

**REAL ACADEMIA DE CIENCIAS
EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES**

DISCURSO INAUGURAL

DEL AÑO ACADÉMICO 2020-2021

**LEÍDO EN LA SESIÓN CELEBRADA EL DÍA 21 DE OCTUBRE DE 2020
POR EL ACADÉMICO NUMERARIO**

EXCMO. SR. D. JUAN ANTONIO VERA TORRES

SOBRE EL TEMA

**AVANCES EN EL CAMPO
DE LA ESTRATIGRAFÍA**



**MADRID
DOMICILIO DE LA ACADEMIA
VALVERDE, 22 - TELÉFONO 917 014 230**

www.rac.es

2020

ISSN: 1138-4093

ISBN: 978-84-87125-71-3

Depósito Legal: M-24771-2020

ÍNDICE

	<u>Páginas</u>
Introducción	7
PARTE PRIMERA	
1. Métodos de datación e interpretación de los fenómenos geológicos	13
1.1. Métodos de datación relativa y de datación numérica	14
1.2. Métodos radiométricos	17
1.3. Magnetoestratigrafía	19
1.4. Métodos basados en la ciclicidad (Cicloestratigrafía)	22
1.5. Continuidad y discontinuidad	27
1.6. Métodos basados en la correlación estratigráfica	28
1.7. Valoración actual de los métodos de división temporal	29
PARTE SEGUNDA	
2. Aplicación a un fenómeno global (la Crisis Salina del Messiniense)	31
2.1. Propuesta inicial y desarrollo desde 1960 a 1999	31
2.1.1. Descubrimiento de grandes volúmenes de evaporitas	34
2.1.2. ¿Hubo o no desecación del Mediterráneo?	36
2.1.3. Estudios detallados de las facies y sus microfósiles	37
2.2. Debate sobre la interpretación de los fenómenos acaecidos (2000-2020) ..	39
2.2.1. Análisis de las fuentes de información	39
2.2.2. Edad numérica de las fases del fenómeno	40
2.2.3. Cicloestratigrafía	42
2.2.4. Superficies erosivas y discontinuidades	44
2.2.5. Final del proceso: apertura del Estrecho de Gibraltar e inundación del mar Mediterráneo	46
2.3. Estado actual del conocimiento	47
Reflexiones finales	49
Bibliografía de la introducción y la parte primera	51
Bibliografía de la parte segunda (La Crisis Salina del Messiniense)	57

Excelentísimo Señor Presidente de la Real Academia
Excelentísimas Señoras y Señores Académicos
Señoras y señores, amigas y amigos

INTRODUCCIÓN

Hace 17 años, en octubre del año 2003, en este noble salón, pronunciaba mi discurso de ingreso en esta Real Academia que titulaba *Temas de actualidad en la interpretación del registro estratigráfico*. En sus primeros párrafos definía la **estratigrafía** como la ciencia geológica que tiene como objetivo principal *el estudio de las rocas estratificadas y a partir del mismo obtener la información necesaria para elaborar la historia de nuestro planeta con la máxima fiabilidad y con el mayor grado de precisión posibles* (Vera, 2003). La **estratigrafía** es una ciencia joven ya que usualmente se considera que se individualizó del tronco común, de la **geología**, en el año 1913, coincidiendo con la publicación del primer libro con este título (Grabau, 1913). Al cultivo de esta ciencia me he dedicado durante mi prolongada vida laboral como profesor e investigador en la Universidad de Granada.

Trataré sobre los avances más significativos alcanzados en los dos últimos decenios en los métodos de datación de las rocas estratificadas y en la interpretación de los fenómenos geológicos acaecidos en tiempos anteriores. Estos avances, muy notables, han sido posibles, en gran parte, gracias al trabajo de campo y de laboratorio de muy diversos grupos de investigación que han estudiado en detalle las rocas estratificadas que afloran en la superficie de la Tierra en casi su totalidad. Han contribuido igualmente los estudios tanto de campo como del subsuelo, promovidos por entidades internacionales en los que han participado numerosos científicos de diferentes ramas de la geología, incluida la **estratigrafía**, abordando temas interdisciplinares.

Especial interés han tenido, en el campo de la estratigrafía, los grandes proyectos internacionales entre cuyos objetivos estaban la diferenciación de conjuntos de estratos superpuestos (**unidades estratigráficas**), la datación de sus límites a partir del estudio de los fósiles que contienen (**edad relativa**) y la aplicación de técnicas instrumentales que nos permitan conocer su **edad numérica**, esto es, la expresada en años y sus múltiplos, generalmente en **millones de años (Ma)**.

Entre ellos merecen destacarse los cuatro proyectos consecutivos dedicados a realizar sondeos, mayoritariamente con testigo continuo, en los fondos de mares y océanos con fines puramente científicos. Estos proyectos estuvieron inicialmente financiados por los Estados Unidos, aunque progresivamente se ha ido contando con la participación de un conjunto de países cada vez mayor.

El primero de estos proyectos fue el *Deep Sea Drilling Project (DSDP)* desarrollado desde 1968 a 1983 y realizado con el buque *Glomar Challenger*, especialmente construido para poder realizar sondeos en los fondos oceánicos, mediante el uso de técnicas de posicionamiento dinámico, que mantienen a los buques en la misma posición durante todo el tiempo que dure la perforación.

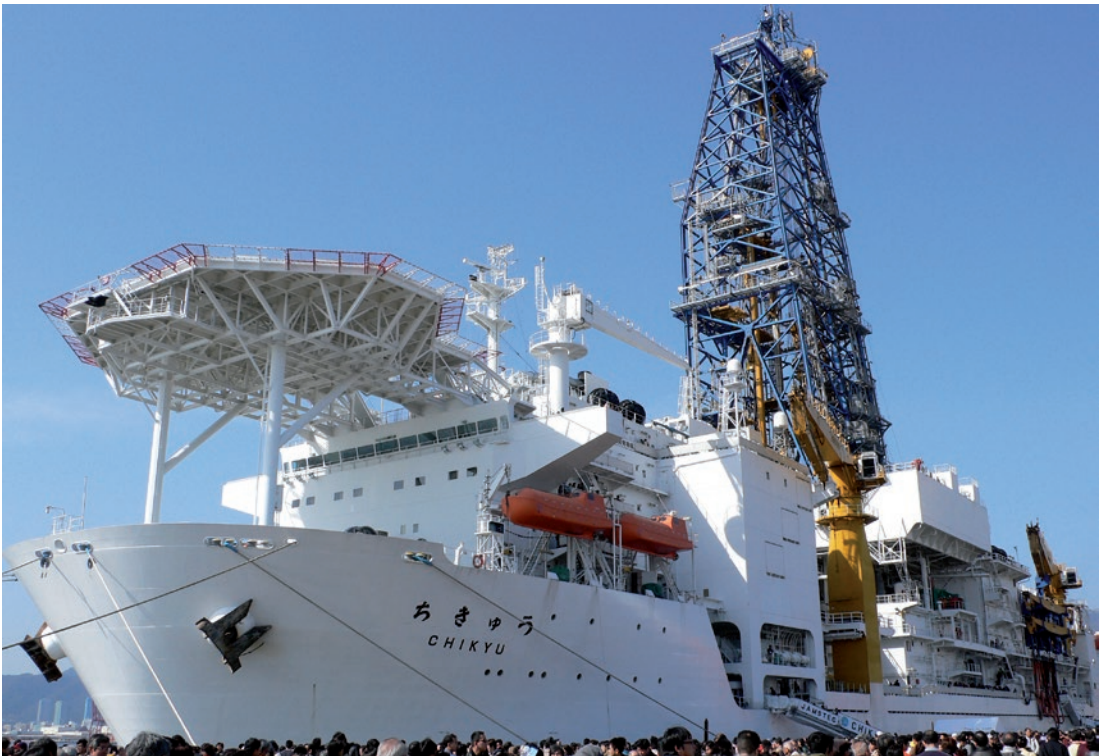
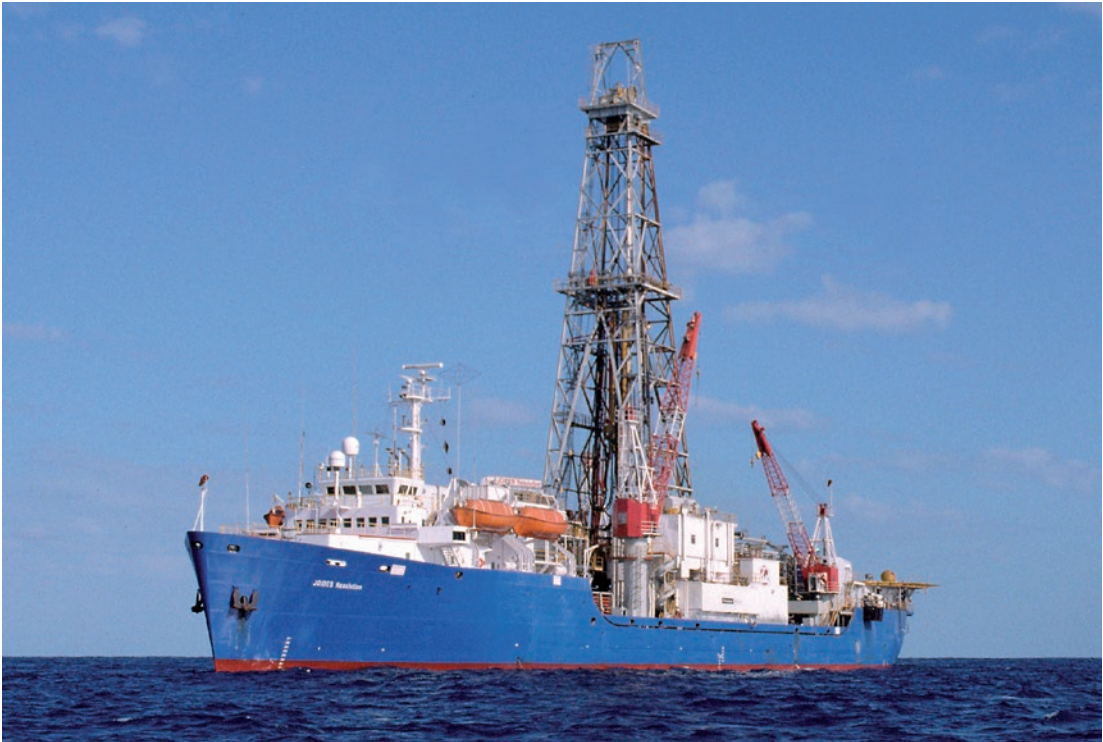


Figura 1. Buques oceanográficos dotados con dispositivos de posicionamiento dinámico utilizados en los proyectos ODP y IODP. Foto superior: *Joides Resolution*. Foto inferior: *Chikyu*.

El segundo fue el *Ocean Drilling Program (ODP)* desde 1983 a 2003 operado por el mismo buque los dos primeros años, hasta que en 1985 fue reemplazado por el buque *JOIDES Resolution* (Figura 1a). Se trata de un buque usado previamente en la prospección petrolífera y adaptado a su nueva misión de manera que dispone de áreas de convivencia y alojamiento de los científicos (de 30 a 35) que participen en cada campaña y de laboratorios para el estudio de las muestras. Este buque tras diversas modificaciones y mejoras técnicas sigue estando, en el año 2020, en pleno uso.

El tercer proyecto fue el *Integrated Ocean Drilling Program (IODP)* llevado a cabo desde 2003 a 2013 en el que siguió usándose el buque *JOIDES Resolution* al que se unió el buque japonés *Chikyu* (Figura 1b), dotado con una tecnología muy moderna que permite iniciar los sondeos en fondos oceánicos profundos y desde ellos perforar varios kilómetros. En las misiones científicas realizadas por el buque *Chikyu* han navegado, en cada una de ellas, además de la tripulación, hasta 50 científicos de las más diversas especialidades de la geología y de las ciencias afines.

Finalizado este tercer proyecto (*IODP*), en octubre de 2013, los dos buques citados (*JOIDES Resolution* y *Chikyu*) continuaron sus campañas de perforación de los fondos marinos, en este caso, colaborando con el **Programa Internacional de descubrimiento de los océanos: Explorando la tierra bajo del mar** (*International Ocean Discovery Program: Exploring the Earth Under the sea*).

Entre todos estos proyectos se han realizado, hasta el momento, más de 3.500 sondeos, desde los buques oceanográficos posicionados dinámicamente, localizados en muy diversos sectores de los fondos oceánicos previamente seleccionados por su interés científico de entre las diversas propuestas recibidas. Los testigos de sondeos obtenidos (más de 4.000.000 m) han sido estudiados en los laboratorios de los buques por especialistas de todas las ramas de la geología. Pese a ello, siempre se ha reservado una parte del testigo en una gran litoteca, lo que posibilitará hacer estudios aplicando las técnicas nuevas que vayan surgiendo en tiempos futuros.

A partir de la mitad del siglo XX, otra fuente de información de gran interés de la estratigrafía ha sido la obtenida en la prospección petrolífera tanto en tierra como en el mar, cuando sus resultados dejan de ser confidenciales y pasan a ser de libre disposición. De ellos destacan, por su interés estratigráfico, los datos obtenidos en las campañas de **prospección geofísica** que permitían conocer la geometría de los cuerpos rocosos en el subsuelo. Igualmente tienen gran interés los datos aportados por los **sondeos mecánicos**, realizados en la búsqueda de nuevos campos petrolíferos, en especial los datos sobre la litología y micropaleontología de las rocas atravesadas.

Desde 1950 se dispone de un organismo científico internacional, al que pertenecen más de 120 países, cuya misión es velar por la correcta división del tiempo geológico y la unificación de los criterios seguidos en la jerarquización y denominación de las unidades estratigráficas. También se ocupa de la actualización de los valores numéricos de los límites de unidades estratigráficas cada vez que se disponga de nuevas dataciones de mayor grado de fiabilidad que las anteriores.

Tabla CRONOESTATIGRÁFICA DE LA COMISIÓN INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFÍA (versión v 2018/08)

Eonotema / Eón		Eratema / Era		Sistema / Período		Serie / Época		Piso / Edad	GSSP	Edad (Ma)
Fanerozoico	Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	S M I				Megalayense		actualidad
								Norgripiense		0.0042
								Groenlandiense		0.0082
								Superior		0.0117
								Medio		0.126
		Pleistoceno						Calabriense		0.781
								Gelasienne		1.80
										2.58
		Plioceno						Piacenziense		3.600
								Zancliense		5.333
	Neógeno	Mioceno						Messiniense		7.246
								Tortonienne		11.63
								Serravalliense		13.82
								Langhiense		15.97
								Burdigaliense		20.44
								Aquitaniense		23.03
										27.82
		Oligoceno						Chattienne		33.9
								Rupeliense		37.8
	Paleógeno	Eoceno						Priabonienne		41.2
								Bartoniense		47.8
								Luteciense		56.0
								Ypresiense		59.2
								Thanetiense		61.6
		Paleoceno						Selandiense		66.0
								Daniense		72.1 ± 0.2
										83.6 ± 0.2
	Mesozoico	Cretácico	Superior					Maastrichtiense		86.3 ± 0.5
								Campaniense		89.8 ± 0.3
								Santoniense		93.9
								Coniaciense		100.5
								Turonienne		~ 113.0
			Inferior					Cenomaniense		~ 125.0
								Albiense		~ 129.4
								Aptiense		~ 132.9
								Barremiense		~ 139.8
								Hauteriviense		~ 145.0
								Valanginiense		
								Berriasiense		
Fanerozoico	Mesozoico	Jurásico	Superior					Titoniense		152.1 ± 0.9
								Kimmeridgiense		157.3 ± 1.0
								Oxfordiense		163.5 ± 1.0
			Medio					Calloviense		166.1 ± 1.2
								Bathonienne		168.3 ± 1.3
								Bajociense		170.3 ± 1.4
			Inferior					Aalenienne		174.1 ± 1.0
								Toarciense		182.7 ± 0.7
								Pliensbachienne		190.8 ± 1.0
								Sinemuriense		199.3 ± 0.3
								Hettangiense		201.3 ± 0.2
	Triásico	Superior						Rhaetiense		~ 208.5
								Noriense		~ 227
								Carniense		~ 237
		Medio						Ladiniense		~ 242
								Anisiense		247.2
								Olenekiense		251.2
		Inferior						Induense		251.902 ± 0.024
								Changhsingiense		254.14 ± 0.07
								Wuchiapingiense		259.1 ± 0.5
								Capitaniense		265.1 ± 0.4
	Pérmico	Guadalupiense						Wordiense		268.8 ± 0.5
								Roadiense		272.95 ± 0.11
								Kunguriense		283.5 ± 0.6
		Cisuraliense						Artinskiense		290.1 ± 0.26
								Sakmariense		293.52 ± 0.17
								Asseliense		298.9 ± 0.15
								Gzheliense		303.7 ± 0.1
								Kasimoviense		307.0 ± 0.1
	Carbonífero	Pensilvánico						Moscoviense		315.2 ± 0.2
								Bashkiriense		323.2 ± 0.4
								Serpukhoviense		330.9 ± 0.2
		Misísipico						Viseense		346.7 ± 0.4
								Tournaisiense		358.9 ± 0.4

Eonotema / Eón	Erátoma / Era	Sistema / Período	Serie / Época	Piso / Edad	GSSP	Edad (Ma)
Fanerozoico	Paleozoico	Devónico	Superior	Fameniense		358.9 ± 0.4
				Frasniense		372.2 ± 1.6
			Medio	Givetense		382.7 ± 1.6
				Eifeliense		387.7 ± 0.8
			Inferior	Emsiense		393.3 ± 1.2
				Pragiense		407.6 ± 2.6
				Lochkoviense		410.8 ± 2.8
		Silúrico	Prídoli			419.2 ± 3.2
						423.0 ± 2.3
			Ludlow	Ludfordiense		425.6 ± 0.9
				Gorstense		427.4 ± 0.5
			Wenlock	Homeriense		430.5 ± 0.7
				Sheinwoodiense		433.4 ± 0.8
			Llandovery	Telychiense		438.5 ± 1.1
				Aeroniense		440.8 ± 1.2
				Rhuddaniense		443.8 ± 1.5
				Hirnantense		445.2 ± 1.4
		Ordovícico	Superior	Katiense		453.0 ± 0.7
				Sandbiense		458.4 ± 0.9
			Medio	Darriwilense		467.3 ± 1.1
				Dapingiense		470.0 ± 1.4
			Inferior	Floiese		477.7 ± 1.4
				Tremadociense		485.4 ± 1.9
		Cámbrico	Furongiense	Piso 10		~ 489.5
				Jiangshaniense		~ 494
				Paibiense		~ 497
				Guzhangense		~ 500.5
			Miaolingense	Drumiense		~ 504.5
				Wuliuense		~ 509
			Serie 2	Piso 4		~ 514
				Piso 3		~ 521
				Piso 2		~ 529
			Terreneuviense	Fortuniense		541.0 ± 1.0

Eonotema / Eón	Erátoma / Era	Sistema / Período	GSSP	Edad (Ma)
Precámbrico	Proterozoico	Ediacárico		~ 635
		Criogénico		~ 720
		Tónico		1000
		Esténico		1200
		Ectásico		1400
		Calímico		1600
	Paleo-proterozoico	Estatérico		1800
		Orosírico		2050
		Riácico		2300
		Sidérico		2500
	Arcaico	Neo-arcaico		2800
		Meso-arcaico		3200
		Paleo-arcaico		3600
		Eo-arcaico		4000
		Hádico		~ 4600

Todas las unidades de esta Tabla, cualquiera que sea su rango, se definen por el Estratipo Global de Límite (GSSP - *Global Boundary Stratotype Section and Point*) referido siempre a su límite inferior. Este proceso se halla todavía inacabado e incluirá las unidades del Arcaico y Neoproterozoico, cuyas divisiones se convinieron inicialmente mediante edades absolutas (GSSA - *Global Standard Stratigraphic Ages*). La posición de los GSSP oficiales se indica en la tabla mediante el símbolo del "Clavo Dorado" (*Golden Spike*), que los materializa en el terreno. El original de la tabla en distintos idiomas y formatos, junto con los detalles de los estratotipos globales de límite (criterio de definición de cada uno, localización geográfica y geológica, correlación, etc.), están disponibles en la web www.stratigraphy.org.

Las edades absolutas, expresadas en millones de años (Ma), son sólo orientativas, pues tanto el Ediacárico como las unidades del Fanerozoico se definen formalmente por sus correspondientes GSSP, en vez de por edades numéricas. No obstante, para aquellas divisiones que no cuentan aún con un estratipo global o con edades bien establecidas, se indican las dataciones aproximadas (~ Ma) de sus límites. Las edades numéricas han sido tomadas de Gradstein *et al.* (*A Geologic Time Scale 2012*), con excepción de las correspondientes al Cuaternario, Paleógeno superior, Cretácico, Triásico, Pérmico y Precámbrico, que fueron aportadas por las subcomisiones respectivas de la ICS-IUGS.

Tabla diseñada por K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard y J.-X. Fan © International Commission on Stratigraphy (IUGS), Agosto 2018

Citar como: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; actualizada). The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

<http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2018-08Spanish.pdf>



Este organismo es la **Comisión Internacional de Estratigrafía** (*International Commission on Stratigraphy -ICS-*) perteneciente a la **Unión Internacional de Ciencias Geológicas** (*International Union of Geological Science -IUGS-*). Las bases para el uso de una nomenclatura estratigráfica correcta se han establecido en los trabajos de Hedberg (1976), Basset (1985), Harland *et al.* (1990), Whittaker *et al.* (1991), Berggren *et al.* (1995a,b), Aubry *et al.* (1999), Grandstein *et al.* (2004a,b, 2012), Ogg *et al.* (2016), entre otros, y en las normas que difunde esta comisión en sus publicaciones y circulares internas y más recientemente en su página web (<http://www.stratigraphy.org>).

El citado organismo (ICS) publica periódicamente nuevas versiones actualizadas de la **Tabla Cronoestratigráfica Internacional** (*International Chronostratigraphic Chart*) (Figura 2) incluyendo las actualizaciones más recientes en especial en la valoración numérica de los límites de las unidades estratigráficas. En las sucesivas ediciones de esta tabla se pone de manifiesto que las dataciones más precisas son las de unidades estratigráficas más modernas. En este trabajo voy a referirme exclusivamente a las rocas estratificadas del **Fanerozoico**.

El máximo de precisión se alcanza en la datación de rocas de los últimos 2,588 Ma (**Cuaternario**). En dataciones del intervalo comprendido entre hace 2,588 Ma hasta hace 66 Ma (**Neógeno** y **Paleógeno**) el grado de precisión es bastante alto. Algo menos precisas son las dataciones en rocas cuya edad numérica oscila entre hace 66 Ma hasta hace 145 Ma (**Cretácico** y **Jurásico**) y aún menos precisas para el resto del **Eón Fanerozoico** desde hace 145 Ma hasta hace 541 Ma.

El grado de precisión de las dataciones numéricas de los límites entre unidades cronoestratigráficas sucesivas ha ido aumentando a medida que se disponen de datos cada vez más precisos obtenidos tras el estudio de los correspondientes **estratotipos límite**, propiciado por la **Comisión Internacional de Estratigrafía** y en el que se posibilita una amplia participación de científicos de diferentes países. Este ajuste de la datación numérica se pone claramente de manifiesto si se comparan los valores numéricos de los límites de unidades de la versión más moderna de la **Tabla Cronoestratigráfica Internacional** y los que figuraban en las versiones anteriores.

Voy a estructurar mi conferencia en dos partes diferentes y complementarias. La **parte primera** tiene un carácter doctrinal ya que estará dedicada a la explicación de los métodos de estudio de la estratigrafía en especial de aquellos que permiten datar los conjuntos de estratos superpuestos y explicar los fenómenos geológicos acaecidos en tiempos pasados.

La **parte segunda** muestra cómo se han aplicado dichos métodos en la datación de conjuntos de estratos y en la deducción de los fenómenos acaecidos. El ejemplo seleccionado corresponde al intervalo temporal comprendido entre hace unos **6 Ma** hasta hace unos **5,3 Ma** durante el cual ocurrió un fenómeno geológico global muy singular que afectó al conjunto del Mar Mediterráneo y los sectores adyacentes. Este fenómeno es internacionalmente conocido como la **Crisis Salina del Messiniense** (*Messinian Salinity Crisis -MSC-*) el cual ha sido un tema preferente de investigación durante los últimos 20 años.

1. PARTE PRIMERA

1. MÉTODOS DE DATACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS FENÓMENOS GEOLÓGICOS

La superficie de la Tierra ha estado sometida a cambios desde la formación de los primeros continentes durante el Eón Arcaico. Unos de los más importantes son los ocasionados por el **ciclo geológico externo** que consisten en la progresiva destrucción de la superficie rocosa de los continentes por la acción erosiva de la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera. Los materiales desprendidos por la erosión y meteorización de los relieves son arrastrados por los agentes geológicos (agua, hielo y viento) y son transportados a áreas topográficamente más bajas como son los lagos, las llanuras costeras, los deltas y, en especial, a través de los ríos, los mares y los océanos.

