

Como vimos na primeira aula, o termo **Bacia Sedimentar** refere-se tanto a área subsidentes que estão sendo preenchidas por sedimento quanto a área que já não sofrem mais subsidência mas ainda apresentam sucessões sedimentares preservadas.

Exemplos do primeiro caso são as bacias da margem continental brasileira.

Exemplos do segundo caso são as bacias paleozóicas (Paraná, Parnaíba, Solimões etc) e as bacias pré-cambrianas brasileiras.

As bacias reliquias, não mais ativas, tiveram sua fase subsidente terminada pelo fim dos processos de modificação da densidade, espessura ou sobrecarga da litosfera causadores da subsidência.

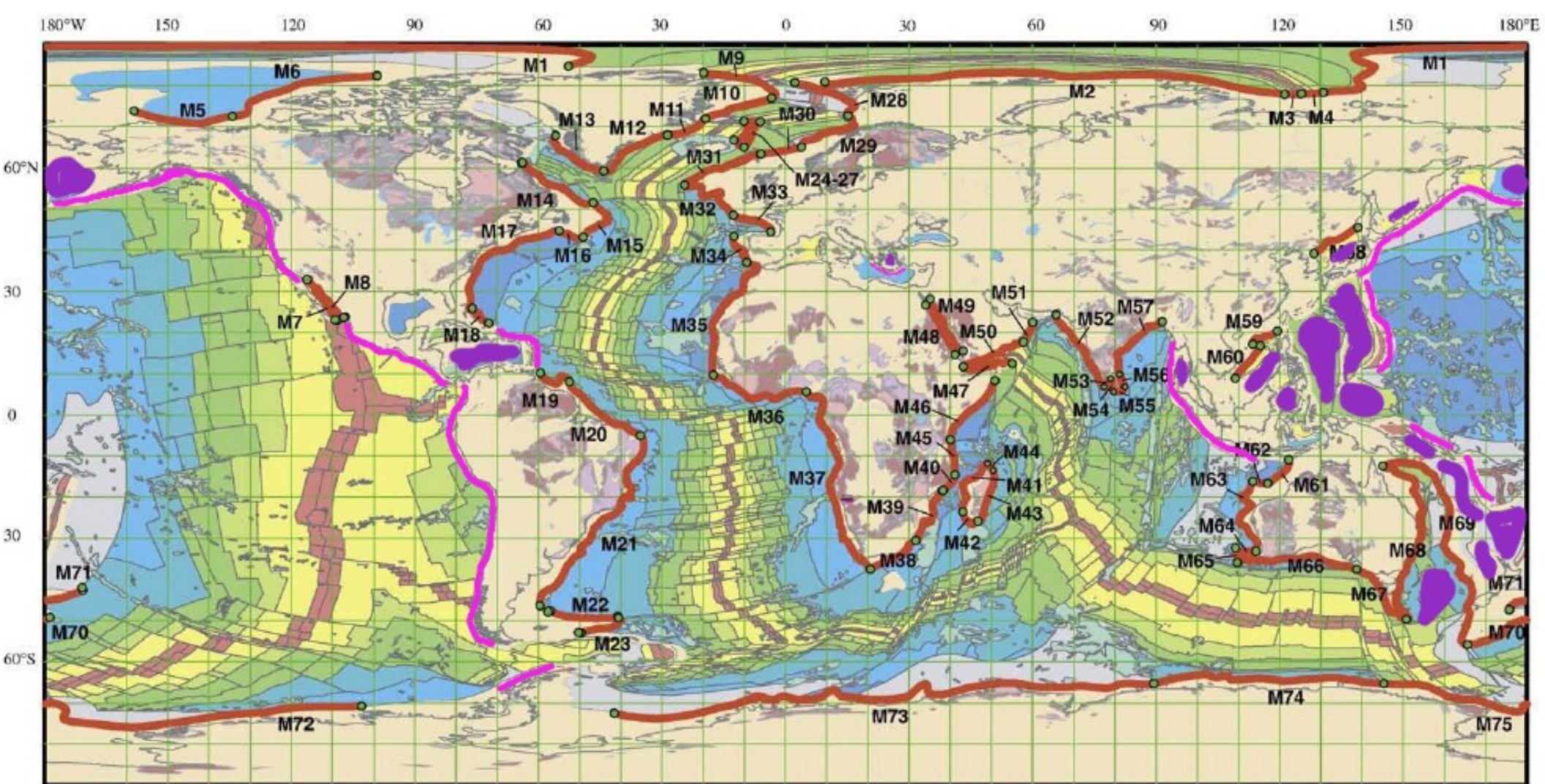
Muitas bacias passam por mais de um ciclo independente de subsidência, sendo na verdade áreas em que houve sobreposição de bacias.

Os processos geológicos que afetam uma bacia após sua fase ativa são função do contexto geotectônico na qual a bacia formou-se e da evolução geológica posterior. Essa evolução geológica segue padrões previstos pela teoria da Tectônica de Placas.

Em caso de interação convergente entre porções continentais de placas (colisão), as margens dos dois continentes são deformadas.

Todas as margens continentais são áreas subsidentes: BACIAS.

Colisão continental = deformação de bacias.



OCEANIC CRUST

- | | |
|---------------------|----------------------|
| Pliocene to Recent | Early Cretaceous |
| Miocene | Jurassic |
| Oligocene | Unknown age |
| Paleocene to Eocene | Seamounts & plateaus |
| Late Cretaceous | |

CONTINENTAL CRUST

- | | |
|-----|--|
| | Phanerozoic rocks, undivided |
| | Precambrian igneous and metamorphic rocks, undivided |
| | Proterozoic igneous and metamorphic rocks |
| | Archean igneous and metamorphic rocks |
| M74 | Modern passive margin |
| | Modern forearc basin |
| | Modern backarc basin |

Causas da inversão:

1- Mudança de subsidência para soerguimento podem ocorrer em função de:

- Reajuste isostático por aumento da espessura litosférica (colocação de magma na base da crosta, por exemplo)
- Diminuição da densidade média da litosfera por aumento do fluxo térmico
- Reajuste de litosfera espessada antes sujeita subsidência flexural por carga adjacente.
- Reajuste isostático após recuo de geleira.

2- Reativação compressiva ou transcorrente de falhas normais:

- Mudança do regime de esforços por reajuste da tectônica de placas (fechamento de oceano, término de subducção, etc). Esforços não coaxiais (não paralelos) ao regime inicial tendem a gerar estruturas com componente de movimento lateral.

Características diagnósticas:

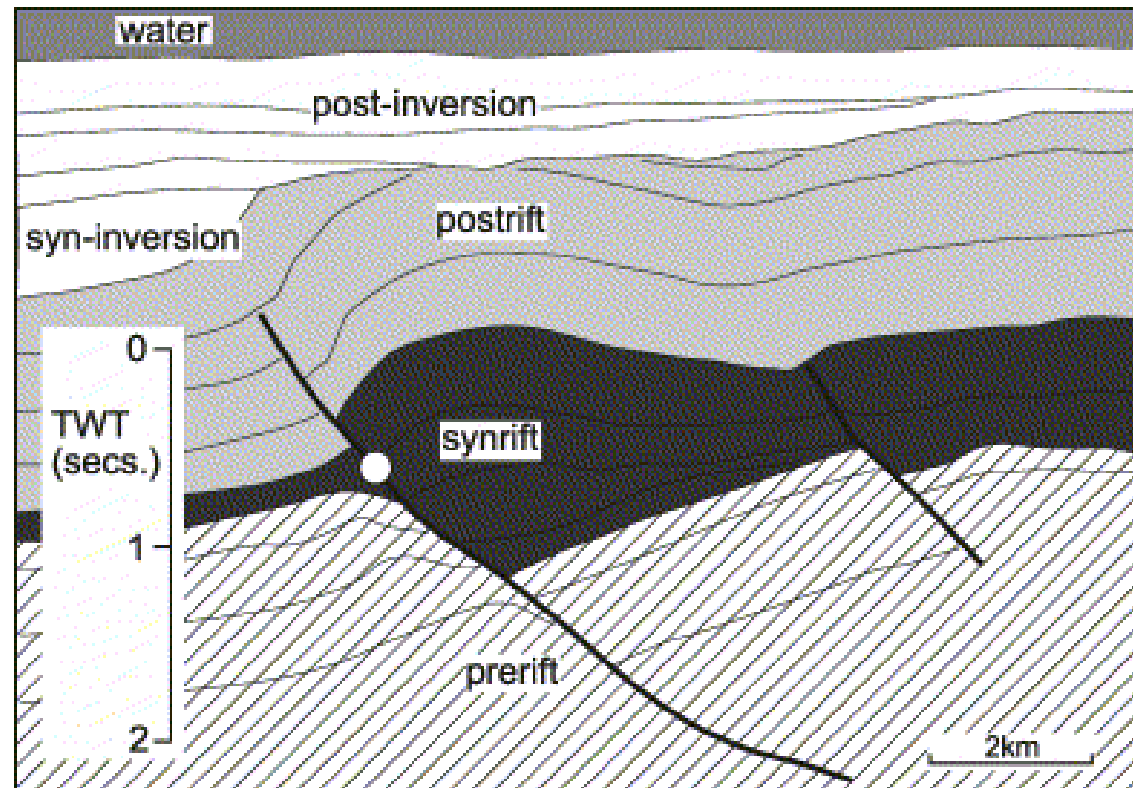
1- Inversão de relevo, com conseqüente desenvolvimento de discordância na bacia.

2- Reativação de falhas normais como inversas ou transcorrentes:

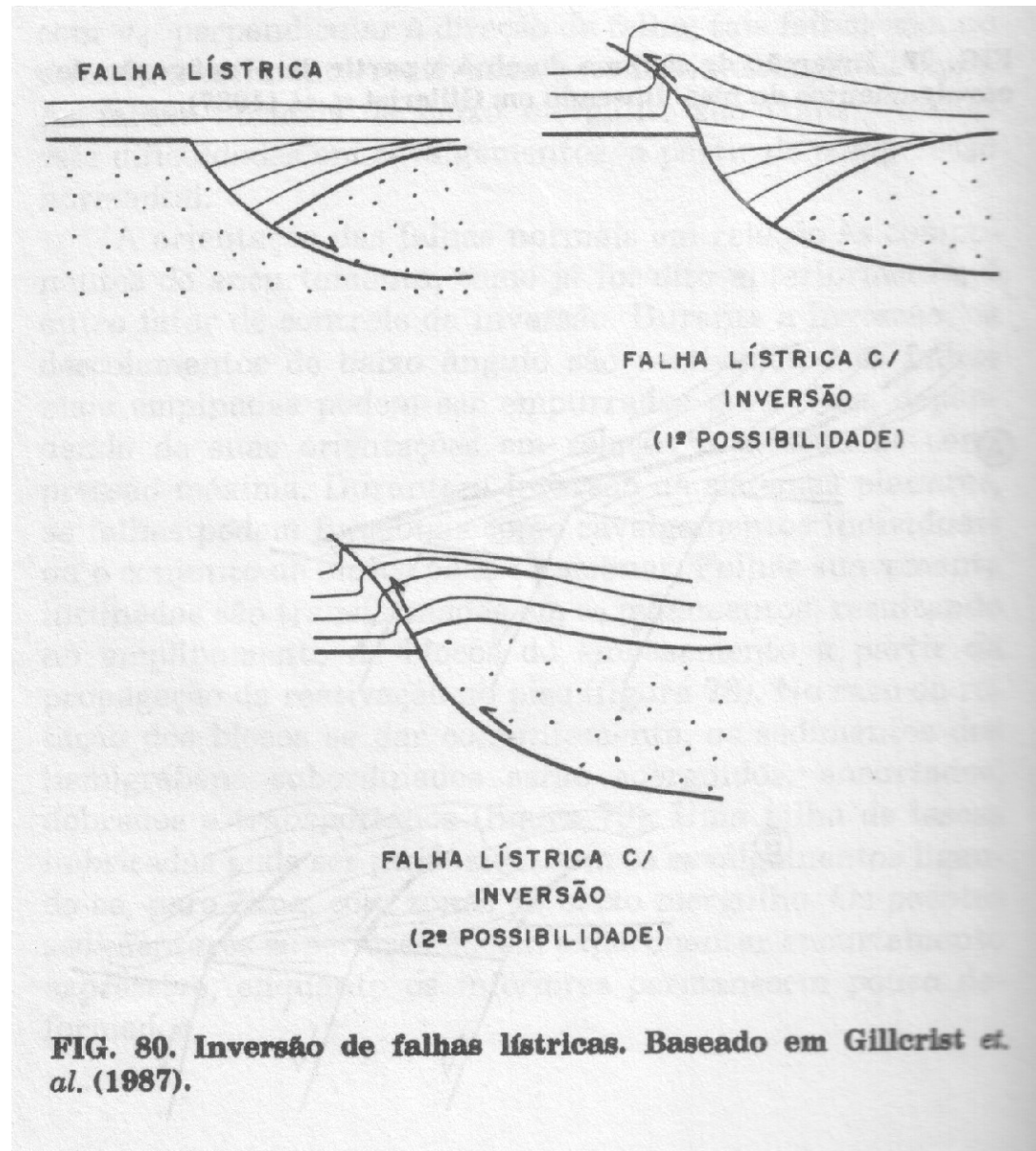
- Presença de ponto nulo em seção – linha nula em 3d). Quando seção com espessamento sin-sedimentar contra falha normal passa a soerguer. Quando maior o rejeito da inversão, mais o ponto nulo desce para o intervalo que teve maior rejeito normal.

- Pode-se confundir o ponto nulo de inversão com ponto nulo de rotação de falha em tesoura. Este, porém será de fato um ponto, e não a expressão de uma linha em uma seção.

Ponto Nulo (na verdade linha nula) em falha normal invertida.



Turner & Williams 2004.



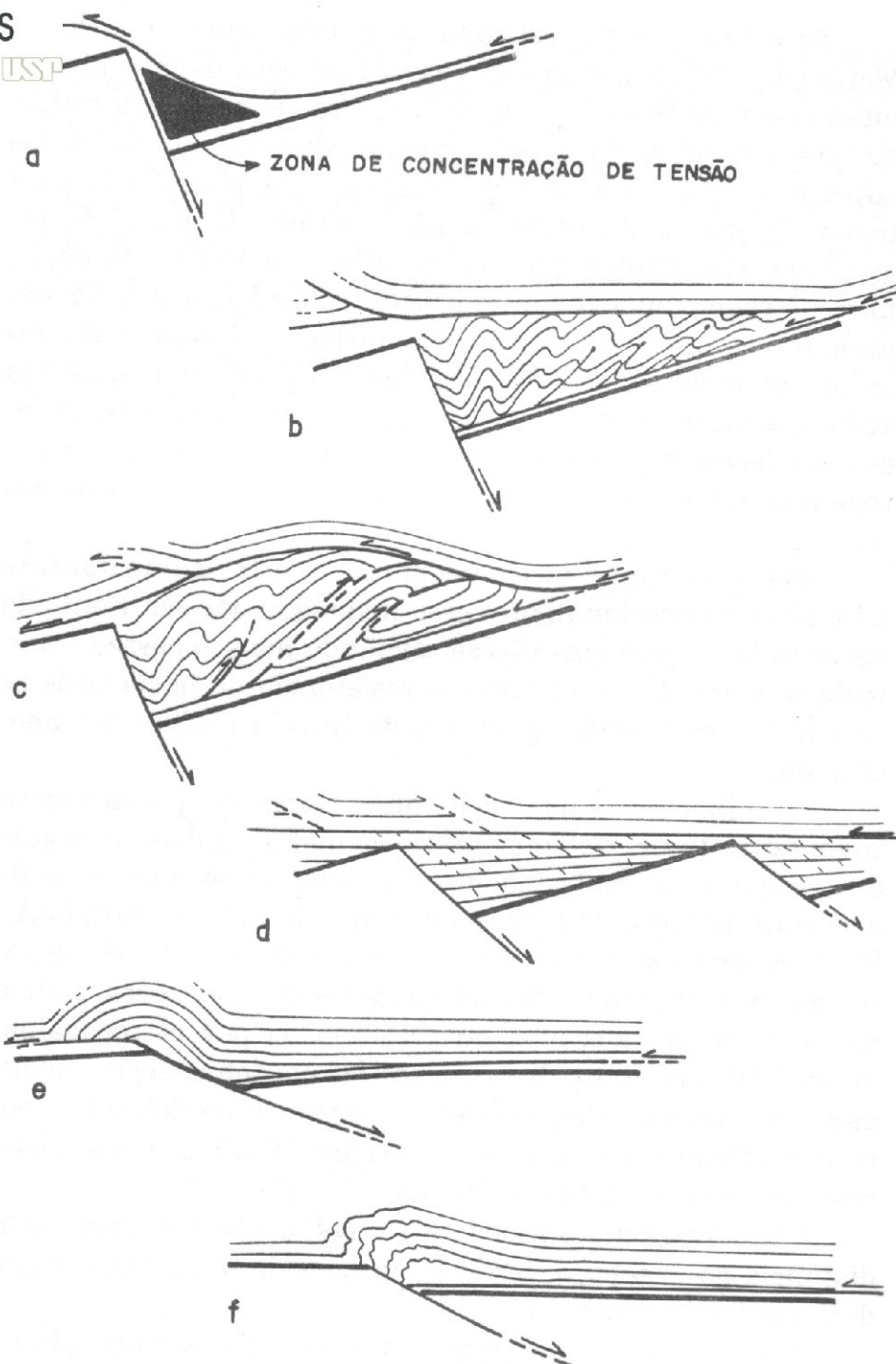


FIG. 83. Relação entre cavalgamentos na cobertura e presença de uma escarpa de falha normal. Baseado em Gillcrist *et. al.* (1987).

Esforços e deaformação – inversão tectônica regional

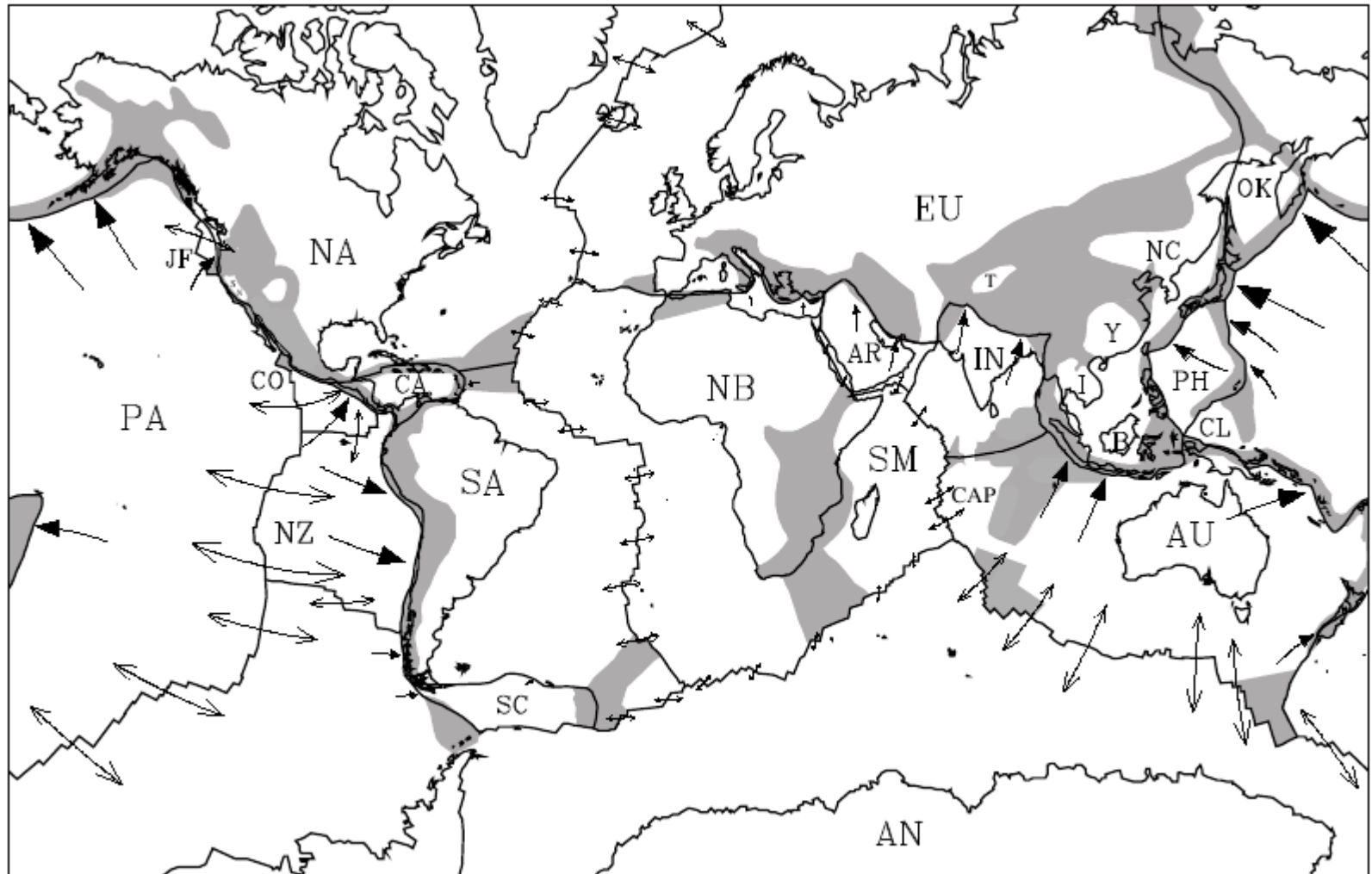
Paradoxo do esforço tectônico

Esforços reais não seriam suficientes para promover a deformação da litosfera, porém isso acontece nas bordas das placas.

