

VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CIUDAD DE LA PLATA DURANTE EL PERÍODO 1909-2007: TENDENCIAS Y FLUCTUACIONES CUASIPERIODICAS

Pablo L. Antico^{1,2} y Nora C. Sabbione¹

¹Departamento de Sismología e Información Meteorológica, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata. pantico@fcaglp.unlp.edu.ar, nora@fcaglp.unlp.edu.ar
Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Provincia de Buenos Aires

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

RESUMEN

La variabilidad de la serie temporal de totales mensuales de precipitación de la estación meteorológica La Plata Observatorio es analizada mediante la técnica conocida como SSA (del inglés, Singular Spectrum Analysis) durante el período 1909-2007. Los resultados muestran oscilaciones con períodos dominantes de 4–5 años y otra menor de ~3 años. También se detecta una tendencia creciente que se acentúa durante la segunda mitad del período. Existen también oscilaciones con períodos de 7–8 años, aunque no resultan estadísticamente significativas. El análisis de las series de precipitación por semestres y trimestres muestra que las oscilaciones de 3–5 años aún persisten durante todo el año. En cambio, la tendencia corresponde solamente al semestre cálido. Se calculan coeficientes de correlación lineal entre las series de precipitación y las del Índice de la Oscilación del Sur (SOI). En particular, los resultados indican que, durante los eventos El Niño (La Niña) la precipitación tiende a ser mayor (menor) que el promedio durante octubre–marzo. La relación mejor definida ocurre entre los totales de octubre–diciembre y el valor del SOI durante julio–septiembre del mismo año.

Palabras clave: precipitación, SSA, ENOS, variabilidad climática, La Plata.

ABSTRACT

The variability of the time series of monthly precipitation totals of La Plata Observatorio is analyzed for the period 1909–2007. The analysis is performed with a technique known as Singular Spectrum Analysis (SSA). Results show oscillations with a dominant 4–5-year period and another one with ~3-year period. An increasing trend is also detected, particularly during the second half of the analyzed period. There are also oscillations with 7–8-year period, although they are not statistically significant. An analysis of seasonal and half-year precipitation series also exhibits oscillations with a 3–5-year dominant period. On the other hand, the trend only persists during the warmer season. Linear correlation coefficients are computed between precipitation and Southern Oscillation Index series (SOI). In particular, results suggest that precipitation tends to be higher (lower) than average during October–March after the onset of El Niño (La Niña). The most robust correlation occurs between October–December precipitation totals and the previous July–September SOI average.

Keywords: precipitation, SSA, ENSO, climatic variability, La Plata.

INTRODUCCIÓN

Los totales mensuales de precipitación en La Plata están afectados de manera significativa por fluctuaciones casi periódicas en el rango de 2 a 5 años, al menos durante el período 1938-2001 (Antico y Sabbione, 2005). Esta escala de tiempo corresponde al fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS), la cual ejerce influencias sobre las anomalías de precipitación en la región (Antico, 2009; Almeida y Scian, 2006; Boulanger *et al.*, 2005; Silvestri, 2005, 2004; Grimm *et al.*, 2000, 1998; Krepper *et al.*, 1989; Ropelewski y Halpert, 1989, 1987; entre otros). Por otro lado, también existen tendencias a largo plazo (Minetti *et al.*, 2003; Castañeda y Barros, 2004; Minetti y Vargas, 1998; Hoffmann *et al.*, 1987), las cuales se manifiestan en particular durante los meses más cálidos, y en especial a partir de la década de 1950 (Nauman *et al.*, 2009; Antico y Sabbione, 2005; Boulanger *et*

al., 2005). En el presente estudio se extiende el análisis iniciado por Antico y Sabbione (2005) a la serie histórica de precipitación de la misma estación, abarcando ahora un período de 99 años que se inicia a comienzos del siglo XX. Se aplica la misma metodología, basada en un análisis espectral teniendo en cuenta la significancia estadística de los resultados obtenidos, tanto para la serie de totales anuales como trimestrales. En la última parte del trabajo, previa a las conclusiones, se compara el comportamiento de la precipitación en la escala de tiempo de un año a otro con las fases del fenómeno ENOS.

La principal contribución de este trabajo consiste en reafirmar, a lo largo del período 1909-2007, algunos de los resultados obtenidos por Antico y Sabbione (2005) para el período reciente de 1938-2001, acerca de las fluctuaciones cuasiperiódicas y tendencias de la precipitación en La Plata. En los resultados también se describe el carácter de la relación existente entre las anomalías de precipitación y el estado del fenómeno ENOS.

DATOS

Los datos de precipitación consisten en totales mensuales calculados a partir de registros pluviométricos diarios de la estación meteorológica La Plata Observatorio durante el período 1909–2007. Previamente a su utilización, los datos fueron sometidos a un control de calidad siguiendo las pautas recomendadas en OMM (1990). Durante el período descrito, la ubicación de los sucesivos pluviógrafos y pluviómetros se mantuvo prácticamente inalterada dentro del predio de la estación. En cambio, las alteraciones en el medio ambiente (por ej., el crecimiento urbano) podrían ser una fuente de error en las observaciones que hasta el momento no ha sido cuantificada, debido principalmente a la falta de información objetiva al respecto.

Para estudiar la relación entre la precipitación y el estado del fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur, se utilizan series mensuales del Índice de la Oscilación del Sur (SOI, del inglés Southern Oscillation Index) también para el período 1909–2007. Estas últimas fueron obtenidas del Bureau of Meteorology de Australia a través de su sitio en Internet (<http://www.bom.gov.au/>).

METODOLOGÍA

El análisis de espectro singular (SSA, del inglés Singular–Spectrum Analysis) consiste en un análisis espectral aplicado a series temporales que permite descomponer a la misma en oscilaciones y tendencias. El objetivo consiste en detectar señales sobre la base de un espectro dominado por el ruido, tal como suele ocurrir con las series de datos meteorológicos. El método se basa en la construcción de componentes principales pero en la dimensión temporal en lugar de la espacial (Vautard y Ghil, 1989).

Para aplicar el SSA se utilizó un conjunto de programas de libre acceso descriptos por Ghil *et al.* (2002) (<http://www.atmos.ucla.edu/tcd/ssa/>). En primer lugar se introduce a la serie temporal original $\{x(t) : t = 1, \dots, N\}$ en un espacio vectorial de dimensión M considerando M copias desfasadas $\{x(t - j) : j = 1, \dots, M\}$. El valor M , denominado ventana espectral y expresado en las unidades de tiempo de la serie de datos, debe ser mayor que el período de la oscilación motivo del estudio y menor que el tiempo durante el cual se manifiesta la oscilación. En este trabajo, se tomó como referencia el valor de $M \leq N/5$ sugerido por Vautard *et al.* (1992). Luego se construye la matriz de autocovarianza $M \times M$, en este caso mediante el método sugerido por Vautard y Ghil (1989), se diagonaliza y se obtienen los autovalores $\{\lambda_k : 1 \leq k \leq M\}$. Cada uno de los λ_k representa la varianza de la serie temporal en la dirección especificada por el correspondiente autovector \mathbf{E}_k . Las raíces cuadradas de los λ_k se denominan valores singulares y el conjunto $\{(\lambda_k^{1/2}, \mathbf{E}_k) : 1 \leq k \leq M\}$ espectro singular. A los \mathbf{E}_k se los denomina EOFs (del inglés, empirical orthogonal functions), por su analogía con el análisis de componentes principales aplicado en el dominio espacial.

Una vez obtenido el espectro singular de la serie temporal, es posible construir otras series denominadas componentes principales (PCs, del inglés Principal Components) que representan la proyección de la serie de datos original sobre cada uno de los EOFs. La suma del espectro de potencia de los PCs es igual a la suma del espectro de potencia de la serie original $x(t)$ (Vautard *et al.*, 1992), haciendo posible el análisis por separado de la contribución espectral de varios componentes a la

varianza total de la serie original. A partir de los EOFs es posible reconstruir la serie de tiempo original $x(t)$ de longitud N según la técnica descrita por Vautard *et al.*(1992), mediante series de tiempo también de longitud N denominadas componentes reconstruidas (RCs, del inglés Reconstructed Components). Éstas poseen la importante propiedad de conservar la fase de la serie original lo cual permite la superposición con esta última. Se denomina k -ésima RC, o $x_k(t)$, a la componente reconstruida exclusivamente a partir de los elementos de la k -ésima EOF (E_k), de manera que la serie original puede reconstruirse por completo mediante la suma de todas las $x_k(t)$, con $k = 1, \dots, M$.

Al analizar el espectro singular de una serie de tiempo, se observa en general que unos pocos valores singulares destacan con respecto a una meseta que corresponde al ruido blanco de la serie. Este conjunto reducido de valores singulares, representa a los PCs que contienen la señal de la serie de datos original. Esto significa que, para optimizar la relación señal-ruido, basta considerar un número apropiado de componentes reconstruidas $S < M$. En este trabajo, para determinar el número apropiado S se utilizó la técnica descrita por Allen y Smith (1996) basada en las aproximaciones de Monte-Carlo, utilizando 1000 realizaciones y tomando la hipótesis nula de ruido blanco. De esa manera se logran aislar pares de RCs que representan oscilaciones con pseudo-períodos y tendencias con respecto a aquellas que solo forman parte del ruido de la serie (Vautard *et al.*, 1992).

