

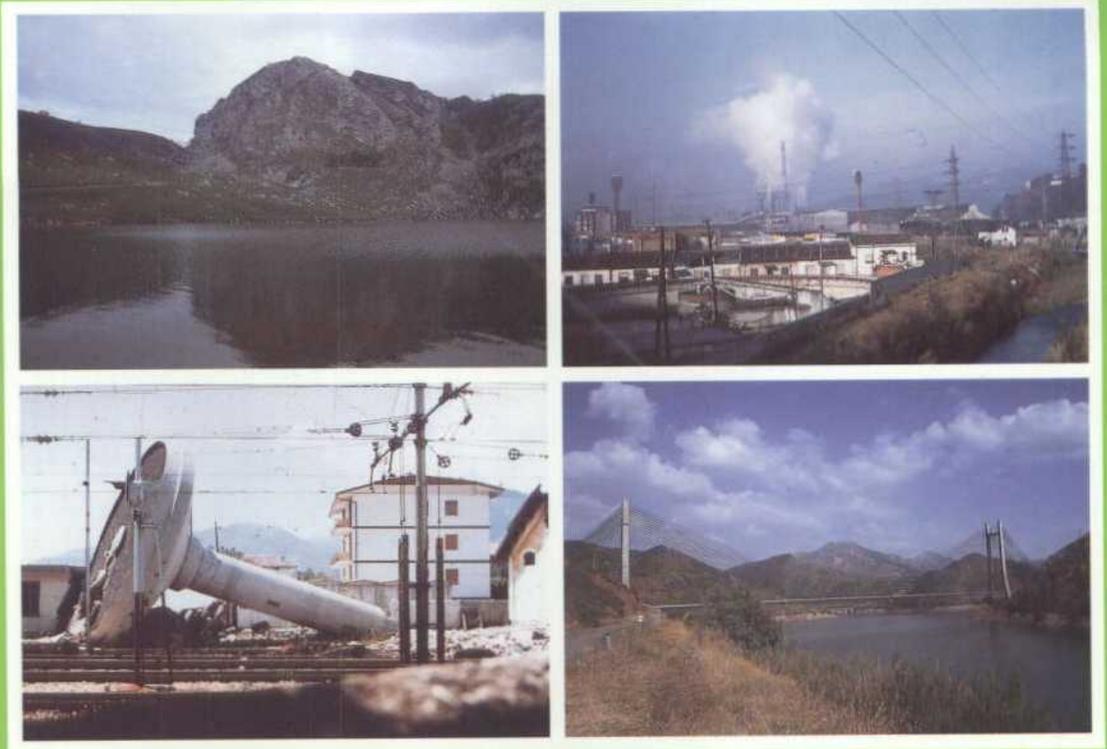


Instituto Tecnológico
Geominero de España

PROGRAMA DE I+D EN GEOLOGIA AMBIENTAL

INGENIERIA GEOLOGICA COSTERA
Y CAMBIOS ACTUALES EN EL NIVEL
MEDIO DEL MAR: IMPLICACIONES EN EL
LITORAL ESPAÑOL

1992



AREA DE INGENIERIA GEOAMBIENTAL

01193

**INGENIERIA GEOLOGICA COSTERA
Y CAMBIOS ACTUALES EN EL NIVEL
MEDIO DEL MAR: IMPLICACIONES EN EL
LITORAL ESPAÑOL**

1992

POR

MAXIMO HERNANDEZ RUIZ

INDICE

	Pág.
I.- INTRODUCCION	1
II.- EL CAMPO GRAVITATORIO TERRESTRE, EL GEOIDE Y LA SUPERFICIE MEDIA DEL MAR.....	5
III.- INGENIERIA GEODESICA Y NIVEL MEDIO DEL MAR.....	15
IV.- LA ESTACION MAREOGRAFICA ALICANTE I	21
IV.1.- La incertidumbre experimental	21
IV.2.- Análisis histórico	25
IV.2.1.- El sistema mareográfico	25
IV.2.2.- Evolución del puerto de Alicante	29
IV.3.- Consideraciones geotécnicas y constructivas	29
IV.3.1.- El dique de Levante	35
IV.3.2.- El sustrato del puerto	38
V.- LOS CAMBIOS ACTUALES DEL NIVEL MEDIO DEL MAR	40
V.1.- La evolución secular	40
V.2.- La evolución hiperanual	41
V.2.1.- Las oscilaciones decenales	41
V.2.2.- Consideraciones fenomenológicas en la evolución hiperanual	42

V.3.- La evolución estacional	50
V.3.1.- Consideraciones de índole regional	50
V.3.2.- La dinámica barométrica, efectos asociados y las variaciones estacionales del nivel medio del mar	54
V.3.3.- Aspectos climáticos en los cambios estacionales del nivel medio	57
V.3.4.- El flujo de intercambio en el estrecho de Gibraltar, la termoclina estacional y la formación de aguas profundas	62
VI.- CARACTERISTICAS DEL MODELO DE FUNCIONAMIENTO ..	64
VI.1.- El geoide y la fusión de los hielos	64
VI.1.1.- Estado de la cuestión	64
VI.1.2.- El deshielo parcial en los casquetes glaciares y la subida del nivel medio del mar	65
VI.2.- Los fenómenos holostéricos y el nivel medio del mar	70
VI.2.1.- La expansión térmica en los océanos	70
VI.2.2.- Características de la Oceanografía mediterránea ...	72
VI.2.3.- Los cambios holostéricos y las variaciones estacionales en el nivel medio del mar	79
VII.- INGENIERIA GEOLOGICA COSTERA Y CAMBIOS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR	84
VII.1.- El interés como factor de diseño	84
VII.2.- Afcción a los procesos morfodinámicos	87
VII.2.1.- Las ondas de tormenta "storm surges"	87
VII.2.2.- Alteraciones en las mareas y corrientes	89
VII.2.3.- Cambios en el espectro de oleaje	89

VII.3.- La erosión en las costas ante un ascenso del nivel medio marino	90
VIII.- CONCLUSIONES: Los cambios actuales del nivel medio marino y la dinámica costera en el litoral mediterráneo español	94
BIBLIOGRAFIA	98

I.- INTRODUCCION

Se ha evaluado por distintos científicos a partir de los registros mareográficos la existencia de un ascenso decimétrico en mares y océanos desde la Revolución Industrial a la actualidad (Figura I-1). Esta magnitud sugiere ser un cambio acelerado respecto los 40 cm de subida estimada para los últimos 2000 años (Figura I-2).

Las relaciones obtenidas ante el aumento global de la temperatura del aire y la posible intensificación del efecto invernadero por emisiones a la atmosfera de CO₂, CH₄, NO_x y otros gases, ha permitido elaborar distintas hipótesis predictivas de cambio en el nivel medio marino durante la próxima centuria (Tabla I-1).

No obstante, la fiabilidad de estas predicciones sobre el futuro ascenso del mar están ligadas a la del presumible cambio climático por efecto invernadero.

TABLA I-1

Estimaciones de ascenso en el nivel medio del mar para el siglo XXI (cm). Reproducido de PIRAZZOLI (1991).

Authors	Year			
	2000	2025-2030	2050	2085-2100
Gornitz <i>et al.</i> , 1982			40/60	
Revelle, 1983				70
Hoffman <i>et al.</i> , 1983	4.8/17.1	13/55	23/117	56/345
US Department Energy, 1985				10/160
Hoffman <i>et al.</i> , 1986	3.5/5.5	10/21	20/55	44/368
Thomas, 1986				64/230
Jaeger, 1988	-5/19	-4/52	-7/138	
Wigley, 1989		17/26	24/38	
Meier, 1990			-8/76	
Robin, 1986		25/165 (year unspecific)		

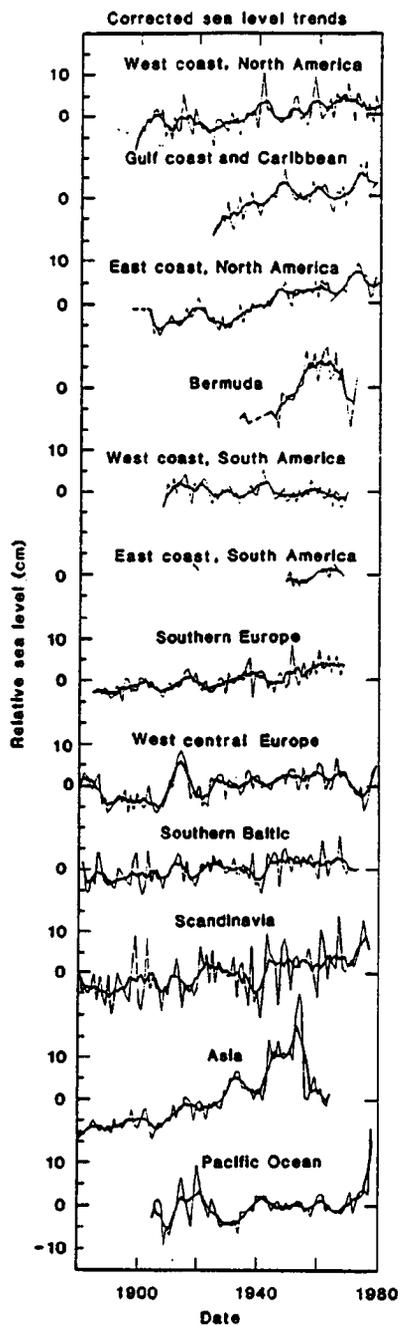


FIGURA I-1: Tendencias seculares del nivel medio para distintos dominios oceanográficos. El ascenso global se ha estimado por estos autores en 12 cm durante los últimos 100 años (GORNITZ *et al*, 1982).

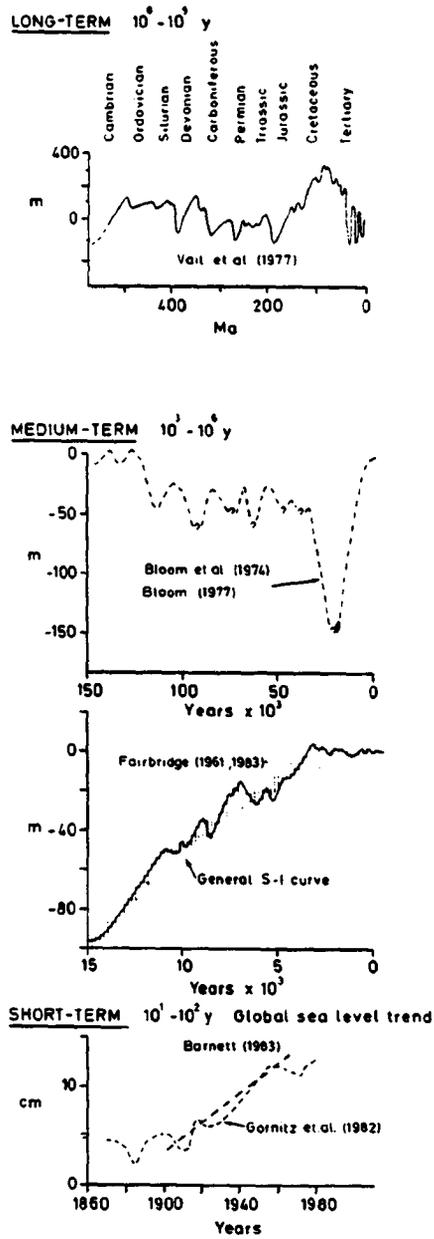


FIGURA I-2: Cambios del nivel medio del mar para distintas escalas geológicas (Reproducido de CARTER, 1988).

Los efectos en las costas mediterráneas españolas de un acelerado ascenso en el nivel medio marino durante el siglo XXI, puede suponer pérdidas económicas superiores a 500.000 millones de pesetas, la modificación de más del 40% del actual deslinde del dominio público litoral y la alteración drástica de algunos espacios naturales costeros.

La presente, pretende ser un punto de partida en la comprensión de las importantes variaciones actuales en el nivel medio del mar que afectan a nuestras costas, y por ello se ha considerado oportuno clarificar los conceptos básicos, desarrollar las interpretaciones tras un análisis de la fiabilidad en las series de datos, para así finalmente tratar las implicaciones de índole práctica con especial énfasis en el Mediterráneo.

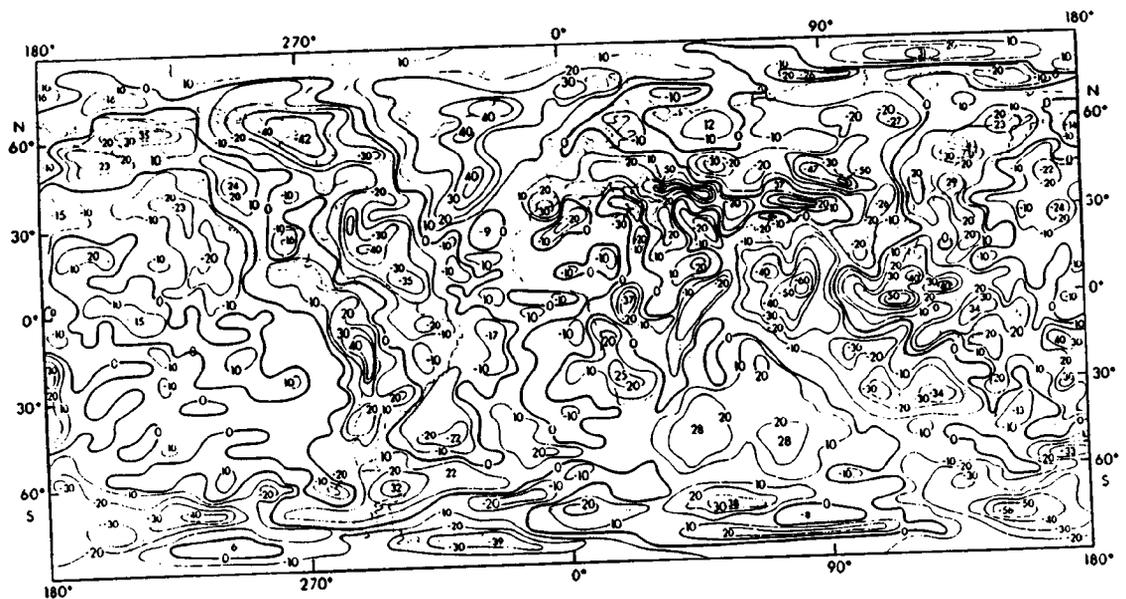
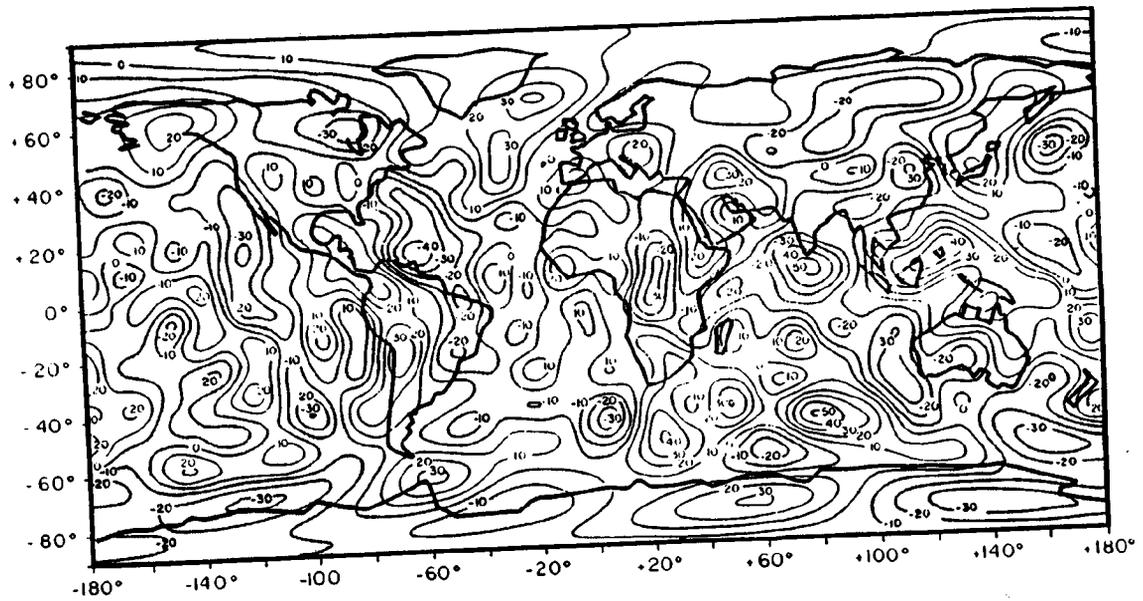
II.- EL CAMPO GRAVITATORIO TERRESTRE, EL GEOIDE Y LA SUPERFICIE MEDIA DEL MAR

Desde que Galileo Galilei hace ya unos 400 años estableciera que la fuerza de atracción de la gravedad es la misma para todos los cuerpos y Newton a finales del siglo XVII su obra *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*, parece demasiado admitir hoy día en puertas del siglo XXI, un elevado desconocimiento acerca de las anomalías del valor de la gravedad.

La superficie media del mar se considera en geodesia como una buena aproximación a una equipotencial gravitacional denominada *geoide*, si bien se han reconocido desplazamientos permanentes entre ambas superficies de hasta 1m e incluso superiores generalmente por efectos de la presión atmosférica y la circulación en los océanos.

El propio concepto del geoide en el ámbito marino, lleva inherentes las idealizadas condiciones de no actuación tanto de fuerzas inerciales (mareas) como de corrientes ni flujos geostróficos, gradientes de presión atmosférica, aceleraciones sísmicas o alteraciones locales en la densidad de las aguas. Los gradientes existentes en esta superficie equipotencial del geoide responderían principalmente a la desigual distribución en la masa terrestre y a la velocidad de rotación de la tierra sobre su propio eje de giro.

La determinación de la superficie topográfica del mar mediante altímetros instalados en plataformas espaciales (SKYLAB, GEOS-3, SEASAT-A) unido a perturbaciones orbitales de los satélites y datos gravimétricos terrestres, ha permitido obtener tras la aplicación de los pertinentes modelos matemáticos (SEM-3, GEM-10, GEM-10B), unas primeras percepciones del campo gravitatorio terrestre (Figura II-1a y b). No olvidar que de los 5.1×10^8 km² de la superficie de la Tierra sólo la cuarta parte, 1.48×10^8 km², corresponde al dominio emergido.



FIGURAS II-1a y b: Anomalías de la gravedad terrestre respecto el elipsoide de revolución definido con coeficiente de elipticidad $e=298.256$. Intervalo entre curvas 10 mgal (a): Aplicando el modelo standard Earth Model 3 (según GAPOSCHKIN 1974 en DEHLINGER 1978). (b): Realizado con el modelo gravimétrico GEM 10B (KHAN, 1983).

Acostumbrados a las técnicas geodésicas tradicionales puede sorprender obtener una cierta precisión desde satélites orbitales a 800 km, sin embargo a modo de ejemplo el GEOS-3 (1975-1978) y SEASAT-A (1978) tenían errores residuales en el posicionamiento de su órbita de tan sólo 0.7-5 m y precisiones en la determinación de la altitud entre ± 1 cm - ± 20 cm.

La base tecnológica de estas antenas altimétricas de radar, está en la transmisión y recepción de pulsos energéticos muy cortos (nanosegundos) con frecuencia del espectro electromagnético de 13.9 GHz (\approx longitud de onda 2.16 cm). Las correcciones usuales vienen dadas por la órbita del satélite, variación del índice de refracción en la atmósfera y calibración instrumental. Actualmente el lanzamiento en el verano de 1991 del satélite de la *Agencia Espacial Europea* ERS-1, provisto con un altímetro de alta precisión permitirá avanzar sustancialmente en el conocimiento del nivel medio del mar.

La forma del geoide se consideraba ya en el siglo XVIII, a partir de determinaciones gravimétricas terrestres (péndulos) y cálculos geodésicos, aproximado a un esferoide achatado por los polos descrito geoméricamente por un elipsoide de revolución cuyo coeficiente de elipticidad se ha ido precisando desde: $e=1/197.0$ (1930), $e=1/298.247$ (1967) y $e=1/298.256$ (1974). Consiguientemente, el valor absoluto mundial de la gravedad definido en la base alemana de Postdam en 1906 tuvo que ser revisado, aceptándose actualmente el valor de 981.260 mgal.

La fórmula para el cálculo del valor de la gravedad "normal" referida al elipsoide y por tanto teóricamente cercano al nivel medio del mar, está en función de la latitud dado el "achatamiento" de la geosfera, obteniéndose por tanto un incremento de la aceleración gravitatoria desde el ecuador a los polos al disminuir el radio terrestre; $g_{eq}=978.03169$ gal y $g_p=983.24157$ gal, $\Delta g=0.0521$ ms⁻². (Figura II-2).

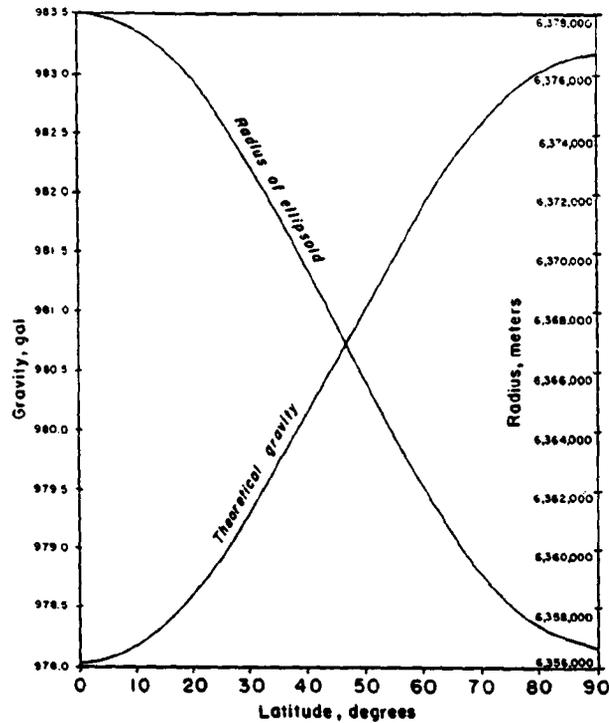


FIGURA II-2: Variación del valor de la gravedad con el radio terrestre considerando el elipsoide de referencia $e=298.256$ (Reproducido de DEHLINGER 1978).

Si la Tierra tuviera una masa uniforme, sin inhomogeneidades en volumen y densidad, la determinación del elipsoide pudiera haberse aproximado a la descripción del geoide (superficie potencial $W_0 = 6.2637 \times 10^{11} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$). Sin embargo, se han constatado importantes diferencias con valores extremos entre -104 m localizándose en el mar al Sur de la India y los $+77 \text{ m}$ al Norte de Australia, ambos por defecto y exceso de masa respectivamente (Figuras II-3 y II-4).

Los gradientes del geoide a escala sinóptica o mesoescala en el dominio oceánico están relacionados generalmente con la densidad de corteza-manto superior y al efecto de masa del relieve submarino. Grandes estructuras tectónicas como las dorsales oceánicas o las profundas fosas de subducción tienen un cierto reflejo en las ondulaciones del geoide. No obstante, existen otras importantes anomalías en esta superficie equipotencial justificadas posiblemente por efectos de compensación isostática o no uniformidad en la densidad del manto-núcleo terrestre.