- Cálculo do envelope de deformação não é preciso e é muito sensível ao modelo de litosfera e seu estado térmico.

De fato, não apenas nas bordas ...

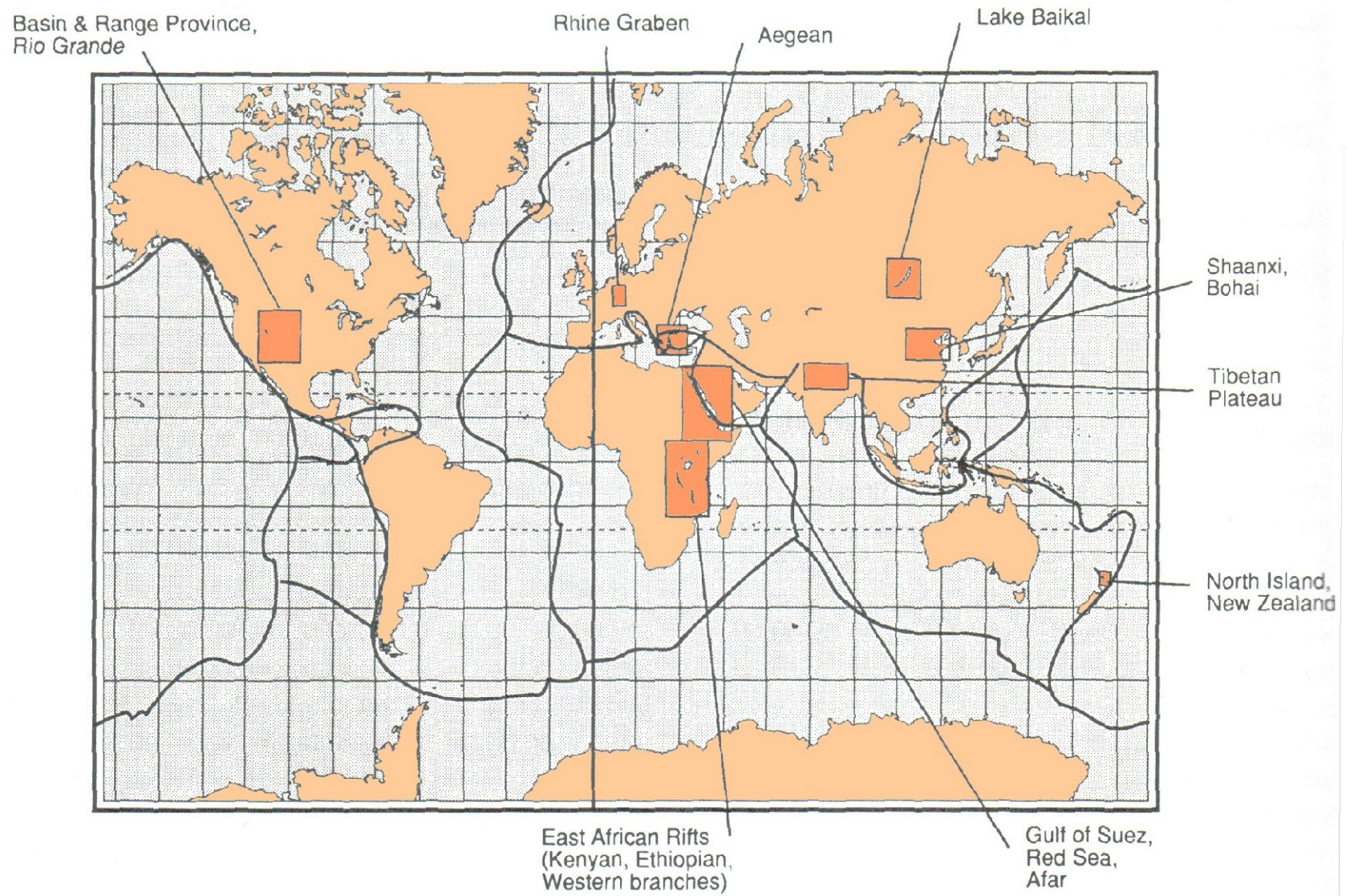
Limites difusos de Placas ou deformação Intraplaca



A aproximação de placas rígidas está longe da realidade.

Gordon, 1998

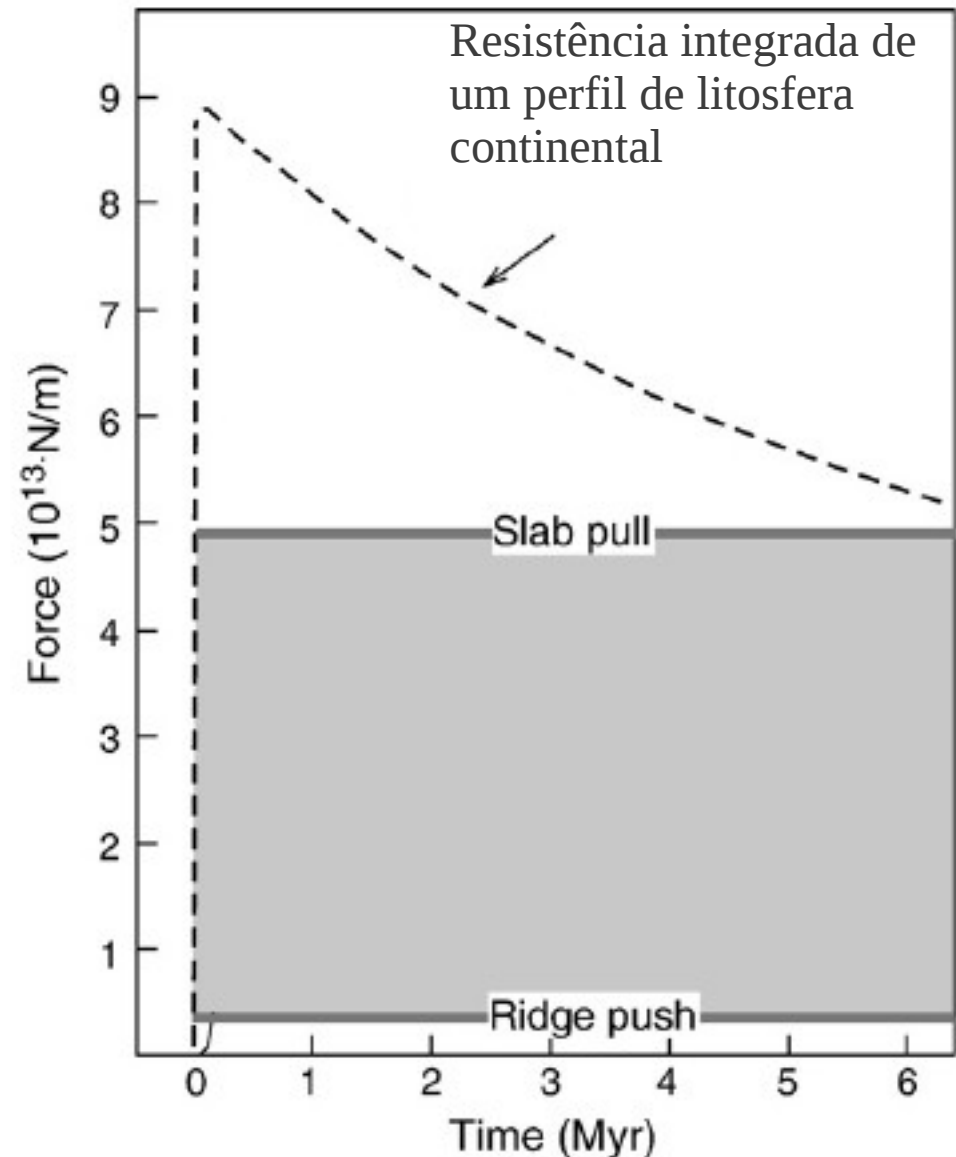
- O modelamento de orógenos e, principalmente, de bacias sedimentares (com objetivos econômicos) tem trazido respostas para a questão de como ocorre deformação intraplaca.
- Evidências: sismos, falhas ativas, bacias e orógenos intraplaca.

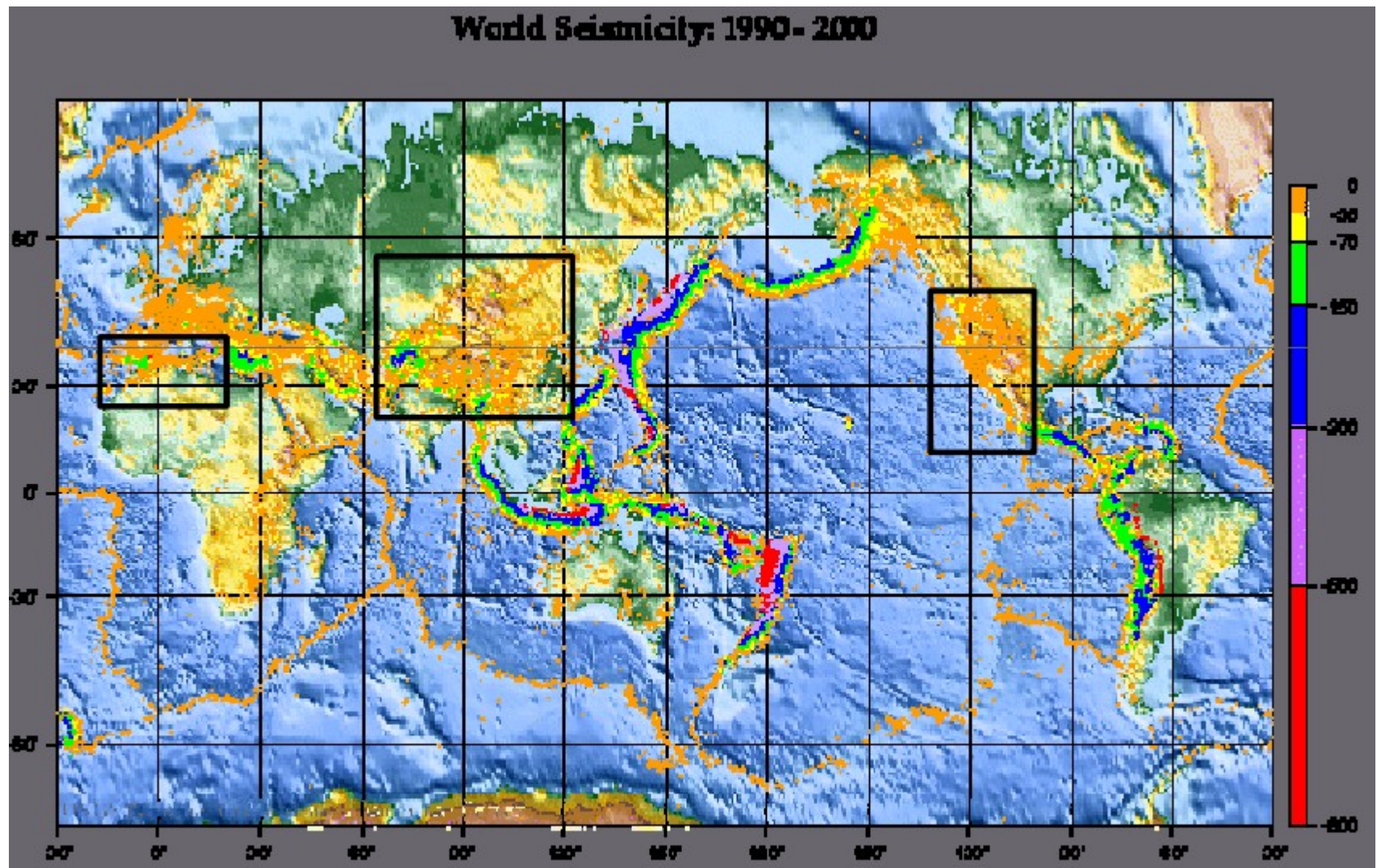


Mas como pode ocorrer deformação distensiva intraplaca?

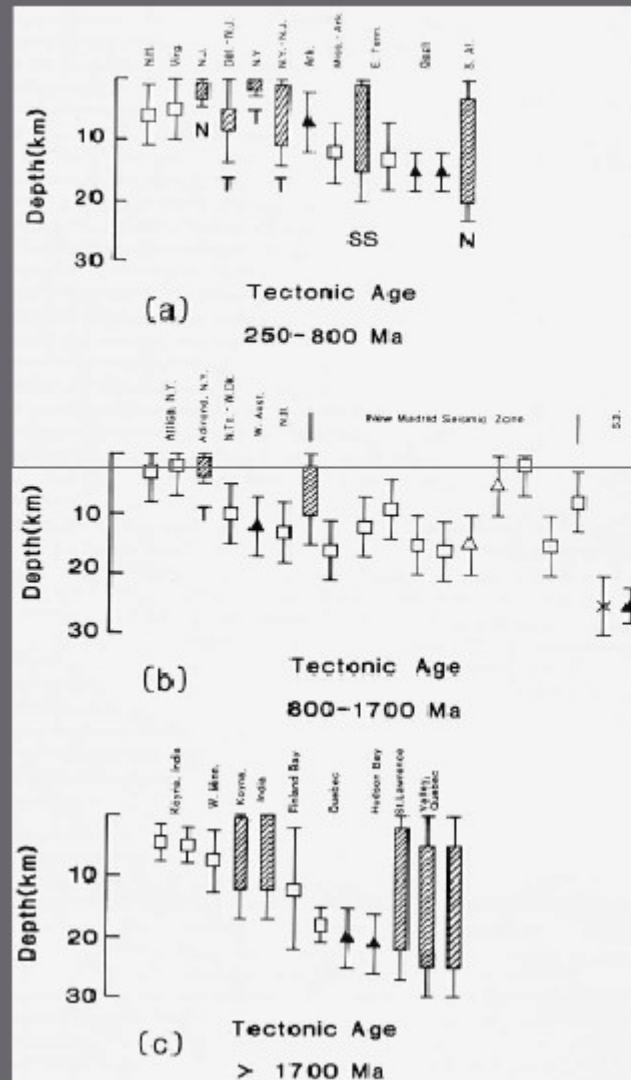
- O esforço deve superar o envelope de resistência, mas nem mesmo os esforços de borda de placa oceânica seriam capazes disso.

Modificado de
Regenauer-Lieb et al. (2008)





Litosfera Continental

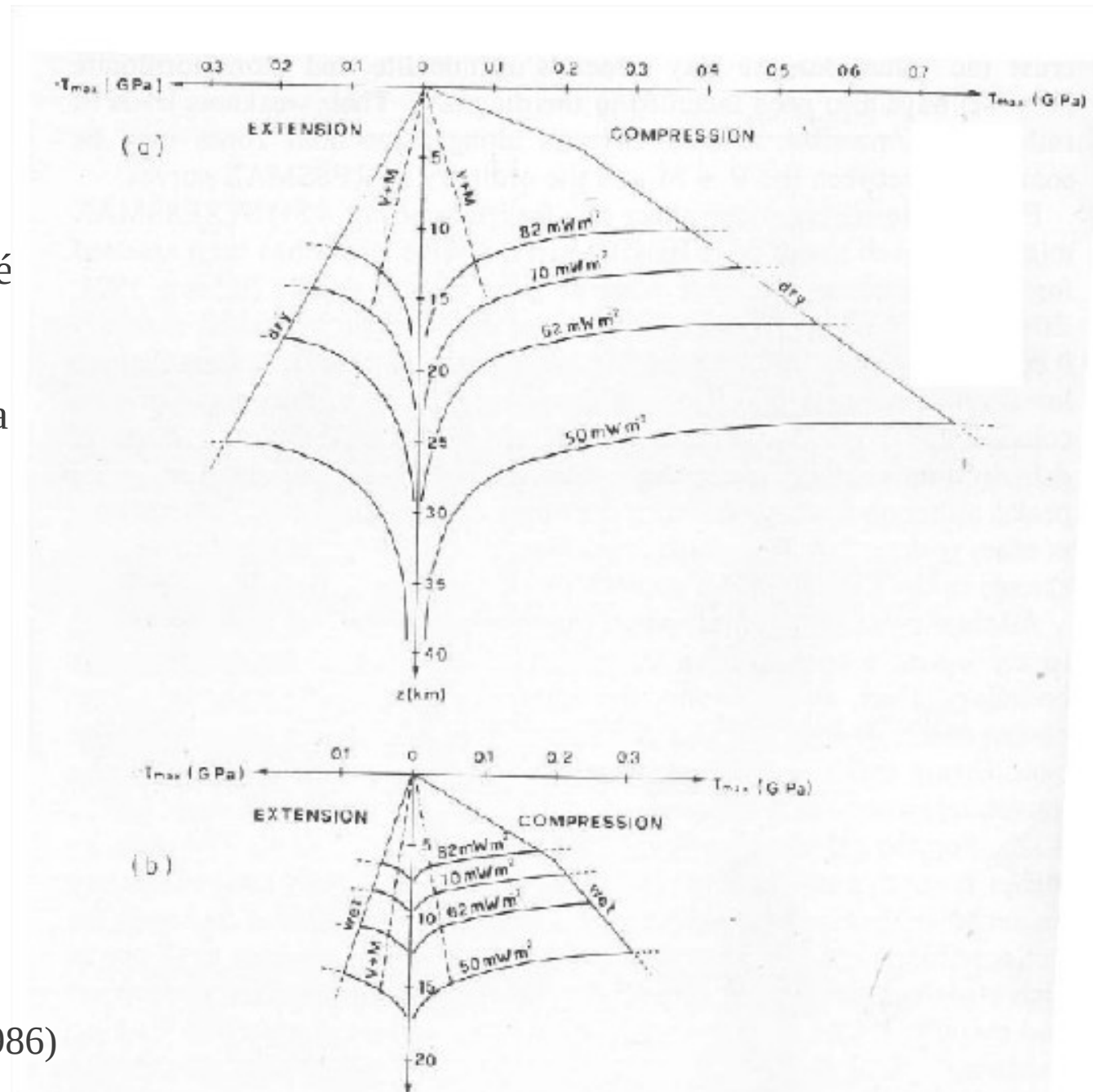


- Maior profundidade de 25km.
- A profundidade do sismo não depende da idade da crosta.

A sismicidade intraplaca existe, principalmente em províncias distensionais, mas também como deformação compressiva e transcorrente.

Isso é ainda mais intrigante, já que a resistência da litosfera à compressão é ainda maior.

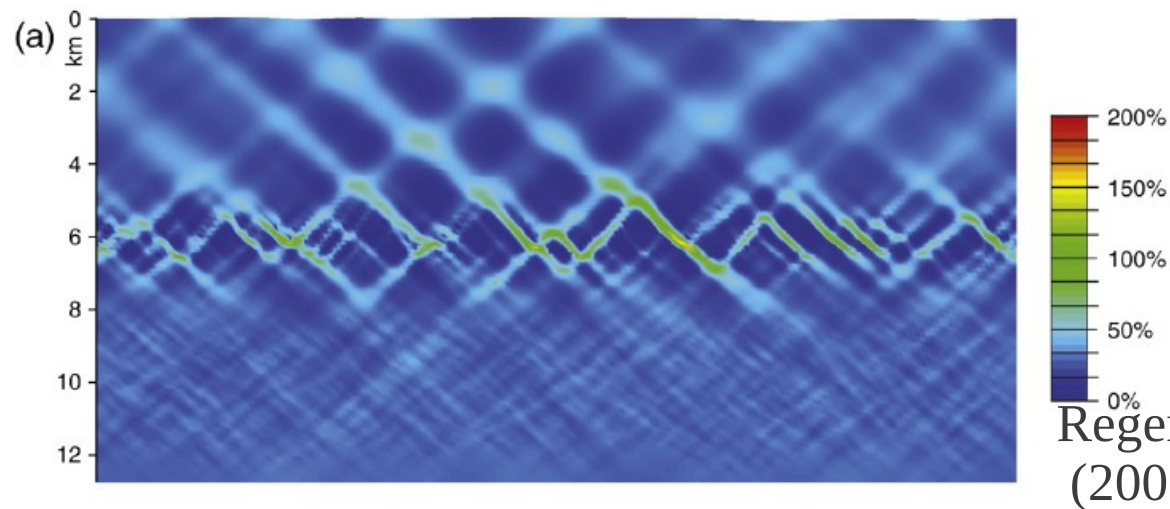
Uma pista para a
solução do problema é
grande influência
Da temperatura na
resistência da litosfera



Meisner (1986)

Uma explicação possível foi recentemente obtida por modelos que consideram efeitos térmicos e trocas de energia resultantes da própria deformação (Regenauer-Lieb et al., 2008).

