Anomalia bouguer, topografia e isostasia

Prof. André Luis Albuquerque dos Reis

Rio de Janeiro 2021

Distúrbio de gravidade

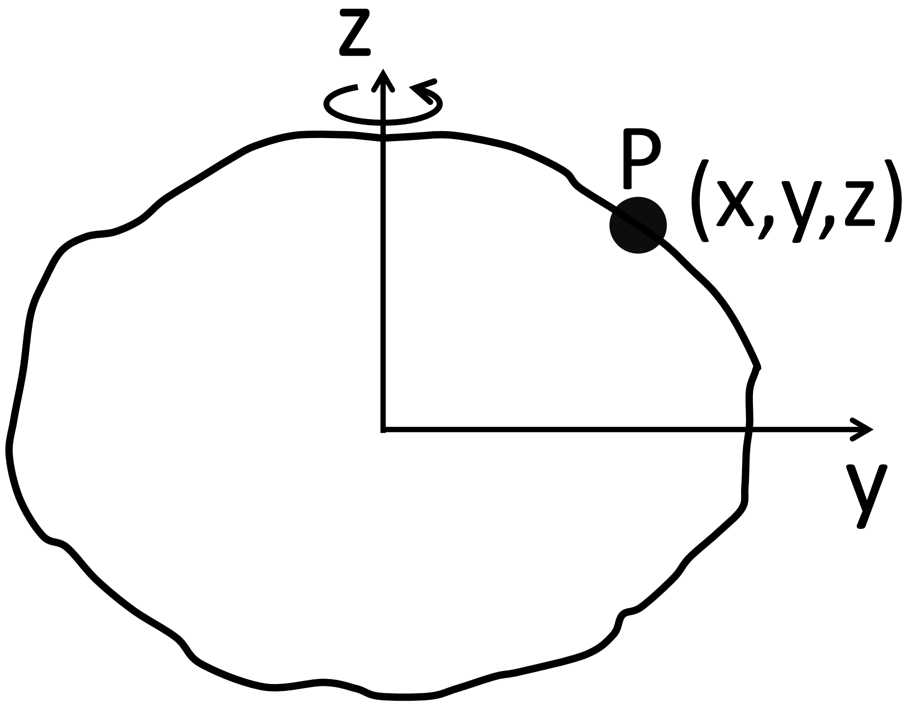
Vetor gravidade

$$\mathbf{g}_P = \nabla V_P + \nabla \Phi_P$$

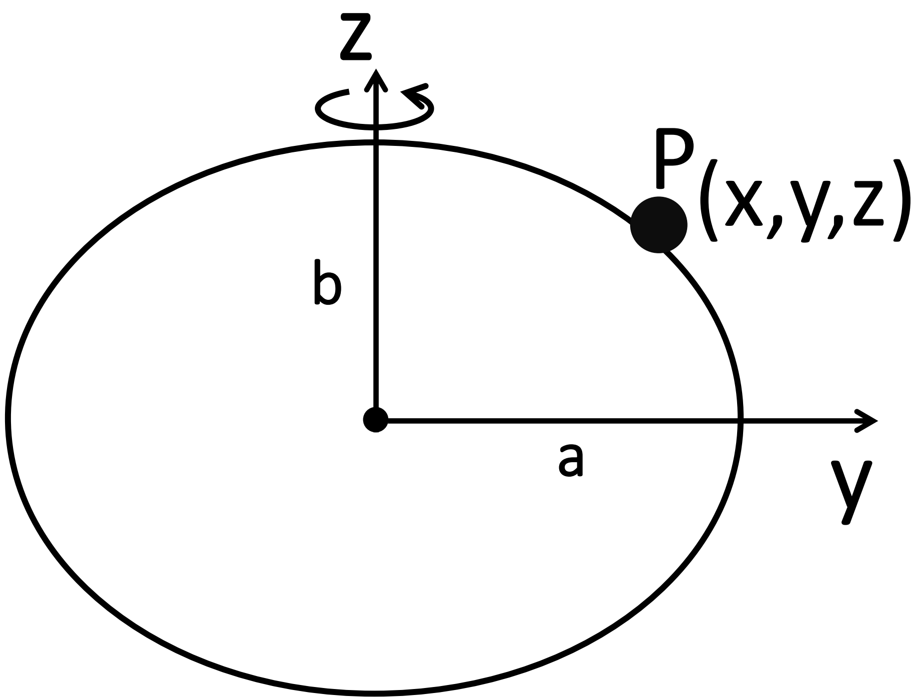
A velocidade de rotação é a mesma!

Vetor gravidade normal

$$\boldsymbol{\gamma}_\mathrm{P} = \nabla \mathrm{U}_\mathrm{P} + \nabla \Phi_\mathrm{P}$$



Terra real

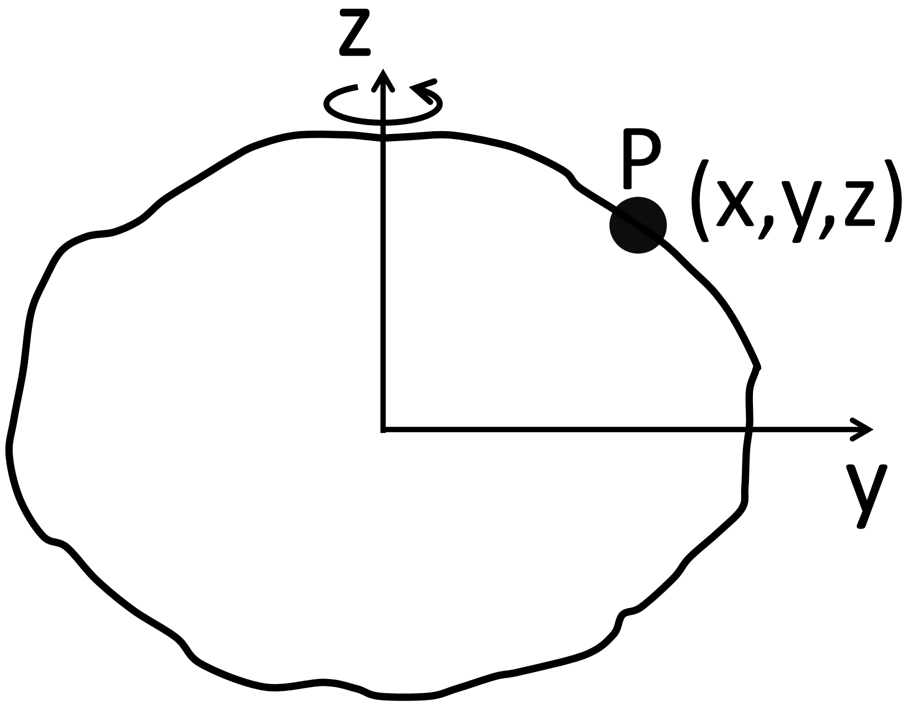


Terra Normal

(Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005)

Vetor gravidade

$$\mathbf{g}_P = \nabla V_P + \cancel{\nabla \Phi_P}$$

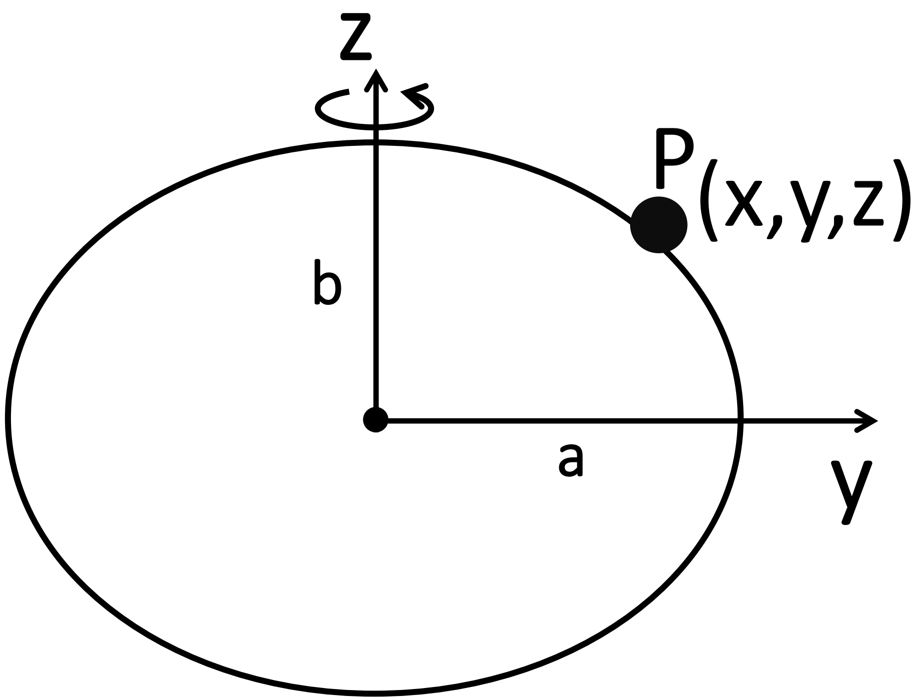


Terra real

Caso a gravidade e a gravidade normal sejam calculadas no mesmo ponto P!

Vetor gravidade normal

$$\boldsymbol{\gamma}_{\mathrm{P}} = \nabla \mathrm{U}_{\mathrm{P}} + \cancel{\nabla \Phi_{\mathrm{P}}}$$



Terra Normal

(Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005)

Vetor gravidade

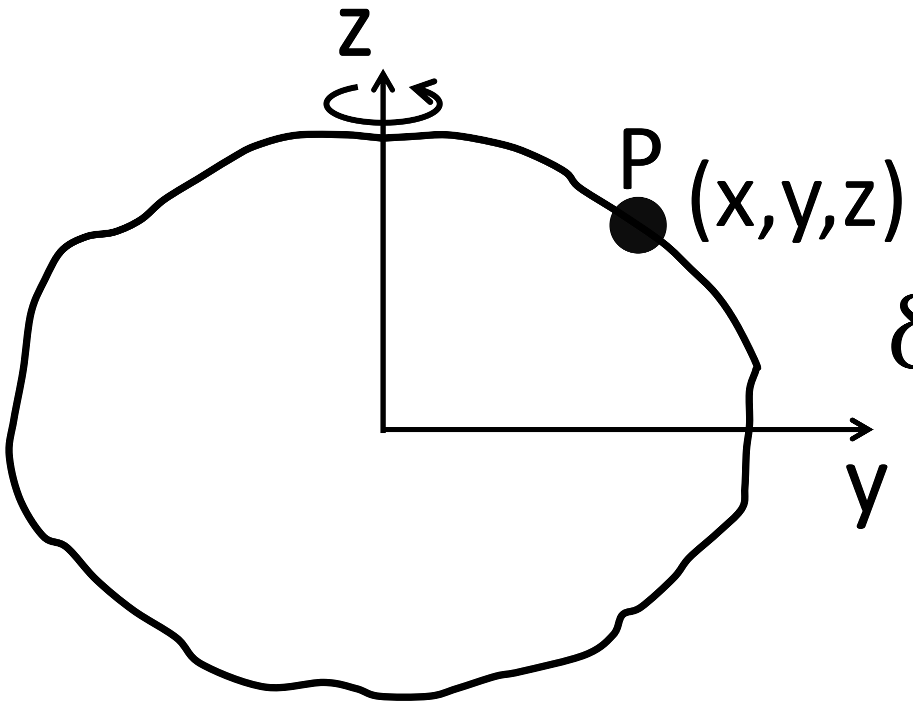
$$\mathbf{g}_P = \nabla V_P + \cancel{\nabla \Phi_P}$$

Vetor distúrbio de gravidade

$$\boldsymbol{\delta}_P = \mathbf{g}_P - \boldsymbol{\gamma}_P$$

Vetor gravidade normal

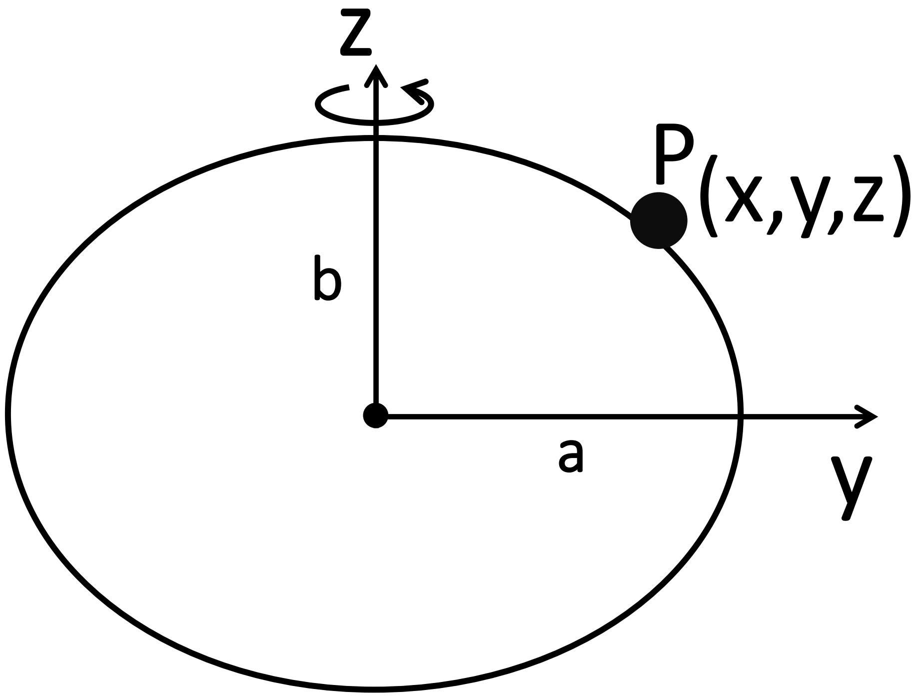
$$\boldsymbol{\gamma}_\mathrm{P} = \nabla \mathrm{U}_\mathrm{P} + \cancel{\nabla \Phi_\mathrm{P}}$$



Terra real

Distúrbio de gravidade

$$\delta_P = g_P - \gamma_P$$



Terra Normal

Como a gente consegue ter o controle da posição do ponto P?

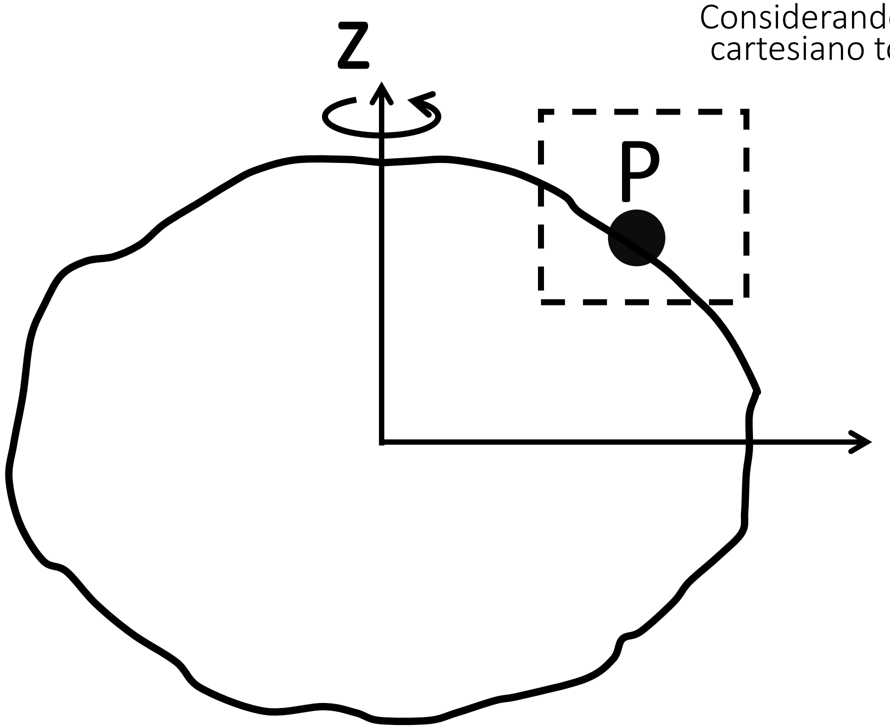
(Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005)

Como definir isso na prática?

Vetor distúrbio de gravidade

$$\boldsymbol{\delta}_P = \mathbf{g}_P - \boldsymbol{\gamma}_P$$

Considerando um sistema cartesiano topocêntrico.

