



LOS CONODONTOS, PEQUEÑOS TERMÓMETROS ENTERRADOS EN LAS ROCAS

Conodonts, small thermometers buried in the rocks

Silvia Blanco-Ferrera y Javier Sanz-López

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. E-mail: silvia.blanco@geol.uniovi.es; jasan@geol.uniovi.es

Abstract: Conodonts are microfossils from a group of extinct organisms, very useful to know the age of the Paleozoic rocks and to indicate the temperature that they supported. The heating of the conodonts for a certain time provokes their colour change, which is reflected in the conodont colour alteration index (CAI). The values of this index for a geographic area are represented in stratigraphic logs, geological cross-sections and maps, resulting useful to explain geological processes and the thermal history succeed in that area. Colour changes in the conodonts takes place in a wide range of temperatures, because their chemical composition, calcium phosphate, makes them resistant to many geological processes. A great part of the conodont colour goes changing according with the degree of transformation of the organic matter included in the microfossil. Therefore, this association (conodont colour-organic matter maturation) may result a striking vehicle to illustrate changes in the organic matter involved to produce oil and coal during the burial by successive strata throughout geological time.

Resumen: Los conodontos son un grupo de microfósiles de organismos extintos, muy útiles para conocer la edad de las rocas del Paleozoico y como indicadores de la temperatura a la que han estado las mismas. El calentamiento de los conodontos durante un tiempo determinado produce cambios en el color que están subdivididos en el Índice de Alteración del Color de los conodontos (CAI). La variación de los valores del índice en un área geográfica es representada en sucesiones, cortes y mapas geológicos, útiles para explicar los procesos geológicos y la historia térmica de dicha área. El cambio de color tiene lugar a muy diferente temperatura, ya que su composición química, fosfato cálcico, les hace resistentes a muchos procesos geológicos. Una gran parte del color del conodonto varía según el grado de transformación de la materia orgánica que contenía el microfósil y, por tanto, puede resultar un medio llamativo para ilustrar las transformaciones de la materia orgánica que se producen durante el enterramiento por los sucesivos estratos a lo largo del tiempo geológico, para producir hidrocarburos y carbón.

Keywords: Microfossils, conodonts, Paleozoic, CAI, palaeothermometer

Palabras clave: Microfósiles, conodontos, Paleozoico, CAI, paleotermómetro

INTRODUCCIÓN

Los conodontos son microfósiles (fósiles de tamaño muy pequeño), por lo que son necesarios métodos particulares de recolección y el uso de lupas y microscopios para su estudio. Estos microfósiles se encuentran en las rocas sedimentarias con edades entre 200 y 500 millones de años. Los conodontos destacan por su aplicación a la hora de conocer la edad de las rocas y como indicadores de paleotemperaturas, por lo que son una herramienta útil para la geología económica. Los conodontos se emplean como paleotermómetros a través de los cambios de color que presentan. Estos cambios son consecuencia de la maduración de la materia orgánica contenida en el conodonto por el incremento de la temperatura a través del tiempo. Los cambios de color conforman una escala de valores denominada Índice de Alteración del Color de los conodontos (CAI). La aplicación de este índice se ha probado útil para reconocer los procesos geológicos acaecidos durante la diagénesis de sedimentos y rocas como en el metamorfismo de grado bajo.

El cambio de color en los conodontos puede resultar una manera sencilla e ilustrativa para comprender la transformación de la materia orgánica que da lugar a los depósitos de petróleo y carbón a través de los procesos geológicos.

LOS CONODONTOS

Los conodontos son piezas microscópicas (usualmente 0,25 a 2 mm) con morfología variada y compuestas principalmente por apatito y materia orgánica (Ellison, 1944). Ya desde su descubrimiento, estos fueron interpretados como restos similares a dientes y mandíbulas de peces fósiles (Pander, 1856), aunque procedentes de un organismo desconocido (Fig.1). Estos microfósiles generalmente se encuentran aislados en rocas sedimentarias del Cámbrico superior al Triásico superior y algunas morfologías variadas se asocian en aparatos de alimentación compuestos por varios elementos. En este sentido, el término conodonto tiene un uso dual, al referirse tanto a cada elemento del aparato como al organismo portador de los mismos.

