

Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida Occidental

Micro-fracture patterns in Deception Island, Western Antarctica

J.M. González-Casado(*), J. López-Martínez(*), J. Giner(*), J.J. Durán(**) y P. Gumiel(**)

(*) Dpto. de Q.A., Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.
(**) Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas 23. 28003 Madrid.

ABSTRACT

The micro fracture patterns in Deception Island, an active shield volcano located in the Bransfield Strait, Antarctic Peninsula region, are studied here for the first time. 143 faults have been measured in five sites along the island, three main trends NE-SW, E-W and NW-SE have been established. The average trend of all the measured faults is N46°E. The faults are several meters long and produce small displacement of the pyroclastic layers (up to some tens of centimetres). All of them have a dip higher than 60°, showing in general a normal sense of movement. This orientation, subparallel to the Bransfield Basin axis, seems to be related to the caldera formation as well as with the subsequent tectonic deformation. These faults are related to a NW-SE extension, compatible with the tectonic setting of this area. The NW-SE faults show directional movement, then they represent, probably, transfer faults of the former group. A small set of normal faults trending E-W has also been measured.

Key words: fracture analysis, active stress field, shield volcano, Deception Island, Antarctica

Geogaceta, 26 (1999), 27-30
ISSN: 0213683X

Introducción

La Isla Decepción está localizada en el Estrecho de Bransfield, una cuenca marginal ensiálica muy joven (< 2 Ma), situada entre la Península Antártica y el archipiélago de las Shetland del Sur (Figs. 1a y 1b). Esta isla es la parte superior de un volcán en escudo muy joven y todavía activo; cuyas últimas erupciones tuvieron lugar en 1967, 1969 y 1970. Morfológicamente, el edificio volcánico se caracteriza por la presencia de una gran caldera de hundimiento, cuya parte central está inundada en la actualidad por el mar.

El proceso de extensión cortical que genera la Cuenca de Bransfield parece estar relacionado con la zona de subducción situada al NO de las Islas Shetland del Sur (Fig. 1b), límite de placas que permitió la convergencia entre las placas Antártica y Drake (e.g. Tanner *et al.*, 1982; Dalziel, 1984) durante los últimos 200 Ma (Fig. 1b). En el momento actual, el probable cese del movimiento de convergencia entre estas dos placas, permite que pueda tener lugar un proceso de hundimiento pasivo de la corteza oceánica (*slab rollback*, Lawver *et al.*, 1996), el cual conlleva el desplazamiento de la zona de fosa oceánica hacia el NO que, por tanto, produciría la extensión de la corteza situada al SE, es decir, en el Estrecho de Bransfield.

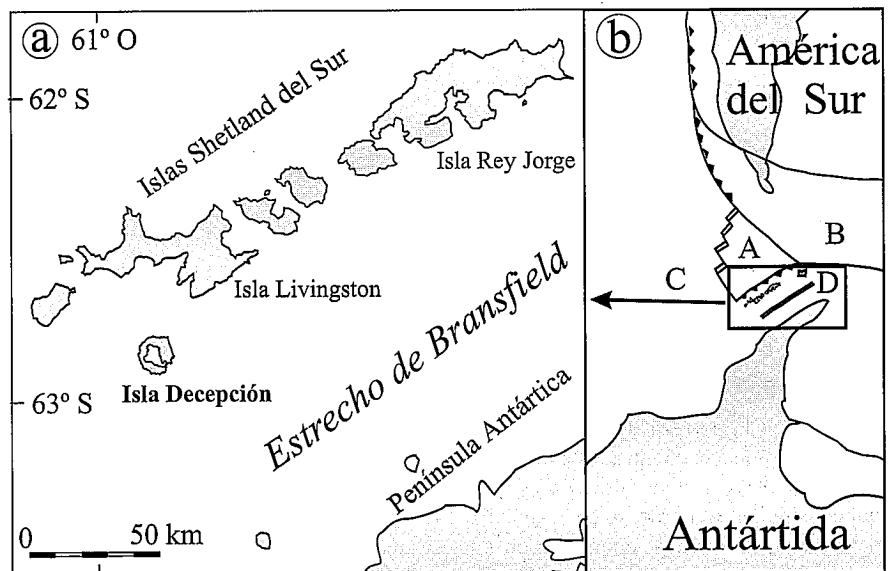


Fig. 1.- a: Situación geográfica del área de estudio. b: Esquema tectónico regional. A = Placa Drake, B = Placa Sandwich, C = Placa Antártica, D = Cuenca de Bransfield.

