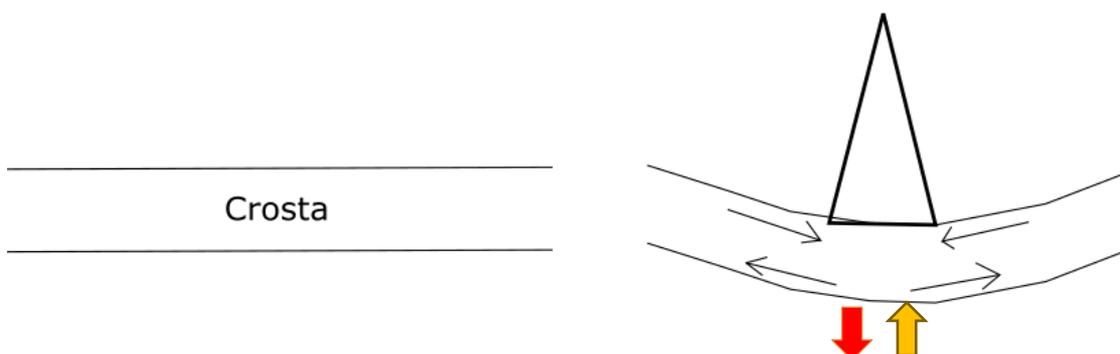


Figura 26: Efeito de flexão em crosta continental devido a alto topográfico. Qualquer tipo de alto gera subsidência ao redor. O arco flexionado sofre compressão na parte interna e distensão na parte externa, como mostram as setas na figura. A seta em vermelho indica a força causada pela carga, enquanto que a seta amarela indica a força de reconstituição.

Ao colocar uma carga na placa, ocorrerá o efeito de deflexão (descida) até que a flexão tenha uma força de restituição pra cima equivalente ao peso da carga. Isso ocorre porque esta deformação é do tipo elástica, ou seja, restituível. Quanto maior a deformação, maior será a **força de restituição** para o estado original.

A força de reconstituição depende das propriedades do material:

- resistência (depende da composição e temperatura);
- espessura.

Tanto a resistência como a espessura da litosfera estão relacionadas ao **fluxo térmico**, ou seja, ele controla a rigidez flexural da litosfera.

Espessura elástica equivalente (T_e)

Trata-se de uma unidade de medida relativa, em km, da espessura da litosfera em estado térmico e composição ideais.

O T_e da litosfera é entre 5 e 200 km.

Fatores que influenciam na subsidência

- Carga: é diretamente relacionada à altura do alto topográfico acima do nível de base. Quanto maior a carga, maior a profundidade do depocentro da bacia.

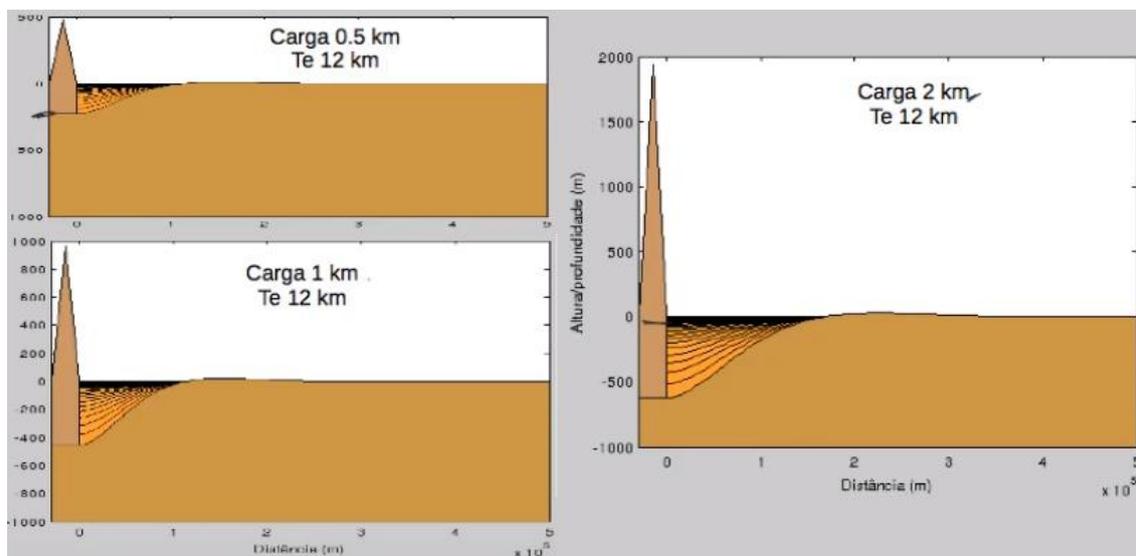


Figura 27: Efeito de diferentes cargas na subsidência de uma bacia, considerando T_e constante.