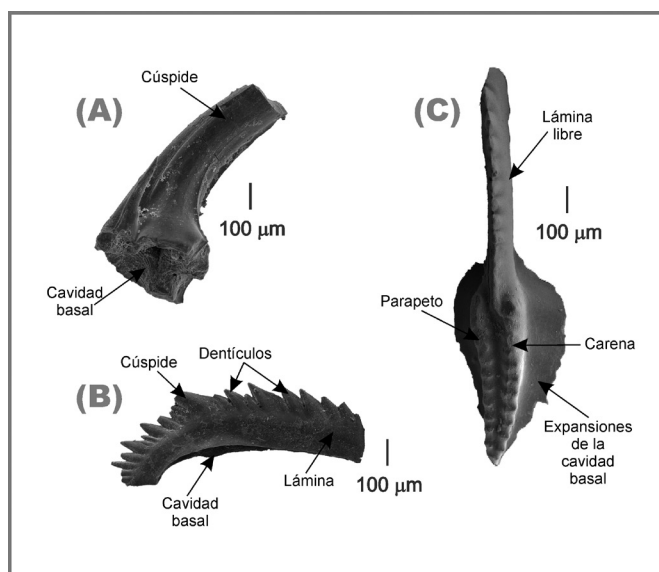


Fig. 1. Tipos morfológicos básicos de los conodontos: a) conodontos simples, b) conodontos compuestos y c) conodontos de plataforma, con algunos términos descriptivos.

El organismo se conoce únicamente a partir de un escaso número de fósiles en los que se conservan huellas de las partes blandas. Dichas impresiones fueron descritas por Briggs et al. (1983) y Aldridge et al. (1993) como pertenecientes a un animal de pequeño tamaño (22-55 mm de longitud) con cabeza reducida, en la que se encontraba el aparato de alimentación. El cuerpo era alargado y terminaba en una cola con aleta caudal. Pese a estos hallazgos importantes, la asignación paleobiológica de los conodontos aún no está clara. Para unos autores (Blieck, et al., 2010) los conodontos son un grupo extinto de cordados marinos, mientras que para otros (Aldridge et al., 1993) se trataría de vertebrados primitivos.

Los conodontos tienen dos aplicaciones geológicas fundamentales: estudios bioestratigráficos y de correlación de rocas sedimentarias, y como indicadores de paleotemperaturas. Estas aplicaciones se basan en su amplio registro estratigráfico durante el Paleozoico (330 millones de años). Su pequeño tamaño y su abundancia relativa en las rocas sedimentarias permiten obtener un gran número de ejemplares en muestras reducidas. Su amplia distribución geográfica en los mares del pasado, facilita que una especie se encuentre al mismo tiempo en muchas partes del globo, criterio básico en los estudios de correlación de las rocas. Además, la morfología de los conodontos varía rápidamente a lo largo del tiempo, de modo que las especies del grupo han tenido una vida

media muy corta y son útiles para caracterizar intervalos cortos de tiempo (menos de un millón de años). Su alta resolución bioestratigráfica ha hecho que sean considerados como los marcadores de los límites de las unidades de tiempo entre el Ordovícico y el Pérmico.

Por otra parte, su particular composición química hace que sean muy resistentes a los procesos geológicos. Los cambios en su color con el aumento de la temperatura permiten emplearlos como indicadores térmicos de las diferentes etapas entre la diagénesis y el metamorfismo de grado medio.

ÍNDICE DE ALTERACIÓN DEL COLOR DE LOS CONODONTOS (CAI)

Los conodontos, como cualquier otro fósil, forman parte de las rocas sedimentarias y, por tanto, pueden estar afectados por los procesos geológicos que ha soportado la roca en la que se encuentran. Estos procesos son: diagénesis (compactación, cementación, disolución, etc.), deformación, metamorfismo y otros relacionados con la formación de yacimientos minerales. Todos ellos están condicionados por las variaciones en la presión, la temperatura y el contenido en fluidos de las rocas (principalmente agua). Como consecuencia del desarrollo de estos procesos, los conodontos sufren habitualmente cambios en su estructura, su superficie, la composición química y en el color.

Desde los primeros descubrimientos de conodontos en la naturaleza, ya resultaba llamativa la variación en su coloración, desde el amarillo pálido al marrón, negro, blanco y transparente (Harley, 1861). Estos cambios pueden observarse tanto en un elemento y/o en distintos elementos de la misma muestra como en conodontos procedentes de muestras recogidas en diferentes localidades y/o edades.