O calor gerado pelo cisalhamento enfraquece muito a litosfera, e é gerado onde o cisalhamento ocorre em zonas bem definidas.



Regenauer-Lieb et al.
(2008)

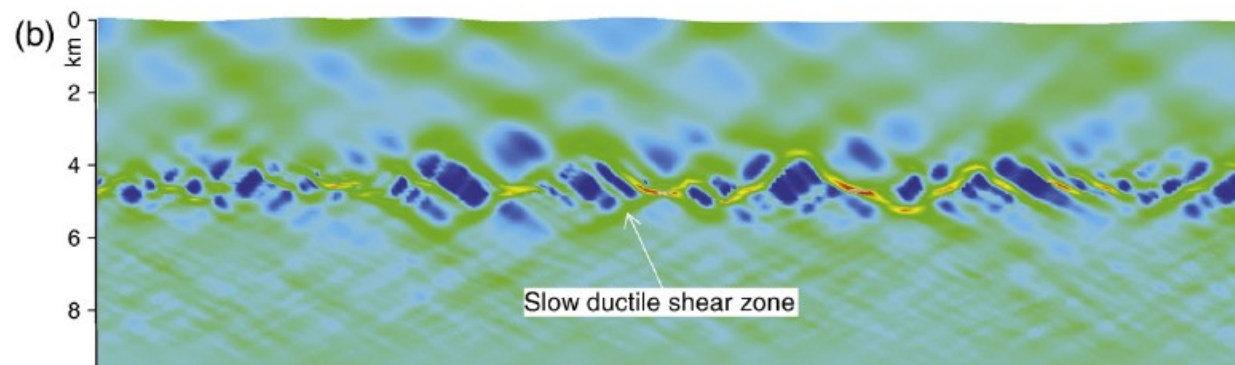


Fig. 7. Strain evolution of extensional structures in a generic fully coupled crustal model (quartz rheology). Extension velocity is 1.0 cm/y and surface heat flow is 60 mW/m² (for rheological parameters see Table 1). Numerical results show the magnitude of strain after (a) 595 kyr (β factor=1.3) and (b) 1.28 Myr (β factor=1.7).

Assim, se considerado esse efeito, a porção de maior resistência da litosfera (a porção elástica da crosta) passa a ser a de menor.

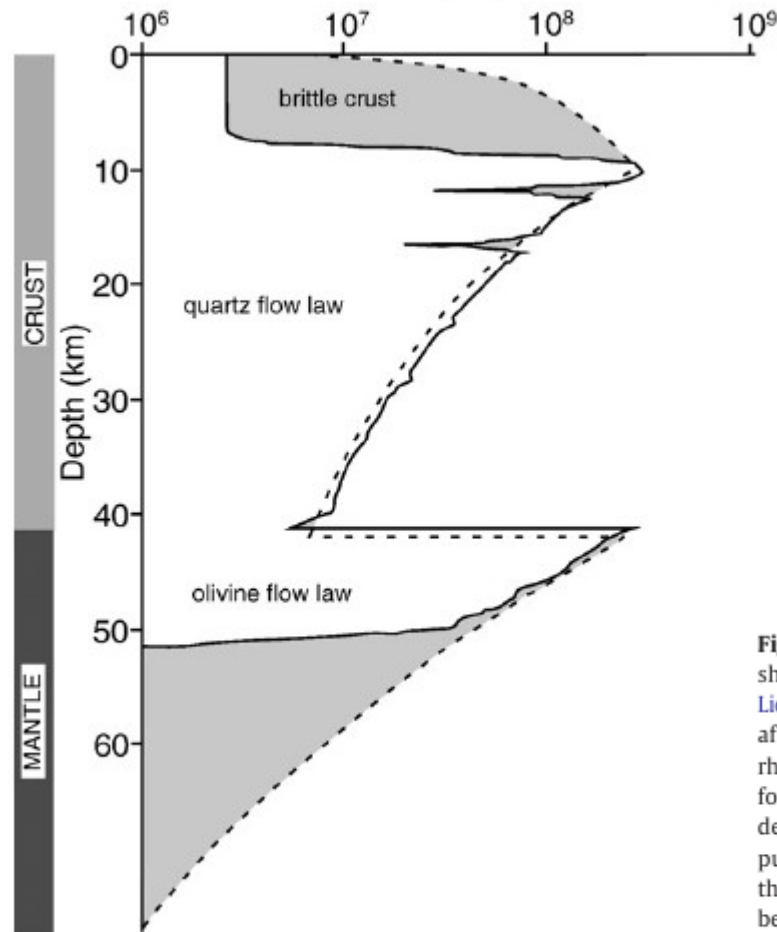


Fig. 1. A classical Brace-Goetze ("Christmas Tree") yield strength envelope (dashed line) shown against a dynamic elasto-visco-plastic strength profile (black line) (after [Regenauer-Lieb et al., 2006](#)). The dynamic profile evolves through time and is calculated here shortly after the onset of extension (130 kyr). The lithosphere is made up of a 42 km crust (quartz rheology) overlying an olivine mantle. The dynamic strength profile is not an average value for each depth, but is shown for a single 1D vertical line that intersects with two detachment faults in the 10–20 km depth range. Note that the energy feedbacks of the top purely brittle layer (down to ~2 km depths) are not considered, because at shallow depths, the surface energy of cracks, which is not incorporated in the current numerical model, becomes increasingly important. The shape of this profile changes from place to place and in time. Our particular choice of 1D profile represents one of the weakest profiles in the cross section and shows minimum strength values for the top brittle crust and for the area below 52 km, due to unloading of stresses by nearby shear zones. The maximum strength anywhere in the model is limited by the Brace-Goetze profile. Therefore, other dynamic strengths profiles in 2D and 3D will be restricted to the grey area.

Regenauer-Lieb et al. (2008)

Esse efeito potencialmente resolve o paradoxo do esforço tectônico e explica a distensão intraplaca. Mostra também que falhas lítricas são um resultado esperado da distensão.

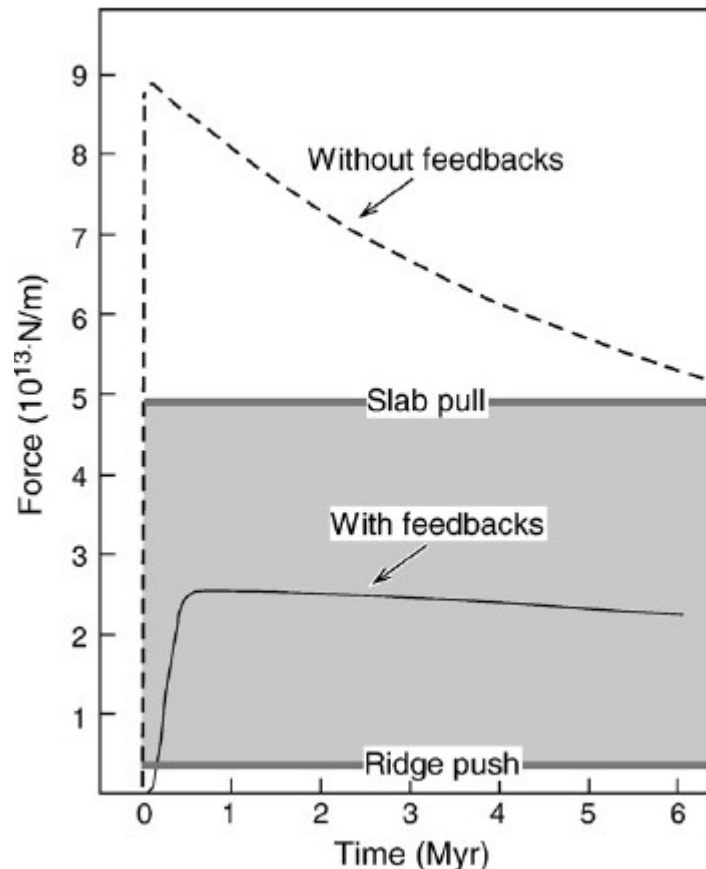


Fig. 9. Integrated forces calculated for lithosphere subjected to extension at 1.2 cm/yr shown in Fig. 8b. The original crustal thickness of 30 km is underlain by 50 km thick olivine mantle. The surface heat flow is 60 mWm^{-2} . Calculation is shown with and without feedback effects (black and dashed lines, respectively). The maximum force calculated for the coupled model at $2.55 \cdot 10^{13} \text{ N/m}$ is equivalent to $3.54 \cdot 10^8 \text{ Pa}$. This value is much lower than typical forces calculated for slab pull ($4.9 \times 10^{13} \text{ N/m}$) but higher than typical forces for ridge push ($3.41 \cdot 10^{12} \text{ N/m}$). Typical slab pull and ridge push values are from [Turcotte and Schubert \(2002\)](#). Note that these values are order of magnitude estimates due to uncertainties in extrapolation of laboratory experiments. Nevertheless, significant weakening of the coupled versus uncoupled solutions occurs independently of absolute strength.

Regenauer-Lieb et al. (2008)

O progressivo resfriamento da cunha astenosférica vai na direção contrária à distensão, espessando a litosfera (já que sua base é uma isoterma).

Como a resistência do manto litosférico não hidratado é grande, isso diminui progressivamente a taxa de deformação.

Se a taxa inicial de distensão não for grande o bastante para inibir esse efeito e não ocorrer colocação de magma para ajudar, a distensão é interrompida, e o rift abortado.

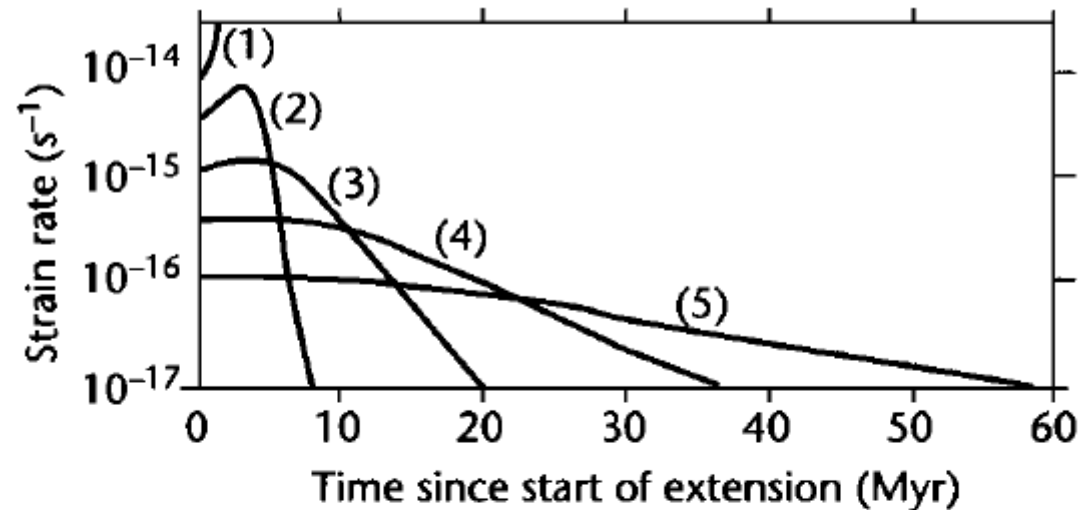


Fig. 3.33 Variation of the strain rate with time based on a set of 1-D numerical experiments (Newman and White 1999). Each experiment uses the same rheology, but the driving force varies, resulting in different initial strain rates. At very high initial strain rates (1), complete, rapid rifting of the lithosphere occurs. In (2) and (3) the strain rate rises at first because the same driving force acts on a progressively thinner lithosphere. Strain rate then falls because of the effect of cooling on viscosity in the mantle lithosphere. In (4) and (5) initial strain rates are low, so the mantle cooling effect dominates. Apart from passive margins, peak strain rates in extensional sedimentary basins rarely exceed $2 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$. Reproduced courtesy of Royal Society, London.

A deformação pode também ser auxiliada pela colocação de corpos máficos na base da Crosta. Modelos têm demonstrado que esses corpos podem controlar a localização e o estilo da distensão.

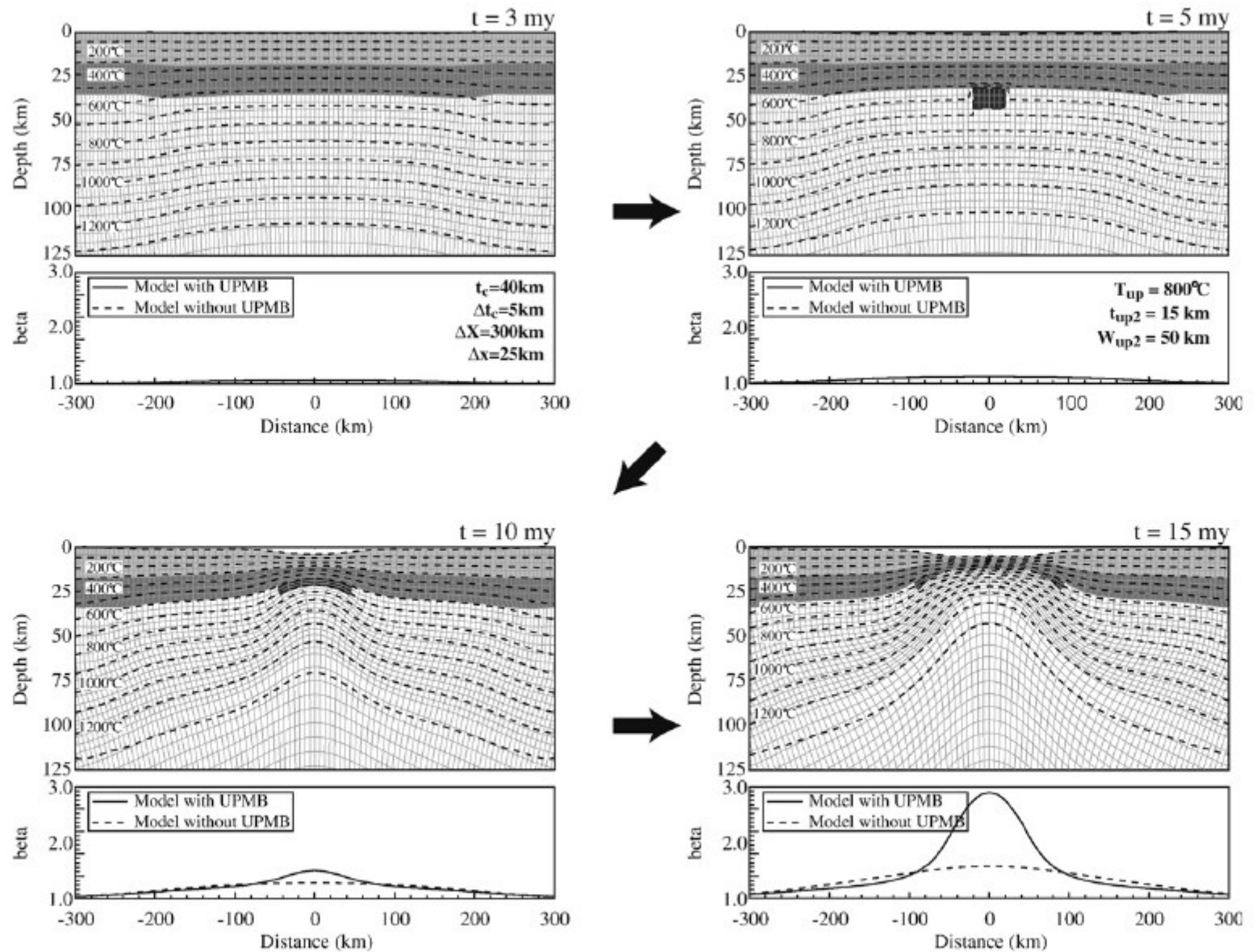


Fig. 11. Time-dependent extensional deformation of the lithosphere for the UPMB models with $W_{up1} = W_{up3} = 0$ km, $W_{up2} = 50$ km, $t_{up2} = 15$ km and $T_{up} = 800^\circ\text{C}$. For the initial crustal configuration, it is assumed that ΔX is 300 km, Δx is 25 km and Δt_c is 5 km. Emplacement of the UPMB is at $t = 5$ my. Stretching factors of the total lithosphere for the models with and without the UPMB are depicted for each time.

O efeito da presença de elementos radioativos como contaminantes no manto litosférico é uma redução da resistência da litosfera.