Cuando termina el transporte las partículas arrastradas (sólidas de diferente tamaño, coloidales o disueltas) se depositan formando **sedimentos**, que se disponen en capas que cubren la superficie de depósito, a las que se les llaman **estratos**.

Cada **estrato** representa un intervalo del tiempo geológico y las sucesiones de estratos superpuestos están ordenadas de manera que los estratos de sedimentos más bajos son los más antiguos y los estratos más altos son los más modernos, tal como establece uno de los principios fundamentales de la estratigrafía (el *principio de la superposición*). A medida que se fueron depositando más estratos de sedimentos, unos encima de otros, los inferiores fueron sometidos a un aumento progresivo de carga que ocasionó la pérdida de gran parte del agua intersticial, el reajuste de las partículas con la consiguiente reducción del espesor y el endurecimiento pasando a ser estratos de **roca sedimentaria**.

Los estratos de los últimos 541 Ma (los del **Eón Fanerozoico**) están formados por componentes inorgánicos tales como granos rocosos de diferente tamaño, coloides y precipitados químicos, pero pueden contener, además, restos fosilizados (**fósiles**) de las partes duras de los organismos que vivieron en el mismo lugar y en el mismo intervalo de tiempo en el que se depositaron los estratos. Los fósiles proporcionan a los geólogos y a los estratígrafos una doble información. La primera es sobre el medio sedimentario en el que tuvo lugar el depósito del sedimento lo que se realiza por comparación con los medios sedimentarios actuales. La segunda es sobre la edad de las rocas sedimentarias en las que se encuentran los fósiles, aspecto que se trata en detalle en el apartado siguiente.

1.1. Métodos de datación relativa y de datación numérica

El uso de los **fósiles** como criterio de datación de las rocas sedimentarias que los contienen se realizó aplicando la Teoría de la Evolución (Darwin: *El origen de las especies*, publicada en 1859). En ella se establece que en cada intervalo de tiempo geológico vivieron unos organismos que quedaron reflejados en los fósiles y que serían diferentes de los presentes en rocas sedimentarias depositadas en intervalos de tiempo anteriores y posteriores. Los fósiles ideales para establecer una división detallada en el tiempo geológico son los procedentes de organismos que vivieron durante intervalos de tiempo relativamente cortos y que tuvieron una distribución geográfica muy amplia. Son los llamados **fósiles característicos** de cuyo estudio se ocupa la **bioestratigrafía**, ciencia intermedia entre la **estratigrafía** y la **paleontología**.

Los **fósiles característicos** mayoritariamente proceden de organismos propios de medios marinos con una amplia distribución geográfica. En menor medida hay fósiles característicos procedentes de organismos de medios continentales muy diversos como es el caso de los dientes de roedores y del polen en el Neógeno. Especial atención se presta a los **microfósiles**, esto es, a los fósiles que proceden de microorganismos (foraminíferos, radiolarios, nanoplancton, etc.) los cuales están presentes en rocas sedimentarias uniformemente distribuidos, lo que nos permite comparar las especies presentes en muestras de afloramientos superficiales con las obtenidas en los testigos de sondeos y en los testigos de pistón (Vera, 1999).

Durante el siglo XIX, antes de la separación de la estratigrafía del tronco común de la geología, el criterio fundamental utilizado para ordenar en el tiempo a las rocas estratificadas fue precisamente el contenido en fósiles. Evidentemente no se daban cifras numéricas ya que lo que se establecieron fueron divisiones de unidades estratigráficas ordenadas de más antigua a más moderna. A este tipo de datación es a la que se le llama **datación relativa**. Simultáneamente se producía una importante controversia científica sobre la edad de la Tierra y la edad de las rocas que en ella afloran, expresadas en unidades de tiempo (años y sus múltiplos). Téngase en cuenta que en la segunda mitad del siglo XIX los valores numéricos atribuidos a la edad de la Tierra oscilaron entre los 75.000 años propuestos por Buffon y los 100 Ma de otros autores. Una vez terminada la controversia sobre la edad de la Tierra, hacia principios del siglo XX, se pudo comprobar que hasta los valores más elevados propuestos por diferentes autores se quedaron muy por debajo de la realidad ya que la edad de la Tierra se estableció, gracias a las medidas radiométricas, en los **4.600 Ma**.

Los estratos y los conjuntos de estratos (**unidades estratigráficas**) se definieron en función de los fósiles característicos que contenían, especialmente los procedentes de organismos marinos. Se estableció un límite entre las dos grandes unidades de rango mayor (**Fanerozoico** y **Precámbrico**) caracterizadas por la presencia de fósiles de organismos complejos en el **eón Fanerozoico** y su ausencia en los tres eones del Precámbrico. Dentro del Fanerozoico se delimitaron tres grandes unidades con rango de **eras**, las actualmente denominadas **Paleozoico**, **Mesozoico** y **Cenozoico** (de más antigua a más moderna) cuyos límites coincidían con cambios bruscos en el contenido fósil. Todas las subdivisiones de las eras se establecieron estudiando la distribución de los fósiles presentes en las rocas sedimentarias y haciendo coincidir los límites de las unidades de rango mayor con grandes cambios de la fauna y la flora fósil.

A lo largo del siglo XIX se definieron gran parte de las unidades de un rango inmediatamente inferior a las eras, los **sistemas**. En el **Paleozoico** se definieron seis (*Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero y Pérmico*), en el **Mesozoico** tres (*Triásico, Jurásico y Cretácico*) y en el **Cenozoico** otros tres (*Paleógeno, Neógeno y Cuaternario*). Dentro de cada sistema se definieron diversas unidades de rango inferior (**series**) y dentro de ellas (**pisos**). De esta manera se llegó al final de siglo XIX con un centenar de divisiones temporales consecutivas solamente basadas en la posición relativa (**edad relativa**), sin disponer de datos numéricos de los límites de estas unidades expresados en años y sus múltiplos (**edad numérica**).

El descubrimiento de la radioactividad entre los cinco años finales del siglo XIX y los cinco años iniciales del siglo XX acabó con la controversia de la edad de la Tierra expresada en números ya que se pudo medir la **edad numérica** de las rocas. En los primeros decenios del siglo XX se usaba generalmente el término *edad absoluta* en lugar de *edad numérica* pero la tendencia actual es considerar como más correcto el adjetivo *numérico* que *absoluto*. Se justifica este cambio por tratarse de cifras referidas al tiempo actual que es cambiante y, además, por estar obtenidas por técnicas instrumentales con un cierto margen de error en la medida. En el Vocabulario Científico y Técnico de esta Real Academia, cuarta edición (Real Academia de Ciencias, 2013) se utiliza el término **edad numérica**, como ya lo hiciera el *Glossary of Geology* publicado por el *American Geological Institute*, en su quinta edición (Neuendorf et al., 2005). La *Comisión Internacional de Estratigrafía* (ICS) también usa el término **edad numérica** de manera general desde hace dos decenios.

Entre los descubridores de la radioactividad merecen destacarse, en este texto, a tres insignes científicos que fueron Académicos Correspondientes Extranjeros de esta Real Academia de Ciencias. Se trata de **Marie Curie** quien recibió en 1903 el Premio Nobel de Física y en 1911 el Premio Nobel de Química, Lord **Rayleigh** que obtuvo el Premio Nobel de Física en 1904 y **Ernest Rutherford** que fue galardonado con el Premio Nobel de Química en 1908.

Tras el descubrimiento de la radioactividad, **Bertram Boltwood** fue el primero que la aplicó, en 1907, como método de medida de edad numérica de rocas ígneas basado en la relación entre uranio y plomo. Consideró que el uranio radioactivo era el elemento que se formó cuando la roca solidificó y que el plomo era el que se fue formando a medida que se iba desintegrando. En el laboratorio, Boltwood midió la velocidad de desintegración del uranio radioactivo y la relación uranio/plomo de nueve muestras de rocas ígneas de diferentes localidades. Calculó el tiempo que hacía desde su solidificación, por tanto, la **edad numérica** de cada una de las rocas, obteniendo valores comprendidos entre 410 Ma y 2.200 Ma, según la localidad. En dataciones posteriores, efectuadas en los mismos lugares por diferentes autores y usando equipos instrumentales cada vez más precisos, los valores obtenidos para cada localidad fueron siempre los mismos, o muy similares, a los obtenidos por Boltwood. Este autor valoró la edad de la Tierra en 4.400 Ma valor muy cercano al que se considera en la actualidad como el más correcto (**4.600 Ma**), que es ligeramente superior.

Entre los años 1908 a 1910, John William **Strutt** (Lord **Rayleigh**) calculó nuevas edades numéricas de rocas mediante el estudio de los minerales radioactivos, en su laboratorio del

Imperial College de Londres. Un discípulo suyo llamado Arthur **Holmes** (1890-1965) fue realmente quien a partir de 1911 puso a punto los métodos de medida de edades numéricas basados en el estudio de elementos radioactivos. En 1913, cuando apenas tenía 23 años, publicó un libro (Holmes, 1913) con las edades numéricas de los límites de las eras y periodos definidos previamente en la escala de tiempo relativo. Este libro fue traducido a múltiples idiomas y reeditado varias veces por el autor ajustando los valores de edad numérica a los nuevos datos disponibles.

A partir 1950 la *Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS)*, pasó a ocuparse de la revisión de las unidades estratigráficas y de la actualización de los datos de edad numérica de los límites. Para el Fanerozoico, la revisión de las unidades estratigráficas consiste básicamente en aplicar **métodos bioestratigráficos de alta resolución** que permitan establecer subdivisiones dentro de los pisos. De una parte, consisten en utilizar los **biohorizontes** de primera aparición y los de última presencia de fósiles dentro de cada piso, con lo que se pueden establecer **zonas** y **subzonas** como divisiones dentro del piso extrapolables a otras secciones estratigráficas. De otra parte, consisten en usar simultáneamente los **biohorizontes**, pero de diferentes taxones, con lo que se pueden delimitar más superficies de estratificación isócronas.

La actualización de los datos de edad numérica de los límites de unidades se hace mediante la recopilación de las dataciones numéricas obtenidas a partir de la medida radiométrica de coladas volcánicas, intercaladas entre las rocas sedimentarias del mismo intervalo de tiempo y en muy diferentes localidades. Las subdivisiones dentro de los pisos se pueden hacer aplicando **métodos radiométricos** como las dataciones numéricas de coladas intercaladas entre las rocas sedimentarias del piso correspondiente. En otros casos se establecen aplicando algunas de las técnicas que se explican a continuación en los otros métodos de datación (**magnetoestratigrafía** y **cicloestratigrafía**).

1.2. Métodos radiométricos

Las medidas de **edad numérica** por métodos radiométricos se realizan muy mayoritariamente en rocas ígneas. Un elemento radioactivo natural, que forma parte de un mineral en una roca ígnea, inició su desintegración cuando solidificó la roca y la realizó a una velocidad constante que se puede medir en el laboratorio. En el caso minoritario de medidas aplicables directamente a rocas sedimentarias (por ejemplo, el ^{14}C) la desintegración comenzó en el momento que se depositó el sedimento.

La desintegración del elemento radioactivo ocurrió de manera que al cabo de un tiempo determinado dicho elemento radioactivo se redujo a la mitad y pasado otro intervalo de tiempo igual se redujo de nuevo a la mitad, por tanto, a un cuarto del contenido inicial y así sucesivamente. Al intervalo de tiempo en el que se produce la desintegración de la mitad del elemento radiactivo inicial se le denomina **periodo de semidesintegración**. Su duración varía ampliamente para cada elemento radioactivo y, en todo caso, puede ser medido experimentalmente en el laboratorio.

Los métodos radiométricos utilizados se denominan con los símbolos de los dos elementos químicos, primero el elemento radioactivo que se descompone y segundo el elemento obtenido por la desintegración. Para dataciones de rocas ígneas de cualquier edad los métodos usuales son $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$, $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$, $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$, $^{234}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ y $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$. Para los últimos 2,588 Ma (para el **Cuaternario**) se utilizan otros métodos basados en elementos radioactivos de periodo de semidesintegración mucho más breve, como $^{234}\text{U} \rightarrow ^{230}\text{Th}$, $^{230}\text{Th} \rightarrow ^{226}\text{Ra}$ y $^{239}\text{Th} \rightarrow ^{231}\text{Pa}$, mientras que para los últimos 5.600 años se usa el método $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$ (normalmente denominado del carbono 14) que se puede aplicar directamente sobre la materia orgánica de los sedimentos y las rocas sedimentarias, con aplicación también en el campo de la arqueología. No se expondrán aquí los detalles de cada uno de los métodos radiométricos de datación y se remite a la bibliografía (p. ej. Eicher, 1976; Faure, 1986; Prothero, 1989; Vera, 1994, 2003; Allègre, 2012; Lin, 2015; White, 2015; Gopalan, 2017). Si se tratará sobre las limitaciones que presenta la datación numérica en las sucesiones de rocas sedimentarias a partir de medidas radiométricas efectuadas en rocas ígneas.

El objetivo que se pretende con el uso de estos métodos consiste en introducir valores de **edad numérica** en el conjunto de estratos que constituyen las unidades estratigráficas definidas por su **edad relativa**, a partir de su contenido en fósiles. A este proceso de ajuste entre las edades relativas y las edades numéricas se le denomina **calibración de la escala de tiempo geológico**, la cual se realiza aplicando algunas de las opciones siguientes.

Una primera se basa en las rocas volcánicas intercaladas entre conjuntos de estratos de rocas sedimentarias. La edad numérica de una colada estratiforme intercalada entre rocas sedimentarias es posterior a la de los estratos situados por debajo de ella y anterior a la de los estratos dispuestos por encima. Nuevas medidas de edad numérica en coladas volcánicas de secciones estratigráficas de muy diferentes localidades, para el mismo intervalo de tiempo, permitirán la calibración precisa de los límites de estas unidades de tiempo relativo y con ello el establecimiento de unos valores de edad numérica expresados en millones de años (**Ma**).

Una segunda opción es la obtenida a partir de sondeos efectuados en los fondos oceánicos, en especial los de los programas internacionales de investigación oceanográfica (**DSDP**, **ODP**, **IODP**) antes citados. En sondeos realizados en océanos en expansión, como el Atlántico, se comprueba que en cualquier punto que se perfore un sondeo se llegará a un estrato de roca sedimentaria que será el más antiguo. Se tratará del primer estrato depositado directamente sobre los basaltos infrayacentes del fondo oceánico. Los basaltos se formaron al solidificar el magma que salió por el eje de la dorsal centro-atlántica. A medida que se formaron nuevos basaltos los anteriores se fueron desplazando simétricamente a ambos lados de la dorsal. Con ello se tiene una posibilidad muy precisa para hacer la calibración, ya que la **edad numérica** de los basaltos será la equivalente a la **edad relativa** de las rocas sedimentarias suprayacentes caracterizadas por su contenido en fósiles o microfósiles marinos. La edad numérica será tanto más moderna cuanto más cercano esté el sondeo del eje de la dorsal centro-atlántica y más antigua cuanto más lejos de la dorsal se haga el sondeo. Esta técnica ha permitido hacer calibraciones muy precisas para los últimos 145 Ma, razón por la que la edad numérica tiene bastante precisión para las rocas sedimentarias de dicho intervalo de tiempo (**Cenozoico** y **Cretácico**).

Para el resto del **Mesozoico** (**Jurásico** y **Triásico**), o sea, para el intervalo comprendido entre hace 145 Ma y hace 251 Ma, el margen de error de las medidas oscila entre ± 3 Ma y ± 1 Ma. Para el **Paleozoico**, desde hace 251 Ma hasta hace 541 Ma, los márgenes de error de la medida oscilan entre ± 4 Ma y ± 1 Ma. En rocas del **Precámbrico**, por tanto, las de edad numérica superior a los 541 Ma, la única técnica de datación numérica es la radiométrica. De una parte, estaría la datación de coladas estratiformes de rocas volcánicas en las que se aplica el mismo criterio que se hacía para los tiempos anteriores al Precámbrico. De otra parte, estaría la datación de plutones o batolitos de rocas ígneas encajados en rocas sedimentarias. En este caso las rocas ígneas serían siempre más modernas que la edad de la intrusión y del inicio de la solidificación del magma. Finalmente se puede recurrir como método de calibración a los filones que atraviesen a las rocas (ígneas, metamórficas o sedimentarias), ya que el relleno del filón, medible por métodos radiométricos, será siempre más moderno que las rocas encajantes.

1.3. Magnetoestratigrafía

La Tierra se encuentra rodeada de un campo magnético que es el responsable de la orientación de las partículas magnéticas de las rocas volcánicas durante la solidificación y de las rocas sedimentarias durante su depósito. Los estudios del campo magnético terrestre han puesto de manifiesto que ha sufrido cambios de diferente orden, destacando por su gran magnitud los cambios bruscos de la orientación de los minerales magnéticos presentes en las rocas (las **inversiones magnéticas**) que ocurrieron simultáneamente en el conjunto del planeta. Una vez más se llama la atención sobre la escala temporal de uso común en geología y estratigrafía, donde la unidad de medida usual es el **millón de años (Ma)** por lo que los procesos como las inversiones magnéticas, que duraron pocos miles de años (**ka**) pueden considerarse como fenómenos “simultáneos” a la escala del tiempo geológico.

Se denomina **magnetismo remanente** a la propiedad de ciertas rocas (volcánicas y sedimentarias) de adquirir y retener una orientación de sus minerales magnéticos, que sea la expresión del campo magnético terrestre en el momento de la formación de la roca y que no haya sido modificada al quedar sometida a la acción de campos magnéticos posteriores, diferentes del original.

Durante el tiempo geológico se han producido numerosas inversiones en el campo magnético que afectaron al conjunto del planeta y que han quedado reflejadas en el magnetismo remanente de las rocas ígneas y sedimentarias. En la década 1960-1970 los estudios del **paleomagnetismo** a ambos lados de las dorsales centro-oceánicas constituyeron uno de los grandes pilares en los que se basó la **Teoría de la Tectónica de Placas** (también denominada tectónica global) lo que trajo consigo un incremento de los estudios del paleomagnetismo así como un avance notable en sus técnicas de medida.

La **magnetoestratigrafía** es la rama de la estratigrafía que se ocupa del establecimiento de una escala formada por intervalos de tiempo sucesivos en los que alternan etapas con una orientación de los minerales magnéticos como la del campo magnético actual (definidas como **normales**) con otras en las que la orientación sea la contraria (definidas como **inversas**). En las **etapas de polaridad normal** las líneas de flujo salen del polo sur magnético inicialmente perpendiculares al plano secante, van girando hasta llegar a ser horizontales en el ecuador y siguen girando hasta penetrar verticalmente por el polo norte magnético. En las **etapas de polaridad inversa** la trayectoria es la misma pero el flujo es el contrario, esto es, sale del polo norte magnético y llega al polo sur magnético.

Al estudiar conjuntos de estratos paralelos se diferencian intervalos, de duración variable, donde domina la orientación normal y otros con orientación inversa a los que se les denominan **crones de polaridad normal** y **crones de polaridad inversa**, respectivamente.

Tabla MAGNETOCRONOESTRATIGRÁFICA (0-168 Ma)

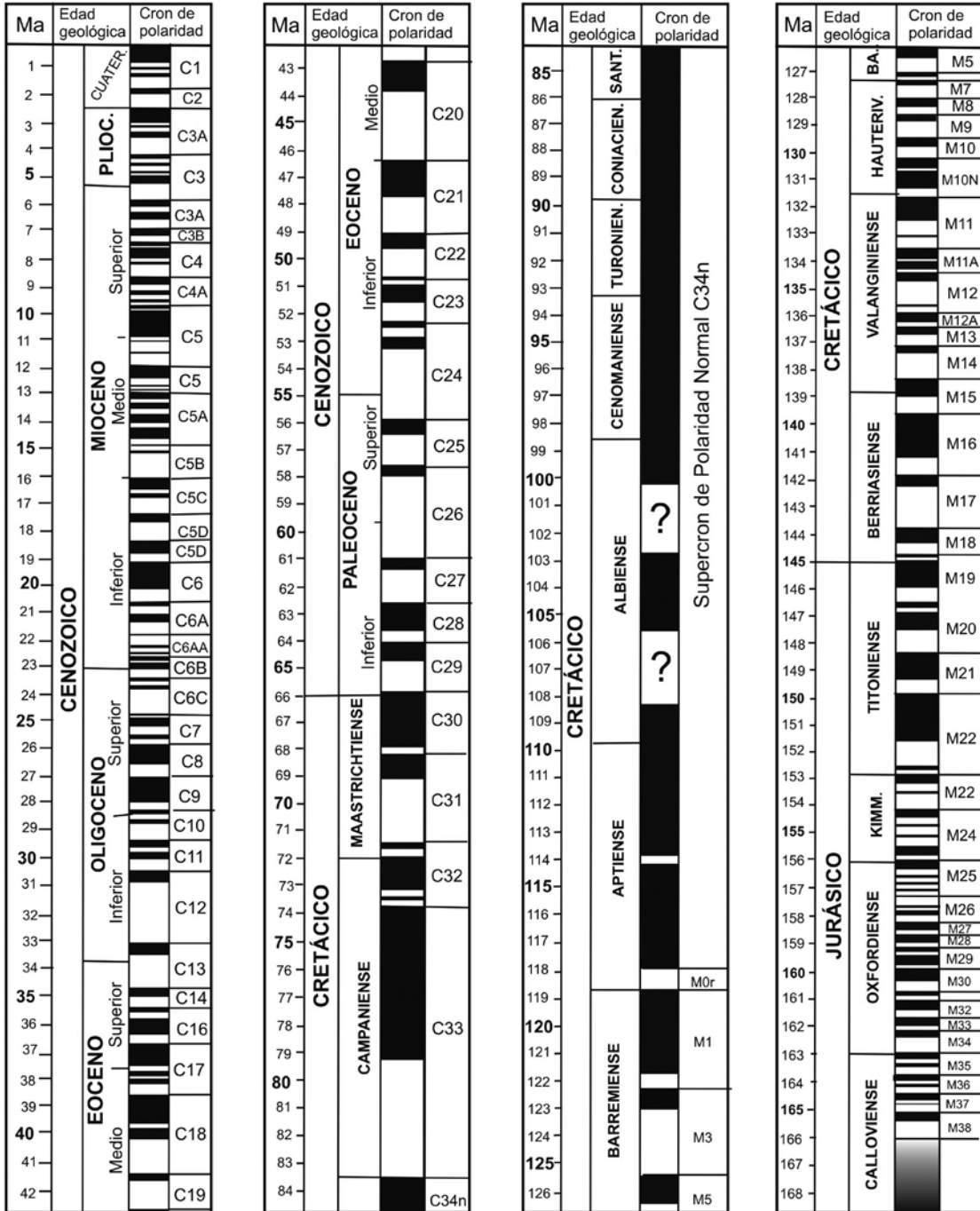


Figura 3. Tabla magnetocronoestratigráfica de los últimos 168 Ma.

En algunos de los crones de una polaridad determinada pueden existir intervalos menores con polaridad contraria a los que se denominan **subcrone**s cuando tienen duraciones de decenas de miles de años y **excursiones** cuando duran menos de 10.000 años. La **magnetocronoestratigrafía**, por su parte, es la ciencia que se encarga del ajuste de las inversiones magnéticas a la escala de tiempo numérico.

No se van a tratar en este discurso ni de los fundamentos del magnetismo terrestre ni de su origen, temas de gran interés en el campo de la física. Tampoco se describirán las metodologías utilizadas en el estudio del paleomagnetismo, para lo que se remite al lector interesado, entre otros, a los libros que se indican (Vera, 1994; Tauxe, 2010; Kodama, 2012; Lin, 2012; Merrill, 2012; Kodama & Hinnov, 2014). Si se tratará, aquí y con detalle, sobre cómo se reconocen las inversiones magnéticas en las secciones estratigráficas y como se deduce la datación numérica de cada una de ellas.

Las inversiones magnéticas se reconocen en las secciones estratigráficas estudiando con detalle la orientación de las partículas magnéticas de las rocas en los estratos sucesivos de un intervalo de tiempo seleccionado. No se trata de un método de datación numérica por sí mismo y su uso correcto debe basarse en el conjunto de datos de edad relativa y edad numérica disponibles para dicho intervalo de tiempo. Se parte de la aceptación del carácter isócrono de las inversiones magnéticas en el conjunto de la Tierra, de manera que conociendo la edad numérica de un estrato concreto, las inversiones del campo magnético anteriores y posteriores serán siempre las mismas en las diferentes localidades del planeta, siempre que se trate de secciones estratigráficas en las que haya continuidad.

