



P
ARA CONHECER
A TERRA
MEMÓRIAS E NOTÍCIAS
DE GEOCIÊNCIAS
NO ESPAÇO LUSÓFONO

Lopes, F. C., Andrade, A. I.,
Henriques, M. H., Quinta-Ferreira, M.,
Barata, M. T. & Pena dos Reis, R.
Coordenação

A IMPORTÂNCIA DO CONTEXTO TECTÓNICO EM
DESLIGAMENTO ESQUERDO NA MORFOESTRUTURA
DA CALDEIRA VULCÂNICA DA ILHA DE DECEPTION
(NW DA ANTARTIDA)

THE IMPORTANCE OF THE SINISTRAL STRIKE-SLIP
TECTONIC REGIME IN THE MORFO-STRUCTURAL
FRAMEWORK OF DECEPTION ISLAND VOLCANO
CALDERA (NW ANTARCTICA)

F. C. Lopes^{1,2}, A. T. Caselli³, A. Machado¹ & M. T. Barata¹

Resumo – A distribuição e a orientação dos sistemas de fraturas que afetam a ilha de Deception e a geometria alongada da sua caldeira, em forma de uma ferradura ligeiramente deformada em sigmóide, com o eixo maior orientado segundo NW-SE, são típicas de um modelo Riedel induzido pelo cisalhamento simples esquerdo regional. Sugere-se que esta caldeira se formou por um processo vulcanotectónico acima de uma câmara magmática alongada sob o controlo transtensivo regional. A faixa de dobramentos que afeta o glaciário do flanco ENE da ilha, visível ao longo da Costa Recta, poderá ter sido induzida ou favorecida por esta deformação.

Palavras-chave – Antártida; Ilha de Deception; Caldeira vulcânica; Cisalhamento simples sinistral; Deformação Riedel

Abstract – The distribution and orientation of fracture systems that affect Deception island, and the elongated geometry of its volcanic caldera, a horseshoe-shaped slightly warped in sigmoid, with the major axis oriented NW-SE, are typical of a Riedel model induced by a regional

¹ Centro de Geofísica, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Av. Dr. Dias da Silva, 3000-134 Coimbra, Portugal; fcarlos@uct.uc.pt; adrianemachado@yahoo.com.br; mtbarata@gmail.com

² Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal

³ Grupo de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, Dpto.Cs. Geológicas – Fac. Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires; acaselli@gl.fcen.uba.ar

left-lateral simple shear zone. It is suggested that this caldera was formed by a volcano-tectonic process above a magma chamber stretched under the control of the regional transtensional regime. The folds that affect the glacier in the eastern flank of the island, which are visible along the Costa Recta shore-line, may have been induced or favored by this deformation.

Keywords – Antarctica; Deception Island; Volcanic caldera; Left-lateral simple shear; Riedel deformation model

1 – Introdução

A Ilha de Deception ($62^{\circ} 57' S$; $60^{\circ} 37' W$) é uma pequena ilha vulcânica ativa (diâmetro < 15 km), de idade quaternária, (< 780 mil anos; VALENCIO *et al.*, 1979; SMELLIE, 2002; BARALDO *et al.*, 2003), situada na bacia marginal do Estreito de Bransfield (Fossa de Bransfield), que separa o arquipélago das Shetland do Sul da Península da Antártida (Fig. 1). A abertura desta fossa, de orientação NE-SW e com cerca de 500 km de comprimento, parece resultar da conjugação de dois processos: i) bacia transtensiva relacionada com o desligamento esquerdo entre a placa da Antártida e a placa Escocesa (*e.g.*, GONZÁLEZ-CASADO *et al.*, 2000; GINER-ROBLES *et al.*, 2003); ii) processo de “back-arc”, consequente da subducção oblíqua, muito lenta, ou do “roll-back” da antiga placa da Fénix sob a placa da Antártida (*e.g.*, MALDONADO *et al.*, 1994; LAWVER *et al.*, 1995, 1996). A orientação das macroestruturas que definem a morfologia atual da fossa de Bransfield sugere que a bacia corresponde a uma zona de cisalhamento simples sinistra (*e.g.*, MAESTRO *et al.*, 2007), atuada por um campo de tensões com a tensão máxima compressiva horizontal (σ_1) orientada segundo $N30^{\circ}E$. Neste trabalho, procura-se relacionar a geometria alongada da caldeira de Deception com o alongamento da própria câmara magmática por cisalhamento simples condicionado pelo regime tectónico transtensivo regional, por analogia com o proposto por HOLOHAN *et al.* (2008).