- Resistência flexural: depende da temperatura, composição e espessura da placa, quanto menor a temperatura e maior a espessura, mais resistente é a placa. Além disso, a resistência da crosta oceânica é maior do que da crosta continental.

A resistência influencia tanto na profundidade da bacia como também na distância horizontal que a flexura atinge, ou seja, a localização do *forebulge* (elevação topográfica flexural gerada pela subsidência da bacia, sua altura é muito menor do que a do alto topográfico que origina a bacia).

Para uma mesma carga, a litosfera com alta resistência flexural originará uma bacia mais extensa e com uma subsidência menor do que uma litosfera com resistência menor.

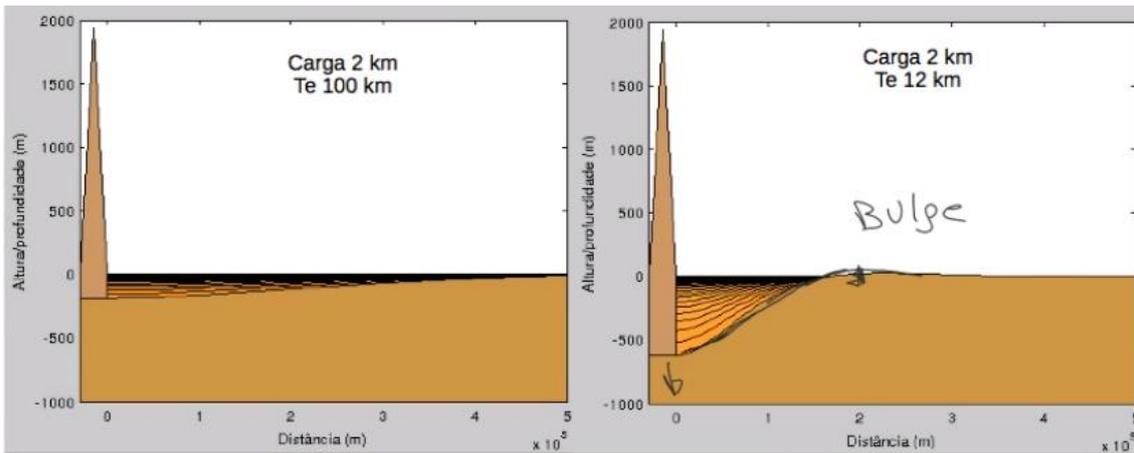


Figura 28: Efeito da resistência flexural na geometria da bacia. Para uma espessura maior, a resistência é maior e conseqüentemente a bacia originada será mais rasa e mais extensa do que a bacia originada em litosfera menos resistente.

Taxa de subsidência

A subsidência ocorre conforme o soerguimento do alto acontece. Como a taxa de elevação diminui devido ao aumento da denudação, conseqüentemente, a taxa de subsidência também irá diminuir com o tempo, porque depende da altura da carga. Assim, a subsidência flexural ocorre em duas etapas: primeiro ocorre de maneira rápida e com pouco aporte sedimentar; posteriormente, a subsidência é lenta e o aporte sedimentar na bacia é grande. As taxas variam de 10^{-1} - 10^{-2} m/1000 anos.