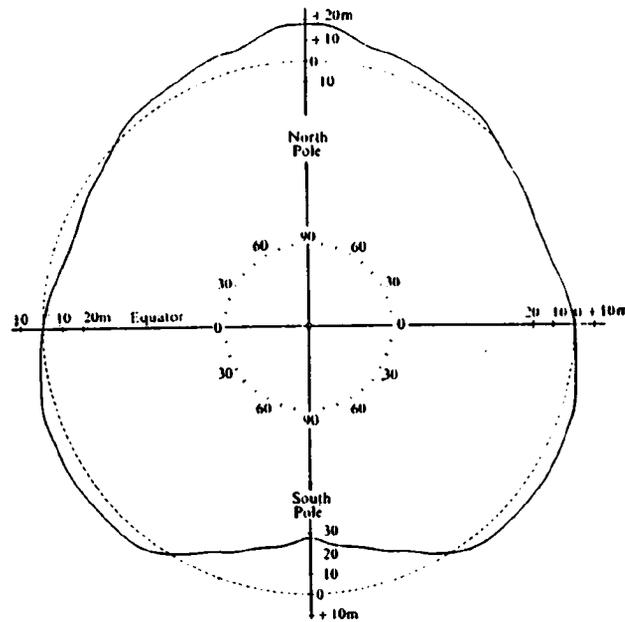


FIGURA II-3: Comparación de una sección meridional del geode (curva continua), respecto al elipsoide de referencia $e=1/298.256$ (curva discontinua). Apreciase la forma cóncava del geode en el Polo Sur y convexa en el Polo Norte (KING-HELE *et al*, 1980).

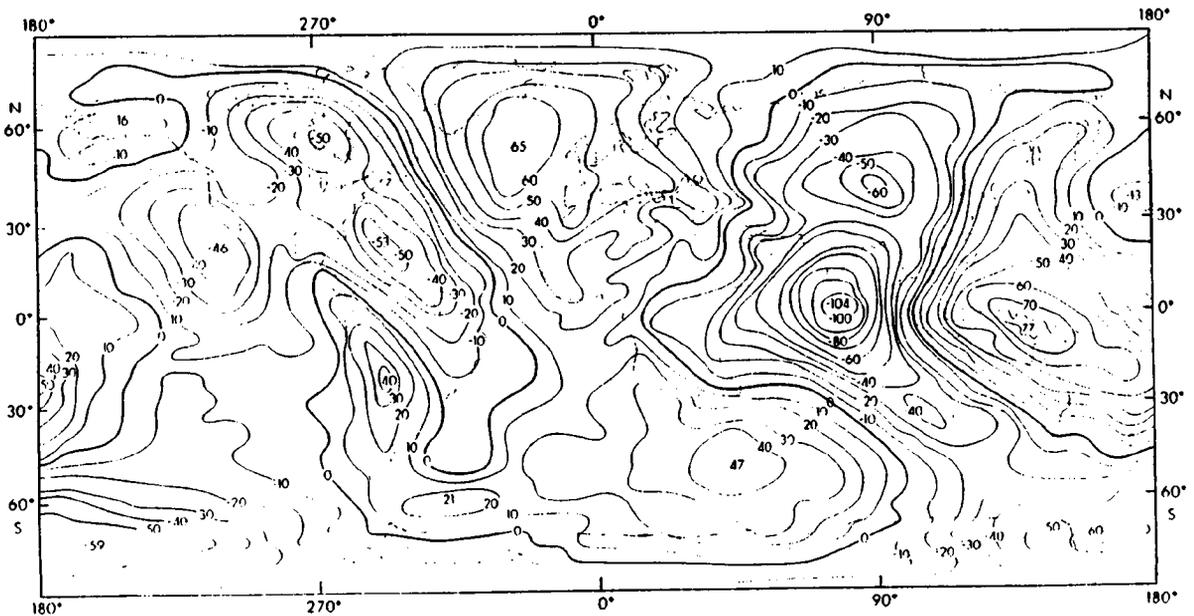


FIGURA II-4: Ondulaciones del geode con referencia al elipsoide 1/298.256 a partir de los datos adquiridos por el satélite GEOS-3 (r.m.s. ± 2 cm). Equidistancia entre curvas 10 m (KHAN, 1983).

Experiencias con medidas de la gravedad desde barcos sugieren estar bien relacionadas con la batimetría cuando el modelo de anomalía está producido exclusivamente por cambios en el espesor de la corteza oceánica. McKENZIE y BOWIN (1976) interpretan que las anomalías de aire libre con longitudes de onda superiores a los 100 km están compensadas por cambios de densidad en la corteza oceánica-manto superior. No obstante, para anomalías con longitudes de onda menores de 50 km parecen bien correlacionadas con la batimetría (Figura II-5).

Cambios graduales en la forma del geoide van a estar motivados por redistribución geológica de las masas terrestres, reajustes isostáticos, anomalías térmicas internas, alteraciones volumétricas en las cuencas oceánicas y cambios de masa globales del agua en los océanos (Tabla II-1 y Figura II-6).

La mayoría de estos efectos son significativos a largo plazo en la escala de miles-millones de años justificando las importantes transgresiones y regresiones de varios centenares de metros denotadas en el registro geológico (Figura II-7).

Antes de entrar a considerar el significado de los cambios actuales del nivel medio del mar y una vez presentes los conceptos anteriormente expuestos, es posible entender por ejemplo que un significativo deshielo en la actual Antártida que suponga un aumento del nivel medio del mar en un metro, podría también desplazar 0.25 m el centro de masa de la Tierra (PUGH, 1990). La instalación de gravímetros que permitan obtener valores de gravedad absoluta instalados próximos a mareógrafos, ayudaran a determinar los cambios en el geoide (CARTER *et al*, 1989 en PUGH, 1990).

Actualmente, a partir de los datos obtenidos por el satélite SEASAT-A, se han registrado desviaciones del orden de 10 a 25 cm. entre la superficie media del mar y el nivel regional del geoide una vez filtrados los fenómenos de más alta frecuencia (oleaje, ondas internas, etc.). Este hecho se ha relacionado con corrientes oceánicas notables que presentan inclinaciones del nivel medio del mar en la dirección perpendicular al movimiento de circulación (FONT, 1986).

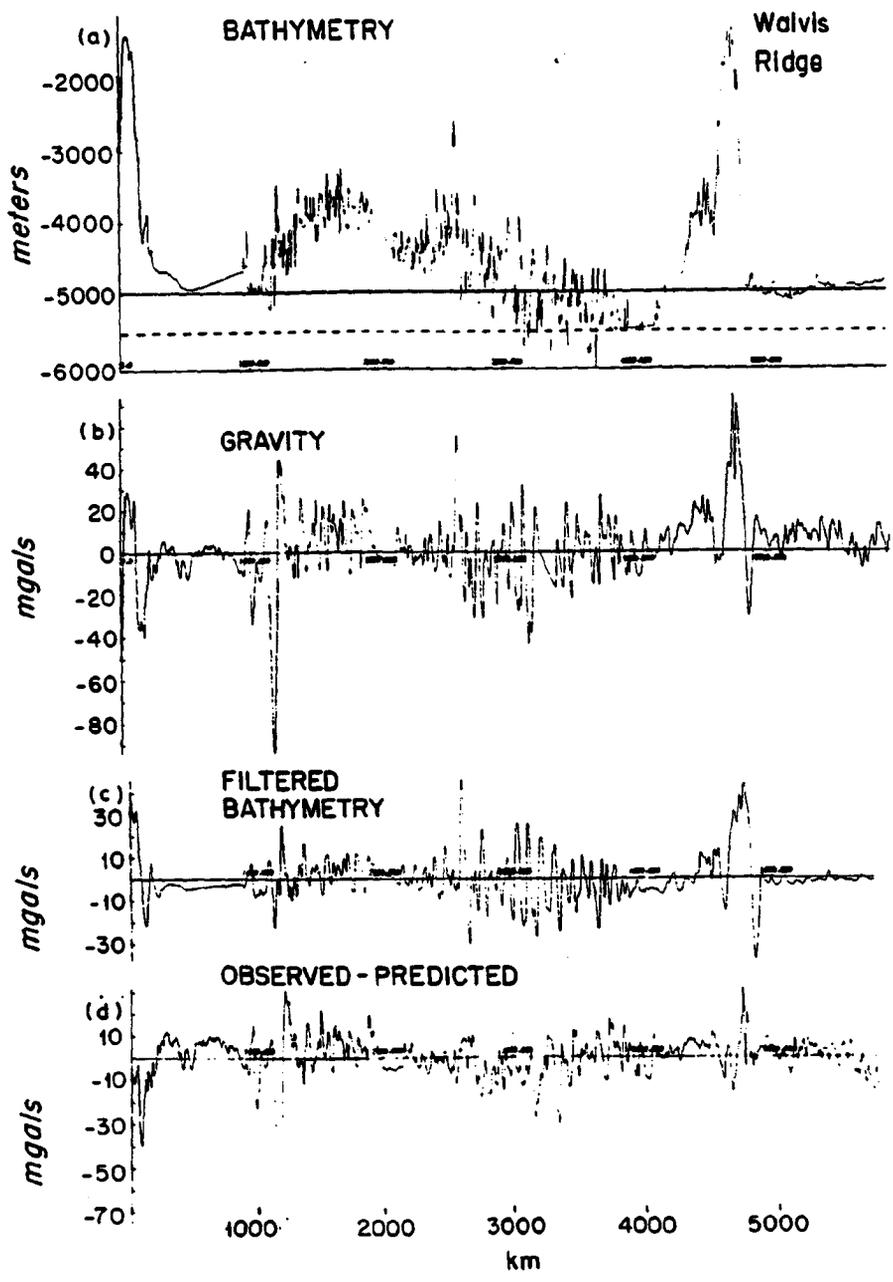


FIGURA II-5: Espectro de las observaciones de batimetría y gravimetría realizados directamente sobre barco en un sector del Atlántico Sur (McKENZIE y BOWIN 1976).

E U S T A S I A (CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR) NO SON GLOBALES, NI COETANEOS; NI DEL MISMO SENTIDO	CAMBIOS HORIZONTALES Y VERTICALES DEL GEOIDE	VOLUMEN DE LA CUENCA OCEANICA	TECTONO-EUSTASIA	CAMBIOS DEL VOLUMEN DE LA TIERRA	
				TECTONICOS	OROGENIA
					DESARROLLO DE CRESTAS MEDIO OCEANICAS
					TECTONICA DE PLACAS
					SUBSIDENCIA DEL FONDO MARINO
					OTROS MOVIMIENTOS DE LA TIERRA
			RELLENO SEDIMENTARIO		
			ISOSTASIA	ISOSTASIA GLOBAL	
				HIDRO-ISOSTASIA	
				AJUSTES POR CARGAS INERNAS	
		VOLUMEN DEL AGUA DEL OCEANO	EUSTASIA GLACIAL		
			AGUA EN SEDIMENTOS, LAGOS Y NUBES, EVAPORACION, AGUA JUVENIL		
		DISTRIBUCION DEL NIVEL DE LA MASA DE AGUA DEL OCEANO	EUSTASIA GEODAL		
			"OLAS" GRAVITACIONALES		
			"BASCULAMIENTO" DE LA TIERRA		
			"GRADO" DE ROTACION DE LA TIERRA		
			DEFORMACION DEL RELIEVE DEL GEOIDE		
	CAMBIOS DINAMICOS DEL NIVEL DEL MAR		METEOROLOGICOS		
			HIDROLOGICOS		
			OCEANOGRAFICOS		

TABLA II-1: Factores que intervienen en los cambios dinámicos de la superficie del mar y en el geoide (según MÖRNER 1987, en ZAZO *et al* 1989).

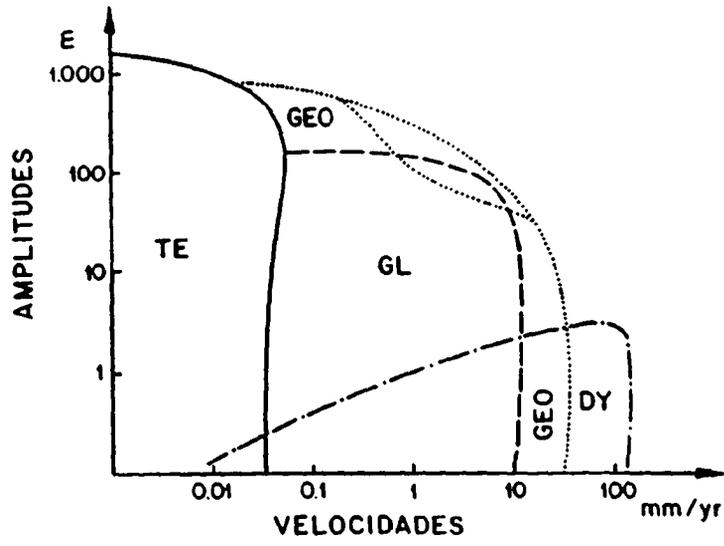


FIGURA II-6: Rangos entre amplitud de los movimientos eustáticos y velocidades de los fenómenos. TE: tectono-eustasia; GL: Glacio-eustasia; GEO: Eustasia geoidal; DY: Cambios dinámicos (según MÖRNER 1987, modificado por ZAZO *et al* 1989).

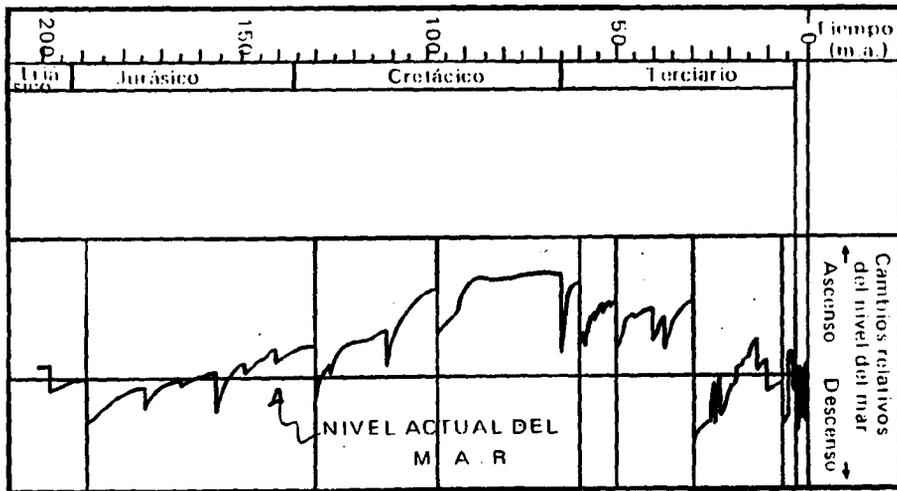


FIGURA II-7: Curva eustática de Vail con separación de los ciclos sedimentarios determinados por estratigrafía sísmica en el fondo de los océanos. Las transgresiones y regresiones son de varios centenares de metros (según VAIL *et al* 1977 en ANGUITA 1988).

Por otra parte, la variabilidad regional oceanográfica en la densidad de las aguas también originan perceptibles diferencias en el nivel medio del mar, justificando efectos como los 20 cm de diferencia existentes entre los océanos Pacífico y Atlántico a ambos lados del Canal de Panamá (PUGH, 1990).

La relación entre el perceptible cambio dinámico isostático del nivel medio del mar unido a la superficie de referencia del geoide, se puede integrar con la variabilidad en la densidad regional de las aguas y el cambio de masa en mares y océanos. Esto supone una primera aproximación a un modelo de comportamiento que presumiblemente explica gran parte de los cambios actuales en el nivel medio del mar registrados durante las últimas décadas, tal y como veremos en capítulos posteriores.

III.- INGENIERIA GEODESICA Y NIVEL MEDIO DEL MAR

La altitud referida al *Nivel Medio del Mediterráneo en Alicante* es una expresión utilizada comúnmente en las señales metálicas de la Red Nacional de Nivelaciones: "Todas las altitudes están referidas al nivel medio del Mediterráneo en el Puerto de Alicante, y este nivel medio está obtenido por observaciones directas durante dos años seguidos (cuatro observaciones diarias) sobre escalas de mareas colocada en el interior del puerto" (IGN, 1925).

A este respecto, en la documentación de índole histórica del *Observatorio Mareográfico* de Alicante se precisa (MAS, 1971): "desde Junio de 1870 a Junio de 1872 Escala de mareas y establecimiento del *cero* para la Red Nacional de Nivelaciones con la cota del NP-1 + 3.4095", situándose esta referencia en la escalera principal del Ayuntamiento de Alicante. A partir de 1874 comienza el funcionamiento del primer mareógrafo de registro automático en la estación.

Los trabajos de Nivelaciones de precisión que dieron lugar a la Red Geodésica Principal Española comenzaron en 1871, publicándose el primer *catálogo de las Altitudes de las Señales Metálicas de la Red* en 1925 por el Instituto Geográfico integrado en el entonces Ministerio de Instrucción Pública y Bellas Artes (Figura III-1). En la introducción al citado catálogo realizada por el que fue en ese momento jefe del Servicio de Nivelaciones de Precisión D. Manuel Cifuentes, se da indicación literal de: "posteriormente al mareógrafo, y durante cincuenta años sin interrupción, se ha determinado también el nivel medio del mar, y el promedio de sus observaciones durante todo este tiempo acusa un valor más alto de 0.05 m que el anterior. Es decir, que para obtener la altitud sobre el nivel medio obtenido por el mareógrafo habría que restar a todas las altitudes del catálogo esa constante de 0.05 m, trabajo que ni siquiera se ha intentado porque no sería compensado con la utilidad práctica que pudiera reportar, teniendo en cuenta la magnitud de esa discordancia".

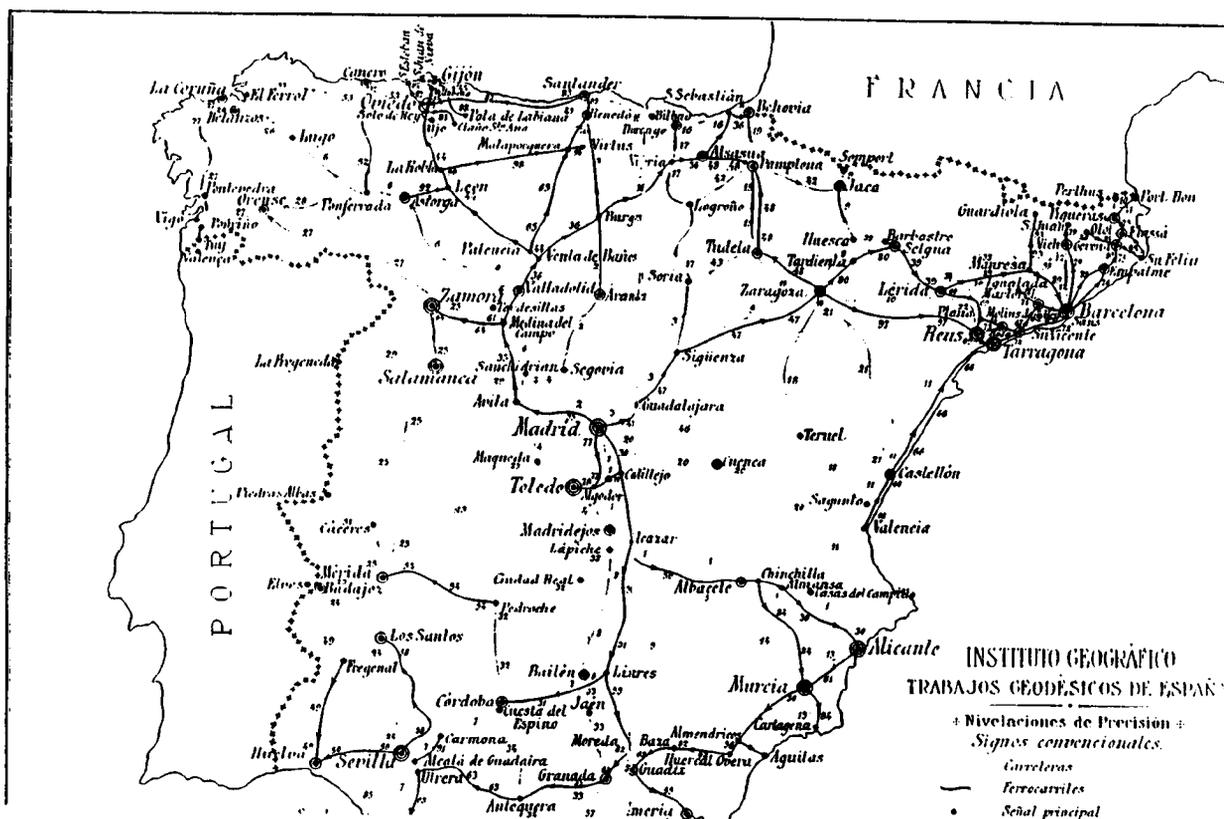


FIGURA III-1: Red Nacional de Nivelaciones de Precisión a principios del siglo XX (parcial). Reproducido de IGN (1925).

Cabe destacar la diligencia y esfuerzo que durante aquellos años, finales del siglo XIX, se realizaron para la obtención de una precisada cartografía española. Como resultados bajo la dirección del General Ibañez de Ibero se obtuvo en 1873 (un año después del establecimiento del "cero") el primer mapa topográfico escala 1:50.000 con la Hoja de Madrid y en 1902 el Mapa de España escala 1:500.000, ambos disponibles actualmente como reediciones de cartografía antigua en el Servicio de Publicaciones del IGN.

En Francia, más críticos con sus determinaciones geodésicas, establecen desde 1857 a 1970 tres redes principales de nivelación (anulando una a la anterior) debido a las discrepancias observadas en la verificación o enlace de las antiguas altitudes.

La conexión de los problemas de ingeniería geodésica con la dinámica oceanográfica y la interacción de factores locales como las subsidencias del terreno llevó a LEVALLOIS y MAILLARD en el *Symposium on Coastal Geodesy* celebrado en Munich en 1970, a proponer la realización de una nueva *Red Europea Unificada de Nivelación* (REUN) ante las presumibles discrepancias en la REUN 1957.

Se ha considerado oportuno detallar algunos aspectos históricos reflejados en dicha reunión por ambos geodestas del *Instituto Geográfico Nacional de París* referente a la casuística francesa, lo cual ayuda a entender la problemática e interés en ingeniería geodésica de los cambios actuales en el nivel medio marino:

Por Orden Ministerial del 13 de Enero de 1860, a partir de observaciones en la escala de mareas del fuerte Saint-Jean en Marsella, Delta del Ródano, se definió el denominado "*Zero BOURDALOUE*" al cual se referenciaba la Red de Nivelación de Precisión realizada en Francia desde 1857 a 1864 con más de 15.000 km de poligonales. Es obvio, que los materiales que constituyen las facies deltaicas (alternancias de materiales granulares y arcillosos sin consolidar) son muy compresibles siendo susceptible de originar asentamientos importantes en las edificaciones, inclusive a largo plazo,

máxime con los característicos altos contenidos en materia orgánica de estos sedimentos.

Después de esta primera red y a pocos años fué necesario establecer otra vez el "zero" con observaciones mareográficas realizadas en Marsella (puerto) desde Febrero de 1885 a Enero de 1897 definiéndose el "*Zero de LALLEMAND o Zero Normal*" con 7.1 cm de cota por debajo del anterior zero *Bourdaloue*, siendo la base principal de la actual red de nivelación francesa.

La red establecida por Charles Lallemand (NGF) terminada en 1931 con 12.700 km de longitud total, no presentaba las garantías de homogeneidad suficientes de una gran red moderna, llevando a la *Direction de la Géodésie* ha proponer en 1961 una nueva red fundamental denominada IGN (1968).

La comparación de las altitudes corregidas y compensadas de las tres redes de nivelación planteó hipótesis como la del basculamiento orogénico de gran amplitud con descenso del borde sur de Francia para justificar la discordancia sistemática septentrional de + 50 cm entre NGF e IGN (Figura III-2). Por otra parte, la consideración de un descenso del nivel medio marino en el Mediterráneo era contraria a la elevación que se estaba observando a partir de los mareógrafos.

Un asiento en la señal principal mediterránea con el tiempo posiblemente explica de una forma más sencilla parte de estas discrepancias geodésicas: altitud IGN (1965) > altitud NGF (1890). El problema *sensu lato* es de gran complejidad al desconocer la dinámica interanual de los niveles medios del mar en la costa atlántica y mediterránea, además del cambio en la diferencia relativa de nivel medio entre ambos dominios oceanográficos (Figura III-3).