Fig. 1 – Enquadramento tectónico regional e localização da Ilha de Deception (adaptado de TORRECILLAS *et al.*, 2012).

2 – Enquadramento Geológico

A estrutura vulcânica e a morfologia da ilha de Deception são controladas, em diversas zonas, por sistemas de falhas e fraturas, inferidas através de estudos geológicos (tectono-sedimentares, estruturais e geomorfológicos), batimétricos e de perfis de reflexão sísmica (e.g., SMELLIE, 1989; LAWVER *et al.*, 1996; GRÁCIA *et al.*, 1997; FERNÁNDEZ-IBÁÑEZ *et al.*, 2005). A análise do campo de fraturas mostra que as estruturas principais estão orientadas segundo NE-SW e NW-SE, seguindo a orientação das macroestruturas que definem a morfologia da fossa de Bransfield. (e.g., REY *et al.*, 1995; GRÁCIA *et al.*, 1996; GONZÁLEZ-CASADO *et al.*, 1999; MAESTRO *et al.*, 2007). Outras orientações observáveis: N-S, NNE-SSW, ENE-WSW a E-W, WNW-ESSE e NNW-SSE. O regime tectónico regional dominante é transtensivo sinistro, com σ_1 de orientação N30°E (Fig. 2).

61

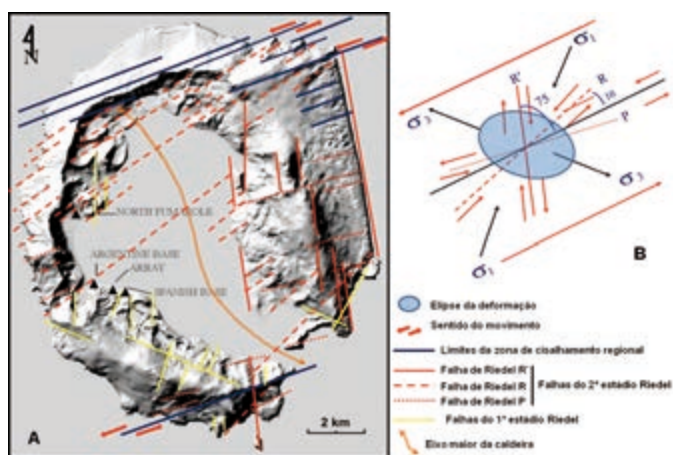


Fig. 2 – Principais alinhamentos estruturais que controlam a morfologia da Ilha de Deception e sua relação com a zona de cisalhamento simples sinistra regional dominante no estreito de Bransfield. A) Principais padrões de alinhamentos estruturais interpretados a partir de um modelo digital de terreno e o sigmóide esquerdo do eixo maior da caldeira vulcânica. Os triângulos negros indicam a localização das principais bases científicas estabelecidas na ilha (imagem de fundo extraída de SNMNH, 2011); B) Comparação com o modelo de deformação Riedel teórico adaptado à direção e ao sentido do movimento da zona de cisalhamento simples regional. σ_1 = tensão compressiva máxima; σ_3 = tensão extensiva máxima.