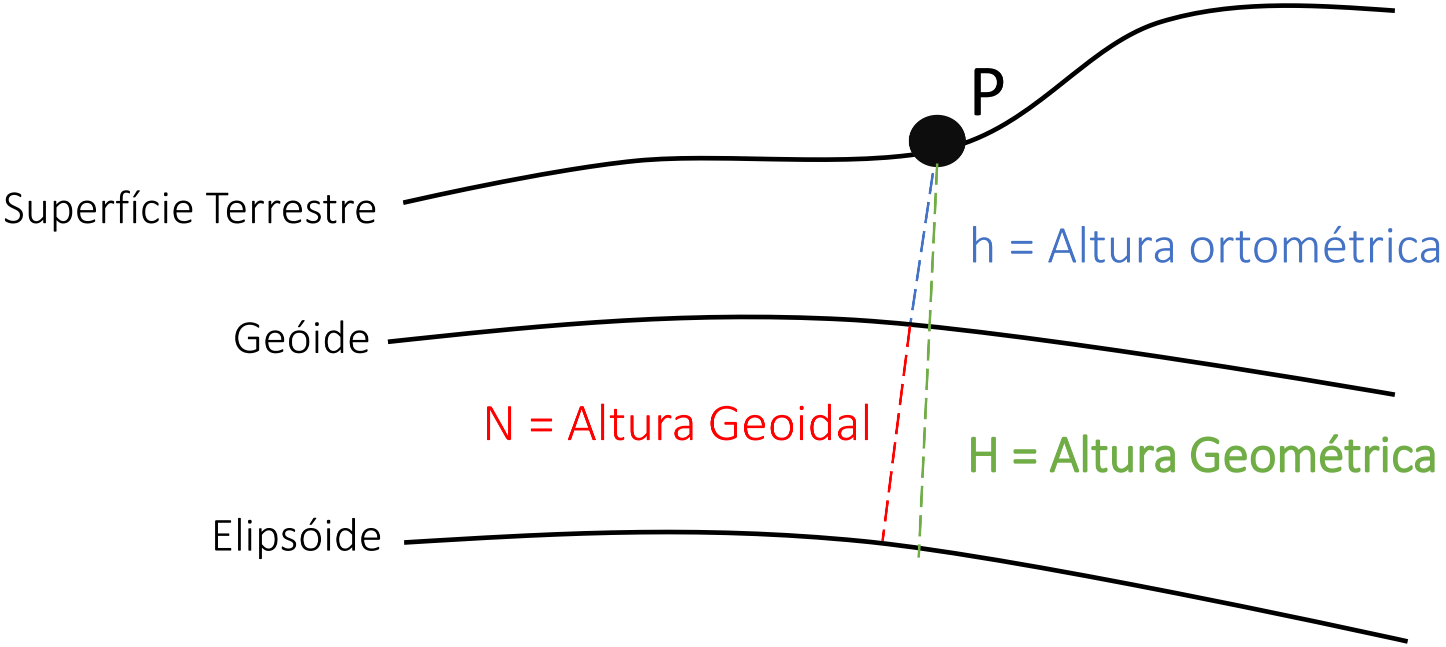


Distúrbio de gravidade

$$\delta_P = g_P - \gamma_P$$

(Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005)

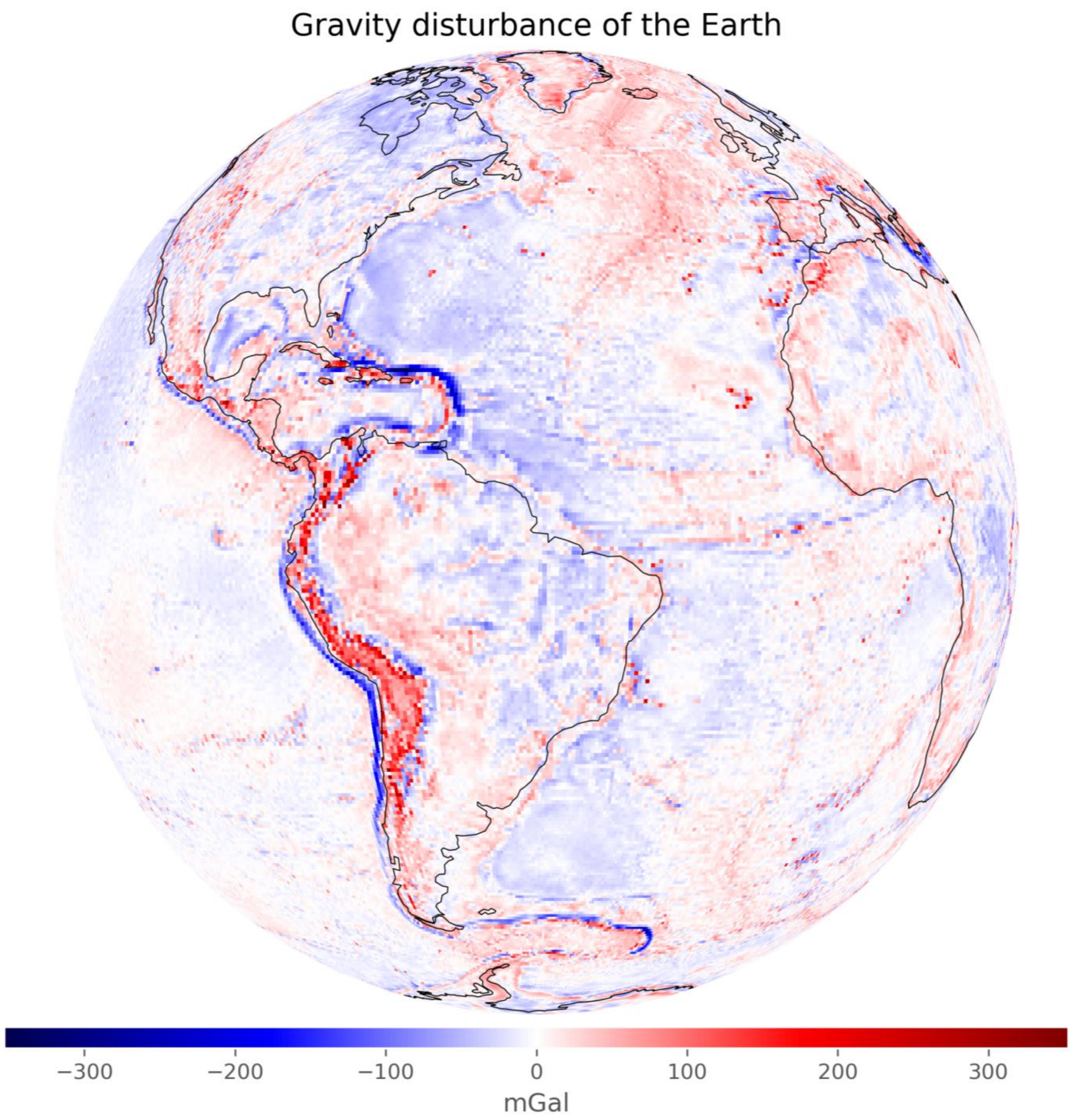
Como definir isto na prática?



A altura dada no GPS!

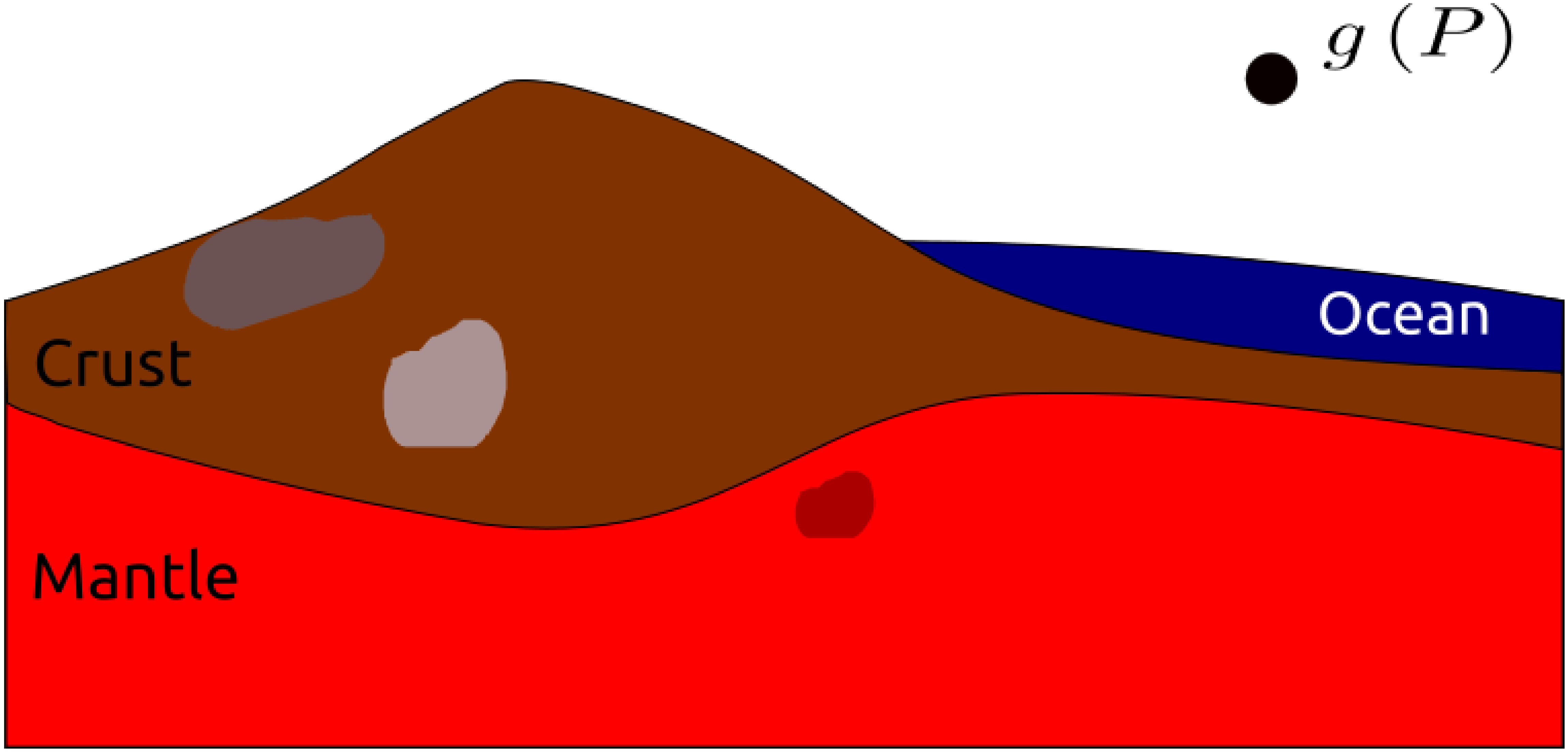
$$\delta_P = g_P - \gamma_P$$

Distúrbio de gravidade



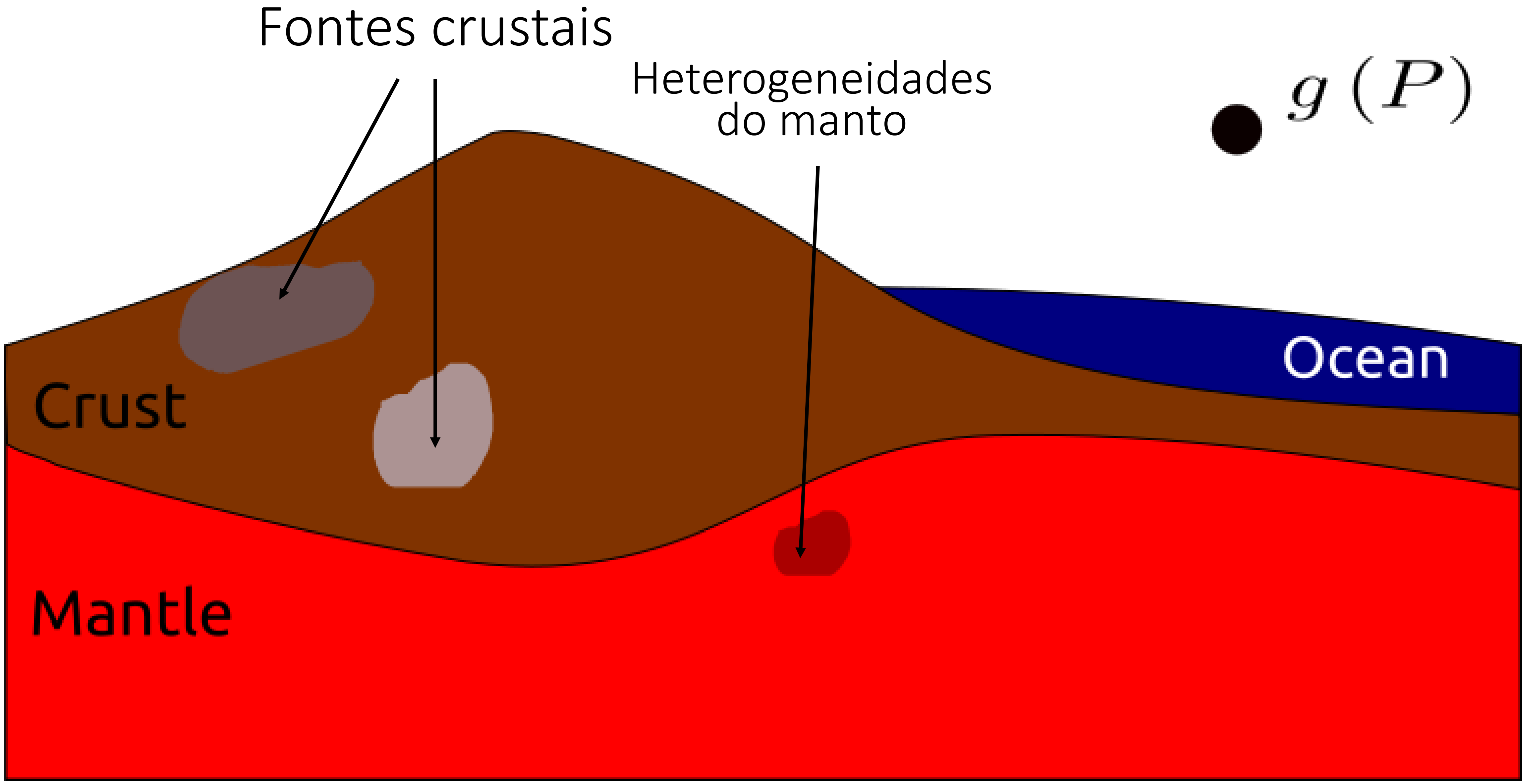
(Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005)