Para el **Cenozoico** y del **Mesozoico** se pueden reconocer múltiples inversiones del campo magnético terrestre reflejadas en los cambios bruscos de la orientación de las partículas magnéticas en las rocas sedimentarias o en las coladas interestratificadas en ellas. Para el gran intervalo de tiempo comprendido desde la actualidad hasta hace 84 Ma (**Campaniense**) se reconocen 34 inversiones magnéticas que se numeran del C1 al C34. La número 1 es el límite entre los dos primeros crones de polaridad (Brunhes y Matuyama) mientras que el número 34 marca el inicio de un prolongado intervalo temporal de unos 29 Ma (desde el **Santoniense** al **Albiense**) sin ninguna inversión. A continuación, se tiene un nuevo intervalo con inversiones comprendido entre hace 113 Ma (**Aptiense**) y hace 168 Ma (**Calloviense**) en el que se diferencian 38 crones de polaridad que se numeran del M1 a M38, de más moderno a más antiguo (Figura 3). Para el **resto del Mesozoico** se han reconocido múltiples inversiones sin que por el momento se les hayan asignado nombre o numeración. Desde finales del siglo pasado se dispone de **escalas magnetocronoestratigráficas** detalladas del Mesozoico y Cenozoico (Cande & Kent, 1995; Gradstein *et al.*, 2004, 2012; Walker *et al.*, 2018). Para el **Paleozoico** no se dispone de una escala magnetocronoestratigráfica aceptada mayoritariamente ya que resulta muy difícil conocer la orientación originaria de los minerales magnéticos en las rocas. En definitiva, las inversiones magnéticas detectadas en las rocas sedimentarias y en las coladas de rocas volcánicas intercaladas en ellas constituyen una nueva fuente de datos de utilidad en la calibración en las secciones estratigráficas del Mesozoico y Cenozoico. Estos datos deben ser utilizados conjuntamente con las dataciones bioestratigráficas más precisas, lo que permitirá acotar intervalos de tiempo numérico tanto más cortos cuanto más modernas sean las rocas sedimentarias estudiadas.

1.4. Métodos basados en la ciclicidad (Cicloestratigrafía)

Cuando se estudian secciones estratigráficas de distintas edades y diferente ubicación se comprueba que, con frecuencia, a nivel de los estratos hay repeticiones de dos (o más) términos alternativos. Hay ciclos formados por dos tipos litológicos observables a simple vista y otros con facies semejantes que son detectables por los cambios de las texturas o instrumentalmente mediante medidas de sus propiedades.

Entre los ciclos formados por dos tipos de rocas (los ritmos) destacan las alternancias de estratos de calizas y estratos de margas (o margocalizas) de escala decimétrica que son frecuentes en rocas sedimentarias depositadas en medios marinos alejados de costas. En mares cerrados son frecuentes las alternancias de estratos de lutitas blanquecinas y de estratos lutíticos oscuros muy ricos en materia orgánica (sapropel). En medios lacustres se reconocen ciclos en los alternan estratos de calizas y lutitas o estratos de lutitas y evaporitas (halita o yeso).

Entre los ciclos reconocidos instrumentalmente se tienen la alternancia de estratos de diferente color y/o textura. En otros casos se trata de conjuntos de estratos de aspecto externo semejante pero que muestran la ciclicidad cuando se miden las propiedades magnéticas de los estratos o se hacen medidas de las razones isotópicas en conjuntos de muestras de estratos superpuestos. Desde un primer momento estos ciclos se interpretaron como la expresión de cambios cíclicos en las condiciones sedimentarias, posiblemente relacionados con cambios climáticos globales, que se repetían en el tiempo. Sin embargo, en estas etapas iniciales de su estudio se ignoraba la duración de los ciclos y la génesis detallada de los mismos.

Los primeros avances en la interpretación de la ciclicidad de las rocas sedimentarias se alcanzaron con el estudio de los isótopos estables de las rocas carbonatadas y de los caparazones calizos de los fósiles contenidos en ellas. Concretamente se analizaron las razones isotópicas entre el isótopo estable más abundante del oxígeno (el ^{16}O) y otro mucho menos abundante y más pesado (el ^{18}O). Esta razón isotópica ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) se mide por comparación con un patrón que en el caso de medidas en muestras de agua es la razón isotópica actual del agua del mar (SMOV) mientras que en el caso de muestras sólidas (carbonatos) es un patrón establecido convencionalmente (PDB). Se mide el $\delta^{18}\text{O}$ que es el valor del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la muestra, menos el $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del patrón, multiplicado por 1000, y todo ello dividido por el $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del patrón. Las medidas en muestras con razones isotópicas iguales al patrón el $\delta^{18}\text{O}$ serán de 0, las que tengan mayor contenido en el isótopo más pesado que el patrón serán cifras positivas y si por el contrario es menor el $\delta^{18}\text{O}$ serán cifras negativas (Williams *et al.*, 1988; Shackleton *et al.*, 1990; Vera, 1994, 2003; White, 2015).

Basándose en los experimentos de Harol C. Urey, Premio Nobel de Química en 1936, se comprobó que el valor del $\delta^{18}\text{O}$ en el agua era el mismo que el del caparazón de los organismos que viven en el agua y que cuando varía la temperatura también lo hacen los valores del $\delta^{18}\text{O}$ en ambos. Se estableció un método fiable de cálculo de paleotemperaturas a partir de medidas sistemáticas del $\delta^{18}\text{O}$. En efecto, Urey y su equipo (Urey, 1947; Epstein *et al.*, 1951, 1953; Urey *et al.*, 1951) demostraron que la temperatura del agua cuando se depositaron unos sedimentos quedaba reflejada en el $\delta^{18}\text{O}$ de las rocas carbonatadas y de los restos de caparazones calizos de los microorganismos (foraminíferos o nanoplancton calcáreo) que existieran en las rocas sedimentarias como microfósiles. Las medidas del $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de rocas

carbonatadas o en los caparazones calizos de los microfósiles se realizan mediante un espectrómetro de masas y simultáneamente se obtienen los valores del $\delta^{13}\text{C}$ (razón isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) que también han sido utilizados en el estudio de la ciclicidad.

A partir de múltiples medidas del $\delta^{18}\text{O}$ en muestras tomadas ordenadamente desde los estratos más inferiores a los más superiores en una sección estratigráfica se puede elaborar la **curva de paleotemperaturas**, para un intervalo de tiempo previamente establecido, a partir de las dataciones de los fósiles (bioestratigrafía), de las dataciones de edad numérica (radiometría y magnetoestratigrafía) y de la calibración para pasar las edades relativas a edades numéricas.

El estudio de muestras tomadas en los testigos de los sondeos de los programas de investigación de los fondos oceánicos (**DSDP, ODP, IODP**) y en los testigos de pistón obtenidos desde barcos oceanográficos ha proporcionado datos muy interesantes. En ambos casos se estudian los sedimentos y rocas sedimentarias desde el fondo marino hacia abajo llegando hasta alcanzar la superficie de un estrato cuya edad fuese de hace **2,588 Ma**, esto es, que marque el límite entre los crones de polaridad Matuyama y Gauss, el cual, como ya se dijo, ha sido recientemente designado como límite entre el Cuaternario y el Plioceno. En este intervalo de tiempo (el **Cuaternario**) se tienen reconocidas 15 superficies de inversión del campo magnético terrestre datadas numéricamente incluyendo los límites de crones, de subcrones y de excursiones.

Las curvas de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ en muestras obtenidas mediante sondeos en diferentes sectores del Atlántico mostraron, para el Cuaternario, una geometría muy similar, de manera que su explicación genética debería plantearse como expresión de cambios que afectasen al conjunto de la Tierra, de manera simultánea. En muestras obtenidas en sondeos en los hielos polares de Groenlandia (Grootes *et al.*, 1993) la geometría de la curva de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ era igualmente muy semejante a las antes citadas, lo que ratificaba un origen común y de escala global.

La interpretación de esta ciclicidad ha sido resuelta aplicando las ideas del astrónomo, físico y matemático serbio Milutin **Milankovitch** (1879-1958). En sus publicaciones realizadas entre los años 1920 y 1941 este autor expuso una teoría sobre la génesis de ciclos climáticos periódicos inducidos por **factores astronómicos**. Concretamente describió tres rangos de ciclos climáticos periódicos superpuestos a los que usualmente en la actualidad se les denominan **ciclos de Milankovitch**. Los ciclos mayores tienen una periodicidad de unos 100.000 años (**100 ka**) y se deben a los cambios de la geometría de la órbita terrestre (*ciclos de excentricidad*). Los ciclos de periodicidad de unos 40.000 años (**40 ka**) son debidos a los cambios de la inclinación del eje de la Tierra con respecto al plano que contiene la órbita (*ciclos de oblicuidad*). Los ciclos de periodicidad menor de unos 23.000 años (**23 ka**) se explican por los movimientos de cabeceo del eje geográfico de la Tierra similar al de una peonza (*ciclos de precesión*). Todos ellos provocan cambios climáticos periódicos que afectaron al conjunto de la Tierra y que quedaron reflejados en las curvas de $\delta^{18}\text{O}$.

Estas ideas y estos conceptos pasaron desapercibidos en la bibliografía geológica durante más de medio siglo, mientras que a partir de 1980 fueron aceptados de manera casi general y desde entonces Milankovitch pasó a ser muy frecuentemente nombrado en los libros de geología y en los artículos sobre la ciclicidad de origen astronómico. Esta aceptación quedó

reflejada, como ya se dijo, en el hecho de denominarlos en su honor **ciclos de Milankovitch**, término que incluye a los ciclos cuya periodicidad oscila entre cifras cercanas a los 23.000 años (**23 ka**) y las cercanas a los 100.000 años (**100 ka**). Entre los primeros autores que aceptaron y difundieron las ideas de Milankovitch aplicadas a la estratigrafía merecen destacarse a Park & Oglesby (1991), Willians (1991), Herbert (1992), Schwarzscher (1993), Vera (1994), Berggren (1998), Van der Zwan (2002), Hilgen *et al.* (2014) y Marshall *et al.* (2017). Las curvas de paleotemperaturas obtenidas con los valores del $\delta^{18}\text{O}$ en secciones estratigráficas son la expresión de la acción conjunta de los tres tipos de ciclos.

Un nuevo avance se produjo con la aplicación del **análisis matemático**, concretamente del análisis espectral, como la transformada de Fourier o la de Walsh, con lo que se consiguió valorar el grado de incidencia de cada tipo de ciclicidad en los diferentes intervalos de tiempo geológico. Aplicando la transformada de Fourier se han reconocido ciclos de Milankovitch de diferente rango. Nuevos avances se han alcanzado aplicando un tratamiento matemático de alto nivel que permite transformar las curvas anteriores en **curvas de insolación** (Laskar *et al.*, 1993, 2004).

Igualmente ha constituido un gran avance el poder obtener las curvas de cambio de la insolación con diferentes métodos más simples y menos costosos que las medidas sistemáticas del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. Unos son simplemente muestreos en el campo con una toma de muestras muy densa y el análisis de la abundancia de carbonatos, de arcillas o de materia orgánica. Otros son métodos de medida continua del color efectuada directamente en el campo o en testigos de sondeos. Merecen destacarse los métodos utilizados en los sondeos de prospección petrolífera, las denominadas diagrfías de pozos (en inglés: *log well*) como la fluorescencia de rayos X, las medidas de la radioactividad natural, las medidas de la velocidad de propagación de las ondas sonoras y las medidas de propiedades eléctricas de las rocas (Sierro *et al.*, 2000).

Se han estudiado con detalle secciones estratigráficas con ciclicidad del rango de los ciclos de Milankovitch de muy diferentes edades y ubicaciones. Entre los ejemplos en España se tienen el Carbonífero de los Picos de Europa (Corrochano *et al.*, 2012), el Pliensbachense de Asturias (Bádenas *et al.*, 2012), el Berrasiense del Prebético (Jiménez de Cisneros y Vera, 1993), el Maastrichtense de Zumaia en el País Vasco (Batenburg *et al.*, 2012, 2014), el Paleoceno de la costa de Zumaia del País Vasco (Dinarés-Turell *et al.*, 2007) y el Messiniense del Mediterráneo (Krijgsman *et al.*, 2001; Sierro *et al.*, 2001, 2003; van der Berg *et al.*, 2014).

Cada grupo de autores ha seleccionado el método de obtención de datos (tanto en el campo como en testigos de sondeos) que ha considerado más fiable para poder elaborar la **curva de insolación**. A partir de ella se hace una valoración de la periodicidad de los ciclos de Milankovitch y los rangos representados.

En la actualidad se disponen de curvas paleoclimáticas elaboradas a partir de los valores de la insolación para el conjunto del Cenozoico y especialmente del Neógeno. Concretamente en los estudios de la ciclicidad del Mioceno se pone de manifiesto un dominio de los ciclos con intervalos de tiempo de unos 23.000 años (ciclos de precesión), que además se agrupan en ciclos mayores de una periodicidad de unos 100.000 años (ciclos de excentricidad) en sucesiones estratigráficas en las que haya habido continuidad durante la sedimentación.

La rama de la estratigrafía que estudia y analiza los ciclos más elementales del clima (los **ciclos de Milankovitch**) se le ha denominado **cicloestratigrafía**, nombre que ha tenido un grado de aceptación muy amplio (Krijgsman *et al.*, 1995; Hilgen & Krijgsman, 1999; Schwarzhacher, 2003; Weedon *et al.*, 2004; Weedon, 2005; Strasser *et al.*, 2006; Hinnov *et al.*, 2007; Lockair & Sagerman, 2008; Fischer *et al.*, 2009; Hilgen *et al.*, 2010; Batenburg *et al.*, 2012; Hinnov, 2013; Schwarzhacher, 2013; Hilgen *et al.*, 2014; Martín-Chivelet *et al.*, 2015). La **cicloestratigrafía** es una rama nueva dentro de la estratigrafía que se ocupa del estudio y reconocimiento de los ciclos reflejados en las secciones estratigráficas y que tiene como objetivo final la elaboración de una **escala de tiempo astronómico** (*Astronomical Time Scale -ATS-*) que cubra la mayor parte posible de la escala de tiempo geológico del Fanerozoico.

En los últimos años numerosos estratígrafos trabajan en la elaboración de la escala de tiempo astronómico. Para ello seleccionan secciones estratigráficas que comprendan uno o más pisos y se aplican los métodos de la cicloestratigrafía. Una parte de ellos se centran en el estudio de fragmentos de los testigos de sondeos, tanto de los obtenidos en los proyectos de perforaciones oceanográficas (**DSDP**, **ODP** e **IODP**) como los de tramos de sondeos petrolíferos de los que se cuenta con testigo continuo y/o con diagráfias de pozos (*log well*) que permitan establecer la ciclicidad.

De otra parte, se trata de secciones estratigráficas de rocas sedimentarias que afloran en diferentes partes del mundo en las que se conocen su edad relativa (pisos) y su equivalencia a edades numéricas (datación numérica). En algunos casos pueden ser las mismas secciones estratigráficas que sirvieron para la definición de los límites de los pisos (**estratotipos límite**). La **Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS)** en sus más recientes publicaciones (Grandstein *et al.*, 2012) ya incluye escalas de tiempo astronómico para las dos eras más recientes (el **Mesozoico** y el **Cenozoico**). Una vez establecidos y numerados los ciclos de precesión en una sección estratigráfica se pueden obtener datos de mucho valor para la reconstrucción de las características sedimentarias para cada uno de ellos.

Aceptando que los ciclos orbitales de orden menor (ciclos de precesión) en una sección estratigráfica concreta tienen una periodicidad fija (unos **23.000 años**) las variaciones en el espesor de cada ciclo se deberán a cambios en la tasa de sedimentación (espesor/unidad de tiempo).

En la figura 4 se reproduce un gráfico con una sección estratigráfica levantada en rocas sedimentarias de origen lacustre de la Cuenca de Teruel (Figura 4) donde se diferencian 70 ciclos (numerados del 21 a 91) que comprenden 9 crones de polaridad magnética (desde el C5An,2n hasta el C5n,2n). Corresponden al intervalo temporal que se inició hace 12,3 Ma y terminó hace 10,7 Ma, por lo tanto, de una duración total de 1,6 Ma y una duración media de ciclo de **23.000 años** (ciclos de precesión).

En definitiva, el objetivo de la cicloestratigrafía consiste en reconocer y medir los ciclos de Milankovitch de cada una de las unidades de tiempo geológico (edades o pisos) de manera que se puedan elaborar las curvas de insolación en secciones estratigráficas en las que se observen todos los ciclos superpuestos y, por tanto, en las que no falte ningún intervalo de tiempo.

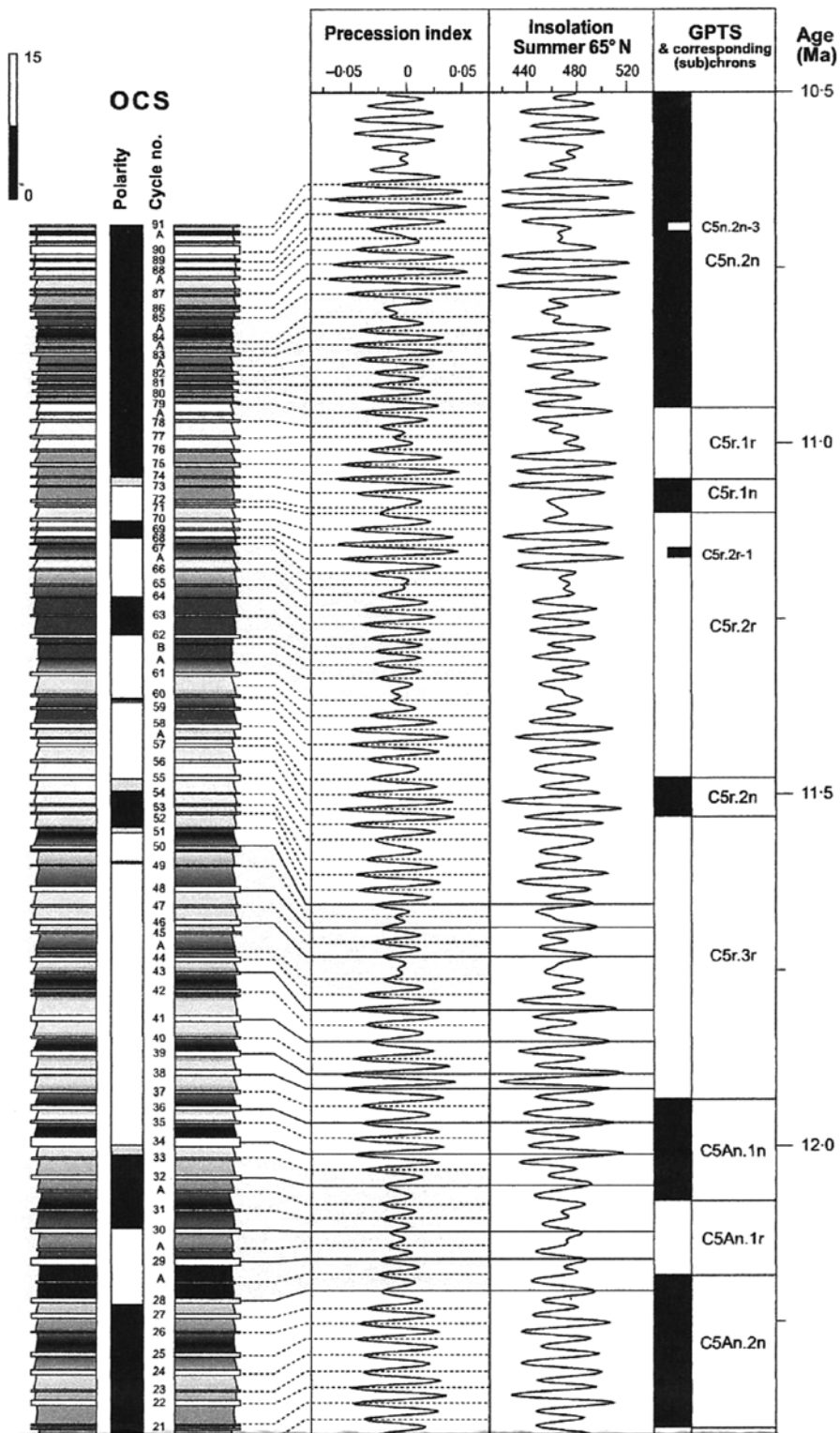


Figura 4. Ciclos de precesión diferenciados en la sección estratigráfica de Orera (Cuenca de Teruel). Modificada de Fischer *et al.* (2009) *Sedimentology*.

1.5. Continuidad y discontinuidad

En los apartados anteriores, cuando se explicaban los diferentes métodos de medida de tiempo, en diversas partes del texto se planteaba la necesidad de disponer de secciones estratigráficas en las que la sedimentación hubiese sido continua. Resulta necesario, por tanto, hacer una distinción clara entre los dos términos (**continuidad** y **discontinuidad**) y más concretamente de su uso en el ámbito de la estratigrafía, para evitar cometer errores graves en el establecimiento de unidades temporales. Se dice que en una sección estratigráfica hay **continuidad** cuando en ella estén representadas todas las unidades temporales sucesivas que se hayan podido establecer como referencia para el mismo intervalo de tiempo.

Si la división en unidades temporales se basara en **métodos bioestratigráficos** la duración de los intervalos de tiempo reconocibles de rango menor serían los de las dataciones numéricas de los límites de las biozonas y las subzonas. Para mayor detalle se puede recurrir a las dataciones de los biohorizontes de primera aparición y de última presencia de fósiles de diversos taxones, que en general permiten establecer intervalos de tiempo de una duración siempre bastante superior a los 23.000 años. Las unidades temporales basadas en criterios bioestratigráficos tienen una duración desigual por lo que no se puede hablar de periodicidad.

Si se aplican **criterios magnetoestratigráficos** para establecer las unidades temporales sus límites son las inversiones magnéticas consecutivas cuya duración, como en el caso anterior, es muy diversa sin que en ellas haya una periodicidad. Pese a ello, la comparación entre las inversiones del campo magnético detectables en dos secciones estratigráficas de localidades diferentes y correspondientes a un mismo intervalo temporal aporta una información muy valiosa. Si el número de niveles de inversiones del campo magnético en ambas secciones es el mismo y las duraciones de los crones de polaridad son semejantes con gran probabilidad habrá continuidad.

Aplicando los **criterios cicloestratigráficos**, sí que se trata de ciclos con una periodicidad dominante (por ejemplo, de unos 23.000 años) como las basadas en los ciclos de precesión, para afirmar que hay continuidad deberían estar presentes el mismo número de ciclos en las dos secciones estratigráficas que se comparan.

Se dice que hay una **discontinuidad** en una sección estratigráfica cuando en ella falta al menos una de las divisiones de tiempo medible. La superficie que separa a los dos conjuntos de rocas sedimentarias entre cuyo depósito no hubo sedimentación se denomina **superficie de discontinuidad**. Al intervalo de tiempo no representado en una sección estratigráfica recibe el nombre de **hiato** y su medida es uno de los datos más interesantes de cada discontinuidad.

Al estudio exhaustivo de las discontinuidades estratigráficas se ha dedicado ampliamente el autor junto con su grupo de investigación y ha sido tratado con detalle en mi discurso de ingreso en esta **Real Academia**. El objetivo que se pretende con el conocimiento detallado de las discontinuidades es poder seleccionar las secciones estratigráficas que sean más adecuadas para el reconocimiento y el estudio detallado de todos los intervalos de tiempo consecutivos.

1.6. Métodos basados en la correlación estratigráfica

Con el nombre de **correlación estratigráfica** se define a *la comparación entre dos o más secciones estratigráficas, de un intervalo de tiempo semejante, estableciendo la equivalencia entre los niveles o superficies de estratificación reconocibles en cada una de ellas* (Vera, 1994).

En las **correlaciones regionales** se comparan secciones estratigráficas levantadas en la misma cuenca sedimentaria y para el mismo intervalo de tiempo. Entre los métodos que se pueden aplicar con mayor fiabilidad, aparte de los descritos en apartados anteriores, merecen destacarse los *perfiles sísmicos de reflexión*.

Se trata de técnicas que se utilizan desde hace unos 70 años en la industria del petróleo durante las fases de prospección de posibles yacimientos. La técnica consiste en la colocación de un conjunto de sismógrafos (de 20 a 30) equidistantes y siguiendo una línea recta, todos ellos conectados con un laboratorio, en tierra situado en un camión y en el mar en un barco. En la misma línea recta a unos centenares de metros se produce un sismo artificial mediante una explosión o una vibración (Vera, 1994). En los sismógrafos se reciben las señales de las ondas elásticas en primer lugar las que llegan en línea recta y progresivamente las reflejadas en las diferentes superficies de cambio litológico brusco existentes en el subsuelo.

De los datos recibidos en el laboratorio y mediante tratamientos informáticos cada vez más precisos se obtienen las geometrías de los conjuntos de estratos del subsuelo en dos o tres dimensiones destacando los principales reflectores que serán superficies de estratificación que separan materiales de diferente litología con distinta velocidad de propagación de las ondas (Figura 5). Los gráficos obtenidos con estas técnicas sirven para seleccionar el punto más adecuado para el emplazamiento de un sondeo de exploración petrolífera que será el que muestre la litología y el contenido en microfósiles de los diferentes conjuntos de estratos atravesados.

1.7. Valoración actual de los métodos de división temporal

En los apartados anteriores se ha tratado sobre los diferentes métodos de división temporal de los conjuntos de estratos superpuestos con el fin de poder elaborar una división de intervalos temporales sucesivos a nivel global. Se han puesto de manifiesto los diversos métodos usados en tiempos anteriores y se ha insistido en los que, en la actualidad, permiten establecer intervalos temporales de menor duración y presentan una mayor fiabilidad.