Os depósitos vulcânicos que atapetam a ilha (Fig. 3) podem ser englobados em dois grandes grupos, de acordo com a evolução vulcanotectónica e considerando apenas um único episódio de colapso (SMELLIE, 2001, 2002; FERNÁNDEZ-IBÁÑEZ *et al.*, 2005): i) Depósitos pré-caldeira (Grupo de Port Foster), maioritariamente constituídos por pillow-lavas, por material resultante de erupções hidrovolcânicas explosivas e por depósitos piroclásticos; ii) Depósitos pós-caldeira (Grupo de Mount Pond), constituídos por piroclastos e depósitos de erupção efusiva, numerosos cones de cinzas e cones de tufos. As erupções históricas ocorreram nos anos de 1842, 1912, 1917, 1967, 1969 e 1970 (ORHEIM, 1971), provocando alterações volumétricas consideráveis e modificações na linha de costa (TORRECILLAS *et al.*, 2012).

A origem da caldeira permanece controversa. Para alguns autores, a grande baía interior (Port Foster) terá resultado do colapso passivo ao longo de falhas ortogonais (e.g., MARTI & BARALDO, 1990); segundo outros, a evolução e o colapso do aparelho vulcânico foi influenciado pelas grandes falhas regionais (SMELLIE, 1989; REY *et al.*, 1995; MARTI *et al.*, 1996; SMELLIE, 2002).

A fase pré-caldeira é representada por rochas efusivas de composição basáltica a andesítica e, na fase pós-caldeira, predominam andesitos basálticos e andesitos, ocorrendo raros dacitos segundo WIT *et al.* (1991) e SMELLIE (2001). As texturas observadas ao microscópio são glomeroporfírica, porfírica, pilotaxítica, traquítica, intergranular e intersertal. Os fenocristais que constituem as rochas são de plagioclase, clino-orto piroxena, olivina, magnetite e ilmenite. A clorite e a calcite ocorrem como minerais secundários. A matriz das rochas é composta por micrólitos de plagioclase, pequenos cristais de piroxena, minerais opacos e ocasionalmente olivina. As rochas apresentam elevado teor de Na_2O (> 4% em peso), incluindo os basaltos, indicando erupções de magmas sódicos que podem ser o resultado de fusões parciais de mantos metassomatizados. O empobrecimento em Cr, Ni, Sr e a presença de anomalias negativas de Eu no diagrama multielementar normalizado pelo padrão condrítico (SUN & MCDONOUGH, 1989) sugerem o fracionamento de clinopiroxena e plagioclase. A diferenciação química é atribuída ao processo de cristalização fracionada, principalmente de plagioclase, clinopiroxena, olivina e magnetite/ilmenite. As rochas são classificadas como subalcalinas e apresentam afinidade toleítica.

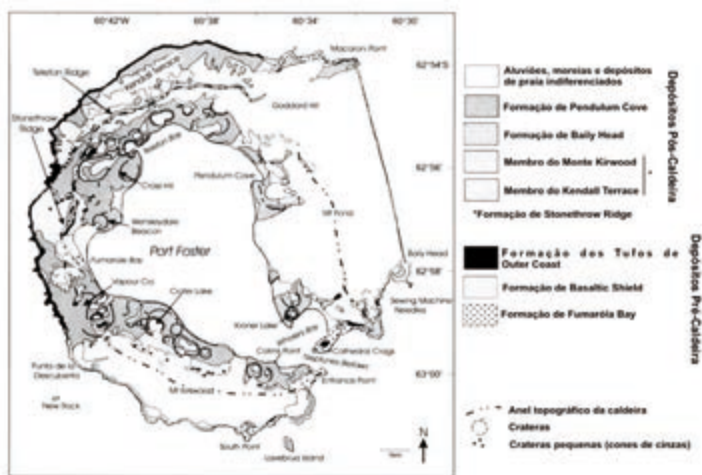


Fig. 3 – Mapa litológico simplificado da Ilha de Deception (adaptado de SMELLIE, 2002).