Fig. 1.- a: Location map of the studied area. b: Regional tectonic framework. A = Drake Plate, B = Sandwich Plate, C = Antarctic Plate, D = Bransfield Basin.

Existe una cierta controversia sobre la existencia de una corteza oceánica incipiente en la zona axial de la Cuenca de Bransfield. La batimetría de esta cuenca (e.g. Gràcia *et al.*, 1996; Lawver *et al.*, 1996; Canals *et al.*, 1997) muestra la existencia de numerosas estructuras volcánicas submarinas alargadas en dirección

NE-SO (Fig. 2). Por otro lado, los perfiles sísmicos (e.g. Prieto *et al.*, 1997) reflejan además la existencia de numerosas fallas normales NE-SO, que permiten calcular que la extensión en la zona superficial de la corteza está próxima al 25% (González-Casado *et al.*, 1997). Sin embargo, los datos geofísicos (sísmica y gravimetría)

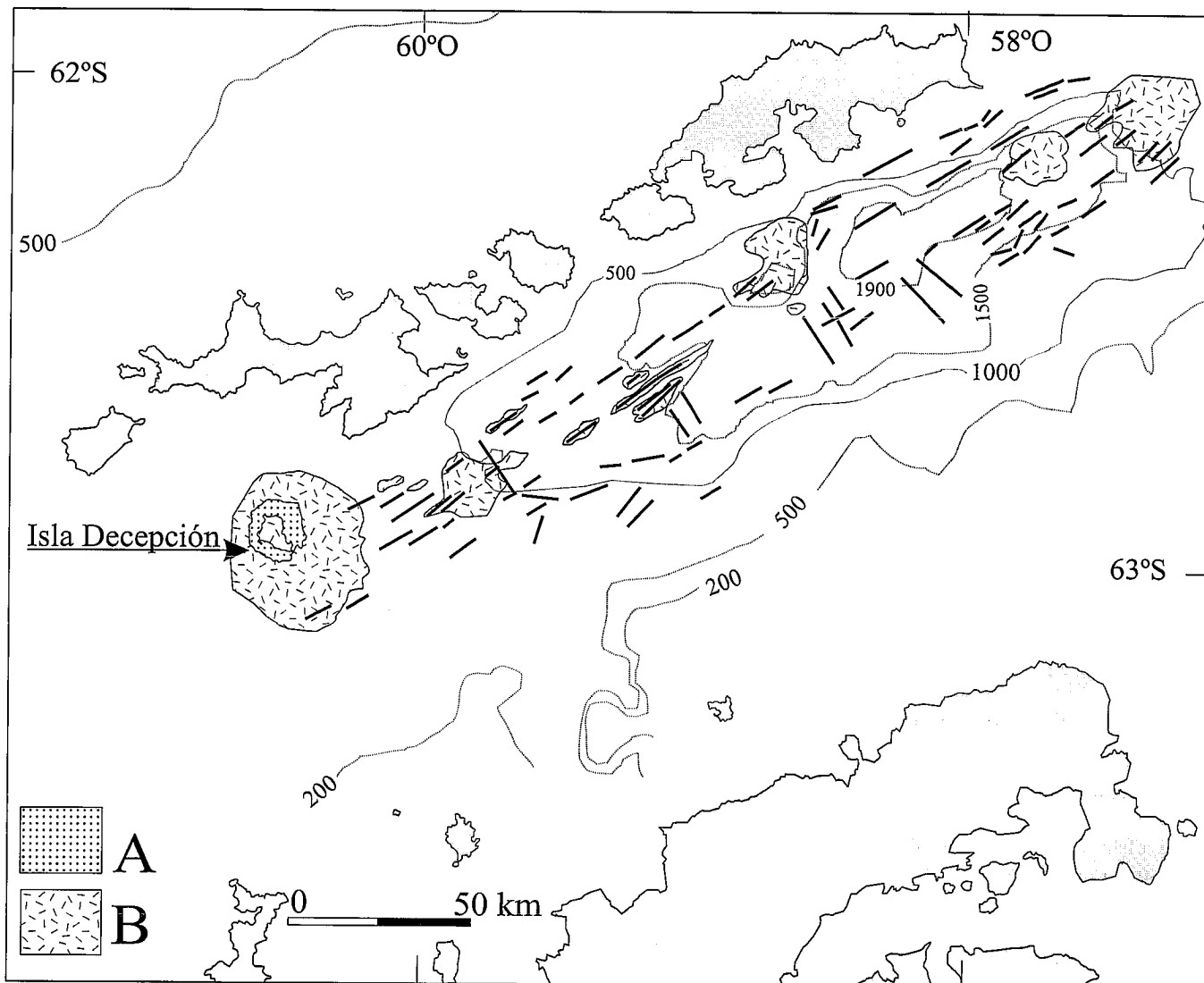


Fig. 2.- Esquema morfoestructural de la región central de la Cuenca de Bransfield (basado en Gràcia *et al.*, 1996). A = Edificios volcánicos subaéreos. B = Edificios volcánicos submarinos. Las líneas gruesas representan fallas deducidas. Las líneas finas representan la profundidad en metros.

Fig. 2.- Morfostructure of the Central Bransfield Basin. A = Subaerial volcanoes. B = Submarine volcanic edifices. Wide-lines represent deduced faults. Thin-lines represent depth (in meters).