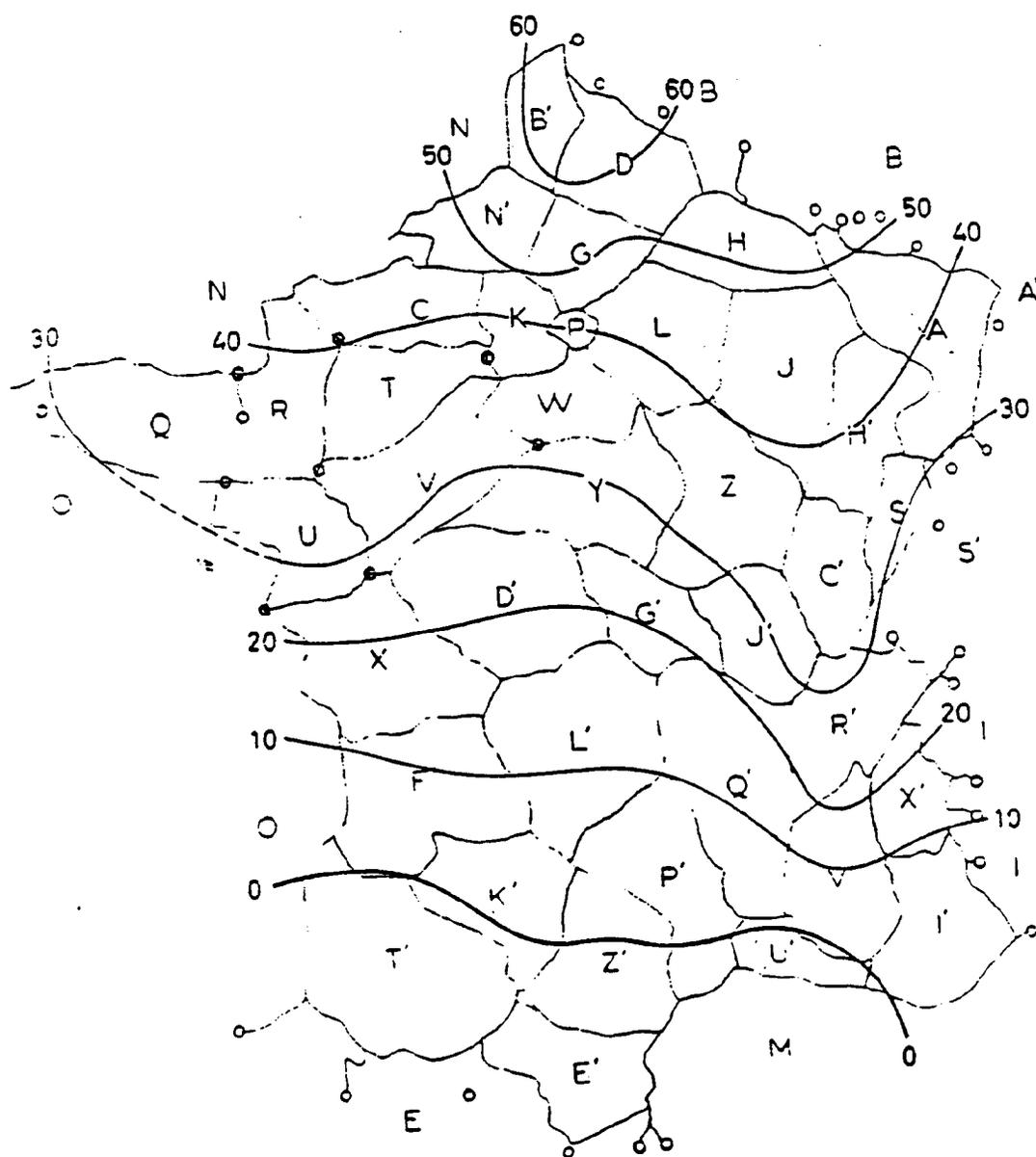


FIGURA III-2: Discordancias entre las altitudes de las redes nacionales de nivelación francesa I.G.N. ortométrica y Lallemand original. Cotas de las isolíneas en centímetros (Reproducido de LEVALLOIS y MAILLARD, 1970).

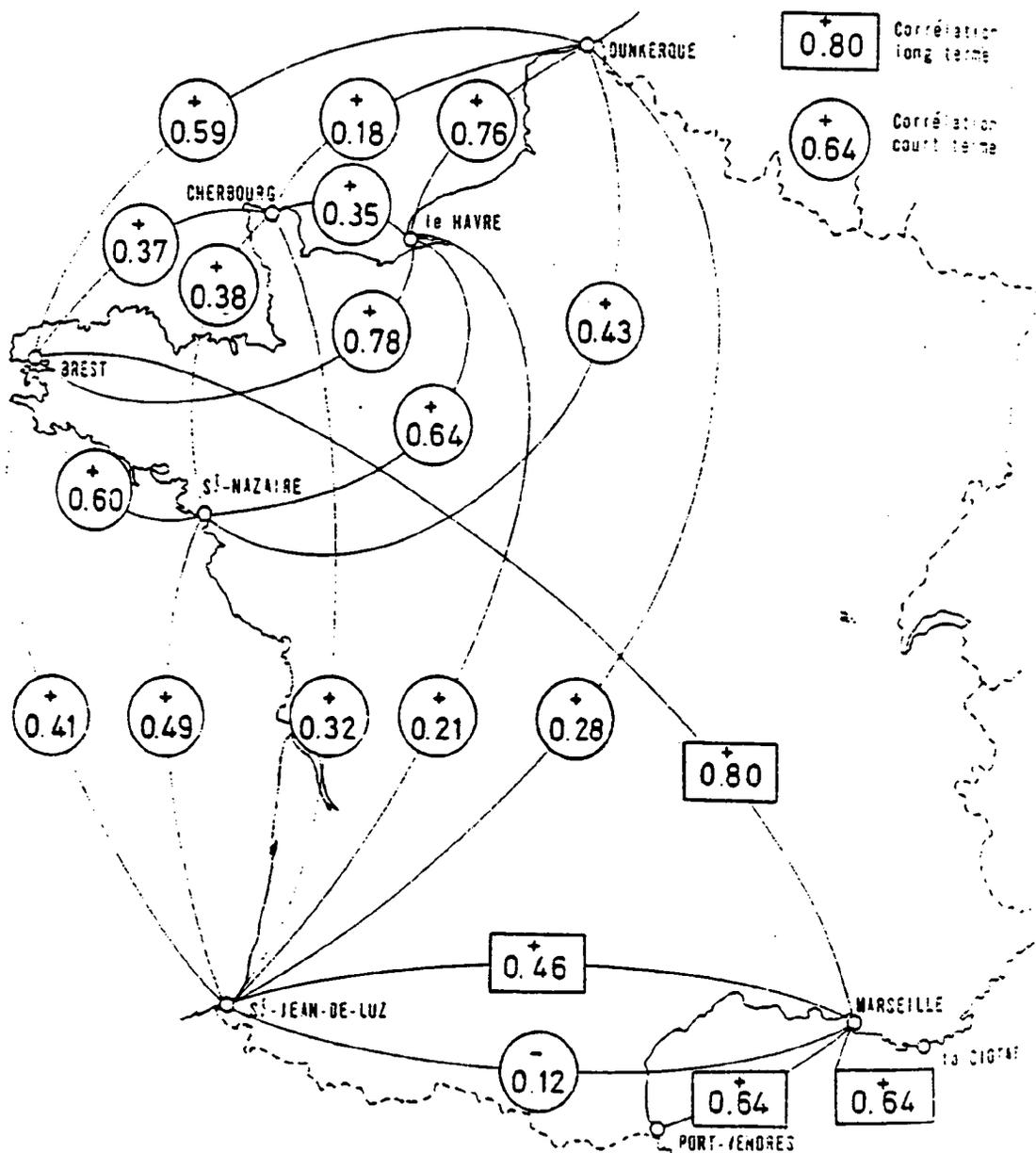


FIGURA III-3: Correlación en metros entre mareógrafos de la costa atlántica y mediterránea francesa. Nótese la importante diferencia de + 0.78 m entre Brest-Le Havre y los + 0.80 m Brest-Marsella. (Reproducido de LEVALLOIS y MAILLARD, 1970).

IV.- LA ESTACION MAREOGRAFICA ALICANTE I

IV.1.- LA INCERTIDUMBRE EXPERIMENTAL

En España, los registros mareográficos más antiguos comienzan a finales del siglo XIX con las estaciones pertenecientes al Instituto Geográfico Nacional del Alicante-I, Cádiz y Santander-I (1874, 1880 y 1893 respectivamente), si bien estas dos últimas presentan importantes lagunas en las series de datos.

En el caso de la estación Alicante-I, base principal de la red geodésica española, la uniformización y enlace al *datum* R.L.R. 1965 de las series de valores calculados del nivel medio anual del mar (Tabla IV-1 y Figura IV-1), ha permitido obtener en nuestro país la única curva centenaria con escasos lapsos informativos de las variaciones relativas del nivel medio anual del mar (Figura IV-2).

El tratamiento de los datos mareográficos para investigaciones fenomenológicas a escala global, implica un conocimiento profundo de la contribución de distintos factores e interacciones con influencia en la estocasticidad de las medidas.

La evaluación por otros autores a partir de los registros mareográficos del presumible ascenso generalizado del nivel medio en mares y océanos y su posible relación con el aumento global de la temperatura del aire, requiere en primera instancia un análisis de la representatividad de los valores.

Los datos facilitados para Alicante-I por el Instituto Geográfico Nacional comprenden desde 1874 a 1987, siendo la amplitud de la trayectoria en estos 113 años de 18 cm, con valores máximos en 1883 y 1969 frente a los valores inferiores más extremos de 1897 y 1908.

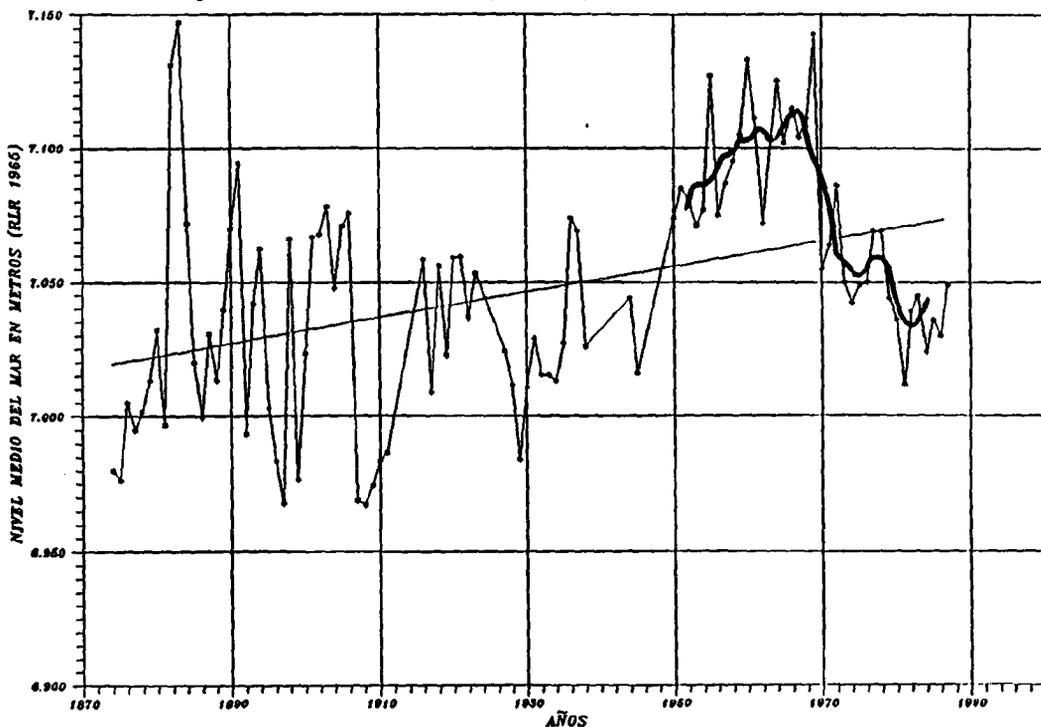
TABLA IV-1

**Características de las series de valores del nivel medio anual del mar
Estación Mareográfica Alicante I. Fuente de información: Instituto Geográfico Nacional**

<i>Base de referencia de las medidas</i>	<i>Cota asignada o valor de enlace entre bases</i>	<i>Periodo temporal de los datos registrados</i>	<i>Años sin información</i>	<i>Años de solape con datos de otras referencias</i>
NP. - 1	CERO	(1874-1934)	(1912-1915), (1925-1926)	NAP. H. - 270 (1927-1934)
		(1970-1978)	—	—
NAP.H. - 270	$(NP. - 1) - (NAP.H. - 270) = 2.165 \text{ m.}$	(1927-1969)	1933, (1939-1943), (1946-1949)	NP. - 1 (1927-1934) R.L.R. 1965 (1952-1961) (1965-1969)
		(1979-1984)	1963	R.L.R. 1965 (1979-1984)
R.L.R. 1965	-10.400 m. respecto NP. - 1	(1952-1969)	(1962-1964)	NAP.H. - 270 (1952-1961) (1965-1969)
		(1979-1987)	—	NAP.H. - 270 (1979-1984)

NP: Nivelación de precisión; NAP.H.: Nivelación de alta precisión línea H.; R.L.R.: Referencia local revisada.

MAREOGRAFO ALICANTE I (1874-1987)
 VARIACIONES MEDIDAS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR. DATUM R.L.R. 1965
 Area Ingenieria GeoAmbiental (I.T.C.E.). Elaborado con datos I.C.N.



R.L.R.: Referencia local revisada (-10.400 m referido N.P.1)

FIGURA IV-2: El ajuste mediante una recta a la serie de valores calculados a partir de los registros mareográficos, implica una tendencia general de ascenso en la última centuria de 0,55 mm/año. El análisis de distintos factores intrínsecos y extrínsecos con influencia en la estocasticidad de las medidas sugiere una escasa fiabilidad en los datos anteriores a 1950 para estudios sobre niveles medios. La curva gruesa representa la componente de baja frecuencia a partir de mediados del siglo XX, tras aplicar un filtro de paso bajo con potencia 5 años (HERNANDEZ RUIZ y AYALA CARCEDO, 1992).

Si se efectúa un ajuste mediante una recta a la serie, al igual que algunos autores han realizado, la presumible tendencia secular sería de ascenso con un rango de 0.55 mm/año, coherente con los órdenes de magnitud establecidos en otros mareógrafos de Europa o América.

La publicación en 1976 por el *Servicio Permanente para el Nivel Medio del Mar* (PSMSL), de los volúmenes titulados "Monthly and Annual Mean Heights of Sea Level" con información de las estaciones mareográficas a nivel mundial debidamente referenciados, clasificados y uniformizados, supuso un importante hito en los estudios del cambio actual del nivel medio del mar.

El tratamiento por algunos científicos de estos grandes volúmenes de información (facilitado por su distribución en cintas magnéticas), ha consistido en aplicar procedimientos estadísticos y matemáticos "a priori", dando paso a razonamientos causales.

Las estaciones mareográficas existentes a nivel mundial se encuentran comúnmente emplazadas en infraestructuras portuarias. Este hecho, junto con el historial de incidencias de la propia instalación (emplazamiento, rango de precisión, mantenimiento logístico, etc.), aportan interesantes aspectos de cara a la valoración de la información registrada y sobre su presumible utilidad en estudios de niveles medios marinos.

IV.2.- ANALISIS HISTORICO

IV.2.1.- El sistema mareográfico

Las series de información de las estaciones mareográficas costeras provienen de un registro de las variaciones relativas en el nivel de la superficie del mar en el entorno de la estación. Estas medidas se pueden realizar con distintos dispositivos automáticos.

Factores como los distintos emplazamientos de la estación mareográfica a lo largo de la historia van a incidir en un susceptible cambio en las condiciones homólogas experimentales de registro del nivel medio. Asimismo, el carácter dinámico de los puertos, con continuas actividades y obras de ampliación, mejora, etc., explica en algunos casos ciertas inhomogeneidades en la información o la existencia de datos anómalos.

En la Figura IV-3 se presentan, conforme al rango temporal de actuación, los distintos sistemas mareográficos de medida (Fotos IV-1a y b) y los distintos emplazamientos de la estación Alicante-I dentro de la infraestructura del puerto.

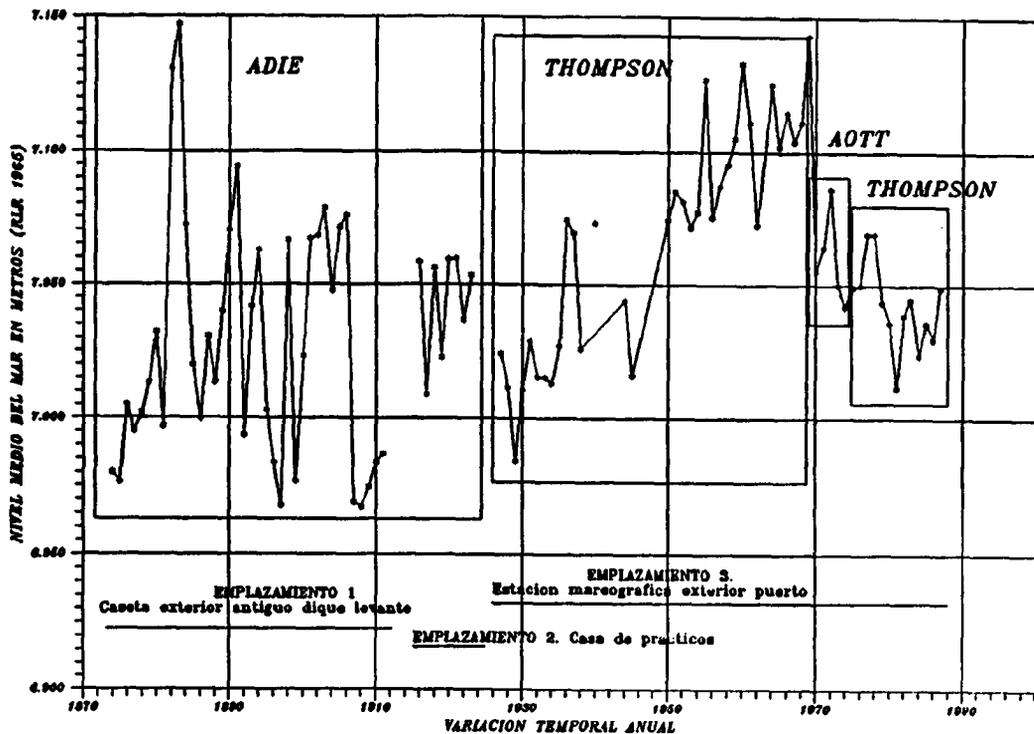
El sistema ADIE, destaca por la alta variabilidad de los datos, precisando la documentación histórica existente en el IGN los siguientes aspectos (MAS, 1971):

· "De 1874 a 1911 funcionó un aparato ADIE (con poca utilidad en sus datos) y con algunas interrupciones".

· "En la casa de Prácticos siguió funcionando el aparato ADIE, pero muy mal, por múltiples averías, casi todas causadas por una mala comunicación con el mar".

Por otra parte, los datos adquiridos entre 1916 y 1923 en la casa de Prácticos presentan un claro salto respecto a las series de valores en los emplazamientos contiguos. Este hecho puede estar preferentemente motivado por "una mala comunicación con el mar" (MAS, 1971), problemas de referenciación o presumible incidencia de un cambio en las condiciones hidrodinámicas del oleaje, corrientes, ondas largas, etc.

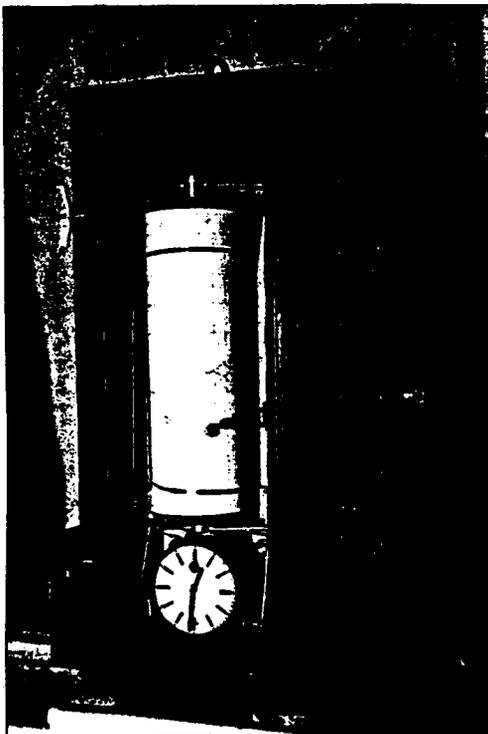
MAREOGRAFO ALICANTE I (1874-1987)
 Emplazamientos de la estación - Sistemas mareográficos de medida
 Area Ingeniería GeoAmbiental (I.T.G.E.). Elaborado con datos I.G.N.



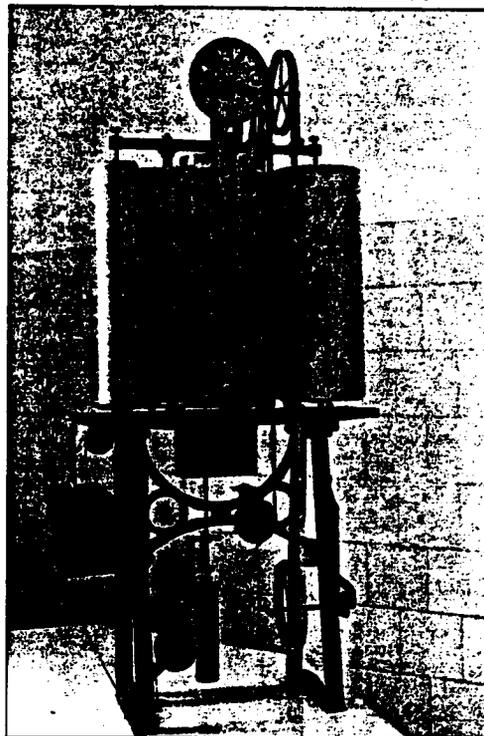
R.L.R.: Referencia local revisada (-10.400 m referido N.P.1)

FIGURA IV-3: Análisis de algunos factores intrínsecos a la estación mareográfica Alicante I con influencia en la estocasticidad de las medidas. Se observa una gran amplitud en las fluctuaciones interanuales de los niveles medios referentes al sistema ADIE y un claro salto en la serie coincidente con el cambio al emplazamiento de la casa de prácticos (HERNANDEZ RUIZ y AYALA CARCEDO, 1991).

MAREÓGRAFO MECÁNICO A.OTT (KEMPTEN)



MAREÓGRAFO MECÁNICO THOMSON



FOTOS IV-1a y b: Tipos de mareógrafos que han funcionado en la estación Alicante I. Reproducido de IGN (1991).

IV.2.2.- Evolución del puerto de Alicante

El puerto de Alicante, ha sufrido importantes ampliaciones y obras a lo largo de su historia (Figura IV-4) que motivaron las transformaciones y traslados de la estación mareográfica desde su inicio de funcionamiento en 1874 (Figuras IV-5 y IV-6).

Es importante destacar la construcción entre 1908 y 1911 del tramo del dique de abrigo de Levante (entonces antepuerto), donde a partir de 1914 hasta la actualidad están los dos últimos emplazamientos de la estación Alicante-I (Figura IV-7).

En 1962 por "estado ruinoso de la caseta exterior" (MAS, 1971) se procedió a *obras de consolidación* (Figura IV-8) para volver a funcionar el mareógrafo en Mayo de 1964.

El clavo NAP.H-270 se instala en el brocal de la estación en Febrero de 1965, nivelándose en 1966-1967 (MAS, 1971).