Las dataciones más precisas se obtienen en la actualidad mediante el uso coordinado de los cuatro tipos de métodos tratados en este texto con mayor detalle (**bioestratigráficos**, **radiométricos**, **magnetoestratigráficos** y **cicloestratigráficos**) a los que se unen, cuando se dispongan de ellos, los **perfiles sísmicos de reflexión**.

Los **métodos bioestratigráficos** consisten en delimitar intervalos de tiempo relativo a partir de la distribución de los fósiles que contengan las rocas sedimentarias.

Por su parte, con los **métodos radiométricos** permiten, mediante la calibración, se obtienen dataciones numéricas de los límites de las unidades estratigráficas, expresados en millones de años (**Ma**). Las unidades cronoestratigráficas de rango menor que figuran en la **Tabla Cronoestratigráfica Internacional** (ver figura 2) son los pisos (o edades) cuya duración es, salvo en el Cuaternario, superior al millón de años.

Los objetivos de la estratigrafía actualmente se centran en diferenciar intervalos de tiempo mucho menores que el piso (o edad). Para ello se recurre a la definición de unidades bioestratigráficas de rango menor dentro de cada piso como son las **biozonas** y las **subzonas** y mediante la calibración se intenta datar la edad numérica de sus límites. El mayor detalle se alcanza cuando lo que se reconocen son los biohorizontes de primera aparición y de última presencia de taxones diferentes.

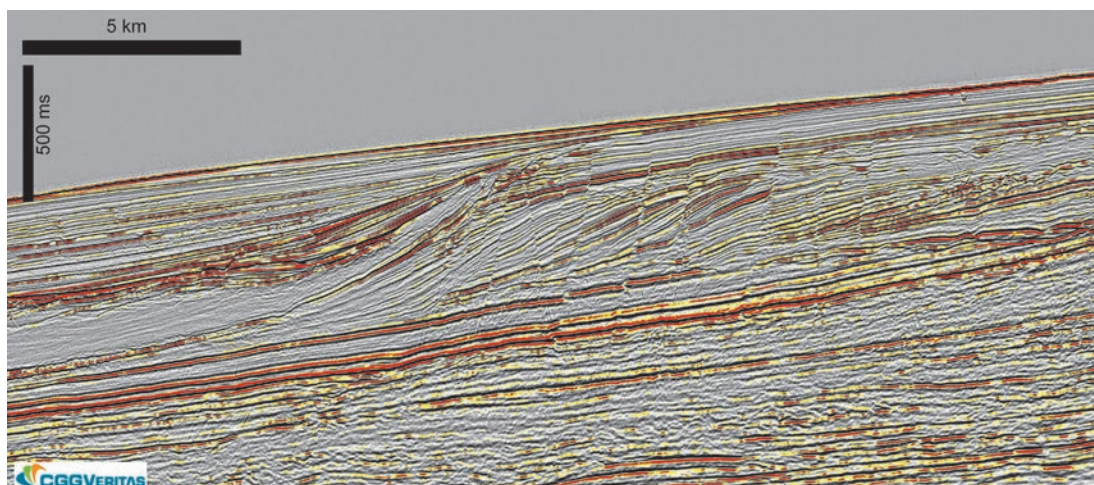


Figura 5. Ejemplo de **perfil sísmico de reflexión** obtenido en las fases de prospección petrolífera en el que se puede observar la geometría de los conjuntos de estratos (unidades litoestratigráficas) cuya edad se puede conocer mediante un sondeo y el consiguiente estudio de los microfósiles que contengan los testigos obtenidos en él.

El gran desarrollo de la cicloestratigrafía y el perfeccionamiento de los **métodos cicloestratigráficos** en los dos últimos decenios ha permitido reconocer los ciclos de Milankovitch en las secciones estratigráficas que muestren una ciclicidad de origen orbital. Su interpretación mediante métodos matemáticos complejos ha posibilitado delimitar intervalos de tiempo periódicos iguales o superiores a 0,1 Ma (ciclos de excentricidad) hasta 0,023 Ma (ciclos de precesión). Estas cifras se consideran en la actualidad como las de máxima precisión posible a escala global y son las utilizadas en la elaboración de la **Escala de Tiempo Astronómico** (*Astronomical Time Scale -ATS-*). Una ventaja añadida consiste en que estos métodos se pueden aplicar en rocas sedimentarias depositadas tanto en medios marinos y como en medios lacustres siempre que muestren una ciclicidad.

2. PARTE SEGUNDA

2. APLICACIÓN A UN FENÓMENO GLOBAL (LA CRISIS SALINA DEL MESSINIENSE)

Se conoce con el nombre de **Crisis Salina del Messiniense** (*Messinian salinity crisis -MSC-*) al fenómeno geológico y paleoecológico ocurrido durante el Messiniense superior, el piso más reciente del Mioceno, que afectó al conjunto del Mar Mediterráneo y a los sectores adyacentes (Figura 6a). Se trata del fenómeno geológico más singular y espectacular acaecido en el Mediterráneo por lo que ha sido objeto de estudio preferente durante los dos últimos decenios (2000-2020). Numerosos autores se han centrado en este tema y han publicado abundantes trabajos en las revistas internacionales más prestigiosas.

En ellos aplican todos los métodos explicados en la primera parte de este texto (**bioestratigráficos, radiométricos, magnetoestratigráficos y cicloestratigráficos**). En los sectores donde se realizaron prospecciones petrolíferas se obtuvieron **perfiles sísmicos de reflexión**. Se han utilizado también los datos obtenidos en la aplicación de los métodos de geología del subsuelo (geofísica, sondeos y diagrfias), tanto de los proyectos internacionales de investigación científica como los de la prospección petrolífera de diferentes sectores del Mediterráneo.

2.1. Propuesta inicial y desarrollo desde 1960 a 1999

A partir de 1960 llamó la atención, a los geólogos italianos, la abundancia de evaporitas en los afloramientos de rocas sedimentarias del piso más moderno del Mioceno (el Messiniense). En los estudios geológicos realizados con el fin de definir el neoestratotipo del Messiniense (Selli, 1960) en las proximidades de la ciudad siciliana de Messina, se implantó el uso del término **Crisis Salina del Messiniense** (en inglés *Messinian Salinity Crisis*) (**MSC**). El interés por los estudios de geología de campo en Sicilia se basaba en que en esta isla afloran rocas sedimentarias del Messiniense superior depositadas en el fondo del mar Mediterráneo y que por la acción de deformaciones tectónicas posteriores a su depósito llegaron a aflorar en superficie.

La geometría del conjunto del Mar Mediterráneo, antes del inicio de la crisis, sería semejante a la actual con una notable salvedad que se ha puesto de manifiesto recientemente. Este rasgo peculiar consistía en que la comunicación entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo no se hacía a través del estrecho de Gibraltar, ya que entonces no existía, sino a través de brazos de mar localizados en la Cordillera Bética (sureste de España) y en la Cordillera del Rif (norte de África).

En los años iniciales del primer programa de perforaciones en fondos oceánicos, el *Deep Sea Drilling Project (DSDP)*, se realizó el año 1970 una primera campaña (**Leg 13**, sondeos 121 a 134) (Figura 6b) en el Mar Mediterráneo, desde el extremo occidental (Mar de Alborán) hasta el extremo oriental (Cuenca de Levante). En seis de los sondeos perforados, en sectores profundos del Mediterráneo, el último material atravesado fue la parte superior de un enorme volumen de evaporitas.

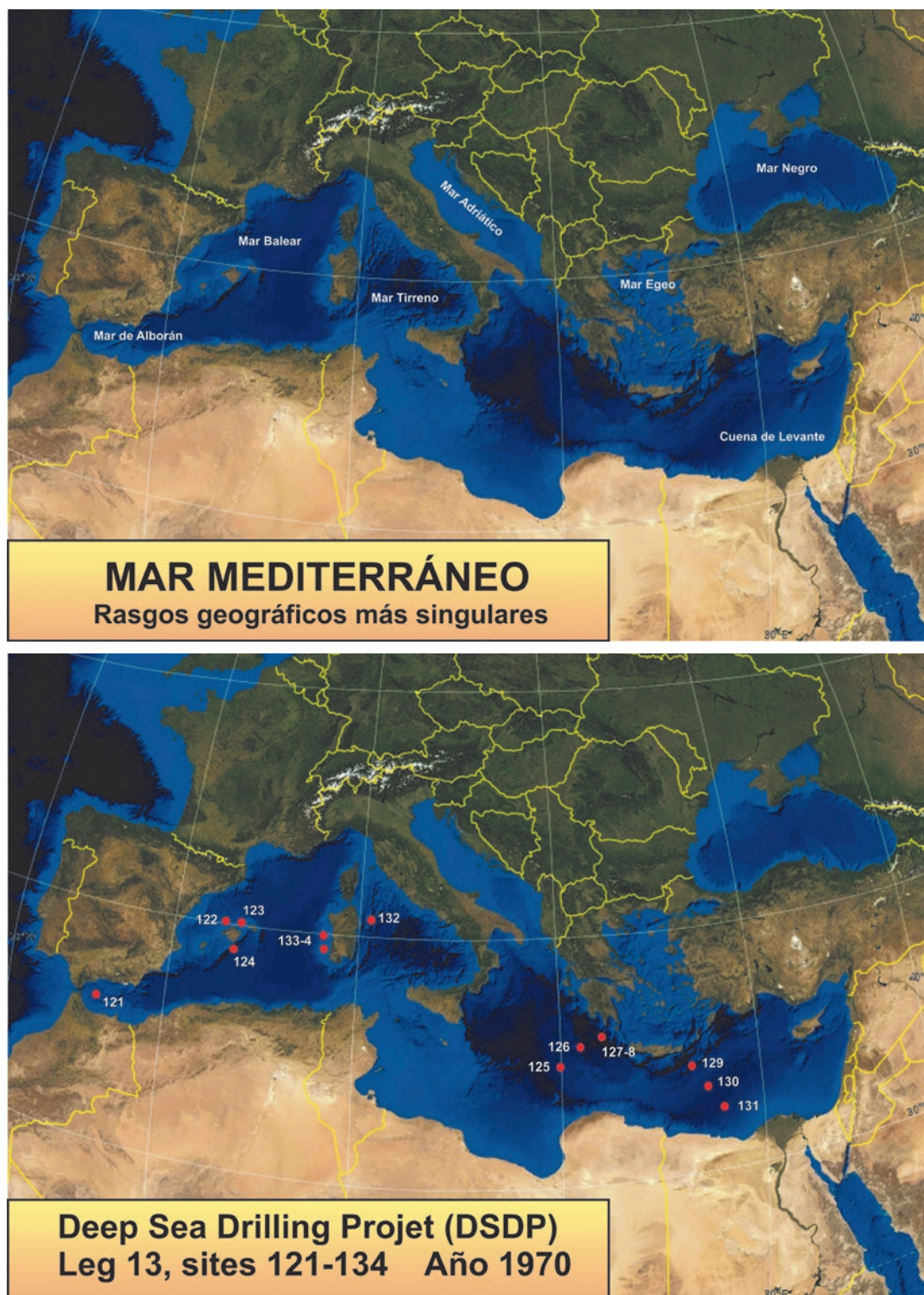


Figura 6. Mar Mediterráneo. Parte superior: Mapa del Mediterráneo con nombres geográficos. Parte inferior: Localización de los sondeos realizados en el **Leg 13** (año 1970)

Las evaporitas (halita, yeso y anhidrita) presentan rasgos semejantes a las que se depositan actualmente en medios marinos muy someros. Para explicar este hecho sorprendente se propuso la hipótesis de la “deseccación del Mediterráneo” (Hsü *et al.*, 1973) que tuvo una gran aceptación en los años siguientes, aunque posteriormente ha sido muy discutida y notablemente modificada (Ryan, 1976; Adams *et al.*, 1977; Hsü *et al.*, 1977; Cita & Ryan, 1977; Ryan & Cita, 1978; Cita & Wright, 1978-1979).

Una segunda campaña de perforaciones del **DSDP** se realizó, en el año 1975, con el **Leg 42** que incluía once sondeos. Tres de ellos se hicieron en el Mediterráneo occidental (sondeos 371, 372 y 373), cinco en el Mediterráneo oriental (sondeos 374 a 378) y tres en el Mar Negro (sondeos 379, 380 y 381).

Una tercera campaña (**Leg 107**), en este caso del programa **ODP**, se realizó en 1990 exclusivamente en el mar Tirreno, donde se perforaron siete sondeos (del 650 al 656) en los fondos oceánicos localizados entre la parte más meridional de la península italiana, Sicilia y Cerdeña.

Las campañas de perforación cuarta y quinta del ODP (**Leg 160** y **Leg 161**) respectivamente, se realizaron de forma consecutiva, hacia finales de 1998 e inicios de 1999. En el **Leg 160** se perforaron once sondeos (del 963 al 973) todos ellos distribuidos por el Mediterráneo oriental. Cuatro de ellos se realizaron en el Mar Jónico y los otros siete en la Cuenca de Levante.

En el **Leg 161** se perforaron seis sondeos, cuatro de ellos en el Mar de Alborán (sondeos del 976 al 979) y los otros dos en puntos concretos, uno en el Mar Balear (sondeo 975) y el otro en el Mar Tirreno (sondeo 976).

Además de los datos suministrados por los sondeos del **DSDP** y del **ODP** se ha contado con la información de las campañas de prospección petrolífera realizadas por múltiples empresas en diferentes sectores del Mediterráneo. Especial interés científico tuvieron los numerosos perfiles sísmicos disponibles que permitieron conocer la geometría de las unidades estratigráficas bajo los fondos marinos. Las evaporitas constituyen una masa sin una estratificación interna clara que se diferencia con facilidad en los perfiles sísmicos. Destaca la geometría singular de los cuerpos salinos en los que el nivel inferior (reflector **N**) es paralelo a la estratificación de los materiales infrayacentes, mientras que el nivel superior (reflector **M**) muestra la geometría característica de una deformación diapírica.

Los sondeos realizados en las prospecciones petrolíferas aportaron una valiosa información sobre la litología y contenido en microfósiles de las rocas atravesadas, de la que se deducía la **edad relativa** que, usando la calibración, se podía expresar también como **edad numérica**. Más recientemente han sido de gran utilidad los datos de algunas de las diagrfías de los sondeos que han servido para aplicar las técnicas cicloestratigráficas y establecer escalas de tiempo geológico de alta precisión.

2.1.1. Descubrimiento de grandes volúmenes de evaporitas

El rasgo más significativo de la **Crisis Salina del Messiniense** (*Messinian Salinity Crisis* -MSC-) es la presencia de una unidad estratigráfica de enormes dimensiones formada por evaporitas cuya edad está comprendida entre hace unos **5,971 Ma** (hacia la mitad del Messiniense) y hace **5,33 Ma** (coincidiendo con el límite Mioceno-Plioceno). El intervalo temporal que comprendió su depósito fue, por tanto, de **0,641 Ma (641.000 años)**. Hsü *et al.* (1978) estimaron que el volumen de esta gran masa estratiforme de evaporitas del Messiniense superior en el Mediterráneo era superior al millón de kilómetros cúbicos. Estimaciones posteriores del volumen (Meijer & Krijgsman, 2005; Bache *et al.*, 2009; Ryan, 2009) dieron cifras similares (>1.000.000 de m³). La superficie que ocupaban, y ocupan ahora, las evaporitas bajo los fondos marinos mediterráneos, se ha estimado en 2,5 millones de km² (Bache *et al.*, 2009).

En la figura 7 se muestra la situación dentro del Mediterráneo de las áreas en las que se depositaron grandes volúmenes de evaporitas durante la **Crisis Salina del Messiniense**. Se localizan esencialmente en los sectores más profundos del Mediterráneo actual, con una profundidad superior a los 2.000 m. En algunos sectores estas evaporitas messinienses afloran ampliamente en superficie como consecuencia de etapas de deformación tectónica posteriores a su depósito, de las cuales el ejemplo más significativo es el de los Apeninos y, en menor medida, de Sicilia, en los que afloran rocas sedimentarias que se habrían depositado en medios marinos.

En el Mediterráneo occidental destacan las cuencas Balear y Argelina en las que las evaporitas presentan tres capas superpuestas (yeso-sal-yeso), que hacia sus bordes pasan a ser exclusivamente yesos. En el Mediterráneo oriental, en las cuencas Jónica Herodotus y Levantina se depositaron sal y yeso indistintamente, mientras que en la cuenca Tirrena solamente se depositaron yesos.

El espesor de la masa estratiforme de evaporitas es de unos 1.500 m en las partes más profundas del Mediterráneo occidental y disminuye progresivamente hasta desaparecer en las áreas de profundidad menor de 2.000 m. En el Mediterráneo oriental el espesor de las evaporitas oscila entre los 3.500 m (Rouchy & Caruso, 2005) y los 2.000 m (Roveri *et al.*, 2014a) y muestran el mismo dispositivo que en el caso anterior, esto es, disminuyen de espesor hasta desaparecer hacia la cota -2.000 m.

Algunos autores han considerado que la **Crisis Salina del Messiniense** era una prueba que cuestionaba la validez del *principio del actualismo*. Sin embargo, hay precedentes, como el ocurrido durante el Pérmico (final del Paleozoico) cuando hubo un depósito de evaporitas, incluidas las sales, con un volumen semejante al del Mediterráneo durante el Messiniense. Ocurrió en el denominado Mar del Zechstein, que ocupaba parte del Mar del Norte actual, la totalidad de Holanda y Dinamarca y parte de Inglaterra, Alemania, Polonia y Lituania.

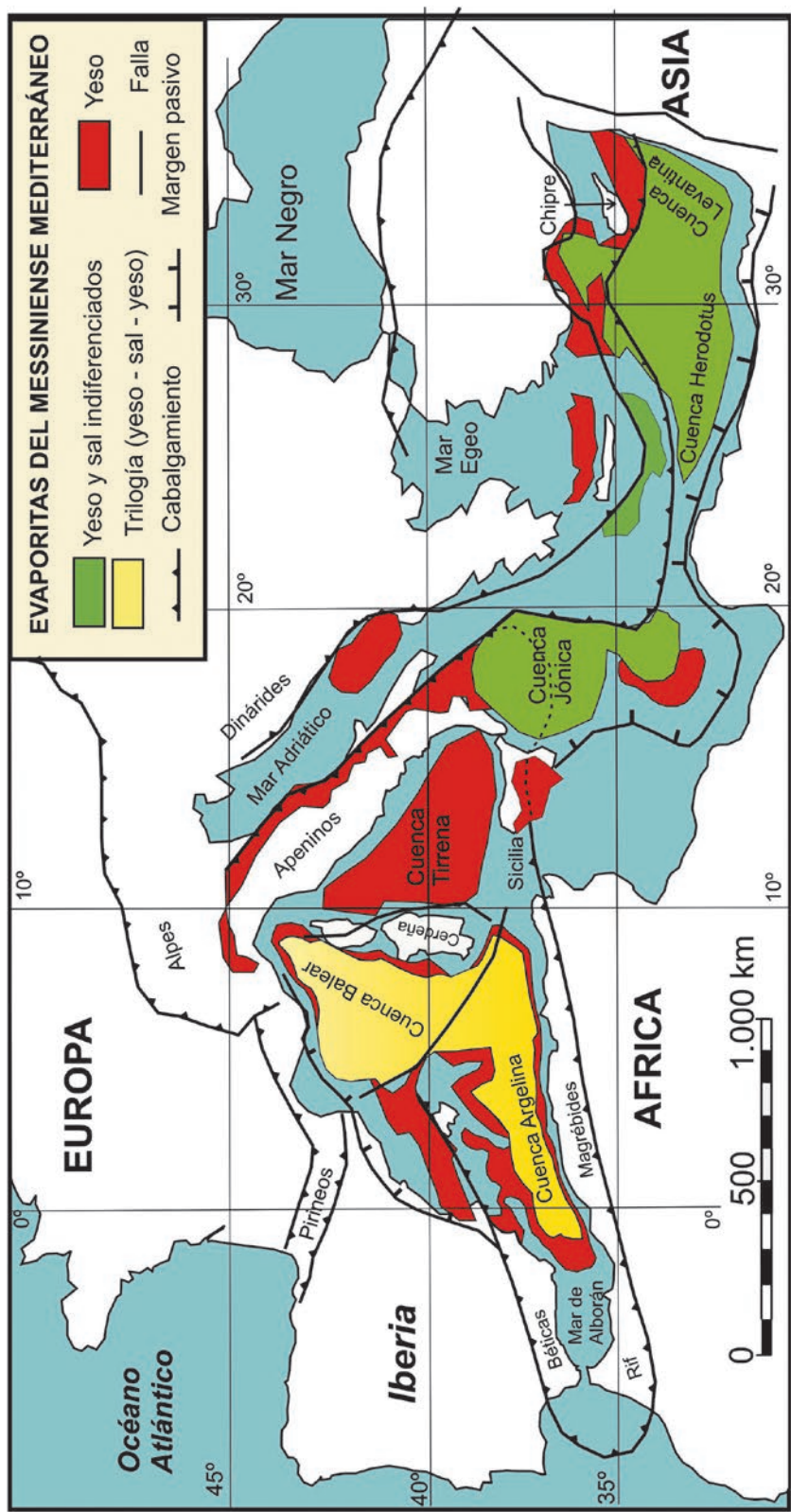


Figura 7. Mapa (simplificado de Lugli et al., 2015) en el que se muestra la localización de las grandes masas de evaporitas despositadas durante la Crisis Salina del Messiniense en el conjunto del Mar Mediterráneo. Las áreas marcadas con los colores amarillo y verde coinciden con las de máxima profundidad del Mediterráneo actual y son las que tienen más abundancia de sal.

2.1.2. *¿Hubo o no desecación del Mediterráneo?*

Como ya se ha adelantado en este texto, la primera interpretación que se hizo para explicar el origen de esta enorme masa de evaporitas fue la denominada “desecación del Mediterráneo” (Hsü *et al.*, 1973), que pretendía explicar su origen como producto de la evaporación del agua del Mar Mediterráneo, en una fase de descenso del nivel del mar que terminaba en la desecación total. En algunos dibujos de estos años se representaba el fondo del Mediterráneo como un desierto. Tras las numerosas críticas recibidas, los mismos autores, junto con otros siete científicos de la expedición del **DSDP Leg 13** publicaron un trabajo en la revista *Nature* (Hsü *et al.*, 1977) en el que modificaban parcialmente su hipótesis inicial.

Los datos experimentales han demostrado que para que en un recipiente se deposite un milímetro de evaporitas (yeso o halita) hace falta que se evapore un metro de agua con una salinidad semejante a la de los mares actuales. Para que se depositen centenares o incluso algunos miles de metros de evaporitas sería necesario que la salinidad de las aguas fuese mayor que la de los mares actuales y que se sucedieran diversas fases de evaporación seguidas de episodios de reinundación. Krijgsman *et al.* (1999) plantearon que durante el depósito de las evaporitas ocurrieron diversos procesos sucesivos de desecación parcial seguidos de reinundación. Según García-Castellanos & Villaseñor (2011) debió existir *un pasillo de conexión con otros mares que permitía sólo la entrada de agua, no la salida. Para explicar la gran cantidad de sal acumulada, el Mediterráneo debió actuar como una enorme salina durante al menos 100.000 años y evaporar unas 50 veces su volumen de agua, posiblemente sin llegar nunca a la desecación total*. El depósito de este volumen tan elevado de evaporitas en el Mediterráneo implicaría una disminución de la salinidad de las aguas de todos los océanos valorada en un 5% por algunos autores (Ryan, 2008; Ochoa *et al.*, 2015) y hasta en un 10% por otros (García-Castellanos & Villaseñor, 2011).

Una nueva polémica se plantea, en este caso, sobre la procedencia del agua marina que llegaba al Mediterráneo durante la **Crisis Salina del Messiniense** y posibilitaba la renovación. La mayoría de los autores consideraron que estas aguas procedían del Paratethys, antiguo océano situado al norte del Mediterráneo que incluía los actuales mares Negro y Caspio (Cagatay *et al.*, 2006; Carnevale & Landini, 2006; Krijgsman *et al.*, 2010; Do Couto *et al.*, 2014; Clauzon *et al.*, 2015; de la Vara *et al.*, 2016; van Baar *et al.*, 2016, 2017; Vasiliev *et al.*, 2017; Karakitsios *et al.*, 2017).

Otros autores consideraron que pudo haber un corredor que conectaba el Mediterráneo con el Atlántico (García-Castellanos *et al.*, 2011; Flecker *et al.*, 2015; Krijgsman *et al.*, 2010) al menos temporalmente. Se trataría de restos de alguno de los corredores que existieron al inicio de la crisis en el ámbito de la Cordillera Bética o del Rif (recuérdese que el Estrecho de Gibraltar a juicio de la mayoría de los autores no existía todavía). Algunos autores han insinuado la posibilidad de que existiese una eventual conexión entre el Océano Índico y el Mar Mediterráneo a través del Mar Rojo (Ryan, 2009). No se puede descartar que hubiese intervalos de tiempo en los que más de una de estas conexiones estuviesen activas simultáneamente.

