

5.3 Condiciones óxido-reductoras en agua intersticial de canales y fiordos australes

Luis Pinto

Departamento de Oceanografía. Universidad de Concepción
E-mail: luispinto@udec.cl

El desarrollo de diversas actividades económicas en el borde costero puede originar un incremento de la carga orgánica y nutrientes que llegan a los canales y fiordos interiores. Entre otros, el efecto de la deforestación, erosión y cambio de bosque nativo por tierras cultivables y de uso ganadero, actividad minera (Ahumada, 1998), residuos líquidos industriales y aportes de aguas servidas de las comunidades ribereñas pueden producir alteraciones en la calidad de los cuerpos de agua, alteraciones tróficas o nutritivas en el ambiente y alteraciones del hábitat. La acuicultura intensiva, como la salmonicultura en los canales y fiordos con baja circulación, puede causar también una disminución de la concentración de oxígeno disuelto por la proliferación de microalgas y acumulación de materia orgánica en el fondo marino (Henderson *et al.*, 1997).

Una característica especial de los canales y fiordos chilenos es la presencia de oxígeno disuelto en toda la columna de agua (Silva *et al.*, 1997), a diferencia de algunos fiordos del hemisferio norte que poseen condiciones anaeróbicas a nivel de la interfase agua/sedimento e incluso en aguas suprayacentes, como es el caso de Saanich Inlet en Canadá (Presley *et al.*, 1972) y los fiordos Framvaren (Landing & Westerlund, 1988) y Nordåsvannet en Noruega (Müller, 2002).

Las concentraciones mínimas de oxígeno disuelto encontradas por Silva *et al.* (1997) fueron menores de $4 \text{ mL}\cdot\text{L}^{-1}$ a profundidades mayores de 100 m en los canales Jacaf, Puyuguapi-Ventisquero, boca del Guafo, sector sur del golfo Corcovado y canal Moraleda, con un mínimo de $1,5 \text{ mL}\cdot\text{L}^{-1}$ en el Puyuguapi. Estos autores señalan que los bajos niveles de oxígeno disuelto que ingresan a los canales interiores, provienen de la zona oceánica adyacente mediante un forzante advectivo, co-

rrespondiendo a remanentes del mínimo de oxígeno disuelto ecuatorial subsuperficial.

Por otra parte, la oxigenación permanente de los fiordos sugiere que el detrito orgánico autóctono producido por la biomasa planctónica, es degradado y oxidado en condiciones aeróbicas. Distinto es el caso de la materia orgánica de origen terrestre (alóctono) que llega a los canales y fiordos, aparentemente de carácter refractario depositándose en el estrato sedimentario. Por lo menos, existen tres líneas de evidencia que apoyan esta hipótesis. Primero, Silva *et al.* (1997) registraron concentraciones cercanas a $2,5 \text{ mL}\cdot\text{L}^{-1}$ en la cabeza del fiordo Aysén, lo que implica que el material orgánico terrígeno más lábil ha sido oxidado en aguas del río Aysén antes de ingresar a la zona estuarina. Segundo, un análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en los sedimentos superficiales de la bahía Acontilada (cabeza del fiordo Aysén), revela que casi un 90% del contenido orgánico total tiene su origen en la vegetación terrestre (Pinto & Bonert, 2005). Tercero, el principal componente lipídico en la matriz sedimentaria en la cabeza del fiordo Aysén, corresponde a una serie homóloga de hidrocarburos alifáticos con más de 23 carbonos (Pinto & Bonert, 2005), que representan biomarcadores de origen foliar de plantas terrestres (Kolattukudy, 1976).

Cuando el contenido de carbono orgánico que se deposita en los sedimentos superficiales costeros es superior a 1,5%, el proceso de degradación de la materia orgánica consume rápidamente el oxígeno disuelto en las aguas intersticiales y el proceso de sulfato reducción adquiere un rol significativo, dadas las características termodinámicas del sistema (Froelich *et al.*, 1979) y el alto valor de concentración de sulfato presente en el agua de mar ($\approx 28 \text{ mM}$). Sin embargo, la presencia de óxidos de manganeso y principalmente óxidos de hierro de tipo coloidal (oxi-hidróxidos de hierro), preceden en términos