indican que la corteza de la Cuenca de Bransfield no se encuentra excesivamente adelgazada (e.g. Ashcroft, 1972) y que, por consiguiente, el proceso de formación de corteza oceánica se encuentra en un estado muy incipiente o todavía no ha comenzado (Lawver *et al.*, 1996).

El edificio volcánico de la Isla Decepción se localiza sobre, o en la prolongación, (Fig. 2) del eje de expansión de la Cuenca de Bransfield. Por tanto, el análisis de las fracturas existentes en esta isla aportará, entre otras cosas, información sobre la evolución tectónica reciente de dicha cuenca.

Geología de la Isla Decepción

Los materiales que afloran hoy en día en la Isla Decepción son mayoritariamente depósitos piroclásticos, siendo las

coladas de lava muy escasas. Casi todos ellos tienen una composición andesítica, aunque también se encuentran en mucha menor medida, basaltos, andesitas basálticas y dacitas (Aparicio *et al.*, 1997). Estos materiales están en muchos casos muy alterados (palagonitizados). Según los datos magnetoestratigráficos (Valencio *et al.*, 1976) la edad de estos materiales es menor de 0,75 Ma ya que todos ellos presentan polaridades magnéticas positivas. Las dataciones radiométricas de algunas rocas (K-Ar, Keller *et al.*, 1991) dan valores de 0,2 Ma.

La caldera de hundimiento presente permite agrupar a los materiales volcánicos que forman la isla en dos grandes unidades litológicas: los depósitos pre-caldera y los post-caldera (e.g. Tanner *et al.*, 1982; Dalziel, 1984; Smellie *et al.*, 1997).