2.1.3. Estudios detallados de las facies y sus microfósiles

En los últimos decenios del siglo XX se realizaron estudios detallados en diferentes sectores en los que afloran rocas sedimentarias del Messiniense superior, así como en los testigos de los sondeos. El objetivo fundamental que se pretendía era realizar un ordenamiento temporal de las unidades estratigráficas y establecer, con el máximo detalle, las edades relativas de ellas mediante la datación de los microfósiles y nanofósiles de las muestras procedentes del trabajo de campo y de los sondeos.

En las reconstrucciones paleogeográficas del Mar Mediterráneo durante el Messiniense superior se diferenciaron claramente tres áreas con rasgos muy distintos entre sí. La primera corresponde a los **depósitos abisales** que ocuparían los sectores de máxima profundidad del mar en los que se depositaron las evaporitas con dominio de la halita, que ocuparían, de oeste al este, las cuencas argelina, balear, tirrena, jónica, herodotus y levantina (Bache *et al.*, 2009; Roveri *et al.*, 2014a; Lugli *et al.*, 2015; Aksu *et al.*, 2018). La segunda corresponde a las **cuencas marginales**, las ubicadas en las proximidades de la línea de costas de entonces que serían semejantes a las actuales y en las que se depositaron las facies denominadas *Lago Mare*, caracterizadas por presentar mezcla de fósiles marinos y continentales. Entre estas cuencas marginales existen varias de gran interés en la proximidad de las costas mediterráneas españolas (cuencas de Sorbas, Níjar, Fortuna, Bajo Segura, etc.). La tercera correspondería a las antiguas **cuencas marinas someras**, que durante el Messiniense tenían una profundidad moderada (100-200 m), que afloraron en superficie durante la fase de deformación tectónica posterior al Messiniense que afectó a Sicilia, a los Apeninos y a la cuenca de Piedemont.

En las etapas de desecación parcial, con descensos del nivel del mar en el conjunto del Mediterráneo, en las áreas comprendidas entre los depósitos abisales y las cuencas marginales dominaría la erosión subaérea del relieve, alcanzando el máximo en las áreas próximas a la desembocadura de los principales ríos (Ródano y Nilo) donde se formaron cañones submarinos que transportaban material detrítico, el cual se acumuló en las partes inferiores (más profundas) de los taludes.

Los principales tipos de facies en las rocas sedimentarias del Messiniense del Mediterráneo tanto en sus afloramientos como en los testigos de sondeos son:

- a. **Sapropel.** Se trata del fango orgánico subacuático de color oscuro depositado en fondos de aguas anóxicas, formado por lutita negra con abundantes restos de materia orgánica macepada, en un medio reductor. En las rocas sedimentarias presenta una ritmicidad en la que alternan lechos oscuros ricos en materia orgánica y láminas de lutitas blancas, expresión de los ciclos de Milankovitch. Domina en las rocas infrayacentes a las evaporitas (Sierro *et al.*, 1999; Hilgen & Krijgsman, 1999) y en las rocas sedimentarias suprayacentes del Plioceno inferior (Béthoux & Pierre, 1999).
- b. **Evaporitas.** Son el elemento más representativo de los depositados durante la **Crisis Salina del Messiniense**. Los minerales más abundantes que constituyen las masas gigantes de evaporitas son dos: la **halita** (o sal gema) (ClNa) y el **yeso** ($\text{CaSO}_4 - 2\text{H}_2\text{O}$), incluida su

variedad de yeso laminar y transparente (la *selenita*). La halita domina en los depósitos marinos más profundos y más alejados de las líneas de costas, alcanzando en ellos volúmenes enormes. Su geometría se conoce especialmente a partir de los perfiles sísmicos ya que los sondeos disponibles hasta la fecha tan solo han perforado las partes más altas. Los yesos son la única evaporita abundante en los afloramientos de las cuencas marginales (p. ej. Sorbas). En estas cuencas marginales los yesos cambian lateralmente a calizas (o dolomías) que incluyen cuerpos arrecifales (Fortuin & Krijgsman, 2003; Aguirre & Sánchez-Almazo, 2004; Braga *et al.*, 2006; Sánchez-Almazo *et al.*, 2007).

- c. **Rocas detríticas.** Se trata de diferentes tipos de rocas, entre las que destacan las **ruditas**, que con frecuencia contienen bloques de yesos redepositados. En otros casos son **conglomerados** y **areniscas** que rellenan antiguos cañones submarinos excavados, durante el Messiniense superior, en las pendientes que rodean a las grandes masas de evaporitas (Lofi *et al.*, 2005; Manzi *et al.*, 2005; Just *et al.*, 2011; Gvirtzman *et al.*, 2015; Kirkham *et al.*, 2018)
- d. **Lago mare.** Con este nombre se denomina a un tipo de facies muy singular que aflora especialmente en los intervalos más recientes de la **Crisis Salina del Messiniense**. Litológicamente dominan las rocas detríticas (conglomerados, arenas y lutitas) con fósiles. Se caracterizan por la presencia simultánea de fósiles de organismos marinos y continentales, incluyendo algunos que son muy característicos del Paratethys. Se interpretan como depósitos de costas o marismas próximos a desembocaduras de ríos, en los que las condiciones sedimentarias (marina y no marina) se alternan como respuesta a cambios relativos del nivel del mar (Aguirre & Sánchez-Almazo, 2004; Carnevale *et al.*, 2006; Cosentino *et al.*, 2006; Orszag-Sperber, 2006; Guerra-Merchán *et al.*, 2010; Do Couto *et al.*, 2014; Rovero *et al.*, 2014c; Popescu *et al.*, 2015; Marzocchi *et al.*, 2016; Stoica *et al.*, 2016).

En el estudio bioestratigráfico se aplicó la **bioestratigrafía de alta resolución** reconociendo los biohorizontes de primera aparición y los de última presencia, de los diferentes taxones. En las rocas sedimentarias depositadas en medios marinos se analizaron fundamentalmente los foraminíferos tanto bentónicos como planctónicos y el nanoplancton calcáreo. En diversas ocasiones se completaron con el estudio de los ostrácodos, las diatomeas y los radiolarios. En rocas sedimentarias propias de medios continentales se analizaron los vertebrados (en especial los dientes de roedores) y el polen. La presencia de los mismos roedores fósiles en el norte de Marruecos y en el sur de España durante las fases iniciales de la **Crisis Salina del Messiniense** demuestra que en aquel tiempo había conexión entre ambos continentes (Agustí *et al.*, 2006; Gibert *et al.*, 2013; Mas *et al.*, 2018) ya que aún no se había abierto el Estrecho de Gibraltar.

2.2. Debate sobre la interpretación de los fenómenos acaecidos (2000-2020)

En los dos primeros decenios del siglo XXI los avances en el conocimiento de la **Crisis Salina del Messiniense** han sido muy notables. Por una parte, ha contribuido a ello la utilización de las técnicas más actualizadas en la datación numérica de las rocas sedimentarias, concretamente en las técnicas cicloestratigráficas, apoyadas en las radiométricas, las magnetoestratigráficas y las bioestratigráficas de alta precisión, lo que permiten delimitar intervalos de tiempo de hasta **23.000 años (23 ka)** expresión de los ciclos de precesión. Por otra parte, la mayoría de los investigadores del tema se ha distribuido en grupos de trabajo interdisciplinares en los que los resultados se discuten muy detalladamente entre todos sus miembros y en los que se establecen, por acuerdo, muchos de los detalles de los diferentes procesos.

El año 2008 se celebró en Mónaco, en la sede de la *Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée (CIESM)*, una reunión científica a la que asistieron gran parte de los grupos de investigadores que trabajaban sobre la **Crisis Salina del Messiniense**, en la que se llegaron a diferentes acuerdos por consenso entre todos los participantes. El tema central de la reunión fue el papel esencial desempeñado por los microbios en la preservación de los importantes volúmenes de evaporitas depositados sin que se disolvieran, al menos parcialmente, tras su depósito. Los resultados de esta reunión se publicaron por parte del organismo organizador (<http://www.ciesm.org>) tanto en los documentos de consenso discutidos y aprobados en la propia reunión científica (CIESM, 2008) como en las comunicaciones presentadas por los diferentes grupos de trabajo.

2.2.1. Análisis de las fuentes de información

Se ha realizado un rastreo de trabajos publicados entre los años 2000 al 2020 en las revistas internacionales más afines al tema. Concretamente, se han recopilado **183** artículos publicados en las **16** revistas siguientes: *American Journal of Science*, *Basin Research*, *Earth-Science Review*, *Earth and Planetary Science Letters*, *Geology*, *Geo-Marine Letters*, *Global and Planetary Change*, *Journal of Sedimentary Research*, *Marine and Petroleum Geology*, *Marine Geology*, *Nature*, *Palaeogeography-Palaeoclimatology-Palaeoecology*, *Sedimentary Geology*, *Sedimentology*, *Scientific Reports*, *Stratigraphy* y *Terra Nova*. Las citas bibliográficas de todos estos trabajos se incluyen, al final del texto, en el apartado de **Trabajos sobre la Crisis Salina del Messiniense desde el año 2000 al 2020**.

El número total de autores ha sido de **502** residentes en **30** países, de los que los ocho primeros, ordenados de mayor a menor número de autores son: Francia (**106** autores), Italia (**102**), España (**83**), Reino Unido (**37**), Holanda (**35**), Estados Unidos (**30**), Alemania (**24**) e Israel (**15**). Ocho autores han publicados más de 15 trabajos sobre la **Crisis Salina del Messiniense** de la selección efectuada. Cinco son italianos Manzi (27 trabajos), Roveri (27), Lugli (24), Gennari (18) y Gorini (18), dos holandeses Krijgsman (47 trabajos) y Hilgen (17) y uno español, el profesor Sierro (20 trabajos).

2.2.2. Edad numérica de las fases del fenómeno

Un primer criterio de datación de la **Crisis Salina del Messiniense** se basa en la **magnetocronoestratigrafía**. Toda la crisis ocurrió durante el **cron de polaridad inversa C3r** sin que dentro del mismo se tengan otros límites basados en criterios magnetocronoestratigráficos. Sin embargo, dos límites son muy cercanos en el tiempo y aportan una información muy valiosa.

El límite inferior del citado cron de polaridad inversa (**C3r**) y paso al cron de polaridad normal **C3An.1n** infrayacente, está datado en hace **6,035 Ma** y es, por tanto, ligeramente más antiguo que el inicio de la crisis. El límite superior del cron de polaridad inversa **C3r**, el que marca el inicio del cron de polaridad normal **C3n.4n**, está datado en hace **5,235 Ma** muy cercano al final de la crisis.

En la bibliografía especializada sobre el tema se han establecido, con el máximo detalle, las edades numéricas del inicio y del final de la **Crisis Salina del Messiniense**. La datación numérica del inicio de la crisis se ha fijado en hace **5,971 Ma** y la edad numérica de su final se ha establecido en hace **5,330 Ma**, por lo que la duración de la crisis sería de **0,641 Ma** (= 641 ka o 641.000 años) (Figura 8). Dentro de este intervalo de tiempo la mayoría de los autores (CIESM, 2008; Roveri *et al.*, 2008, 2014a, 2016; Cosentino *et al.*, 2013; Manzi *et al.*, 2017; Reghizzi *et al.*, 2017; Simon *et al.*, 2017; Vasiliev *et al.*, 2017; Natalicchio *et al.*, 2019) han diferenciado tres episodios, nombrados, de más antiguo a más moderno, como **episodios 1, 2 y 3**.

El **episodio 1** se inició hace **5,971 Ma** y finalizó hace **5,600 Ma**, de manera que duró **0,371 Ma** (= 371 ka). Este episodio es denominado **Yeso primario inferior** (*Primary Lower Gypsum -PLG-*) y es el más prolongado. La falta de sondeos que atraviesen en su totalidad a las grandes masas de evaporitas en los sectores más profundos (zonas abisales) del Mediterráneo hacen dudar si el depósito, en ellos, fue de evaporitas en su totalidad o tienen en su base sapropel.

El **episodio 2** empezó hace **5,60 Ma** y terminó hace **5,53 Ma**, por lo que su duración fue tan solo de **0,070 Ma** (= 70 ka). Es el episodio más corto de los tres y se caracterizó porque durante el mismo, en las cuencas mediterráneas más profundas, se depositaron las evaporitas más solubles, concretamente la halita o sal común. Se considera que en este intervalo de tiempo se alcanzó el climax de la desecación. En las áreas marginales de las cuencas profundas tuvo lugar la erosión de las evaporitas del episodio 1 y su redeposición como conglomerados con cantos de yesos y matriz arenosa. Este episodio se denomina de la **Halita** en las partes más profundas del Mediterráneo y **Yeso inferior redepositado** (*Resedimented Lower Gypsum -RLG-*) en los sectores menos profundos y en las cuencas marginales.

El **episodio 3** comenzó hace **5,53 Ma** y acabó hace **5,33 Ma** y prolongándose durante **0,200 Ma** (= 200 ka). En su conjunto se le denomina unidad del **Yeso superior** (*Upper Gypsum -UG-*). Algunos autores subdividen el episodio 3 en dos sub-episodios, que denominan **sub-episodio 3.1** y **sub-episodio 3.2**, que se reconocen en especial en las partes centrales de las cuencas abisales. El límite entre ambos sub-episodios se establece en hace **5,42 Ma**. La diferencia entre los dos sub-episodios consiste en que en el más moderno (**3.2**), en las partes más cercanas a las costas, en las cuencas marginales son frecuentes las facies *lago mare*, ya citadas.

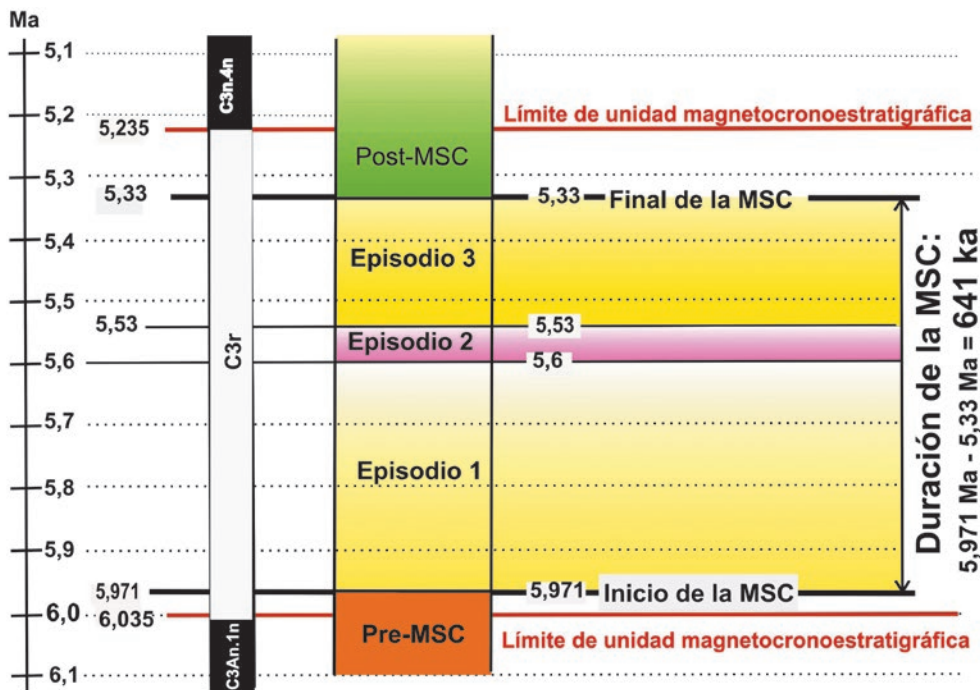
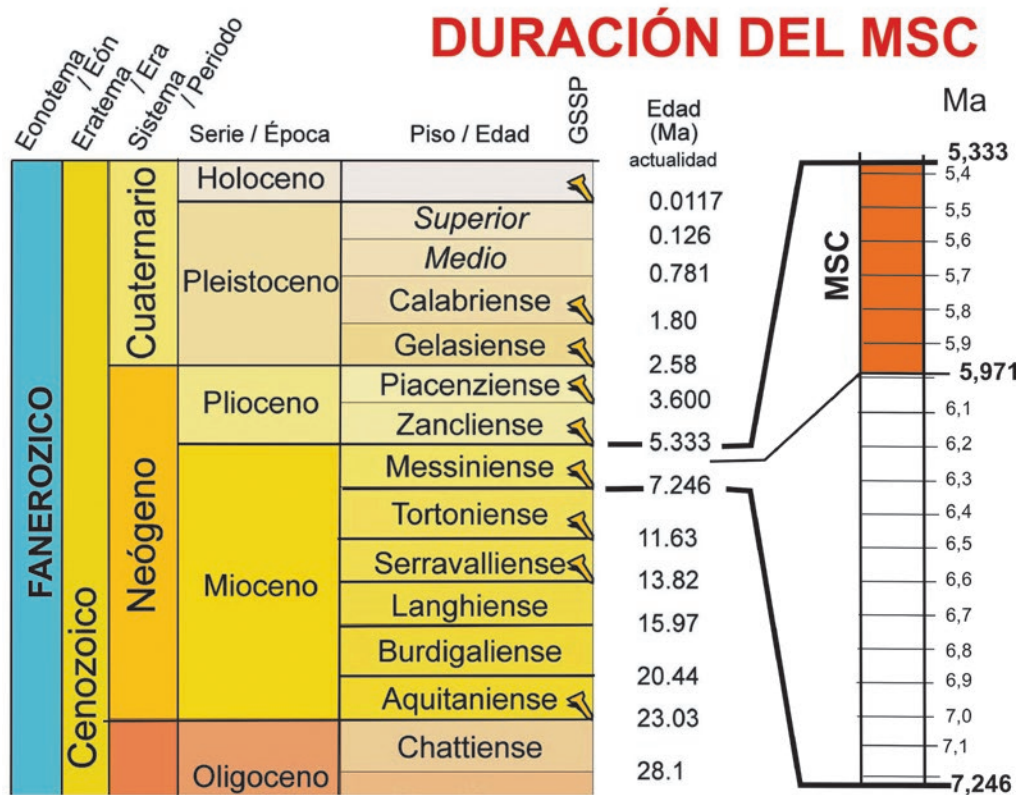


Figura 8. Parte superior: Posición de la **Crisis Salina del Messiniense (MSC)** en la **Tabla Cronoes-tratigráfica Internacional**. Parte inferior: Edades numéricas de los niveles diferenciados en la Crisis Salina del Messiniense.

En la figura 8 se muestran gráficamente las edades numéricas más precisas disponibles en la actualidad (excluidas las cicloestratigráficas que se tratan en el apartado y en la figura siguientes) para los límites entre las diferentes unidades reconocibles durante la **Crisis Salina del Messiniense**. Dado que en este intervalo de tiempo no hay límites de unidades magneto-cronoestratigráficas, en el gráfico se incluyen los ubicados en las rocas sedimentarias inmediatamente anteriores (las infrayacentes) y posteriores (las suprayacentes) a los límites de la crisis antes citados.

2.2.3. Cicloestratigrafía

Los avances más importantes en la datación de las rocas sedimentarias depositadas durante la **Crisis Salina del Messiniense** se han conseguido con el estudio detallado de los **ciclos de Milankovitch** reconocidos en ellas. Se han estudiado los de afloramientos en superficie en los que se tenía certeza de que no faltaban intervalos de tiempo reconocibles. La sección estratigráfica de referencia seleccionada por su continuidad ha sido la de la cantera de **Ain el Beida** en Marruecos (Krijgsman *et al.*, 2004; van der Laan *et al.*, 2012; van den Berg *et al.*, 2015) en la que se ha realizado un estudio muy minucioso del $\delta^{18}\text{O}$ que pone de manifiesto una ciclicidad en la que dominan los ciclos de precesión con una periodicidad de unos **23.000** años.

Los estudios se han centrado en los testigos de los sondeos del **ODP** realizados en los márgenes continentales del Atlántico Norte, como es el caso del sondeo *site* 982, en los que las curvas de valores del $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas son todas muy semejantes entre sí y, además, coincidentes con la curva obtenida en la localidad marroquí de **Ain el Beida**. Todo ello garantiza que estas curvas de valores del $\delta^{18}\text{O}$ son expresión de factores astronómicos (en este caso de la precesión) y que, por tanto, nos sirve de patrón para aplicar las técnicas de estudio de la ciclicidad. Se ha aplicado el análisis matemático para el estudio de la ciclicidad (en especial las transformadas de Fourier y la de Walsh) y se han construido las **curvas de insolación** aplicando los métodos complejos propuestos por el matemático francés **Jacques Laskar**, que son de aceptación generalizada (Laskar *et al.*, 1993, 2004).

Se han levantado numerosas secciones estratigráficas en los afloramientos de rocas del mismo intervalo de tiempo en diferentes sectores del mar Mediterráneo. Se ha optado, preferentemente, por las levantadas en lugares donde se conocía que durante el depósito hubo continuidad, lo que se ha procurado demostrar con los estudios detallados bioestratigráficos, magnetoestratigráficos y cicloestratigráficos, así como con la correspondiente calibración para conocer las edades numéricas del mayor número posible de niveles estratigráficos.

La elaboración de una escala temporal de la **Crisis Salina del Messiniense (5,971-5,33 Ma)** basada en los ciclos de Milankovitch ha sido establecida y completada por múltiples autores. Entre ellos se pueden destacar a Krijgsman *et al.* (2001, 2004), Roveri *et al.* (2006, 2014a), Hilgen *et al.* (2007), Krijgsman & Meijer (2008), CIESM (2008), Di Stefano *et al.* (2010), Lugli *et al.* (2010), Manzi *et al.* (2013, 2014, 2017), Simon *et al.* (2016), Reghizzi *et al.* (2017), van Baak *et al.* (2017), Vasiliev *et al.* (2017) y Natalicchio *et al.* (2019). Se han elaborado escalas temporales para el intervalo temporal de la **Crisis Salina del Messiniense** y

de los términos infrayacentes, concretamente desde hace **7 Ma** hasta hace **5,33 Ma** se disponen de estudios cicloestratigráficos bastante precisos (Sierro *et al.*, 2001; Blanc-Valeron *et al.*, 2002 y Orszag-Sperber *et al.*, 2009) que muestran curvas de insolación muy similares en su conjunto. En algunos de los trabajos (Roveri *et al.*, 2014a; Reghizzi *et al.*, 2017; Simon *et al.*, 2017) se presentan **curvas de insolación** para el intervalo comprendido entre hace **7,6 Ma** y hace **5,33 Ma**, donde se observa también la similitud indicada anteriormente.

Para el conjunto de la **Crisis Salina del Messiniense**, por tanto, para los **641.000 años (641 ka)** de su duración, el número total de ciclos de precesión reconocidos son **28** con una duración media de unos **23.000 años**. En la unidad más antigua (el **Episodio 1**), cuya duración

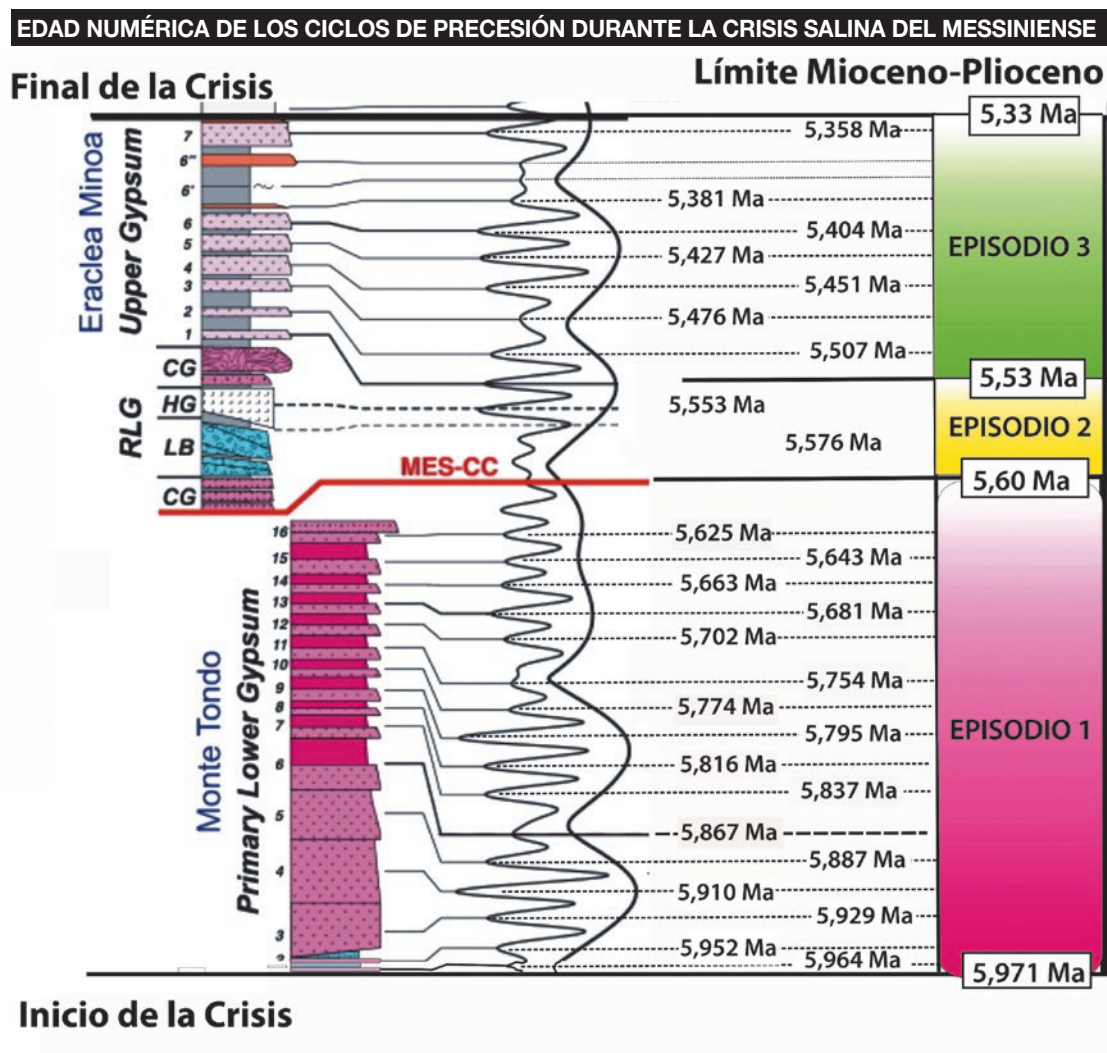


Figura 9. Valoración de las edades numéricas de los **28 ciclos de precesión** reconocidos en secciones estratigráficas correspondientes a la **Crisis Salina del Messiniense**. La datación numérica de los ciclos en el **Episodio 1** es la propuesta por Lugli *et al.* (2010). Las dataciones numéricas para los **Episodios 2 y 3** se han calculado por el autor aplicando una metodología semejante. Figura elaborada a partir de Manzi *et al.* (2012), Roveri *et al.* (2014 a) y Vasiliev *et al.* (2017).

fue de **371 ka** se han definido **16 ciclos**, en la segunda (el **Episodio 2**) con una duración de **70 ka** se han reconocido **3 ciclos** y en la unidad más moderna (el **Episodio 3**) en sus **200 ka** se han diferenciado **9 ciclos**.