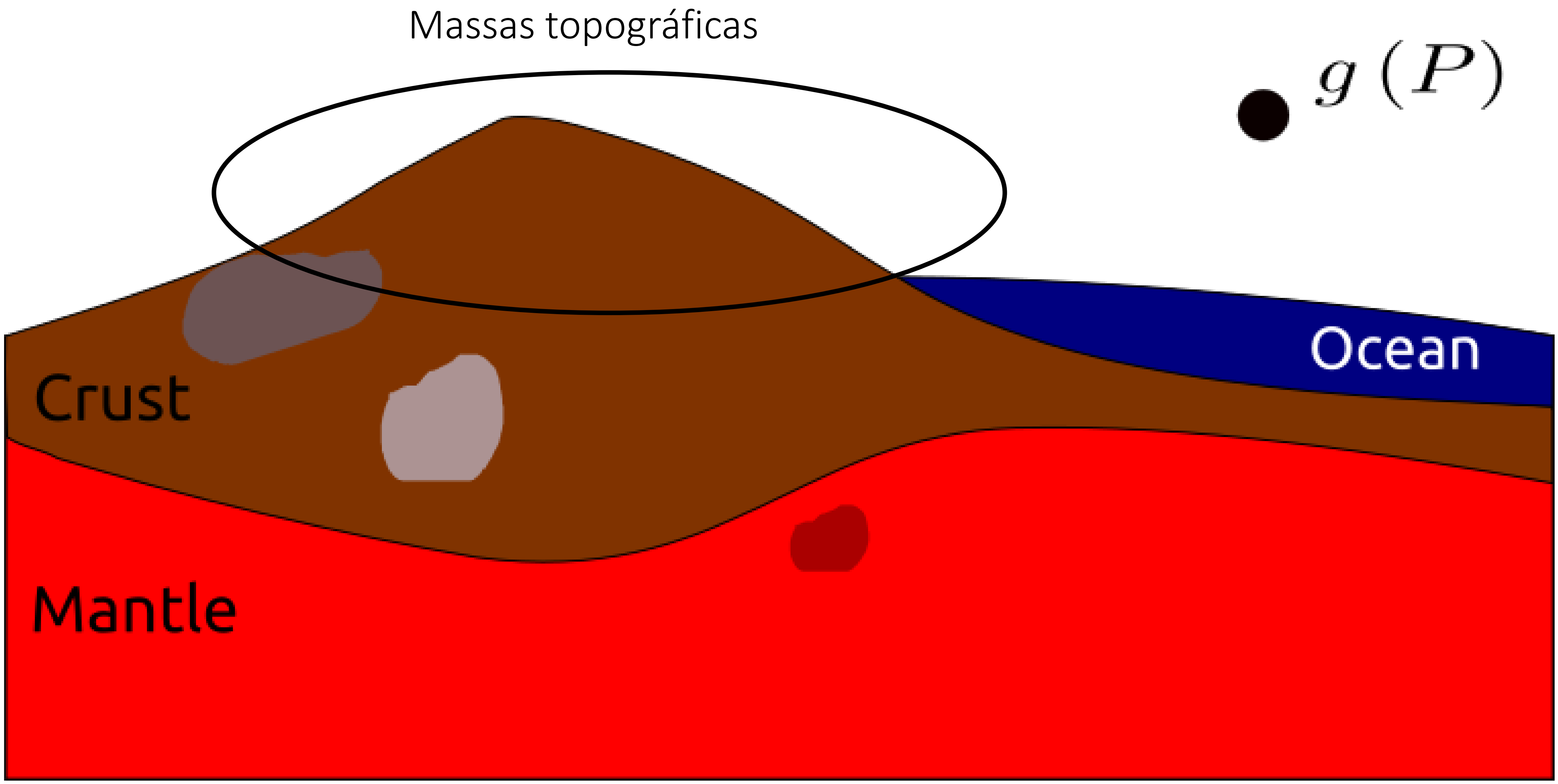
O dado de gravidade

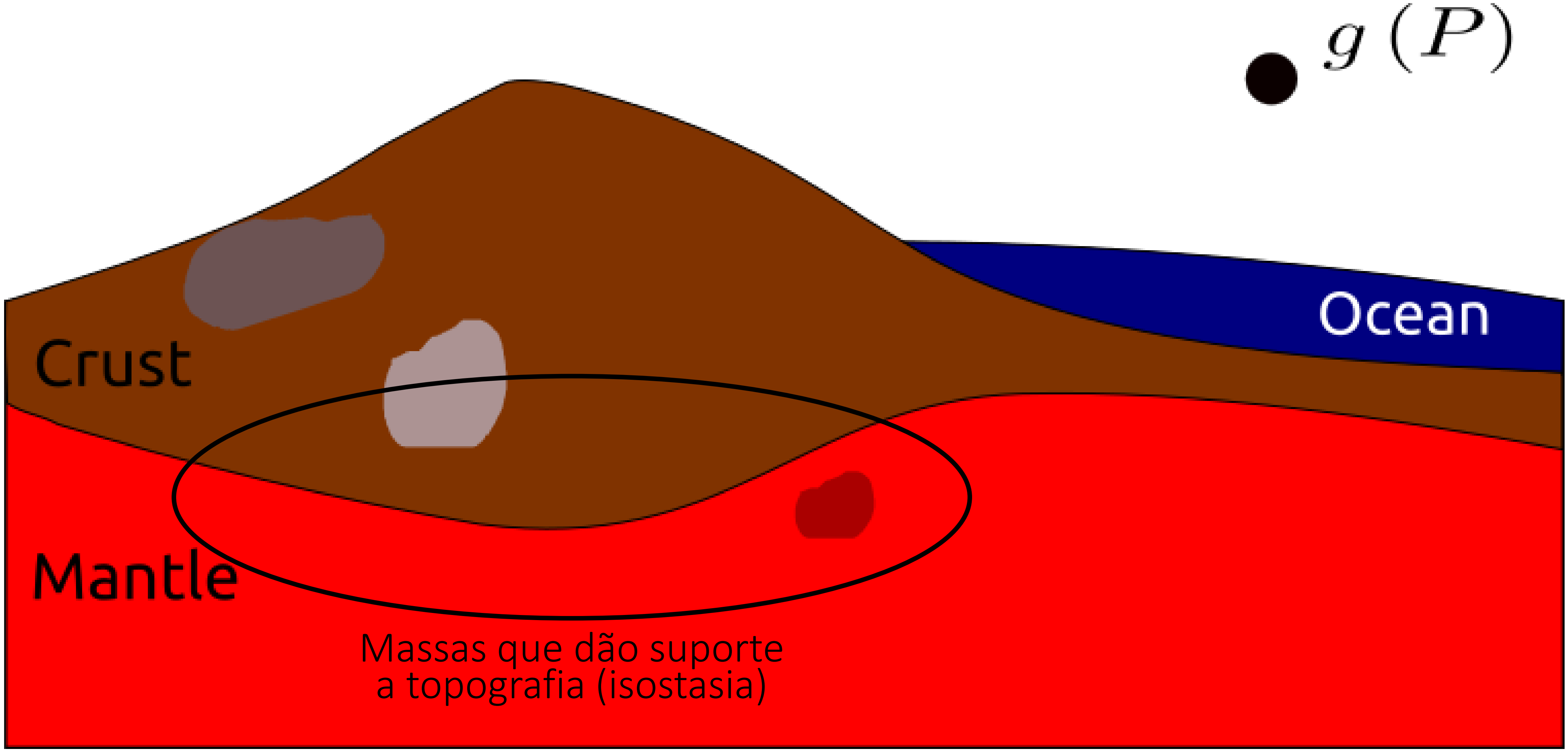


$g(P)$
Ocean
Crust
Mantle


$g(P)$
Elevação em relação
ao nível dos mares
Ocean
Crust
Mantle


Fontes crustais
Heterogeneidades do manto
$g\left(P\right)$
Ocean
Crust
Mantle

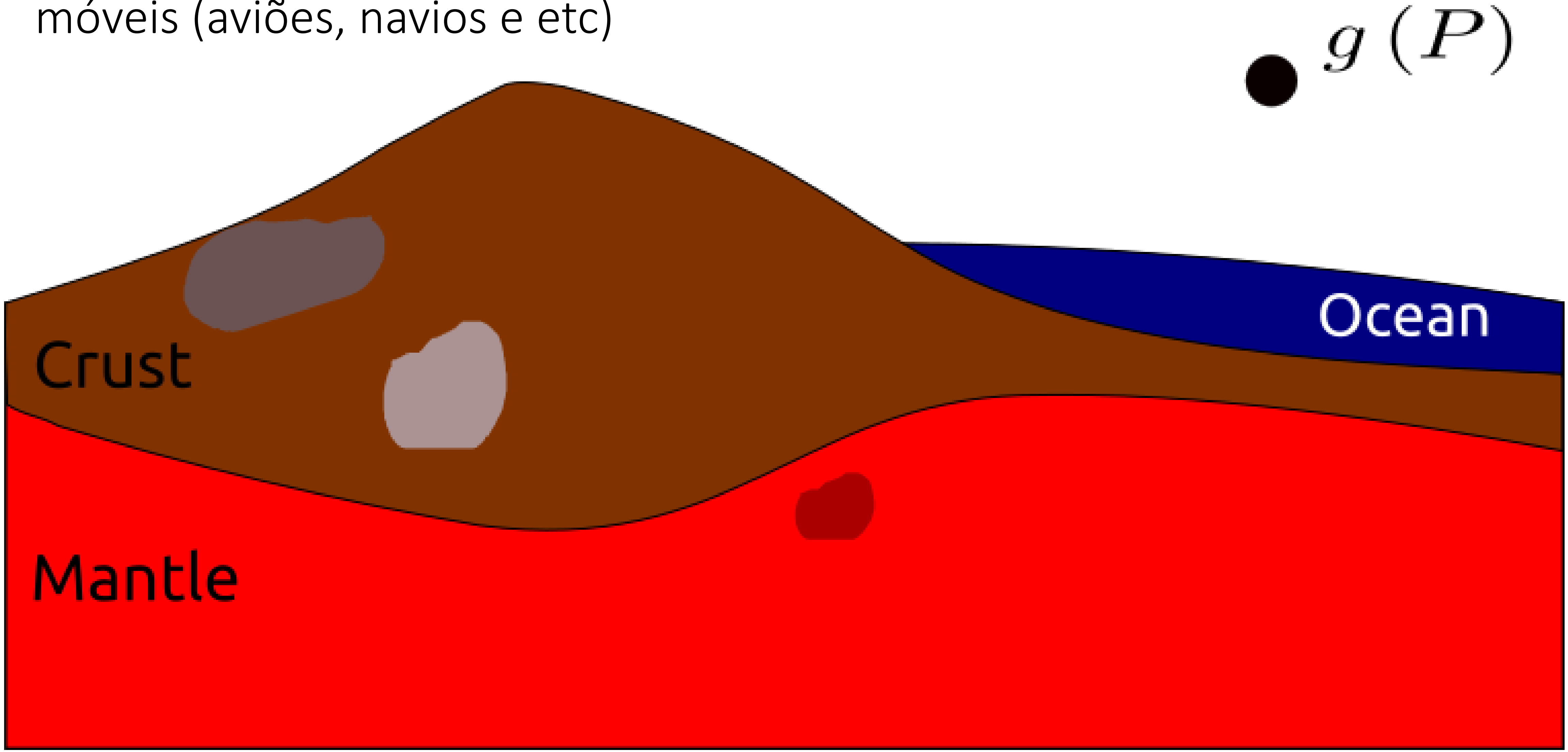

Massas topográficas
$g(P)$
Ocean
Crust
Mantle


$g(P)$
Ocean
Crust
Mantle
Massas que dão suporte
a topografia (isostasia)

Caso as medições sejam realizadas em plataformas móveis (aviões, navios e etc)

Correção de Eotvos

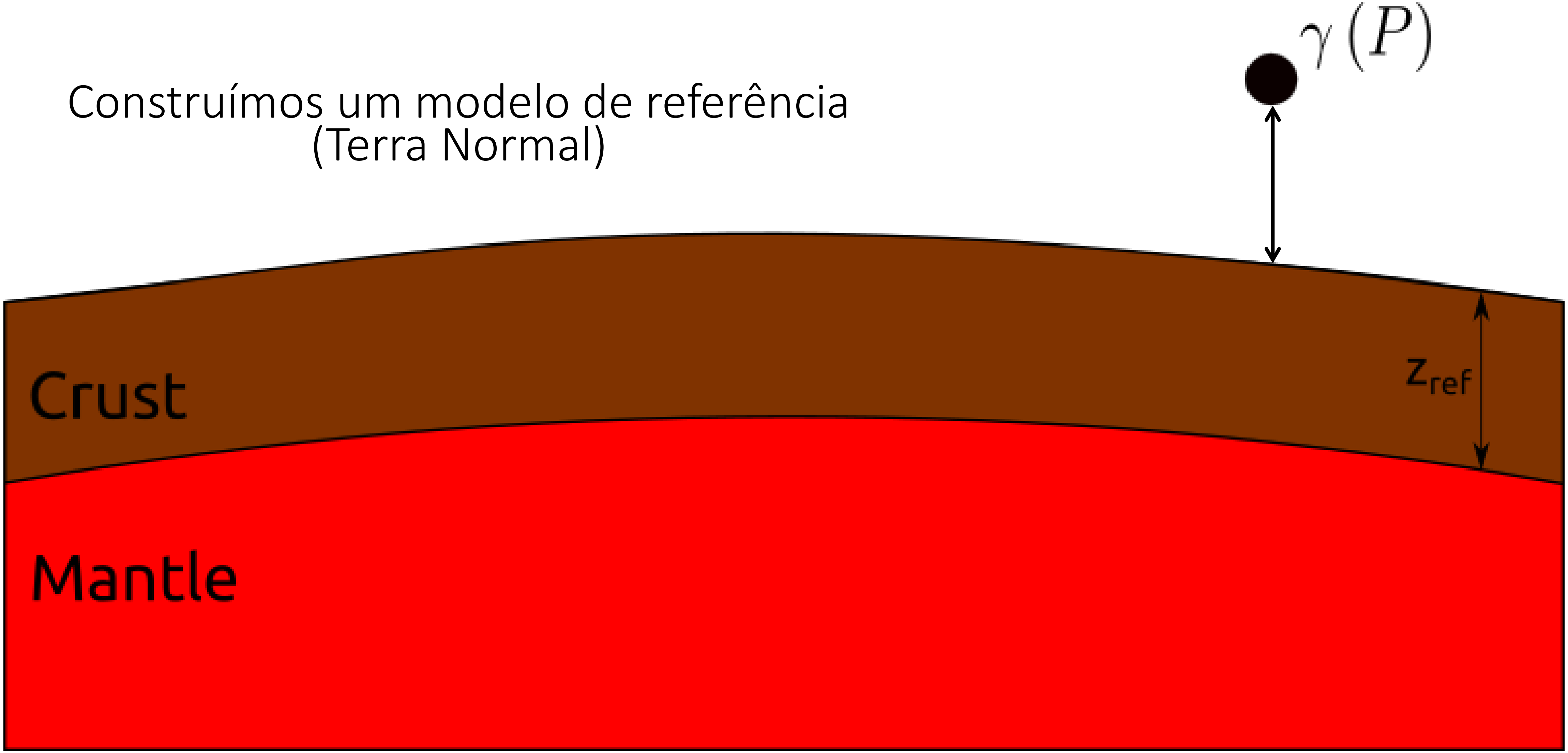
Caso as medições sejam realizadas em plataformas móveis (aviões, navios e etc)

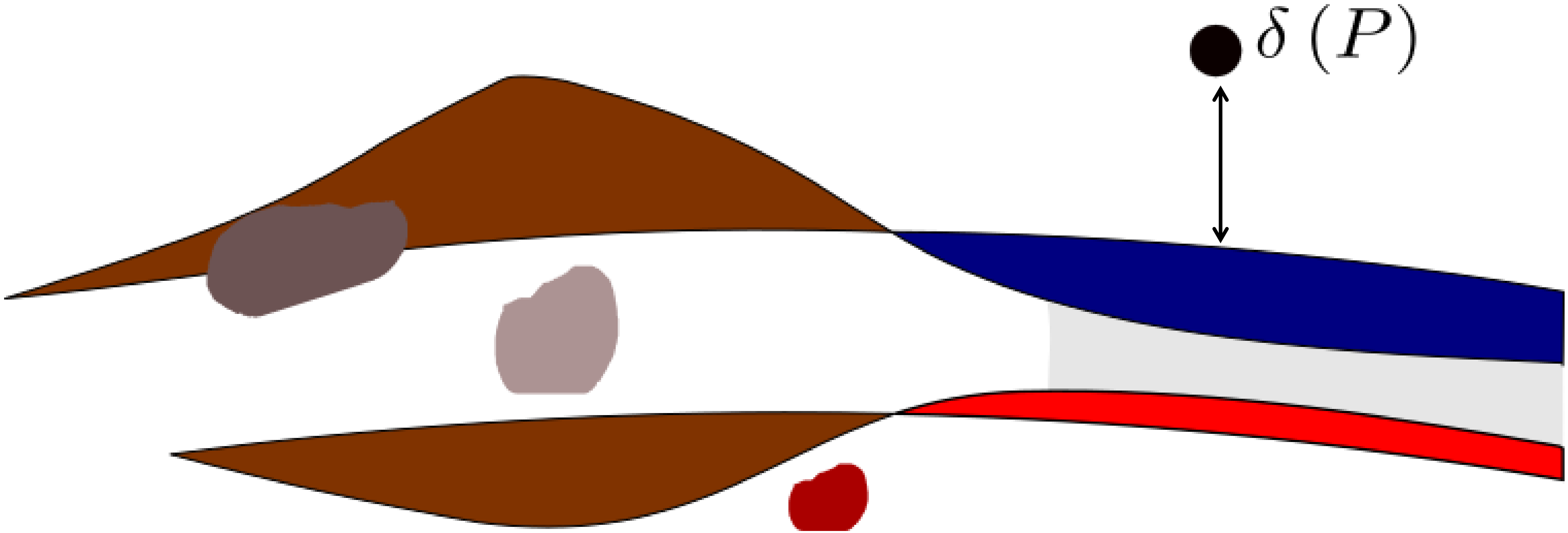


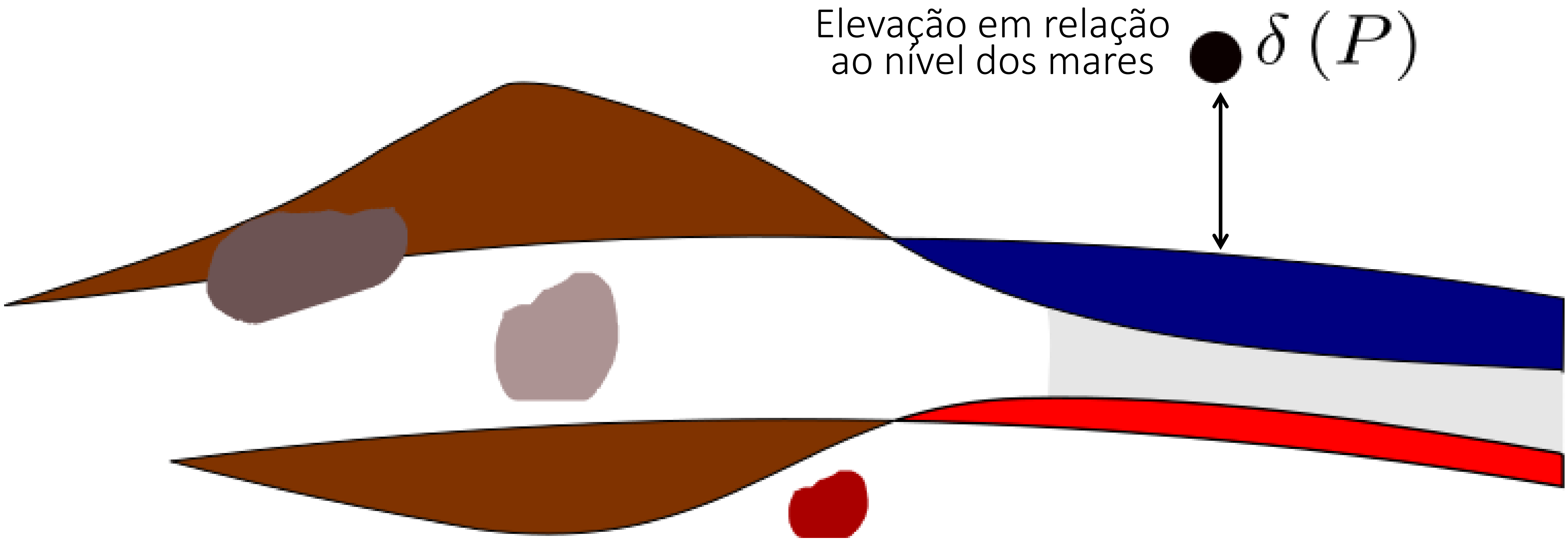
Caso as medições sejam realizadas em plataformas móveis (aviões, navios e etc)

Correção de Eotvos

Construímos um modelo de referência
(Terra Normal)