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

SSA aplicado a las series de precipitación

En la Tabla 1a se muestran las componentes detectadas por el SSA utilizando $M = 25$ años, junto con su período dominante y porcentaje de la varianza total explicada. En negritas se indican aquellos pares de componentes cuyos valores singulares, λ_k , tienen niveles de significancia de por lo menos 95%. En la serie de precipitación anual el SSA detecta una oscilación significativa con un período entre 4 y 5 años con más del 15% de la varianza (Tabla 1a). Aunque sin significancia, el método también detecta una tendencia y una oscilación de 7–8 años. Similares resultados se obtienen con $M = 15$ y 20 (en las tablas se muestran únicamente resultados para $M = 25$, salvo excepción). A fin de potenciar la señal en la escala de tiempo interanual, se reconstruye la serie de precipitación anual utilizando las RCs del SSA con $M = 25$, pero excluyendo las componentes asociadas con la tendencia y la oscilación de 7–8 años. La serie residual reconstruida es sometida nuevamente al SSA pero en este caso se utiliza una ventana espectral $M = 10$ a fin de potenciar la significancia estadística de los λ_k resultantes (Tabla 1b).

Se observa que la serie residual sigue estando dominada por una oscilación de 4–5 años, que explica más del 24% de la varianza. Los resultados también muestran una oscilación de aproximadamente 3 años aunque no es significativa. En la reconstrucción parcial con las RCs[3 4 5 16] (Fig. 1), se observa el incremento de la tendencia a principios de los años '50. En la Figura 2, se muestra la serie residual reconstruida únicamente con los RC's[1 2] con período dominante de ~4 años y la serie original reconstruida sin la tendencia.

Tabla 1a Modos dominantes de oscilación detectados por el SSA con $M = 25$ años en las series de precipitación anual (ene–dic) y semestral (oct–mar y abr–sep) de La Plata Observatorio durante el período 1909–2007. En negritas se indican los componentes con niveles de significancia del 95% o mayores.

Totales de precipitación	Componentes con oscilaciones	Tendencia o Período dominante (años)	Varianza explicada (porcentaje)
anual	3 5 16	Tendencia	7,8
	1 2	4,5	15,7
	4 5	6,8 y 8,3	3,0
octubre–marzo	1 10	Tendencia	16,1
	2 3	4,2	10,1
	4 5	3,4	10,9
abr–septiembre	1 2	2,7	11,3

Tabla 1b Modos dominantes de oscilación detectados por el SSA con $M = 10$ en las serie residuales de precipitación anual y semestrales de La Plata Observatorio durante el período 1909-2007.

anual	1 2	4,4	24,4
	3 4	2,7	10,5
octubre-marzo	1 2	4,2	22,2
	6 7	2,6	6,7

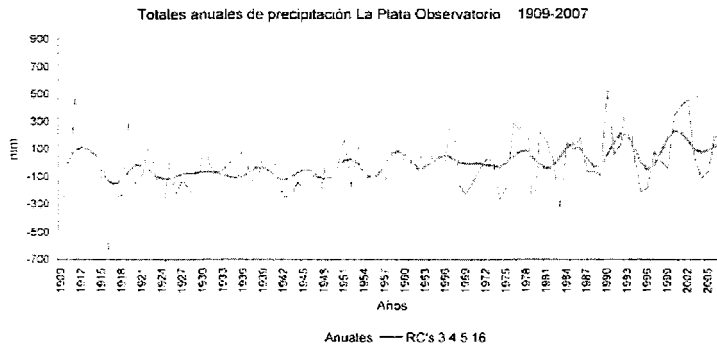


Figura 1 Serie de precipitación anual y reconstrucción parcial mediante componentes obtenidas a partir del SSA con $M = 25$ años.

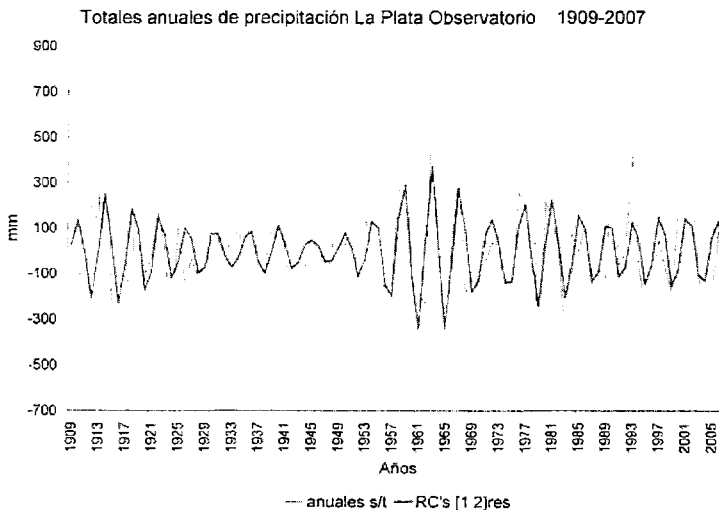


Figura 2 Serie de precipitación anual sin la tendencia y reconstrucción parcial mediante componentes obtenidas a partir del SSA con $M = 10$ aplicado a la serie residual.

La precipitación en La Plata, cuya media anual es de 1039 mm (período 1909-2007), se distribuye en forma relativamente homogénea a lo largo del año. Sin embargo, existe una onda anual con el máximo durante el semestre cálido octubre-marzo, y además una onda semianual con máximos en

octubre y marzo (Antico y Sabbione, 2005). Teniendo en cuenta este régimen, a partir de la serie de totales mensuales se construyen series de precipitación semestral para octubre–marzo (semestre cálido) y abril–septiembre (semestre frío). La precipitación del semestre cálido está dominada por una tendencia significativa, que se acentúa a partir de los años ‘50 (Tabla 1a y Fig. 3). En segundo lugar, el SSA detecta una oscilación también significativa, con un período dominante de ~ 4 años.

La oscilación con periodo cercano a los 3 años, aunque sin poseer significancia, también se manifiesta al aplicar el SSA con $M = 15$ y 20 , al igual que la tendencia y la oscilación de 4 años. En este caso la serie residual consiste en la reconstrucción excluyendo a las RCs[1 10] (Tabla 1b y Fig. 4). El resultado del SSA aplicado a esta última con $M = 10$ fortalece a la oscilación de 4 años, que ahora explica más del 22% de la varianza, y se amplifica durante la segunda mitad del periodo analizado. En cambio, la oscilación cercana a los 3 años carece de significancia estadística y explica menos del 10% de la varianza total.

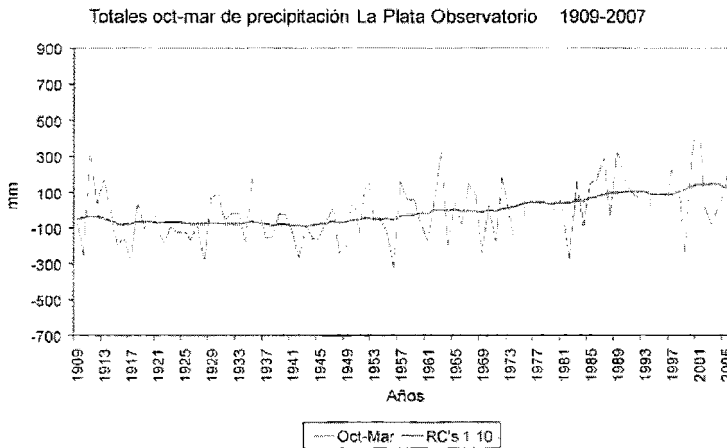


Figura 3 Serie de precipitación del semestre octubre–marzo y reconstrucción parcial mediante componentes obtenidas a partir del SSA con $M = 25$ años.

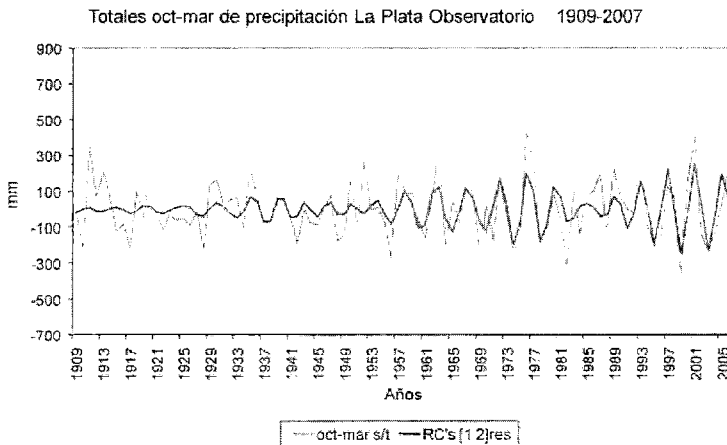


Figura 4 Serie de precipitación del semestre octubre–marzo sin la tendencia y reconstrucción parcial mediante componentes obtenidas a partir del SSA con $M = 10$ aplicado a la serie residual.

Durante el semestre frío, el SSA no detecta tendencia alguna (Tabla 1a). La única oscilación significativa explica poco más del 10% de la varianza y tiene un período dominante de ~3 años. Si bien el método identifica otros pares oscilatorios, además de no tener significancia, la varianza de sus EOFs asociados en conjunto no logra explicar el 10% de la varianza total de la serie (no aparecen en la tabla). Además, estos últimos no aparecen al aplicar el SSA con $M = 15$ y 20 .

Durante enero-marzo, la precipitación está dominada por una tendencia creciente que explica poco más del 8% de la varianza total (Tabla 2a). La oscilación de 9 años, si bien no posee significancia estadística y representa tan solo el 1% de la varianza, aún persiste al considerar $M = 25$, pero no así con $M = 15$. Al aplicar el SSA con $M = 10$ años a la serie residual (todas las RCs menos RC[1]) surge una oscilación dominante con período ~3 años que explica más del 16% de la varianza, y otra también significativa con un período de 6 años y poco menos del 10% de la varianza (Tabla 2b).