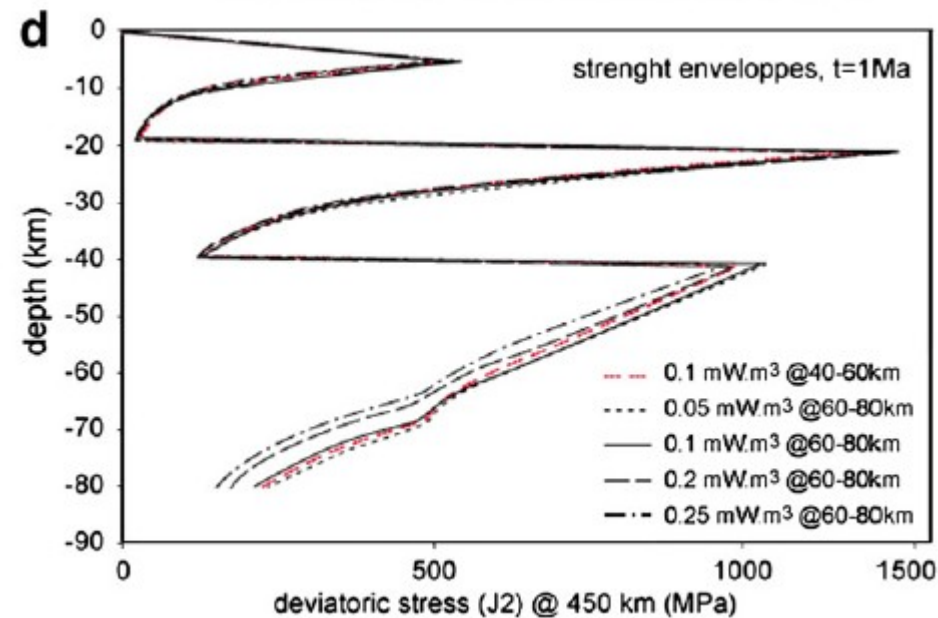
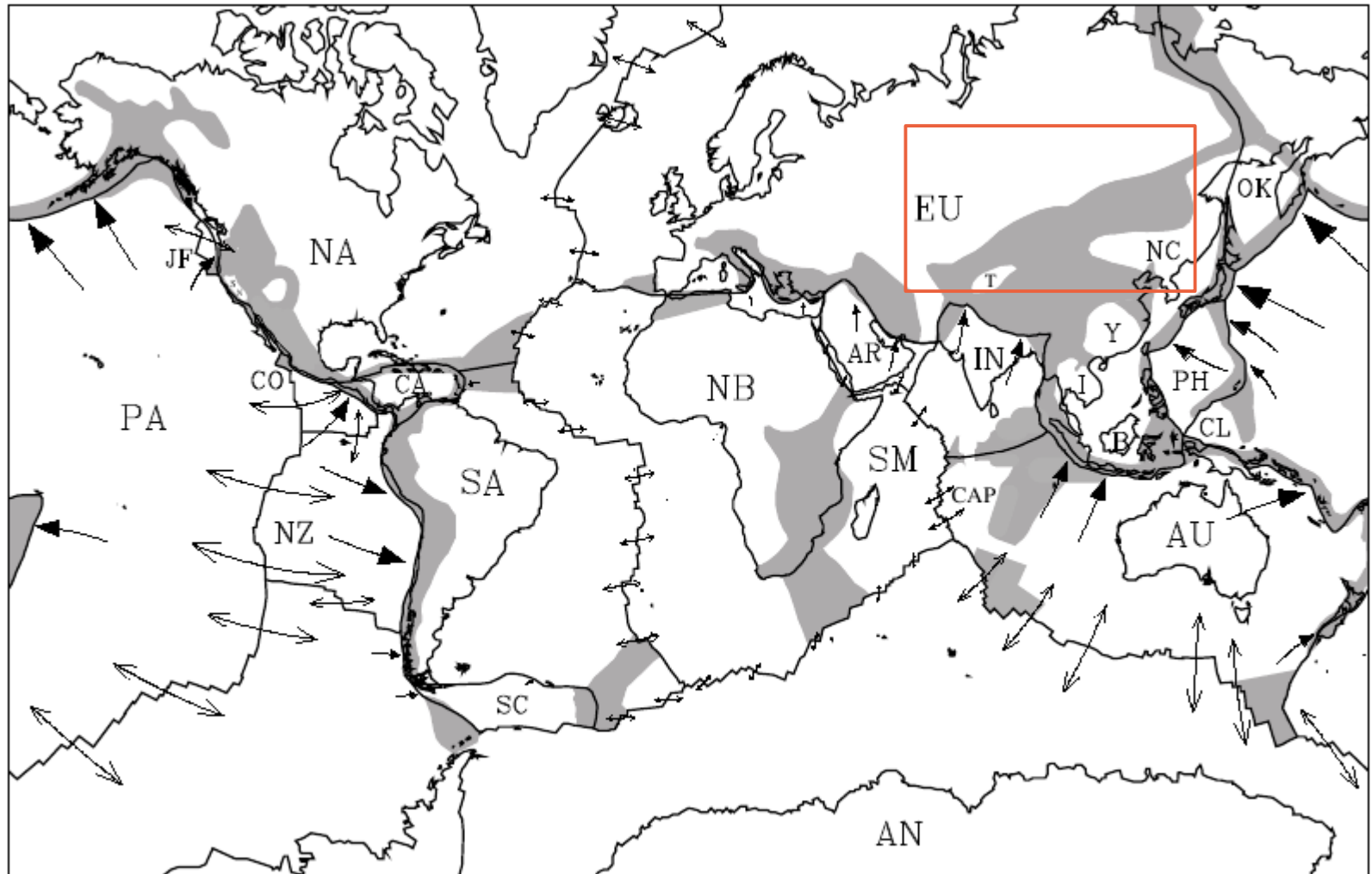
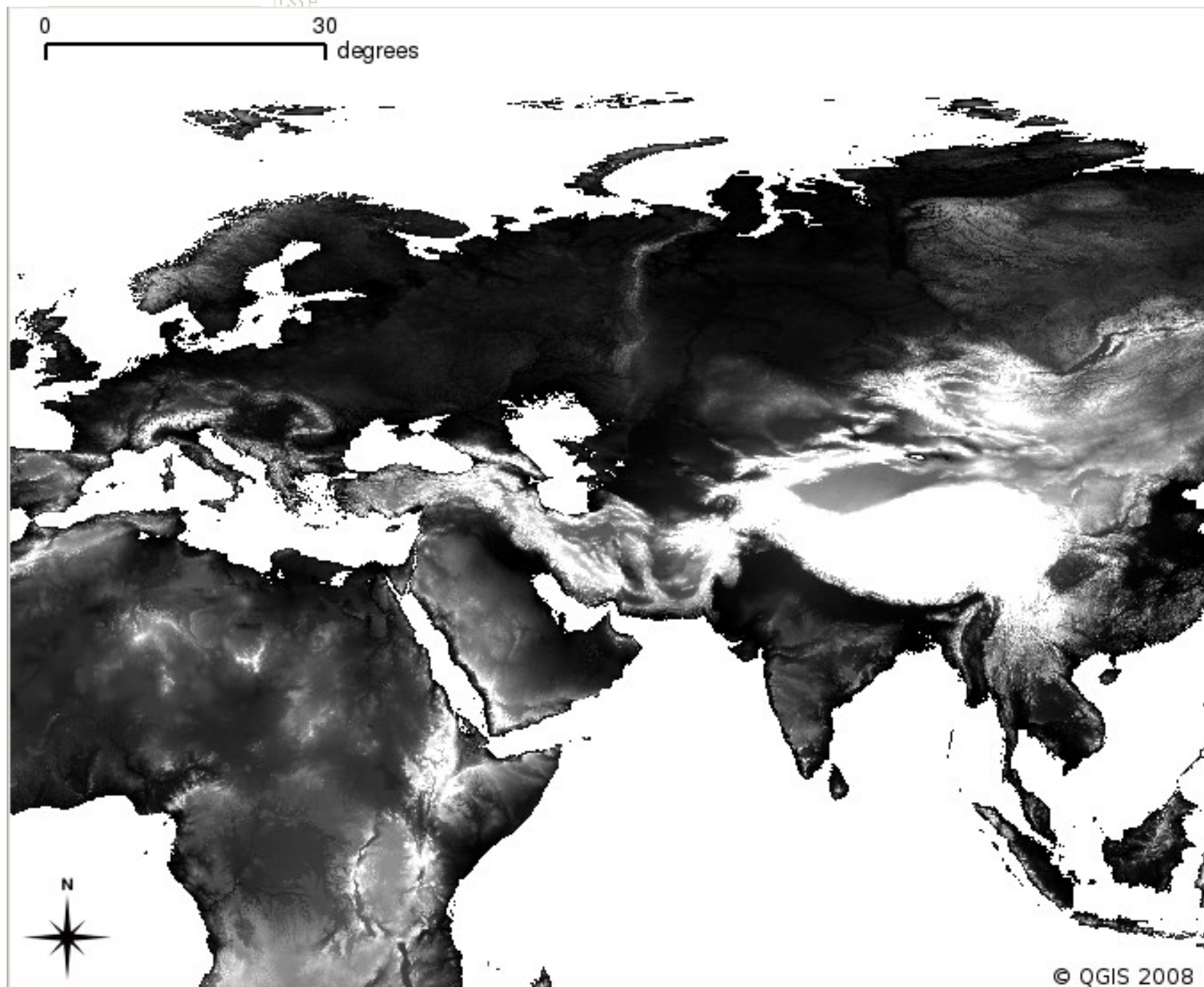
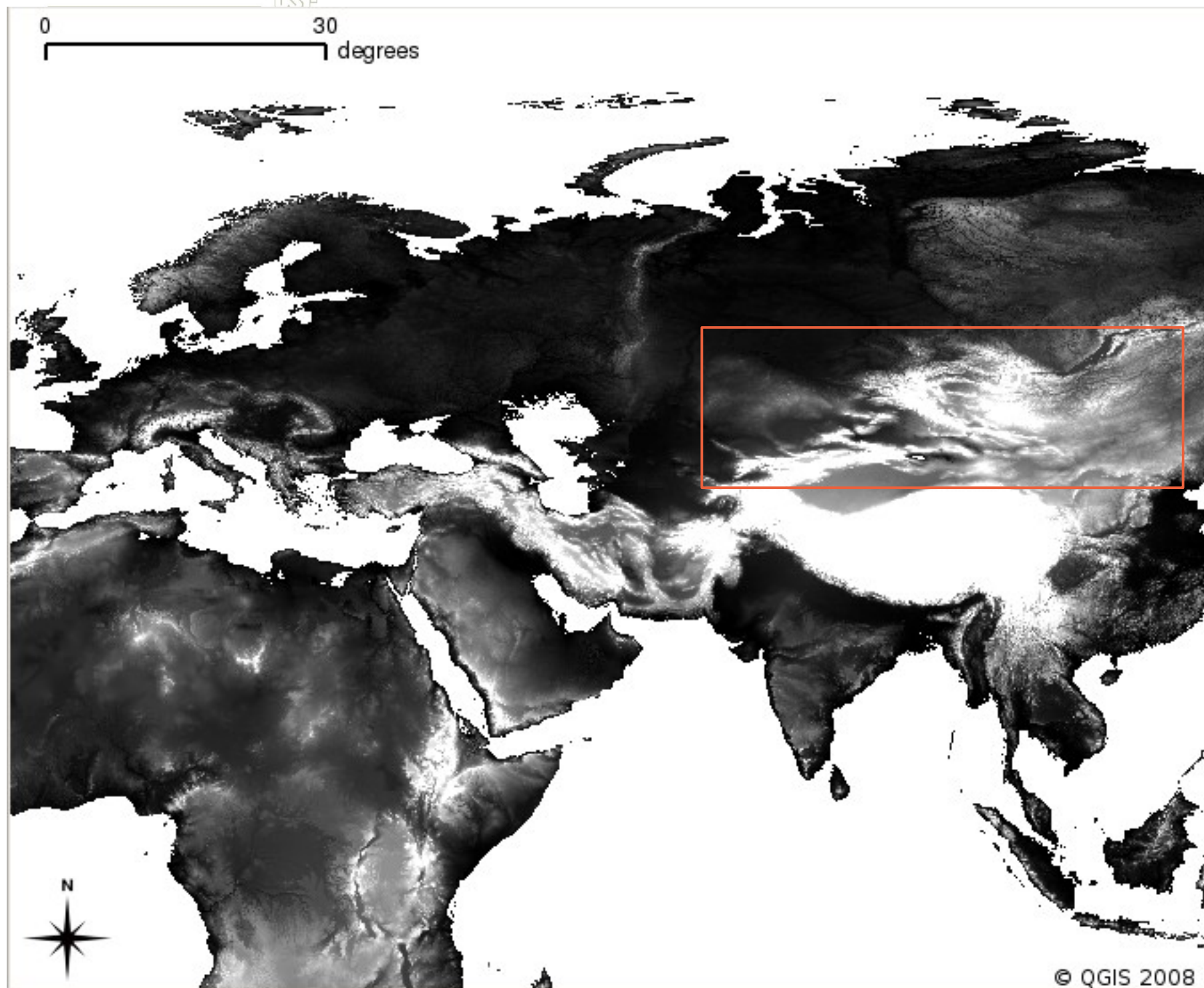


Fig. 2. Results for models with a similar compositional structure: a wet quartzite upper crust, a dry diabase lower crust, and wet mantle, but an anomalous mantle between 60 and 80 km depth with a heat production ranging between 0.05 and $0.25 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (black symbols / lines) as well as a model with an anomalous mantle with a heat production of $0.1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ between 40 and 60 km depth (red or gray symbols/lines). (a) Initial geotherm at 100 km of the plate boundary (normal lithosphere) and at 450 km of the plate boundary (anomalous lithosphere). (b) Initial temperature anomaly estimated as the difference between the temperature profiles at 100 and 450 km. (c) Strain localization characterized by the ratio between the $2n$ invariant of the strain tensor along a profile at 450 km of the plate boundary relative to a profile at 150 km of the plate boundary. (d) $2n$ invariant of the deviatoric stress tensor as a function of depth for a profile at 450 km of the plate boundary.

Deformação compressiva Intraplaca







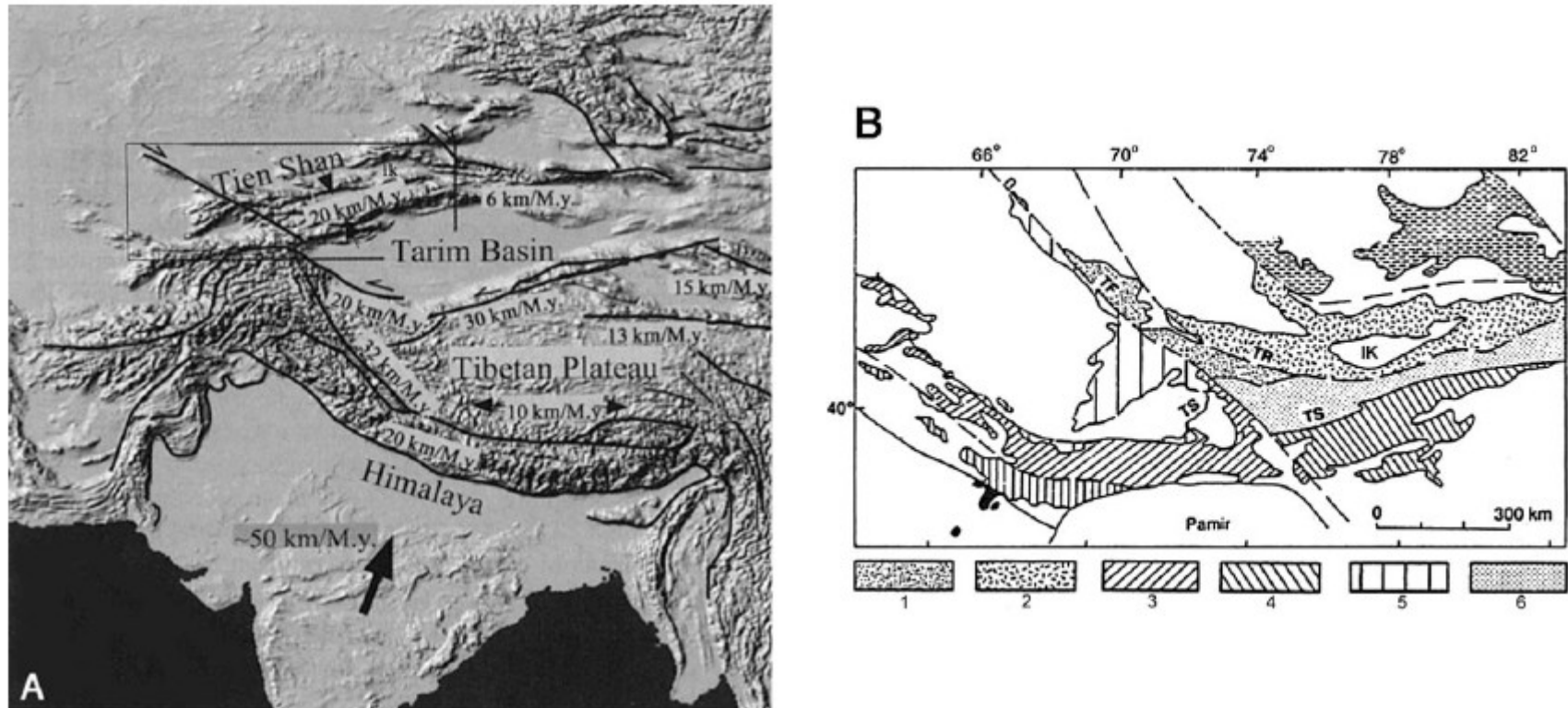


Fig. 5. Topography and major tectonic elements of Eurasia. (A) The Tien Shan intraplate chain of ranges and intermontane basins has been forming during the past 11 Ma as a result of ongoing collision of the Indian and Eurasian continents. Box denotes area of (B) (modified slightly from Bullen et al., 2001). (B) Tectonic zonation of the western and central Tien Shan (modified from Burtman, 1997). Within the complex two ancient suture zones have been reactivated—the early Paleozoic Terskey suture (TR) and the late Paleozoic Turkestan suture (TS). Inverted Proterozoic to early Paleozoic rift structures and passive margin deposits are exposed north of the Terskey suture (TR; pattern 2) and within the Talas zone (1) northeast of the ancient Talas–Fergana fault (TF). Farther south, Proterozoic crystalline basement and Vendian to mid-Carboniferous passive-margin sedimentary strata have been uplifted—the Alay (3) west of the TF and Tarim (4) on the east. TF also separates two Permian–Triassic volcanic suites—Chatkal (5) west of the fault and Upper Naryn (6) to the east. Present slip sense of TF is dextral. IK= Issyk Kul lake.

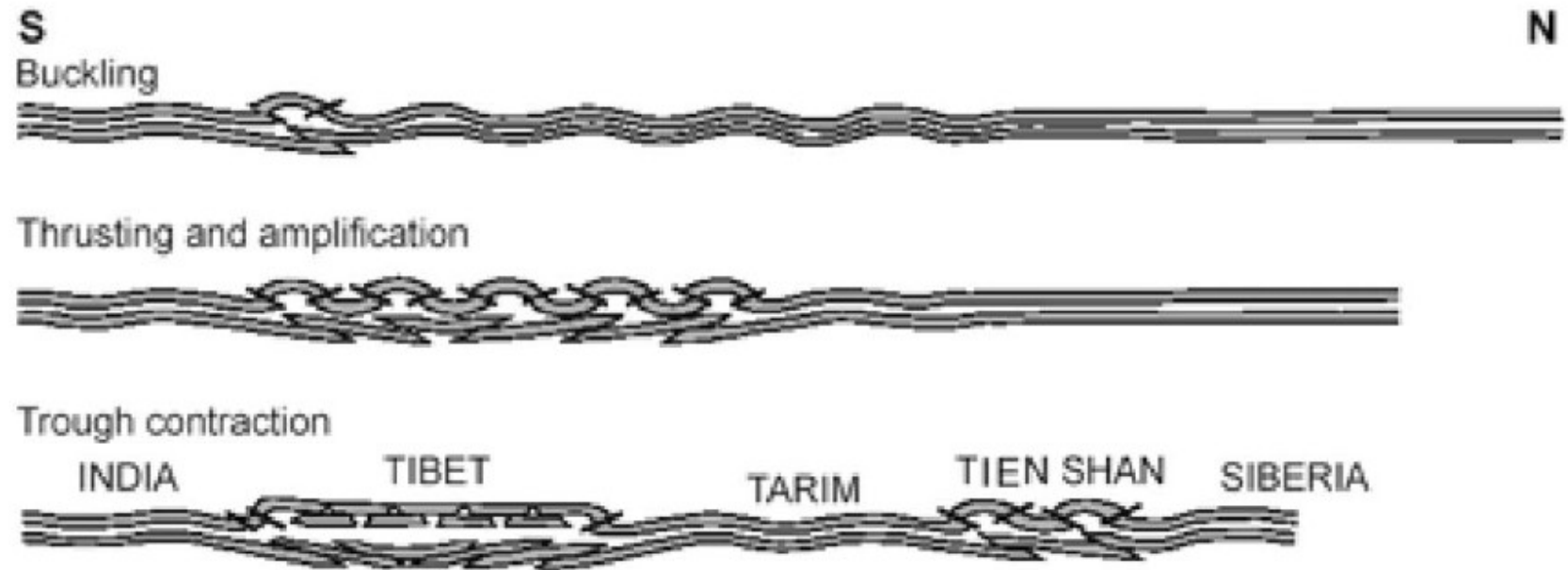


Fig. 8. Lithosphere-scale buckling in response to full collisional plate coupling during continent–continent collision—analogue model of [Burg et al., 1994](#) (with minor modifications). Intraplate deformation is initiated when the intervening ocean has been closed and subduction has ceased. As in the model, Tien Shan uplift has been rapid and essentially synchronous along the entire mountain chain and has coincided with major uplift of the Himalayan marginal fold belt. Initial spacing between buckles (uplifts) is between 170 and 200 km; uplifts in the Tien Shan and on the Indian plate exhibit similar spacing, as discussed in text. With continued convergence, high-angle reverse faults break through at inflection points of anticlinal and synclinal folds, as observed along the Chu Basin margin ([Fig. 7](#); [Bullen et al., 2001](#)).