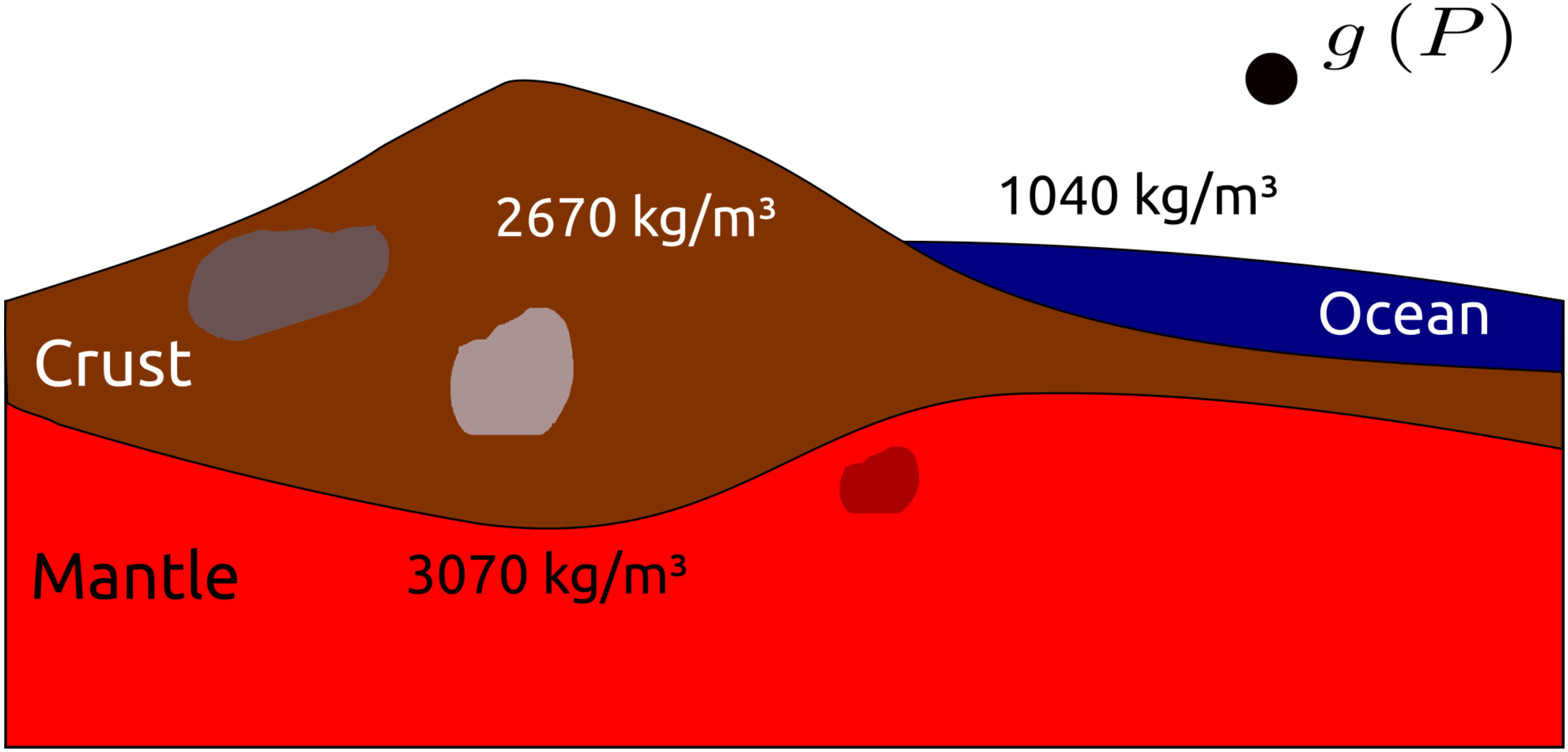


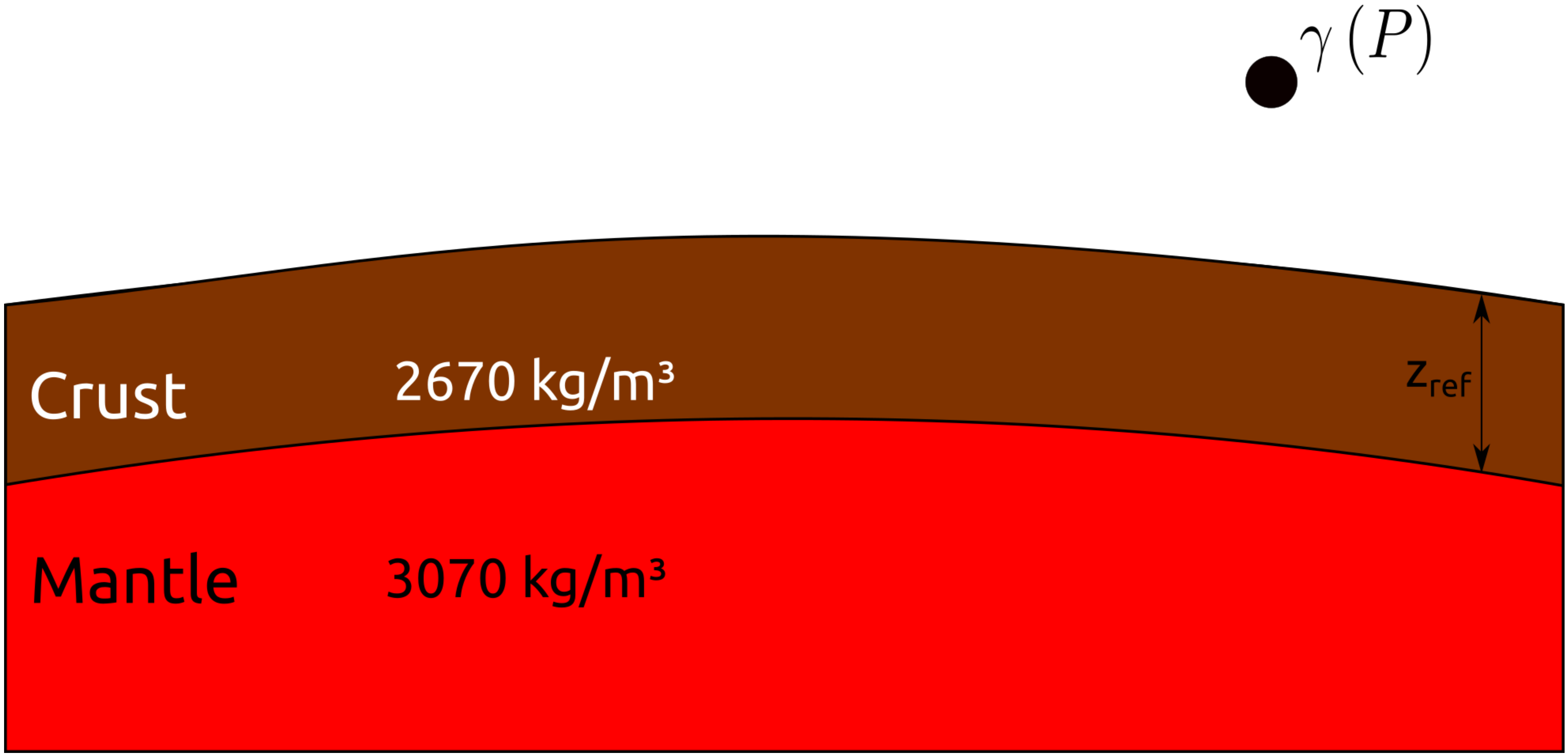

$\delta(P)$



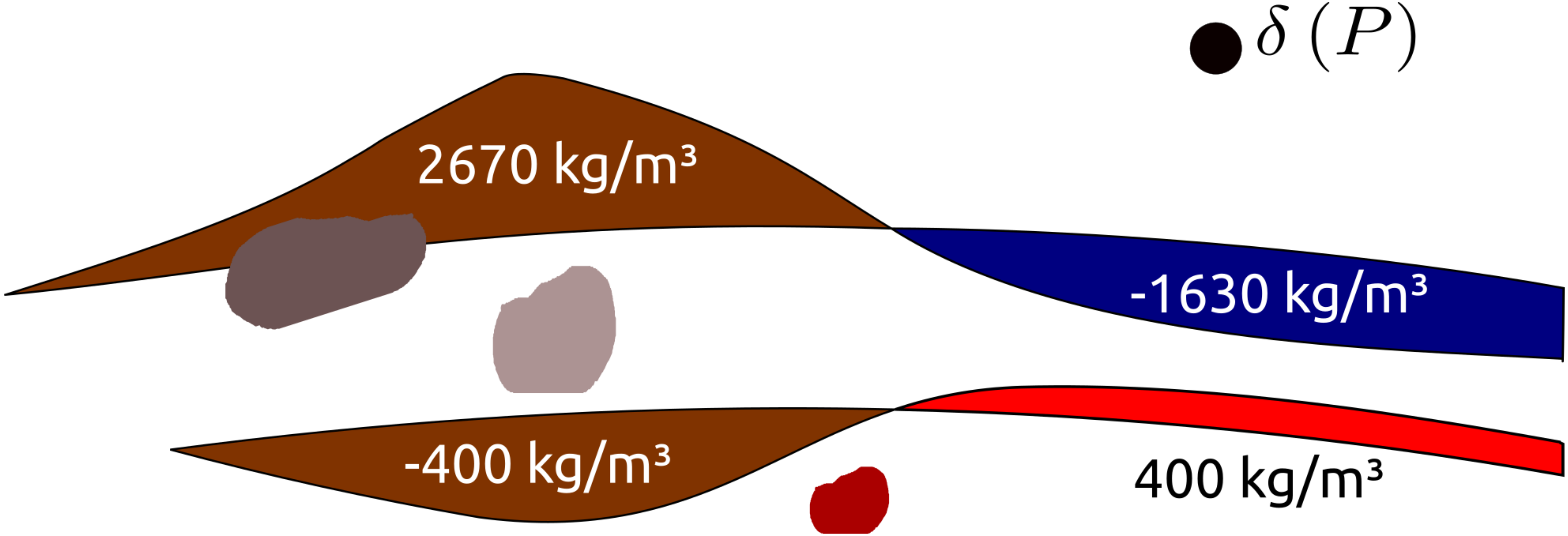
Uma das etapas do processamento de dados de gravidade chamada **correção de ar livre!**

Que tipo de informação podemos retirar disso?

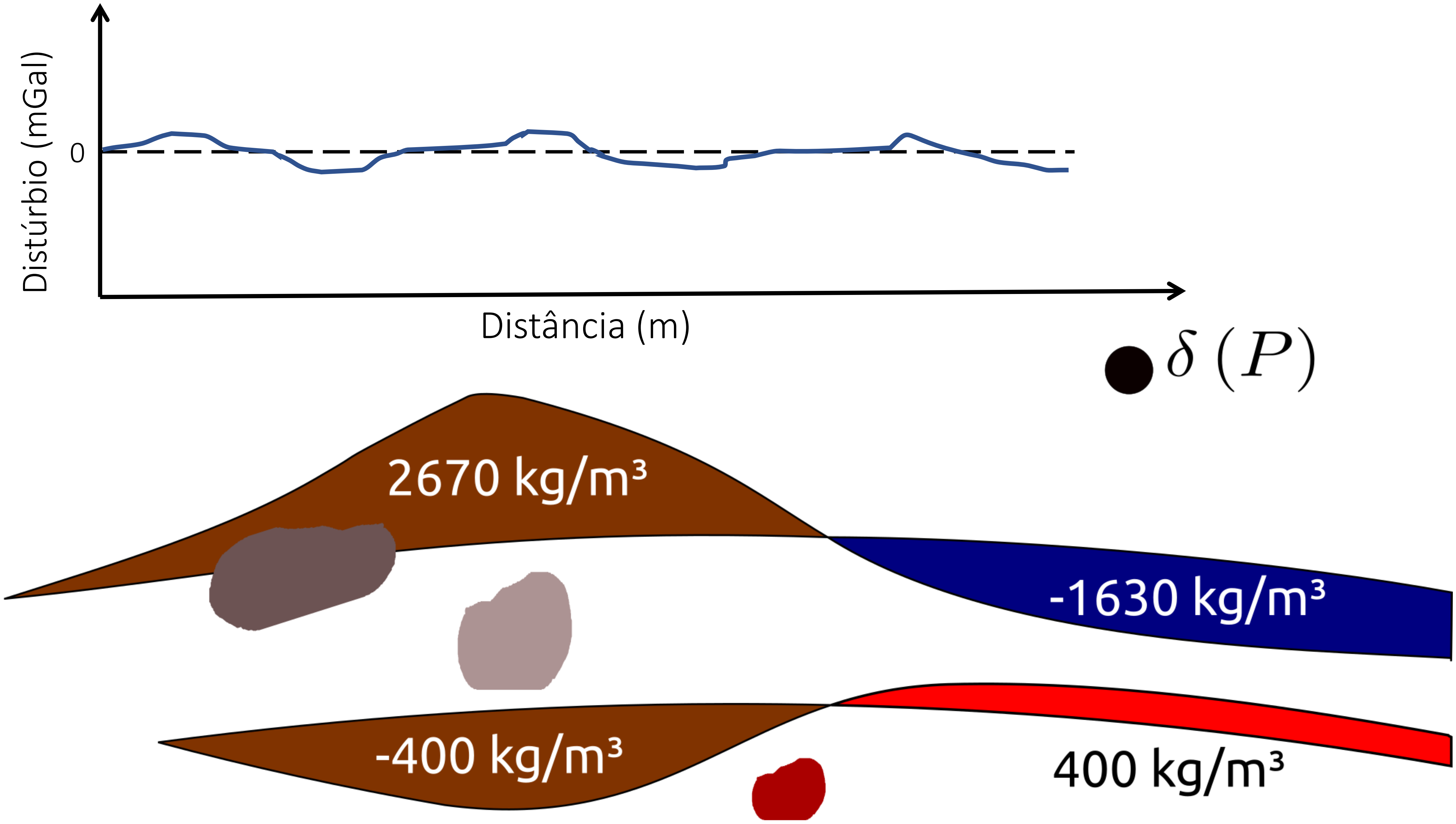

$g(P)$
2670 kg/m³
1040 kg/m³
Ocean
Crust
Mantle
3070 kg/m³


$\gamma(P)$
Crust
2670 kg/m³
z_{ref}
Mantle
3070 kg/m³

Analisar o distúrbio nos traz informações acerca do equilíbrio isostático da região que estamos estudando!

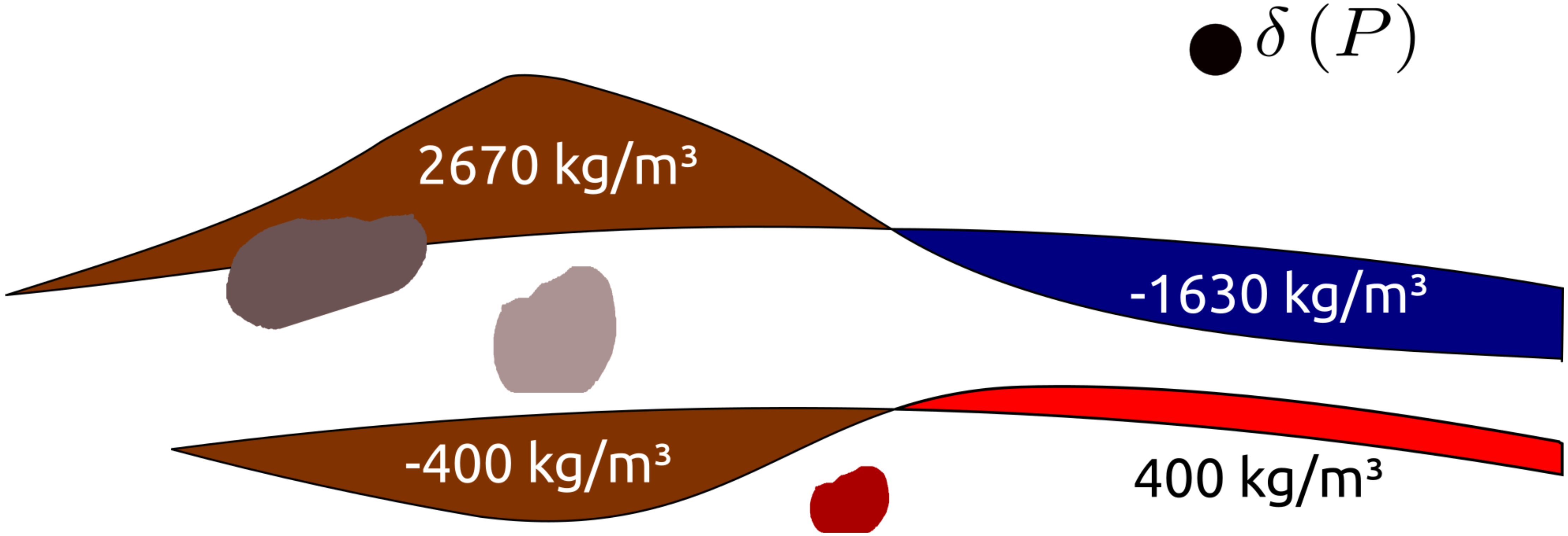


Se o distúrbio de gravidade é próximo ou um pouco maior (ou menor) que zero, quer dizer que a região se encontra em equilíbrio, caso contrário não.


Distúrbio (mGal)
0
Distância (m)
$\delta(P)$
2670 kg/m³
-1630 kg/m³
-400 kg/m³
400 kg/m³

Anomalia bouguer

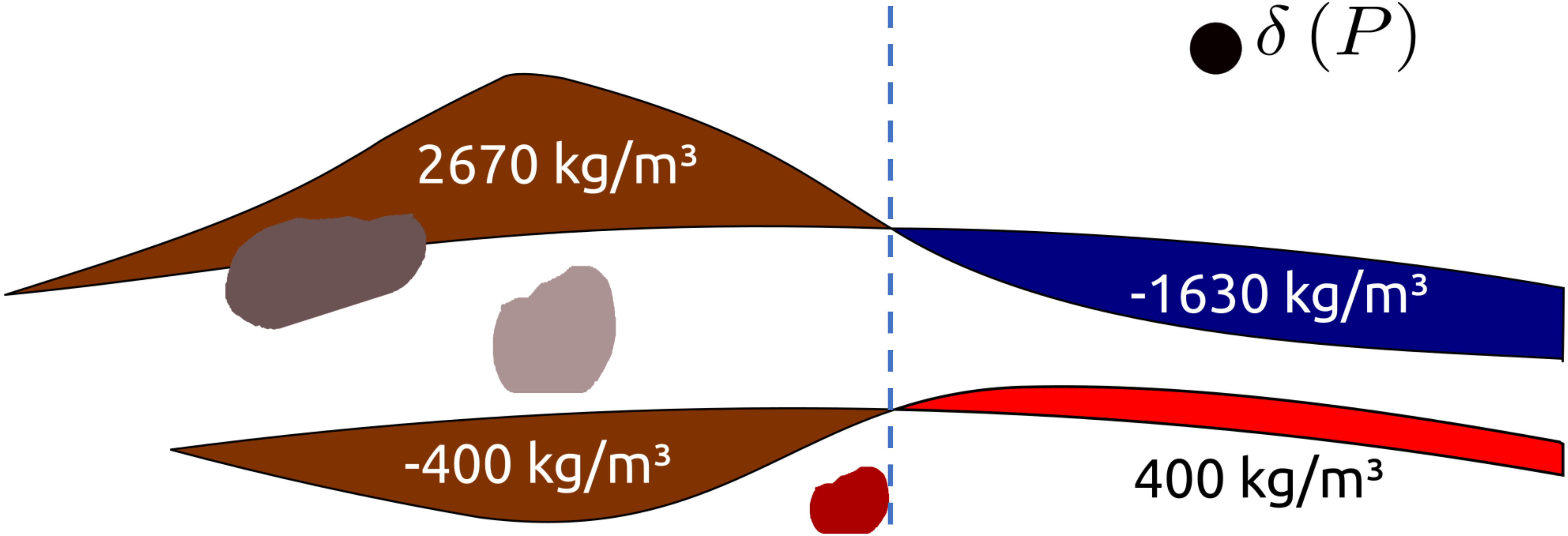
Correção de bouguer



Correção de bouguer

$$\delta_B = g_P - \gamma_P - g_B$$

Temos que retirar o efeito do acúmulo de massas acima e a defasagem de massa abaixo do nível do mar.