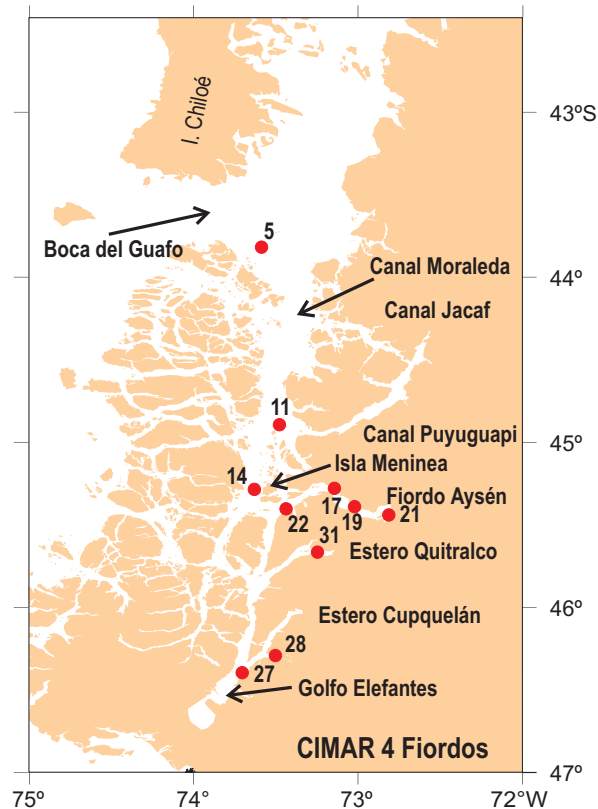


Figura 1: Posición geográfica de las estaciones de muestreo de sedimentos para la determinación de Hierro y Manganeseo reducido en agua intersticial.

de la energía libre de Gibbs, al ion sulfato como aceptor terminal de electrones (Froelich *et al.*, 1979; Canfield, 1989). Estos minerales provienen de procesos erosivos terrestres y son transportados fluvialmente hasta la zona costera donde son reducidos a Mn(II) y Fe(II) durante los procesos bacterianos disimilativos en condiciones de suboxia/anoxia (+50 a -50 mV de potencial redox) (Froelich *et al.*, 1979). De esta manera la reducción de hierro y manganeso produce su removilización desde la fase sólida a la fase acuosa en las aguas intersticiales de los sedimentos, lo que aparece como máximos subsuperficiales en perfiles de Fe(II) y Mn(II) en aguas costeras (Pinto & Rivera, 2003).

Durante la campaña CIMAR 4 Fiordos, se tomaron muestras de agua intersticial en diversos canales y fiordos (Fig. 1), para determinar el tipo de perfiles de Fe y Mn producidos por la degradación de la materia orgánica en los sedimentos superficiales. Estos perfiles presentaron diferen-

tes patrones que demuestran la diversidad de ambientes que se pueden encontrar en los fondos de los canales interiores y fiordos. Las mayores concentraciones de hierro reducido se observaron en el fiordo Aysén, con valores superiores a 1.500 μM en bahía Acantilada (Pinto & Rivera, 2006). En esta estación no sólo llama la atención las altas concentraciones sino también la posición de este máximo que se observa en la interfase agua/sedimento sugiriendo la ausencia de oxígeno disuelto en los sedimentos desde el primer centímetro. Esta observación estaría indicando que la capacidad del sistema para oxidar la materia orgánica en condiciones aeróbicas estaría en un punto crítico.

Una situación similar parece existir en el fiordo Saguenay en Canadá, debido al incremento de la actividad antropogénica en la zona ribereña de este cuerpo de agua. Aunque la columna de agua del fiordo permanece oxigenada, la capacidad reductiva de los sedimentos es tal, que el oxígeno es utilizado totalmente en los primeros milímetros del sedimento (Louchouart *et al.*, 1997). Mucci & Edenborn (1992) detectaron la presencia de sulfuro de hidrógeno (H_2S) en aguas intersticiales cercanas a la interfase agua/sedimento como producto de la degradación anaeróbica de la materia orgánica por la sulfato reducción. Un análisis independiente de lignina en estos sedimentos (Louchouart *et al.*, 1997), demostró la presencia principalmente de restos de corteza de gimnospermas (coníferas), que los autores asocian a un aumento de la descarga de residuos sólidos de plantas de celulosa en la zona.

La dinámica y condiciones naturales del cuerpo de agua determinan la magnitud y tipo de efecto que puede producir un aumento de la carga orgánica sobre el recurso hídrico. Aún es escasa la información existente en el área y se requiere de mediciones estacionales para determinar si un mayor aporte de detrito orgánico sobre los fondos puede producir condiciones de anoxicidad en la interfase agua/sedimento llevando a modificaciones permanentes en la diversidad bentónica.