El cambio en el color de los conodontos fue sistematizado por Epstein et al. (1977) y Rejebian et al. (1987) a través de la comparación de colecciones naturales con elementos modificados mediante experimentos de laboratorio. Para ello utilizaron conodontos considerados inalterados de color amarillo pálido, ya que procedían de rocas que estuvieron siempre a temperaturas muy bajas y sin deformación. Los experimentos variaban las condiciones de presión, temperatura y el contenido en

fluidos hasta obtener resultados similares al color de los conodontos procedentes de la naturaleza. Los resultados permitieron establecer el índice de alteración del color de los conodontos (CAI), a partir de una escala de grados con 8 valores de CAI (Epstein et al., 1977, Rejebian et al., 1987; Fig.2). El aumento en los grados del CAI tiene lugar por el incremento de la temperatura a través del tiempo, produciéndose un cambio progresivo, acumulativo e irreversible. Por lo tanto, el color podría indicar la temperatura máxima a la que ha estado un conodonto, y en consecuencia a la que estuvo la roca que lo contiene.

Los rangos de temperatura para cada índice del CAI se obtuvieron a partir de la extrapolación de los intervalos de calentamiento obtenidos en el laboratorio a los tiempos geológicos mediante la recalibración del diagrama de Arrhenius (Epstein et al., 1977, Rejebian et al., 1987). De este modo, el diagrama de Arrhenius con los campos delimitados para cada valor del CAI (Rejebian et al., 1987) permite usar el color de los conodontos como un paleotermómetro a partir de un valor del CAI y el intervalo de tiempo estimado de calentamiento, y para un rango de temperaturas entre <math><50^{\circ}\text{C}</math> y $>600^{\circ}\text{C}$.

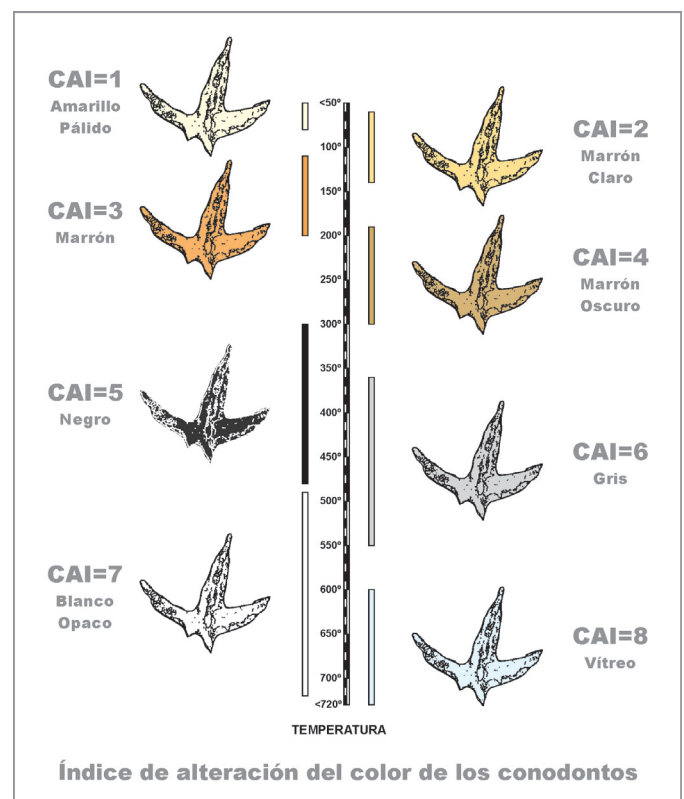


Fig. 2. Cuadro mostrando los intervalos del CAI, así como la coloración de los conodontos para cada valor del CAI y el rango de temperatura al que les corresponde de acuerdo con Epstein et al., (1977) y Rejebian et al., (1987).

El CAI es ampliamente utilizado como paleotermómetro en rocas marinas paleozoicas y triásicas, en donde los conodontos son abundantes, y constituye un método sencillo y barato. Como el CAI persiste sin modificación durante los procesos térmicos retrógrados es un indicador muy fiable. Los conodontos se concentran

fácilmente a partir de rocas carbonatadas y el CAI se puede complementar con otros indicadores de metamorfismo normalmente aplicados a rocas siliciclásticas y/o ricas en materia orgánica, como la mineralogía de las arcillas, la reflectancia de la vitrinita, y el tanto por ciento en peso del carbono fijado en querógeno (Fig.3).