3 – O colapso da caldeira de Deception em regime de desligamento esquerdo

3.1 – Os corredores de desligamento e o colapso das caldeiras vulcânicas

Os corredores de desligamento regionais podem controlar os movimentos de um magma, deformar os vulcões e provocar a instabilidade das vertentes dos aparelhos vulcânicos

(*e.g.*, MATHIEU *et al.*, 2011). Podem também contribuir para a formação das caldeiras vulcânicas (HOLOHAN *et al.*, 2008), e demonstraram, através de experiências analógicas, que as caldeiras vulcânicas, em contexto tectónico de desligamento, resultam da interação das estruturas associadas à deformação regional com a subsidência vulcano-tectónica, gerada apenas por processos magmáticos/vulcânicos locais como a ascensão e erupção do magma e consequente esvaziamento da câmara magmática por longos períodos, após vários ciclos eruptivos, causando o desequilíbrio do edifício vulcânico. Segundo estes autores, em contextos de desligamento, as caldeiras vulcânicas formam-se por cima de câmaras magmáticas previamente alongadas ou elípticas. Esta geometria da câmara magmática, que se reflete na geometria final da caldeira, terá resultado da sua alongação, por cisalhamento simples, numa fase pré-colapso, mostrando-se estirada e ligeiramente sigmóidal numa direção grosseiramente paralela à da distensão regional (direção do eixo maior da elipse da deformação). O falhamento regional pré-colapso, geralmente resultante da deformação Riedel, tangencial ao centro da câmara magmática, e as falhas associadas aos bordos da câmara, seriam reativadas para acomodar a subsidência do fundo da caldeira. Falhas inversas em anel, formadas na extremidade do eixo de encurtamento, propagar-se-iam em direção ao eixo de alongamento. O colapso dar-se-ia, primeiramente e em pequena dimensão, segundo os flancos em compressão (ao longo do eixo de encurtamento), propagando-se depois, e com maior envergadura, para os flancos em distensão (ao longo do eixo em alongamento). As falhas Riedel R e R' que cortem a zona central, após o colapso, podem servir de condutas para a ascensão e erupção de magma.

3.2 – As evidências

A ilha de Deception possui uma forma em ferradura alongada, com cerca de 15 km de diâmetro, no interior da qual se desenvolveu uma caldeira vulcânica, totalmente inundada (Port Foster). A ilha evoluiu no contexto tectónico regional complexo do estreito de Bransfield, resultante da combinação entre uma bacia de “back-arc” e um regime transtensivo provocado pelo desligamento sinistro ao longo da zona de fratura de Shackleton e a crista da Scotia Meridional (*e.g.*, MAESTRO *et al.*, 2007). No estado atual do conhecimento, é possível apontar algumas evidências que sugerem que a formação da caldeira vulcânica da Deception foi condicionada pelo contexto tectónico regional.

a) A orientação das macroestruturas que definem a morfologia da fossa de Bransfield sugere que esta bacia corresponde a um grande corredor de desligamento regional sinistro, sujeito a cisalhamento simples, atuado por ação de um campo de tensões com σ_1 orientado segundo N30°E;

b) A ilha de Deception possui uma caldeira de forma elíptica, confirmada por tomografia sísmica, com semi-eixos de comprimento 4,5 km e 2,7 km (BEN-ZVI *et al.*, 2009; Fig. 4). O semi-eixo maior, que se estende de Telefon Bay (extremidade NW) a Neptunes Bellows (extremidade SE), tem uma orientação N25-30W e apresenta-se ligeiramente torcido em sigmóide, segundo uma direção grosseiramente paralela à direção da extensão regional (σ_3);

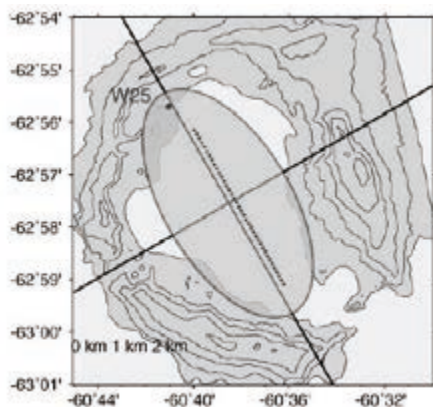


Fig. 4 – Mapa da Ilha Deception que mostra a forma elíptica da sua caldeira (adaptado de BEN-ZVI *et al.*, 2009).