En el caso de la precipitación de octubre - diciembre, se muestran los resultados del SSA con $M = 25$ debido a las mayores significancias estadísticas para este caso (Tabla 2a). La tendencia aún persiste en esta época del año, explicando cerca del 8% de la varianza, aunque no posee significancia. En cambio, la oscilación de ~4 años además de ser significativa explica más del 12% de la varianza. Existe también un par oscilatorio con un período dominante de casi 8 años con el 7,7% de la varianza total de la serie, aunque no posee significancia y ni aparece en el análisis con $M = 15$. Se construye de todas formas la serie residual para octubre - diciembre, restando a la serie original las RCs[3 4 5 8]. La oscilación de 4 años pasa a dominar el espectro con más del 19% de la varianza total explicada (Tabla 2b).

Los trimestres comprendidos en el semestre frío se caracterizan por no presentar tendencia alguna (Tabla 2a). En abril-junio, la precipitación está afectada por una oscilación de ~3 años y también por otra de 7-8 años, aunque esta última sin tener significancia y con menos del 10% de la varianza. Los resultados son similares al tomar $M = 15$ y 25 . Durante julio-septiembre, persiste aún con $M = 15$ y 25 una oscilación de 4-5 años con significancia y más del 15% de la varianza. Dado que no se han detectado tendencias ni oscilaciones de baja frecuencia, al igual que en la serie del semestre frío, en los dos últimos trimestres tampoco fue necesario construir series residuales.

Tabla 2 a Modos dominantes de oscilación detectados por el SSA con $M = 20$ años en las series de precipitación trimestral (ene-mar, abr-jun, jul-sep y oct-dic) de La Plata Observatorio durante el período 1909-2007. En negritas se indican los componentes con niveles de significancia del 95% o mayores.

Totales de precipitación	Componentes con oscilaciones	Tendencia o Período dominante (años)	Varianza explicada (porcentaje)
enero-marzo	1	Tendencia	8,4
	19 20	9,0	1,0
octubre-diciembre*	1 2	4,3	12,2
	3 8	Tendencia	8,7
	4 5	8,2	7,7
abril-junio	1 2	2,6	19,2
	3 4	8,1 y 6,9	9,8
julio-septiembre	1 2	4,5	15,8

Tabla 2 b Modos dominantes de oscilación detectados por el SSA con $M = 10$ en las series residuales de precipitación trimestral de La Plata Observatorio durante el período 1909-2007.

enero-marzo	1 2	2,9	16,1
	5 7	6,0	9,2
octubre-diciembre	1 2	4,2	19,5
	5 6	3,3	6,0

* En este caso en particular se utilizó $M = 25$ años.

Relación con el ENOS

El fenómeno ENOS se manifiesta con una periodicidad que oscila entre 2 y 5 años. Los resultados obtenidos en nuestro estudio indican la existencia de una periodicidad similar en la serie de anomalías de precipitación. Entonces, es probable que la variabilidad de la precipitación en La Plata en esta escala de tiempo responda a la variabilidad del ENOS. Para determinar el carácter de la relación subyacente, se calculan índices de correlación lineal entre las series reconstruidas de las anomalías de precipitación y las correspondientes series del SOI. Previamente, a cada una de las series de tiempo se les sustrajo la tendencia, lineal para las series del SOI, y no lineal (obtenida mediante el SSA) para las series de precipitación. Los resultados se presentan en la Tabla 3: en la primera parte (Tabla 3a) se correlacionan valores anuales y semestrales, y en la segunda parte (Tabla 3b) valores trimestrales.

Tabla 3a Coeficientes de correlación lineal por semestre y anual entre las series del SOI s/ tend lineal y las series de precipitación s/ tends. no lineales. En cursiva se indican valores con niveles de significancia del 95% o mayores.

SOI \ LPO	Semestre cálido	Semestre frío	Anual
Semestre cálido	-0,25	0,00	
Semestre frío	-0,31	-0,31	
Anual			-0,31

Tabla 3b Similar a la Tabla 3a pero utilizando trimestres en lugar de semestres.

SOI \ LPO	ene-mar	abr-jun	jul-sep	oct-dic
ene-mar	-0,02	-0,11		
abr-jun		-0,27	-0,01	-0,24
jul-sep			-0,20	-0,38
oct-dic	0,03			-0,35

La persistencia de valores negativos del SOI suele indicar episodios El Niño. Estos valores negativos en general están acompañados por un calentamiento en el centro y este del Océano Pacífico tropical, y lluvias por encima de los valores normales en el centro y este de la región subtropical de América del Sur en distintas épocas del año (Ropelewski y Halpert, 1987; Grimm *et al.*, 1998, 2000; Antico, 2009). Valores positivos del SOI están asociados con elevadas temperaturas de la superficie del mar en el oeste del Océano Pacífico tropical, situación que normalmente se corresponde con un episodio La Niña. Al mismo tiempo, en el centro y este del Océano Pacífico tropical ocurre un enfriamiento, y se registran precipitaciones inferiores a las normales en el sudeste de América del Sur (Ropelewski y Halpert, 1989).

Los resultados obtenidos en este estudio indican que, donde existe una correlación lineal con significancia estadística, se trata de valores negativos. Por consiguiente, la ocurrencia de anomalías positivas (negativas) de la precipitación en La Plata está asociada con valores negativos (positivos) del SOI, es decir con condiciones de El Niño (La Niña) en el Océano Pacífico tropical. De hecho, la serie completa de precipitación anual presenta una correlación de -0,31 con la correspondiente serie anual del SOI (Tabla 3a). El análisis por semestres muestra que las correlaciones más robustas se dan entre los valores del SOI del semestre frío y la precipitación tanto del semestre frío como del semestre cálido subsiguiente. Por otro lado, la correlación entre ambas variables exclusivamente durante el semestre frío es nula, coincidiendo con resultados de Silvestri (2005).

En la Tabla 3b se analizan las correlaciones por trimestre. Para cada serie de precipitación se calculan dos índices de correlación: uno con la serie del SOI correspondiente, y otro con la del trimestre anterior. En el caso particular de la precipitación de octubre-diciembre, se calculó también la correlación con el SOI durante el trimestre abril-junio debido a su significancia estadística. El único trimestre que no presenta correlación alguna es enero-marzo, lo cual se contradice con resultados de

Silvestri (2004) que muestran relaciones significativas en la misma región durante febrero-marzo. En el caso de abril-junio y julio-septiembre, la correlación significativa se da entre la precipitación y el SOI del mismo trimestre. En cambio, durante octubre-diciembre la precipitación muestra valores significativos de correlación con las series del SOI, inclusive considerando los dos trimestres previos, es decir julio-septiembre y abril-junio. Resultados similares fueron obtenidos por Almeira y Scian (2006) para la parte inferior de la Cuenca del Plata.

En la Tabla 4 se comparan valores extremos de anomalías de precipitación durante octubre-diciembre con los correspondientes valores medios del SOI durante el período previo julio-septiembre. En la Tabla 4a se presentan los máximos de la serie de anomalías ordenados de mayor a menor, junto con el año de ocurrencia y el correspondiente valor del SOI. En la cuarta columna se indica, en caso que corresponda, la ocurrencia de los eventos El Niño (o La Niña) junto con los años de inicio y finalización, según la definición de Trenberth (1997). Se observa que en 11 de los 15 casos exhibidos en la tabla, las anomalías de precipitación están asociadas con valores negativos del SOI, de los cuales 9 corresponden a eventos El Niño.

La relación entre el SOI y los mínimos de la serie de anomalías de precipitación se muestra en la Tabla 4b. Se observa un único caso con valores negativos tanto en la anomalía de precipitación como en el SOI. De los 13 casos restantes, 12 corresponden a eventos La Niña. A su vez, entre estos últimos tan solo cuatro han ocurrido después de la década de 1970, posiblemente debido a cambios en los patrones de teleconexiones como sugieren Boulanger *et al.* (2005).

Tabla 4a Máximos valores de la serie de totales de precipitación durante octubre-diciembre

Año	Oct-Dic	SOI durante julio-septiembre	ENSO
1993	429,1	-10,8	EN 1993
1911	338,5	-11,2	EN 1911-12
1990	302,6	-2,4	EN 1990-92
1967	267,6	4,2	LN 1967-68
1963	259,2	-2,9	EN 1963-64
1976	240,2	-12,6	EN 1976-77
1985	197,1	2,1	
2001	173,1	-3,5	
1997	168,4	-14,7	EN 1997-98
1968	160,9	1,6	EN 1968-69
1959	120,1	-3,3	
1913	119,2	-6,2	
1986	118,7	-3,5	EN 1986-88
1920	116,9	6,6	
1914	116,0	-15,9	EN 1914

Tabla 4b Mínimos valores de la serie de totales de precipitación durante octubre-diciembre

Año	Oct-Dic	SOI durante julio-septiembre	ENSO
1917	-202,4	30,9	LN 1916-17
1956	-192,0	7,9	LN 1954-57
1975	-192,0	21,4	LN 1973-75
1955	-164,0	16,1	LN 1954-57
1974	-163,7	10,3	LN 1973-76
1910	-162,5	15,2	LN 1908-11
1969	-157,7	-7,3	EN 1969-70
1924	-152,5	8,6	LN 1924-25

1962	-147,2	3,1	
1916	-139,2	15,5	LN 1916-17
1938	-130,6	13,0	LN 1938-39
1999	-130,6	2,2	LN 1998-00
1971	-128,8	10,8	LN 1970-72
1945	-125,8	8,0	LN 1944-45

CONCLUSIONES

Los resultados del SSA aplicado a la serie de precipitación en La Plata muestran, en primer lugar la existencia de oscilaciones con un período aproximado de 3 a 5 años. Dado que esta escala de tiempo es comparable con la del fenómeno ENOS, se analiza el comportamiento de la serie del SOI en relación con las de precipitación mediante el cálculo de coeficientes de correlación lineal. Los resultados revelan la existencia de una correlación negativa entre la precipitación, tanto en los totales anuales, semestrales como trimestrales, y el estado de la Oscilación del Sur. Ésta se manifiesta a lo largo de casi todo el año excepto durante los meses comprendidos entre enero y marzo. La correlación negativa entre el SOI y la precipitación en la región subtropical del continente, y más específicamente en la llanura pampeana y en la cuenca del Plata ha sido definida en otros estudios (ver referencias en Introducción). Sin embargo, la ausencia de una relación robusta entre los meses de enero y marzo constituye una singularidad con respecto a otros trabajos. Por ejemplo, la relación entre la precipitación en la cuenca inferior del Plata y los valores del SOI a fines de verano y otoño descripta por Almeida y Scian (2006), y la correlación significativa entre las fases del ENOS y la precipitación de la región entre febrero y marzo hallada por Silvestri (2004).