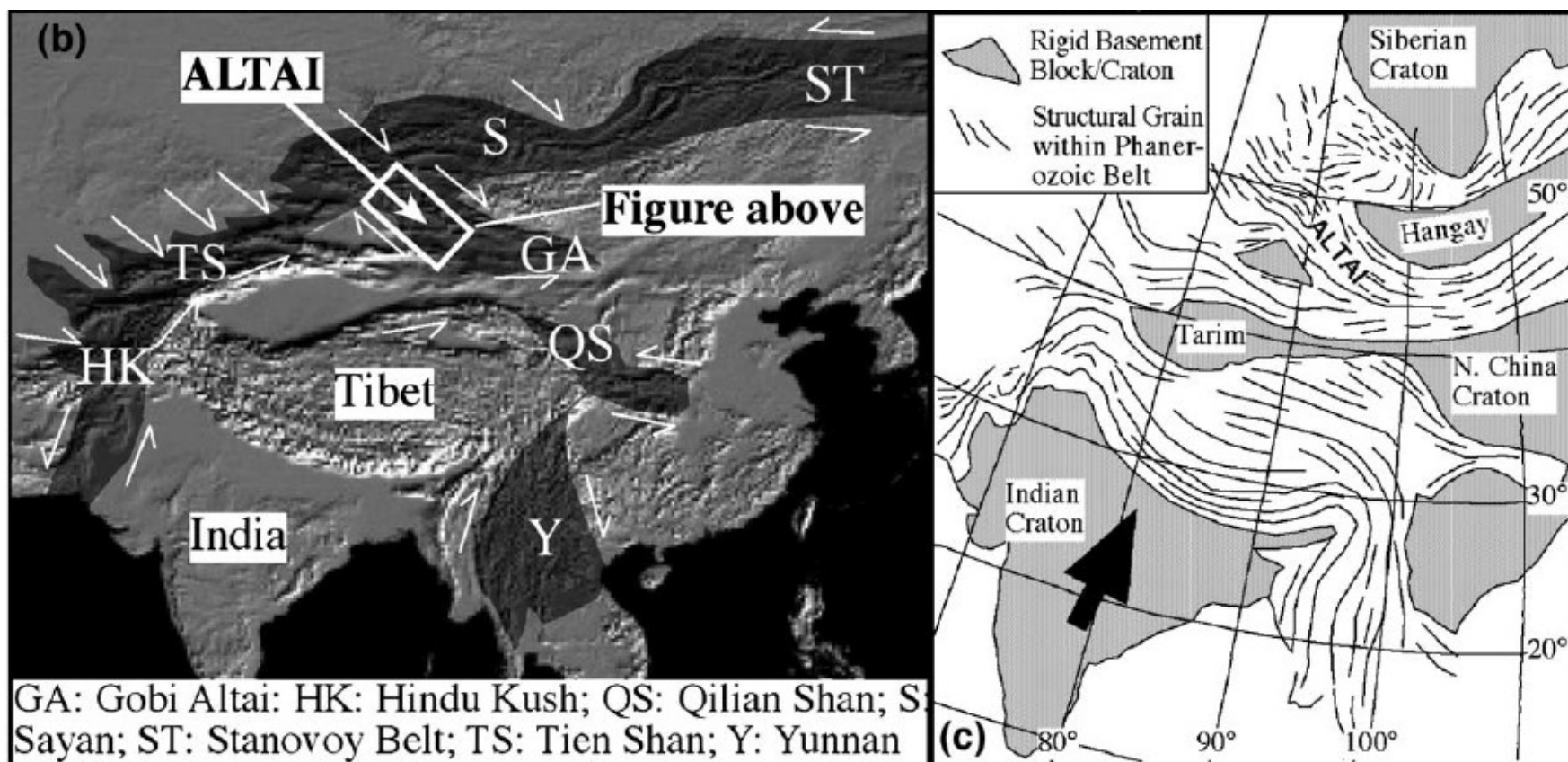
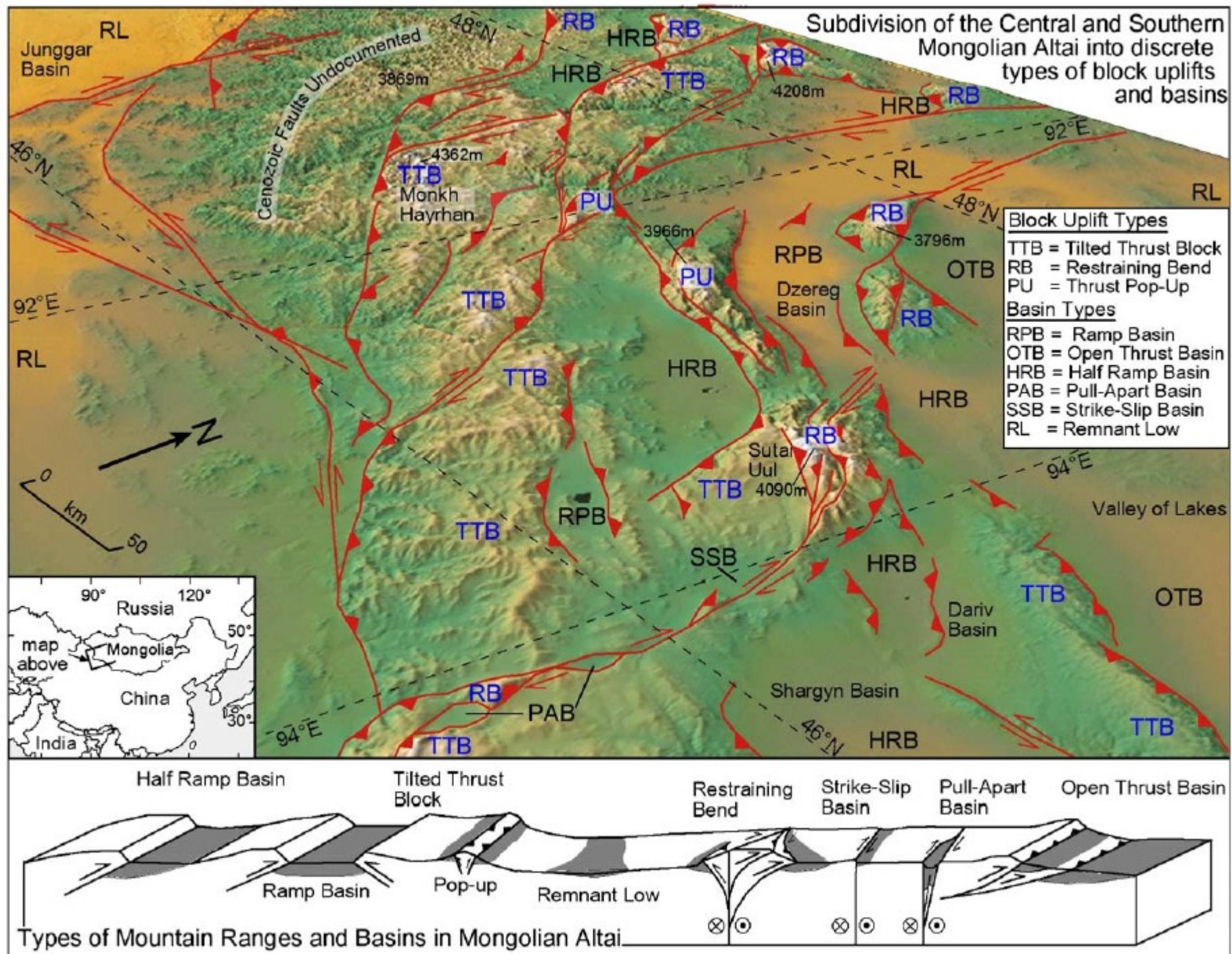
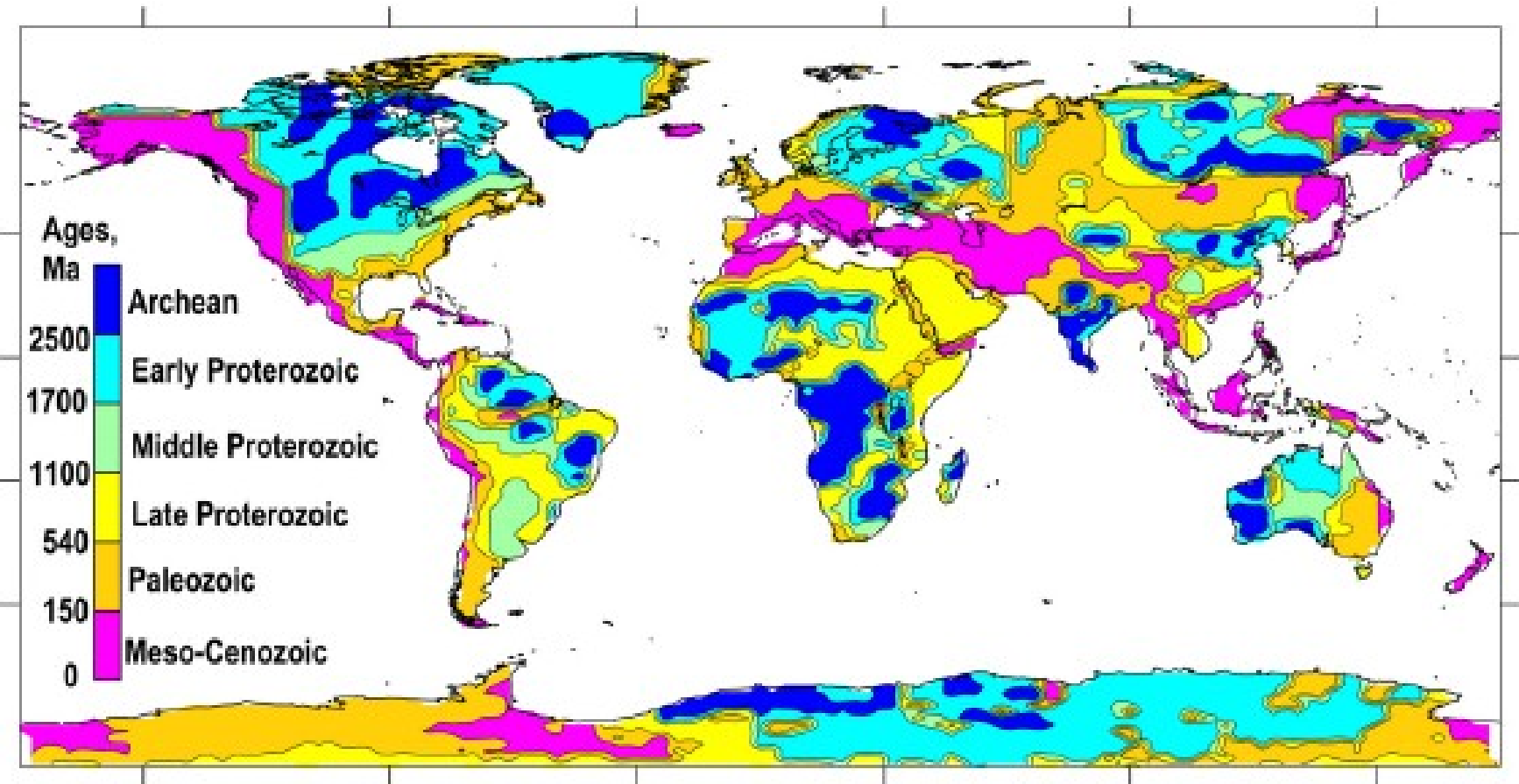


Fig. 1. (a) Landsat mosaic for Mongolian and Chinese Altai region showing late Cenozoic dextral transpressional fault array that is responsible for uplifting the mountain range during the late Cenozoic. Location of Fig. 2 shown. VOL: Valley of Lakes; SB: Shargyn Basin; DB: Dzereg Basin; TR: Tsambagarav Range; MH: Monk Hayrhan; BH: Baruun Huuray Basin; JB: Junggar Basin; HN: Har Us Nuur Fault; HF: Hovd fault; AHF: Ar Hötöl Fault; HS: Hoh-Serkh Fault; SF: Sagsay Fault; MF: Mengildyk Fault; TF: Tonhil Fault; TGF: Turgen Gol Fault; BF: Bulgan Fault; FY: Fu-Yun Fault. (b) Map showing active intracontinental oblique deformation belts around the western and northern perimeter of the Indo-Eurasia deformation field and E and SE margin of Tibetan plateau (dark shaded areas). (c) Location of cratons/rigid blocks and Phanerozoic strike belts in Central Asia. Cratons have resisted internal deformation, whereas Phanerozoic belts like the Altai are regions of Cenozoic crustal reactivation and mountain building driven by India's continued indentation into Eurasia (thick arrow). J: Junggar Block.



Fluxo térmico e deformação



Artemieva, 2008

A deformação continental não é restrita às bordas de placas e é controlada pela resistência da litosfera, que é função de seu estado térmico e espessura.

A tectônica intraplaca é frequente e bacias intraplaca são comuns, formadas pelos três mecanismos de subsdência.

Interpretações simplistas do contexto tectônico de bacias sedimentares desconsideram a complexidade da evolução tectônica e dos ambientes geológicos intraplaca.

A classificação de bacias sedimentares antigas deve ser embasada em estudos detalhados.

A evolução pós sedimentar das bacias depende de seu contexto tectônico:

- Bacias de margens divergentes
- Bacias de margens transformes
- Bacias de margens convergentes
- Bacias intraplaca

Bacias de Margens divergentes:

- Fase rift

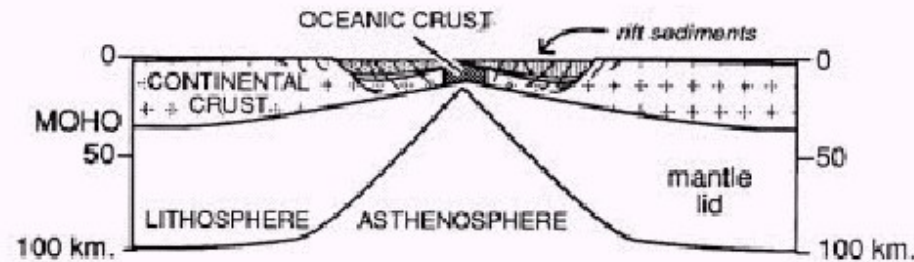
- Fase drift

1- Evolução para arcos magmáticos:

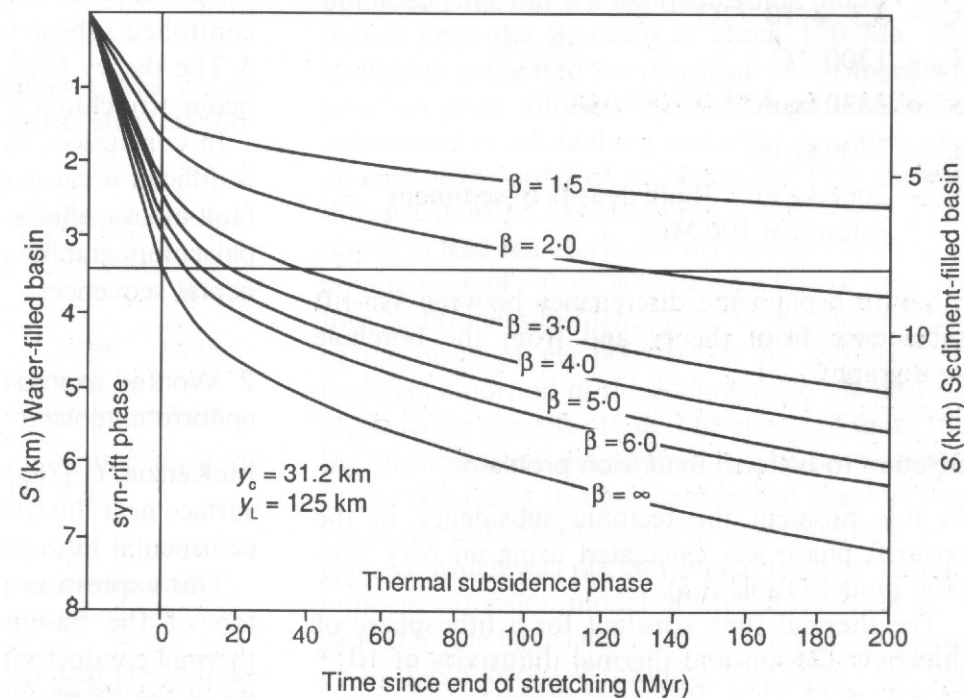
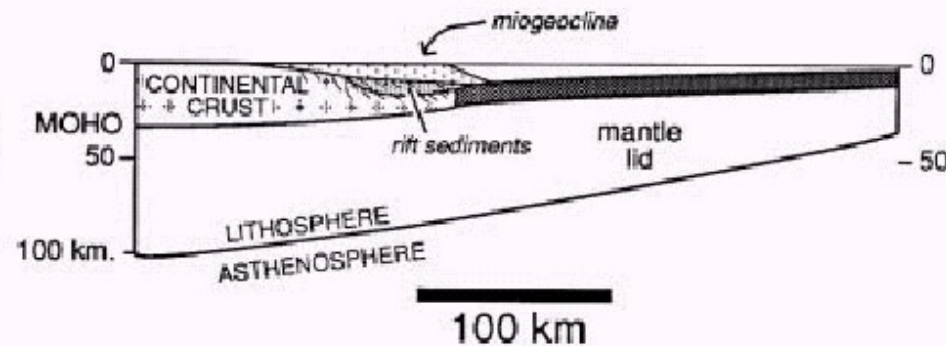
Bacias de margens passivas são intra-placa durante sua evolução madura, porém o limite entre litosfera continental e oceânica, que é recoberto pela porção distal da bacia, tem grande chance de tornar-se um limite convergente de placas.

O aumento de densidade da litosférica oceânica em função do resfriamento segue a curva de subsidência termal para β infinito. Após cerca de 200 Ma, a densidade da litosfera oceânica é maior que a da astenosfera, e inicia-se o processo de subducção. A litosfera oceânica mais antiga é aquela adjacente à litosfera continental distendida, e a subducção inicia-se sob a margem passiva.

**NASCENT
OCEAN
BASIN
($\beta = 2.2$)**



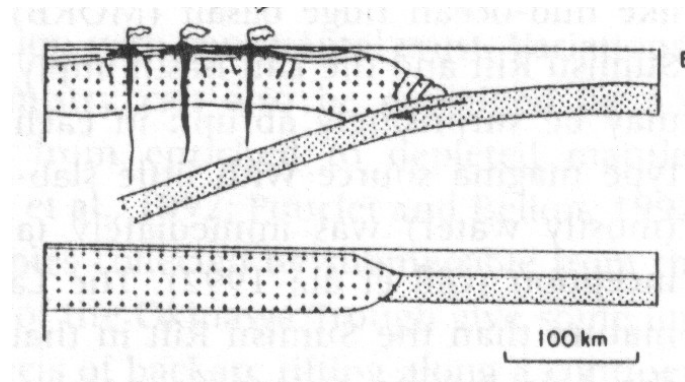
**PASSIVE
MARGIN**



A instalação do arco magmático aumenta o gradiente térmico, pela ascensão de corpos magmáticos gerados pela fusão de manto e crosta inferior por adição de água.

Esse aumento de gradiente térmico causa soerguimento, com o fim da subsidência e a transformação da bacia em área-fonte (inversão).

A constante modificação do ângulo de subsidência da placa oceânica desloca a área de colocação de magma e de soerguimento. Também modifica o regime de esforços nas áreas de retroarco, que alterna-se entre compressão e distensão.



2- Evolução para orógeno colisional

Se a subducção for intra-oceânica ou apenas na margem oposta do oceano, uma margem passiva pode ter sua evolução terminada pela colisão continental, com o fechamento do oceano.

Assim, a bacia será deformada por compressão, com dobras e falhas reversas vergentes para o ante-país (as falhas podem ser reativações de falhas normais anteriores). A porção mais distal e profunda da bacia de MP sofre maior deformação e é cavalgada pela outra placa, a porção proximal passa a ser o embasamento da bacia periférica de antepaís.

Ocorre metamorfismo da sucessão sedimentar cavalgada, que passa a profundidades maiores, com maior pressão e temperatura. O metamorfismo é regional, variando lateralmente de fácies granulito, nas áreas que ficam sob a maior espessura do orógeno, para xisto verde nas áreas periféricas.

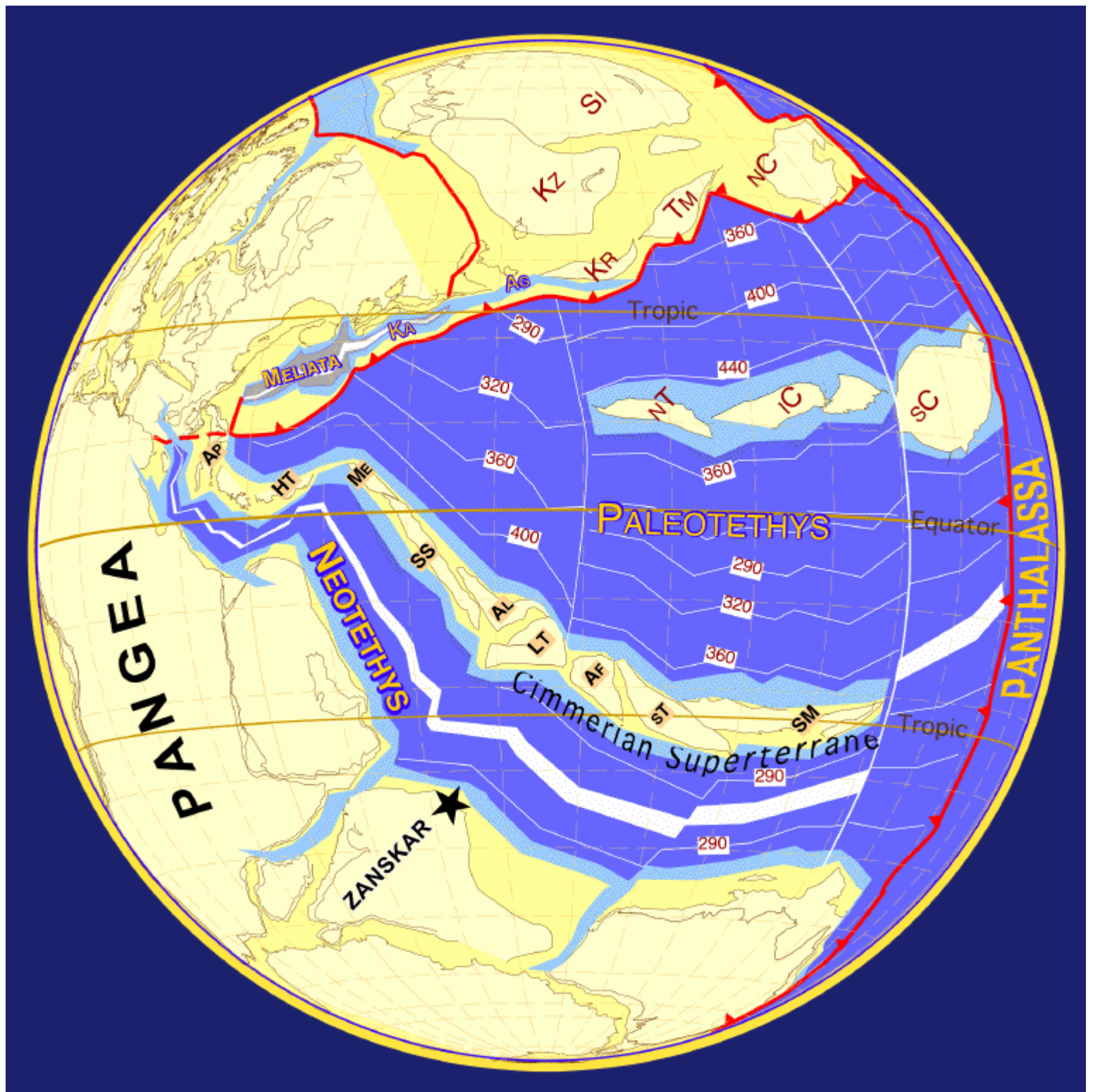
Pode ocorrer fusão parcial de metassedimentos, gerando granitos tipo S.

A deformação da bacia durante a colisão pode gerar nappes, com dobras recumbentes de flanco rompido de grande escala, transportadas por cantenas de km sobre o antepaís.