c) A orientação das falhas e lineamentos estruturais observados na ilha (*e.g.*, MAESTRO *et al.*, 2007) podem ser comparados às fraturas de um modelo de deformação Riedel (Fig. 2). Com base na relação geométrica entre a localização e a orientação destas estruturas, é possível distinguir dois estádios de evolução, que se relacionam e interpretam através da rotação anti-horária da ilha de Deception por ação do cisalhamento simples esquerdo regional:

– 1º estágio: as suas estruturas afetam apenas os depósitos vulcânicos mais antigos, localizados no sul da ilha, e exibem as seguintes orientações: falhas sintéticas (R) e antitéticas Riedel (R') com orientação, respetivamente, N-S e WNW-ESE; falhas P com orientação NNE-SSW. Estas orientações não são compatíveis com a orientação atual do campo de tensões na região.

– 2º estágio: as suas fraturas, que afetam a generalidade dos depósitos vulcânicos, exibem as seguintes orientações: falhas sintéticas (R) e antitéticas Riedel (R') com orientação, respetivamente, NE-SW (*ex.*, falhas que limitam a zona mais profunda de Port Foster) e NNW-SSE (*ex.*, falha da Costa Recta); falhas P com orientação ENE-WSW (*ex.*, falha que rejeita a crista de Mount Pond). Estas orientações são compatíveis com a atual orientação do campo de tensões na região.

d) O glaciar que cobre o flanco ENE da ilha exhibe, ao longo da falésia da Costa Recta, uma complexa faixa de dobramentos, cuja vergência parece voltada na direção do semi-eixo menor da caldeira (CASELLI, *comun. pessoal*). Apesar destes dobramentos poderem ser apenas uma consequência do movimento das várias camadas de gelo que constituem o glaciar (glaciotectónica), a sua localização relativamente ao atual campo de tensões permite especular que possam envolver também material rochoso e terem sido induzidos ou favorecidos pela deformação regional.

e) A distribuição espacial das erupções históricas, dentro da caldeira de Port Foster, mostra que a sua idade decresce de SE para NW, o que poderá ser compatível com a rotação anti-horária da ilha.

3.3 – A hipótese

Propõe-se que o colapso da caldeira da Deception se formou por um processo vulcanotectónico acima de uma câmara magmática alongada sob o controlo transtensivo regional, segundo um processo que pode ser explicado através do modelo analógico proposto por HOLOHAN *et al.* (2008) (Fig. 5).

65

1. Rotação anti-horária e conseqüente deformação da câmara magmática da Deception, por ação do cisalhamento simples regional dominante no estreito de Bransfield;
2. O contexto tectónico regional imprime na estrutura da Deception o 1º estágio de deformação de tipo Riedel;
3. A câmara magmática vai rodando na zona de cisalhamento e vai adquirindo uma forma elíptica, com estiramento grosseiramente paralelo à direção da distensão regional (σ_3) e encurtamento segundo a direção da compressão máxima regional (σ_1). Perpendicularmente aos eixos de distensão e compressão máximas, vão-se desenvolvendo, respetivamente, estruturas distensivas e compressivas;
4. A continuação da rotação altera a orientação das estruturas do 1º estágio de deformação Riedel e leva ao desenvolvimento do 2º estágio Riedel;
5. Por ação da combinação do continuado estiramento regional com a fraturação vulcanotectónica, ocorre a subsidência da caldeira, por cima da câmara magmática previamente alongada em sigmóide. O colapso poderá ter-se dado, primeiramente e em pequena dimensão, segundo os flancos em compressão (ao longo do eixo de encurtamento), propagando-se depois, e com maior envergadura, para os flancos em distensão (ao longo do eixo em alongamento).
6. Continuação do cisalhamento regional pós-colapso; as falhas Riedel que cortem a zona central, podem servir de condutas para a ascensão e erupção de magma.