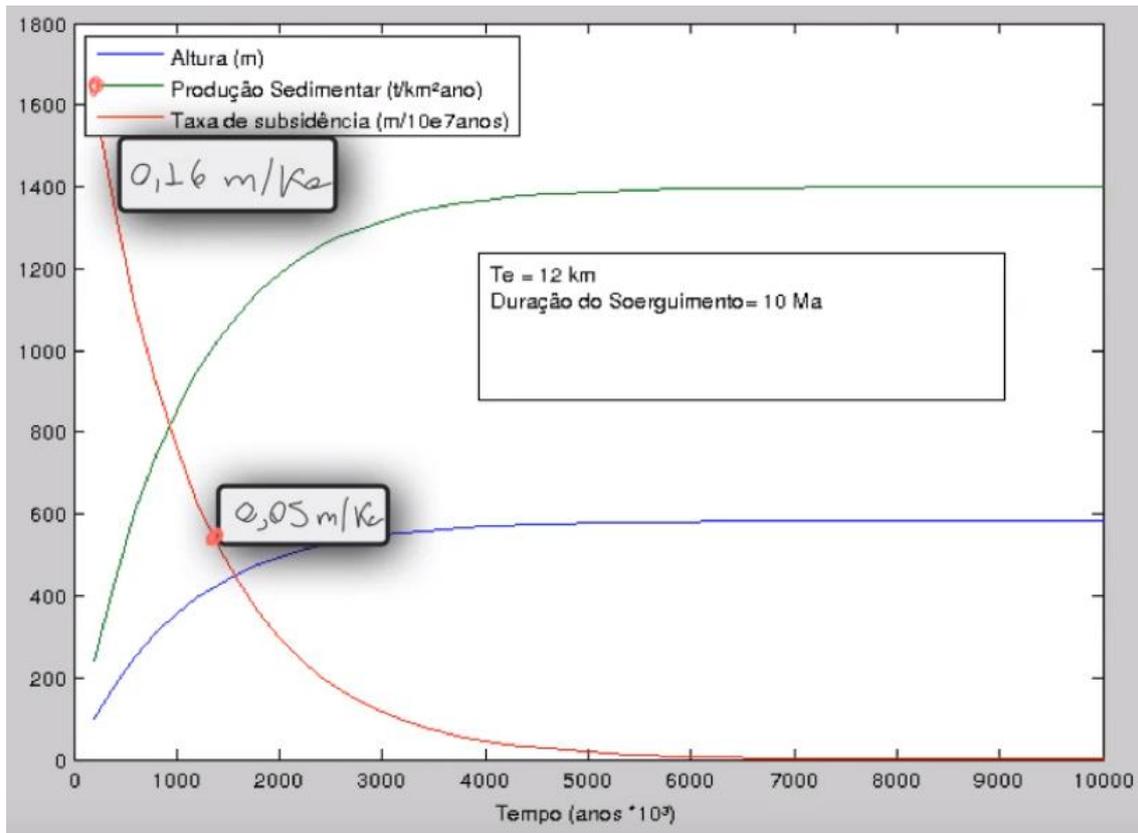


Figura 29: Subsidência flexural em crosta fina. Conforme ocorre o soerguimento, a produção sedimentar aumenta devido ao aumento da declividade. Isso faz com que o soerguimento ocorra de maneira cada vez mais lenta. Como a taxa de subsidência é diretamente proporcional à taxa de soerguimento, o subsidência é cada vez mais lenta ao longo do tempo.