Los datos sobre fracturación en la isla son escasos. Algunos autores han propuesto la existencia de fallas concéntricas, en anillo, asociadas con la formación de la caldera (e.g. Hawkes, 1961; Baker *et al.*, 1975; Birkenmajer, 1992) mientras que otros asocian esta estructura con la actividad de fallas extensionales, de carácter regional y de orientación NE-SO (e.g. Smellie, 1989; Ortiz *et al.*, 1992; Rey *et al.*, 1990 y 1995; Smellie *et al.*, 1997). Sin embargo, no hay hasta el momento datos de medidas sistemáticas de fracturas en los materiales volcánicos. Las principales evidencias concretas de la existencia de fracturas NE-SO derivan de la interpretación de los datos sísmicos submarinos de Puerto Foster (Fig. 3a) (Rey *et al.*, 1990 y 1995; Martí *et al.*, 1996) y de la cartografía geológica

(Smellie y López-Martínez, en prensa) y geomorfológica (López-Martínez *et al.*, en prensa).

Análisis de la fracturación

Tras un estudio de campo detallado de una buena parte de los afloramientos de rocas volcánicas descubiertos de hielo y nieve, se han podido determinar las orientaciones de 143 fallas, en 5 estaciones de medida situadas en diferentes lugares de la isla (Fig. 3). Las estaciones están localizadas en los dos lados de la costa interior de la caldera (estaciones D3 y D4), la costa noroeste (D1 y D2) y la costa este (D5). El pequeño número de estaciones donde se han localizado fallas y fracturas se debe a varios factores, entre ellos la naturaleza poco cohesiva de los materiales volcánicos que muchas veces no reflejan la fracturación, la existencia de abundantes depósitos recientes (< 100 años) y la dificultad de acceso a algunos afloramientos. No obstante, dado el elevado número de fallas medidas y la separación entre las estaciones (Fig. 3), consideramos que estos datos son una muestra estadísticamente representativa de la fracturación acaecida en esta zona. Todas las fracturas medidas afectan a materiales volcánicos post-caldera. En su mayoría corresponden a pequeñas fallas que desplazan los niveles estratificados de piroclastos, aunque también se han medido algunas microfracturas que afectan a materiales lávicos (estación D2) y algunas estructuras mayores.

El análisis de los datos obtenidos pone de manifiesto las siguientes características generales de las fracturas. En todos los casos el buzamiento de las fallas es muy elevado; la mayoría tiene un buzamiento mayor de 60° (media = 68°). El movimiento aparente de las fallas es habitualmente normal o normal direccional, siendo los desplazamientos aparentes producidos en las capas piroclásticas, en general, pequeños, entre algunos centímetros y pocos decímetros. Las fallas presentan una continuidad lateral mínima de varios metros y un espaciado métrico o menor (Fig 4). Es frecuente encontrar fallas normales conjugadas con simetría monoclinica (modelo de fracturación de Anderson). Debido a la naturaleza de los materiales afectados, en muchos casos ha sido imposible localizar estrías de falla y establecer la dirección y sentido de desplazamiento de las fallas.

La dirección media de las fracturas analizadas es N46°E (Fig. 3b). Esta orientación de las fallas está especialmente marcada en ambos lados de la zona de hundimiento de la caldera (estaciones D4 y D3), donde pre-