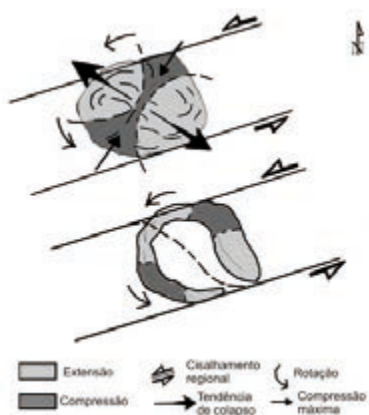


Fig. 5 – Esquema resumindo o possível processo de formação da caldeira da Ilha de Deception.

4 – Considerações finais

66

A subsidência da caldeira da ilha de Deception parece ter sido fortemente controlada pelo tectonismo regional pré-colapso, como realçam as evidências apontadas em 3.2. Pretende-se, num futuro, desenvolver mais estudos que corroborem a hipótese aqui levantada, nomeadamente:

1. Trabalho de campo para: i) observações tectonoestruturais, nomeadamente ao longo da falésia da Costa Recta; ii) medição da orientação da fraturação, nomeadamente a que se apresenta intruída por filões; iii) recolha de amostras;
2. Análises químicas de elementos maiores, traço e terras raras para: i) caracterizar quimicamente as rochas efusivas da fase pré e pós-caldeira e estabelecer relações; ii) realizar o estudo detalhado dos processos de diferenciação magmática atuantes na formação das rochas efusivas;
3. Análises isotópicas de Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb, que serão utilizadas para elaborar um modelo petrogenético para a Ilha Deception;
4. Química mineral para: i) identificar a composição química dos minerais que compõem as rochas efusivas e classificá-los, ii) realizar estudos de geotermometria;
5. Datação K-Ar e U-Pb de rocha total e minerais para estabelecer a cronologia do empilhamento estratigráfico em seções onde as relações de campo são difusas;
6. Modelação analógica no Laboratório de Tectonofísica do Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, para simulação do colapso de uma caldeira vulcânica em regime de cisalhamento esquerdo;
7. Integração de toda a informação obtida nos pontos anteriores num Sistema de Informação Geográfica. A análise num SIG permite simular e analisar cenários sobre a evolução tectónica da Ilha Deception.

Referências Bibliográficas

- BARALDO, A., RAPALINI, A.E., BOHNEL, H. & MENA, M. (2003) – Paleomagnetic study of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Geophysical Journal International*, 153, p. 1–11.
- BEN-ZVI, T., WILCOCK, W. S. D., BARCLAY, A. H., ZANDOMENEGHI, D., IBÁÑEZ, J. M., & ALMENDROS, J. (2009) – The P-wave velocity structure of Deception Island, Antarctica, from two-dimensional seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180, p. 67-80.
- FERNANDEZ-IBANEZ, F., PEREZ-LOPEZ, R., MARTINEZ-DIAZ, J. J., PAREDES, C., GINER-ROBLES, J. L., CASELLI, A. T. & IBÁÑEZ, J. M. (2005). Costa Recta beach, Deception Island, West Antarctica: a retreated scarp of a submarine fault?. *Antarctic Science*, 17, 418–426.
- GINER-ROBLES, J. L., GONZÁLEZ-CASADO, J. M., GUMIEL, P., MARTÍN, S. & GARCÍA, C. (2003) – A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, p. 179–191.