En particular, la ocurrencia de anomalías de precipitación en octubre–diciembre está relacionada con el estado de la Oscilación del Sur durante esa misma época e inclusive durante los meses previos comprendidos entre abril y septiembre. Es decir, que la fase fría (caliente) del ENOS durante el otoño y el invierno se asocia directamente con la ocurrencia de anomalías negativas (positivas) de precipitación en La Plata durante la primavera. El análisis de los valores extremos de precipitación muestra una mejor correspondencia entre las anomalías negativas de precipitación en primavera y la ocurrencia de episodios La Niña. Durante los meses comprendidos entre abril y septiembre, el SSA también detecta en la precipitación fluctuaciones en la escala del ENOS. Por otro lado, el análisis de correlación lineal muestra valores significativos entre el SOI y la precipitación únicamente cuando ambas variables se encuentran en fase durante esta época del año.

Los resultados del SSA también indican la existencia de tendencias en las series de totales anuales de precipitación en La Plata. Éstas a su vez se explican por las tendencias observadas durante los meses comprendidos entre octubre y marzo. Este resultado concuerda con los hallazgos de Naumann et al. (2009) para el centro y sur del sudeste del continente. A su vez, dentro de este período de seis meses, los resultados del SSA muestran una tendencia estadísticamente significativa entre enero y marzo. Justamente durante estos tres meses es cuando no se encuentran relaciones entre el ENOS y la precipitación en La Plata. Este resultado difiere de los obtenidos mediante técnicas diferentes en otros estudios. Por ejemplo, Boulanger et al. (2005) explican el aumento observado en las precipitaciones en la cuenca del Plata mediante cambios en los patrones de teleconexión asociados al ENSO. Por lo tanto, los resultados obtenidos en este trabajo sugieren que la tendencia creciente observada en la precipitación de La Plata durante el período estudiado no estaría relacionada con el fenómeno del ENOS. En todo caso, podría ser debida a la acción de un forzante de mayor escala en el tiempo.

REFERENCIAS

- Allen, M. R. y L. A. Smith, 1996. Monte Carlo SSA: Detecting irregular oscillations in the presence of coloured noise. *J. Clim.* 9: 3373-3404.
- Almeira, G. J. y Scian, B., 2006. Some atmospheric and oceanic indices as predictors of seasonal rainfall in the Del Plata Basin of Argentina. *J. Hidrol.* 329: 350-359.
- Antico, P. L., 2009. Relationships between autumn precipitation anomalies in southeastern South America and El Niño event classification. *Int. J. Climatol.* 29: 719-727.

- Antico, P. L. y N. C. Sabbione, 2005. Comportamiento de la precipitación en La Plata durante el período 1938-2001. *Geoacta* 30: 13-25.
- Boulanger, J.-P., Leloup, J., Penalba, O., Rusticucci, M., Lafon, F. y Vargas, W., 2005. Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dynamics* 24: 393-413.
- Castañeda, M. E., y Barros, V., 1994. Las tendencias de la precipitación en el cono sur de América al este de Los Andes. *Meteorologica* 19: 23-32.
- Ghil M., R. M. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi and P. Yiou, 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev. Geophys.*,40(1): 3.1-3.41.
- Grimm, A. M., S. E. T. Ferraz and J. Gomes, 1998. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate* 11: 2863-2880.
- Grimm A. M., V. R. Barros and M. E. Doyle, 2000: Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate* 13: 35-58.
- Hoffmann, J. A. J., Núñez, S. E. y Gómez, A. T. M., 1987. Fluctuaciones de la precipitación en la Argentina, en lo que va del siglo. *Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología y V Congreso Argentino de Meteorología*. Centro Argentino de Meteorólogos, 12.1.1-12.1.5.
- Krepper, C. M., Scian, B. V. y Pierini, J. O., 1989. Time and space variability of rainfall in Central-East Argentina. *J. Climate* 2: 39-47.
- Minetti, J. C. y Vargas, W. M., 1998. Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera* 11: 205-221.
- Minetti, J. L., Vargas, W. M., Pobrete, A. G., Acuña, L. R. y Casagrande, G., 2003. Non-linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. *Atmósfera* 16: 119-135.
- Naumann, G., Llano, M. P. y Vargas, W. M., 2009. Climatología de los máximos de precipitación en la Cuenca del Plata. *Anales del X Congreso Argentino de Meteorología y XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología*. Centro Argentino de Meteorólogos.
- OMM (Organización Meteorológica Mundial), 1990. Guía de prácticas climatológicas. Publicación N 100.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 115, 1606-1626.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1989. Precipitation patterns associated with the High Index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate* 2: 268-284.
- Silvestri, G. E., 2004. El Niño signal variability in the precipitation over southeastern South America during austral summer. *Geophys. Res. Lett.* 31, L18206.
- Silvestri, G. E., 2005. Comparison between winter precipitation in southeastern South America during each ENSO phase. *Geophys. Res. Lett.* 32, L05709.
- Trenberth K. E., 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78: 2771-2777.
- Vautard R. and M. Ghil, 1989. Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series. *Physica D* 35: 395-424.
- Vautard R., P. Yiou and M. Ghil, 1992. Singular spectrum analysis: a toolkit for short noisy chaotic signals. *Physica D* 58: 95-126.

Recibido: 18 de enero de 2010 - Aceptado: 9 de agosto de 2010

RESPUESTA DE GEÓFONOS A CAMPOS ELECTROMAGNÉTICOS

Patricia M. Gauzellino¹, Fabio I. Zyserman² y Federico G. E. Späth³

¹Depto. de Geofísica Aplicada, Fac. de Cs. Astro. y Geofísicas, UNLP.

²CONICET, Depto. de Geofísica Aplicada, Fac. de Cs. Astro. y Geofísicas, UNLP.

³Fac. de Cs. Astro. y Geofísicas, UNLP.

gauze@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

La electro-ósmosis es el fenómeno físico por el cual una variación de potencial eléctrico, da lugar a una circulación de fluido. El fenómeno recíproco que genera una corriente eléctrica a partir de un gradiente de presión en el fluido, recibe el nombre de electro-filtración. La razón entre las variaciones de potencial y las variaciones de presión representa al coeficiente de acoplamiento electrocinético. Recién en 1999, se realizó una prueba de campo con propósitos exploratorios, donde las ondas sísmicas se generaron a partir de una fuente electromagnética. En el presente trabajo se explica el por qué de estos efectos electrosísmicos o sismoeléctricos, según sea la fuente de origen electromagnético o mecánico, respectivamente. Se presentan las ecuaciones de Maxwell y de Biot acopladas que gobiernan los fenómenos y se analizan los coeficientes de transporte que son la conductividad eléctrica, el coeficiente de acoplamiento electrocinético y la permeabilidad. Es posible hacer ciertas suposiciones que permiten resolver un conjunto de ecuaciones simplificadas donde las respuestas electromagnéticas y las respuestas poroviscoelásticas pueden determinarse unas de otras en forma independiente. En el tratamiento de las ecuaciones de Maxwell se sigue la forma usual de descomponer el campo eléctrico y el campo magnético en campos primarios (o principales) que se hallan analíticamente y campos secundarios, como perturbaciones de los primarios, que se calculan numéricamente. Trabajar en el dominio espacio-frecuencia, permite incorporar la naturaleza disipativa del medio poroso en la propagación de las ondas mecánicas, reemplazando los módulos elásticos reales por módulos complejos. Así mismo, se destaca la necesidad de establecer una grilla de cálculo adecuada para representar correctamente los gradientes de presión en el fluido a partir del skin-depth difusivo que se corresponde con la onda lenta de Biot. Ejemplos numéricos muestran la respuesta de los geófonos a partir de fuentes electromagnética y la posible identificación de contactos entre fluidos de reservorio.

Palabras clave: electrosísmica, ecuaciones de Maxwell, ecuaciones de Biot, medio poroviscoelástico.

ABSTRACT

Electro-osmosis in saturated porous media is the physical phenomenon in which an electrical potential variation gives rise to fluid flow. The reciprocal phenomenon, called electro-filtration effect, is an electrical charge flux originated by pressure gradients in the pore fluid. The quotient between electrical potential and pressure gradient represents the electrokinetic coupling coefficient. In 1999 a proof field was performed, where seismic waves were generated by electromagnetic source. In this work it is explained why happen these phenomena. The equations that govern the coupled seismic and electromagnetic wavefields are presented and the transport coefficients (electrical conductivity, dynamic permeability and electrokinetic coupling coefficient) are analyzed. Some assumptions on the model allow solve a simplified set of equations where Maxwell's equations are decoupled from Biot's equations. For the Maxwell's equations it is possible to separate the electromagnetic fields in primary and secondary parts. The former can be found analytically, while to find the latter a numerical procedure is employed. Dissipative effects in porous media can be included by using complex viscoelastic moduli in space-frequency domain. Also, it is important notice that pressure gradients in the pore fluid are correctly represented if the grid points are calculated using diffusive skin depth of

the Biot slow wave. Numerical examples illustrate the capabilities of the modeling for detecting reservoir fluid contacts.