IV.3.- CONSIDERACIONES GEOTECNICAS Y CONSTRUCTIVAS

La excelente organización y conservación del archivo histórico perteneciente a la Junta del Puerto de Alicante, ha permitido detallar el alcance de los proyectos constructivos realizados a partir del año 1900.

Las características del dique donde se ha encontrado emplazado el mareógrafo durante su último período (1925-Actualidad), se presenta en el "*Proyecto Reformado de un Dique de Abrigo, y Establecimiento y Ensanche de Muelles*" (PROSPERO LAFARGA, 1908), concretamente responde a la sección tipo b del denominado Tramo 3º.

MAREOGRAFO ALICANTE I (1874-1987)
Variaciones del nivel medio del mar - Eventos constructivos Puerto Alicante
Area Ingenieria GeoAmbiental (ITGE). Elaborado con datos IGN & JUNTA PUERTO

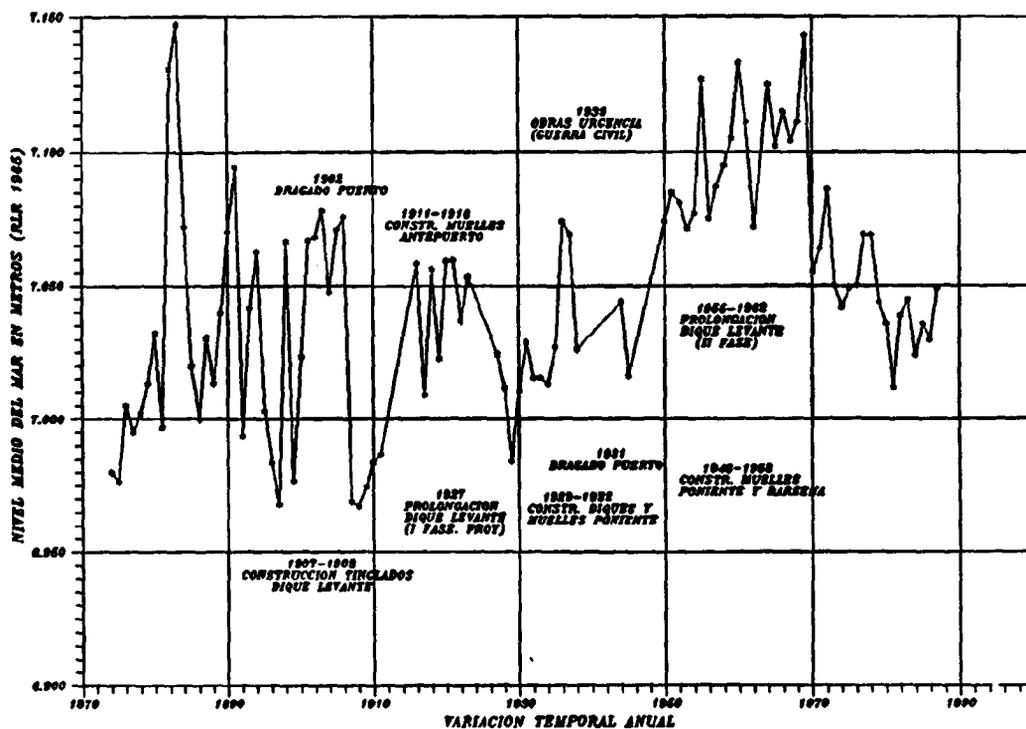


FIGURA IV-4: Las distintas actividades constructivas realizadas en el entorno de la estación mareográfica Alicante I pueden ocasionar algunas fluctuaciones en los datos (HERNANDEZ RUIZ y AYALA CARCEDO, 1991).

EVOLUCION Y DESARROLLO DEL PUERTO DE ALICANTE

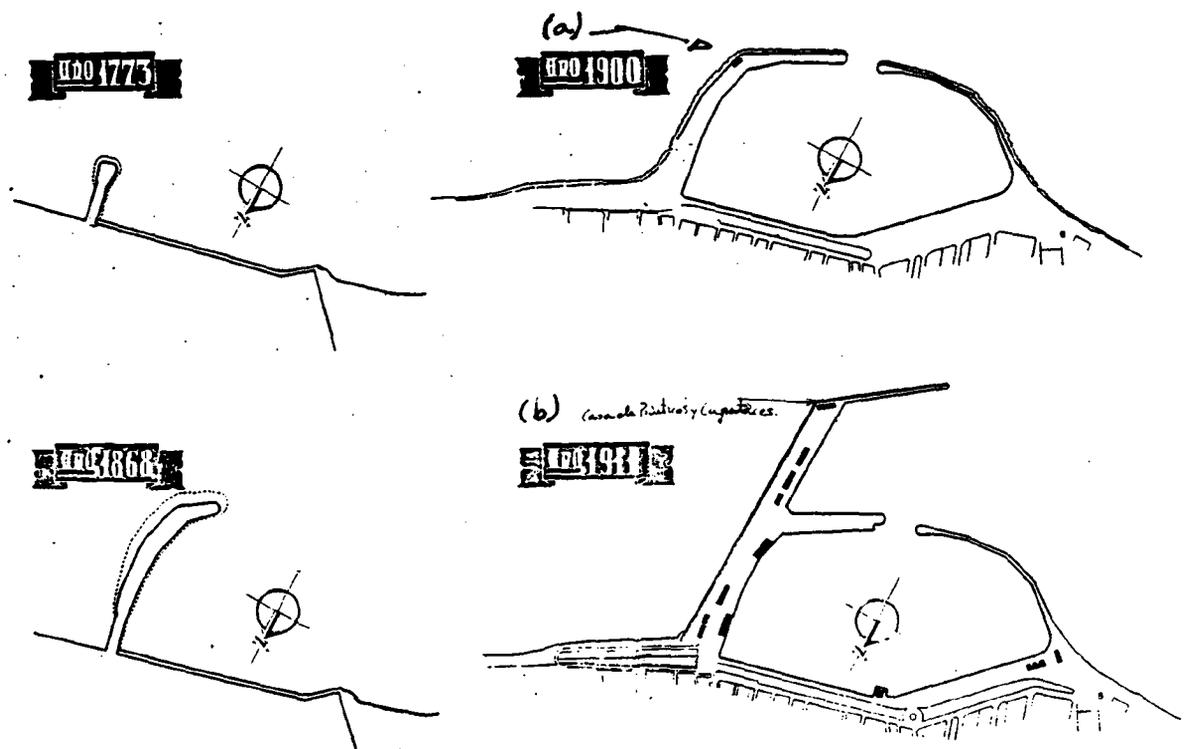


FIGURA IV-5: Las importantes obras de mejora y ampliación del puerto han originado traslados significativos en la estación mareográfica hasta principios de este siglo. (a): 1874-1911 Caseta exterior puerto. (b): 1914-1924 Casa de Prácticos. Cortesía de la Junta del Puerto de Alicante.

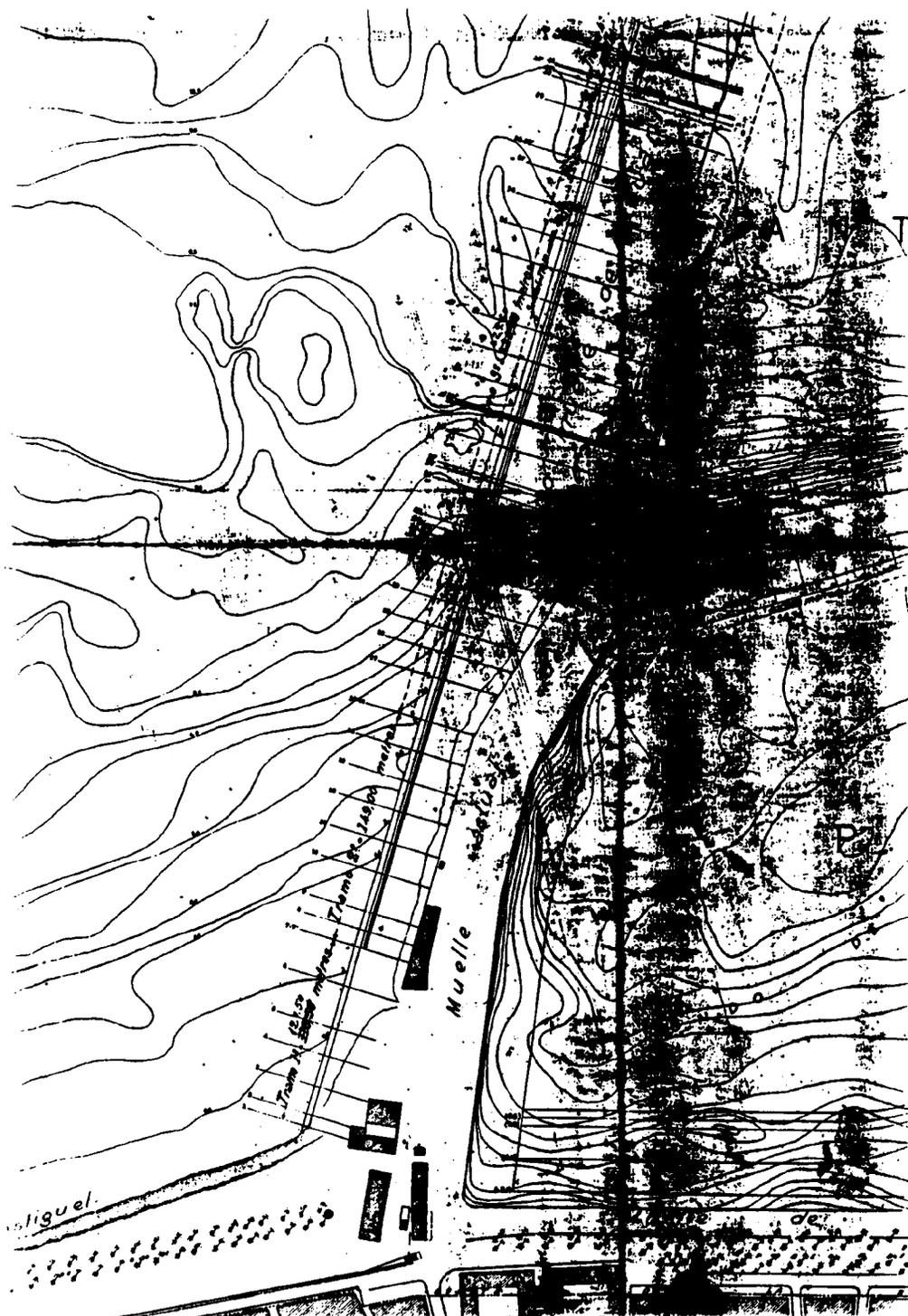


FIGURA IV-6: Detalle del Plano General correspondiente al "Proyecto Reformado de un Dique de Abrigo y establecimiento y ensanche de muelles" de 1908. Los emplazamientos de la estación mareográfica desde 1914 a la actualidad van a estar en el denominado "Nuevo muelle de Levante". Cortesía Junta del Puerto de Alicante (PROSPERO LAFARGA, 1908).

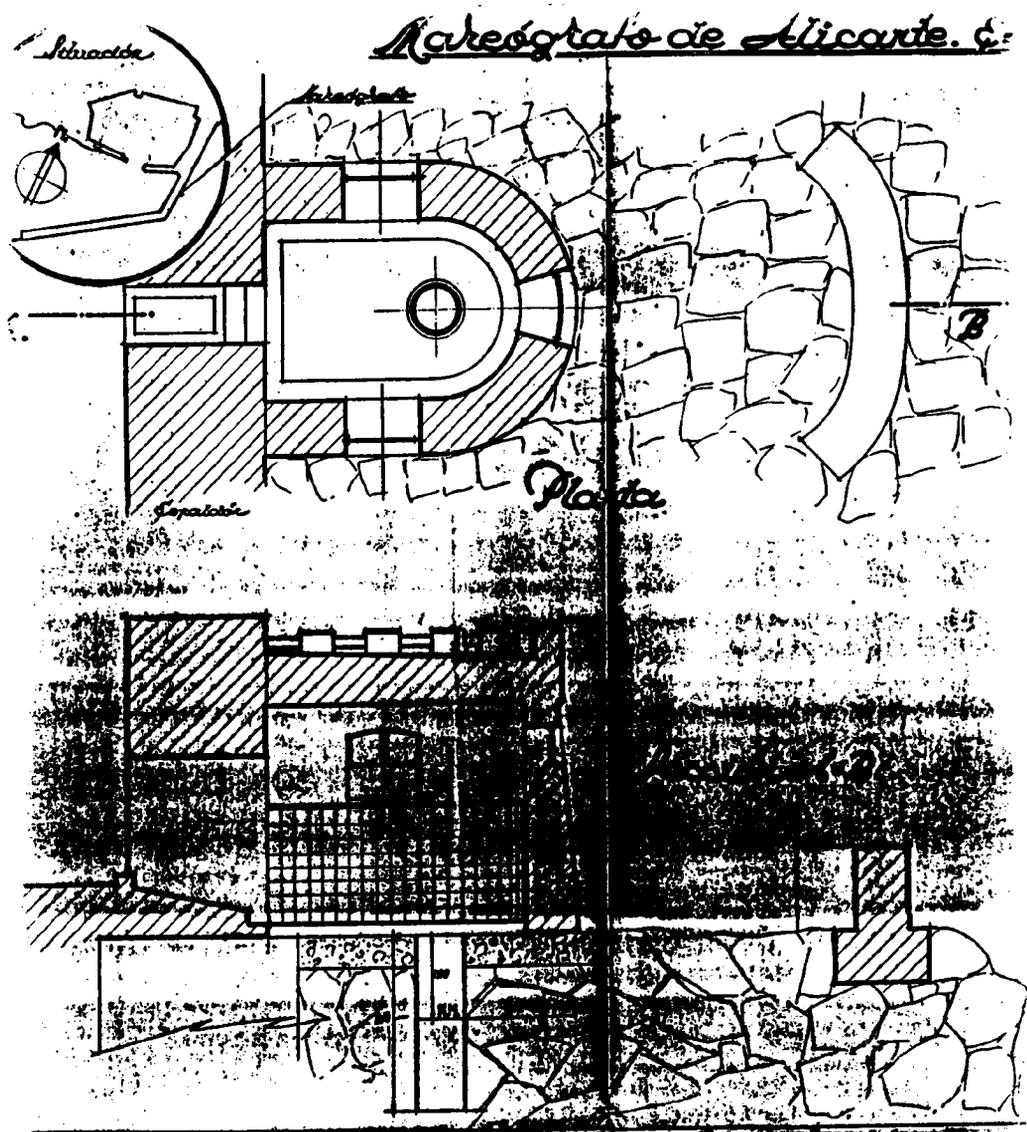


FIGURA IV-8: Reproducción del plano del proyecto "Obras de consolidación en el mareógrafo exterior del Puerto de Alicante" de 1962. Apréciase que la edificación y solera de hormigón se encuentran adosadas al espaldón del dique de abrigo. Cortesía Junta del Puerto de Alicante.

A juzgar por los planos del detallado proyecto, no se realizó dragado para buscar materiales más consistentes en donde apoyar el dique exterior y explanada de muelles, lo cual justificaría a tenor también de los datos geotécnicos-constructivos las continuas obras de nivelación, pavimentación y mejora del firme: 1915, 1916, 1918, 1921, 1926, 1931, 1939, etc. Es obvio, que han podido existir asientos tanto del dique como del sustrato, ante las cargas transmitidas y efectos del oleaje.

IV.3.1.- El dique de Levante

El sector del dique de abrigo donde actualmente se emplaza el mareógrafo, es de tipo talud dando apoyo en su borde interior al terraplén del muelle nº 12 (Figura IV-9). El núcleo (Zona B), constituido por escollera no clasificada que impide la transmisión de la energía del oleaje por su baja porosidad, está protegido por un manto de bloques hasta prácticamente el pie (Zona A), lo cual confiere resistencia al conjunto.

La cantera que a principios de siglo suministraba el material constructivo al puerto (hoy día inactiva) se encuentra en el borde oeste de la Sierra de Grossa, próxima al Castillo de la Ciudad de Alicante. Se trata de una explotación de calcarenitas bioclásticas con tonos grises-amarillos de edad Mioceno Superior (IGME, 1978). El gran espaciado de las discontinuidades en algunos sectores de la cantera previsiblemente permitió la extracción de grandes bloques y escollera.

Estas rocas carbonatadas presentan una importante fracción margosa, pero específico de las partículas $G=2.750 \text{ T/m}^3$, absorción del 1% y coeficiente de desgaste de los Angeles entre 24-30 (IGME, 1973). Es importante destacar que estos materiales carbonatados son susceptibles de sufrir karstificación y por su carácter detrítico granular pueden presentar efectos de desagregación de los granos respecto la matriz que facilitan su progresiva alteración.

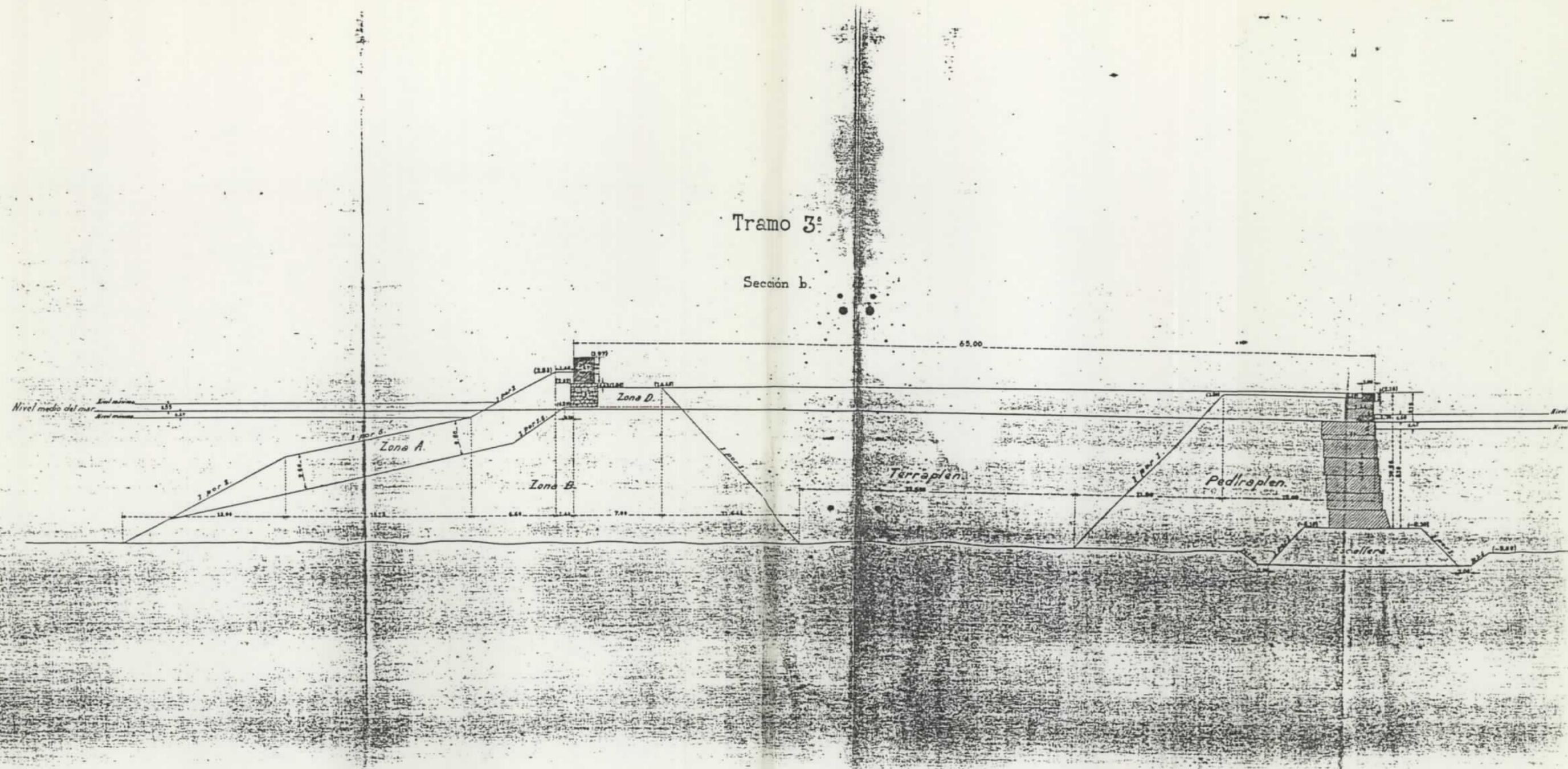


FIGURA IV-9: Sección tipo del "Nuevo muelle de Levante" donde a partir de 1925 se emplaza la estación mareográfica Alicante I (Reproducido de PROSPERO LAFARGA, 1908).

Estas consideraciones hacen plausible una cierta degradación de las características geotécnicas de los bloques y escollera, facilitando con el tiempo ajustes en el dique disminuyendo los volúmenes de huecos.

No disponemos de sondeos en el sector del dique de interés para poder contrastar la veracidad de los datos del proyecto y reconocer las características geotécnicas de los materiales. Sin embargo, en los sondeos realizados por INTEMAC (en 1989) con objeto de estudiar las condiciones de cimentación del *Edificio de la Junta del Puerto*, se ha reconocido un nivel de rellenos (entre otros) que bien pudiera ser similar a los materiales del núcleo del dique en cuestión. Son "cantos, gravas, bloques y restos de materiales de construcción con arcillas, limos y arenas" (INTEMAC, 1989), dando como resultado de los ensayos de penetración dinámica tipo SPT una compacidad media a densa.

Otro factor a considerar es la propia práctica constructiva a principios de siglo que no disponía de los medios actuales de compactación de los rellenos. Este hecho unido a las características de diseño del dique (unos 10 m de altura) y la alta compresibilidad de estos materiales ocasionaría la existencia de asentamientos importantes durante las primeras décadas posteriores a su construcción.

La explotación comercial portuaria con instalación de grúas en los muelles, construcción de tinglados sobre el dique y presencia de acopios procedentes de los buques, harán que el terreno sobre el que se transmiten las cargas entre en sucesivos ciclos de carga-descarga disminuyendo progresivamente el índice de huecos en las áreas afectadas por los bulbos de tensiones. Todo ello pudo contribuir significativamente a principios de siglo en movimientos relativos de la estación mareográfica.

IV.3.2.- El sustrato del puerto

Los materiales que configuran el sustrato sumergido del Puerto de Alicante se pueden inferir a partir de los datos aportados en el informe de "Reconocimiento Geotécnico del Canal de Entrada", realizado bajo dirección de la JUNTA DEL PUERTO por OFICINA TECNICA S.A. en 1987.

En el area investigada, próxima y en continuidad batimétrica con el sector del dique donde se sitúa el mareógrafo, se han efectuado 28 sondeos sobre pontona distribuidos en ocho perfiles.

A continuación se exponen las características geológico-geotécnicas más sobresalientes de los niveles diferenciados (OFICINA TECNICA, 1987). De techo a muro son:

- Nivel I: Fangos arenosos con algas

- Espesor medio de 2 m.
- Depósitos sublitorales holocenos.
- Densidad aparente ligeramente superior a la del agua.
- Comportamiento geotécnico muy desfavorable.

- Nivel II: Limos areno-arcillosos

- Clasificación: CL-ML (baja plasticidad).
- Espesor medio 4-5 m.
- Facies distales de abanicos aluviales Pleistocenos.
- Mediante ensayos de corte directo (lentos con probetas sumergidas) y triaxiales (con consolidación previa, rotura sin drenaje y medida de presiones intersticiales) se ha estimado:

$$C' = 0$$
$$\phi' = 33.8^\circ \pm 4^\circ$$

- Puede llegar a disminuir su índice de huecos en un 30% (0.5-0.35).

- **Nivel III**: Gravas con arenas

- Clasificación (GM).
- Discordantes, escaso espesor (1-2 m) y pequeña continuidad lateral.
- Facies proximales de abanicos aluviales de edad pleistocena.
- Buena capacidad portante.