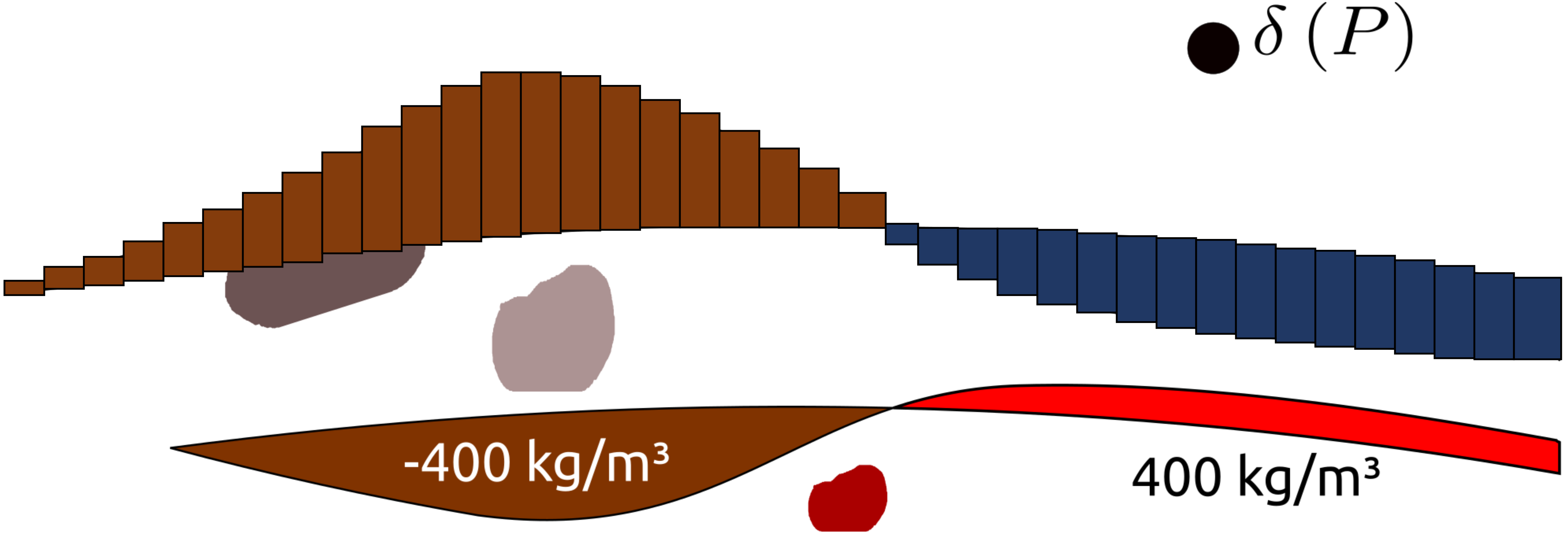
$$g_B = 2\pi G \rho_c h$$

$$g_B = 2\pi G(\rho_w - \rho_c)|h|$$

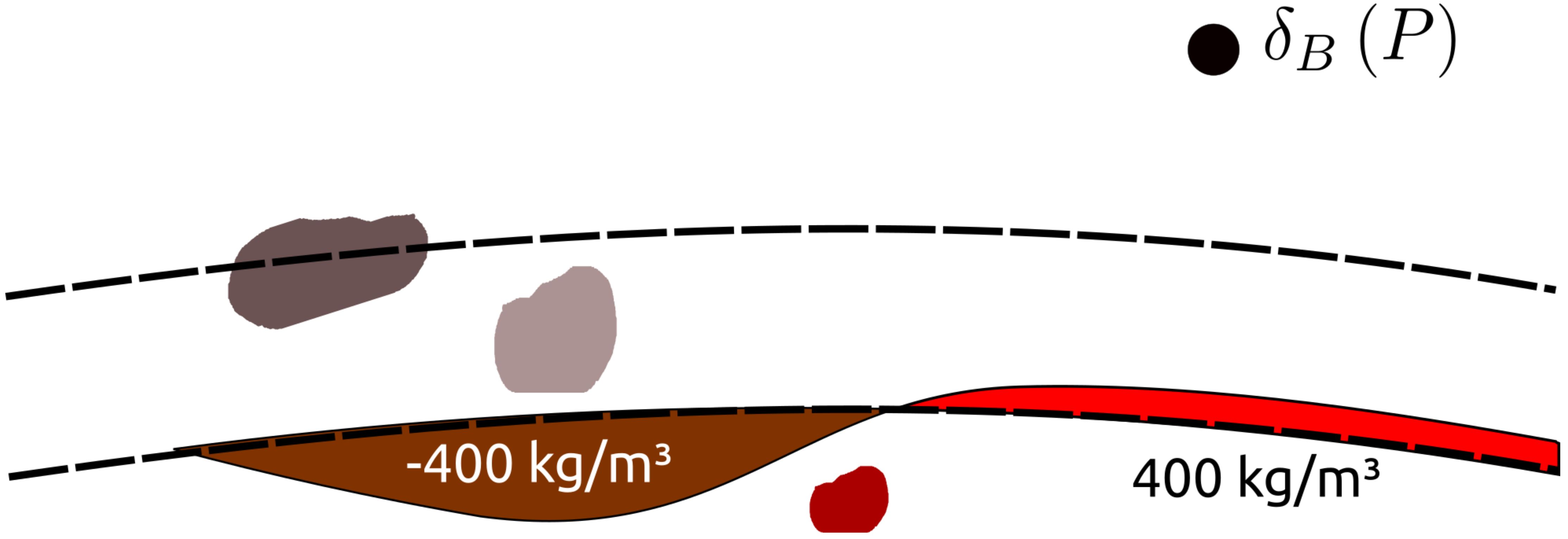
Correção de terreno

$$\delta_B = g_P - \gamma_P - g_B$$

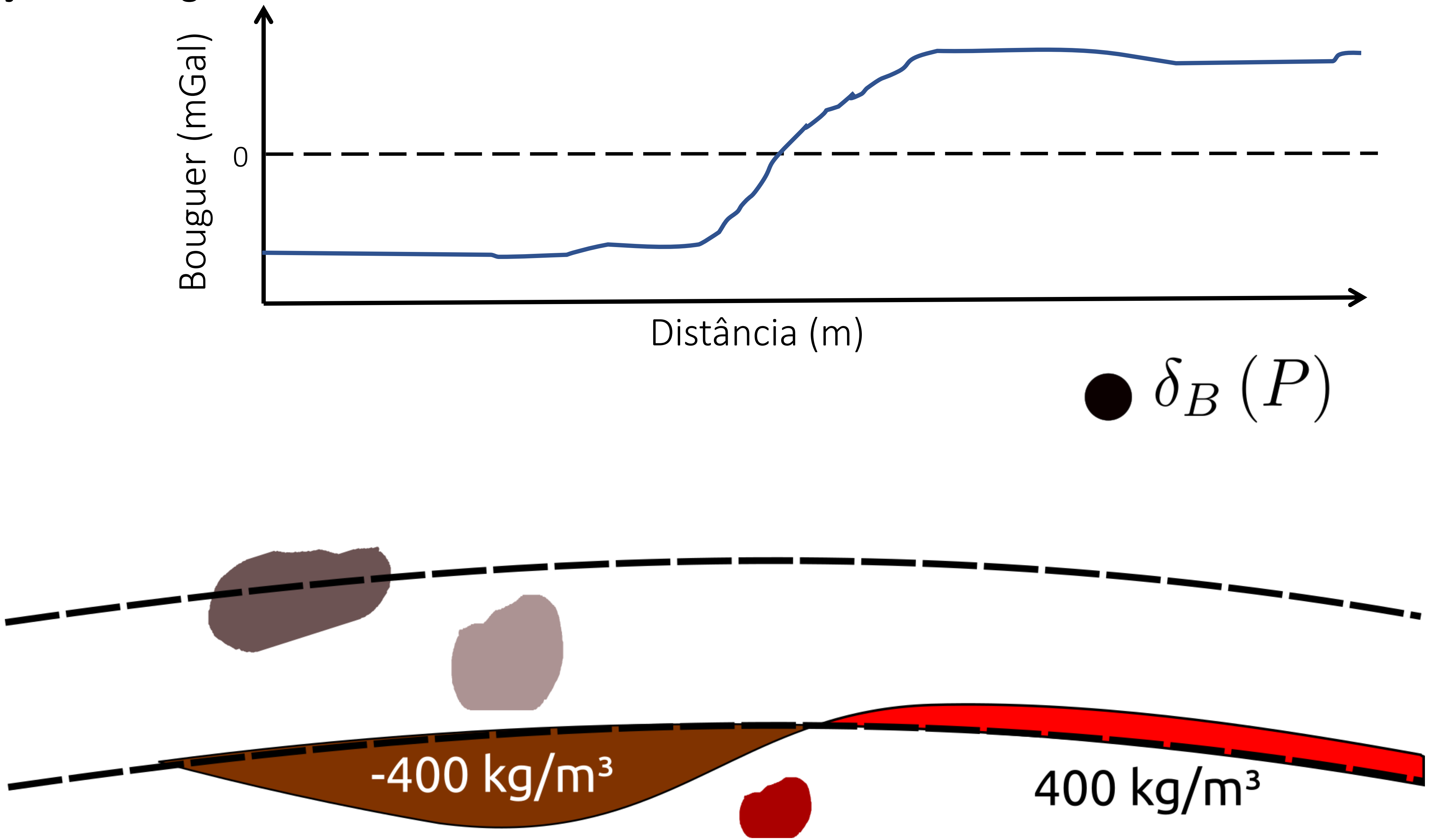
Calcular o efeito de um conjunto de prismas justapostos e, a partir daí, retirar o efeito do dado



Correção de bouguer

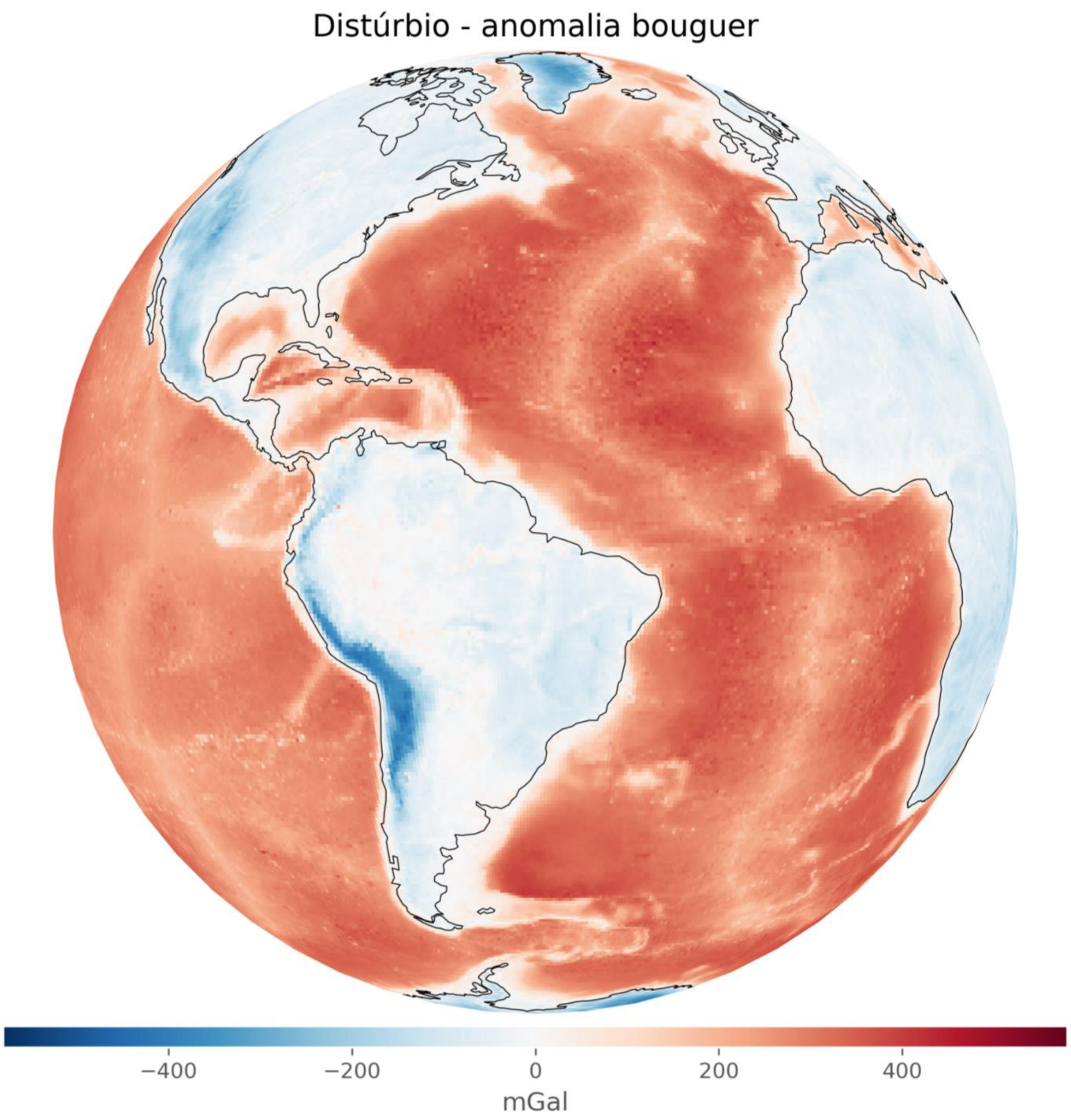


Correção de bouguer



Correção de bouguer

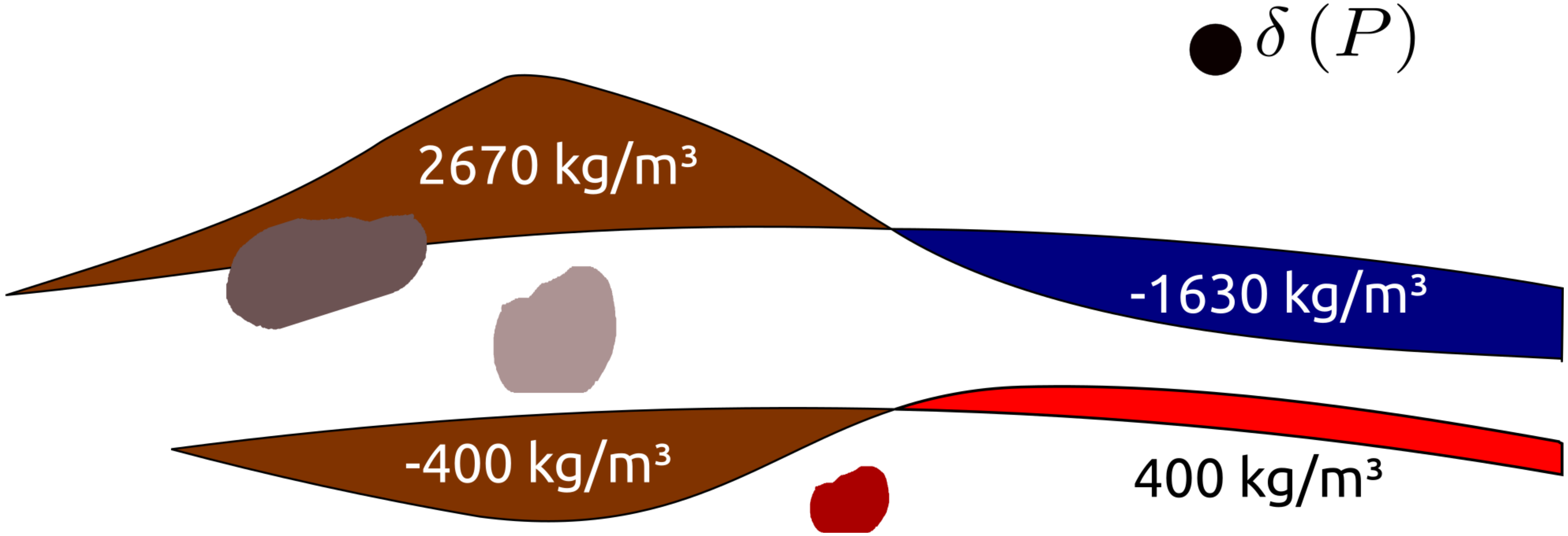
$$\delta_B = g_P - \gamma_P - g_B$$



Isostasia

Isostasia

O efeito da concentração – ou deficiência – das massas que representam os continentes e os oceanos.



Isostasia

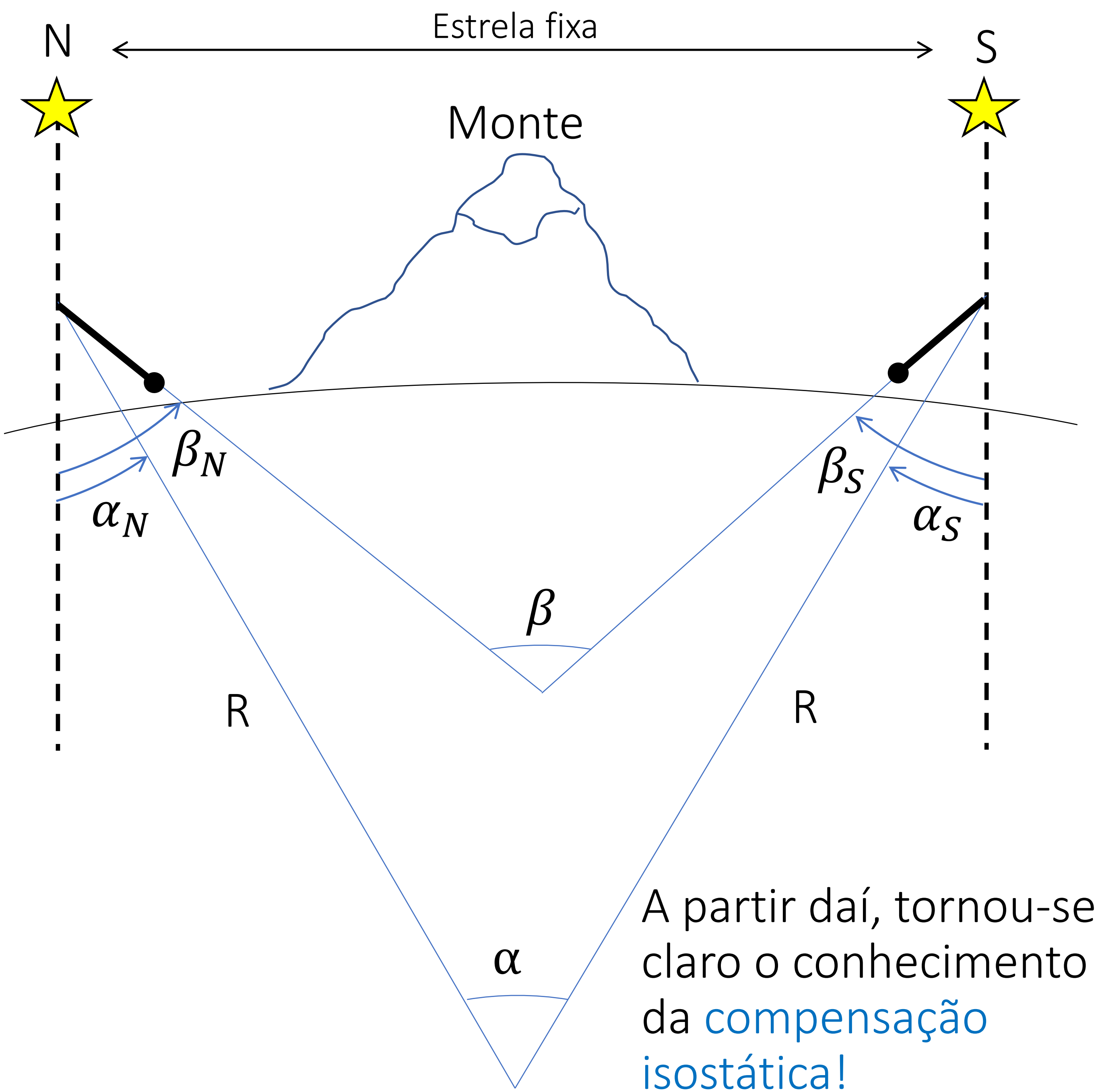
Como isso foi descoberto?