Conodontos				Vitrinita		Intevalo de carbones	Hidro-carbuuros	Facies del Meta-morfismo Organico	Índice de Kübler (KI)	Facies minerales	Grado meta-mórfico	
CAI	Color (intervalos de color en la tabla de Munsell)	Tejido albedo	Intervalo térmico °C	Reflectancia %Rm equiv. de la litología encajante	Carbono fijado en la roca encajante							
1	Amarillo claro (2,5Y 7/4 a 8/4)	Poco visible o invisible	<50-80	DIAZAONA	<0,8	60%	D	Gas seco superficial, gas húmedo y aceite	Inmadura	ZONA DAGÉNÉTICA	Facies de las zeolitas	Diagénesis
1,5	Marrón muy claro (10YR 7/3 a 10YR 8/4)		50-90		0,7-0,85	60-65%	C	Aceite pesado a liviano y gas húmedo	Maduración incipiente			
2	Marrón a marrón oscuro (10YR 4/2 a 10YR 3/2)	Visible apariencia lechosa	60-140		0,85-1,4	65-73%	B		Maduro, ventana líquida			
3	Marrón muy oscuro grisáceo (10YR 4/2) a marrón oscuro rojizo (5YR 2,5/2) a marrón negro (10YR 2,5/1)	Oscurecido a marrón crema	110-200	ANCAIZONA	1,3-1,95 (1,8)	73-84%	A	Gas húmedo condensado	Sobremaduro	ANQUIZONA	Sub-esquistos verdes <i>Clorita-moscovita</i>	Grado muy bajo
4	Marrón negro (5YR 2,5/1) a negro (10YR 2,5/1)	Marrón cambiando a gris	190-300		1,95-3,6 (1,8-3,5)	84-95%	C	Gas seco o estéril				
5	Negro (7,5YR 2,5/0) a negro (2,5YR 2,5/0)	Gris negro si es visible; se reduce	300-480		+3,60 (3,5-5,0)	+95%	B					
5,5		A veces más oscuro que el resto		EPIZAONA	<6,0		A	estéril	0,42-0,25	EPIZAONA	Esquistos verdes <i>biotita-granate</i>	Grado bajo
6	Gris medio oscuro a gris medio (N4-N5)		360-550				Meta-antracita y grafito		<0,25			
6,5	Gris medio claro a gris claro (N6-N7)		440-610									
7	Gris muy claro a blanco (N8-N9)		490-720	MESOZONA						MESOZONA	Anfibolita <i>Granate</i>	Grado medio
8	Sin color o cristal claro		>600									

Fig. 3. Correlación entre varios índices térmicos para las condiciones entre la diagénesis y el metamorfismo de grado medio. Conodontos, CAI, color e intervalo térmico, cambios en el color del tejido albedo, zonación de la diagénesis al metamorfismo, correlación aproximada con índice de la vitrinita, intervalos de carbones, hidrocarburos, índice de Kübler para los minerales de las arcillas, facies minerales, con los minerales diagnósticos asociados a conodontos en muestras con metamorfismo y grado metamórfico (ver referencias en Blanco-Ferrera, 2011).

¿POR QUÉ CAMBIAN DE COLOR LOS CONODONTOS?

Los cambios de color de los conodontos son atribuidos a la maduración de la materia orgánica contenida en su interior. La mayor parte de esta materia está diseminada entre los cristales de apatito que se agrupan formando láminas concéntricas. Mediante la carbonización de la materia orgánica (enriquecimiento en carbono respecto al contenido en hidrógeno y oxígeno, por pérdida de dióxido de carbono y agua) se obtienen las coloraciones oscuras. A mayores temperaturas (metamorfismo) el carbono acumulado en el conodonto se pierde mediante la recristalización del apatito y el lavado por fluidos,

obteniéndose las coloraciones grises, blancas y finalmente cristalinas.

Otros restos fósiles como los foraminíferos aglutinados o los ostrácodos se han utilizado como indicadores a través de su cambio de color, pero realmente tan sólo los restos formados exclusivamente por materia orgánica se han demostrado útiles, como el color de los palinomorfos (esporas y polen), la reflectancia de escolecodontos (mandíbulas de anélidos), graptolitos y sobre todo de la vitrinita. Todos estos índices se basan en el decrecimiento en el carbono orgánico y el incremento consecuente en carbono fijado durante la maduración del querógeno. Algunos tipos de querógeno al ser calentados desprenden hidrocarburos (petróleo a aprox. 60°-120°, gas natural

a aprox. 120°-150 °C). Para obtener hidrocarburos debemos haber aislado relativamente la materia orgánica y frenado su descomposición en superficie por la actividad biológica. Un enterramiento rápido en un ambiente faltar de oxígeno puede ser suficiente para aislarla. La materia orgánica se cuece lentamente a medida que se entierra a mayor presión y temperatura. Fundamentalmente los lípidos y la lignina se transforman en querógeno que a su vez produce petróleo cuando es rico en hidrogeno o gas si lo es en menor medida.