- **Sustrato rocoso calcarenítico**: Se localiza normalmente a partir de los 20 m de profundidad respecto la superficie del mar, es el sustrato resistente del área.

Es presumible que durante la construcción del dique de Levante los fangos se removieran y punzonaran ante el vertido de los rellenos de escollera. Este hecho ocasionaría asientos a corto plazo en la infraestructura.

La carga efectiva total sobre el sustrato sumergido en el sector de emplazamiento de la estación mareográfica, estaría del orden de las 12 T/m².

El incremento de carga sobre el nivel II constituido por limos arenarcillosos con 4-5 m de espesor, puede originar una posible reducción del índice de huecos en un 30% (estimado este último dato por OFICINA TECNICA, S.A., 1987). El asiento total a largo plazo de este nivel compresible podría estar entre 39 y 50 cm.

Estas estimaciones son orientativas dado que se han extrapolado datos de estudios próximos. Sin embargo, a falta de investigaciones geotécnicas específicas en el área de emplazamiento del mareógrafo, parece coherente conocer si ha podido existir una contribución del sustrato a significativos asientos en el dique y por tanto en la señal de referencia de la estación Alicante-I.

V.- LOS CAMBIOS ACTUALES DEL NIVEL MEDIO DEL MAR

V.1.- LA EVOLUCION SECULAR

Los primeros registros con mareógrafos en el mundo apenas se remontan a 1831 en Sheerness dentro del estuario del río Támesis, si bien en el siglo XVII ya se realizaban sistemáticas observaciones directas sobre escalas graduadas en diversos puertos de Europa, con objeto de reconocer las amplitudes de las mareas (Figura V-1).

Como ya se ha considerado, el tratamiento de los datos mareográficos sin evaluar los factores incidentes en la aleatoriedad de las medidas, puede originar que el rango residual de incertidumbre sea tan importante que impida la utilidad de los valores en interpretaciones sobre el cambio del nivel medio marino estimados en algunos cm ó mm/año.

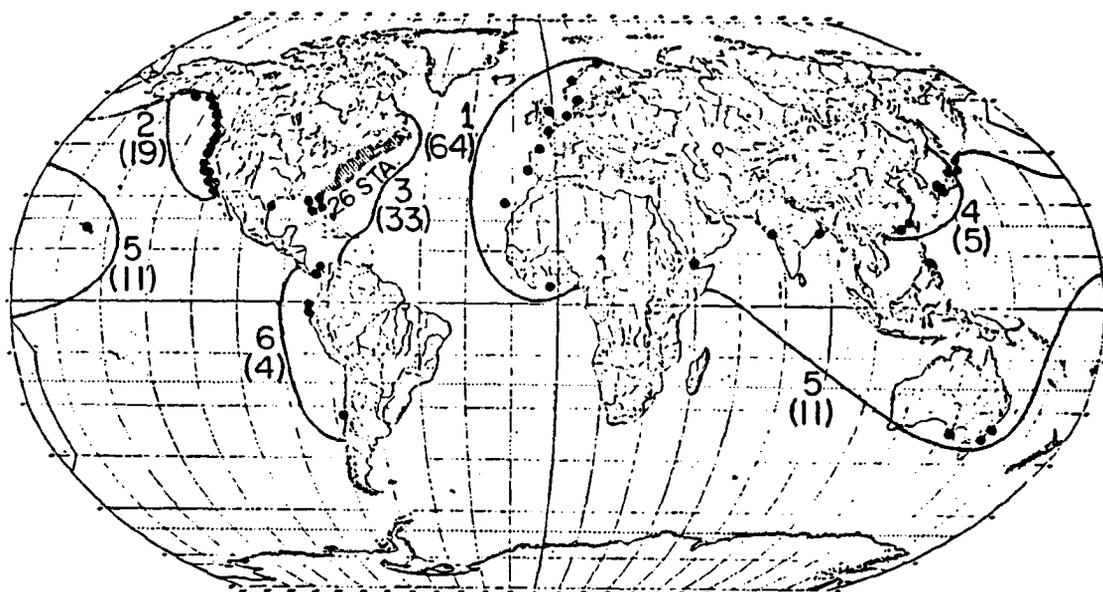


FIGURA V-1: Distribución geográfica de los principales mareógrafos existentes en el mundo. El valor entre paréntesis indica el número total en cada región. Apréciase el desequilibrio informativo entre el Hemisferio Norte y Sur (Reproducido de BARNETT, 1984).

Una perspectiva general de la curva centenaria obtenida en la estación mareográfica Alicante-I, evidencia la presumible transcendencia de los "ruidos técnicos" en la señal registrada.

La alta variabilidad y los lapsos informativos en el rango anterior a 1950 concuerdan con algunos hechos históricos precisados en el capítulo anterior y los aspectos geotécnicos-constructivos existentes en la infraestructura portuaria donde se emplaza la estación mareográfica.

Modificaciones en los sistemas de medida, cambios en los emplazamientos, actuaciones constructivas, movimientos relativos en el cuerpo del dique, consolidación del sustrato ante las cargas transmitidas, etc., justifica centrar los posteriores análisis en los valores presumiblemente de mejor calidad obtenidos a partir de mediados del siglo XX.

Estos efectos denotados en Alicante, pueden asimismo ser generalizados en otros mareógrafos al estar comunmente emplazados en los puertos y sometidos a modificaciones que inciden en la uniformidad de las series.

V.2.- LA EVOLUCION HIPERANUAL

V.2.1.- Las oscilaciones decenales

Se ha evaluado por otros autores a partir de los registros mareográficos, un presumible ascenso generalizado en el nivel medio del mar, estimado en algo más de un decímetro desde finales del siglo XIX hasta la actualidad (GORNITZ *et al*, 1982, BARNETT, 1984). En la estación Alicante-I se denota una falta de coherencia con esta concepción preliminar para los últimos decenios, al registrarse un importante descenso de orden decimétrico durante la década de los años 70, para dar paso a una suave elevación a partir de principios de los años 80.

En un ámbito regional se ha sugerido por QUEREDA SALA Y LOPEZ OLIVARES en 1988 que dicho descenso *parece ser generalizado en las costas valencianas*, asociándose con él algunos rasgos geomorfológicos como rasas y pequeños escarpes existentes en la costa.

Asimismo, en algunos mareógrafos del Atlántico Norte se denota una bajada en el nivel medio del mar durante los años 70 (PIRAZZOLI, comentario personal), si bien su amplitud regional promedia con un filtro de 5 años es de unos 2 cm, menos de la mitad que en Alicante-I.

En un estudio desarrollado por el Departamento de Geografía de la Universidad de Valencia a partir de los niveles medios anuales en los últimos cien años para quince estaciones mareográficas del Mediterráneo Occidental, se indica la existencia de un cierto comportamiento homogéneo en el conjunto del área, con especial similitud en las oscilaciones comprendidas entre cinco y diez años (PARDO PASCUAL, 1989).

V.2.2.- Consideraciones fenomenológicas en la evolución hiperanual

Los factores geológicos y ambientales más trascendentes y significativos que inciden en las variaciones actuales del nivel medio del mar, van a venir determinados fundamentalmente por su alcance temporal (aceleraciones en los rangos) y las repercusiones originadas por la magnitud de sus fenómenos asociados.

Desde el punto de vista de la homogeneidad en la información y la obtención de una mayor continuidad temporal en las observaciones tratadas con los mismos criterios, se ha considerado oportuno para el tratamiento de la curva hiperanual, las series originales con referencia NP-1 y NAPH-270 (Figura V-2).

La trayectoria de las fluctuaciones entre 1950 y 1984 del nivel medio anual del mar en Alicante, marcan dos frecuencias superpuestas en el dominio del tiempo con una amplitud total máxima de 13.60 m (1969/1982).

MAREOGRAFO ALICANTE I (1874-1984)
 Variaciones del nivel medio del mar . Aplicacion filtro paso bajo (1950-1984)
 Area Ingenieria GeoAmbiental (I.T.G.E.). Elaborado con datos facilitados IGN

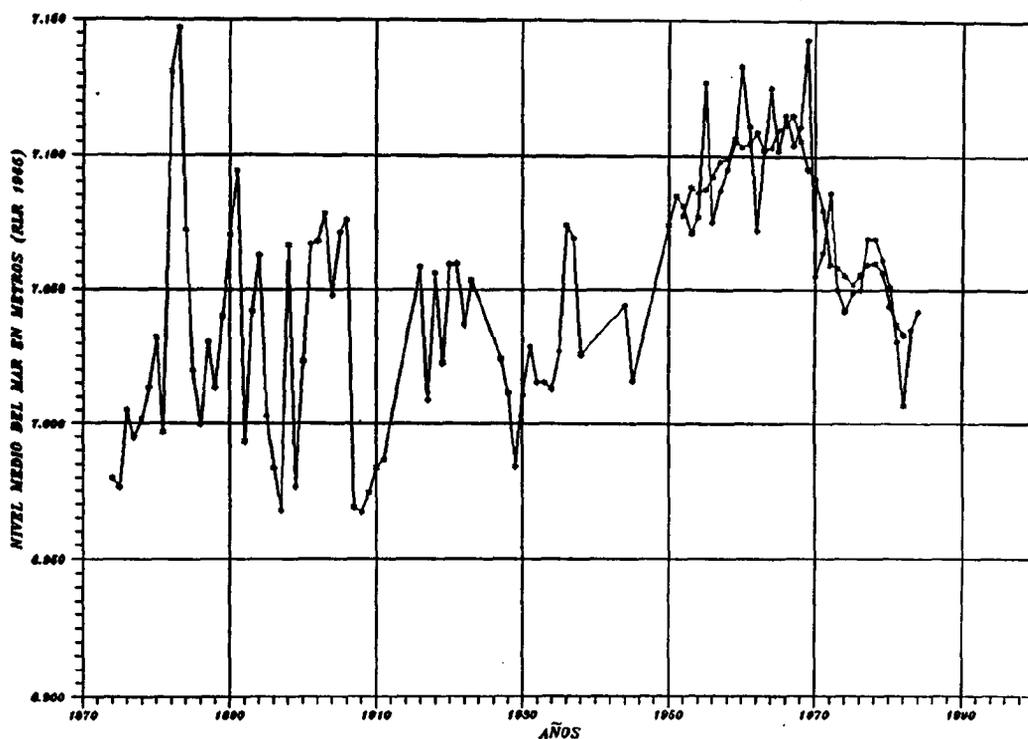


FIGURA V-2: Las variaciones del nivel medio anual del mar a partir de 1950 indican un importante descenso durante la década de los años setenta (HERNANDEZ RUIZ y AYALA CARCEDO, 1991).

El intervalo temporal considerado no refleja un periodo completo en el ámbito de la baja frecuencia, si bien, se estima el rango del semiperiodo entre 11 y 19 años, con una amplitud aproximada de 9 cm. Por otra parte, las frecuencias más altas presentan periodos entre 3 y 9 años y amplitudes que alcanzan los 6 cm.

La plausible incidencia de la componente neotectónica en la curva de variación, se ha evaluado a partir de las dataciones absolutas de los niveles marinos cuaternarios existentes y su altitud en el entorno local a la Ciudad de Alicante (FLORES *et al*, 1987; HEARTY *et al*, 1987; SOMOZA *et al*, 1987; SOMOZA, 1989; ZAZO *et al*, 1987). La componente neotectónica considerada es de levantamiento cortical con un coeficiente que en ningún caso supera + 0.1 mm/año (supuesto de forma lineal en el tiempo). Este rango es despreciable en la escala temporal de trabajo dada la magnitud centimétrica de las amplitudes reflejadas en los valores del nivel medio anual del mar.

El análisis preliminar de otros factores con posibles repercusiones como la eustasia geoidal, eustasia glacial o algunos aspectos específicos tectono-eustáticos, refleja la escasa magnitud de estos fenómenos con efectos más significativos a largo plazo (BERRIMAN, 1987; CHAPPELL, 1987; DEVOY, 1987; MÖRNER, 1987 a y b; PELTIER, 1987; ZAZO *et al*, 1987). Sin embargo, en otros contextos geodinámicos especialmente activos como el área escandinava o el Sudeste asiático la corrección por algunos de estos factores es importante (Tabla V-1 y Figura V-3).

En el contexto hiperanual es conocida la similitud existente entre las curvas de variación de las temperaturas medias anuales del aire y la tendencia en el nivel medio del mar (HANSEN *et al*, 1981).

TABLA V-1: Listado de las estaciones mareográficas principales incluidas en los archivos del Servicio Permanente del Nivel Medio del Mar. Se especifica el rango de ascenso o descenso y su factor de correlación (Reproducido de BARNETT, 1984).

Station Number	Country	Latitude	Longitude	Station Number	Country	Correlation			Station Number	Country	Latitude	Longitude
						With Sea Level	on Tidal	Factor				
1	Norway	68° N	17° E	1	Norway	1.00	1.00	1.00	1	Norway	68° N	17° E
2	Norway	67° N	17° E	2	Norway	0.98	0.98	0.98	2	Norway	67° N	17° E
3	Norway	66° N	17° E	3	Norway	0.96	0.96	0.96	3	Norway	66° N	17° E
4	Norway	65° N	17° E	4	Norway	0.94	0.94	0.94	4	Norway	65° N	17° E
5	Norway	64° N	17° E	5	Norway	0.92	0.92	0.92	5	Norway	64° N	17° E
6	Norway	63° N	17° E	6	Norway	0.90	0.90	0.90	6	Norway	63° N	17° E
7	Norway	62° N	17° E	7	Norway	0.88	0.88	0.88	7	Norway	62° N	17° E
8	Norway	61° N	17° E	8	Norway	0.86	0.86	0.86	8	Norway	61° N	17° E
9	Norway	60° N	17° E	9	Norway	0.84	0.84	0.84	9	Norway	60° N	17° E
10	Norway	59° N	17° E	10	Norway	0.82	0.82	0.82	10	Norway	59° N	17° E
11	Norway	58° N	17° E	11	Norway	0.80	0.80	0.80	11	Norway	58° N	17° E
12	Norway	57° N	17° E	12	Norway	0.78	0.78	0.78	12	Norway	57° N	17° E
13	Norway	56° N	17° E	13	Norway	0.76	0.76	0.76	13	Norway	56° N	17° E
14	Norway	55° N	17° E	14	Norway	0.74	0.74	0.74	14	Norway	55° N	17° E
15	Norway	54° N	17° E	15	Norway	0.72	0.72	0.72	15	Norway	54° N	17° E
16	Norway	53° N	17° E	16	Norway	0.70	0.70	0.70	16	Norway	53° N	17° E
17	Norway	52° N	17° E	17	Norway	0.68	0.68	0.68	17	Norway	52° N	17° E
18	Norway	51° N	17° E	18	Norway	0.66	0.66	0.66	18	Norway	51° N	17° E
19	Norway	50° N	17° E	19	Norway	0.64	0.64	0.64	19	Norway	50° N	17° E
20	Norway	49° N	17° E	20	Norway	0.62	0.62	0.62	20	Norway	49° N	17° E
21	Norway	48° N	17° E	21	Norway	0.60	0.60	0.60	21	Norway	48° N	17° E
22	Norway	47° N	17° E	22	Norway	0.58	0.58	0.58	22	Norway	47° N	17° E
23	Norway	46° N	17° E	23	Norway	0.56	0.56	0.56	23	Norway	46° N	17° E
24	Norway	45° N	17° E	24	Norway	0.54	0.54	0.54	24	Norway	45° N	17° E
25	Norway	44° N	17° E	25	Norway	0.52	0.52	0.52	25	Norway	44° N	17° E
26	Norway	43° N	17° E	26	Norway	0.50	0.50	0.50	26	Norway	43° N	17° E
27	Norway	42° N	17° E	27	Norway	0.48	0.48	0.48	27	Norway	42° N	17° E
28	Norway	41° N	17° E	28	Norway	0.46	0.46	0.46	28	Norway	41° N	17° E
29	Norway	40° N	17° E	29	Norway	0.44	0.44	0.44	29	Norway	40° N	17° E
30	Norway	39° N	17° E	30	Norway	0.42	0.42	0.42	30	Norway	39° N	17° E
31	Norway	38° N	17° E	31	Norway	0.40	0.40	0.40	31	Norway	38° N	17° E
32	Norway	37° N	17° E	32	Norway	0.38	0.38	0.38	32	Norway	37° N	17° E
33	Norway	36° N	17° E	33	Norway	0.36	0.36	0.36	33	Norway	36° N	17° E
34	Norway	35° N	17° E	34	Norway	0.34	0.34	0.34	34	Norway	35° N	17° E
35	Norway	34° N	17° E	35	Norway	0.32	0.32	0.32	35	Norway	34° N	17° E
36	Norway	33° N	17° E	36	Norway	0.30	0.30	0.30	36	Norway	33° N	17° E
37	Norway	32° N	17° E	37	Norway	0.28	0.28	0.28	37	Norway	32° N	17° E
38	Norway	31° N	17° E	38	Norway	0.26	0.26	0.26	38	Norway	31° N	17° E
39	Norway	30° N	17° E	39	Norway	0.24	0.24	0.24	39	Norway	30° N	17° E
40	Norway	29° N	17° E	40	Norway	0.22	0.22	0.22	40	Norway	29° N	17° E
41	Norway	28° N	17° E	41	Norway	0.20	0.20	0.20	41	Norway	28° N	17° E
42	Norway	27° N	17° E	42	Norway	0.18	0.18	0.18	42	Norway	27° N	17° E
43	Norway	26° N	17° E	43	Norway	0.16	0.16	0.16	43	Norway	26° N	17° E
44	Norway	25° N	17° E	44	Norway	0.14	0.14	0.14	44	Norway	25° N	17° E
45	Norway	24° N	17° E	45	Norway	0.12	0.12	0.12	45	Norway	24° N	17° E
46	Norway	23° N	17° E	46	Norway	0.10	0.10	0.10	46	Norway	23° N	17° E
47	Norway	22° N	17° E	47	Norway	0.08	0.08	0.08	47	Norway	22° N	17° E
48	Norway	21° N	17° E	48	Norway	0.06	0.06	0.06	48	Norway	21° N	17° E
49	Norway	20° N	17° E	49	Norway	0.04	0.04	0.04	49	Norway	20° N	17° E
50	Norway	19° N	17° E	50	Norway	0.02	0.02	0.02	50	Norway	19° N	17° E
51	Norway	18° N	17° E	51	Norway	0.00	0.00	0.00	51	Norway	18° N	17° E
52	Norway	17° N	17° E	52	Norway	-0.02	-0.02	-0.02	52	Norway	17° N	17° E
53	Norway	16° N	17° E	53	Norway	-0.04	-0.04	-0.04	53	Norway	16° N	17° E
54	Norway	15° N	17° E	54	Norway	-0.06	-0.06	-0.06	54	Norway	15° N	17° E
55	Norway	14° N	17° E	55	Norway	-0.08	-0.08	-0.08	55	Norway	14° N	17° E
56	Norway	13° N	17° E	56	Norway	-0.10	-0.10	-0.10	56	Norway	13° N	17° E
57	Norway	12° N	17° E	57	Norway	-0.12	-0.12	-0.12	57	Norway	12° N	17° E
58	Norway	11° N	17° E	58	Norway	-0.14	-0.14	-0.14	58	Norway	11° N	17° E
59	Norway	10° N	17° E	59	Norway	-0.16	-0.16	-0.16	59	Norway	10° N	17° E
60	Norway	9° N	17° E	60	Norway	-0.18	-0.18	-0.18	60	Norway	9° N	17° E
61	Norway	8° N	17° E	61	Norway	-0.20	-0.20	-0.20	61	Norway	8° N	17° E
62	Norway	7° N	17° E	62	Norway	-0.22	-0.22	-0.22	62	Norway	7° N	17° E
63	Norway	6° N	17° E	63	Norway	-0.24	-0.24	-0.24	63	Norway	6° N	17° E
64	Norway	5° N	17° E	64	Norway	-0.26	-0.26	-0.26	64	Norway	5° N	17° E
65	Norway	4° N	17° E	65	Norway	-0.28	-0.28	-0.28	65	Norway	4° N	17° E
66	Norway	3° N	17° E	66	Norway	-0.30	-0.30	-0.30	66	Norway	3° N	17° E
67	Norway	2° N	17° E	67	Norway	-0.32	-0.32	-0.32	67	Norway	2° N	17° E
68	Norway	1° N	17° E	68	Norway	-0.34	-0.34	-0.34	68	Norway	1° N	17° E
69	Norway	0° N	17° E	69	Norway	-0.36	-0.36	-0.36	69	Norway	0° N	17° E
70	Norway	1° S	17° E	70	Norway	-0.38	-0.38	-0.38	70	Norway	1° S	17° E
71	Norway	2° S	17° E	71	Norway	-0.40	-0.40	-0.40	71	Norway	2° S	17° E
72	Norway	3° S	17° E	72	Norway	-0.42	-0.42	-0.42	72	Norway	3° S	17° E
73	Norway	4° S	17° E	73	Norway	-0.44	-0.44	-0.44	73	Norway	4° S	17° E
74	Norway	5° S	17° E	74	Norway	-0.46	-0.46	-0.46	74	Norway	5° S	17° E
75	Norway	6° S	17° E	75	Norway	-0.48	-0.48	-0.48	75	Norway	6° S	17° E
76	Norway	7° S	17° E	76	Norway	-0.50	-0.50	-0.50	76	Norway	7° S	17° E
77	Norway	8° S	17° E	77	Norway	-0.52	-0.52	-0.52	77	Norway	8° S	17° E
78	Norway	9° S	17° E	78	Norway	-0.54	-0.54	-0.54	78	Norway	9° S	17° E
79	Norway	10° S	17° E	79	Norway	-0.56	-0.56	-0.56	79	Norway	10° S	17° E
80	Norway	11° S	17° E	80	Norway	-0.58	-0.58	-0.58	80	Norway	11° S	17° E
81	Norway	12° S	17° E	81	Norway	-0.60	-0.60	-0.60	81	Norway	12° S	17° E
82	Norway	13° S	17° E	82	Norway	-0.62	-0.62	-0.62	82	Norway	13° S	17° E
83	Norway	14° S	17° E	83	Norway	-0.64	-0.64	-0.64	83	Norway	14° S	17° E
84	Norway	15° S	17° E	84	Norway	-0.66	-0.66	-0.66	84	Norway	15° S	17° E
85	Norway	16° S	17° E	85	Norway	-0.68	-0.68	-0.68	85	Norway	16° S	17° E
86	Norway	17° S	17° E	86	Norway	-0.70	-0.70	-0.70	86	Norway	17° S	17° E
87	Norway	18° S	17° E	87	Norway	-0.72	-0.72	-0.72	87	Norway	18° S	17° E
88	Norway	19° S	17° E	88	Norway	-0.74	-0.74	-0.74	88	Norway	19° S	17° E
89	Norway	20° S	17° E	89	Norway	-0.76	-0.76	-0.76	89	Norway	20° S	17° E
90	Norway	21° S	17° E	90	Norway	-0.78	-0.78	-0.78	90	Norway	21° S	17° E
91	Norway	22° S	17° E	91	Norway	-0.80	-0.80	-0.80	91	Norway	22° S	17° E
92	Norway	23° S	17° E	92	Norway	-0.82	-0.82	-0.82	92	Norway	23° S	17° E
93	Norway	24° S	17° E	93	Norway	-0.84	-0.84	-0.84	93	Norway	24° S	17° E
94	Norway	25° S	17° E	94	Norway	-0.86	-0.86	-0.86	94	Norway	25° S	17° E
95	Norway	26° S	17° E	95	Norway	-0.88	-0.88	-0.88	95	Norway	26° S	17° E
96	Norway	27° S	17° E	96	Norway	-0.90	-0.90	-0.90	96	Norway	27° S	17° E
97	Norway	28° S	17° E	97	Norway	-0.92	-0.92	-0.92	97	Norway	28° S	17° E

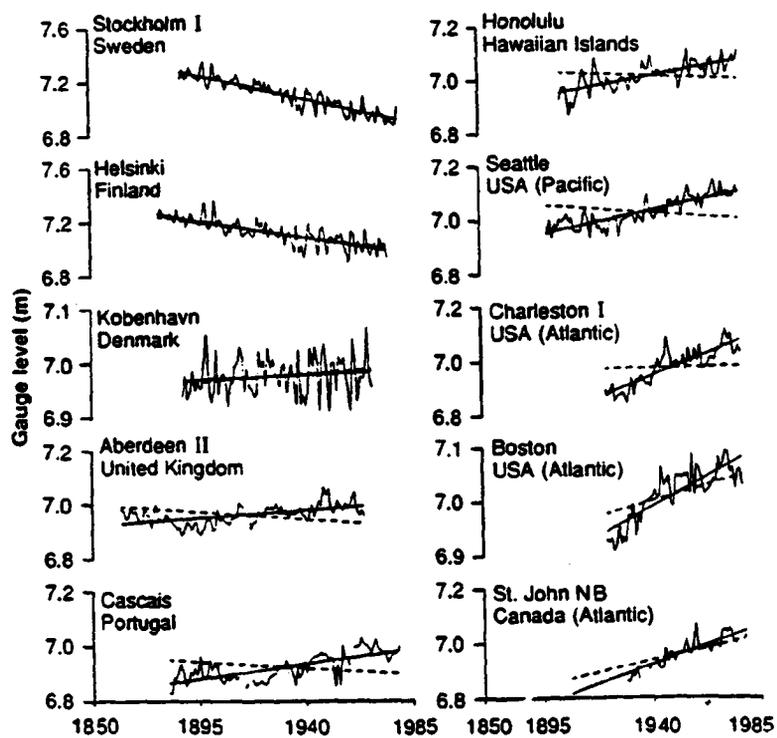


FIGURA V-3: Evolución del nivel medio del mar en 10 estaciones mareográficas representativas. Apréciase el efecto de la componente isostática en las altas latitudes (PELTIER y TUSHINGHAM, 1989).