En definitiva, la aplicación de los métodos de la cicloestratigrafía ha permitido establecer 28 divisiones de tiempo consecutivas dentro de las rocas sedimentarias depositadas durante la **Crisis Salina del Messiniense**, lo que nos permite diferenciar 28 intervalos de tiempo cortos (de unos 23.000 años), a la escala del tiempo geológico. En las secciones estratigráficas levantadas en diferentes sectores se comprobará que hubo continuidad cuando estén presentes los 28 intervalos (o ciclos). Por el contrario, en las secciones estratigráficas en las que falten parte de los intervalos (o ciclos) habrá una **discontinuidad** en la que el **hiato** (intervalo de tiempo no representado) expresado en años será el número de ciclos que falten multiplicado por 23.000. Comparando la **curva de insolación** tomada como patrón con las curvas de insolación obtenidas en otros sectores del Mediterráneo se podrán deducir cuales son los episodios temporales concretos que están ausentes en cada caso y con ello se podrá fijar la edad numérica del inicio y del final del hiato.

En la figura 9 se representan las unidades cicloestratigráficas reconocidas en las rocas sedimentarias depositadas durante la **Crisis Salina del Messiniense**. Se reconocen 28 ciclos, correspondientes a los ciclos de Milankovitch de orden menor, esto es, a los ciclos de precesión cuya periodicidad es de unos **23.000 años (23 ka)**. En la citada figura se incluyen los valores de las edades numéricas de cada ciclo, los correspondientes al **Episodio 1** son los propuestos por Lugli *et al.* (2010) mientras que los correspondientes a los **Episodios 2 y 3** han sido calculados por el autor de este documento, usando la misma metodología.

2.2.4. Superficies erosivas y discontinuidades

Desde los primeros trabajos sobre la **Crisis Salina del Messiniense** (Hsü *et al.*, 1973; Ryan & Cita, 1978; Cita & Ryan, *eds.*, 1978) los autores llamaban la atención sobre la frecuencia con la que se observaban superficies erosivas, indicadoras de discontinuidades, dentro del Messiniense y, en especial, coincidiendo con el límite Mioceno-Plioceno. La aplicación de las técnicas geofísicas en las prospecciones petrolíferas, concretamente de la sísmica de reflexión, en amplios sectores de los fondos del Mediterráneo, ha permitido conocer con detalle la geometría de las unidades estratigráficas del subsuelo y detectar las principales superficies erosivas.

En el Mediterráneo oriental, en el extremo SE de la Cuenca Levantina, Bertoni & Cartwright (2006, 2007) y Manzi *et al.* (2017) han estudiado los perfiles sísmicos y los testigos de los sondeos de la prospección petrolífera. Los autores detectan dos superficies erosivas a las denominan **reflectores N y M**, que coinciden el primero con la base del **Episodio 1** (hace **5,971 Ma**) y el segundo con el límite del **Messiniense** (último piso del Mioceno) y el inicio del **Zancliense** (primer piso del Plioceno - hace **5,33 Ma**). Ambas superficies erosivas se unen cuando se acercan a los bordes de la cuenca abisal, de manera que en los sectores más someros hasta la cercanía de las costas de Israel las rocas sedimentarias del inicio del Plioceno se

colocan, mediante una discontinuidad con discordancia, sobre las evaporitas del Messiniense, hasta la desaparición completa de las mismas por acuífamiento.

En el Mediterráneo occidental, en los mares que rodean a las islas de Córcega y Cerdeña, diferentes autores (p. ej. Sage *et al.*, 2005; Cornée *et al.*, 2008; Geletti *et al.*, 2014; Thinon *et al.*, 2016) han mostrado que los depósitos salinos (en este caso los yesos) se disponen en las partes más profundas (abisales) de los mares adyacentes. Las evaporitas messinienses se acuñan a una profundidad de más de 2.000 m, hasta desaparecer de manera que las rocas sedimentarias del inicio del Plioceno se disponen directamente sobre rocas anteriores a la **Crisis Salina del Mesiniense**.

En el Promontorio Balear, Maillard *et al.* (2014) y Driussi *et al.* (2015), analizaron los perfiles sísmicos y elaboraron mapas detallados de la distribución de las rocas sedimentarias depositadas durante la crisis, en los que se detallan los espesores de los depósitos salinos. Muestran un rasgo común a los depósitos de la Cuenca Levantina que consiste en que los depósitos salinos se acuñan hacia profundidades de los 2.000 m. Evidentemente al tratarse de un archipiélago la distribución superficial de las evaporitas es mucho más compleja que en la Cuenca Levantina. Estos datos confirman que, durante gran parte de la **Crisis Salina del Messiniense**, las Islas Baleares permanecieron emergidas, incluyendo una parte de las zonas marinas más someras actuales, en las que durante los episodios de nivel del mar bajo fueron esencialmente afectadas por la erosión subaérea.

En el extremo occidental del Mediterráneo, en el Mar de Alborán, los numerosos perfiles sísmicos de reflexión y los sondeos realizados por las compañías petrolíferas muestran una **discontinuidad con discordancia** coincidiendo con el límite Messiniense y el Zanclicense. El hiato correspondiente comprende gran parte o la totalidad del Messiniense, con lo que se pone de manifiesto una etapa de deformación tectónica (plegamiento y/o fracturación) seguida de otra fase de erosión del fondo marino. La erosión en gran parte fue debida a la brusca entrada de grandes caudales de agua procedentes del Océano Atlántico en el Mar Mediterráneo, tras la apertura del Estrecho de Gibraltar.

En las cuencas marginales del sureste de España (cuencas de Sorbas, Níjar, Fortuna, Bajo Segura, etc.) los efectos de la desecación durante la **Crisis Salina del Messiniense** fueron menores ya que no ocurrieron cambios importantes del nivel relativo del mar. Sin embargo, los ciclos de Milankovitch si quedaron reflejados en las secciones estratigráficas con una ciclicidad, cuyo estudio permite delimitar los intervalos temporales de sedimentación con continuidad y las fases de erosión y/o deformación que le afectaron (Krijgsman *et al.*, 2001; Fortuin & Krijgsman, 2003; Braga *et al.*, 2006; Sánchez-Almazo *et al.*, 2007; Soria *et al.*, 2005, 2008a,b, 2014; Clauzon *et al.*, 2015; Do Couto *et al.*, 2015; Corvi *et al.*, 2016; Reghizzi *et al.*, 2017).

2.2.5. Final del proceso: apertura del Estrecho de Gibraltar e inundación del mar Mediterráneo

La **Crisis Salina del Messiniense** terminó bruscamente hace **5,330 Ma**, coincidiendo con el límite, previamente establecido, entre el final del Messiniense y el inicio del Zancliense. Varios fenómenos catastróficos ocurrieron en dicha fecha, en especial la apertura del Estrecho de Gibraltar y la inundación del Mar Mediterráneo con aguas procedentes del Océano Atlántico, hasta quedar ambos con idéntico nivel del mar, como en la actualidad. La superficie de separación entre las rocas sedimentarias de ambos pisos (Messiniense y Zancliense) coincide con un cambio litológico muy brusco. En las cuencas marginales se pasa de las facies *lago mare* (de medios costeros) del Messiniense terminal a los depósitos de margas ricas en fósiles de organismos planctónicos. En los sectores de mar profundo el cambio de facies es entre las evaporitas messinienses (de color muy claro) y el sapropel (de color muy oscuro) de origen marino profundo y correspondientes al inicio del Zancliense.

La apertura del Estrecho de Gibraltar se debió a fenómenos tectónicos que, en su detalle, son aún objeto de discusión. Algunos autores lo explican con un hundimiento tectónico (subsistencia) del arco de Gibraltar y una subida relativa del nivel de mar (Carnevale *et al.*, 2006, 2008). Otros autores lo explican relacionándolo con factores tectónicos locales (fallas de salto en dirección) añadiendo una intensa y corta fase erosiva originada por el agua procedente del Atlántico que penetra en el Mediterráneo con caudales extraordinariamente grandes. García-Castellanos *et al.* (2009) calcularon que el mar Mediterráneo llegó a tener el mismo nivel que el Atlántico en un intervalo de tiempo que oscila entre varios meses y dos años, lo que a la escala del tiempo geológico se puede considerar como “instantáneo”.

Las superficies de discontinuidad con discordancia que se han observado en la base del Plioceno en los perfiles sísmicos del mar de Alborán se explican como consecuencia de una intensa acción erosiva de estas enormes masas de agua que penetraron bruscamente en el Mediterráneo (Estrada *et al.*, 2008).

2.3. Estado actual del conocimiento

El estudio de la **Crisis Salina del Messinense** en los dos primeros decenios del siglo XXI, ha alcanzado un nivel de conocimiento muy alto gracias a la participación coordinada de muy numerosos grupos de trabajo que se han dedicado al mismo desde muy diferentes puntos de vista. Pese a ello hay algunos aspectos que siguen siendo objeto de investigación preferente y de discusión entre investigadores.

Uno de los temas más debatido ha sido y sigue siendo cómo se pudieron acumular espesores tan enormes de evaporitas sin que haya tenido lugar una disolución, al menos parcial, de los depósitos previos. Los trabajos más recientes lo explican por la acción de cianobacterias que formaron filamentos y atraparon minerales de la arcilla y carbonatos, formando superficies impermeables que evitaron la disolución de las evaporitas depositadas previamente (Panieri *et al.*, 2008; Dela Pierre *et al.*, 2014, 2015; Natalicchio *et al.*, 2014, 2019; Perri *et al.*, 2017).

Otro tema objeto de debate es la reconstrucción de la paleogeografía del Mediterráneo durante la crisis. Diversos autores han publicado mapas del conjunto del Mediterráneo mostrando la distribución superficial de los sedimentos depositados durante la **Crisis Salina del Messiniense** (Rouchy & Caruso, 2006; Ryan, 2009; Bache *et al.*, 2009, 2012; Roveri *et al.*, 2014a; Christeleit *et al.*, 2015; Gorini *et al.*, 2015; Lugli *et al.*, 2015; Karakitsios *et al.*, 2017; Asku *et al.*, 2018; Günes *et al.*, 2018; Natalicchio *et al.*, 2019). En todos ellos se destaca como las grandes masas de evaporitas messinienses se localizan en las regiones más profundas del Mediterráneo actual. Se han elaborado y publicado por diferentes entidades científicas (o periodísticas) algunos dibujos artísticos que intentan reproducir la paleogeografía en diferentes fases de la crisis que faciliten el entendimiento del lector.

Finalmente, otro de los temas sin resolver es la naturaleza de las rocas ubicadas por debajo de las evaporitas messinienses, en las zonas más profundas del Mar Mediterráneo actual. La falta de sondeos que hayan perforado estas rocas hace que se mantenga la incógnita y que se dude entre que se trate de rocas ígneas de una corteza oceánica como proponen Jolivet *et al.* (2006) o que se trate de rocas sedimentarias del Mioceno depositadas antes de la crisis.

REFLEXIONES FINALES

Mis últimas palabras quiero que sean para destacar la importancia que ha tenido, para el desarrollo de la **estratigrafía** (y de la **geología** en su conjunto), la colaboración con otras ciencias que se cultivan en esta Real Academia de Ciencias (la **biología**, la **física**, la **química** y las **matemáticas**). Entre la **geología** y la **biología** ha existido una relación permanente, desde los primeros tiempos (siglos XVIII y XIX), ya que las dataciones relativas se realizaron y se realizan a partir del estudio de los restos de organismos (fósiles) presentes en las rocas sedimentarias. En el caso de la **estratigrafía** la colaboración ha sido muy intensa, hasta de punto de tener una disciplina (la **bioestratigrafía**) ciencia intermedia entre la biología y la estratigrafía. Las relaciones con la **física** y la **química** han sido muy importantes desde el inicio del siglo XX tras el descubrimiento de la radioactividad y su aplicación en la datación numérica de las rocas. Actualmente, los centros de investigación más prestigiosos se han dotado de equipos instrumentales complejos y costosos para realizar medidas de edad numérica de las rocas aplicando los **métodos radiométricos**.

Entre la **física** y la **geología** se ha desarrollado una ciencia mixta, la **geofísica**, que se ocupa esencialmente del estudio de la geometría de cuerpos rocosos en el subsuelo. El estudio del magnetismo terrestre en tiempos pasados (**paleomagnetismo**) es otra importante colaboración entre ambas ciencias hasta el punto de constituir uno de los pilares de la Teoría de la Tectónica de placas. Entre la **química** y la **geología** la colaboración ha sido constante hasta el punto de que surge una ciencia intermedia, la **geoquímica**, que se ocupa del estudio de la composición de las rocas y de su interpretación genética. En el campo más afín a la **estratigrafía** se ha desarrollado el estudio de los isótopos estables como criterio para el reconocimiento de ciclos climáticos en las rocas sedimentarias y de las medidas de paleotemperaturas en tiempos pretéritos. En los últimos decenios se ha establecido una colaboración entre la **geología** (en especial la **estratigrafía**) y las **matemáticas**, concretamente con el **análisis matemático**, en la interpretación de los ciclos de Milankovitch, tanto en testigos de sondeos como en afloramientos superficiales.

He dicho.

BIBLIOGRAFÍA DE LA INTRODUCCIÓN Y LA PARTE PRIMERA

- Allègre, C.J. (2012): *Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 1-512.
- Aubry, M.P., Berggren, W.A., Van Couvering, J.A. & Steininger, F. (1999): Problems in chronostratigraphy: stages, series, unit and boundary stratotypes, global stratotype section and point an tarnished golden spikes. *Earth-Science Reviews*, v. 46, p. 99-148.
- Badenas, B., Aurell, M., Armendariz, M., Rosales, I., Garcia-Ramos, J.C. & Piñuela, L. (2012): Sedimentary and chemostratigraphic record of climatic cycles in Lower Pliensbachian marl-limestone platform successions of Asturias (North Spain). *Sedimentary Geology*, v. 281, p. 119-138.
- Bassett, M.G. (1985): Towards a common language in stratigraphy. *Episodes*, v. 8, p. 87-92.
- Batenburg, S.J., Sprovieri, M., Gale, A.S., Hilgen, F.J., Hüsing, S., Laskar, J., Liebrand, D., Lirer, F., Orue-Etxebarria, X., Pelosi, N. & Smit, J. (2012): Cyclostratigraphy and astronomical tuning of the Late Maastrichtian at Zumaia (Basque country, Northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 359-360, p. 264-270.
- Batenburg S.J., Gale, S.G., Sprovieri, M., Hilgen, F.J., Thibault, N., Boussaba, M. & Orue-Etxebarria, X. (2014): An astronomical time scale for the Maastrichtian based on the Zumaia and Sopelana sections (Basque country, northern Spain). *Journal of the Geological Society*, v. 171, p. 165-180.
- Berggren, A. (1988): Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, v. 26, p. 624-657.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovitch, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E. & Shackleton, N.J. (1995a): Late Neogene Chronology: New perspectives in high resolution stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 1272-1287.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. & Hardenbol, J. (editores) (1995b): *Geochronology time scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special publication n° 54, p. 1-386.
- Billups, K., Pälike, H., Channel, J.E.T., Zachos, J.C. & Shackleton, N. (2004): Astronomic Calibration of the late Oligocene through early Miocene geomagnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 224, p. 33-44.
- Cande, S.C. & Kent, D.V. (1995): Revised calibration if the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysics Research*, v. 100, p. 6093-6095.
- Corrochano, D., Barba, P. & Colmenero, J.R. (2012): Glacioeustatic cyclicity of a Pennsylvanian carbonate platform in a foreland basin setting: An example from the Bachende Formation of the Cantabrian Zone (NW Spain). *Sedimentary Geology*, v. 245-246, p. 76-93.

Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X. & Pujalte, V. (2007): Closing the Mid-Palaeocene gap: Toward a complete astronomically tuned Palaeocene Epoch and Selandian and Thanetian GSSPs at Zumaia (Basque Basin, W Pyrenees). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 262, p. 450-467.

Eicher, D.I. (1976): *Geologic time* (2ª edición). Prentice Hall International Inc. Londres, p. 1-150,

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. & Urey, H.C. (1951): Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, v. 62, p. 417-426.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. & Urey, H.C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, v. 64, p. 1315-1365.

Faure, G. (1986): *Principles of Isotope Geology* (2ª edición). John Wiley & Sons, New York, p. 1-589.

Gopalan, K. (2017): *Principles of radiometric dating*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 1-220.

Grabau, A.W. (1913): *Principles of Stratigraphy*. Ag. Seiler and Company, New York, p. 1-1185.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. (2004 a): *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 1-589.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W. & Lourens, L.J. (2004 b): A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, v. 27, p. 83-100.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G. (editores) (2012): *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, New York, p. 1-1175.

Grootes, P.M., Stuiver, M., White, S., Jonsen, S. & Jouzel, J. (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 y GISP Greenland ice cores. *Nature*, v. 366, p. 552-554.

Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. & Smith, D.G. (1990): *A geologic Time Scale 1989*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 1-263.

Hedberg, H.D. (1976): *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedures*. John Wiley, New York, p. 1-200.

Herbert, T.D. (1992): Paleomagnetic calibration of Milankovitch cyclicity in Lower Cretaceous sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 112, p. 15-28.

- Hilgen, F.J. (1991): Extension of the astronomical calibrated (polarity) time scale to the Miocene-Pliocene boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 107, p. 349-368.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J. Santarelli, A. & Zachariasse, W.J. (1995): Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, p. 495-510.
- Hilgen, F.J. & Krijgsman, W. (1999): Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). *Terra Nova*, v. 11, p. 16-22.
- Hilgen, F.J., Kuiper, K., Lourens, L. & Joost, L.J. (2010): Evaluation of the astronomical time scale for the Paleocene and earliest Eocene. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 300, p. 139-151.
- Hilgen, F.J., Hinnov, L.A., Aziz, H.A., Abels, H.A., Batenburg, S., Bosmans, J.H.C., Boer, B.H., Hüsing, S.K., Kuiper, K.F., Lourens, L.J., Rivera, T., Tüenter, E., Van de Wal, R.S.W., Wotzlaw, J.F. & Zeeden, G. (2014): Stratigraphic continuity and fragmentary sedimentation: the success of cyclostratigraphy as part of integrated stratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications 404* (<http://dx.doi.org/10.1144/SP404.12>).
- Hinnov, L.A. (2013): Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. *Geological Society of America Bulletin*, v. 125, p. 1703-1734.
- Hinnov, L.A. & Ogg, J.G. (2007): Cyclostratigraphy and the Astronomical Time Scale. *Stratigraphy*, v. 4, p. 239-251.
- Holmes, A. (1913): *The age of the Earth*. Harper & Brothers, Londres, p. 1-195.
- Jimenez de Cisneros, C. & Vera, J.A. (1993): Milankovitch cyclicity in Purbeck Peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, Southern Spain). *Sedimentology*, v. 40, p. 513-537.
- Kodama, K.P. (2012): *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and interpretation*. Wiley-Blackwell, In John Wiley & Sons, Oxford, p. 1-164.
- Kodama, K.P. & Hinnov L.A. (2014): *Rock magnetic Cyclostratigraphy*. John Wiley & Sons, Oxford, p. 1-176.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Santarelli, A. & Zachariasse, W.J. (1995): Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, p. 475-494.
- Laskar, J., Joutel, F. & Boudin, F. (1993): Orbital, precessional and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10Myr. *Astronomy and Astrophysics*, v. 270, p. 522-533.

- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. (2004): A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, v. 428, p. 261-285.
- Locklair, R.E. & Sagerman, E.E. (2008): Cyclostratigraphy of the Upper Cretaceous Niobrara Formation, Western Interior, U.S.A.: A Coniacian-Santonian orbital timescale. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 269, p. 540-553.
- Lin, B. (2015): *Radiometric dating*. NY Research Press, Nueva York, p. 1-138.
- Marshall, N., Zeeden, C., Hilgen, F. & Krijgsman, W. (2017): Milankovich cycles in an equatorial delta from the Miocene of Borneo. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 472, p. 229-240.
- Martin-Chivelet, J., Palma, R.M., Domingo, L. & Lopez-Gómez, J. (2015): Cicloestratigrafía, Cambio Climático y la Escala de Tiempo Astronómico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, v. 23, p. 136-147.
- Merrill, R.T. (2012): *Our Magnetic Earth: The science of Geomagnetism*. University Chicago Press, Chicago, p. 1-272.
- Neuendorf, K.K.E., Mehl, Jr, J.P. & Jackson, J.A. (editores) (2005): *Glossary of Geology* (5th edition) Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York, p. 1-779.
- Ogg, J.G., Ogg, G. & Gradstein, F.M. (2016): *A concise Geologic Time Scale*. Elsevier, Amsterdam, p. 1-240.
- Park, J. & Oglesby, R.J. (1991): Milankovitch rhythms in the Cretaceous: A GCM modeling study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 90, p. 329-355.
- Prothero, D.R. (1990): *Interpreting the Stratigraphic record*. W.E. Freeman & Co., Nueva York, p. 1-409.
- Real Academia de Ciencias (2013): *Vocabulario Científico y Técnico*. 4ª edición. *Términos de geología* (Vera, J.A., editor), Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid (www.rac.es).
- Schwarzacher, W. (1993): *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*. Developments in Sedimentology, 52. Elsevier. Amsterdam. p. 1-225.
- Schwarzacher, W. (2013): Beds and cycles in cyclostratigraphy. *Boletín Geológico y Minero*, v. 124, p. 139-150.

Shackleton, N.J., Berger, D. & Peltier, W.R. (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time-scale based on ODP site 677. *Royal Edinburg Trans. Earth Science*, v. 81, p. 251-261.

Sierro, F.J., Ledesma, S., Flores, J.A., Torrecusa, S. & Martínez del Olmo, W. (2000): Sonic and gamma-ray astrochronology: Cycle to cycle calibration of Atlantic climatic records to Mediterranean sapropels and astronomical oscillations. *Geology*, v. 28, p. 695-698.

Spears, D.A., Kanaris-Sotiriou, R., Riley, N. & Krause, P. (1999): Namurian bentonites in the Pennine Basin, UK – origin and magmatic affinities. *Sedimentology*, v. 46, p. 385-401.

Strasser, A., Hillgärtner, H. & Pasquier, J.B. (2004): Cyclostratigraphic timing of sedimentary processes: an example from the Berriasian of the swiss and french Jura mountains. *SEPM, Special publications* N°. 81, p. 135-151.

Strasser, A., Hilgen, F.J. & Heckel, P.H. (2006): Cyclostratigraphy: concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, v. 42 (2), p. 75-114.

Toedemann, R., Sarnthein, M. & Shackleton, N.J. (1994): Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, v. 8, p. 619-632.

Tauxe, L. (2010): *Essentials of Palaeomagnetism*. University of California Press, Berkeley, p. 1-512.