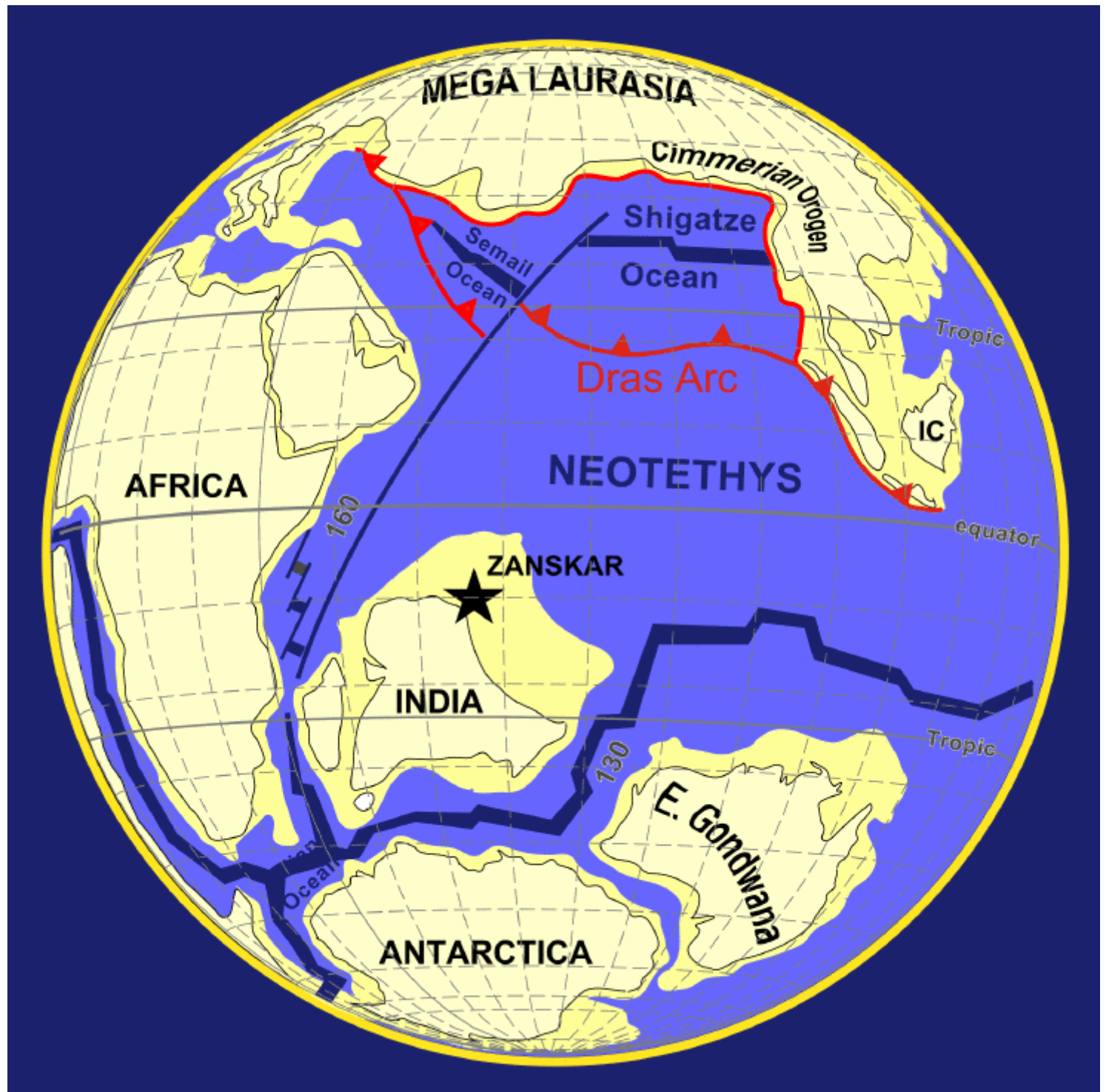
290 Ma
Carbonífero
- Permiano

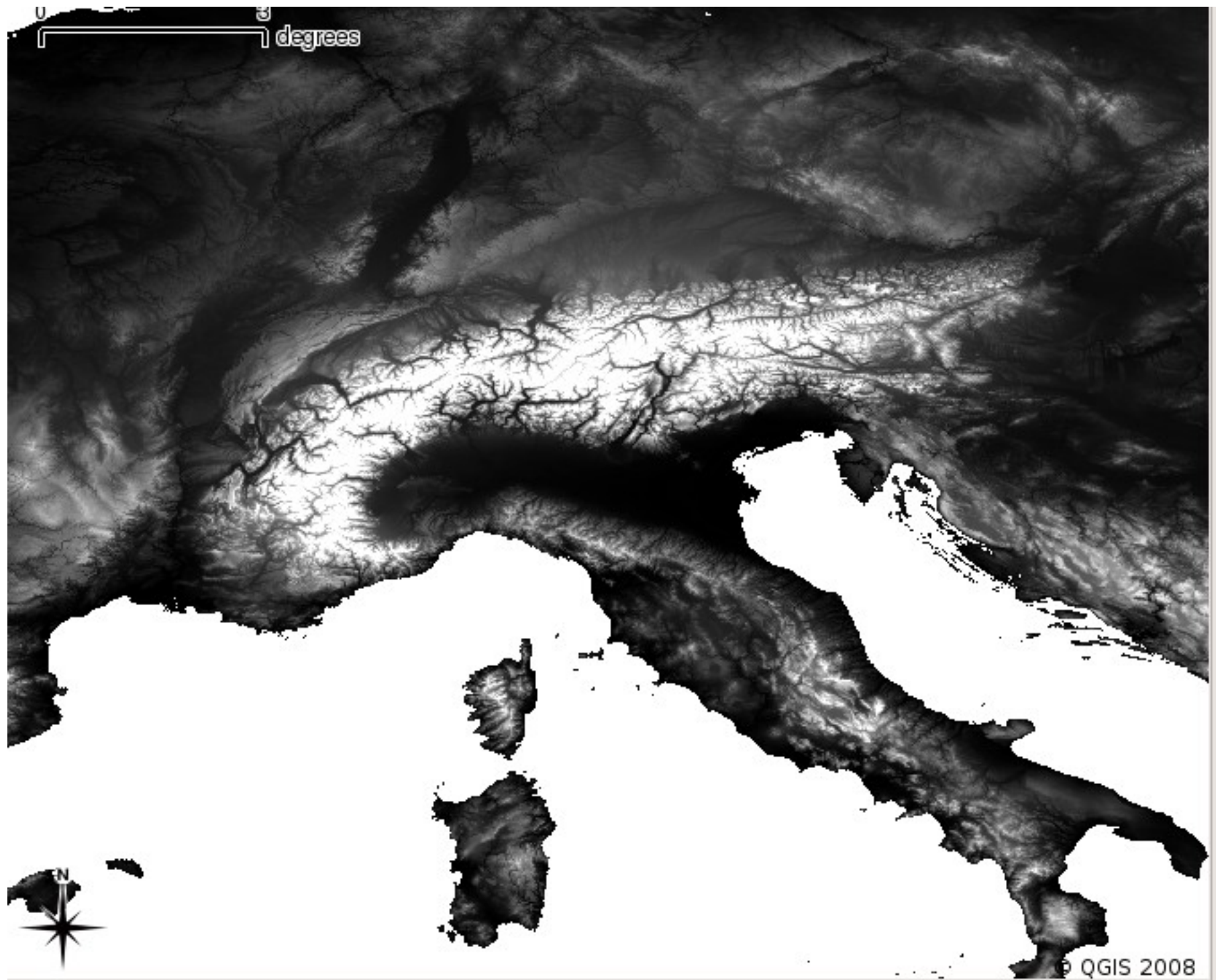


249 Ma
Permiano -
Triássico

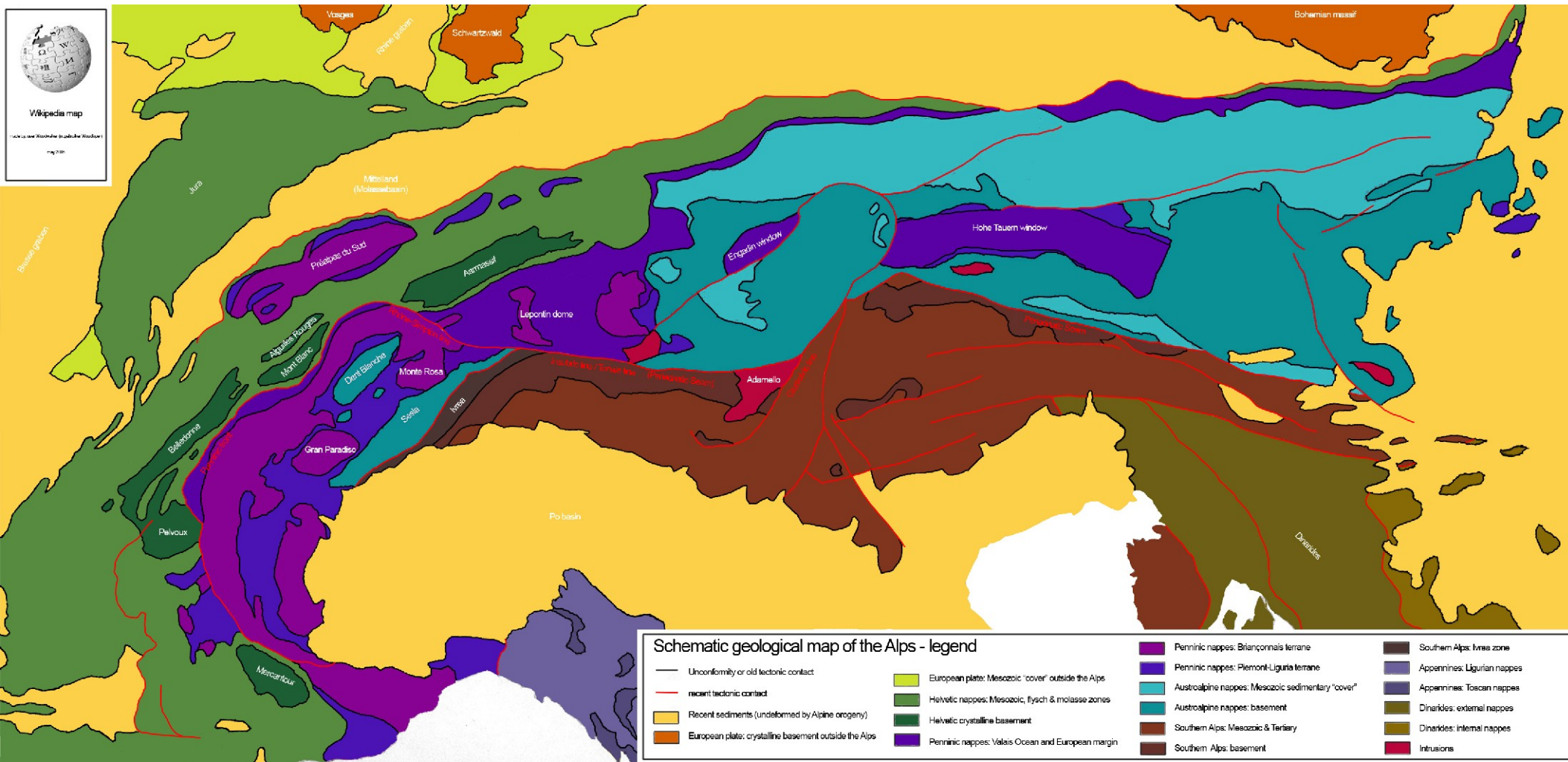


100 Ma
Cetráceo

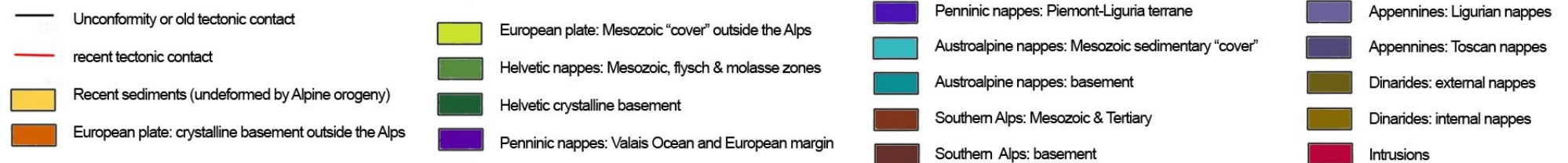




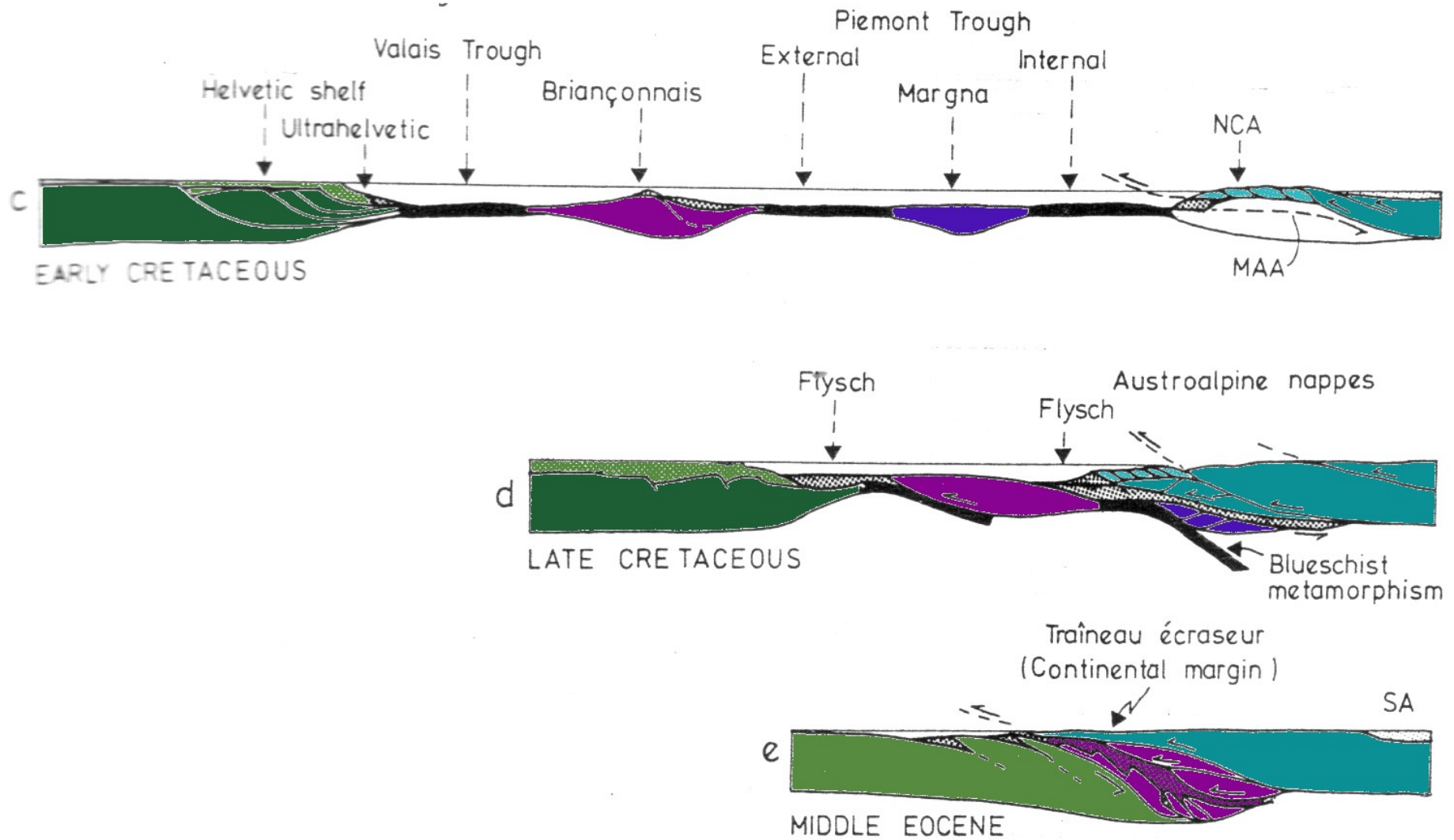
Mapa geológico simplificado dos Alpes



Schematic geological map of the Alps - legend



Evolução geológica dos Alpes 1



Evolução geológica dos Alpes 2

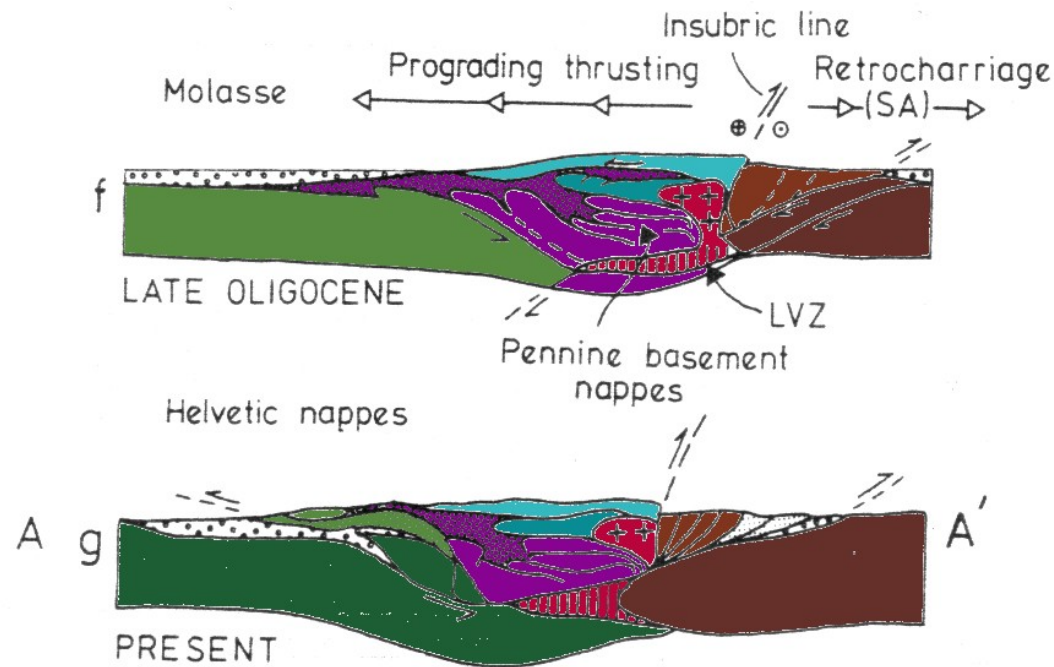
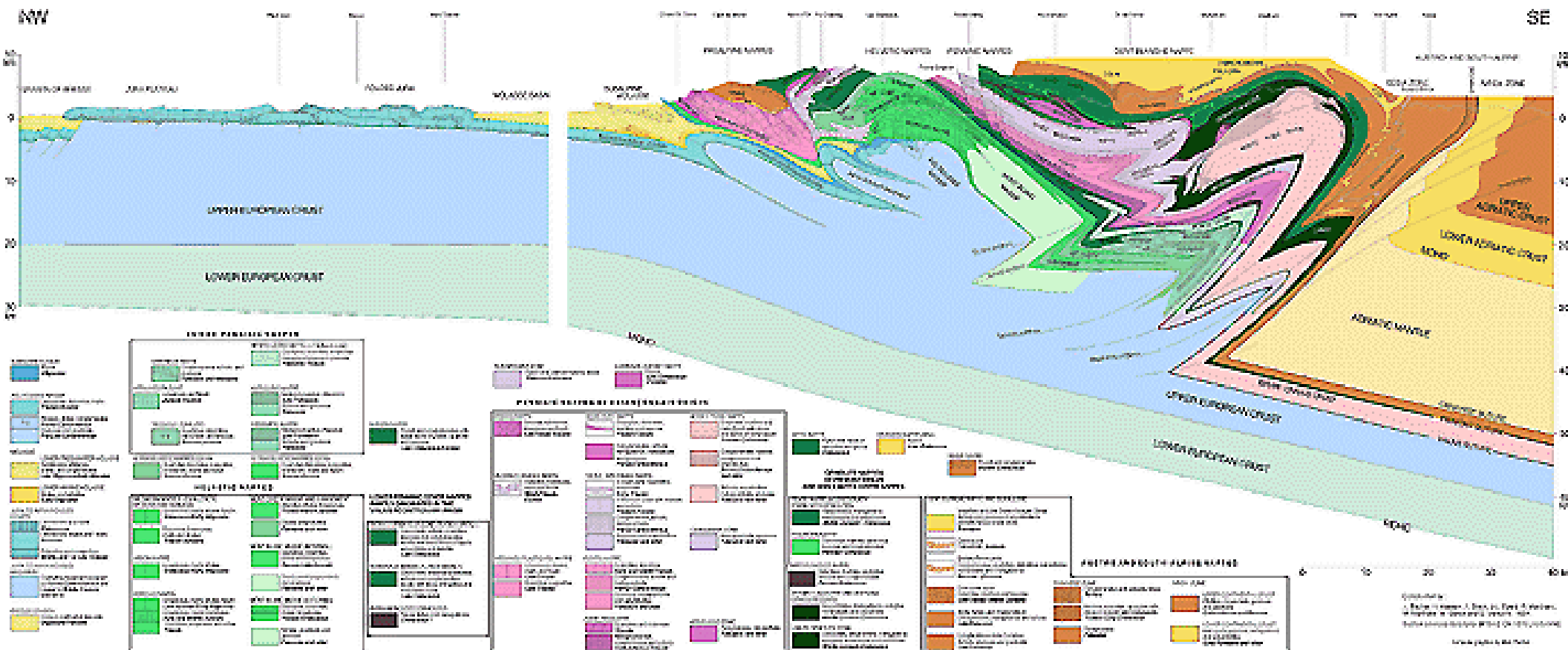
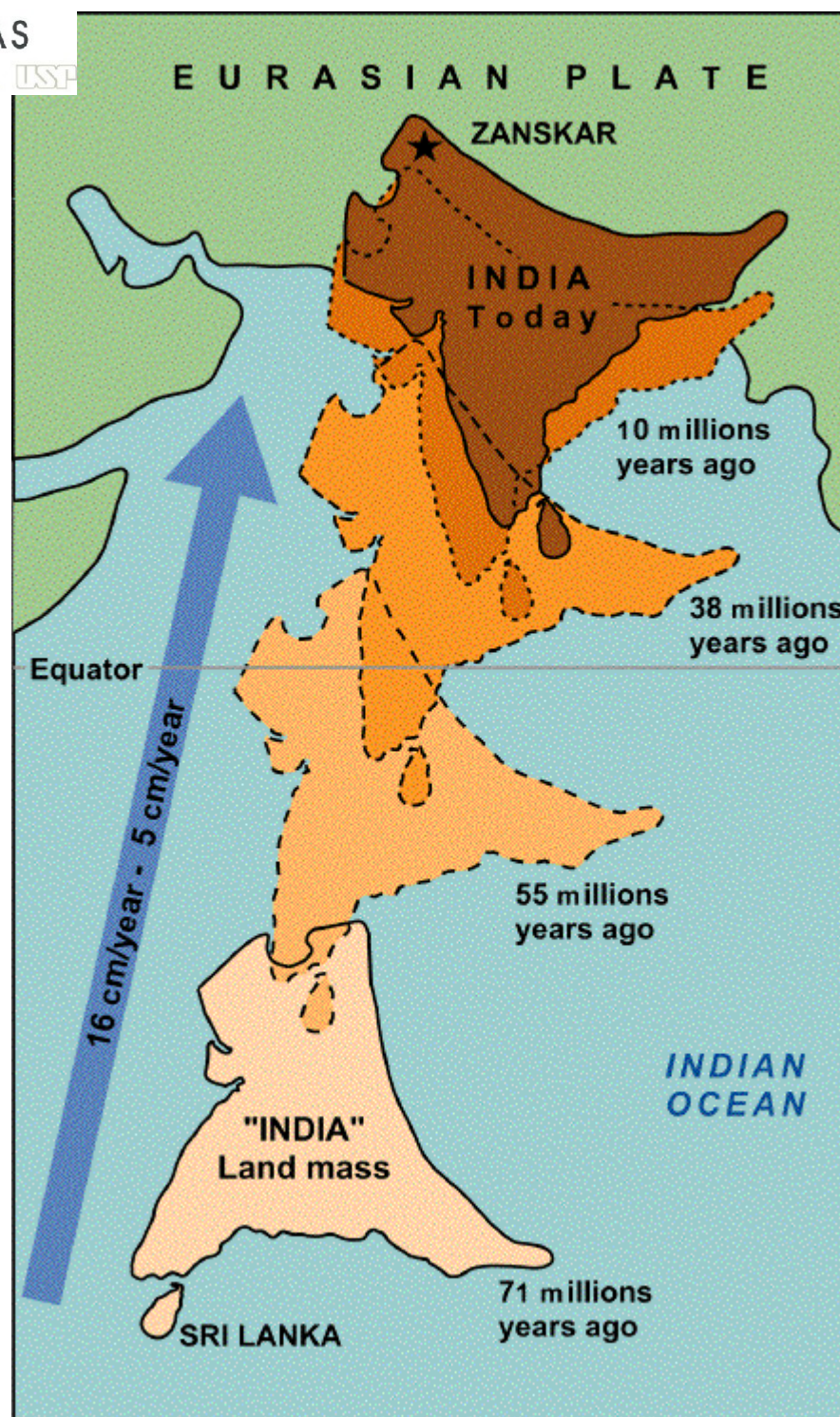