GORNITZ *et al* (1982) sugieren una relación lineal entre la tendencia global de la temperatura del aire y el nivel medio del mar con un gradiente de 16 cm/°C y un desfase de 18 años, si bien la información ha sufrido previamente un suavizado mediante un filtro de paso bajo con potencia cinco años.

En el ámbito del Mediterráneo Occidental, y para el caso objeto de estudio HERNANDEZ RUIZ y AYALA-CARCEDO (1991) sugieren la existencia de una relación lineal con un gradiente de unos 3 cm/°C para la respuesta desfasada 2-3 años del nivel medio anual del mar, ante la suave variación temporal de las temperaturas registradas en Alicante entre 1950-1984 (Figuras V-4 y V-5).

Este rango estimado se debe interpretar, debido a la complejidad del intercambio energético atmósfera-oceano, como una integración dentro del modelo regional y global en que intervienen factores climáticos como la temperatura, presión atmosférica, precipitaciones, etc., y distintos factores oceanográficos. La alteración drástica por agentes intrínsecos o extrínsecos de algún componente del sistema, puede ocasionar un efecto cascada desequilibrando el conjunto.

La apreciable vulnerabilidad del Mediterráneo como mar semicerrado suscita una cierta alerta ante posibles hipótesis de cambio climático, alteraciones físico-químicas por vertidos e incluso disminución de los aportes fluviales por efectos antrópicos (embalses, canalizaciones, etc). En este último sentido BECKER (1978) del Instituto Hidrográfico Alemán, indica un aumento de la salinidad en el Mediterráneo Oriental a partir de la construcción de la gran presa de Asuan.

VARIACION ANUAL DE LA TEMPERATURA MEDIA DEL AIRE EN ALICANTE (1874-1987)
Aplicacion filtro paso bajo (1950-1984)
 Area Ingenieria GeoAmbiental (I.T.G.E.). Elaborado con datos del I.N.M.

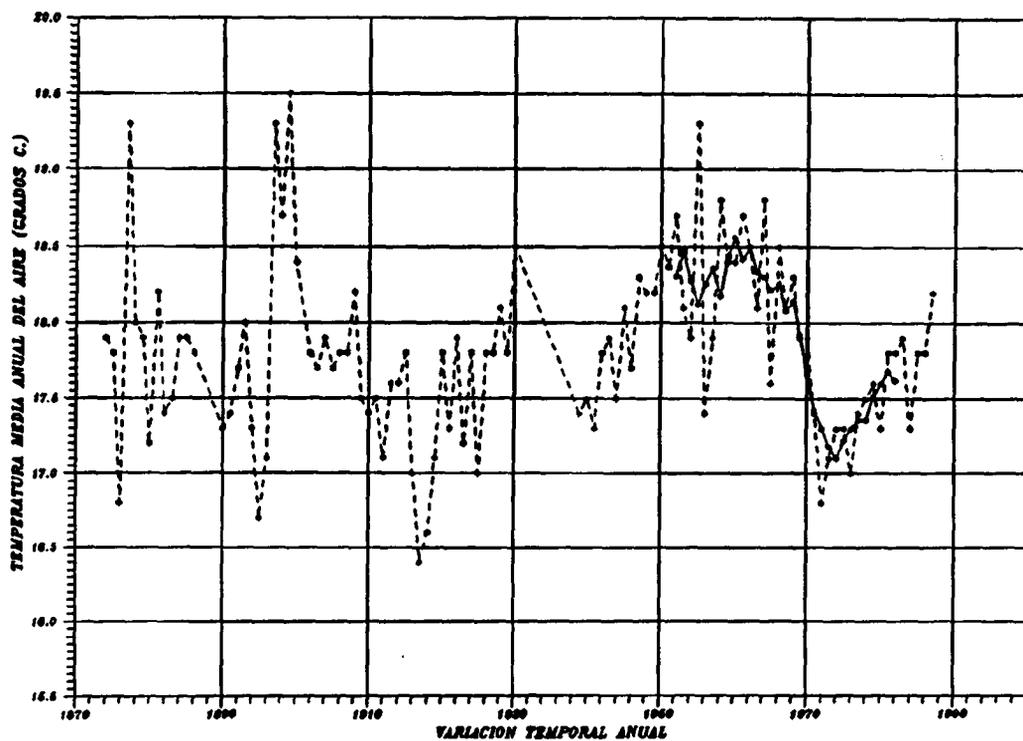


FIGURA V-4: Las tendencias a partir de los años cincuenta en la temperatura del aire presentan una gran similitud con las observadas en los niveles medios anuales del mar, si bien con un cierto desfase temporal evaluado en unos dos-tres años (HERNANDEZ RUIZ y AYALA CARCEDO, 1991).

ALICANTE (1950 - 1984)
 TEMPERATURA MEDIA ANUAL DEL AIRE - NIVEL MEDIO ANUAL DEL MAR

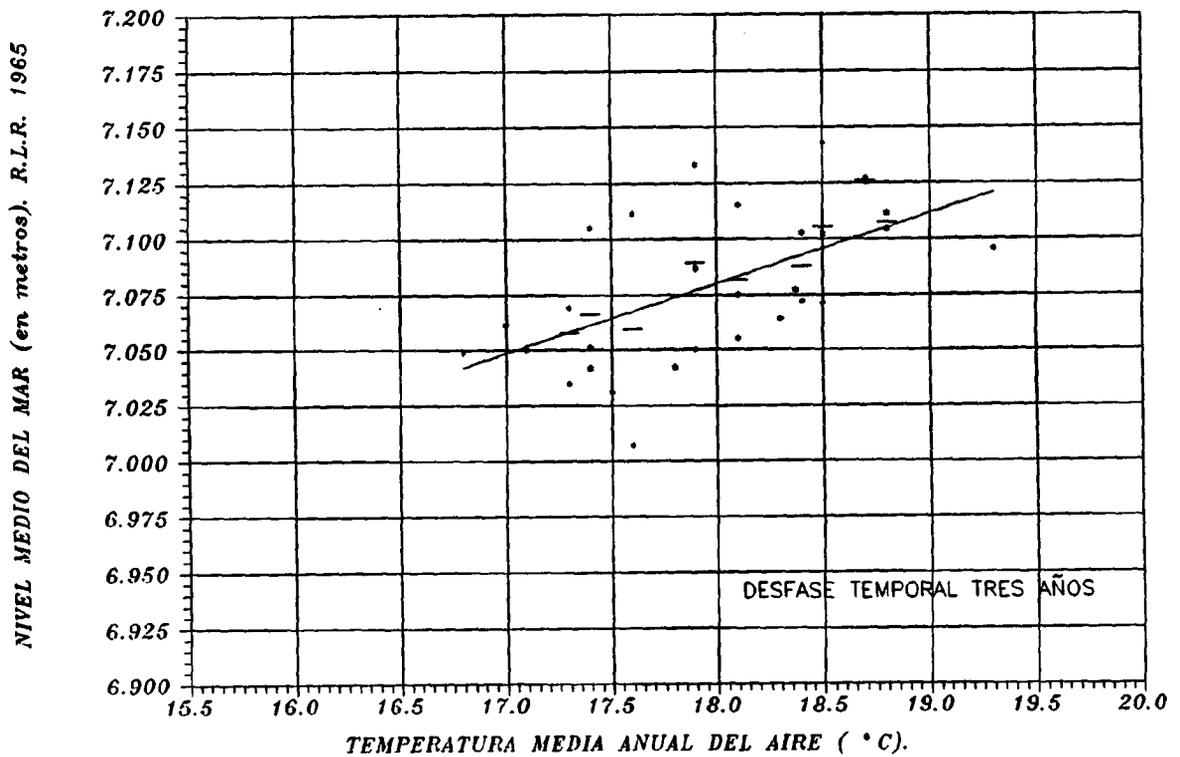


FIGURA V-5: Relación entre los valores de los niveles medios anuales del mar y la temperatura media anual del aire, para un desfase temporal de tres años. Los valores están sin filtrar (1950-1984). HERNANDEZ RUIZ y AYALA CARCEDO (1991).

V.3.- LA EVOLUCION ESTACIONAL

V.3.1.- Consideraciones de índole regional

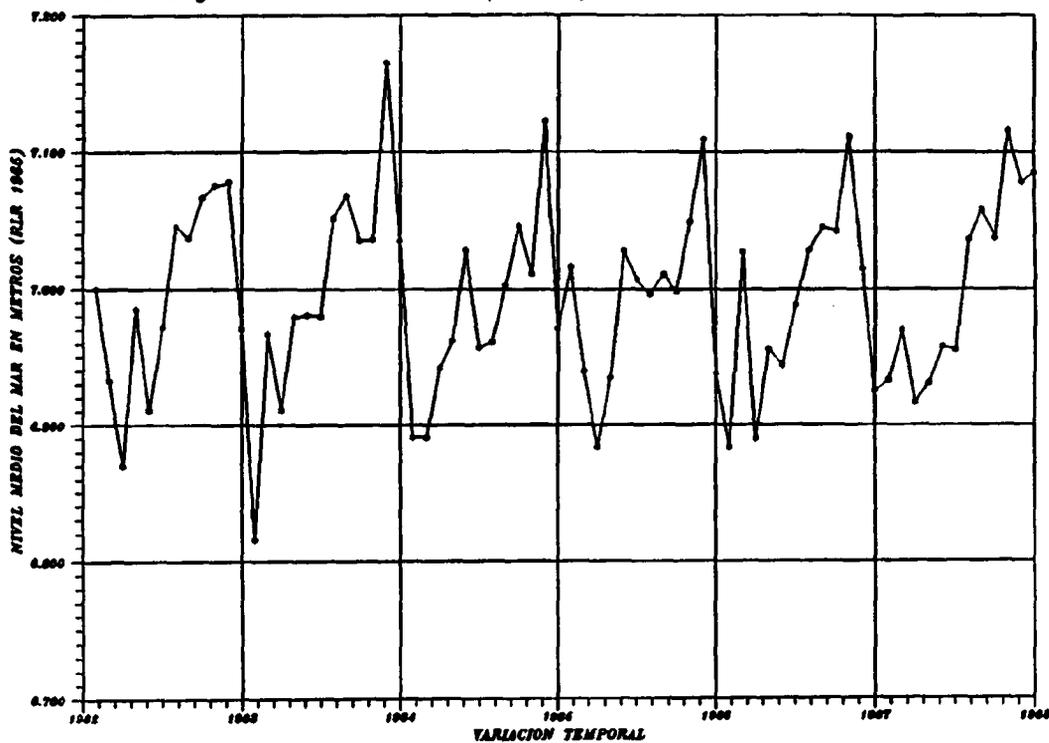
Con objeto de determinar los factores significativos que intervienen en los cambios interanuales e hiperanuales del nivel medio del mar, se ha trabajado en primera instancia con el reciente tramo ascendente ocurrido tras el descenso decimétrico de la década de los años 70. Los datos utilizados corresponden a la serie de alta calidad uniformizada y corregida conforme los criterios del Servicio Permanente para el Nivel del Mar.

La variación de los niveles medios mensuales del mar en la estación Alicante-I durante los años 1982-1987 (Figura V-6) presentan trayectorias periódicas anuales marcadamente asimétricas, con máximos en Octubre-Noviembre, coincidiendo con el otoño y mínimos generalmente al final del invierno.

La máxima amplitud anual en el período considerado se registra a lo largo de 1983 entre los meses de Enero y Noviembre, con unos 35 cm. de desnivel. No obstante, los cambios más drásticos se originan sistemáticamente durante el invierno con diferencias mensuales en los valores que alcanzan los 17 cm. (Noviembre-Diciembre, 1985), lo cual contrasta con los considerados 5-7 cm de variación estacional a nivel global por redistribución de las masas de agua en los océanos (PUGH, 1990).

Un análisis comparativo con los datos procedentes de otras estaciones mareográficas españolas para el mismo intervalo temporal (Figuras V-7 y V-8), denota una gran analogía en las trayectorias de Alicante-I, Cartagena, Almería-I y Cádiz, si bien en la estación de Tenerife se presentan unas oscilaciones estacionales diferentes con máximos del nivel medio en Agosto-Septiembre y amplitudes de menor orden.

MAREOGRAFO ALICANTE I (1982-1987)
VARIACIONES MENSUALES DEL NIVEL MEDIO DEL MAR .DATUM R.L.R. 1965
Area Ingenieria GeoAmbiental (I.T.G.E.). Elaborado con datos I.C.N.



R.L.R.: Referencia local revisada (-10.400 m referido N.P.1)

FIGURA V-6: Trayectorias anuales de los niveles medios mensuales del mar. Obsérvese su marcada periodicidad y los drásticos descensos que se originan sistemáticamente durante el invierno con diferencias mensuales en los valores que alcanzan los 17 cm (noviembre-diciembre 1985). **HERNANDEZ RUIZ** y **AYALA CARCEDO** (1991).

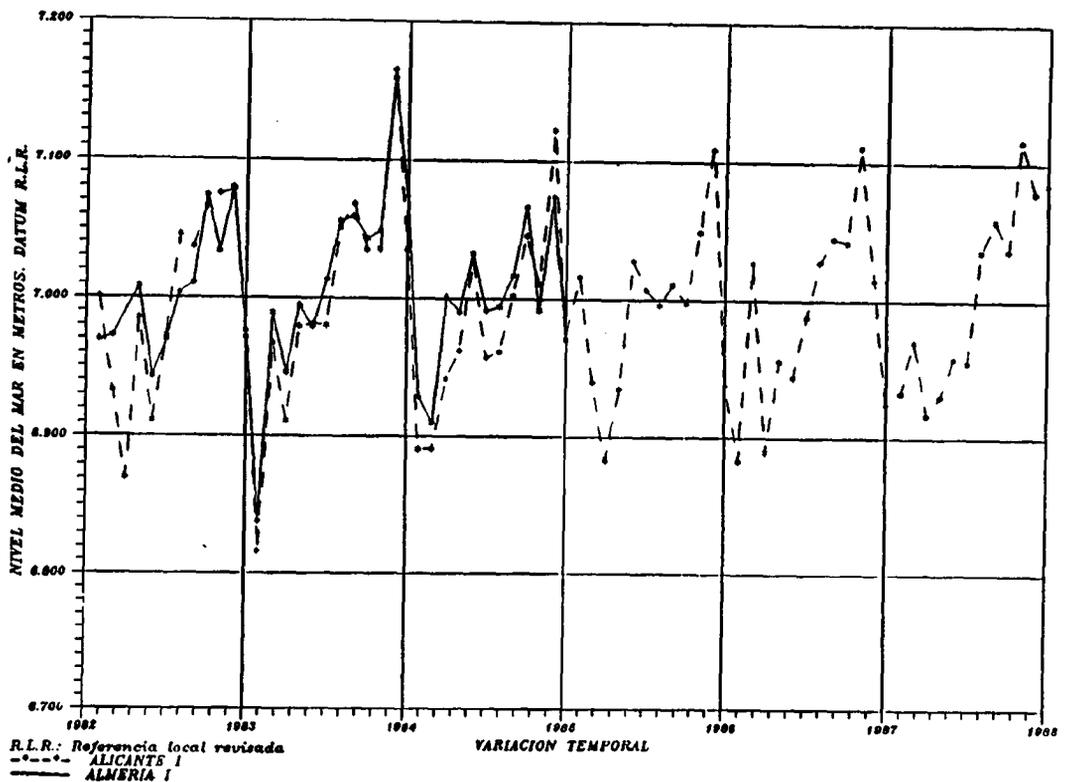
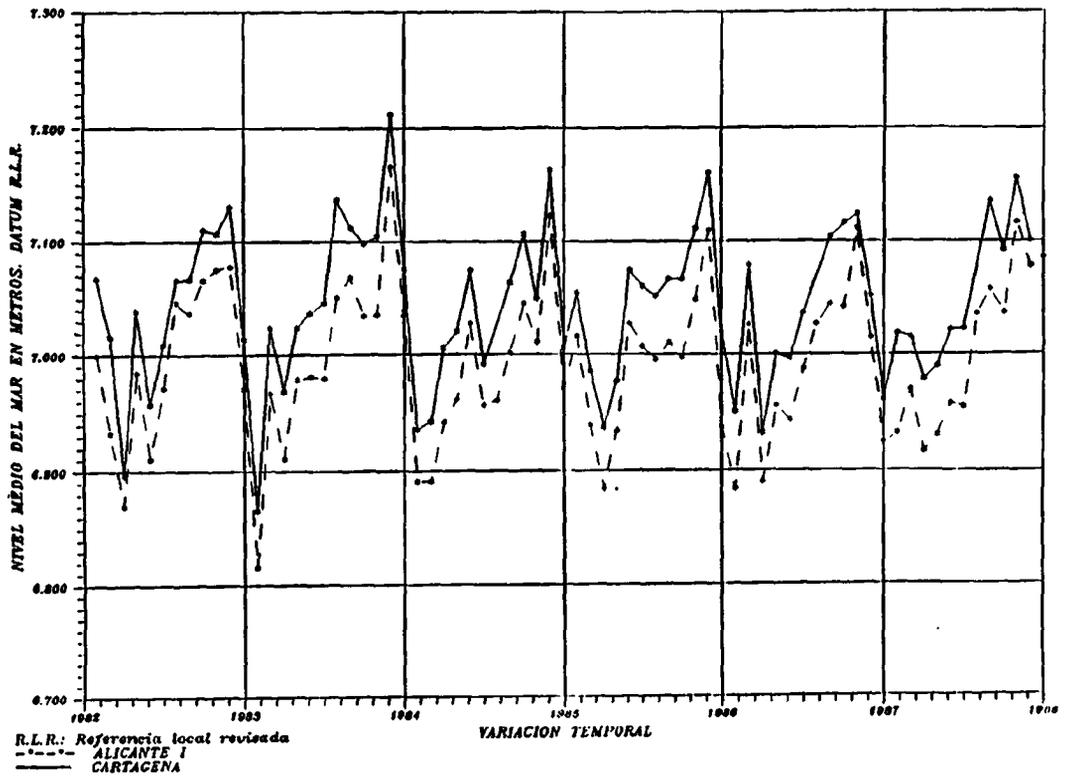


FIGURA V-7 a y b: Variación estacional del nivel medio mensual del mar en la costa Suroriental española. La trayectoria anual es similar en las estaciones Alicante I, Cartagena y Almería I.

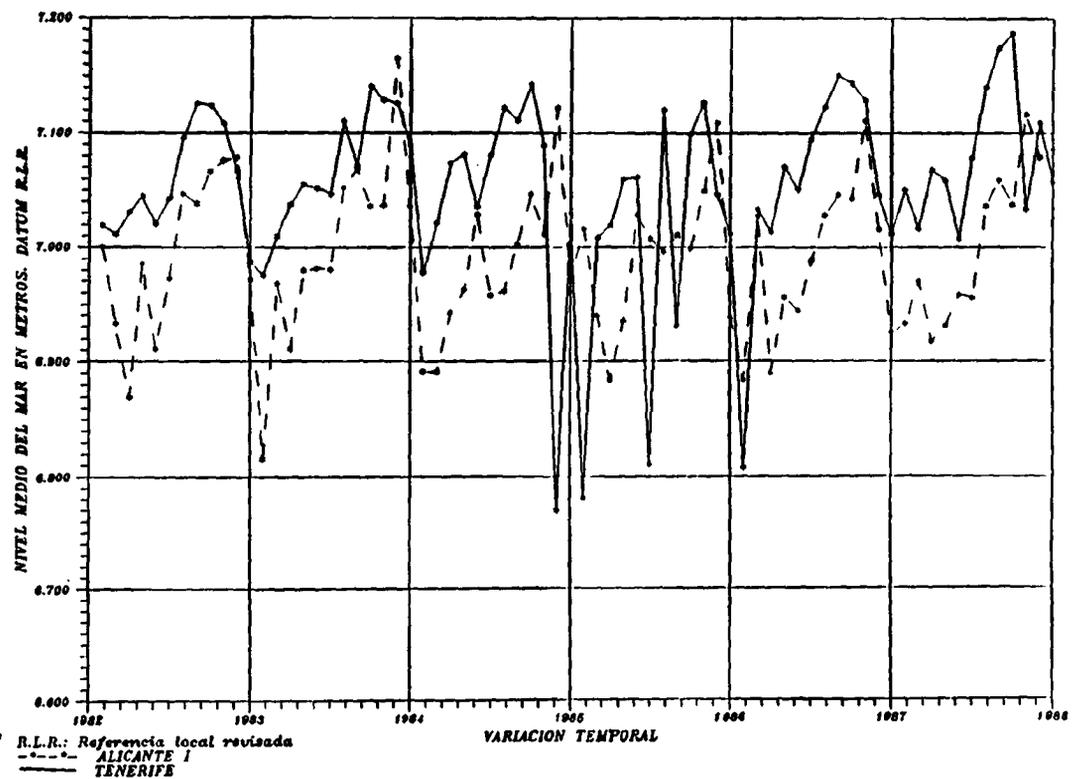
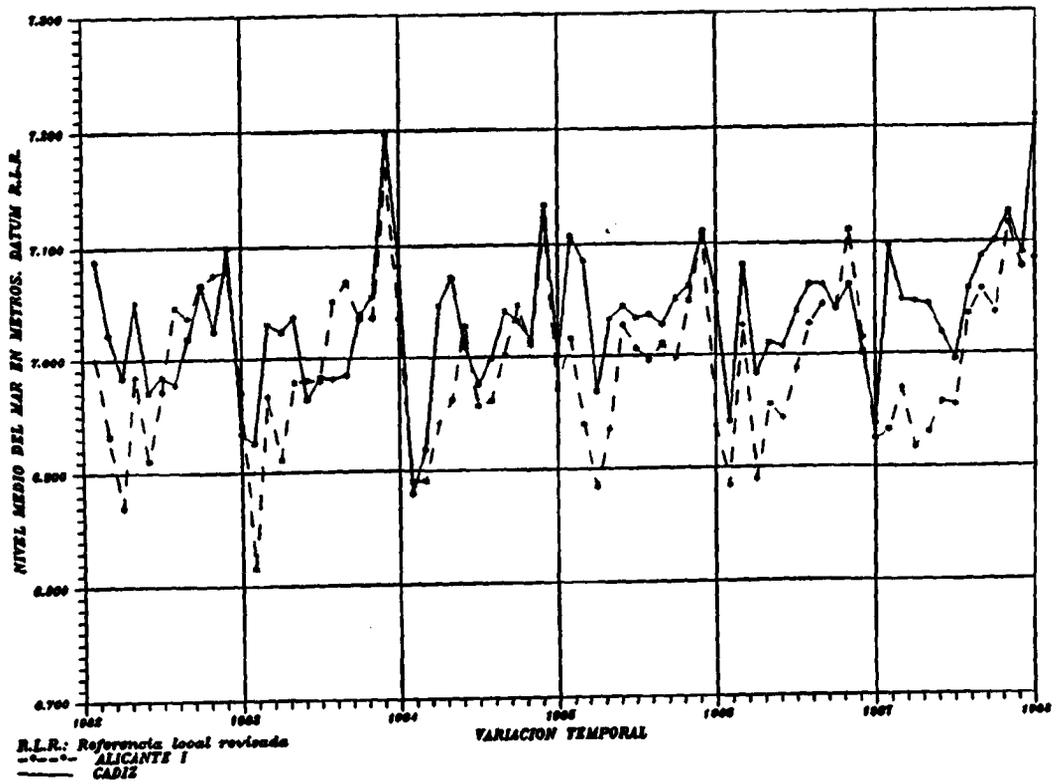


FIGURA V-8 a y b: Comparación entre las variaciones estacionales registradas en Alicante I, frente a las estaciones Atlánticas de Cadiz y Tenerife I. La estación de Cadiz presenta una tendencia anual característica mediterránea, ocasionada por la influencia oceanográfica del Estrecho de Gibraltar.