Keywords: electroseismic, Maxwell equations, Biot equations, poro-viscoelastic medium

INTRODUCCIÓN

La electro-ósmosis es el fenómeno físico por el cual una variación de potencial eléctrico da lugar a una circulación de fluido en un medio poroso. El fenómeno recíproco que genera una corriente eléctrica a partir de un gradiente de presión en el fluido poral, recibe el nombre de electro-cinética. La ecuación de Helmholtz-Smoluchowski, relaciona ambos procesos y la razón entre las variaciones de potencial eléctrico y las variaciones de presión representa el coeficiente de acoplamiento electrocinético. En sísmica de exploración, se conoce al fenómeno electro-cinético como fenómeno sismo-eléctrico (SE) y tiene lugar cuando una onda elástica se propaga en un medio poroso heterogéneo saturado por fluidos. En estos casos, la teoría de Biot, (Biot, 1956), predice las ondas clásicas compresional y de corte y, además, una onda compresional lenta que es una onda difusiva de presión en el fluido cuyo movimiento está en oposición de fase con el sólido. Esta última onda es la que induce un campo eléctrico variable en el tiempo. El proceso recíproco de la SE es el fenómeno electrosísmico (ES) que tiene lugar cuando se aplica un campo eléctrico variable en el tiempo generando un proceso de electro-ósmosis.

La superficie de contacto entre partículas sólidas y fluido del medio poroso da lugar a la llamada doble capa eléctrica, cuyo efecto se intensifica naturalmente en sistemas con gran desarrollo areal. En general, la carga superficial del sólido se considera negativa y el fluido como un conductor de segunda clase que conduce corriente eléctrica a través del movimiento de iones (electrolito ideal), es decir, los aniones del electrolito son adsorbidos químicamente a la superficie de los granos sólidos dejando un exceso neto de cationes distribuidos cerca del contacto entre el sólido y el fluido (Pride y Morgan, 1991). Esta doble capa, donde las cargas del electrolito se separan, se subdivide en una capa adsorbida o capa de Stern y una capa difusa (Fig. 1). En la capa de Stern las moléculas e iones están inmóviles.

En la capa difusa existe una distribución de cationes móviles cuya posición está determinada por un balance entre la atracción electrostática de la capa adsorbida y la difusión hacia la zona neutra del electrolito. Asumiremos que la distribución difusa de cargas móviles es la única responsable del fenómeno electrocinético. La superficie que separa la capa difusa de la capa de Stern se denomina plano de corte y tiene un potencial eléctrico estático asociado llamado potencial ζ .

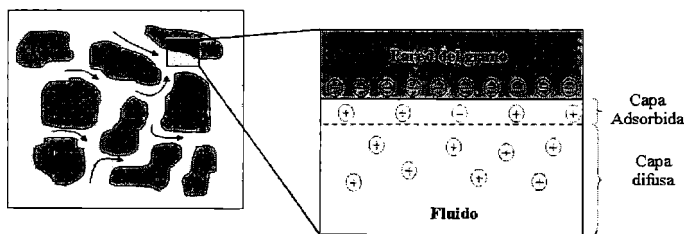


Figura 1. modelo de doble capa eléctrica.

Se observa que el espesor de la doble capa es mucho menor que el radio de curvatura de los granos sólidos y que al aumentar la concentración de iones este espesor disminuye, pues más serán los cationes en la capa de Stern y el potencial zeta disminuye. Esto explica la reducción del efecto electrosísmico en medios porosos con electrolitos de fuerte concentración y justifica considerar débiles concentraciones iónicas (Lorne *et al.*, 1999).

El trabajo pionero de Blau y Statham en 1936, concluyó en la patente de un método de prospección sismoeléctrico (Blau y Statham, 1936). Años más tarde, Ivanov registró conversiones sismoeléctricas utilizando explosivos como fuente y antenas como receptores (Ivanov, 1939). También

Thompson realizó experiencias de campo empleando el método de Blau y Statham, pero no se realiza la fundamentación teórica (Thompson, 1939). Desde estos primeros trabajos y hasta la fecha, son numerosos los autores que observaron conversiones sismoeléctricas e implementaron metodologías para detectar objetivos someros como acuíferos o nivel freático (Long y Rivers, 1975; Maxwell *et al.*, 1992; Thompson y Gist, 1993; Butler *et al.*, 1996). No ocurre lo mismo con las conversiones recíprocas, recién en 1999, se realizó una prueba de campo con propósitos exploratorios, donde las ondas sísmicas se generaron a partir de una fuente electromagnética (Thompson y Gist, 1999; Thompson, 2005; Thompson *et al.*, 2007). El primer trabajo teórico que determina las ecuaciones macroscópicas que describen los fenómenos electrosísmico y sismoeléctrico corresponde a Pride (Pride, 1994).

El conjunto de ecuaciones de Pride se ha resuelto numéricamente mediante distintas aproximaciones, ver (Han y Wang, 2001; Pain *et al.*, 2005; Haines y Pride, 2006; White, 2005; White y Zhou, 2006). En el presente trabajo estas ecuaciones serán resueltas mediante una técnica de descomposición de dominio combinada con elementos finitos no conformes y condiciones de borde absorbentes. Además, este procedimiento permite una implementación en paralelo del algoritmo, prácticamente directa y natural. Para mayores detalles y eficiencia computacional del mismo, aplicado al problema de Helmholtz, puede consultarse (Gauzellino *et al.*, 2009; Zyserman y Gauzellino, 2005; Zyserman *et al.*, 2003; Gauzellino *et al.*, 2001).

ECUACIONES QUE GOBIERNAN LOS CAMPOS ACOPLADOS

Las ecuaciones en el dominio espacio-frecuencia que describen ambos fenómenos acoplados (SE y ES), (Pride, 1994), considerando una dependencia temporal del tipo $e^{+i\omega t}$, se expresan:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -i\omega \vec{B} \quad (1)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = i\omega \vec{D} + \vec{J} + \vec{J}^{ext} \quad (2)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \tau_B = -\omega^2 (\rho_B \vec{u}_s + \rho_f \vec{w}) + \vec{F} \quad (3)$$

$$\vec{J} = \sigma(\omega) \vec{E} + L(\omega) (-\vec{\nabla} p + \omega^2 \rho_f \vec{u}_s + \vec{F}^f) \quad (4)$$

$$i\omega \vec{w} = L(\omega) \vec{E} + \frac{k(\omega)}{\eta} (-\vec{\nabla} p + \omega^2 \rho_f \vec{u}_s + \vec{F}^f) \quad (5)$$

$$\vec{D} = \varepsilon_0 \left[\frac{\phi}{\alpha_x} (\kappa_f - \kappa_s) + \kappa_s \right] \vec{E} \quad (6)$$

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} \quad (7)$$

$$\tau_{ij} = 2G \epsilon_{ij} + \delta_{ij} (K_G \vec{\nabla} \cdot \vec{u}_s + C \vec{\nabla} \cdot \vec{w}) \quad (8)$$

$$-p = C \vec{\nabla} \cdot \vec{u}_s + M \vec{\nabla} \cdot \vec{w} \quad (9)$$

Estas ecuaciones relacionan el campo eléctrico \vec{E} , el campo magnético \vec{H} , la inducción magnética \vec{B} , el campo de desplazamiento \vec{D} y la densidad de corriente \vec{J} con los desplazamientos del sólido \vec{u}_s y con los desplazamientos relativos grano-fluido $\vec{w} = \phi(\vec{u}_f - \vec{u}_s)$, donde ϕ es la porosidad de la roca.

La fuente sísmica externa está representada por \vec{F}^s y \vec{F}^f , en el medio sólido y fluido, respectivamente. La fuente electromagnética es la densidad de corriente \vec{J}^{ext} . La relación (3) es el balance total de las fuerzas actuantes y (5) es la ley de Darcy generalizada que es en sí misma un balance de fuerzas sobre el fluido desde un marco de referencia fijo sobre el esqueleto rocoso, siendo $i\omega \vec{w}$ la velocidad de infiltración de Darcy. La densidad del medio poroso se indica por $\rho_B = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_s$. Las últimas ecuaciones (8) y (9) son ecuaciones constitutivas, siendo p la presión del fluido y τ_{ij} el tensor de tensiones.

El coeficiente de acoplamiento electrocinético, L , determina en SE la intensidad de flujo eléctrico inducido por flujo hídrico y en ES la intensidad de flujo hídrico engendrado por un flujo eléctrico. Con respecto a los coeficientes de las ecuaciones constitutivas (8) y (9), G es el módulo de corte de la matriz seca, C y M son los módulos de acoplamiento de Biot (Biot, 1962) y K_G es el coeficiente que representa cuanto fluido puede acumularse en una muestra cuando la presión del fluido cambia y el tamaño de la muestra permanece constante. Por lo tanto, es el módulo elástico principalmente involucrado en difusión de la presión de fluido. En rocas naturales, G y las incompresibilidades C , M y K_G son cantidades complejas y dependientes de la frecuencia debido a flujo mesoscópico y efecto "squit". Sólo en el límite cuasi-estático (muy baja frecuencia), la presión del fluido se considera uniforme y los módulos poroelásticos pueden considerarse reales e independientes de la frecuencia. Las expresiones de los mismos en función del módulo de volumen de la matriz rocosa en ausencia de fluidos, K_f , y de los módulos de volumen del sólido, K_s y del fluido K_f son:

$$K_G = \frac{K_f + \phi K_f + (1 + \phi) K_s \Delta}{1 + \Delta} \quad (10)$$

$$C = \frac{K_f + K_s \Delta}{1 + \Delta} \quad (11)$$

$$M = \frac{1}{\phi} \frac{K_f}{1 + \Delta} \quad (12)$$

Siendo el parámetro adimensional Δ igual a:

$$\Delta = \frac{K_f}{\phi K_s^2} [(1 - \phi) K_s - K_f] \quad (13)$$

El acoplamiento entre las ecuaciones de Biot y las de Maxwell está presente en las ecuaciones de transporte (4) y (5), y cuantificado por el coeficiente $L(\omega)$.