Fig. 20. The evolution of the Swiss Alps along a line that goes roughly from *A* in the north to *A'* in the south as shown in Fig. 31A: *LVZ* = low velocity zone; *MAA* = Middle Austroalpine nappes; *NCA* = Northern Calcareous Alps; *SA* = Southern Alps; white = continental crust; black = oceanic crust; fine stippling = shallow marine sediments; heavy stippling = deep marine clastic rocks, flysch and mélange complexes; + = Bergell granite. Adapted mainly from Milnes (1978) and Trümpy (1980).

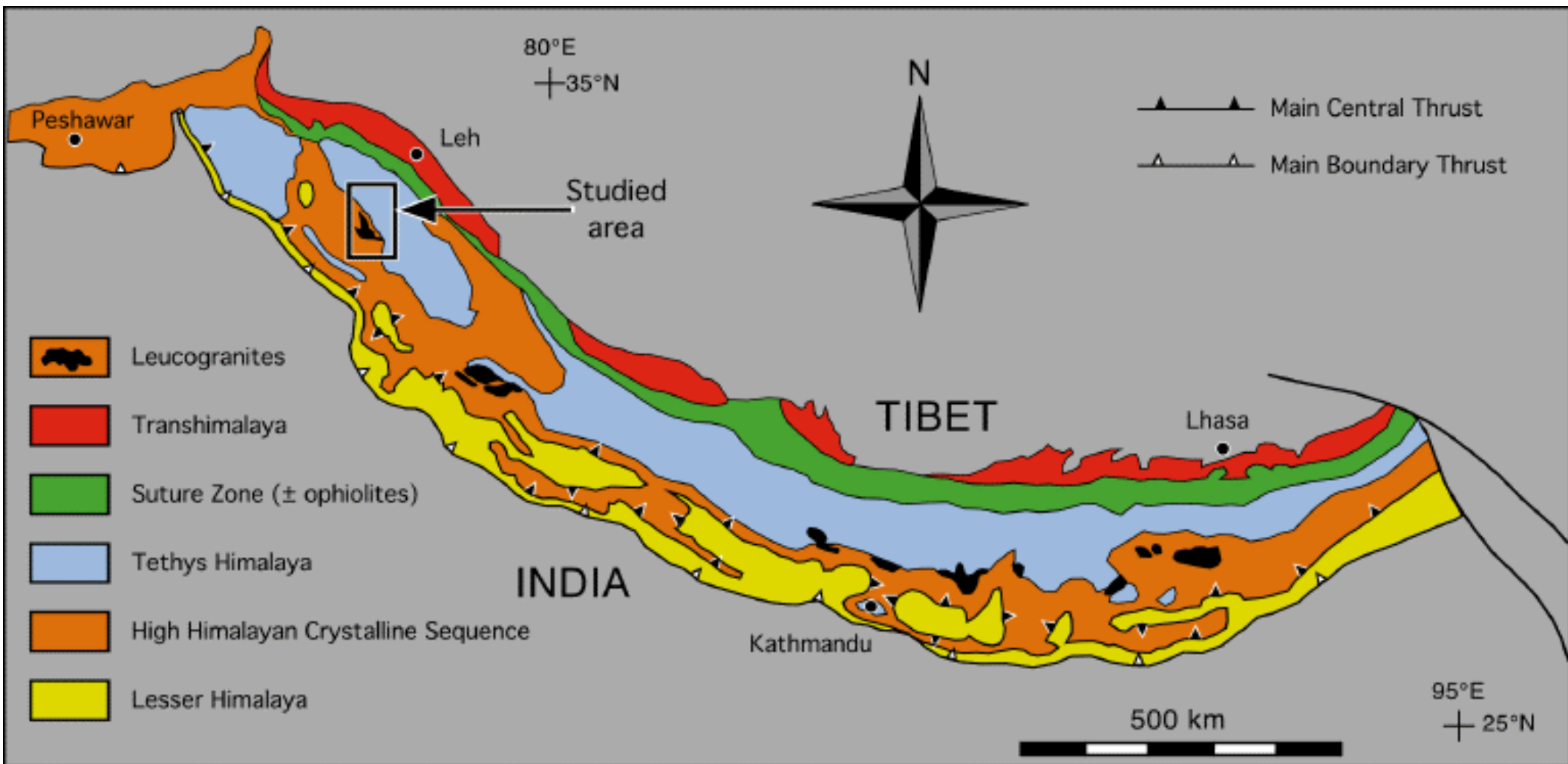
Perfil geológico esquemático do Oeste dos Alpes



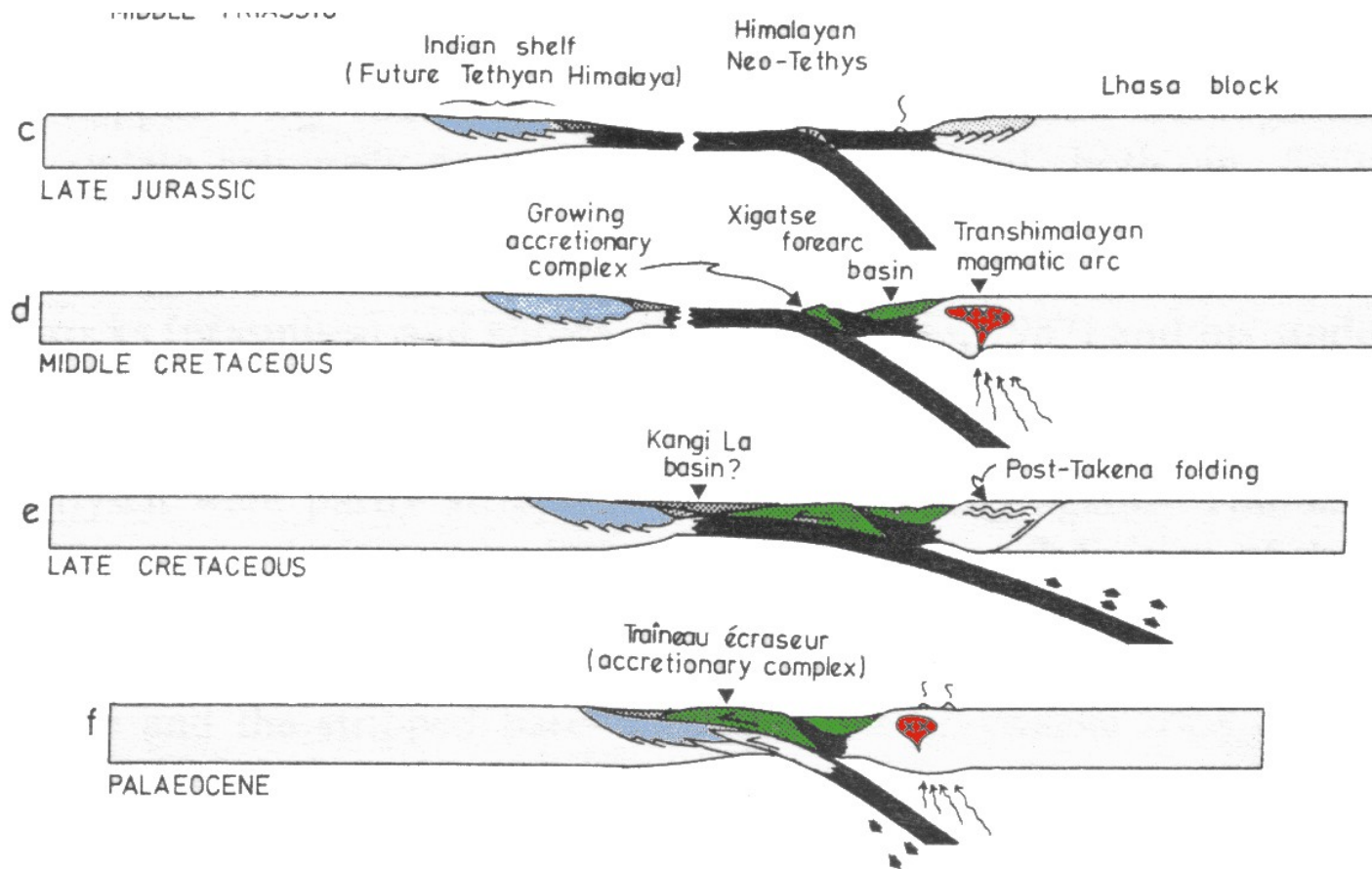




Mapa geológico simplificado do Himalaia



Evolução geológica do Himalaia 1



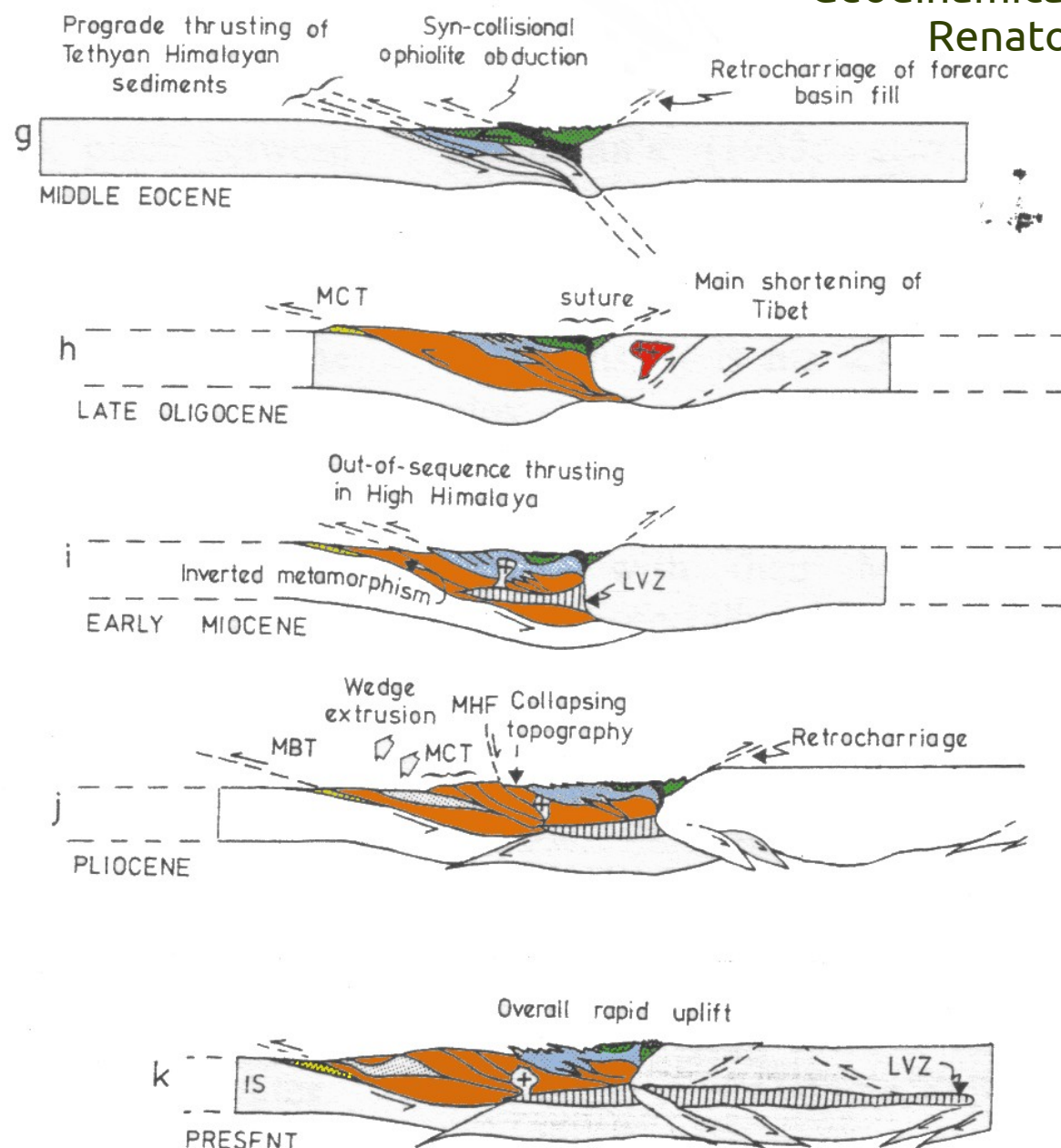
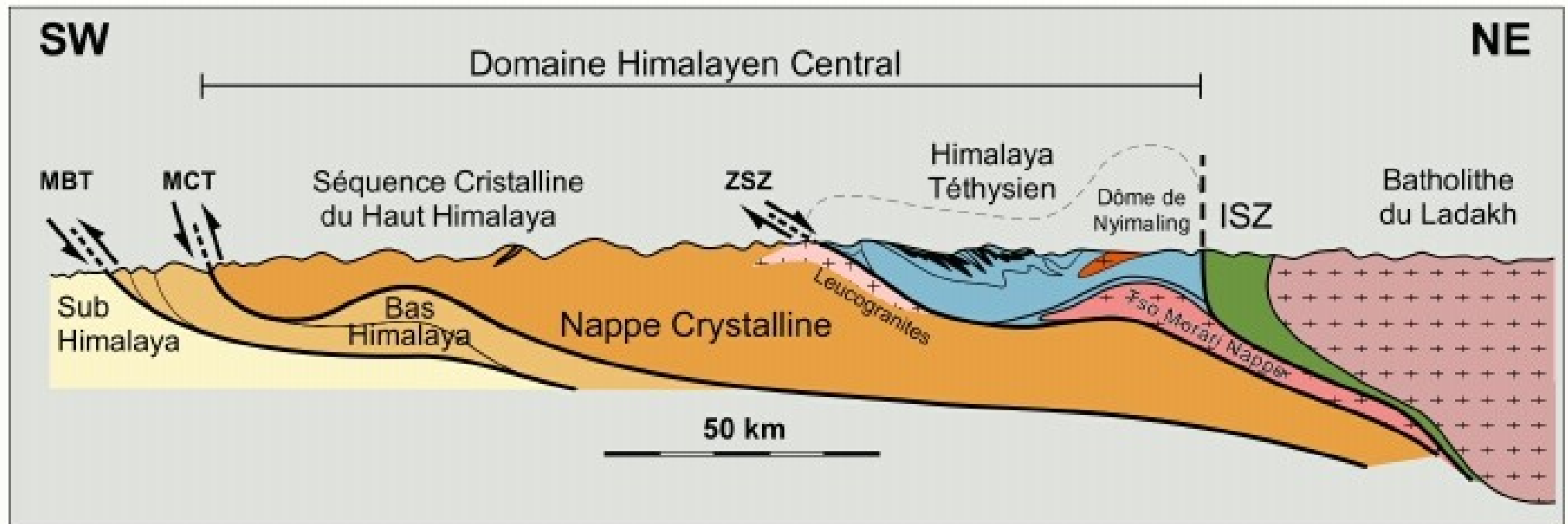


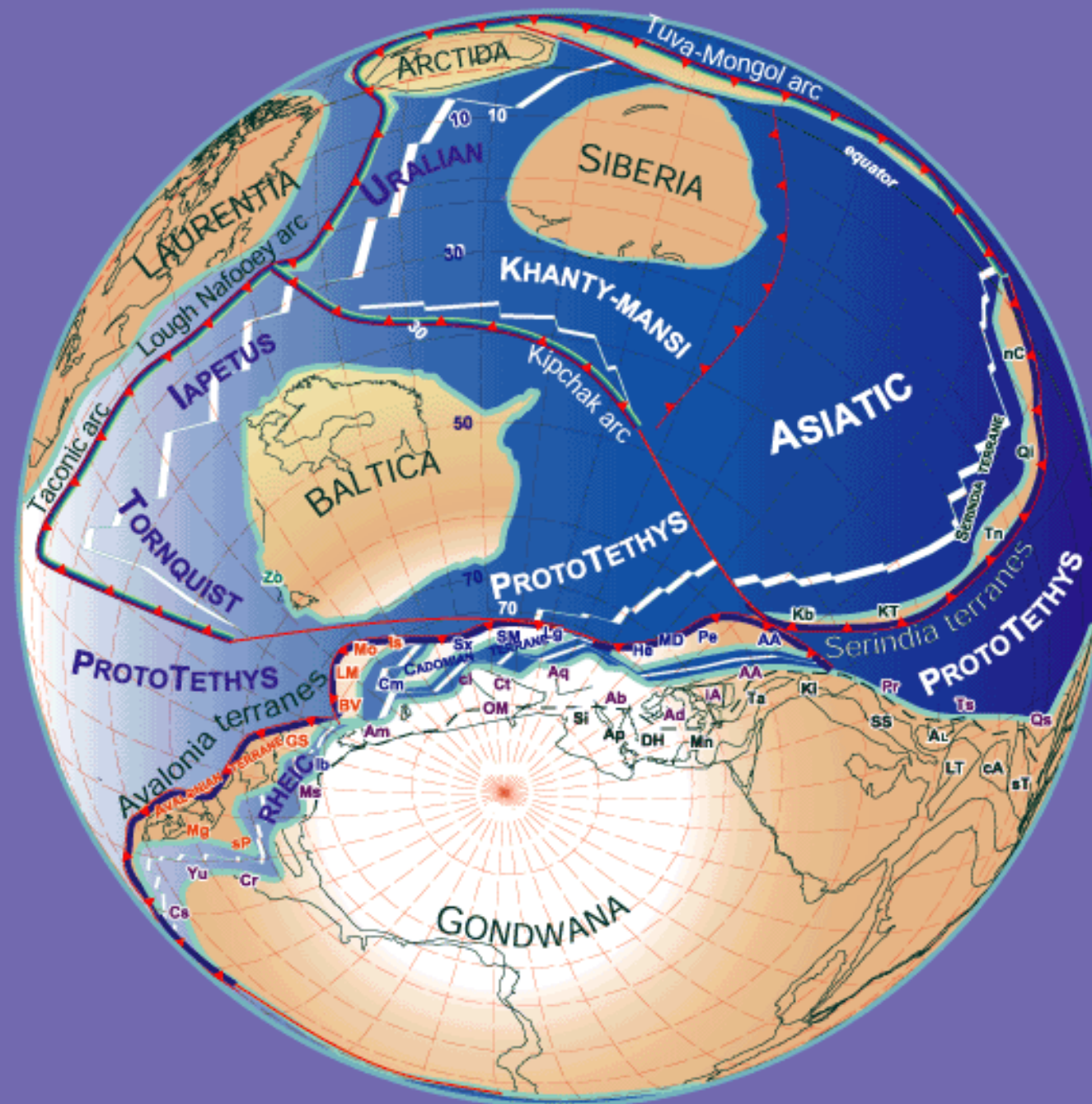
Fig. 21. The evolution of the Himalaya along the cross-section shown in Fig. 10L: *IS* = Indian Shield; *LVZ* = low velocity zone; *MBT* = Main Boundary Thrust; *MCT* = Main Central Thrust; *MHF* = Main Himadri Fault. From numerous sources.