Urey, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemistry Society America*, p. 562-581.

Urey, H.C., Lowestam, H.A., Epstein, S. & McKinney, R.C. (1951): Measurement of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark and the south-eastern United States. *Geological Society of America Bulletin*, v. 62, p. 399-416.

Van den Berg, B.C.J., Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Flecker, R., Larrasoana, J.C., Krijgsman, W., Flores, J.A., Mata, M.P., Bellido-Martin, E., Civis, J. & González-Delgado, J.A. (2014): Astronomical tuning for the upper Messinian Spanish Atlantic margin: Disentangling basin evolution, climate cyclicity and MOW. *Global and Planetary Change*, v. 135, p. 89-103.

Van der Zwan, C.J. (2002): The impact of Milankovitch-scale climatic forcing on sediment supply. *Sedimentary Geology*, v. 147, p. 271-294.

Vera, J.A. (1990): *Estratigrafía y geología de eventos*. Discurso de Ingreso como Académico Numerario de la Academia de Ciencias Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales, Granada, p. 1-36.

Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía: Principios y métodos*. Editorial Rueda S. L., Madrid, p. 1-808. ISBN: 84-7207-074-3.

Vera, J.A. (1999): *Bioestratigrafía, Micropaleontología y Estratigrafía secuencial*. En: Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, Madrid, p. 57-70.

Vera, J.A. (2003): *Temas de actualidad en la interpretación del registro estratigráfico*. Discurso de Ingreso como Académico Numerario de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, p. 1-83.

Walker, J.D., Geissman, J.W., Bowring, S.A., & Babcock, L.E. (2018): *Geological time scale v.5.0*. The Geological Society of America (GSA), Washington, 1 Chart.

Weedon, G.P. (2005): *Time-series analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 1-276.

Weedon, G.P., Coe, A.L. & Gallois, R.W. (2004): Cyclostratigraphy, orbital tuning and inferred productivity for the type Kimmeridgian Clay (Late Jurassic), southern England. *Journal of the Geological Society, London*, v. 161, p. 655-666.

White, W.M. (2015): *Isotope Geochemistry*. Wiley-Blackwell, John Wiley & Sons, Oxford, p. 1-496.

Whittaker, A., Cope, J.C.W., Cowie, J.W., Gibbons, W., Hailwood, E.A., House, M.R., Jenkins, D.G., Rawson, P.F., Rushton, A.A.W., Smith, D.G., Thomas, A.T. & Wimbledon, W.A. (1991): A guide to stratigraphical procedure. *Journal of Geological Society (London)*, v. 148, p. 813-824.

Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D. & Raffi, I. (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 64, p. 221-240.

Williams, G.E. (1991): Milankovitch-band cyclicity in bedded halite deposits contemporaneous with Late Ordovician-Early Silurian glaciation, Canning Basin, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 103, p. 143-155.

BIBLIOGRAFÍA DE LA PARTE SEGUNDA (LA CRISIS SALINA DEL MESSINIENSE)

Trabajos publicados entre 1972 y 1999 (fase inicial)

Adams, C.G., Benson, R.H., Kidd, R.B., Ryan, W.B.F. & Wright, R.C. (1977): The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean. *Nature*, v. 269, p. 383-386.

Cita, M.B. & Ryan, W.B.F. (editores) (1978): Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, v. 27, p. 1-366.

Cita, M.B. & Wright, R.C. (editores) (1979/1980): Geodynamic and biodynamic effects of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 29, p. 1-222.

Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. & Loutre, M.F. (1996): Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, v. 24, p. 363-366.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Louren, L.J., Dantarelli, A. & Zachariasse, W.J. (1995): Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, p. 495-510. (331 citaciones)

Hilgen, F.J. & Krijgsman, W. (1999): Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). *Terra Nova*, v. 11, p. 16-22.

Hsü, K.J. (1972): Origin of Saline Giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 8, p. 371-396.

Hsü, K.J., Ryan, W.B.F. & Cita, M.B. (1973): Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, v. 242, p. 240-244.

Hsü, K.J., Montadert, L., Bernouilli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Melières, F., Müller, C. & Wright, R. (1977): History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, v. 267, p. 399-403.

Krijgsman, E., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. & Wilson, D.S. (1999): Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, v. 400, p. 652-655. (1150 citaciones).

Ryan, W.B.F. (1976): Quantitative evaluation of the deep of Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, v. 23, p. 791-813.

Ryan, W.B.F. & Cita, M.B. (1978): The nature and distribution of Messinian erosional surfaces, indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, v. 27, p. 193-230.

Selli, R. (1960): Il Messiniano *Mayer-Eymar* 1867. Proposta di un neostratotipo. *Giornale di Geologia*, v. 28, p. 1-33.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreño, I., Vázquez, A., Utrilla, R., Francés, G., Hilgen, F.J. & Krijgsman, W. (1999): Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate. *Marine Geology*, v. 153, p. 137-146.

Trabajos sobre la Crisis Salina del Messiniense publicados entre el año 2000 y el 2020

Achalhi, M., Münch, P., Cornée, J.J., Azdimousa, A., Melinte-Dobrinescu, M., Quillévéré, F., Drinia, H., Fauquette, S., Jiménez-Moreno, G., Merzeraud, G. & Moussa, A.B. (2016): The late Miocene Mediterranean-Atlantic connections through the North Rifian Corridor: new insights from the Boudinar and Arbaa Taourirt basins (northeastern Rif, Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 459, p. 131-152.

Aguirre, J. & Sánchez-Almazo, I.M. (2004): The Messinian post-evaporitic deposits of the Gafares area (Almería-Níjar basin, SE Spain). A new view of the “Lago-Mare” facies. *Sedimentary Geology*, v. 168, p. 71-95.

Agustí, J., Garcés, M. & Krijgsman, W. (2006): Evidence for African–Iberian exchanges during the Messinian in the Spanish mammalian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 238, p. 5-14.

Aksu, A.E., Hall, J., Calon, T.J., Barnes, M.C., Güne, P. & Cranshaw, J.C. (2018): Messinian evaporites across the Anaximander Mountains, Sirri Erinç Plateau and the Rhodes and Finike basins, eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, v. 395, p. 48-64.

André, J.P., Saint-Martin, J.P., Moissette, P., García, F., Cornée, J.J. & Ferrandini, M. (2004): An unusual Messinian succession in the Sinis Peninsula, western Sardinia, Italy. *Sedimentary Geology*, v. 167, p. 41-55.

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D. & Suc, J.P. (2009): Messinian erosional and salinity crisis: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 286, p. 139-157.

Bache, F., Popescu, S.M., Rabineau, M., Gorini, C., Suc, J.P., Clauzon, G., Olivet, J., Rubino, J.L., Melinte-Dobrinescu, M.C., Estrada, F., Londeix, L., Armijo, R., Meyer, B., Jolivet, L., Jouannic, G., Leroux, E., Aslanian, D., Dos Reis, A.T., Mocochain, L., Dumurdzanov, N., Zagorchev, I., Lesic, V., Tomic, D., Cagatay, M.N., Brun, J.P., Sokoutis, D., Csato, I., Ucakus, G. & Cakir, Z. (2012): A twostep process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, v. 24, p. 125-153.

Bache, F., Gargani, J., Suc, J.P., Gorini, C., Rabineau, M., Popescu, S.M., Leroux, E., Do Couto, D., Jouannic, G., Rubino, J.L., Olivet, J.L., Clauzon, G., Dos Reis, A.T. & Aslanian,

D. (2015): Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 262-277.

Bassetti, M.A., Miculan, P. & Sierro, F.J. (2006): Evolution of depositional environments after the end of Messinian Salinity Crisis in Nijar basin (SE Betic Cordillera). *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 279-295.

Bertoni, C. & Cartwright, J.A. (2006): Controls on the basinwide architecture of late Miocene (Messinian) evaporites on the Levant margin (Eastern Mediterranean). *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 93-114.

Bertoni, C. & Cartwright, J.A. (2007): Major erosion at the end of the Messinian Salinity Crisis: evidence from the Levant Basin, Eastern Mediterranean. *Basin Research*, v. 19, p. 1-18.

Blanc-Valleron, M.M., Pierre, C., Caulet, J.P., Caruso, A., Rouchy, J.M., Cespuglio, G., Sprovieri, R., Pestrea, S. & Di Stefano, E. (2002): Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 185, p. 255-286.

Booth-Rea, G., Ranero, C.R. & Grevemeyer, I. (2018): The Alboran volcanic-arc modulated the Messinian faunal exchange and salinity crisis. *Nature, Scientific Reports*, v. 8, 13015 (DOI: 10.1038/s1598-018-31307-7).

Boulton, S.J., Smart, C.W., Consolaro, C. & Snider, A. (2016): The Miocene-Pliocene boundary and the Messinian Salinity Crisis in the easternmost Mediterranean: Insights from the Hatay Graben (Southern Turkey). *Sedimentary Geology*, v. 332, p. 51-67.

Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.M., Caruso, A. & Durllet, C. (2010 a): The end of the Messinian Salinity Crisis in the western Mediterranean: Insights from the carbonate platforms of south-eastern Spain. *Sedimentary Geology*, v. 229, p. 224-253.

Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Durllet, C., Rommevaux, V., Kolodka, C. & Knap, F. (2010b): Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform: the role of evaporites (Sorbas Basin, south-eastern Spain). *Sedimentology*, v. 57, p. 477-512.

Braga, J.C., Martín, J.M., Riding, R., Aguirre, J., Sánchez-Almazo, I.M. & Dinarès-Turell, J. (2006): Testing models for the Messinian salinity crisis: The Messinian record in Almería, SE Spain. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 131-154.

Cagatay, M.N., Gorur, N., Flecher, R., Saking, M., Tünoglu, C., Ellan, R., Krijgsman, W., Vincent, S. & Dikbas, A. (2006): Paratethyan-Mediterranean connectivity in the Sea of Marmara region (NW Turkey) during the Messinian. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 171-187.

Cameselle, A. & Urgeles, R. (2017): Large-scale margin collapse during Messinian early sea-level drawdown: the SW Valencia trough, NW Mediterranean. *Basin Research*, v. 29, p. 576-595.

Capella, W., Barhoun, N., Flecker, R., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T., Manteco, J.C., Sierro, F.J., Tulpure, M.A., Youdsfi, M.Z. & Krijgsman, W. (2018): Palaeogeographic evolution of the late Miocene Rifian Corridor (Morocco): Reconstructions from surface and subsurface data. *Earth-Science Reviews*, v. 180, p. 37-59.

Caracuel, J.E., Soria, J.M. & Yébenes, A. (2004): Early Pliocene transgressive coastal lags (Bajo Segura Basin, Spain): a marker of the flooding after the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, v. 169, p. 121-128.

Carnevale, G., Landini, W. & Sarti, G. (2006): Mare versus Lago-mare: marine fishes and the Mediterranean environment at the end of the Messinian Salinity Crisis. *Journal of the Geological Society, London*, v. 163, p. 75-80.

Carnevale, G., Longinelli, A., Caputo, D., Barbieri, M. & Landini, W. (2008): Did the Mediterranean marine reflooding precede the Mio–Pliocene boundary? Paleontological and geochemical evidence from upper Messinian sequences of Tuscany, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 257, p. 81-105.

Caruso, A., Pierre, C., Blanc-Valleron, M.M. & Rouchy, J.M. (2015): Carbonate deposition and diagenesis in evaporitic environments: The evaporative and sulphur-bearing limestones during the settlement of the Messinian Salinity Crisis in Sicily and Calabria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 429, p. 136-162.

Christeleit, E.C., Brandon, M.T. & Zhuang, G. (2015): Evidence for deep-water deposition of abyssal Mediterranean evaporites during the Messinian salinity crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 427, p. 226-235.

Cita, M.B. (2006): Exhumation of Messinian evaporites in the deep-sea and creation of deep anoxic brine-filled collapsed basins. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 357-378.

Cita, M.B. (2009): Mediterranean Neogene stratigraphy: development and evolution through the centuries. *Sedimentology*, v. 56, p. 43-62.

Clauzon, G., Suc, J.P., Popescu, S.M., Marunteanu, M., Rubino, J.L., Marinescu, F. & Melinte-Dobrinescu, M.C. (2005): Influence of the Mediterranean sea-level changes on the Dacic Basin (Eastern Paratethys) in the Late Neogene. The Mediterranean Lago Mare facies deciphered. *Basin Research*, v. 17, p. 437-462.

Clauzon, G., Suc, J.P., Do Couto, D., Jouannic, G., Melinte-Dobrinescu, S.M., Jolivet, L., Quillévéré, F., Lebret, N., Mocochain, L., Popescu, S.M., Martinell, J., Domenech, R., Rubino, J.L., Gumiaux, C., Warny, S., Bellas, S.M., Gorini, G., Bache, F., Rabineau, M. & Estrada, F. (2015): New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): The onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 71-100.

Corbi, H. & Soria, J.M. (2016): Late Miocene-early Pliocene planktonic foraminifer event-stratigraphy of the Bajo Segura basin: A complete record of the western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, v. 77, p. 1010-1027.

Corbi, H., Soria, J.M., Lancis, C., Giannetti, A., Tent-Maclus, J.E. & Dinares-Turell, J. (2016): Sedimentological and paleoenvironmental scenario before, during, and after the Messinian Salinity Crisis: The San Miguel de Salinas composite section (western Mediterranean). *Marine Geology*, v. 379, p. 246-266.

Cornée, J.J., Maillard, A., Conesa, G., García, F., Saint-Martin, J.P., Sage, F. & Münch, P. (2008): Onshore to offshore reconstruction of the Messinian erosion surface in Western Sardinia, Italy: Implications for the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, v. 210, p. 48-60.

Cornée, J.J., Münch, P., Achalhi, M., Merzeraud, G., Azdimousa, A., Quillévéré, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Chaix, C., Ben Moussa, A., Lofi, F., Séranne, M. & Moissette, P. (2016): The Messinian erosional surface and early Pliocene reflooding in the Alboran Sea: New insights from the Boudinar basin, Morocco. *Sedimentary Geology*, v. 333, p. 115-129.

Cosentino, D., Cipollari, P., Lo Maestro, S. & Giampaolo, C. (2005): High-frequency cyclicity in the latest Messinian Adriatic foreland basin: Insight into palaeoclimate and palaeoenvironments of the Mediterranean “Lago Mare” episode. *Sedimentary Geology*, v. 178, p. 31-53.

Cosentino, D., Buchwaldt, R., Sampalmieri, G., Iadanza, A., Cipollari, P., Schildgen, T.F., Hinnov, L.A., Ramezani, G. & Bowring, S.A. (2013): Refining the Mediterranean “Messinian gap” with high-precision U-Pb zircon geochronology, central and northern Italy. *Geology*, v. 41, p. 323-326.

De la Vara, A., van Baak, C.G.C., Marzocchi, A., Grotte, A. & Meijer, P.H. (2016): Quantitative analysis of Paratethys sea level during the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, v. 379, p. 39-51.

De Lange, G.J. & Krijgsman, W. (2010): Messinian salinity crisis: A novel unifying shallow gypsum/deep dolomite formation mechanism. *Marine Geology*, v. 275, p. 273-277.

Dela Pierre, F., Bernardi, E., Cavagna, S., Clari, P., Gennari, S., Irace, A., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Nattalicchio, M., Roveri, M. & Violanti, D. (2011): The record of the Messinian salinity crisis in the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): The Alba section revisited. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 310, p. 238-255.

Dela Pierre, F., Clari, P., Bernardi, E., Nattalicchio, M., Costa, E., Cavagna, S., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. & Violanti, D. (2012): Messinian carbonate-rich beds of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): Microbially-mediated products straddling the onset of the salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 344-345, p. 78-93.

- Dela Pierre, F., Clari, P., Natalicchio, M., Ferrando, S., Giustetto, R., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. & Violanti, D. (2014): Flocculent layers and bacterial mats in the mudstone interbeds of the Primary Lower Gypsum unit (Tertiary Piedmont basin, NW Italy): Archives of palaeoenvironmental changes during the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, v. 355, p. 71-87.
- Dela Pierre, F., Natalicchio, M., Ferrando, S., Giustetto, R., Birgel, D., Carnevale, G., Gier, S., Lozar, F., Marabello, D. & Peckmann, J. (2015): Are the large filamentous microfossils preserved in Messinian gypsum colorless sulfide-oxidizing bacteria? *Geology*, v. 43, p. 855-858.
- Di Stefano, A., Verducci, M., Lirer, F., Ferraro, L., Iaccarino, S.M., Hüsing, S.K. & Hilgen, F.J. (2010): Palaeoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the Central Mediterranean: Integrated data from the Upper Miocene Trave section (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 297, p. 37-53.
- Do Couto, D., Popescu, S.M., Suc, J.P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Barhoun, N., Gorini, C., Jolivet, L., Poort, J., Jouannic, G. & Auxietre, L.C. (2014): Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain). *Marine and Petroleum Geology*, v. 53, p. 57-76.
- Do Couto, D., Gurniaux, C., Jolivet, L., Augier, R., Lebre, N., Folcher, N., Jouannic, G., Suc, J.P. & Gorini, C. (2015): 3D modelling of the Sorbas Basin (Spain): New constraints on the Messinian Erosional Surface morphology. *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 101-116.
- Driussi, O., Maillard, A., Ochoa, D., Lofi, J., Chanier, F., Gaullier, V., Briaes, A., Sage, F., Sierrro, F.J. & García, M. (2015): Messinian Salinity Crisis deposits widespread over the Balearic Promontory: Insights from new high-resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 41-54.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L. & Morgan, J.P. (2003): Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, v. 422, p. 603-606.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. & Harris, C. (2004): Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 218, p. 91-108.
- El Euch-El Koundi, N., Ferry, S., Suc, J.P., Clauzon, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Gorini, C., Safra, A. & Zargouni, F. (2009): Messinian deposits and erosion in northern Tunisia: inferences on strait of Sicily during the Messinian Salinity Crisis. *Terra Nova*, v. 21, p. 41-48.
- Estrada, F., Ercilla, G., Gorini, C., Alonso, B., Vazquez, J.T., Garcia-Castellanos, D., Juan, C., Maldonado, A., Ammar, A. & Elabbassi, M. (2011): Impact of pulsed Atlantic water inflow into the Alboran Basin at the time of the Zanclean flooding. *Geo-Marine Letters*, v. 31, p. 361-376.

Fauquette, S., Suc, J.P., Bertini, A., Popescu, S.M., Warny, S., Taoufiq, N.B., Perez-Villa, M.J., Chikhi, H., Feddi, N., Subally, D., Clauzon, G. & Ferrier, J. (2006): How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 238, p. 281-301.

Feng, Y.E., Yankelzon, A., Steinberg, J. & Reshef, M. (2016): Lithology and characteristics of the Messinian evaporite sequence of the deep Levant Basin, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, v. 376, p. 118-131.

Feng, Y.E., Steinberg, J. & Reshef, M. (2017): Intra-salt deformation: Implications for the evolution of the Messinian evaporites in the Levant Basin, eastern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, v. 88, p. 251-267.

Flecker, R. & Ellam, R.M. (2006): Identifying Late Miocene episodes of connection and isolation in the Mediterranean-Paratethyan realm using Sr isotopes. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 189-203.

Flecker, R., Krijgsman, W., Capella, W., de Castro Martínez, C., Dmitrieva, E., Mayser, J.P., Marzocchi, A., Modestou, S., Ochoa, D., Simon, D., Tulbure, M., van den Berg, B., van der Schee, M., de Lange, G., Ellam, R., Govers, R., Gutjahr, M., Hilgen, F., Kouwenhoven, T.J., Lofi, J., Meijer, P., Sierro, F.J., Bachiri, N., Barhoun, N., Alami, A.C., Chacon, B., Flores, J.A., Gregory, J., Howard, J., Lunt, D., Ochoa, M., Pancost, R., Vincent, S. & Yousfi, M.Z. (2015): Evolution of the Late Miocene Mediterranean–Atlantic gateway and their impact on regional and global environmental change. *Earth-Science Reviews*, v. 150, p. 365-392.

Fortuin, A.R. & Krijgsman, W. (2003): The Messinian of the Nijar Basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution. *Sedimentary Geology*, v. 160, p. 213-242.

Fortuin, A.R. & Dabrio, C.J. (2008): Evidences for Late Messinian seismites Nijar Basin, south-east Spain. *Sedimentology*, v. 55, p. 1595-1622.

García, M., Maillard, A., Aslanian, D., Rabineau, M., Alonso, B., Gorini, C. & Estrada, F. (2011): The Catalan margin during the Messinian Salinity Crisis: physiography, morphology and sedimentary record. *Marine Geology*, v. 284, p. 158-174.

García-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernández, M., Vergés, J. & De Vicente, R. (2009): Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature*, v. 462, p. 778-781.

García-Castellanos, D. & Villaseñor, A. (2011): Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, v. 480, p. 359-363.

García-Veigas, J., Cendón, D.I., Gibert, L., Lowenstein, T.K. & Arteaga, D. (2018): Geochemical indicators in Western Mediterranean Messinian evaporites: Implications for the salinity crisis. *Marine Geology*, v. 403, p. 197-214.

Geletti, R., Zgur, F., Del Ben, A., Buriola, F., Fais, S., Fedi, M., Forte, E., Mocnik, A., Paoletti, V., Pipan, M., Ramella, R., Romeo, R. & Romi, A. (2014): The Messinian Salinity Crisis: New seismic evidence in the West-Sardinian Margin and Eastern Sardo-Provençal basin (West Mediterranean Sea). *Marine Geology*, v. 351, p. 76-90.

Gennari, R., Iacarino, S.M., Di Stefano, A., Sturiale, G., Manzi, M., Roveri, M. & Cosentino, D. (2008): The Messinian-Zanclean boundary in the Northern Apennine. *Stratigraphy*, v. 5, p. 307-322.

Gennari, R., Manzi, V., Angeletti, L., Bertini, A., Biffi, U., Ceregato, A., Faranda, C., Gliozzi, E., Lugli, S., Menichetti, E., Rosso, A., Roveri, M. & Taviani, M. (2013): A shallow water record of the onset of the Messinian salinity crisis in the Adriatic foredeep (Legnagnone section, Northern Apennines). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 386, p. 145-164.

Gibert, L., Scott, G.R., Montoya, P., Ruiz-Sánchez, F.J., Morales, J., Luque, L., Abella, J. & Lería, M. (2013): Evidence for an African-Iberian mammal dispersal during the pre-evaporitic Messinian. *Geology*, v. 41, p. 691-694.

Gillet, H., Lericolais, G. & Réhault, J.P. (2007): Messinian event in the Black Sea: evidence of a Messinian erosional surface. *Marine Geology*, v. 244, p. 142-165.

Gliozzi, E. & Grossi, F. (2008): Late Messinian *lago-mare* ostracod palaeoecology: A correspondence analysis approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 264, p. 288-295.

Gliozzi, E., Grossi, F., Iacarino, S.M., Lugli, S., Manzi, M., Taviani, M., Roveri, M., Bertini, A., Cosentino, D., Di Stefano, A. & Gennari, R. (2008): A high-resolution stratigraphic framework for the latest Messinian events in the Mediterranean area. *Stratigraphy*, v. 5, p. 323-342.

Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, A.T., Guennoc, P., Lestrat, P. & Mauffret, A. (2005): The Late Messinian Salinity Crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 685-695.

Gorini, C., Montadert, L. & Rabineau, M. (2015): New imaging of the salinity crisis: Dual Messinian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 278-294.

Govers, R. (2009): Choking the Mediterranean to dehydration: The Messinian salinity crisis. *Geology*, v. 37, p. 167-170.

Grothe, A., Sangiorgi, F., Mulders, Y.R., Vasiliev, I., Reichart, H., Brinkhuis, H., Stoica, M. & Krijgsman, W. (2014): Black Sea desiccation during the Messinian Salinity Crisis: Fact or fiction? *Geology*, v. 42, p. 563-566.

Grunert, P., Hazhauser, M., Risenthal, Y. & Carnevale, G. (2016): Estuarine Lago Mare fauna from the Tertiary Piedmont Basin indicates episodic Atlantic Mediterranean exchange during the final stage of the Mediterranean Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 457, p. 70-79.

Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Garcés, M., Gofas, S., Esu, D., Gliozzi, E. & Grossi, F. (2010): Messinian Lago-Mare deposits near the Strait of Gibraltar (Malaga Basin, S Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 285, p. 264-276.

Günes, P., Aksu, A.E. & Hall, J. (2018a): Internal seismic stratigraphy of the Mediterranean evaporites across the northern sector of the Eastern Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, v. 91, p. 297-320.

Günes, P., Aksu, A.E. & Hall, J. (2018b): Tectonic and sedimentary conditions necessary for the deposition of the Messinian evaporite successions in the eastern Mediterranean: A simple 2D model. *Marine and Petroleum Geology*, v. 96, p. 51-70.

Gvirtzman, Z., Reshef, M., Buch-Leviatan, O. & Ben-Avraham, Z. (2013): Intense salt deformation in the Levant Basin in the middle of the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 379, p. 108-119.