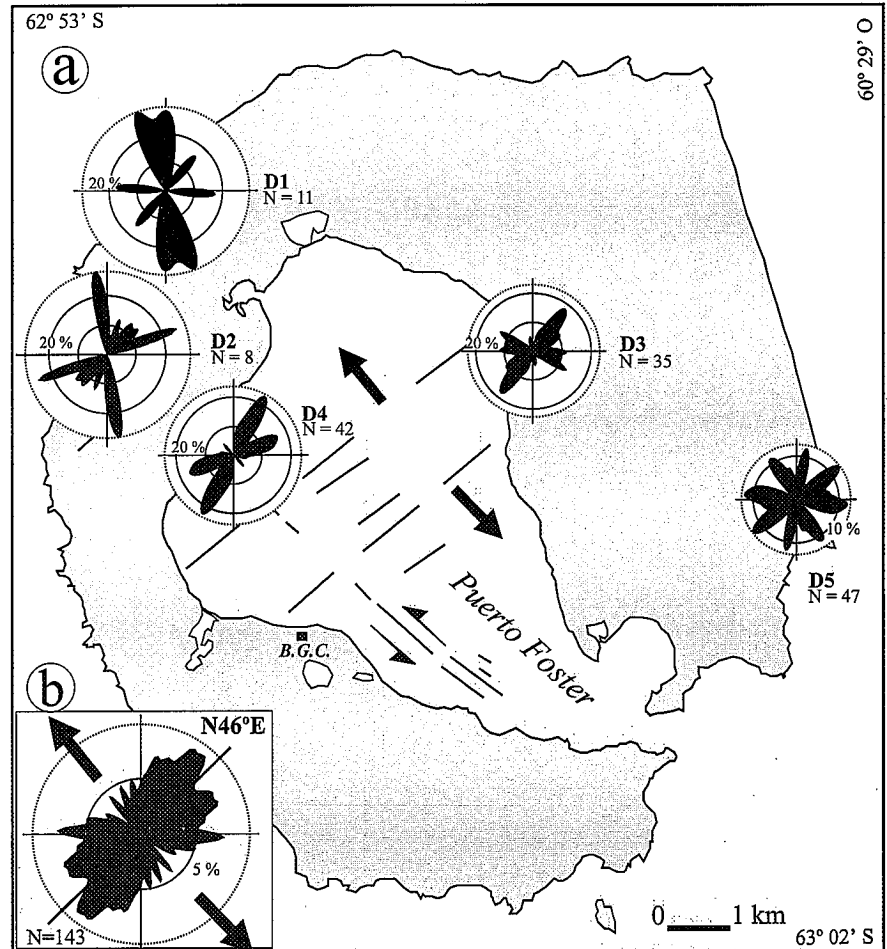


Fig. 3.- a: Localización de los puntos de medida de fallas en la Isla Decepción. Se han representado diagramas de rosas de direcciones para cada punto (Los intervalos en los diagramas representan porcentajes del 10%, N = número de fallas medidas). Dentro de la caldera se han dibujado las fallas deducidas de los perfiles sísmicos (basado en parte en Rey *et al.*, 1990). b: Rosa de direcciones de todas las fallas observadas (media N46°E). Las flechas en ambos gráficos indican el sentido de movimiento propuesto. B.G.C. = Base Gabriel de Castilla.

Fig. 3.- a: Location of measurement sites in Deception Island. On each site the orientation of all fault categories has been represented (intervals in the rose diagrams represent percentage of 10%, N = number of measured faults). Inside the caldera the faults deduced from marine seismic studies has been drawn (based on part in Rey *et al.*, 1990). b: Rose diagram for all measured faults (average N46°E). Arrows in both draws represent the proposed fault sense of movements. B.G.C. = Gabriel de Castilla station.

dominan las fallas orientadas aproximadamente N40°E y N50°E, esto es, subparalelas a la dirección del eje de la Cuenca de Bransfield y a las fallas submarinas localizadas en el interior de la caldera (Rey *et al.*, 1990 y 1995; Martí *et al.*, 1996). Tomando en consideración que estas fallas suelen producir un desplazamiento normal en las capas de piroclastos, cabe deducir una dirección de extensión NO-SE, es decir, concordante con la expansión en la Cuenca de Bransfield. Es de destacar también la existencia de otra familia de fracturas aproximadamente normales a las anteriores (NO-SE), que en el campo suelen presentar movimientos direccionales más marcados y que podrían representar fallas de transferen-

cia con respecto a las anteriores. Estas fracturas también se observan en la cartografía submarina de la Cuenca de Bransfield (Fig. 2). Es importante destacar también la existencia de otro grupo de fracturas orientadas alrededor del eje E-O (Fig. 3b) que probablemente representan una extensión más norteada.

Discusión y conclusiones

No se han observado fallas concéntricas alrededor de la caldera. Las orientaciones y distribución de las fracturas medidas parecen apoyar la hipótesis de que la formación de esta caldera volcánica y las deformaciones posteriores están asociadas con fallas orientadas mayorita-



Fig. 4.- Fallas con componente direccional que afectan a materiales piroclásticos.