Até o século 18, a Lei da gravitação universal não podia ser utilizada para calcular a densidade média da Terra.

No entanto, cientistas tentavam estimar a densidade de diversas formas

Pierre Bouguer tentou, em uma expedição, uma estimativa para a densidade, aproximadamente, 4 vezes maior que a verdadeira.

Chegaram a conclusão que esse desvio era ocasionado pelas “raízes” destas elevações.



A partir daí, tornou-se claro o conhecimento da compensação isostática!

Isostasia

Existem dois principais modelos de compensação isostática:

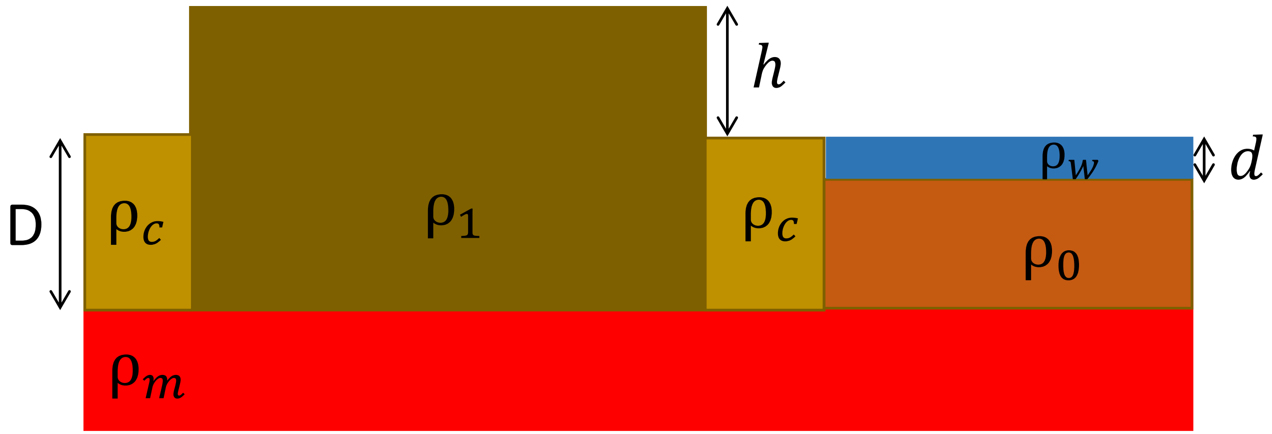
$$\rho_c \mathrm{gD} = \mathrm{h}\rho_1 g + D\rho_1 g$$

$$\rho_1 = \frac{D}{(D+h)}\rho_c$$

$$\rho_c \mathrm{gD} = \rho_0 g(D-d) + \rho_w \mathrm{gd}$$

$$\rho_0 = \frac{\rho_c D - \rho_w d}{(D-d)}$$

Modelo de Pratt



Isostasia

Existem dois principais modelos de compensação isostática:

Modelo de Airy

Isostasia

Existem dois principais modelos de compensação isostática:

$$p_A = (r_1\rho_m + t\rho_c)g$$

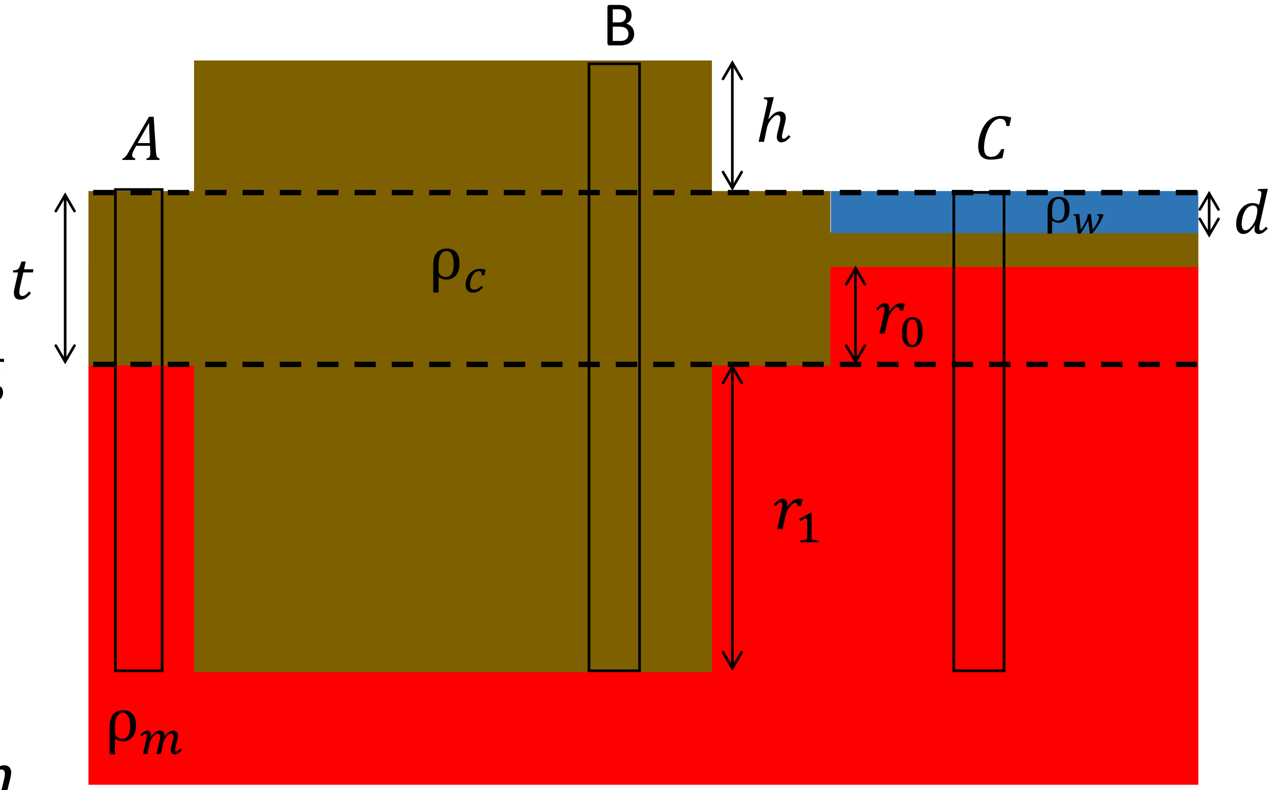
$$p_B = (t + h + r_1)g\rho_c$$

$$p_C = \rho_w g d + (t - d - r_0)g\rho_c + r_0\rho_m g + r_1\rho_m g$$

$$p_A = p_B \qquad\qquad p_C = p_A$$

$$r_1 = \frac{\rho_c}{(\rho_m - \rho_c)}h \qquad\qquad r_0 = \frac{(\rho_c - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_c)}h$$