El tratamiento multitemporal (1952-1983) de la serie de lecturas mareográficas efectuadas en el Puerto de Castellón (QUEREDA SALA y LOPEZ OLIVARES, 1988), indica una tendencia estacional similar a los casos anteriores, reflejando asimismo un marcado descenso del nivel medio del mar durante el invierno.

En el ámbito del Mar Mediterráneo, los datos mensuales procesados por GOLDSMITH y GILBOA (1986), considerando diez estaciones representativas, reflejan que las series de Gibraltar (1961-1983), Alicante (1969-1978) y Trieste (1934-1974) con tendencias anuales similares, contrastan con las obtenidas en el extremo del Mediterráneo Oriental (Ashdod en Israel y Piraievs en Grecia), donde los niveles máximos se alcanzan durante el período estival.

Estas consideraciones sugieren un carácter oceanográfico regional en la evolución anual de los niveles medios mensuales ligado, presumiblemente, a la interacción de los distintos modelos regionales de funcionamiento hidrográfico marino y la dinámica estacional meteorológica.

V.3.2.- La dinámica barométrica, efectos asociados y las variaciones estacionales del nivel medio del mar

La respuesta directa de la superficie del mar a las variaciones de presión atmosférica *sensu stricto*, denominado efecto de inversión barométrica, es inversamente proporcional a la densidad del agua del mar y al valor de aceleración de la gravedad en ese área. Si se adoptan unos valores standard de densidad $\rho = 1.026 \text{ kg.m}^{-3}$ y aceleración $g = 9,80 \text{ m.s}^{-2}$, se obtiene un gradiente $-0,993 \text{ cm/mb}$ para cada incremento de presión atmosférica sobre el mar, relación que se utiliza habitualmente en las tablas de corrección para la oscilación de las mareas.

En la práctica, esta relación no es exacta, debido a la interacción de otros efectos directos e indirectos ligados a las fluctuaciones de presión, como son la deformación originada en la superficie del agua ante la incidencia del viento o la sobreelevación inducida en las áreas de costa.

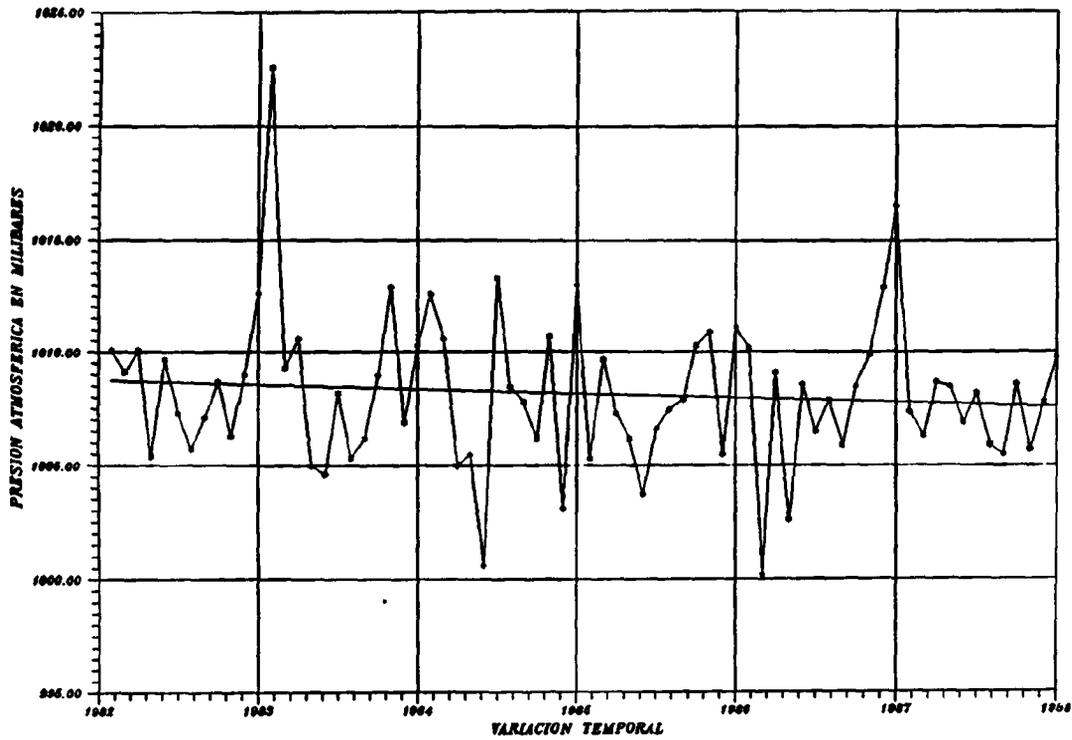
No obstante, y pese el nivel de incertidumbre, es generalmente bien asumido este gradiente para la corrección de los niveles medios mensuales del mar (PUGH, 1987).

Si se relacionan, en el caso de Alicante, los datos del nivel medio mensual del mar y las fluctuaciones de presión atmosférica respecto un nivel de referencia (Figura V-9), se obtiene que para el período temporal 1982-1987 el gradiente es de $-0,85$ cm/mb. Otros autores evalúan este efecto encontrando valores que oscilan entre $-1,27$ cm/mb (Newlyn, Canal de la Mancha) a $-0,04$ cm/mb (Southend, Mar del Norte), ligando estas susceptibles diferencias respecto al valor teórico al efecto adicional del viento, bien correlacionado con la presión atmosférica (PUGH, 1987).

Por otra parte, las variaciones de presión atmosférica en el dominio de la alta frecuencia, influye en fenómenos como las secas y resacas. Estas oscilaciones presentan generalmente magnitudes decimétricas, si bien en Ciudadela (Menorca) y con carácter excepcional, se han alcanzado amplitudes de 2-3 metros con períodos de resonancia entre 5-10 minutos, los cuales han originado importantes daños en la costa (RAMIS y JANSÁ, 1990). No obstante, es en el dominio de las bajas frecuencias donde la contribución de la presión atmosférica a la varianza del sistema es especialmente importante, caso del Mar Menor, donde el intercambio de aguas con el Mediterráneo para períodos superiores a las 54 horas, es forzado por la diferencia de potencial existente entre ambas masas de agua (AREVALO, 1988). Asimismo, a mesoescala, las variaciones subinerciales del flujo marino entre Atlántico y Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar, con períodos desde algunos días a meses, son principalmente controladas por las fluctuaciones de presión atmosférica existentes en el Mediterráneo (CANDELA, et al, 1989; CANDELA et al, 1990).

FIGURA V-9

VARIACION DE LA PRESION ATMOSFERICA EN ALICANTE (1982-1987).
Area de Ingenieria GeoAmbiental (I.T.G.E.). Elaborado con datos del I.N.M.



En el caso objeto de estudio, la corrección por el efecto de inversión barométrica en los valores del nivel medio mensual del mar en Alicante (1982-1987), considerando el gradiente $-0,85 \text{ cm/mb}$, indica la importancia de este factor atmosférico en el ajuste de las trayectorias (Figura V-10). Sin embargo, el mantenimiento de la tendencia anual sugiere la interacción de otros factores dinámicos con cobertura extensiva que justifiquen la semejanza regional existente a escala sinóptica de estos cambios estacionales marinos.

V.3.3.- Aspectos climáticos en los cambios estacionales del nivel medio

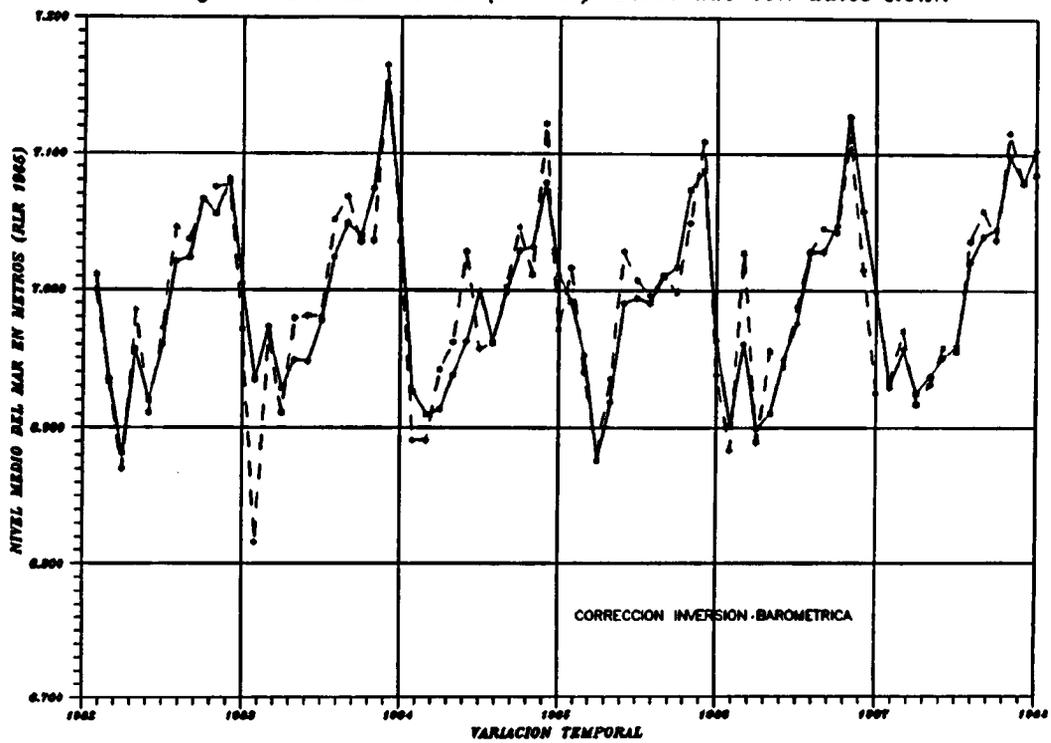
La temperatura del aire a nivel estacional (Figura V-11), presenta generalmente un máximo muy marcado durante los meses estivales (Julio-Agosto). De forma similar, la temperatura superficial del agua en el Mediterráneo Occidental obtenida integrando medidas *in situ* e información procedente de satélite (LÓPEZ GARCÍA, 1991) refleja una amplitud térmica semejante a la atmosférica, si bien el máximo se encuentra desplazado a los meses de Agosto-Septiembre, lo cual no coincide con los valores más altos que de forma anual se presentan en el nivel marino (Octubre-Noviembre).

En el Mar Mediterráneo la evaporación excede a la precipitación y la descarga fluvial con un balance deficitario anual de orden métrico. Las mayores tasas de evaporación están motivadas principalmente cuando la temperatura de la superficie del mar es más alta que la del aire y la incidencia del viento es significativa, favoreciéndose el transporte del vapor de agua y el intercambio energético atmósfera-océano.

LÓPEZ JURADO (1983) evalúa la evaporación media mensual en el Mar Balear en base a las series climáticas existentes calculando la tasa de evaporación en varias estaciones, entre ellas Alicante. Los mayores valores de evaporación no se producen exclusivamente coincidiendo con el máximo térmico estival ya que la velocidad del viento es moderada y la humedad del aire es alta (LÓPEZ GARCÍA, 1991), sino a finales del verano y durante el otoño e invierno. Por otra parte, las evaporaciones más bajas presentan un mínimo bien marcado a nivel regional en Abril y Mayo.

FIGURA V-10

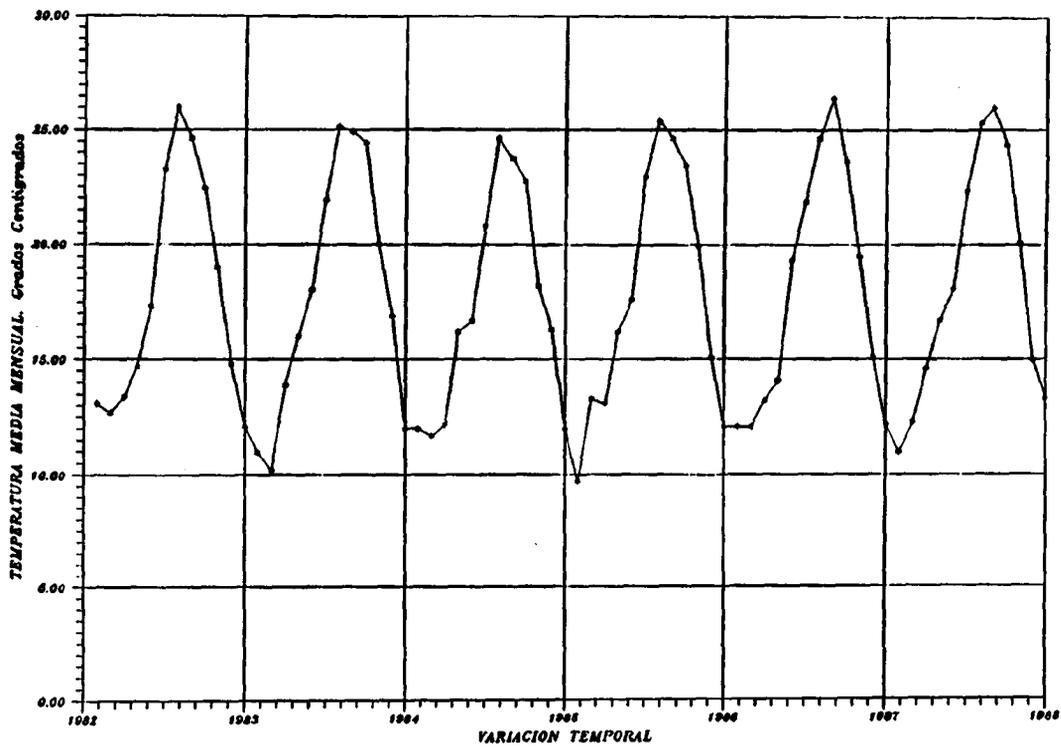
MAREOGRAFO ALICANTE 1 (1982-1987)
VARIACIONES MENSUALES DEL NIVEL MEDIO DEL MAR DATUM R.L.R. 1965
Area Ingenieria GeoAmbiental (I.T.C.E.). Elaborado con datos I.C.N.



R.L.R.: Referencia local revisada (-10.600 m referido N.P.1)

FIGURA V-11

VARIACION MENSUAL DE LA TEMPERATURA MEDIA DEL AIRE. ALICANTE (1982-1987)
Area Ingenieria GeoAmbiental (I.T.G.E.). Elaborado con datos del I.N.M.



Si se efectúa un simplificado balance entre precipitación y evaporación del agua del mar para el caso de Alicante (Figura V-12), los mayores déficits se sitúan en los meses de Julio y Agosto, mientras que durante los meses de Octubre-Noviembre (valores máximos del nivel del mar) la magnitud del balance es semejante al período Diciembre-Marzo, meses durante los cuales se originan anualmente drásticos descensos marinos.

Algunos autores atribuyen un importante papel en estas variaciones estacionales a los efectos del viento. En el caso de Alicante GOLDSMITH y GILBOA (1986), consideran la coincidencia del predominio de vientos fríos y secos procedentes de tierra durante el invierno con el descenso del nivel marino, y viceversa, durante los meses de ascenso.

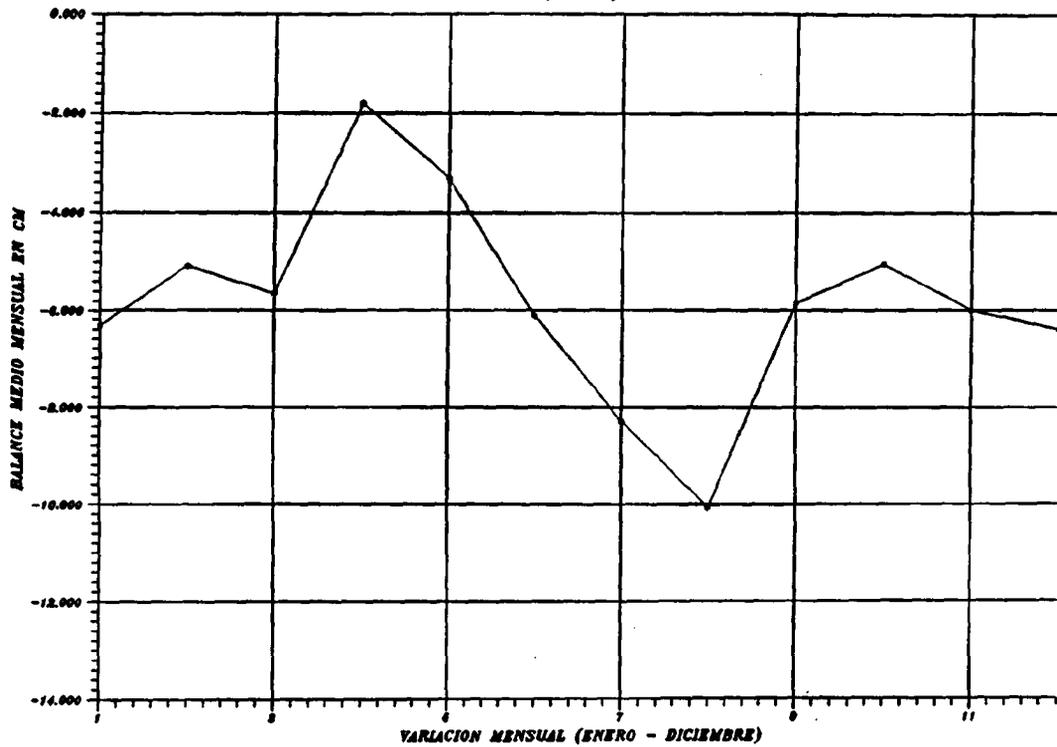
La acción del viento puede ocasionar la aparición de corrientes inducidas en el agua que debido al efecto de Coriolis se configuran generalmente conforme la espiral de Eckman. El efecto del viento en profundidad a veces condiciona o perturba los flujos generales (HANG *et al*, 1983), además de contribuir a los fenómenos de afloramiento de aguas frías y a los procesos de mezcla de las aguas superficiales marinas con los niveles profundos (STOWE, 1987).

En este sentido, eventos meteorológicos como las tormentas, temporales, vientos huracanados, etc., pueden originar fluctuaciones o cambios en la interface existente entre las aguas superficiales y las aguas densas profundas.

En el ámbito del Estrecho de Gibraltar se ha sugerido que la fuerza del viento local tiene una destacada influencia en la circulación, ocasionando alteraciones en la media mensual del flujo entre Atlántico y Mediterráneo (GIL FERNANDEZ, 1985 b; GARRET *et al*, 1989).

FIGURA V-12

BALANCE ANUAL PRECIPITACION - EVAPORACION MARINA EN ALICANTE.
Elaborado con datos de LOPEZ JURADO (1983) e Instituto Nacional de Meteorologia



V.3.4.- El flujo de intercambio en el estrecho de Gibraltar, la termoclina estacional y la formación de aguas profundas

Desde un punto de vista oceanográfico, las distintas masas o tipos de agua se caracterizan fundamentalmente por su temperatura y salinidad, presentando una compleja distribución espacio-temporal.

El rasgo fisiográfico más significativo en el Mar Mediterráneo por su transcendencia en la circulación general y en las características hidrográficas, es el Estrecho de Gibraltar.

La interface existente entre las denominadas aguas de procedencia atlántica que entran en el dominio Mediterráneo y el flujo de salida profundo de aguas más densas, es considerado clásicamente por distintos autores la superficie isohalina del 37,5‰, la cual presenta variaciones significativas estacionalmente (BORMANS *et al*, 1986; CANDELA *et al*, 1989; GARRET *et al*, 1989 GIL FERNANDEZ, 1985 a-b y 1988).

El volumen de transporte de intercambio subinercial en el Estrecho de Gibraltar, está bien correlacionado con las fluctuaciones de presión atmosférica sobre el Mediterráneo, siendo el 84% de la varianza observada de índole barotrópica (CANDELA *et al*, 1989). Por otra parte, a nivel estacional e interanual los mismos autores sugieren que las variaciones en el flujo son principalmente baroclínicas, al presentarse en estos períodos temporales gradientes en las superficies isotermas e isohalinas que intersectan las superficies isobáricas de profundidad, si bien su mecanismo está sujeto a debate.

El fenómeno oceanográfico con mayor transcendencia en el Mediterráneo es la formación de las denominadas aguas profundas o de invierno, con densidades especialmente altas que superan los 1.029 kg.m⁻³. Asimismo este hecho a escala global solamente es conocido en el Atlántico Norte (Sur de Groenlandia), Artico y en el dominio circumpolar Antártico, siendo el responsable de la renovación de las aguas profundas con una notable importancia en los grandes ciclos ambientales del planeta.

En el Mar Mediterráneo el desarrollo de la termoclina estacional se relaciona por una parte con un aumento en la entrada de aguas superficiales de procedencia Atlántica a través del Estrecho respecto la época invernal, y por otra, con un susceptible efecto barrera temporal a nivel dinámico (ondas internas, flujos, movimientos convectivos, etc) marcado por el contraste de densidades existentes con las aguas profundas.

La enorme capacidad calorífica del mar presumiblemente permite una cierta estabilidad de la termoclina en las zonas profundas, pese al descenso climático de las temperaturas durante los meses de septiembre y octubre respecto al máximo estival. Sin embargo, el enfriamiento de las aguas más superficiales unido a las perturbaciones en la circulación e interface inducidas por la mayor influencia de fuertes vientos en este período del año, favorecen los movimientos convectivos verticales de transferencia de energía calorífica, dando lugar durante el invierno a una susceptible homogeneización térmica del agua con el consiguiente aumento relativo de la densidad en los niveles superiores (BORMANS et al, 1986).

El perceptible cambio isostático del nivel medio del mar se puede relacionar con la variabilidad en el contraste de densidades existente entre las aguas. Este fenómeno está asociado estacionalmente, en el caso del Mediterráneo Occidental, a la formación de aguas profundas durante el invierno y a la entrada de aguas atlánticas a través del Estrecho unido al desarrollo de la termoclina en primavera-verano y fluctuaciones de presión atmosférica. Esto supone una primera aproximación a un complejo modelo de comportamiento que ayuda a entender los cambios estacionales observados del nivel medio del mar en nuestras costas mediterráneas.