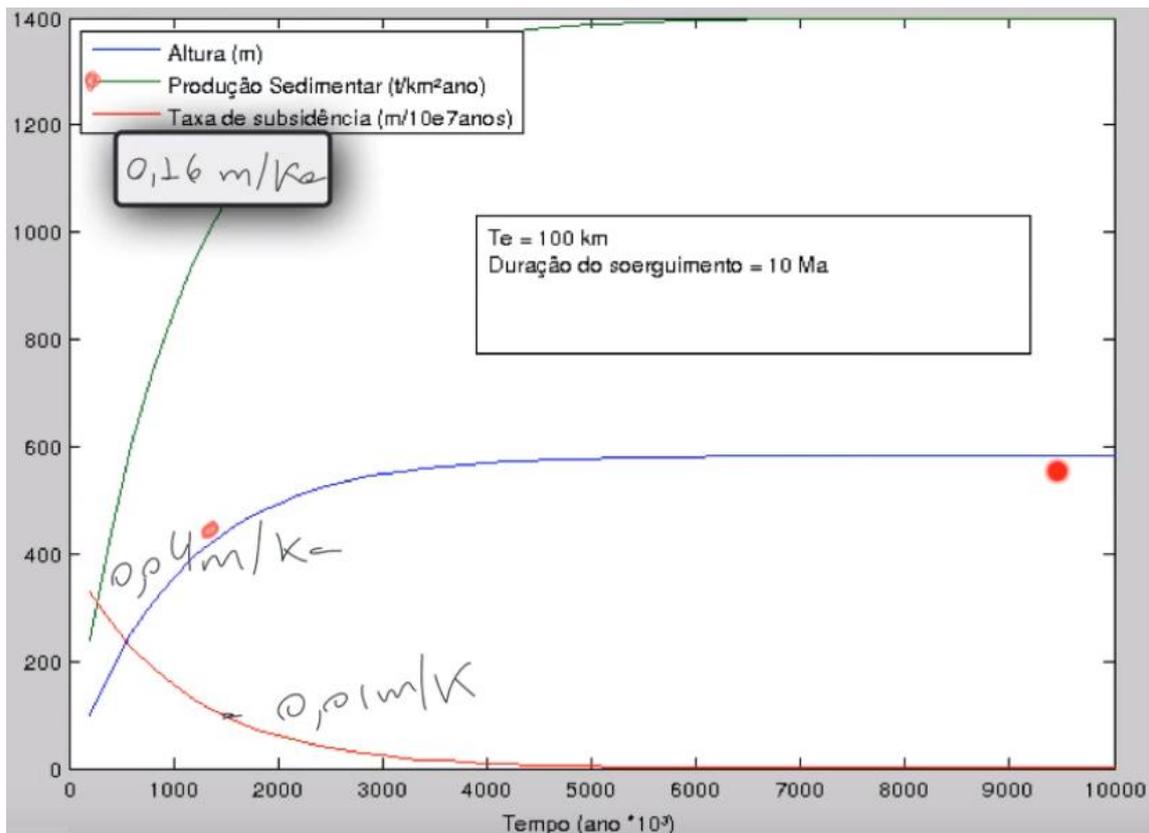


Figura 30: Subsidiência flexural em crosta espessa. Notar que a escala vertical é diferente em relação ao gráfico anterior. Tanto a altura do orógeno quanto a produção sedimentar atingiram patamares nos mesmos valores. Nesse caso, a subsidência é muito menor, pois o T_e maior aumenta a resistência flexural da litosfera, causando uma flexura menos profunda e com uma distância horizontal maior.

Backstripping

Além da flexura originada por altos topográficos, o peso da pilha sedimentar também gera subsidência, o que ocorre em qualquer tipo de bacia.

O *Backstripping* é um método geofísico de análise no qual utiliza-se a sucessão estratigráfica de uma bacia sedimentar para reconstituir a sua subsidência ao longo do tempo. Essa técnica foi desenvolvida por Watts e Ryan (1976) e consiste nos seguintes princípios: conforme os sedimentos são depositados, o peso da pilha sedimentar compacta as camadas subjacentes e intensificam também a subsidência da bacia. O método “retira” os estratos sedimentares um a um e considera seus efeitos de compactação e subsidência ao longo do período de tempo em que foram depositados. Assim, ao final do processo, é obtida uma curva de subsidência total e uma curva de subsidência tectônica da bacia (Allen e Allen, 2005).

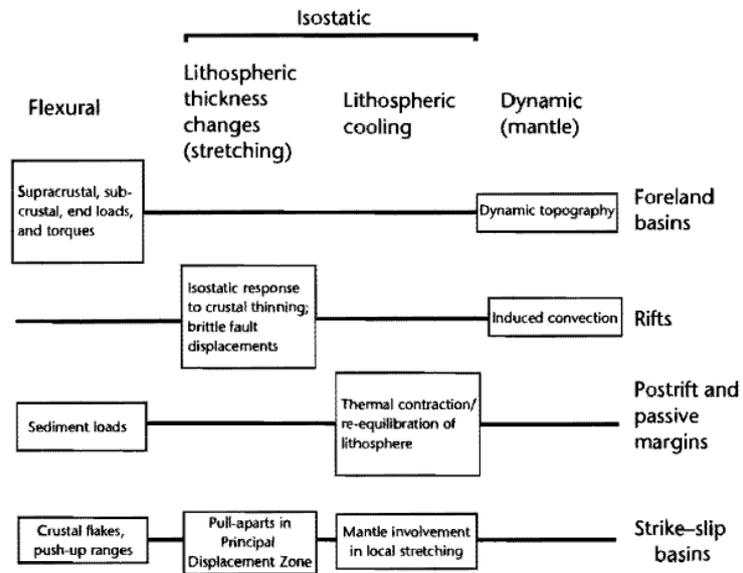


Fig. 1.11 Fundamental mechanisms of basin formation: flexural, isostatic, and dynamic. The importance of these mechanisms in foreland, rift, postrift and passive margin, and strike-slip basins is indicated by the size of the boxes.

Figura 31: Fonte: Allen e Allen, 2005. *Basin Analysis. Tipos de bacias sedimentares relacionadas ao mecanismo de subsidência.*