Otros términos que intervienen en las ecuaciones son la viscosidad del fluido η y la permeabilidad k . En las leyes constitutivas electromagnéticas, (6) y (7), resta definir la tortuosidad del medio α_∞ , la permitividad eléctrica del vacío ϵ_0 , la permeabilidad magnética del vacío μ_0 y las constantes dieléctricas del sólido y del fluido, κ_s y κ_f , respectivamente.

CONSIDERACIONES SOBRE LOS COEFICIENTES DE TRANSPORTE

Una expresión para el coeficiente electrocinético en función de la frecuencia es dada por Pride en (Pride, 1994),

$$L(\omega) = L_0 \left[1 - i \frac{\omega}{\omega_t} \frac{m}{4} \left(1 - 2 \frac{\tilde{d}}{\Lambda} \right)^2 \left(1 - i^{3/2} \tilde{d} \sqrt{\frac{\omega \rho_f}{\eta}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (14)$$

Donde ω_t es la frecuencia de transición:

$$\omega_t = \frac{\eta}{\rho_f F k_0} \quad (15)$$

Siendo F el factor de formación eléctrico. Haciendo uso de la ley de Archie, $F = \phi^{-m}$, (Archie, 1942), m es el exponente de cementación que se relaciona con la forma y distribución de los granos; por ejemplo, m varía entre 1.3 y 2.5 para la mayoría de las rocas sedimentarias, $m=3/2$ en arenas limpias y $m=1$ cuando la porosidad es del 100 %, que corresponde a una fractura abierta.

En la banda sísmica de frecuencias de exploración (10 Hz a unos pocos kHz) es seguro considerar:

$$L(\omega) \approx L_0 = -\frac{\epsilon_0 \kappa_f \zeta}{\eta F} \quad (16)$$

Donde $\epsilon_0 K_f$ es la permitividad del fluido, Λ tiene dimensiones de longitud siendo una proporción pesada entre el volumen poral y la superficie poral con el peso favoreciendo a regiones angostas del espacio poral (gargantas), r es el radio poral y \bar{d} es la longitud de Debye que mide el espesor de la doble capa. Algunos otros parámetros destacables que influyen sobre el valor de L son la química del electrolito y el pH de la solución, ya que el potencial ζ puede expresarse como (Lorne *et al.*, 1999; Revil, 1999; Pride y Garambois, 2001).

$$\zeta_{[mV]} = (0.01 + 0.025 \log_{10} C_0) \left(\frac{pH - 2}{5} \right) \quad (17)$$

La Figura 2 muestra la variación de la parte real del coeficiente de acoplamiento con la frecuencia para una concentración baja del electrolito, $C_0 = 0.001$ mol/litro.

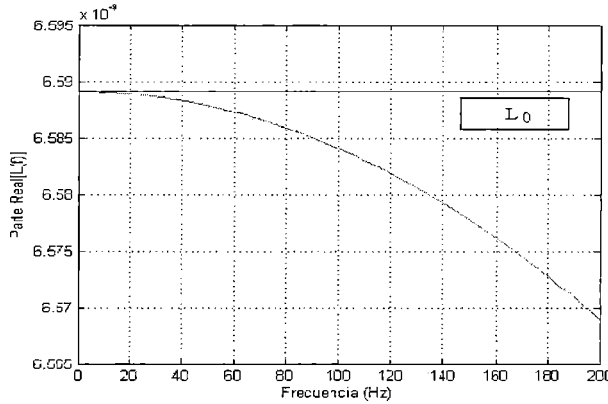


Figura 2. Variación de la parte real del coeficiente de acople $L(\omega)$ con la frecuencia. L_0 es la aproximación del coeficiente para bajas frecuencias.

La permeabilidad dinámica $k(\omega)$ es una cantidad compleja que depende de la frecuencia. El modelo propuesto en (Johnson, 1987) hecha mano de una función simple dependiente de la frecuencia que respeta condiciones de causalidad. En el límite de alta frecuencia, la capa viscosa de los bordes llega a ser muy delgada como para considerarse localmente plana en los granos curvos y la permeabilidad propuesta es

$$k(\omega) = k_0 \left[\left(1 - i \frac{\omega}{\omega_t} \frac{4}{m} \right)^{\frac{1}{2}} - i \frac{\omega}{\omega_t} \right]^{-1} \quad (18)$$

Aunque m no es importante en la banda de frecuencias de exploración, éste se define como $m = \frac{1}{k_0 F} \Lambda^2$. En arenas limpias, material no consolidado y poros tipo tubo $m=8$. Los valores de Λ y k_0 dependerán del contenido de arcilla.

En el límite de bajas frecuencias se tiene la permeabilidad hidráulica k_0 . Para ondas de frecuencia suficientemente bajas, la resistencia al movimiento, η/k_0 , es sólo resultado del corte viscoso asociado con el flujo.

La conductividad $\sigma(\omega)$ del material, ver (Pride, 1994), puede definirse por:

$$\sigma(\omega) = \frac{\phi \sigma_f}{\alpha_\infty} \left[1 + \frac{2[C_{em} + C_{os}(\omega)]}{\sigma_f \Lambda} \right] \quad (19)$$

Donde C_{em} es el exceso de conductancia asociada a la electromigración de iones de la doble capa y $C_{os}(\omega)$ representa la conductancia debida a convección eléctrica inducida del exceso de iones en la doble capa. En el límite de las bajas frecuencias se puede considerar

$$\sigma(\omega) \approx \sigma_0 = \frac{\sigma_f}{F} \quad (20)$$

Un análisis análogo al realizado con $L(\omega)$, se llevó a cabo para los dos restantes coeficientes y dado que, la parte imaginaria de los mismos es un orden de magnitud menor, se estima suficiente considerarlos como valores reales para las frecuencias de interés. Consideraciones similares pueden encontrarse en (Han y Wang, 2001).

CONSIDERACIONES SOBRE LOS COEFICIENTES VISCOELÁSTICOS

Para considerar el comportamiento viscoelástico del subsuelo, puede usarse el principio de correspondencia establecido por Biot (Biot, 1956; Biot, 1962). Los módulos elásticos G , K_f , y K_s se reemplazan por los respectivos módulos complejos dependientes de la frecuencia. Adoptando el modelo de viscoelasticidad lineal presentado por Liu (Liu *et al.*, 1976), se obtiene para el módulo de corte:

$$\hat{G}(\omega) = \frac{G}{R(\omega) - iT(\omega)} = G_r(\omega) + iG_i(\omega) \quad (21)$$

Las funciones $R(\omega)$ y $T(\omega)$ caracterizan el comportamiento viscoelástico y están dadas por

$$R(\omega) = 1 - \frac{1}{\pi\hat{Q}} \ln \left(\frac{1 + \omega^2 T_1^2}{1 + \omega^2 T_2^2} \right) \quad (22)$$

$$T(\omega) = \frac{2}{\pi\hat{Q}} \tan^{-1} \left(\frac{\omega(T_1 - T_2)}{1 + \omega^2 T_1 T_2} \right) \quad (23)$$

Las variables del modelo \hat{Q} , T_1 , y T_2 hacen que el factor de calidad Q :

$$Q(\omega) = \frac{T(\omega)}{R(\omega)} = \frac{G_r(\omega)}{G_i(\omega)} \quad (24)$$

mantenga un valor constante \hat{Q} , en el rango de frecuencias de interés. Valores clásicos de Q en rocas de la corteza están en el rango $20 \leq Q \leq 1000$, correspondiendo las menores magnitudes a medios con mucha atenuación y dispersión.

CONSIDERACIONES SOBRE EL MODELO

Es posible realizar algunas simplificaciones a las ecuaciones acopladas de Pride, a saber:

a) Las corrientes de desplazamiento, $-i\omega\epsilon\vec{E}$, son cuatro órdenes de magnitud menor que las corrientes de conducción $\sigma\vec{E}$ en el rango de bajas frecuencias; por lo tanto, pueden ignorarse.

b) La realimentación por electrofiltración es despreciable. Cálculos propios y los realizados por Hainess y Pride (Hainess y Pride, 2006) arrojan un término de corrección menor a 10^{-5} para los medios que nos ocupan; luego, en la ecuación (4), el flujo de corriente eléctrica $L(\omega)(-\vec{\nabla}p + \omega^2 \rho_f \vec{u}_s + \vec{F}^f)$ es muy pequeño comparado con $\sigma(\omega)\vec{E}$.

c) Las fuentes sísmicas son nulas si se desea determinar la respuesta de receptores sísmicos a los campos electromagnéticos.

d) La Figura 3 muestra los dos modos de polarización posible, modo transverso eléctrico (TE) y modo transverso magnético (TM), en un modelo de subsuelo bidimensional.

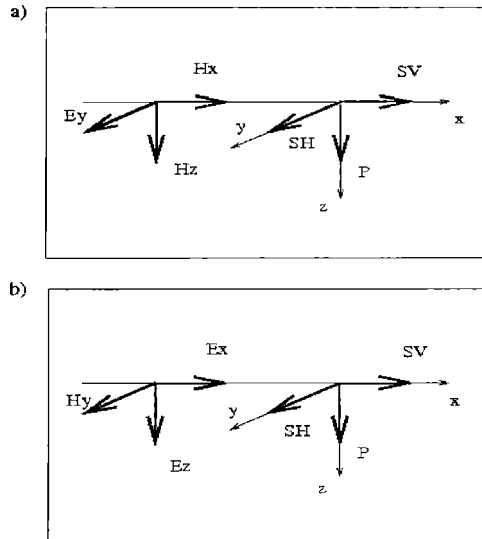


Figura 3. a) modo Transverso Eléctrico y b) modo Transverso Magnético.