Gvirtzman, Z., Reshef, M., Buch-Leviatan, O., Groves-Gidney, G., Karcz, Z., Makovsky, Y. & Ben-Avraham, Z. (2015): Bathymetry of the Levant basin: Interaction of salt-tectonics and surficial mass movements. *Marine Geology*, v. 360, p. 25-39.

Hilgen, F., Kuiper, K., Krijgsman, W., Snel, E. & van der Laan, E. (2007): Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy: the intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, v. 4, p. 231-238.

Iaccarino, S.M., Bertini, A., Di Stefano, A., Ferraro, L., Gennari, R., Grossi, F., Lirer, F., Manzi, V., Menichetti, E., Ricci-Lucchi, M., Taviani, M., Sturiale, G. & Angeletti, L. (2008): The Trave section (Monte dei Corvi, Ancona, Central Italy): an integrated paleontological study of the Messinian deposits. *Stratigraphy*, v. 5, p. 281-306.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.P. & Rouchy, J.M. (2006): Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 9-33.

Just, J., Hübscher, C., Betzler, C., Lüdmann, T. & Reicherter, K. (2011): Erosion of continental margins in the Western Mediterranean due to sea-level stagnancy during the Messinian Salinity Crisis. *Geo-Marine Letters*, v. 31, p. 51-64.

- Karakitsios, V., Cornée, J., Tsourou, T., Moissette, P., Kontakiotis, G., Agiadi, K., Manoutsoglou, E., Triantaphyllou, M., Koskeridou, E., Drinia, H. & Roussos, D. (2017a): Messinian salinity crisis record under strong freshwater input in marginal, intermediate, and deep environments: The case of the North Aegean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 485, p. 316-335.
- Karakitsios, V., Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, R., Antonarakou, A., Triantaphyllou, M., Agiadi, K., Kontakiotis, G., Kafousia, N. & De Rafelis, M. (2017b): A record of the Messinian salinity crisis in the eastern Ionian tectonically active domain (Greece, eastern Mediterranean). *Basin Research*, v. 29, p. 203-233.
- Kirkham, C., Cartwright, J., Hermanrud, C. & Jebsen, C. (2018): The formation of giant clastic extrusions at the end of the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 482, p. 434-445.
- Krijgsman, W. (2002): The Mediterranean: *Mare Nostrum* of Earth sciences. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 205, p. 1-12.
- Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J. & Sierro, F.J. (2001): Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology*, v. 140, p. 43-60.
- Krijgsman, W., Blanc-Valleron, M.M., Flecker, R., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T.J., Merle, D., Orszag-Sperber, F. & Rouchy, J.M. (2002): The onset of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean (Pissouri Basin, Cyprus). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 194, p. 299-310.
- Krijgsman, W., Gaboardi, S., Hilgen, F.J., Iaccarino, S., de Kaenel, E. & van der Laan, E. (2004): Revised astrochronology for the Ain el Beida section (Atlantic Morocco): no glacio-eustatic control for the onset of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, v. 1, p. 86-102.
- Krijgsman, W. & Meijer, P.T. (2008): Depositional environments of the Mediterranean “Lower Evaporites” of the Messinian salinity crisis: constraints from quantitative analysis. *Marine Geology*, v. 253, p. 73-81.
- Krijgsman, W., Stoica, M., Vasiliev, I. & Popov, V.V. (2010): Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 290, p. 183-191.
- Krijgsman, W., Capella, W., Simon, D., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T.J., Meijer, P.T., Sierro, F.J., Tulpure, M.A., van den Berg, B.C.J., van der Shee, M. & Flecker, R. (2018): The Gibraltar Corridor: Watergate of the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, v. 403, p. 238-246.
- Leever, K.A., Matenco, L., Rabagia, T., Cloetingh, S., Krijgsman, W. & Stoica, M. (2010): Messinian sea level fall in the Dacic Basin (Easter Paratethys): palaeogeographical implications from seismic sequence stratigraphy. *Terra Nova*, v. 22, p. 12-17.

Leila, M. & Moscariello, A. (2019): Seismic stratigraphy and sedimentology facies analysis of the pre- and syn-Messinian salinity crisis sequences, onshore Nile Delta, Egypt: Implications for reservoir quality prediction. *Marine and Petroleum Geology*, v. 101, p. 303-321.

Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Gorini, C., Molliex, S., Bache, F., Robin, C., Droz, L., Moulin, M., Poort, F., Rubino, J.P. & Suc, J.P. (2017): High-resolution evolution of terrigenous sediment yields in the Provence during the last 6 Ma: relation with climate and tectonics. *Basin Research*, v. 29, p. 305-339.

Leroux, E., Aslanian, D., Rabineau, M., Pellen, R. & Moulin, M. (2018): The late Messinian event: A worldwide tectonic revolution. *Terra Nova*, v. 30, p. 207-214.

Lofi, J. & Berné, S. (2008): Evidence for pre-Messinian submarine canyons on the Gulf of Lions slope (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, p. 804-817.

Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, T., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M. & Fouchet, C. (2003): Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, v. 198, p. 289-317.

Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F. & Steckler, M.S. (2005): Erosional processes and paleoenvironmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, v. 217, p. 1-30.

Loget, N., van den Driessche, J. & Davy, P. (2005): How did the Messinian salinity crisis end? *Terra Nova*, v. 17, p. 414-419.

Lu, F.H. (2006): Lithofacies and water-body record of Messinian evaporites in Nijar Basin, SE Spain. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 115-130.

Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. & Schreiber, B.C. (2010): The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: A new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 297, p. 83-99.

Lugli, S., Gennari, R., Gvirtzman, Z., Manzi, V., Roveri, M. & Schreiber, B.C. (2013): Evidence of clastic evaporites in the canyons of the Levant Basin (Israel): Implications for the Messinian Salinity Crisis. *Journal of Sedimentary Research*, v. 83, p. 942-954.

Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. & Schreiber, B.C. (2015): The deep record of the Messinian salinity crisis: Evidence of a non-desiccated Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 433, p. 201-218.

Lymer, G., Lofi, J., Gaullier, V., Maillard, A., Thinon, I., Sage, F., Chanier, F. & Vendeville, B.C. (2018): The Western Tyrrhenian Sea revisited: New evidence for a rifted basin during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, v. 398, p. 1-21.

Magyar, I. & Sztanó, O. (2008): Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? *Stratigraphy*, v. 5, p. 245-255.

Maillard, A. & Mauffret, A. (2006): Relationship between erosion surfaces and Late Miocene Salinity Crisis deposits in the Valencia Basin (northwestern Mediterranean): evidence for an early sea-level fall. *Terra Nova*, v. 18, p. 321-329.

Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., Sage, F., Lofi, J. & Gaullier, V. (2006): Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (North Western Mediterranean): scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 69-91.

Maillard, A., Driussi, O., Lofi, J., Briaies, A., Chancier, F., Hübscher, C. & Gaullier, V. (2014): Record of the Messinian markers in the SW Mallorca area (Balearic Promontory, Spain). *Marine Geology*, v. 357, p. 304-330.

Manzi, V., Lugli, S., Ricci-Lucchi, F. & Roveri, M. (2005): Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? *Sedimentology*, v. 52, p. 875-902.

Manzi, V., Roveri, M., Gennari, R., Bertini, A., Biffi, U., Giunta, S., Iaccarino, S.M., Lanci, L., Lugli, S., Negri, A., Riva, A., Rossi, M.E. & Taviani, M. (2007): The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennines foredeep: The Fanantello section (Northern Apennines, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 251, p. 470-499.

Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M. & Schreiber, B.C. (2009): A new facies model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): A new faciel model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): chronological and palaeoenvironmental constrains for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Sedimentology*, v. 56, p. 1937-1960.

Manzi, V., Gennari, R., Lugli, S., Roveri, M., Scafetta, N. & Schreiber, B.C. (2012): High-frequency cyclicity in the Mediterranean Messinian evaporites: evidence for solar-lunar climate forcing. *Journal of Sedimentary Research*, v. 82, p. 991-1005.

Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M. & Sierro, J.A. (2013): Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, v. 25, p. 315-322.

Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Dela Pierre, F., Gennari, R., Lozar, F., Natalichio, M., Schreiber, F., Taviani, M. & Turco, E. (2016): The Messinian salinity crisis in Cyprus: a further step towards a new stratigraphic framework for Eastern Mediterranean. *Basin Research*, v. 28, p. 207-236.

Manzi, V., Gennari, R., Lugli, S., Persico, D., Reghizzi, M., Roveri, M., Schreiber, B.C., Calvo, R., Gavrieli, I. & Gvirtzman, Z. (2018): The onset of the Messinian salinity in the Eastern Mediterranean basin. *Terra Nova*, v. 30, p. 189-198.

- Martín, J.M., Braga, J.C. & Betzler, C. (2001): The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway. *Terra Nova*, v. 13, p. 418-424.
- Marzocchi, A., Flecker, R., van Baak, C.G.C., Lunt, D.J. & Krijgsman, W. (2016): Mediterranean outflow pump: An alternative mechanism for the Lago-Mare and the end of the Messinian Salinity Crisis. *Geology*, v. 44, p. 523-526.
- Mas, G., Maillard, A., Alcover, J.A., Fornós, J.J., Bover, P. & Torres-Roig, E. (2018): Terrestrial colonization of the Balearic Islands: New evidence for the Mediterranean sea-level drawdown during the Messinian Salinity Crisis. *Geology*, v. 46, p. 527-530.
- Mayser, J.P., Flecker, R., Marzochi, A., Kuwenhoven, T.J., Lunt, D.J. & Rancost, R.D. (2017): Precession driven changes in terrestrial organic matter input to the Eastern Mediterranean leading up to the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 462, p. 199-211.
- Meijer, P.T. (2006): A box model of the blocked-outflow scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 248, p. 486-494.
- Meijer, P.T. (2012): Hydraulic theory of sea straits applied to the onset of the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, v. 326, p. 131-139.
- Meijer, P.T. & Krijgsman, W. (2005): A quantitative analysis of the desiccation and re-filling of the Mediterranean during the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 240, p. 510-520.
- Meijers, M.J.M., Peynircio lu, A.A., Cosca, M.A., Brocard, G.Y., Whitney, D.L., Langereis, C.G. & Mulch, A. (2018): Climate stability in central Anatolia during the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 498, p. 53-67.
- Meilijson, A., Steinberg, J., Hilgen, F., Bialyk, O.M., Waldmann, N.D. & Makosvsky, Y.C. (2018): Deep basin evidence resolves a 50-years-old debate and demonstrates synchronous onset of Messinian evaporite deposition in a non-desiccated Mediterranean. *Geology*, v. 46, p. 243-246.
- Melinde-Dobrinescu, M.C., Suc, J.P., Clauzon G., Popescu, S.M., Armijo, R., Meyer, B., Biltekin, D., Cagatay, M.N., Uçarkus, G., Jouannic, G., Fauquette, S. & Cakir, M.N. (2009): The Messinian Salinity Crisis in the Dardanelles region: Chronostratigraphic constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 278, p. 24-39.
- Micallef, A., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., Otero, D.C., Gutscher, M.A., Barreca, G., Spatola, D., Facchin, L., Geletti, R., Krastel, S., Gross, F. & Urlaub, M. (2018): Evidence of the Zanclean megaflood in the Eastern Mediterranean Basin. *Scientific Reports*, DOI: 10.1038/s41598-018-19446-3.

Minwer-Karakat, R., Agustí, J., García-Alix, A. & Martín-Suárez, E. (2018): The European record of the gerbil *Myocricetodon* (Rodentia, Mammalia) and its bearing on the Messinian salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 506, p. 168-182.

Mitchell, N.C. & Lofi, J. (2008): Submarine and subaerial erosion of volcanic landscapes: comparing Pacific Ocean seamounts with Valencia Seamount, exposed during the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, v. 20, p. 489-502.

Natalicchio, M., Dela Pierre, F., Lugli, S., Lowenstein, T.K., Feiner, S.J., Ferrando, S., Manzi, V., Roveri, M. & Clari, P. (2014): Did Late Miocene (Messinian) gypsum precipitate from evaporated marine brines? Insights from the Piedmont Basin (Italy). *Geology*, v. 42, p. 179-182.

Natalicchio, M., Dela Pierre, F., Birgel, D., Brumsack, H., Carnevale, G., Gennari, R., Gier, D., Lozar, F., Pellegrino, L., Sabino, M., Schnetger, B. & Peckmann, J. (2019): Paleoenvironmental change in a precession-paced succession across the onset of the Messinian salinity crisis: Insight from element geochemistry and molecular fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 518, p. 45-61.

Netzeband, G., Hübscher, C. & Gajewski, D. (2006): The structural evolution of the Messinian evaporites in the Levantine Basin. *Marine Geology*, v. 230, p. 249-273.

Ochoa, D., Sierro, F.J., Lofi, J., Maillard, A., Flores, J.A. & Suárez, M. (2015): Synchronous onset of the Messinian evaporite precipitation: First Mediterranean offshore evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 427, p. 112-124.

Oliveri, E., Neri, R., Bellanca, A. & Riding, R. (2010): Carbonate stromatolites from a Messinian hypersaline setting in the Caltanissetta Basin, Sicily: petrographic evidence of microbial activity and related stable isotope and rare earth element signatures. *Sedimentology*, v. 57, p. 142-161.

Orszag-Sperber, F. (2006): Changing perspectives in the concept of “Lago-Mare” in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 259-277.

Orszag-Sperber, F., Caruso, A., Blanc-Valleron, M.M., Merle, D. & Rouchy, J.M. (2009): The onset of the Messinian salinity crisis: Insights from Cyprus sections. *Sedimentary Geology*, v. 217, pp. 52-64.

Panieri, G., Lugli, S., Manzi, V., Palinska, K.A. & Roveri, M. (2008): Microbial communities in Messinian evaporite deposits of the Vena del Gesso (northern Apennines, Italy). *Stratigraphy*, v. 5, p. 343-352.

Pellegrino, L., Dela Pierre, F., Natalicchio, M. & Carnevale, G. (2018): The Messinian diatomite in the Mediterranean region and its relationships to the global silica cycle. *Earth-Science Reviews*, v. 178, p. 154-176.

Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Jiménez-Moreno, G., Schmidl, G. & Civis, J. (2013): Glacioeustatic control on the origin and cessation of the Messinian salinity crisis. *Global and Planetary Change*, v. 111, p. 1-8.

Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Vázquez, A., Utrilla, R., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. & Filippelli, G.M. (2003): Western versus eastern Mediterranean paleoceanographic response to astronomical forcing: a high-resolution microplankton study of precession-controlled sedimentary cycles during the Messinian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 190, p. 317-334.

Perri, E., Gindre-Chanu, L., Caruso, A., Cefalà, M., Scopelliti, G. & Tucker, M. (2017): Microbial-mediated pre-salt carbonate deposition during the Messinian salinity crisis (Calcare di Base fm., Southern Italy). *Marine and Petroleum Geology*, v. 88, p. 235-250.

Popescu, S.M., Dalibard, M., Suc, J.P., Barhoun, N., Melinte-Dobrinescu, M.C., Bassetti, M.A., Deaconu, F., Head, M.J., Gorini, C., Do Couto, D., Rubino, J.L., Auxietre, J.L. & Floodpage, J. (2015): Lago Mare episodes around the Messinian-Zanclean boundary in the deep southwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 55-70.

Rabineau, M., Leroux, E., Aslanian, D., Bache, F., Gorini, C., Moulin, M., Molliex, S., Droz, L., dos Reis, A.T., Rubino, J.L., Guillocheau, F. & Olivet, J.L. (2014): Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, exemple from the Gulf of Lion. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 388, p. 353-366.

Reghizzi, M., Gennari, R., Douville, E., Lugli, S., Manzi, V., Montagna, P., Roveri, M., Sierro, F.J. & Taviani, M. (2017): Isotope stratigraphy ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of the Sorbas basin (Betic Cordillera, Spain): Paleoceanographic evolution across the onset of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 433, p. 60-73.

Riforgiato, F., Foresi, L.M., Aldinucci, M., Mazzei, R., Donia, F., Gennari, R., Salvatori, G. & Sandrelli, F. (2008): Foraminiferal record and astronomical cycles: An example from the Messinian pre-evaporitic Gello Composite Section (Tuscany, Italy). *Stratigraphy*, v. 5, p. 265-280.

Rohling, E.J., Schiebel, R. & Siddall, M. (2008): Controls on Messinian lower evaporite cycles in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 275, p. 165-171.

Rossi, M., Minervi, M., Ghielmi, M. & Rogledi, S. (2015): Messinian and Pliocene erosional surfaces in the Po Plain-Adriatic Basin: Insights from allostratigraphy and sequence stratigraphy in assessing play concepts related to accommodation and gateway turnarounds in tectonically active margins. *Marine and Petroleum Geology*, v. 66, p. 192-216.

Rouchy, J.M. & Caruso, A. (2006): The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 35-67.

Rouchy, J.M., Suc, J.P., Ferrandini, J. & Ferrandini, M. (2006): The Messinian Salinity Crisis revised (Editorial). *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 1-8.

Rouchy, J.M., Caruso, A., Pierre, C., Blanc-Valleron, M.M. & Bassetti, M.A. (2007): The end of the Messinian salinity crisis: evidences from the Chelif Basin (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 254, p. 386-417.

Roveri, M., Bassetti, M.A. & Ricci-Lucchi, F. (2001): The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedimentary Geology*, v. 140, p. 201-214.

Roveri, M. & Manzi, V. (2006): The Messinian salinity crisis: Looking for a new paradigm? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 238, p. 386-398.

Roveri, M., Bertini, A., Cosentino, D., Di Stefano, A., Gennari, R., Gliozzi, E., Grossi, F., Iaccarino, S.M., Manzi, V. & Gennari, R. (2008a): A high-resolution stratigraphic framework for the latest Messinian events in the Mediterranean area. *Stratigraphy*, v. 5, p. 323-342.

Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V. & Schreiber, B.C. (2008b): The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: toward a new scenario for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova*, v. 20, p. 483-488.

Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F.J., Hübscher, C., Meijer, G.T. & Stoica, M. (2014a): The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology*, v. 352, p. 25-58.

Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, R. & Schreiber, B.C. (2014b): High-resolution strontium isotope stratigraphy of the Messinian deep Mediterranean basins: implications for marginal to central basins correlation. *Marine Geology*, v. 349, p. 113-125.

Roveri, M., Manzi, V., Bergamasco, A., Falcieri, F., Gennari, R. & Lugli, S. (2014c): Dense shelf water cascading and Messinian canyons: A new scenario for the Mediterranean salinity crisis. *American Journal of Science*, v. 314, p. 751-784.

Ryan, W.B.F. (2008): Modeling the magnitude and timing of evaporative drawdown during the Messinian salinity crisis. *Stratigraphy*, v. 5, p. 227-243.

Ryan, W.B.F. (2009): Decoding the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentology*, v. 56, p. 95-136.

Sage, F., Von Gronefeld, G., Déverchère, J., Gaullier, V., Maillard, A. & Gorini, C. (2005): Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the Western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 757-773.

Sánchez-Almazo, I.M., Braga, J.C., Dinarés-Turell, J., Martín, J.M. & Spiro, B. (2007): Palaeo-oceanographic controls on reef deposition: the Messinian Cariatiz reef (Sorbas Basin, Almeria, SE Spain). *Sedimentology*, v. 54, p. 637-660.

Sierro, F.J., Ledesma, S., Flores, J.A., Torrescusa, S. & Martinez del Olmo, W. (2000): Sonic and gamma-ray astrochronology: Cycle to cycle calibration of Atlantic climatic records to Mediterranean sapropels and astronomical oscillations. *Geology*, v. 28, p. 695-698.

Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. & Flores, J.A. (2001): The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the Astronomical Polarity Time Scale (APTS). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 168, p. 141-169.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G., Vázquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Erlenkeuser, H. & Bárcena, M.A. (2003): Orbitally controlled oscillations in planktic communities and cyclic changes in Western Mediterranean hydrography during the Messinian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 190, p. 289-316.

Simon, D., Marzochi, A., Flecker, R., Lunt, D., Hilgen, F.J. & Meijer, P.H. (2017): Quantifying the Mediterranean freshwater budget throughout the late Miocene: New implications for sapropel formation and the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 472, p. 25-37.

Simon, D. & Meijer, P. (2015): Dimensions of the Atlantic-Mediterranean connection that caused the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, v. 364, p. 53-64.

Simon, D. & Meijer, P.H. (2017): Salinity stratification of the Mediterranean Sea during the Messinian crisis: A first model analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 479, p. 366-376.

Soria, J.M., Caracuel, J.M., Yébenes, A., Fernández, J. & Viseras, C. (2005): The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, v. 179, p. 225-247.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., Lancis, C., Ten-Manclús, J. & Yébenes, A. (2008a): The Bajo Segura Basin (SE Spain): Implications for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean margins. *Stratigraphy*, v. 5, p. 257-263.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., Lancis, C., Tent-Maclús, J.E., Viseras, C. & Yébenes, A. (2008b): The Messinian-early Pliocene stratigraphic record in the Southern Bajo Segura Basin (Betic Cordillera, Spain): implications for the Mediterranean Salinity Crisis. *Sedimentary Geology*, v. 203, p. 267-288.

Soria, J.M., Giannetti, A., Monaco, P., Corbí, H., García-Ramos, D. & Viseras, C. (2014): Cyclically-arranged, storm-controlled, prograding lithosomes in Messinian terrigenous shelves (Bajo Segura Basin, western Mediterranean). *Sedimentary Geology*, v. 310, p. 1-15.

Soulet, Q., Migeon, S., Gorini, C., Rubino, J.L., Raison, F. & Bourges, P. (2018): Erosional versus aggradational canyons along a tectonically-active margin: The northeastern Ligurian margin (western Mediterranean Sea). *Marine Geology*, v. 382, p. 17-36.

- Sternai, P., Caricchi, L., Garcia-Castellanos, D., Jolivet, L., Sheldrake, T.E. & Castelltort, S. (2017): Magmatic pulse drive by sea-level changes associated with the Messinian salinity crisis. *Nature Geoscience*, v. 10, p. 783-787.
- Stoica, M., Krijgsman, W., Fortuin, A. & Gliozzi, E. (2016): Paratethyan ostracods in the Spanish Lago-Mare: More evidence for interbasinal exchange at high Mediterranean sea level. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 441, p. 854-870.
- Thinon, I., Guennoc, P., Serrano, O., Maillard, A., Lasseur, E. & Réhault, J.P. (2016): Seismic markers of the Messinian Salinity Crisis in an intermediate-depth basin: data for understanding the Neogene evolution of the Corsica Basin (Northern Tyrrhenian Sea). *Marine and Petroleum Geology*, v. 77, p. 1274-1296.
- Tulbure, M.A., Capella, W., Barhoun, N., Flores, J.A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Kouwenhoven, T.J., Sierro, F.J. & Yousfi, M.Z. (2017): Age refinement and basin evolution of the North Rifian Corridor (Morocco): No evidence for a marine connection during the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 485, p. 416-432.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I. & Hardman, M. (2011): New constraints on the Messinian sea level drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, v. 23, p. 123-145.
- van Assen, E., Kuiper, K.F., Barhoun, N., Krijgsman, W. & Sierro, F.J. (2006): Messinian astrochronology of the Melilla Basin: Stepwise restriction of the Mediterranean–Atlantic connection through Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 238, p. 15-31.
- van Baak, C.G.C., Stoica, M., Grothe, A., Aliyeva, E. & Krijgsman, W. (2016): Mediterranean-Paratethys connectivity during the Messinian salinity crisis: The Pontian of Azerbaijan. *Global and Planetary Change*, v. 141, p. 63-81.
- van Baak, C.G.C., Krijgsman, W., Magyar, I., Sztanó, O., Golovina, L.A., Grothe, A., Hoyle, T.M., Mandic, O., Patina, I.S., Popov, S.V., Radionova, E.P., Stoica, M. & Vasiliev, I. (2017): Paratethys response to the Messinian salinity crisis. *Earth-Science Review*, v. 172, p. 193-223.
- van den Berg, B.C.J., Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Flecker, R., Larrasoña, J.C., Krijgsman, W., Flores, J.A., Mata, M.P., Bellido-Martín, E., Civis, J. & González-Delgado, J.A. (2015): Astronomical tuning for the upper Messinian Spanish Atlantic margin: Disentangling basin evolution, climate cyclicity and MOW. *Global and Planetary Change*, v. 135, p. 89-103.
- van der Laan, E., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., de Kaenel, E., Gaboardi, S. & Iaccarino, S. (2012): Astronomical forcing of Northwest African climate and glacial history during the late Messinian (6.5–5.5 Ma). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 313, p. 107-126.

Vasiliev, I., Mezger, E.M., Lugli, S., Reichart, G.J., Manzi, V. & Roveri, M. (2017): How dry was the Mediterranean during the Messinian salinity crisis? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 471, p. 120-133.

Wade, B.S. & Bown, P.R. (2006): Calcareous nannofossils in extreme environments: The Messinian Salinity Crisis, Polemi Basin, Cyprus. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 233, p. 271-286.

Warny, S.A., Bart, P.J. & Suc, J.P. (2003): Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 202, p. 59-66.