Los conodontos pueden ser útiles para entender cómo se producen los hidrocarburos. Un conodonto podríamos tomarlo como una cápsula natural de experimentación a modo del juguete bola de nieve (Fig.4), donde la nieve está sustituida por materia orgánica. Dicha nieve se va transformando al calentar la bola y cambia su color, contribuyendo mayoritariamente al cambio en el color de toda la bola. Si el proceso tiene lugar con materia orgánica con un bajo contenido en hidrógeno o en un grado muy avanzado, nuestra bola tomaría un color negro (CAI 5), con sus copos formados por carbono, a imagen del carbón natural.

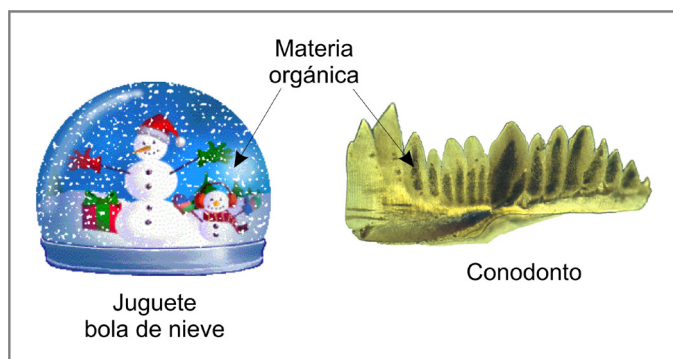


Fig. 4. Comparación de la disposición de la materia orgánica en un conodonto, responsable de los cambios de color, con la nieve en un juguete bola de nieve.

DETERMINACIÓN DEL CAI

Para determinar los valores del CAI se requiere una lupa binocular, una fuente de luz intensa y un patrón estándar con el que comparar los conodontos. El patrón estándar está confeccionado a partir de conodontos obtenidos de la naturaleza y otros transformados experimentalmente en el laboratorio, y es donado gratuitamente a todo aquel investigador interesado en la aplicación del CAI por la Dra. Anita Harris (Servicio Geológico USA). No obstante, si se carece del conjunto estándar, se pueden emplear las tablas

con las ilustraciones de los colores de los índices del CAI que se encuentran en Epstein et al. (1977) y Rejebian et al. (1987).

Para determinar el CAI de un conodonto tenemos que situarlo sobre la superficie del estándar al lado del elemento con el que lo queremos comparar, o al revés si el conodonto a determinar está incluido en una roca. Se recomienda determinar el valor del CAI de un conodonto en las partes con tonos más claros y que generalmente son las más delgadas (Epstein et al., 1977) y preferentemente en elementos de tamaño medio. El CAI de una muestra corresponde al valor del índice que presenten el mayor número de conodontos de la misma.

REPRESENTACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS DEL CAI

Los datos del CAI obtenidos en cualquier estudio, se exponen generalmente como listados en tablas, aunque como en cualquier rama de la geología resulta ilustrativa su representación gráfica sobre sucesiones estratigráficas o sondeos, cortes geológicos y, en mayor medida, en mapas geológicos. Las representaciones del CAI/espesor de estratos en una sucesión o del CAI/edad muestran, en el caso más sencillo, un incremento de los valores cuanto mayor es la profundidad a la que ha estado la roca (mayor temperatura) o más antigua es la edad de la misma (duración mayor del tiempo de enterramiento-calentamiento). Las representaciones de los valores del CAI sobre los cortes geológicos permiten interpretar las variaciones del CAI en función de los cambios de espesor debidos a duplicación tectónica, deformación, y/o erosión de grandes volúmenes rocosos (García-López et al., 1997; Bastida et al., 1999). La realización de mapas de isolíneas de CAI sobre mapas geológicos, permite establecer hipótesis sobre la temperatura de enterramiento y el gradiente geotérmico de las rocas, así como restaurar las partes erosionadas y reconstruir la configuración de las cuencas (Harris, 1979). Estos mapas han sido utilizados para la prospección de yacimientos minerales y de hidrocarburos. Las zonas con valores térmicos altos son interpretadas en función de procesos geológicos tales como intrusiones de cuerpos ígneos, fluidos hidrotermales a alta temperatura e incluso puntos calientes (Nowlan y Barnes, 1987). La distribución de isogradas para valores bajos del CAI permite delimitar volúmenes rocosos susceptibles de contener

hidrocarburos. Las isogradas pueden indicar la transición diagénesis/metamorfismo o diferentes intervalos dentro de las mismas, lo que permite caracterizar distintos acontecimientos geológicos y térmicos.