Para el modo TE, el esquema de la Figura 3, indica el campo eléctrico $E_y(x,z)$ como la perturbación que origina una onda SH en el medio poroso. Mientras que para el modo TM, las componentes del campo eléctrico $E_x(x,z)$ y $E_z(x,z)$ generan las ondas P y SV .

RESULTADOS NUMÉRICOS

Las ecuaciones (1-9) se resuelven numéricamente mediante el método de elementos finitos y una técnica iterativa de descomposición de dominio a nivel de las ecuaciones diferenciales. Además, es necesario establecer condiciones de borde tanto para el problema electromagnético como para el problema sísmico. En el subsuelo, se ha elegido condición de borde absorbente de primer orden y condición de superficie libre para la discontinuidad aire-tierra. Teniendo en cuenta la consideración b) mencionada previamente, es posible obtener la solución de las ecuaciones desacopladas; de forma tal, que primero se calcula el campo electromagnético y a partir del mismo se obtiene el campo de ondas sísmicas. Las condiciones de borde, existencia y unicidad de la solución se pueden ver en (Santos, 1998; Santos y Sheen, 2007). Detalles de la técnica de los elementos finitos empleados se muestran en (Zyserman *et al.*, 2009).

En el primer ejemplo numérico, el modelo representa un rectángulo de 1100 m de profundidad y 2200 m en la dirección horizontal con cuatro capas de 500 m, 150 m, 150 m y 300 m de espesor, respectivamente; cuyas características están dadas en la Tabla 1. Cabe destacar que para modelar adecuadamente los gradientes de presión del fluido, se debe tener en cuenta la longitud de difusión (Pride y Garambois, 2001), relacionada con la longitud de onda que corresponde a la onda lenta de Biot.

La fuente está ubicada en superficie y centrada con respecto al eje x. La dependencia temporal de la misma es una ondícula de Ricker de 20 Hz. En el modo TE, la misma queda representada por un cable infinito en la dirección del eje y, por el que circula una corriente eléctrica. En el modo TM, la fuente está caracterizada por un solenoide infinito en la dirección del eje y, por cuyas espiras circula la corriente eléctrica (dipolo magnético infinito).

Tabla 1. Parámetros empleados en el primer ejemplo numérico para la caracterización del modelo.

	Capa 1	Capa 2	Capa 3	Capa 4
	Arenisca 100 % agua	Arcilita 100% agua	Arenisca 25 % agua – 75 % gas	Arenisca 100 % agua
σ	0.01	0.1	0.01	0.01
ϕ	20	25	20	20
ρ_s	2600	2600	2600	2600
v_s	2000	2000	2000	2000
k	1×10^{-13}	1×10^{-16}	1×10^{-13}	1×10^{-13}
L_o	4.25×10^{-10}	6.36×10^{-10}	3.38×10^{-9}	4.25×10^{-10}
Q	20	50	20	20
ρ_{bulk}	1000	1000	150	1000
η_{bulk}	1×10^{-3}	1×10^{-3}	1×10^{-3}	1×10^{-3}
$\epsilon_0 \kappa_0$	40	40	1.7	40

Como ya se ha dicho, las ecuaciones de Maxwell y de Biot se resuelven en forma separada y para un conjunto finito de 100 frecuencias equiespaciadas entre 0 y 40 Hz. Con los resultados en el dominio de las frecuencias, la transformada de Fourier inversa permite obtener las respuestas en el dominio espacio-tiempo.

Dado que el campo electromagnético aparece de manera instantánea en todo el dominio, la fuente sísmica está distribuida en todo el dominio también y “se enciende” donde hay contrastes del coeficiente de acoplamiento electrocinético, es decir, en los bordes de las diferentes capas. En la Figura 4 se muestra la respuesta en el modo TE, de los geófonos distribuidos en forma equiespaciada a lo largo de pozo, cuyo offset es nulo con respecto al centro del dominio.

Las tres líneas horizontales en el eje de la profundidad indican las discontinuidades de subsuelo con el fin de ayudar a la interpretación de las señales resultantes. Para la identificación de los diferentes tipos de ondas sísmicas que registran los receptores se ha usado un conjunto de letras, tal que, **A** representa la onda generada por la fuente y reflejada en la superficie que no se atenúa debido a la condición de superficie libre. **B** es la reflexión en la interfaz a 500 m de profundidad. **C**, **D** y **E** dan cuenta de las señales sísmicas que se originan en las discontinuidades localizadas en 800 m, 650 m y 500 m, respectivamente y viajan hacia la superficie; observando que **C** tiene atenuación manifiesta. **F** y **G** se propagan hacia profundidades mayores, generándose a 800 m y 650 m, respectivamente.

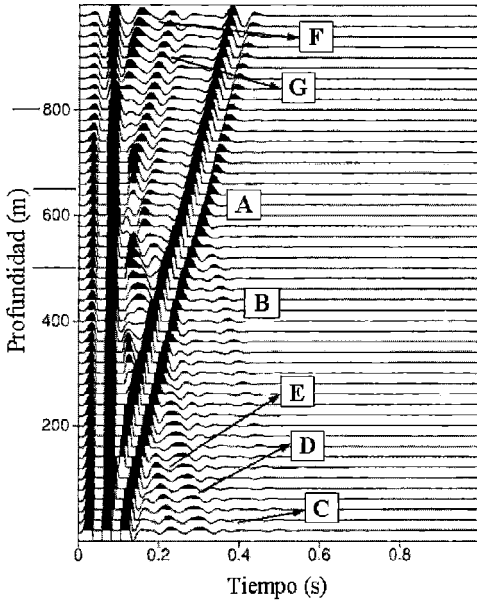


Figura 4. Respuesta de geófonos equiespaciados en un pozo para el modo TE.

El campo de ondas de receptores colocados en la superficie, puede observarse en la Figura 5. Aquí, las señales etiquetadas con A y B muestran la respuesta de los contactos entre la arenisca y la arcilista saturadas con agua muy poco salobre y el contacto entre la arcilista y la arenisca con gas. La figura 6 muestra la respuesta de los geófonos en un pozo desplazado lateralmente con respecto a la fuente para modo TM. En estas simulaciones participa la velocidad de onda P, los módulos de volumen de los granos sólidos y de los fluidos. Pueden identificarse: las ondas debidas a la fuente, señaladas con A; las ondas que viajan hacia la superficie desde los 500 m y desde los 650 m, indicadas con C y B, respectivamente y las señales que se propagan hacia mayores profundidades, generadas a 500 m y 650 m llamadas F y D, respectivamente.

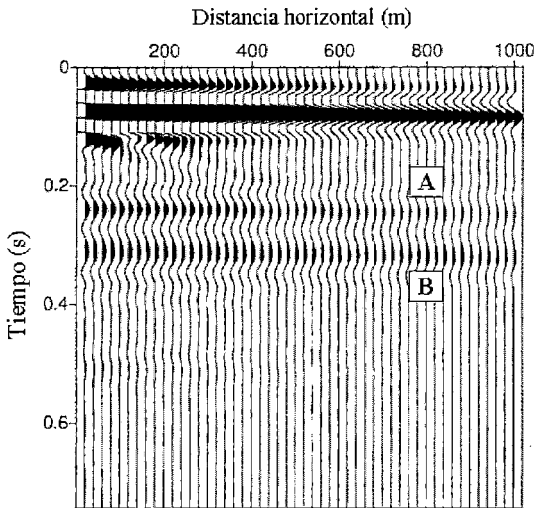


Figura 5. Respuesta de geófonos equiespaciados en la superficie para el modo TE.

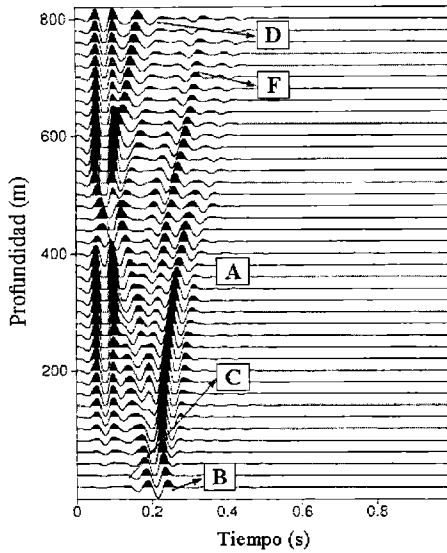


Figura 6. Respuesta de geófonos equiespaciados en un pozo para el modo TM.

Como puede verse en estos ejemplos, la amplitud de las trazas es directamente proporcional al valor del campo eléctrico. En el caso TE, las mayores amplitudes están por debajo de la fuente electromagnética, mientras en el caso TM, los desplazamientos en la dirección de z , presentan las menores amplitudes. Por este motivo el pozo de la Figura 6 tiene offset no nulo con respecto a la fuente. Para comprender mejor las respuestas en el modo TM, presentamos los resultados de un segundo ejemplo numérico, donde el subsuelo está representado por una sola capa simple de 400 m de espesor, ubicada a 700 m de profundidad y en un entorno homogéneo (medio 1).

La Tabla 2 indica los principales parámetros físicos de ambos medios. Los poros están saturados por agua. Se destaca que la componente x de la traza de la aceleración tiene su amplitud máxima por debajo de la fuente electromagnética y decae cuando los receptores se apartan de la fuente, hacia ambos laterales. La componente z de la traza de la aceleración tiene mínima amplitud a offset cero y para trazas con offset distintos de cero, incrementan sus amplitudes, cambiando de polaridad a izquierda y derecha de la fuente.