Aparentemente, una serie de procesos y mecanismos biológicos y físicos como bioperturba-

ción, bioirrigación, corrientes de marea, vientos y procesos advectivos, como también la calidad de la materia orgánica de origen terrestre favorecen la aireación de la columna de agua en la zona de canales y fiordos en general (Rojas & Silva, 2003), salvo en algunos puntos donde estas características pueden ser transitoria o permanentemente amortiguadas. Los sistemas de aguas interiores presentan una mayor variabilidad en los flujos de carbono y nutrientes que los sistemas costeros abiertos, debido a la importante contribución de agua dulce y materia orgánica terrestre que puede variar estacionalmente.

Los perfiles de Fe(II) y Mn(II) son una herramienta geoquímica confiable que permite demarcar en forma inequívoca la presencia de una redoclina en aguas intersticiales de sedimentos recientes (Van Cappellen & Wang, 1996). Los ciclos de hierro y manganeso están ligados al ciclo del azufre a través de la sulfato reducción (Sorensen & Jorgensen, 1987), mecanismo importante en la degradación de la materia orgánica en sedimentos costeros de Chile (Thumdrup & Canfield, 1996).

Referencias

- Ahumada, R. 1998. Metales traza en los sedimentos del seno Aysén: línea de base y alteraciones ambientales. *Cienc. Tecnol. Mar*, 21: 75-88.
- Canfield, D. E. 1989. Reactive iron in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 619-632.
- Froelich, P. N., G. P. Klinkhammer, M. L. Bender, N. A. Luedtke, G. R. Heath, D. Cullen, P. Dauphin, D. Hammond, B. Hartman & V. Maynard. 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1.075-1.090.
- Henderson, R, D. Forrest, K. Black & M. Park. 1997. The lipid composition of sealoch sediments underlying salmon cages. *Aquaculture*, 158: 69-83.
- Kolattukudy, P. 1976. *Chemistry and biochemistry of natural waxes*. Elsevier, New York, pp. 220.
- Landing, W. M. & S. Westerlund. 1988. The solution chemistry of iron(II) in Framvaren Fjord. *Mar. Chem.*, 23: 329-343.
- Louchouart, P., M. Lucotte, R. Canuel, J. Gagne & L. Richard. 1997. Sources and early diagenesis of lignin and bulk organic matter in the sediments of the lower St. Lawrence Estuary and the Saguenay Fjord. *Mar. Chem.*, 58: 3-26.
- Mucci, A. & H. M. Edenborn. 1992. Influence of an organic-poor landslide deposit on the early diagenesis of iron and manganese in a coastal marine sediment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 3.909-3.921.
- Müller, A. 2002. Pyritization of iron and trace metals in anoxic fjord sediments (Nordåsvannet Fjord, Western Norway). *App. Geochem.*, 17: 923-933.
- Pinto, L. & C. Bonert. 2005. Origen y distribución espacial de hidrocarburos alifáticos en sedimentos de seno Aysén y canal Moraleda, Chile austral. *Cienc. Tecnol. Mar*, 28 (1): 35-44
- Pinto, L. A. & C. Rivera. 2003. Distribution of Fe(II) and Mn(II) in porewaters of Concepción Bay and continental shelf during the "El Niño 1997-1998" Event. *J. Chil. Chem. Soc.*, 48: 31-35.
- Pinto, L. & C. Rivera. 2006. Distribución de hierro y manganeso reducido en aguas intersticiales entre boca del Guafo (44°S) y golfo Elefantes (46,5°S), Chile Austral. *Cienc. Tecnol. Mar*, 29(1): 15-33.
- Presley, B. J., Y. Kolodny, A. Nissenbaum & I.R. Kaplan. 1972. Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia. II. Trace element distribution in interstitial water and sediment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36: 1.073-1.090.
- Rojas, N. & N. Silva. 2003. Distribución espacial de textura, C y N en sedimentos recientes en canales y fiordos chilenos. golfo Corcovado (43° 50' S) a golfo Elefantes (46° 30' S), Chile. *Cienc. Tecnol. Mar*, 26: 15-31.
- Silva, N., C. Calvete & H. Sievers. 1997. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre Puerto Montt y laguna San Rafael (Cruce CIMAR-Fiordo 1). *Cienc. Tecnol. Mar*, 20: 23-106.
- Sorensen, J. & B. Jorgensen. 1987. Early diagenesis in sediments from danish coastal waters: Microbial activity and Mn-Fe-S geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 1.583-1.590.
- Thumdrup, B. & D. E. Canfield. 1996. Pathways of carbon oxidation in continental margin sediments off central Chile. *Limnol. Oceanogr.*, 41: 1.629-1.650.
- Van Cappellen, P. & Y. Wang. 1996. Cycling of iron and manganese in surface sediments: A general theory. *Amer. J. Sci.*, 296: 197-243.