Los diferentes acontecimientos pueden ser interpretados a través de la uniformidad o variabilidad de los valores del CAI (dentro de una muestra, o entre las muestras de localidades próximas), el estudio de la estructura y textura superficial de los conodontos (Rejebian et al., 1987). La homogeneidad en los valores del CAI es típica del enterramiento. El metamorfismo regional produce una recristalización asociada a frecuentes deformaciones del conodonto. Aquellos conodontos afectados por metamorfismo de contacto y/o actividad hidrotermal tienen una cierta variación en los valores del CAI dentro de una muestra, con valores muy dispares cuando la actividad hidrotermal se produce en rocas con condiciones diagenéticas.

CONCLUSIONES

El acercamiento de una manera sencilla a los conodontos por los alumnos, nos permite mostrar conceptos básicos de la geología a través del cambio de color de un microfósil. La metodología con la que se determina el índice de color es sencilla y fácilmente asimilable por los alumnos, que tendrán que utilizar lupas binoculares, y otros elementos básicos en el estudio de los microfósiles, haciendo que sus experiencias sean más parecidas al trabajo real de los micropaleontólogos. El índice de color de los conodontos se utiliza para reconstruir la historia geotérmica de las cuencas sedimentarias y para la prospección de yacimientos minerales y de hidrocarburos. La formación de los grandes depósitos de hidrocarburos puede explicarse a partir de la maduración de las pequeñas cantidades de materia orgánica presentes en un conodonto y su consiguiente cambio de color.

BIBLIOGRAFÍA

Aldridge, R.J., Briggs, D.E.G., Smith, M.P., Clarkson, E.N.K. y Clark, N.D.L. 1993. The anatomy of conodonts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B* 340, 405-421.

Bastida, F., Brime, C., García-López, S. y Sarmiento, G. 1999. Tectonothermal evolution in a region with thin skinned tectonics: the western nappes in the Cantabrian Zone (Variscan belt of NW Spain). *International Journal of Earth Sciences* 88, 38-48.

Blanco-Ferrera, S. 2011. Los conodontos y la evolución tectonotérmica del sector noreste de la Zona Cantábrica. 296 pp. Tesis Doctoral de la Universidad de Oviedo, inédito.

Blieck, A. R.M., Turner, S., Burrow, C.J., Schultze, H.-P., Rexroad, C., Bultynck, P.B., y Nowlan, G.S. 2010. Fossils, histology, and phylogeny: Why conodonts are not vertebrates. *Episodes* 33, 234-241.

Briggs, D.E.G., Clarkson, E.N.K. y Aldridge, R.J. 1983. The conodont animal. *Lethaia* 16, 1-14.

Ellison, S.P. J. 1944. The composition of conodonts. *Journal of Paleontology* 18, 133-140.

Epstein, A.G., Epstein, J.B. y Harris, L.D. 1977. Conodont colour alteration – an index to organic metamorphism. *Professional Paper of the U.S. Geological Survey* 995, 1-27.

García-López, S., Brime, C., Bastida, F. y Sarmiento, G.N. 1997. Simultaneous use of thermal indicators to analyse the transition from diagenesis to metamorphism: An example from the Variscan Belt of NW Spain. *Geological Magazine* 134, 323-334.

Harley, J. 1861. On the Ludlow bone-bed and its crustacean remains. *Quaternary Journal of the Geological Society of London* 17, 542-553.

Nowlan, G.S. y Barnes, C.R. 1987. Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology. En: Austin, R. L. (ed.), *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*, 188-202. *British Micropaleontological Society Series*, Ellis Horwood, Chichester.

Pander, C.H. 1856. *Monographie der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements*. Akademie der Wissenschaften, St Petersburg, 1-91.

Rejebian, V.A., Harris, A.G. y Huebner, J.S. 1987. Conodont colour and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration. *Bulletin of the Geological Society of America* 99, 471-479.