Perfil geológico esquemático do Himalaia

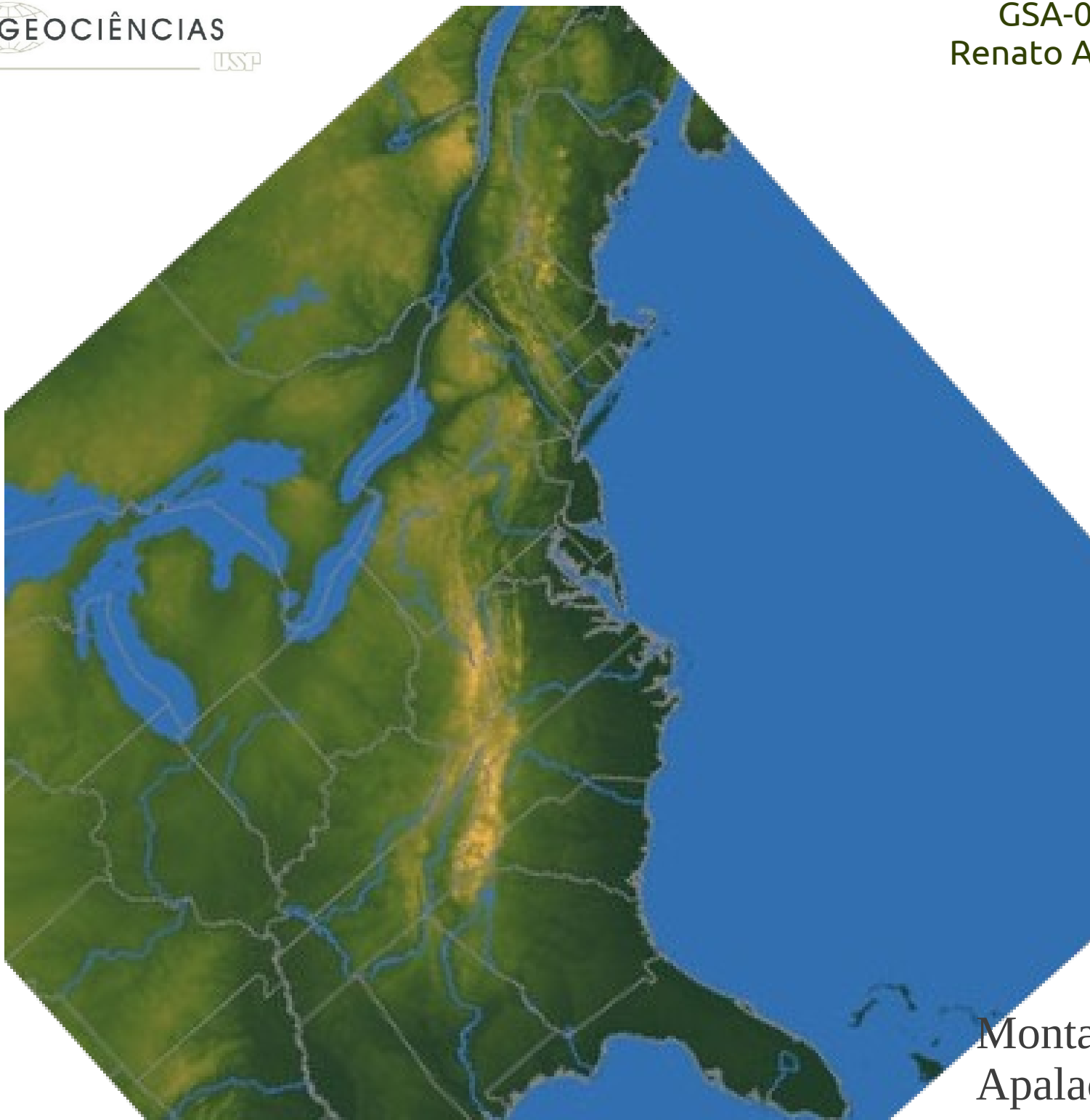


Relevo dos EUA

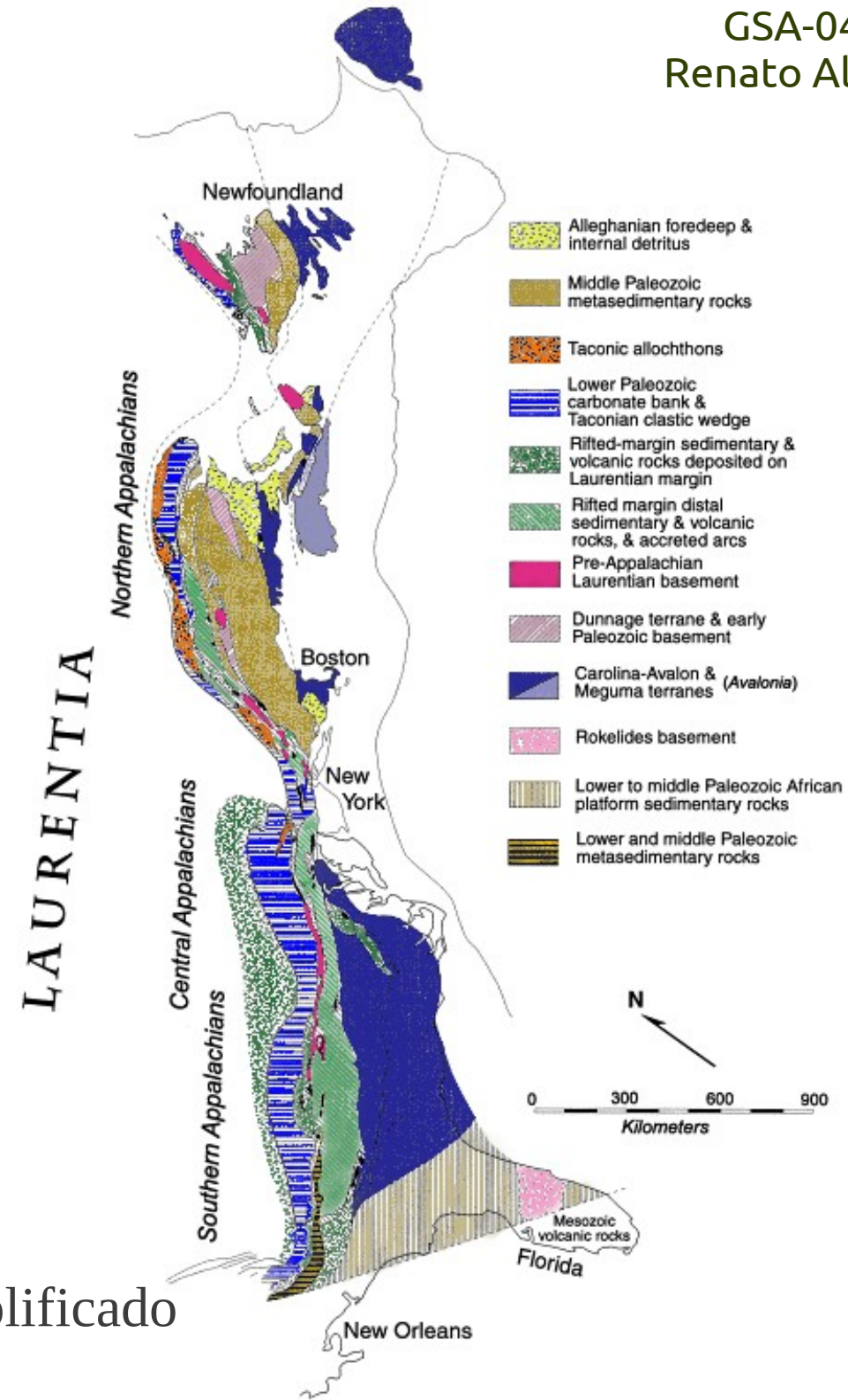




Early Ordovician (490 Ma)



Montanhas
Apalaches



Mapa geológico simplificado dos Apalaches

Bacias de margens convergentes

1- Bacias de antepaís:

Ao contrário dos processos de afinamento crustal e litosférico envolvidos na subsidência mecânica e termal, a subsidência flexural é revertida pela própria evolução do orógeno que a causa. A erosão da cadeia elevada diminui progressivamente a sobrecarga, e a flexura diminui até desaparecer.

Se a litosfera tiver comportamento elástico, apenas o re-equilíbrio isostático da carga de sedimento pode evitar a erosão completa da bacia, que teria preservadas apenas suas sucessões inferiores.

Se a litosfera tiver comportamento visco-elástico, parte da deformação flexural não será revertida, mesmo com a erosão de todo o orógeno. O relaxamento térmico pode ser causa desse comportamento.

Deve-se lembrar que para a aplainamento do orógeno é necessário denudar um volume maior que aquele da cadeia de montanhas, pois a erosão do orógeno causa soerguimento adicional, que só termina quando a raiz chega a profundidade semelhante à da litosfera original.

Os padrões de deformação de bacias de antepaís pela continuidade ou recorrência da tectônica convergente são semelhantes aos da inversão da margem passiva sotoposta, mas em regimes de menor profundidade (metamorfismo apenas de baixo grau, menor deformação por dobras e falhas).

Em bacias de retroarco de antepaís, a recorrência da tectônica convergente é esperada pela colisão subsequente à subducção. A colisão sucessiva de terrenos na margem do arco e a colisão final da porção continental da placa adjacente são elementos causadores de eventos de cavalgamento no retroarco.

Modificações no ângulo de subducção oceânica podem reverter os campos de esforços no retroarco, com episódios de deformação distensional e instalação de bacias distensionais de retroarco sobre a bacia de retroarco de antepaís.

2- Bacias de retroarco

Bacias distensionais de retroarco passam pelos mesmos processos de inversão esperados para bacias de retroarco de antepaís.

3- Bacias de antearco

São sujeitas a intensa deformação e metamorfismo durante os eventos de colisão de terrenos e placas continentais contra a margem do arco.

4- Bacias de *backarc*

A posição de arcos de ilha em margens de placas oceânicas faz com que sua evolução passe necessariamente por eventos de colisão com outros terrenos oceânicos e por sua incorporação a uma margem continental ativa. Em intervalos de tempo maiores, há grande probabilidade de fechamento completo do oceano, com nova deformação colisional das rochas geradas no arco.

Arcos de ilha hoje encontrados em áreas continentais passaram por um ou ambos os processos.

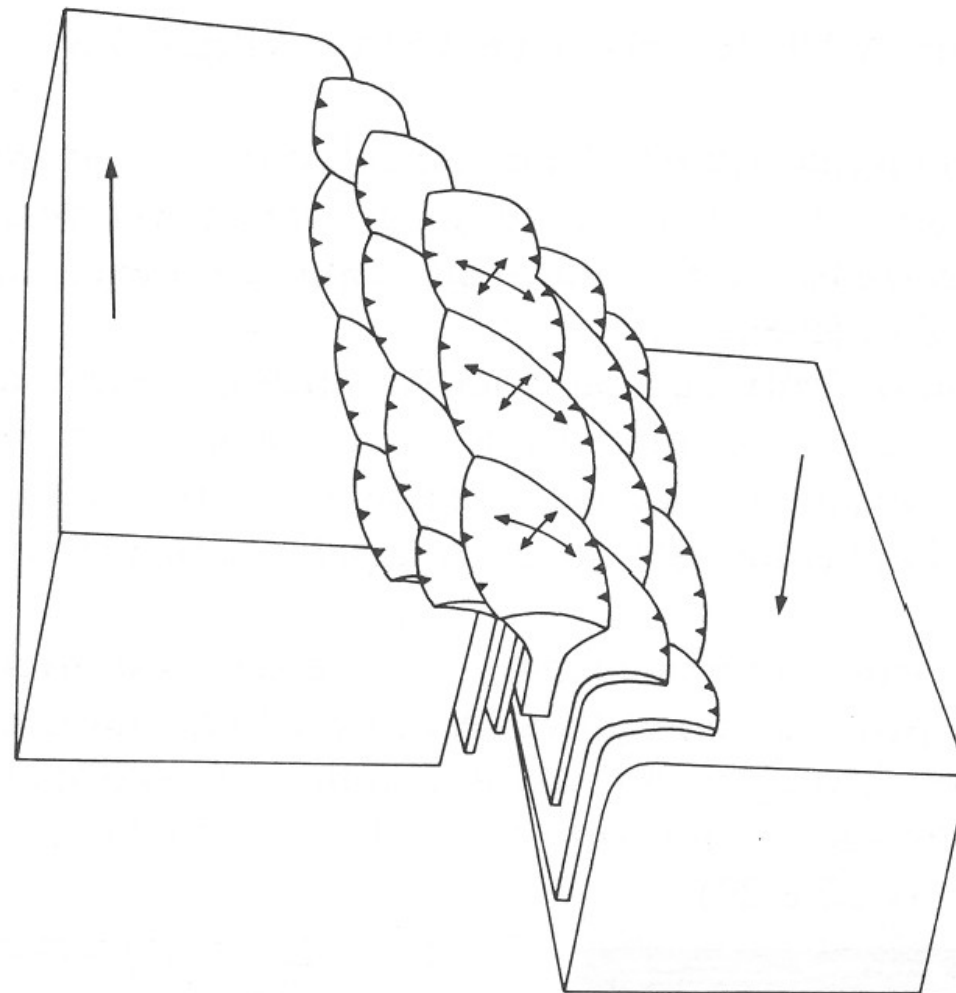
Bacias de margens transformes

A evolução da deformação transcorrente de margens transformes causa inversão rápida de bacias transcorrentes, com a transformação de ramos distensivos em compressivos, gerando uma evolução de subsidência e soerguimento em um padrão de nado de golfinho.

O soerguimento é acompanhado por intensa deformação rúptil, com falhas transcorrentes e reversas (em direções compatíveis com a movimentação das falhas principais). Metamorfismo cataclástico pode ocorrer, principalmente em níveis estratigráficos mais profundos (essas bacias podem ter espessuras de mais de 15 km).

Assim, o registro antigo de bacias transcorrentes é escasso, pelo baixo potencial de preservação.

Além disso, Limites transformes em segmentos continentais de placas são instáveis, pois geralmente funcionam como zonas de transferência entre limites divergentes e convergentes. Desta forma, tendem a ter uma evolução complexa, com a passagem para um regime divergente ou convergente após alguns milhões de anos.



Milani (1991)

Bacias intraplaca

Apresentam grande potencial de preservação, por ocorrerem em áreas relativamente estáveis.

O fim da subsidência geralmente é resultado do fim dos processos causadores (volta do equilíbrio térmico, isostático ou dinâmico), e não da influência de um evento tectônico maior (como colisões entre placas).

A deformação posterior de bacias formadas no interior de placas continentais reflete os eventos das margens da placa, porém com menor magnitude. Predominam amplamente falhas transcorrentes por efeito de compressão distal e falhas normais por efeito de distensão.

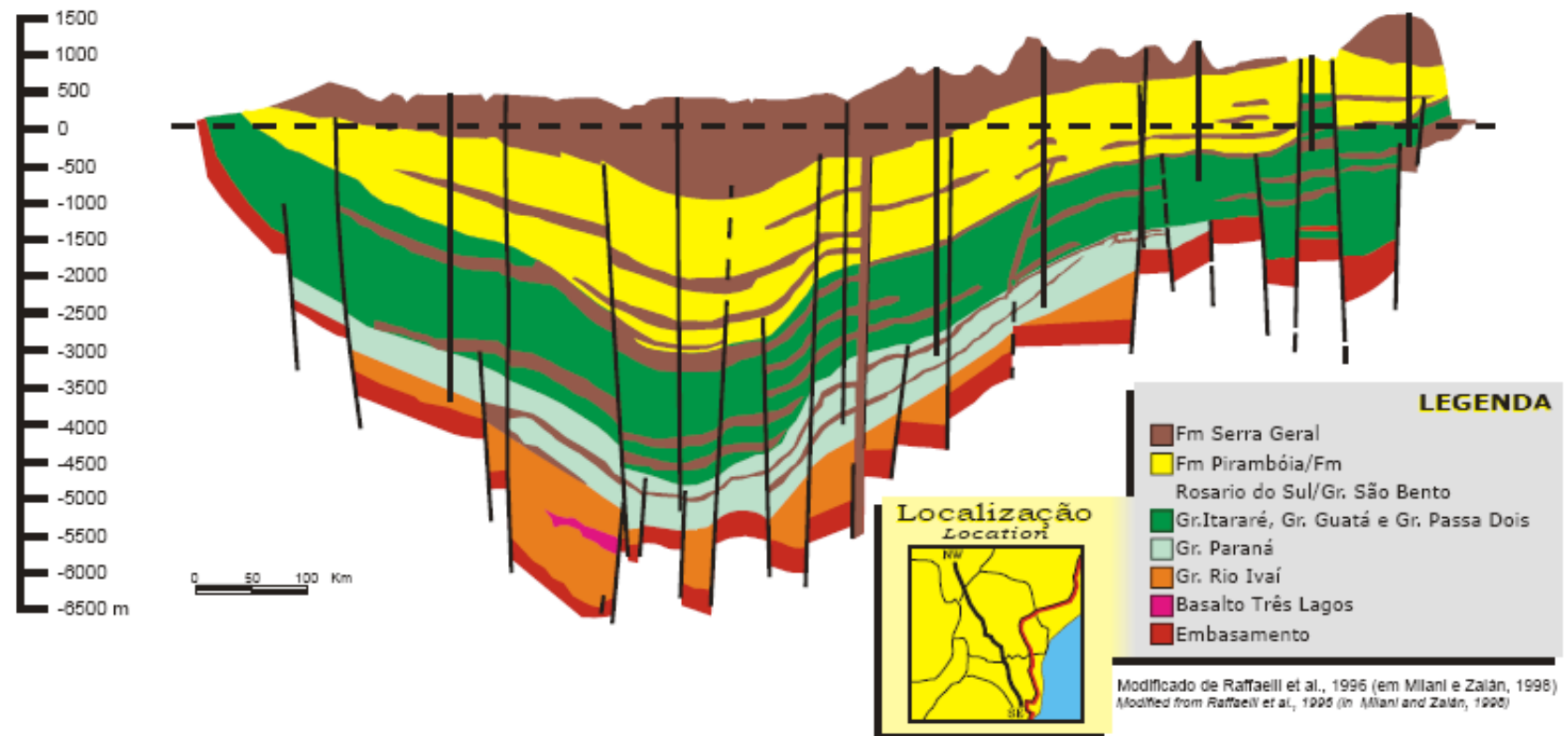
Apenas eventos de ruptura de continentes por rifteamento podem causar a evolução de uma bacia intracratônica para contextos de tectônica mais ativa e deformação intensa, colocando tais sucessões abaixo de fases rift que podem evoluir para margens passivas e posterior convergência.

Sob a bacia de Pelotas e a Bacia do Recôncavo há sucessões das sinéclises gondwânicas (Bacia do Paraná e do Parnaíba, respectivamente).

SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DA BACIA DO PARANÁ

PARANÁ BASIN SCHEMATIC CROSS-SECTION

NW SE



Bacia do Solimões