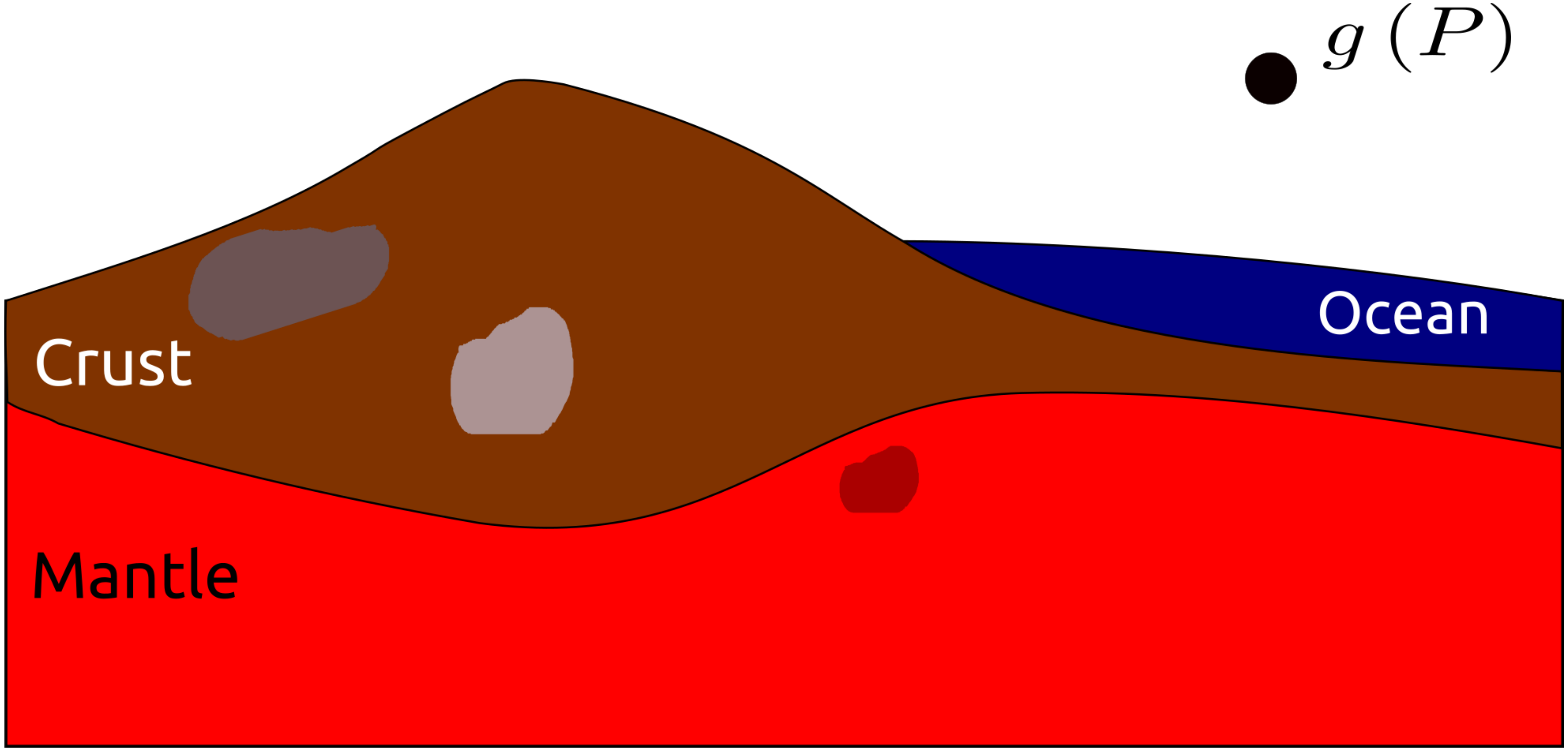
Modelo de Airy



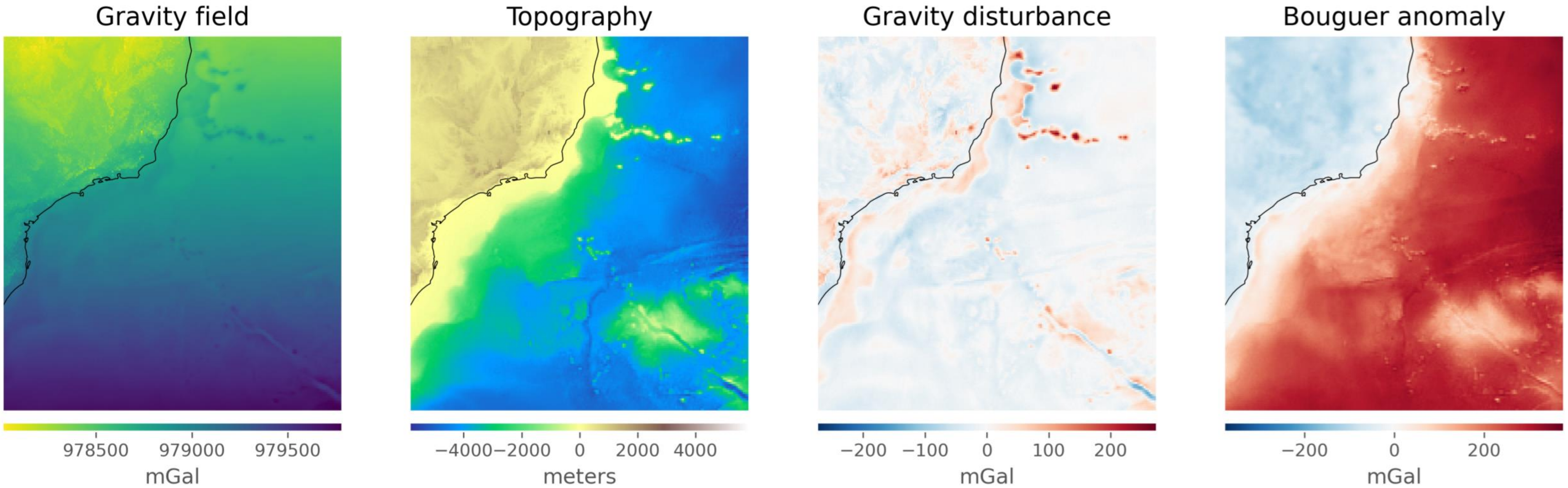
Alguns exemplos

1. Costa brasileira

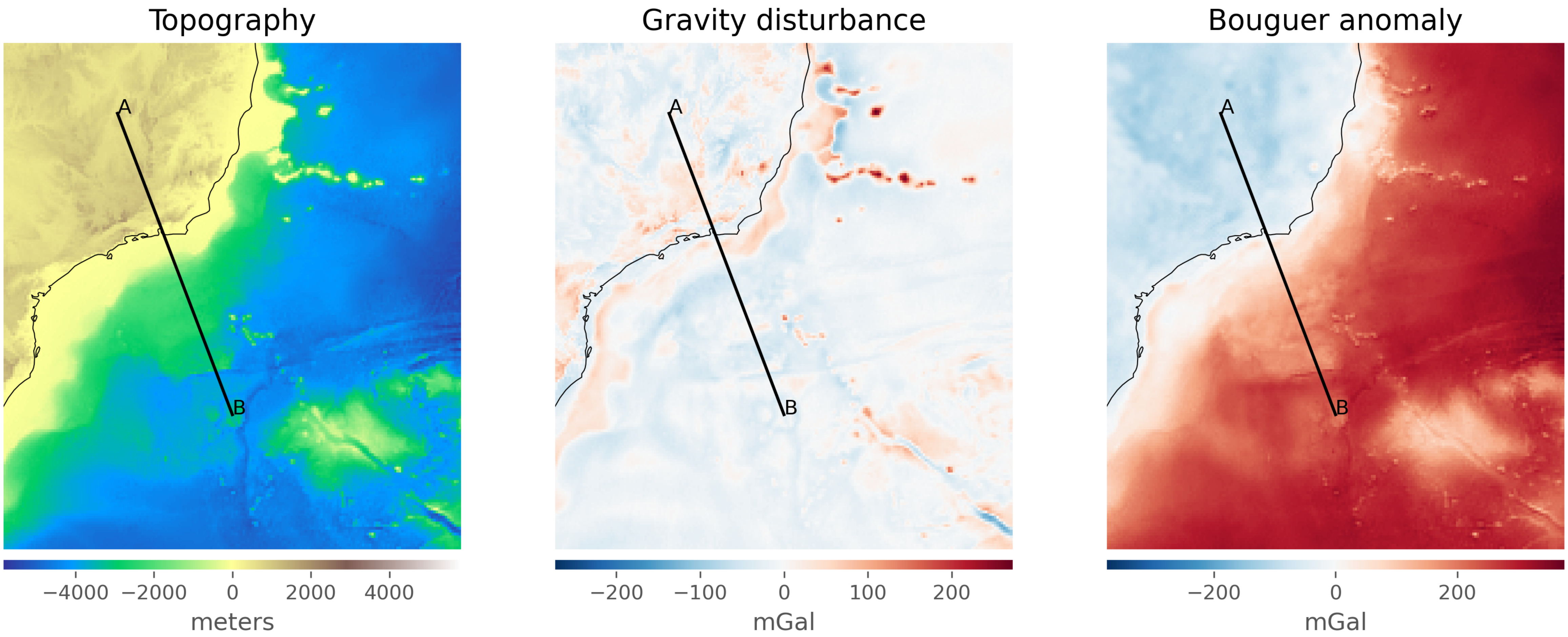
Costa brasileira



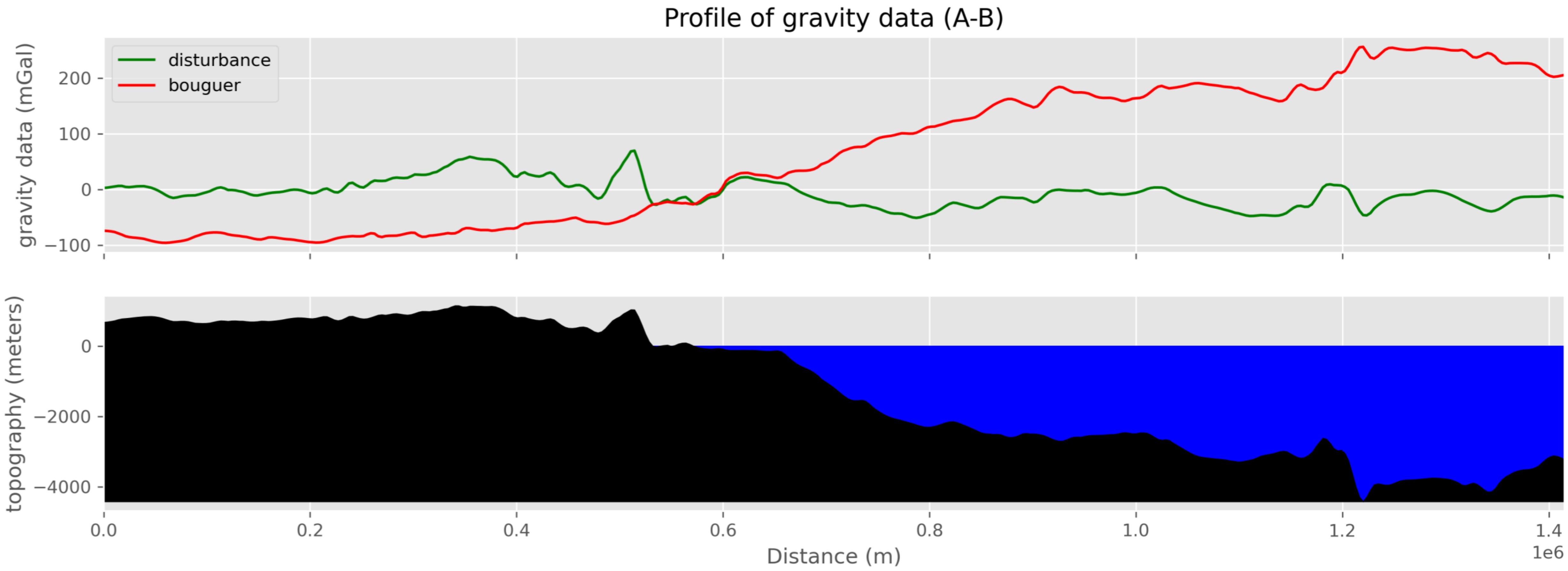
Costa brasileira



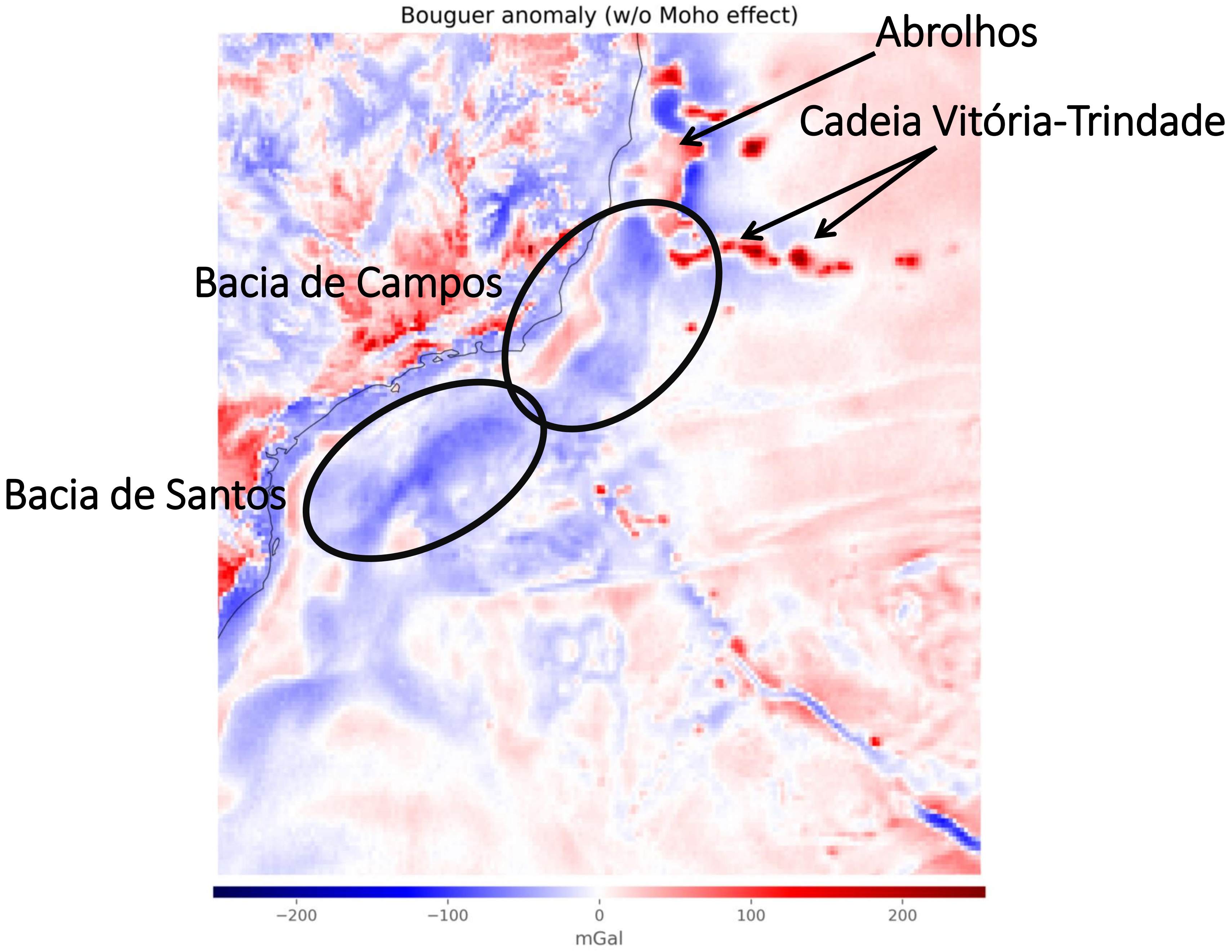
Costa brasileira



Costa brasileira

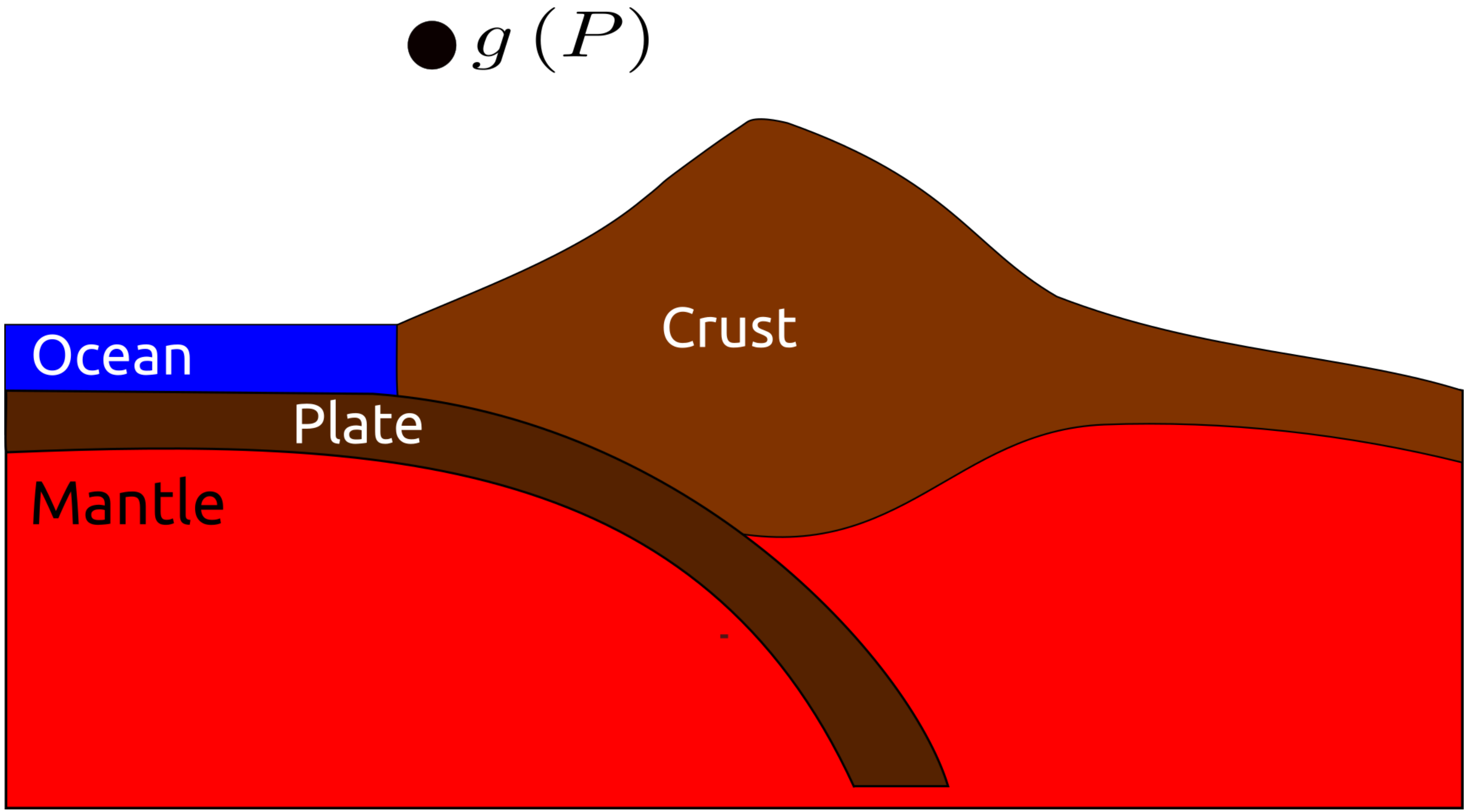


Costa brasileira

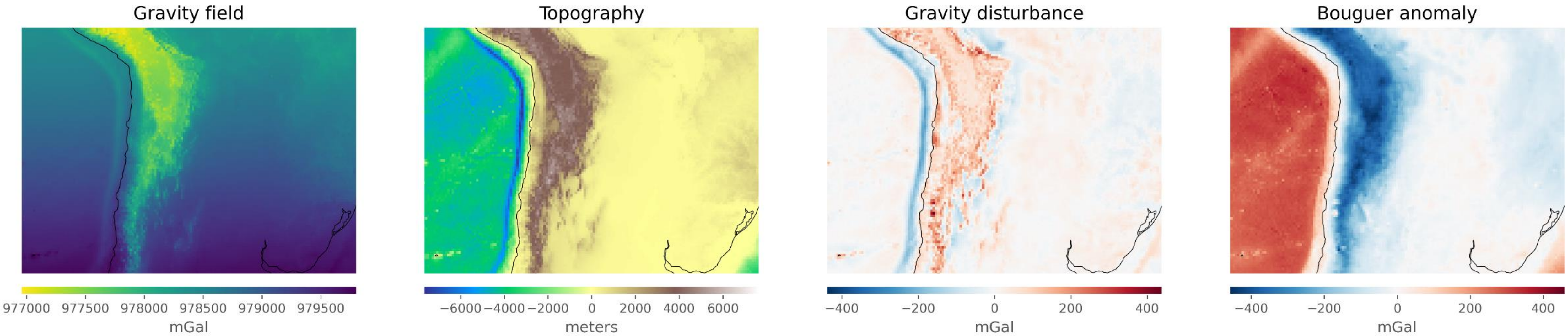


2. Cordilheira dos Andes

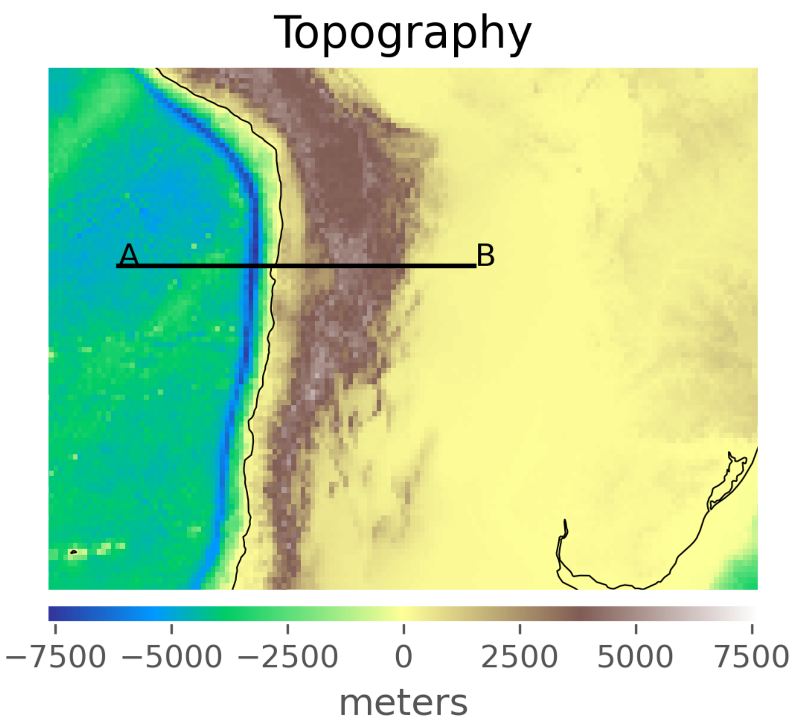
Cordilheira dos Andes



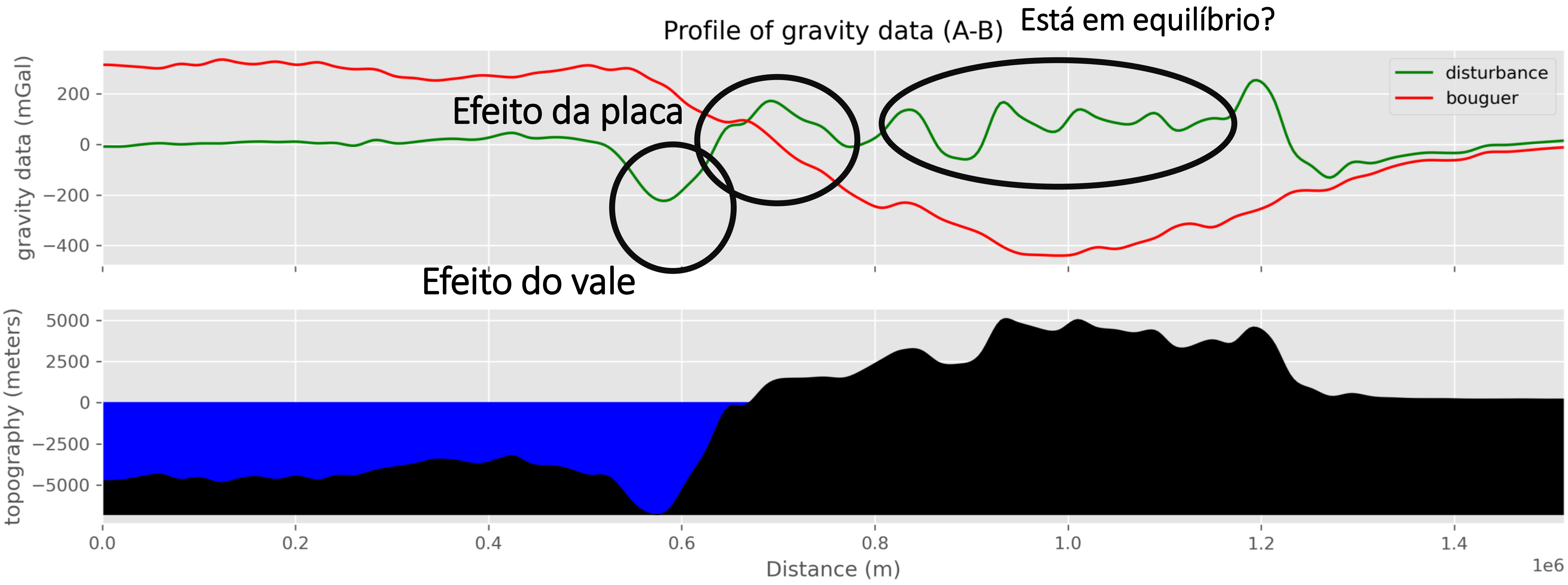
Cordilheira dos Andes



Cordilheira dos Andes



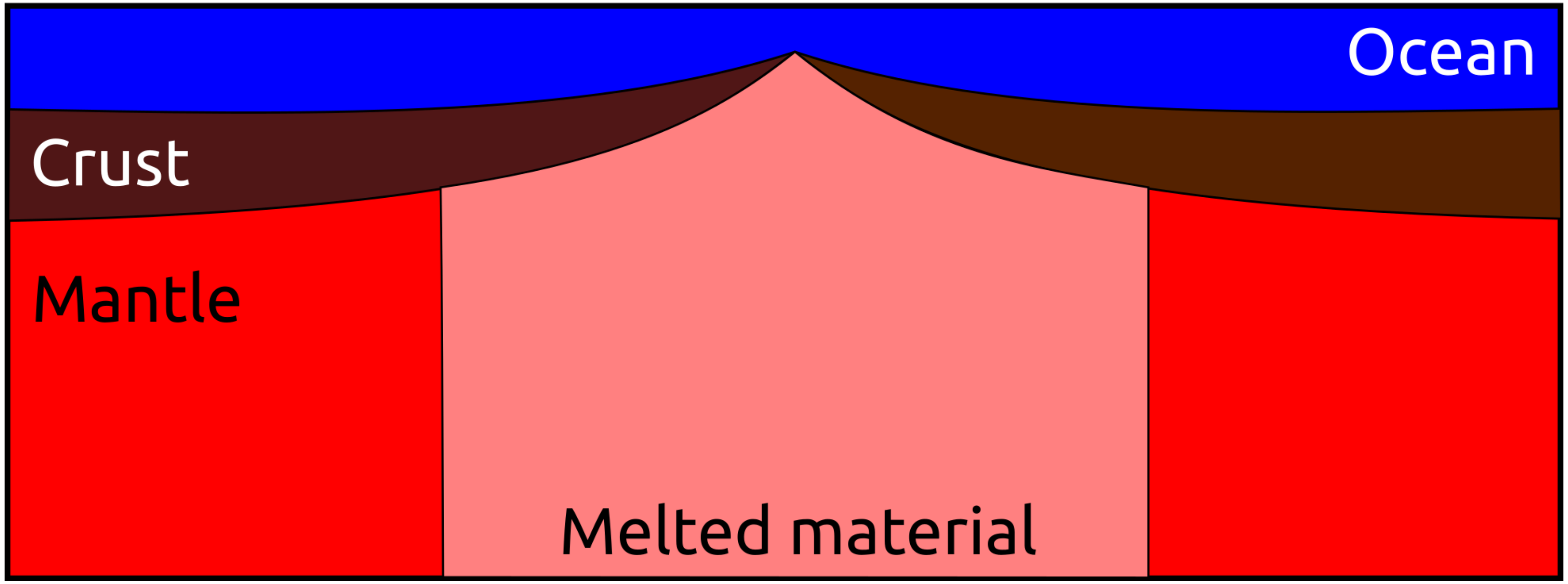
Cordilheira dos Andes



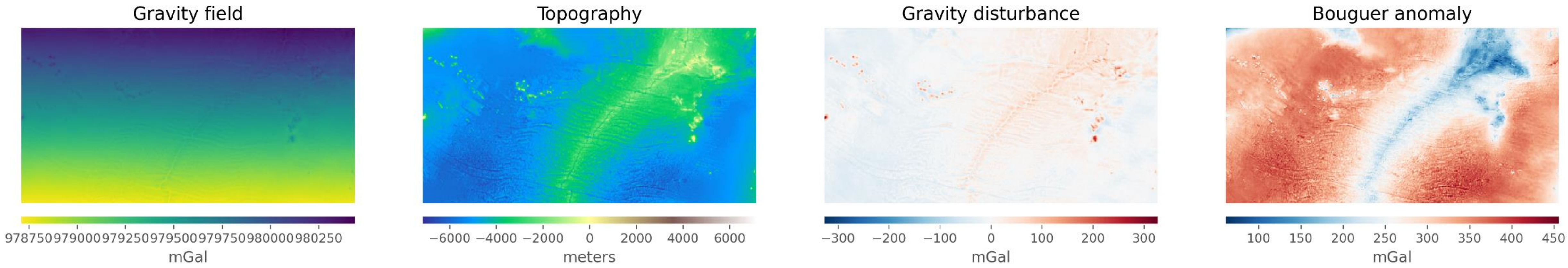
3. Dorsal Meso-Atlântica

Dorsal Meso-Atlântica

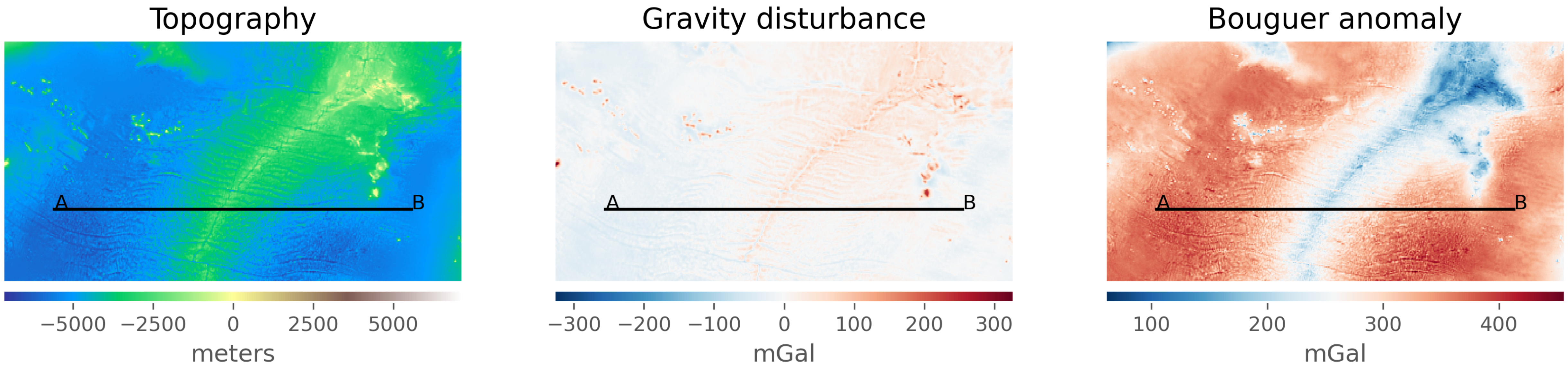
- $g(P)$



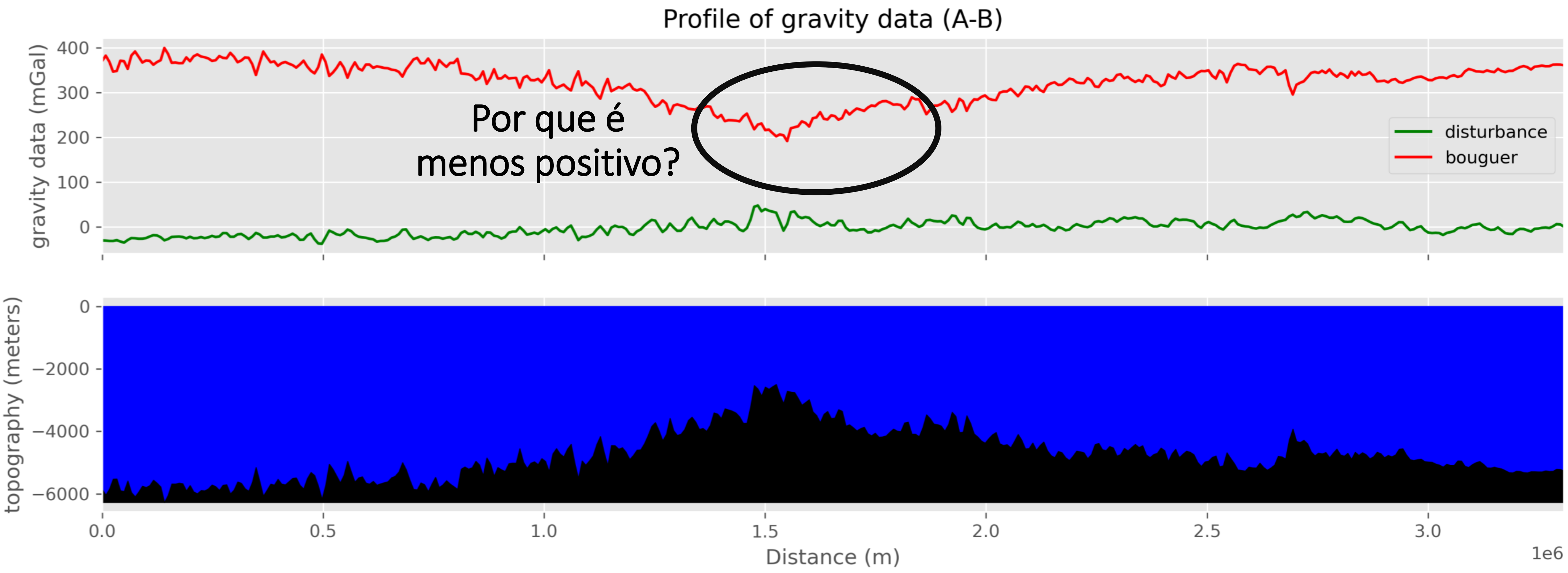
Dorsal Meso-Atlântica



Dorsal Meso-Atlântica