- GONZALEZ-CASADO, J. M., LOPEZ-MARTINEZ, J., GINER, J., DURAN, J. J. & GUMIEL, P. (1999) – Analisis de la microfracturación en la Isla Decepcion, Antártida Occidental. *Geogaceta*, 26, p. 27–30.
- GONZÁLEZ-CASADO, J. M., GINER, J. & LOPEZ-MARTINEZ, J. (2000) – Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28, p. 1043–1046.
- GRACIA, E., CANALS, M., FARRAÑ, M., PRIETO, M. J., & SORRIBAS, J. (1996) – Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula). *Marine Geophysical Research*, 18, p. 429–448.
- GRACIA, E., CANALS, M., FARRAN, M., SORRIBAS, J. & PALLAS, R. (1997) – Central and Eastern Bransfield Basins (Antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data. *Antarctic Science*, 9, p. 168–180.
- HOLOHAN, E. P., WYK DE VRIES, B. & TROLL, V. R. (2008) – Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regime. *Bull. Volcanology*, 70, p. 773–796.
- LAWVER, L. A., KELLER, R. A., FISK, M. R. & STRELIN, J. A. (1995) – Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: active extension behind a dead arc. In: Taylor, B. (eds). Backarc basins: tectonic and magmatism. Plenum Press, Amsterdam, p. 315–342.
- LAWVER, L. A., SLOAN, B. J., BARKER, D. H. N., GHIDELLA, M., VON HERZAEN, R. P., KELLER, R. A., KLINKHAMMER, G. P. & CHIN, C. S. (1996) – Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today*, 6-11, p. 1–6.
- MAESTRO, A., SOMOZA, L., REY, J., MARTÍNEZ-FRIAS, J. & LOPEZ-MARTÍNEZ, J. (2007) – Active tectonics, fault patterns, and stress field of Deception Island: a response to oblique convergence between the Pacific and Antarctic plates. *Journal of South American Earth Sciences*, 23, p. 256–268.
- MALDONADO, A., LARTER, R. D. & ALDAYA, F. (1994) – Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13, p. 1345–1370.
- MARTI, J., & BARALDO, A., 1990 – Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands). *Antarctic Science*, 2, p. 345–352.
- MARTI, J., VILA, J. & REY, J. (1996) – Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica): an example of a volcanic caldera developed by extensional tectonic. In: Mcguire, W. C., Jones, A. P. e Neuberger, J. (eds.). Volcano instabilities on the Earth and other planets. Geological Society of London Special Publications, 10, p. 253–265.
- MATHIEU, L., VAN WYK DE VRIES, B., PILATO, M. & TROLL, V. R. (2011) – The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones: Analogue models and natural examples. *Journal of Structural Geology*, 33, p. 898–906.
- ORHEIM, O. (1971) – Volcanic activity on Deception Island. In: Adie, R.J. (eds.). Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget, Oslo, Norway, p. 117–120.
- REY, J., SOMOZA, L. & MARTINEZ-FRIAS, J. (1995) – Tectonic volcanic and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15, p. 1–8.
- SMELLIE, J. L. (1989) – Deception Island. In: Dalziel, I. W. D., (eds). Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica. 28th International Geological Congress, Field Trip Guide Book. Washington, DC: American Geophysical Union, T180, p. 146–152.
- SMELLIE, J. L. (2001) – Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 13, p. 188–209.
- SMELLIE, J. L. (2002) – Geology. In: Smellie, J. L., Lopez-Martinez, J., et al. (eds.). Geology and Geomorphology of Deception Island. Sheets 6-A and 6-B, 1:25000. BAS GEOMAP series. Cambridge: British Antarctic Survey, p. 11–30.
- SNMNH (Smithsonian National Museum of Natural History) (2011) – Global Volcanism Programme: Deception Island. http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1900-03=&volpage=var#cslp_6802 (acceso em 2012/01/15).

- SUN, S. S. & McDONOUGH, W. F. (1989) – Magmatism in ocean basins. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds.). Geological Society of London Special Publication, 42, 313–345.
- TORRECILLAS, C., BERROCOSO, M., PÉREZ-LÓPEZ, R. & TORRECILLAS, M. D. (2012) – Determination of volumetric variations and coastal changes due to historical volcanic eruptions using historical maps and remote-sensing at Deception Island (West-Antarctica). *Geomorfology*, 136, p. 6-14.
- VALENCIO, D. A., MENDIA, J. E. & VILAS, J. F. (1979) – Paleomagnetism and K–Ar age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica. *Earth & Planetary Science Letters*, 45, p. 61–68.
- WIT, H. E., VAN ENST, J. W. A. & LABAN, L. (1991) – Deception Island Volcanism (South Shetland Islands, Antarctica): Results from Thin-Section Investigations. *Polarforschung*, 59, p. 173-178.