Tabla 2. Parámetros físicos principales para el modelo de una sola capa simple.

	Medio 1	Medio 2
σ (S/m)	0.1	0.01
ϕ	0.2	0.33
Velocidad onda P (m/s)	3900	4800
Velocidad onda S (m/s)	2130	2800
k (m ²)	10^{-16}	10^{-11}
L_o (V/Pa)	10^{-14}	10^{-9}

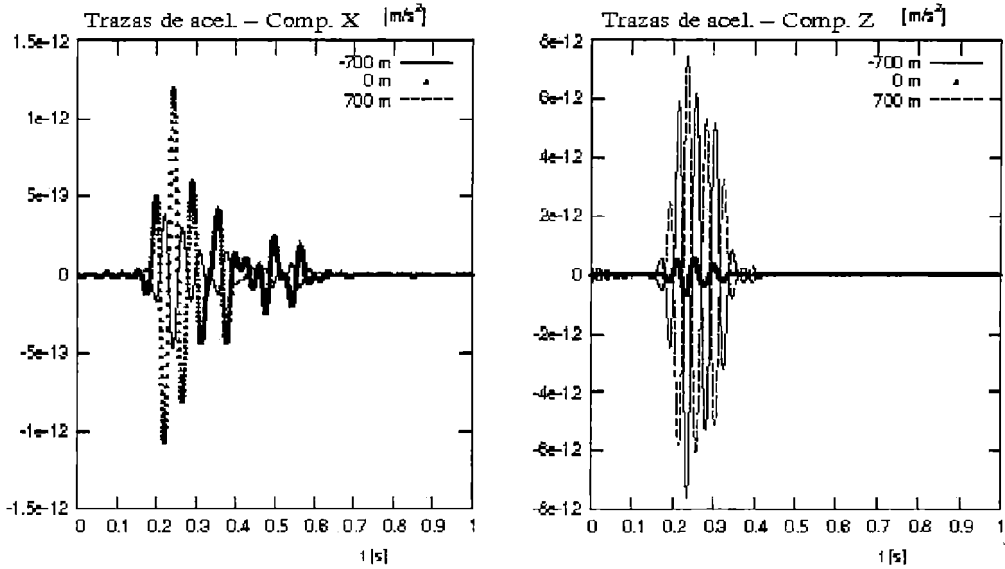


Figura 7. Trazas de aceleración en la superficie para modo TM con tres diferentes offset.

CONCLUSIONES

En este trabajo se ha podido simular numéricamente la conversión de energía electromagnética a mecánica, que tiene lugar en un medio poroso saturado por fluidos. Se ha estudiado la implementación de dos tipos diferentes de fuentes electromagnéticas, conocidas como modo TE y modo TM. Las consideraciones realizadas sobre el modelo permiten resolver el conjunto de las ecuaciones de Pride de manera desacoplada, despreciando el término sismoeléctrico de realimentación al compararlo con las corrientes de conducción. El procedimiento numérico aplicado resuelve las ecuaciones en el dominio espacio-frecuencia, mediante un método de descomposición de dominio iterativo y elementos finitos no conformes. Estos algoritmos están especialmente pensados para máquinas con arquitecturas en paralelo y resultan ser eficientes para aplicaciones geofísicas. Del análisis de las simulaciones, se observa que los resultados obtenidos están de un todo en acuerdo con la respuesta física esperada y por lo tanto sirven para modelar estos fenómenos de la sísmica no convencional.

Agradecimientos: Este trabajo fue realizado gracias a los subsidios del programa de incentivos de la UNLP y al PIP (CONICET) 5126/04.

REFERENCIAS

- Biot M. A., 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low frequency range. *J. Acoust. Soc. Amer.*, 28: 168-171.
- Biot M. A., 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. High frequency range. *J. Acoust. Soc. Amer.*, 28: 179-191.
- Biot M. A., 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *J. Appl. Phys.*, 33: 1482-1498.
- Blau L. W. y Statham L., 1936. Method and apparatus for seismic-electric prospecting, US Patent No 2: 054-067.
- Butler K. E., Russell R. D., Kepic A. W. y Maxwell M., 1996. Measurement of the seismoelectric response from a shallow boundary, *Geophysics*, 61: 1769-1996.
- Gassmann F., 1951. Über die elastizität poröser medien (On the elasticity of porous media). *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gessellschaft in Zurich*, 96: 1-23.
- Gauzellino P. M., Zyserman F. I. y Santos J. E., 2001. Análisis del comportamiento de algoritmos paralelos de elementos finitos con descomposición de dominio en aplicaciones geofísicas, *Mecánica Computacional*, 20: 474-481.

- Gauzellino P. M., Zyserman F. I. y Santos J. E., 2009. Nonconforming element methods for the three dimensional Helmholtz equation: iterative domain decomposition or global solution ?, *J. Comp. Acoustic*, 17 (2) (en prensa).
- Haines S. H. y Pride S. R., 2006. Seismoelectric numerical modeling on a grid, *Geophysics*, 71 (6): 57-65.
- Han Q. y Z. Wang Z., 2001. Time-domain simulation of SH-wave-induced electromagnetic field in heterogeneous porous media: A fast finite-element algorithm, 66 (2): 448-461.
- Ivanov A., 1939. Effect of electrization of earth layers by elastic waves passing through them, *Comptes Rendus (Doklady) de l'Academie des Sciences de L'URRS*, 24:42-45.
- Johnson D. L., Koplik J. y Dashen R. 1987. Theory of dynamic permeability and tortuosity in fluid-saturated porous media, *J. Fluid Mechanics*, 176: 379-402.
- Liu H. P., Anderson D. L. y Kanamori H., 1976. Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 147: 41-58.
- Long L. T. y Rivers W. K., 1975. Field measurements of the electroseismic response, *Geophysics*, 40 (2): 233-245.
- Lorne B., Perrier F. y Avouac J., 1999. Streaming Potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples, *Journal Geophysical Research*, 104: 17857-17877.
- Maxwell M., Russell R. D., Kepic A. W. y Butler K. E., 1992. Electromagnetic responses from seismically excited targets B: non-piezoelectric phenomena, *Expl. Geophys.*, 23: 201-208.
- Pain C., Saunders J., Worthington M., Singer J., Stuart-Bruges W., Mason G. y Goddard A., 2005. A mixed finite-element method for solving the poroelastic Biot equations with electrokinetic coupling, *Geophys. J. Int.*, 160: 592-608.
- Pride S. R. y Morgan F., 1991. Electrokinetic dissipation induced by seismic waves, *Geophysics*, 56: 914-925
- Pride S. R., 1994. Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media, *Physical Review B*, 50: 15678-15696.
- Pride S. y Haartsen M., 1996. Electroseismic wave properties, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 100: 1301-1315.
- Pride S. y Garambois S., 2001. The role of Biot slow waves in electroseismic wave phenomena, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 111: 697-706.
- Revil A., Schwaeger H., Cathles {III} L. M. y Manhardt P., 1999. Streaming potential in porous media, 2. Theory and application to geothermal systems, *Journal Geophysical Research*, 104: 20033-20048.
- Santos J. E., 1998. Global and domain-decomposed mixed methods for the solution of Maxwell's equation with application to magnetotellurics, *Num. Meth. For Partial Diff. Equations*, 14: 263-280.
- Santos J. E. y Sheen D., 2007. Finite element methods for the simulation of waves in composite saturated poroviscoelastic materials, *SIAM, J. Numer. Anal.*, 45 (1): 389-420.
- Thompson R. R., 1939. A note on the seismic-electric effect. *Geophysics*, 4: 102-105.
- Thompson A. H. y Gist G., 1993. Geophysical applications of electrokinetic conversion, *The Leading Edge*, 12: 1169-1173.
- Thompson A. H. y Gist G., 1999. Geophysical prospecting. US Patent No 5: 877-995.
- Thompson A. H., 2005. Electromagnetic-to-seismic conversion: Successful developments suggest viable applications in exploration and production. 75th SEG Annual Meeting Expanded Abstracts, SEG, Houston, USA: 554.
- Thompson A. H., Hornbostel S., Burns J., Murray T., Raschje R., Wride J., McCammon P., Sumner J., Haake G., Bixby M., Ross W., White B. S., Zhou M. y Peczak P., 2007. Field tests of electroseismic hydrocarbon detection, *Geophysics*, 72 (1): N1-N9.
- White B. S., 2005. Asymptotic theory of electroseismic prospecting, *SIAM J. Appl. Math.*, 65 (4): 1443-1462.
- White B. S. y Zhou M., 2006. Electroseismic prospecting in layered media, *SIAM J. Appl. Math.*, 67 (1): 69-98.
- Zyserman F. I., Guarracino L. y Santos J. E., 1999. A hybridized mixed finite element domain decomposed method for two-dimensional magnetotelluric modelling, *Earth, Planets and Space*, 51: 297-306.

- Zyserman F. I., Gauzellino P. M. y Santos, J. E., 2003. Dispersion analysis of a non-conforming finite element method for the Helmholtz and elastodynamic equations, *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, 58: 1381-1395.
- Zyserman F. I. y Gauzellino P. M., 2005. Dispersion analysis of a nonconforming finite element method for the three dimensional scalar and elastic wave equations, *Finite elements in analysis and design*, 41: 1309-1326.
- Zyserman F. I., Gauzellino P. M. y Santos, J. E., 2009. Finite element modeling of SHTE and PSVTM electroseismic, CCAM-2009-02-MATH, <http://CCAM.math.purdue.edu/preprints>.

Recibido: 24 de abril de 2009 - Aceptado: 9 de junio de 2010