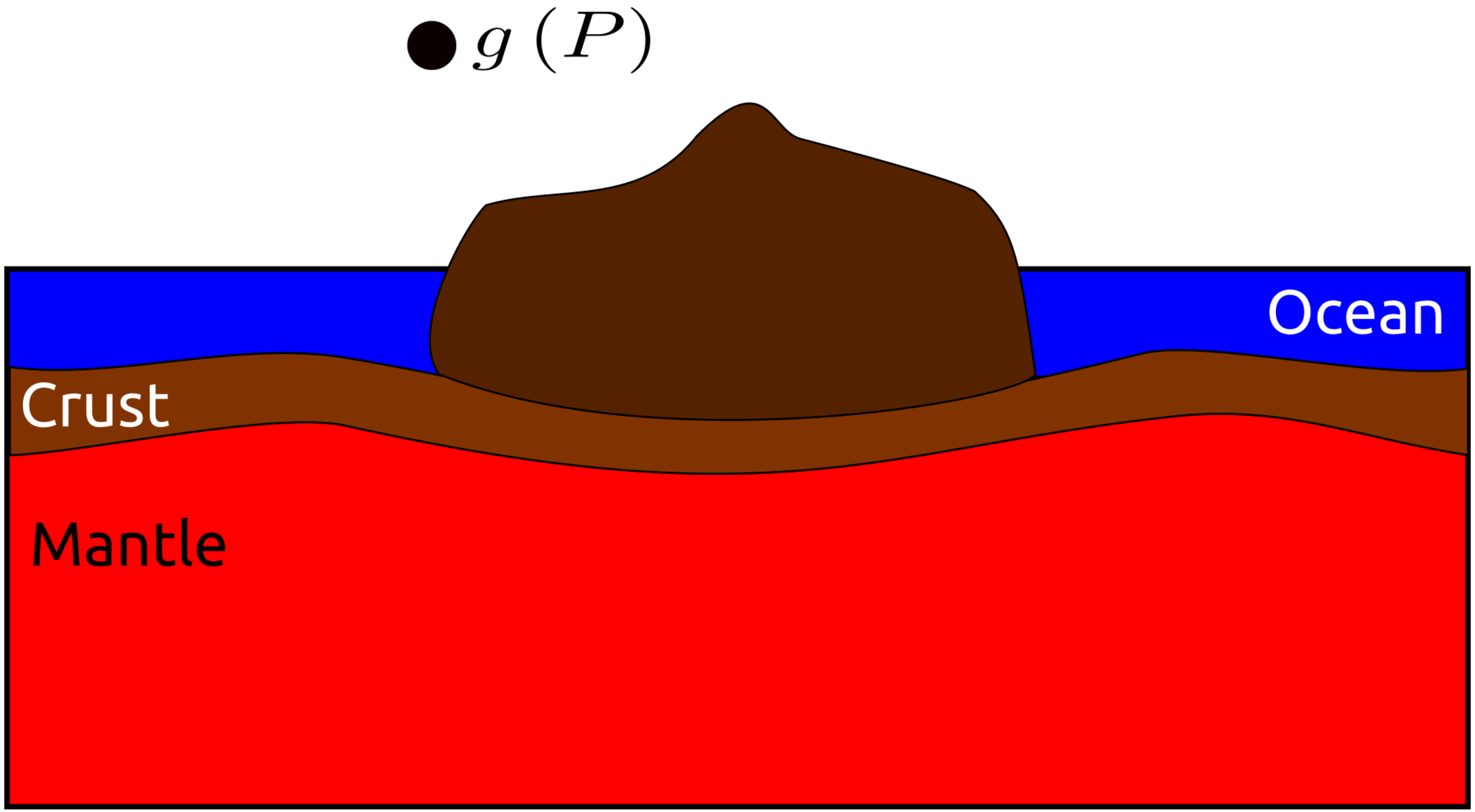


Dorsal Meso-Atlântica

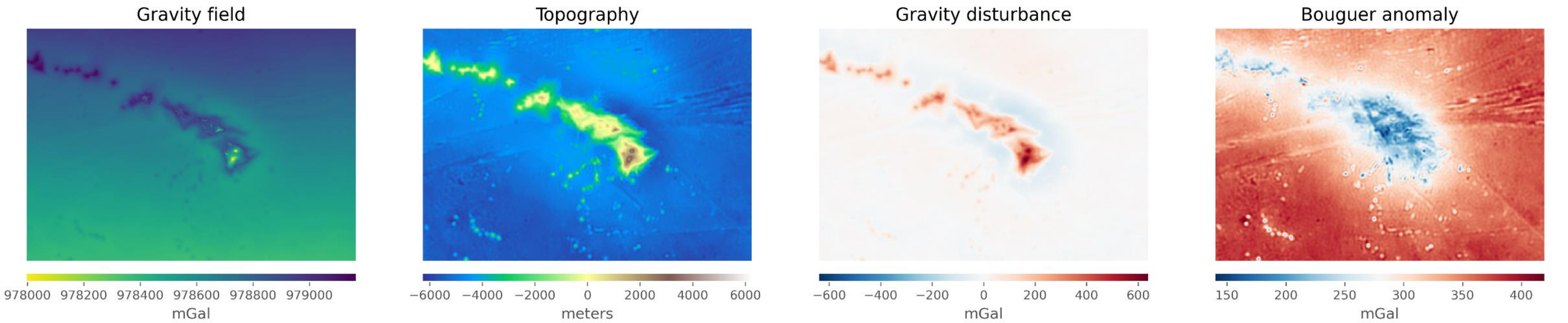


4. Ilha de Oahu, Hawaii

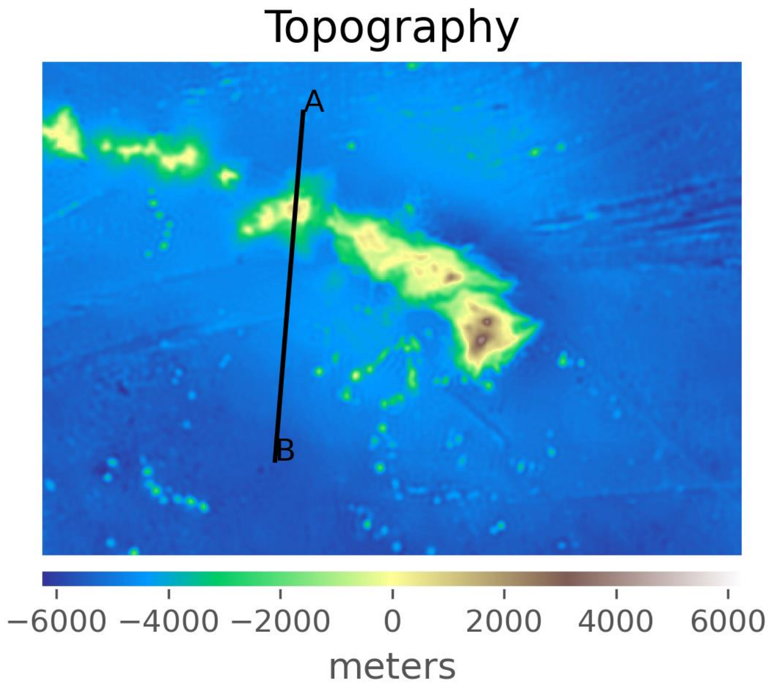
Ilha de Oahu, Hawaii



Ilha de Oahu


Gravity field
978000
978200
978400
978600
978800
979000
mGal
Topography
−6000
−4000
−2000
0
2000
4000
6000
meters
Gravity disturbance
−600
−400
−200
0
200
400
600
mGal
Bouguer anomaly
150
200
250
300
350
400
mGal

Ilha de Oahu

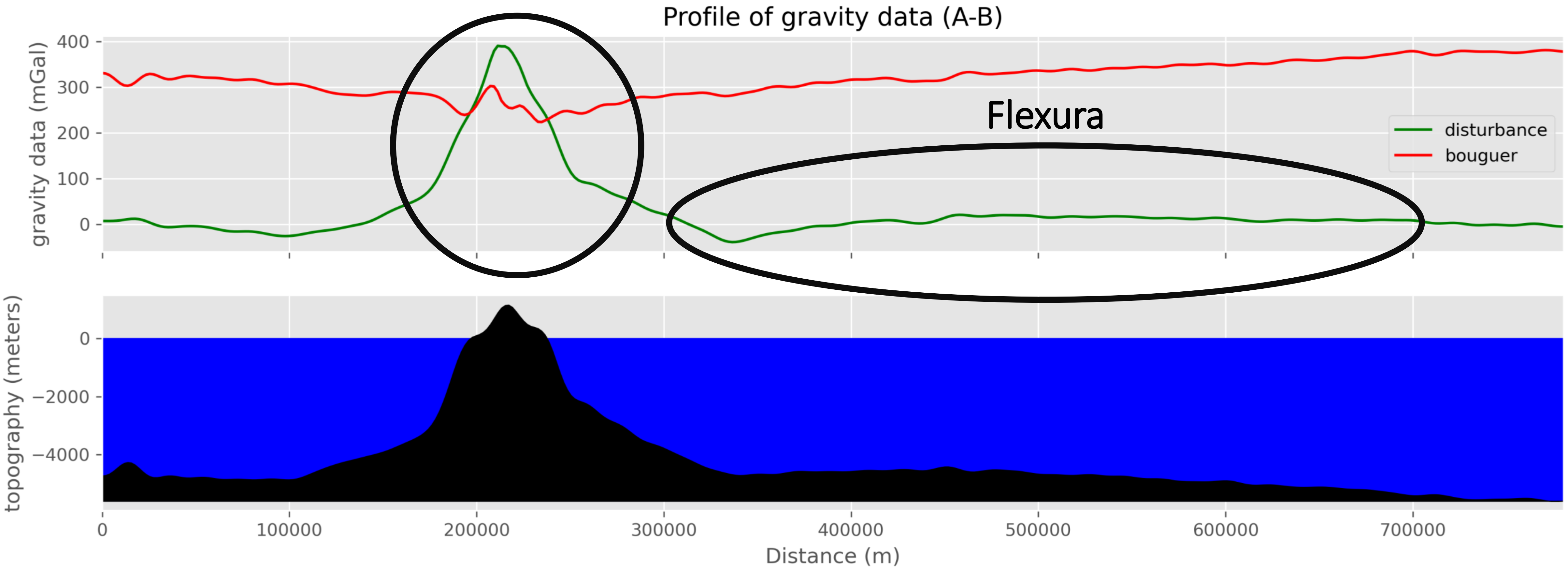


Topography
A
B
−6000 −4000 −2000 0 2000 4000 6000
meters
Gravity disturbance
A
B
−600 −400 −200 0 200 400 600
mGal
Bouguer anomaly
A
B
150 200 250 300 350 400
mGal

Ilha de Oahu

Por que é menos positivo sobre a Ilha?

Está em equilíbrio?



Referências

- Blakely, R. J., 1996, Potential theory in gravity and magnetic applications: Cambridge University Press.
- Hofmann-Wellenhof, B. e H. Moritz, 2005, Physical Geodesy. Springer.

Até a próxima aula!