Fig. 4.- Volcanoclastic deposits cross cut by directional faults.

riamente NE-SO, subparalelas al eje de la Cuenca de Bransfield y que producen una extensión NO-SE, concordante con la evolución tectónica regional. Probablemente, las fallas orientadas NO-SE, de carácter más direccional, representan dentro de este esquema geodinámico las fallas de transferencia del grupo anterior. Se observan también otras direcciones de fracturas, especialmente las E-O, que implicarían una extensión N-S, pero cuyas relaciones cronológicas con las estructuras NE-SO no ha podido ser establecidas por el momento.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. Enrique Serrano, así como a las tripulaciones de la base Gabriel de Castilla y del BIO Hespérides la ayuda prestada durante las campañas de campo. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos ANT94-0666 y ANT98-0225 de la CICYT.

Referencias

Aparicio, A., Risso, C., Viramonte, J.G., Menegatti, M., y Petrinovic, I. (1997): *Bol.*

- Geol. Min.*, 108-3: 235-258.
- Ashcroft, W. (1972): *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 66.
- Baker, P. E., McCreath, I., Harvey, M. R., Robol, M. J. y Davies, T. G. (1975): *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 78.
- Birkenmajer, K., (1992): *Stud. Geol. Polon.*, 101: 27-82.
- Canals, M., Gràcia, E. y GEBRA Group (1997): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 93: 53-61
- Dalziel, I. W. D. (1984): *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 200: 32pp.
- González-Casado, J.M., Lopez-Martínez, J., Durán J.J. y Bergamín, J.F. (1997): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 93: 181-188
- Gràcia, E., Canals, M., Farrán, M., Prieto, M.J., Sorribas, J. y GEBRA team. (1996): *Mar. Geophys. Res.*, 18: 429-448.
- Hawkes, D.D. (1961): *Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Reports*, 27.
- Keller, R. A., Fisk, M.R., White, W.M. y Birkenmajer, K. (1991): *Earth Planet. Sci. Letters*, 111: 287-303.
- Lawver, L.A., Sloan, B.J., Barker, D.H.N., Ghidella, M., Von Herzen, R.P., Keller, R.A., Klinkhammer, G.P. y Chin, C.S. (1996): *Geol. Soc. Amer. Today*, 6-11: 1-6.
- López-Martínez, J., Serrano, E., Rey, J. y Smellie, J.L. (en prensa): *Geomorphological Map of Deception Island*. BAS Geomap Series, 7B.
- Martí, J., Vila, J. y Rey, J. (1996): In: *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 110: 253-265.
- Ortiz, R., Vila, J., García, A., Camacho, A.G., Diez, J.L. Aparicio, A., Soto, R., Viramonte, J.G., Risso, C., Menegatti, M., y Petrinovic, I. (1992): In: *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Terrapub. Tokyo. 153-161.
- Prieto, M. J., Canals, M., Ercilla, G., Gràcia, E. y De Batist, M. (1997): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 93: 73-84.
- Rey, J., De Andres, J.R. y Fernández López J.M. (1990): *Actas III Simposium Español de Estudios Antárticos*, 258-270. CICYT, Madrid.
- Rey, J., Somoza, L. y Martínez-Frias J. (1995): *Geo-Mar. Lett.*, 15: 1-8.
- Smellie, J.L. (1989): In: *Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica*, 28th Inter. Geol. Congr. Field Trip Guidebook, T180: 146-152.
- Smellie, J.L., López-Martínez, J., Rey, J. y Serrano, E. (1997): In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica Pub. Siena. 1195-1198.
- Smellie, J.L. y López-Martínez, J. (en prensa): *Geological Map of Deception Island*. BAS Geomap Series, 7A.
- Tanner, P.W.G., Pankhurst, R.J., y Hyden, G. (1982): *Jour. Geol. Soc. (London)*, 139: 683-690.
- Valencio, D.A., Mendiá, J.E. y Vilas, J.F. (1979): *Earth Planet. Sci. Letters*, 45: 61-68.