..

VI.- CARACTERISTICAS DEL MODELO DE FUNCIONAMIENTO

VI.1.- EL GEOIDE Y LA FUSION DE LOS HIELOS

VI.1.1.- Estado de la cuestión

Las fluctuaciones actuales del nivel medio del mar son consecuencia del efecto sinérgico de un conjunto de factores naturales y antrópicos que interaccionan directa o indirectamente con los grandes ciclos del planeta.

Conforme los conceptos precisados en el Capítulo II, el nivel medio del mar se encuentra próximo a la superficie equipotencial gravitatoria del geoide ($W_0 = 6.2637 \times 10^{11} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$). Una disminución del volumen de hielo existente en la geosfera puede originar un aumento de la masa en mares y océanos que contribuye al desplazamiento progresivo de la superficie del geoide en sentido contrario a la fuerza de atracción de la gravedad.

Los grandes volúmenes de agua en estado sólido actuales se encuentran en los casquetes polares Artico y Antártico; casquetes de latitudes altas: Groenlandia y Norte de Alaska, Canadá, Escandinavia y Siberia; glaciares de montaña y de altas-medias latitudes; y finalmente en el permafrost (suelos helados).

Conversaciones mantenidas por el autor con D. Adolfo ERASO, geólogo especialista en hidrogeología y glaciología que ha participado en múltiples expediciones científicas a los dominios polares en la última década, sugieren la existencia de significativos retrocesos actuales en los casquetes que bien pudieran ser generalizados.

Por otra parte, científicos de la antigua Academia de Ciencias de la URSS con motivo del *I^{er} Symposium Internacional de Cavidades Glaciares y Karst en Regiones Polares* celebrado en Madrid (Octubre 1990), expusieron la realización actual de estudios de seguimiento sobre el retroceso del permafrost que alarmantemente se había incrementado en los últimos tiempos. Este fenómeno puede aportar importantes volúmenes de agua al mar

hasta ahora no evaluados, siendo además áreas muy vulnerables a pequeños cambios climáticos.

Asimismo, en dicho symposium se destacó la participación española en coordinar futuras investigaciones sobre el desarrollo del karst en hielo.

El americano Mark F. MEIER (1984), excluyendo Groenlandia y la Antártida, realiza un estudio sobre la evolución observada entre 1900 y 1961 en los volúmenes de los glaciares. Con ayuda de modelos de balance hidrometeorológicos evalúa la transferencia de agua a los océanos procedente de la *ablación*, sugiriéndose un efecto de ascenso en el nivel medio global de 0,05 m por siglo, casi la tercera parte considerada por otros autores para el ascenso total en esta centuria a partir de datos mareográficos.

El *United States Department of Energy* (1985 en PUGH, 1990), considera que la contribución de los casquetes y glaciares al ascenso del nivel medio para el año 2100 es de orden similar (30 cm máximo), que el efecto de la fusión parcial de la Antártida o Groenlandia.

El posible deshielo del Artico sorprende que se considere poco significativo en este sentido por los científicos, justificándose por su emplazamiento en un mar somero. Realmente, el Casquete Polar Artico es un área muy vulnerable a los cambios térmicos cuya parcial desaparición constituiría un desastre ambiental terrestre de primera magnitud con efectos climáticos y ecológicos poco predecibles que pueden alterar drásticamente el nivel medio marino.

VI.1.2.- El deshielo parcial en los casquetes glaciares y la subida del nivel medio del mar

Los volúmenes de agua procedente del deshielo en los casquetes tienen una gran densidad motivado por sus bajas temperaturas, pese a que su salinidad es también anormalmente baja (Figura VI-1).

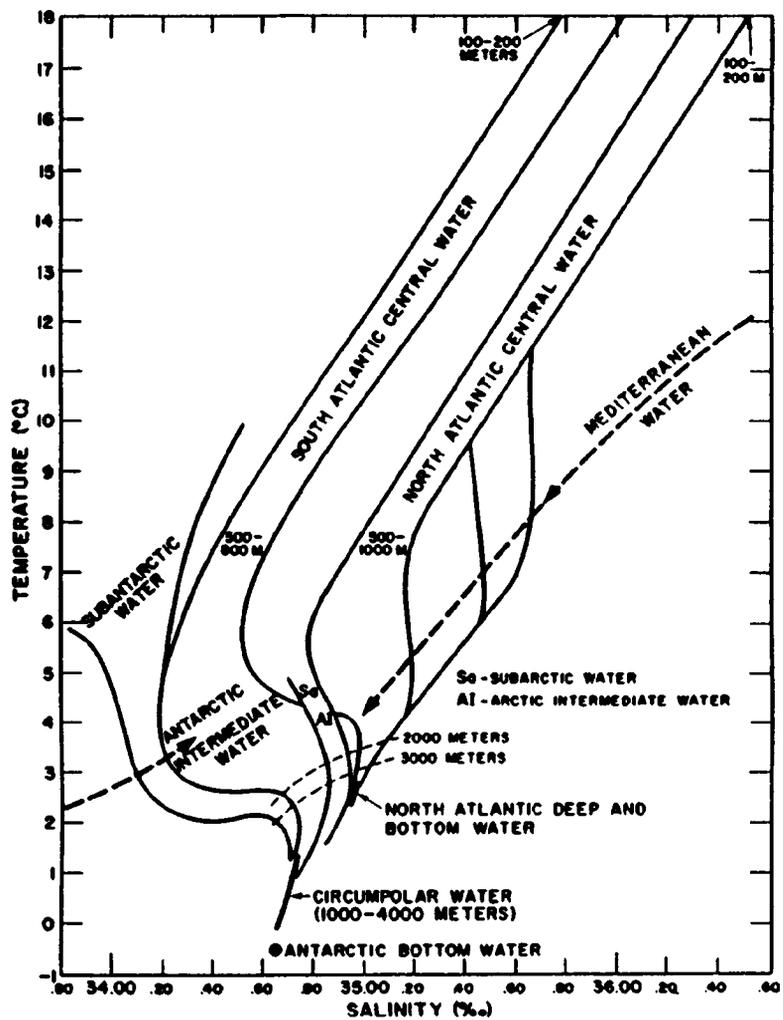


FIGURA VI-1: Diagrama general de temperatura-salinidad para las distintas masas de aguas existentes en el Océano Atlántico. Apréciase la trayectoria de las aguas del Mediterráneo posteriormente a su salida del Estrecho de Gibraltar (Sverdrup *et al*, 1970 en KENNISH 1989).

Con objeto de comprender las presumibles consecuencias de una acelerada incorporación de estos volúmenes de agua al océano es necesario realizar unas consideraciones acerca del modelo oceanográfico, tomando como ejemplo, nuestro océano más próximo, el Atlántico.

En los dominios polares y latitudes altas del Atlántico se originan consecuencia de la fusión del hielo y otros mecanismos oceanográficos (formación de aguas profundas, etc.) las siguientes masas de agua (Figura VI-2):

- Aguas Antárticas de Fondo (AAB)
- Aguas Circumpolares Antárticas (AACP)
- Aguas Antárticas Intermedias (AAI)
- Aguas Profundas del Atlántico Norte (NADB).

En un modelo simple, la alta densidad de estas aguas y su distribución confiere su permanencia bajo las denominadas aguas superficiales en latitudes bajas y medias.

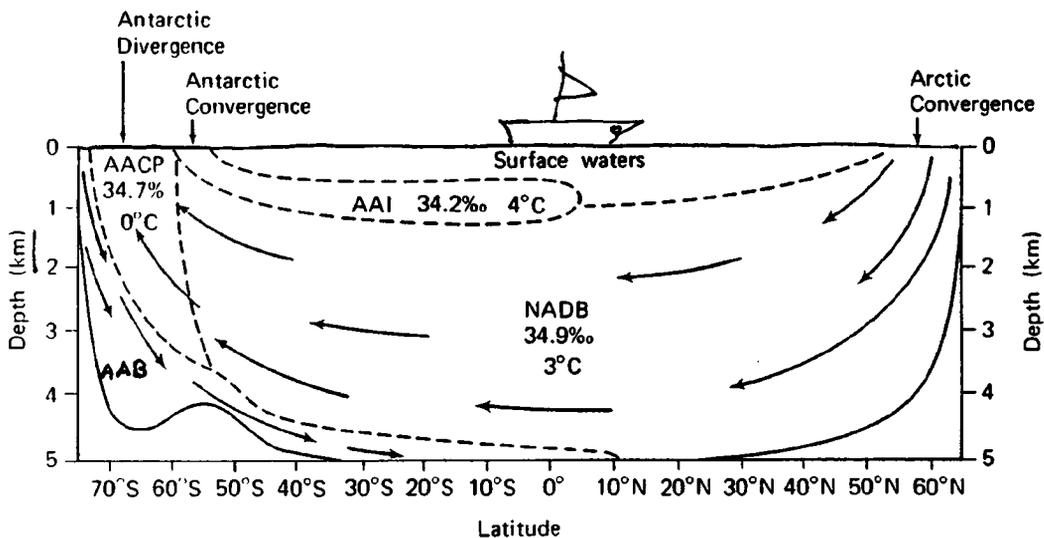


FIGURA VI-2: Sección idealizada del Atlántico entre la Antártida y Groenlandia con localización de las distintas masas de agua (STOWE, 1987).

Es conocido que las aguas profundas mantienen intercambios energéticos con las superficiales, generalmente por procesos convectivos. Aún suponiendo la inexistencia de este proceso energético, el nivel del agua fría ascendería a razón de dos a tres metros por año en las áreas ecuatoriales, lo cual se considera aproximado a la realidad (WHITEHEAD, 1989).

En definitiva, desconocemos cual es el efecto principal ante un aumento acelerado en la masa de las aguas frías y su repercusión en el nivel medio del mar. De hecho desde hace unos años a esta parte se está desarrollando el Experimento de Circulación Global de los Océanos, donde participa el Instituto Español de Oceanografía, que ayudará a comprender la compleja dinámica existente.

Las hipótesis para los próximos decenios comienzan a admitir ante un calentamiento global, la posible existencia de una bajada, al menos en algunas áreas, dado el complejo mecanismo de retroalimentación existente. Esto se justificaría por contracción térmica ante un enfriamiento de las aguas superiores (0-1 km en el Atlántico) ligado al aumento en la masa de las aguas frías profundas.

Sin embargo, THOMAS calcula que la contribución al ascenso del nivel medio de la Antártida, Groenlandia, y pequeños glaciares, puede llegar a ser el doble del efecto de expansión térmica (Figura VI-3).

Con todo esto quiero dejar claro que aún estamos lejos de precisar cuales son las consecuencias en el nivel medio del mar de un acelerado deshielo para el año 2100, inducido por las emisiones humanas a la atmósfera de gases "invernadero".

La falta de certeza científica no debe dar pié a la ignorancia, sino al reto de encontrar ese equilibrio entre la vulnerabilidad del medio ambiente y las actividades operativas humanas.

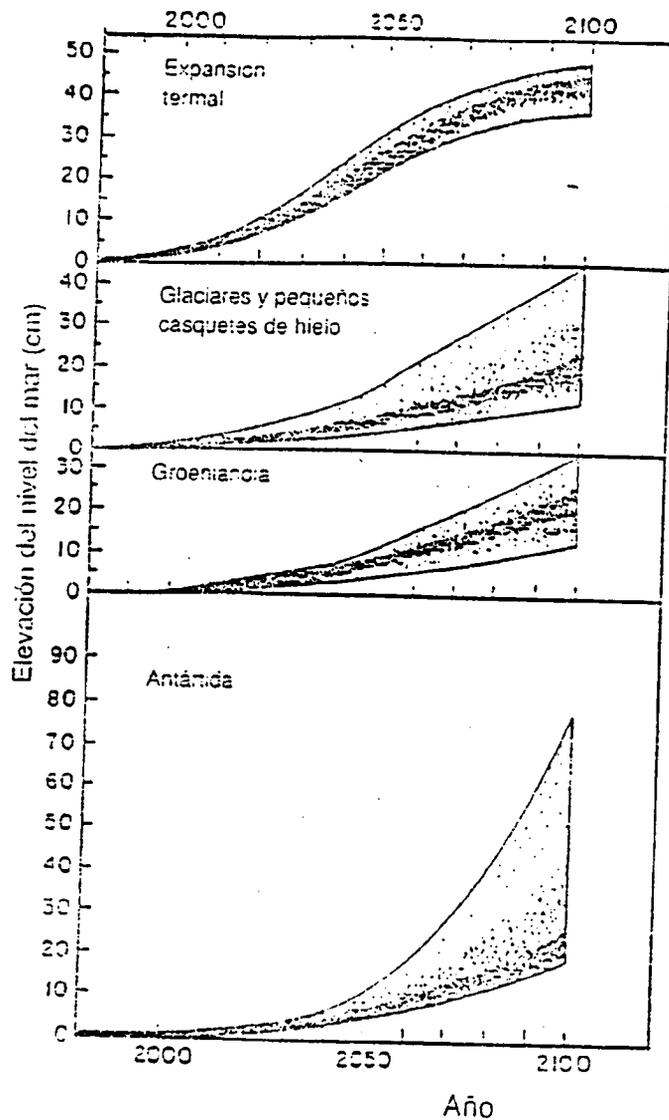


FIGURA VI-3: Contribución de los principales factores a la subida del nivel medio para el siglo XXI. Expresión de la determinación más probable con mayor densidad de puntos (Según THOMAS, 1986, en PUGH, 1990).

VI.2.- LOS FENOMENOS HOLOSTERICOS Y EL NIVEL MEDIO DEL MAR

VI.2.1.- La expansión térmica en los océanos

GORNITZ *et al* (1982), consideran que la expansión térmica en las capas superiores de los océanos por aumento global de la temperatura del aire entre 0.6-0.8 °C, es el responsable principal del ascenso decimétrico marino de la última centuria.

Sin embargo, la contribución de este factor, evaluado por otros autores considerando hipótesis de cambio climático para el siglo XXI, sugiere ser de un orden similar frente a las aportaciones de masa procedentes de las altas latitudes por fusión de hielo, como ya se ha comentado en el apartado anterior (Tabla VI-1).

TABLA VI-1: NRC, 1987

Estudio	Expansión	Glaciares			Total
	Térmica (cm)	Alpinos (cm)	Groenlandia (cm)	Antártida (cm)	
Hoffman et al. (1986)	28-83	12-37	6-27	12-220	57-368
Thomas (1985)	--	--	--	0-220	--
Hoffman et al. (1983)	28-115	b	b	b	56-345
NRC (1983)	--	10-30	10-30	-10 - +10	--
Revelle (1983)*	30	12	12	c	70

Al principio de la presente Tesis, se ha planteado que la singularidad de los datos anómalos y defectuosos en los niveles medios calculados del mar procedentes de las estaciones mareográficas, pueden hacer inviable su utilización en afirmaciones sobre la evolución marina.

En las series utilizadas para establecer el rango de ascenso marino desde la Revolución Industrial (antes no existían mareógrafos de registro automático), hay una desproporción lógica muy acusada entre el escaso número de mareógrafos a finales del siglo XIX - principios del XX, respecto los últimos decenios (Figura VI-4). De esta forma se están balanceando las tendencias seculares con datos antiguos poco contrastados.

La casuística detallada en el Capítulo IV sobre la Estación Mareográfica Alicante I, evidencia en este ejemplo que las series anteriores a la Segunda Guerra Mundial no tengan presumiblemente la fiabilidad requerida en estudios sobre niveles medios.

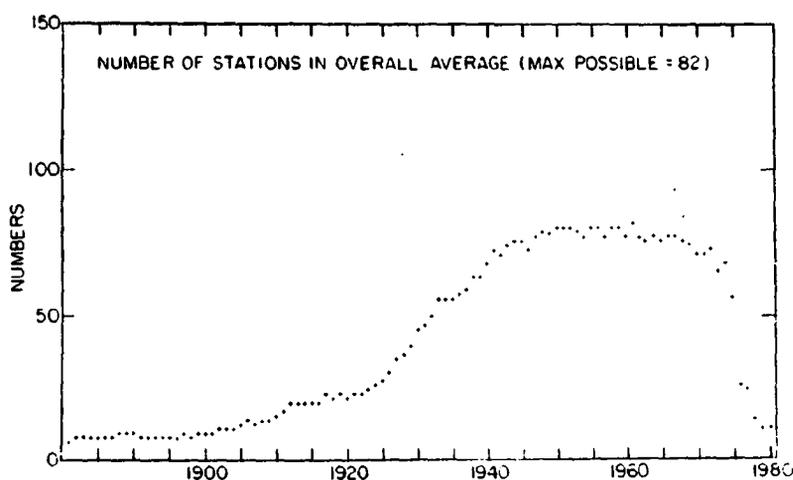


FIGURA VI-4: Número de estaciones mareográficas relacionadas con su período temporal de registro (Reproducido de BARNETT, 1984).

Por otra parte, sorprende en Alicante el descenso decimétrico marino de la década de los años 70, similar en magnitud al supuesto ascenso global en mares y océanos para toda la centuria. Asimismo, el corto desfase temporal de 2-3 años entre la temperatura media anual del aire y su respuesta en el nivel medio del mar (habitualmente se considera en los océanos 11-19 años), sugiere la implicación de un *Modelo Oceanográfico Regional Mediterráneo* que explique esta singular dinámica.

VI.2.2.- Características de la Oceanografía Mediterránea

Al Mar Mediterráneo se le considera con funcionamiento similar a una *gran cubeta de concentración* donde la evaporación excede a las precipitación y a los aportes fluviales con un balance anual negativo de orden métrico. El déficit anual de este simplificado balance hidrográfico se supone compensado por el aporte de masa del Océano Atlántico y Mar Negro manteniendo el *nivel a escala humana constante* (LOPEZ GARCIA, 1991).

Uno de los principales rasgos climatológicos del Mediterráneo son sus marcados contrastes estacionales térmicos y pluviométricos que le aproximan más a un comportamiento de tipo continental que propiamente marino. Los aportes fluviales son significativamente más importantes en las cuencas del Mediterráneo Noroccidental (Figura VI-5), si bien la regulación de los ríos mediante presas ha ocasionado a lo largo de este siglo una gran disminución de estos volúmenes de agua al mar (Figura VI-6).

La observación del transporte de masas de agua a través del Estrecho de Gibraltar, con máximos flujos de entrada procedente del Atlántico desde primavera a otoño y flujos de salida de noviembre a febrero, han sido interpretados en base al balance hidrológico Mediterráneo (HOPKINS, 1987).

El máximo déficit estival originaría que el nivel medio en el Mar Mediterráneo por su alta evaporación sea menor respecto al Océano Atlántico. Esta diferencia de potencial favorecería la entrada de aguas superficiales atlánticas a través del Estrecho que tendería a compensar el desequilibrio gravitatorio.

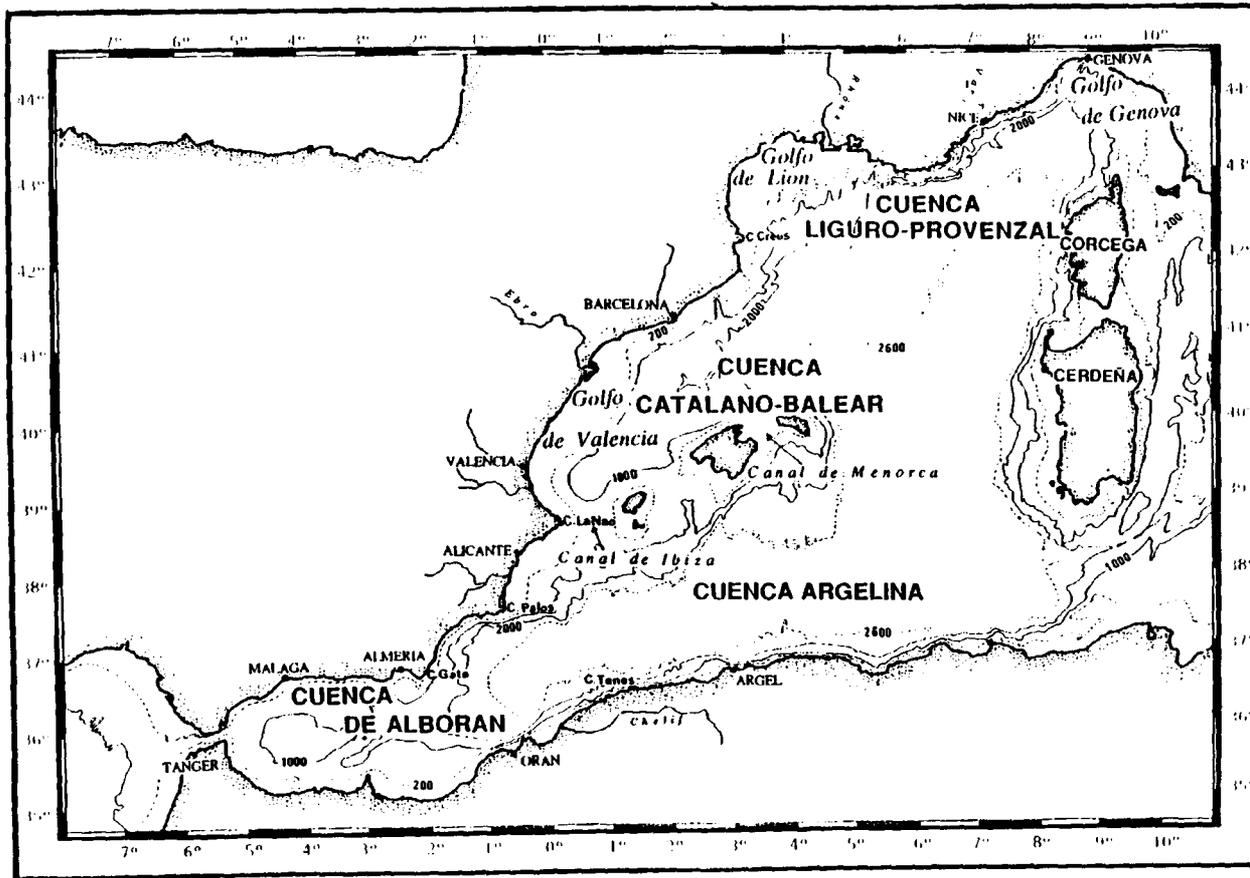


FIGURA VI-5: Mapa fisiográfico del Mediterráneo Occidental (parcial). Reproducido de LOPEZ GARCIA, 1991, reelaborado de STANLEY, 1972.

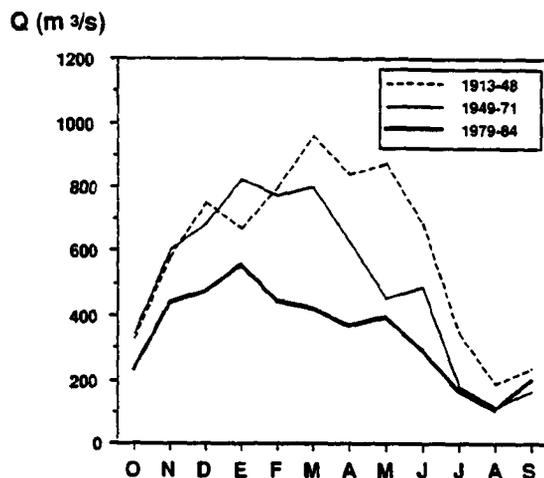


FIGURA VI-6: Variaciones estacionales del caudal en la desembocadura del río Ebro para distintas décadas del siglo XX (Reproducido de LOPEZ GARCIA, 1991)

Este modelo de funcionamiento arraigado en la comunidad científica diverge con las consideraciones realizadas en el Capítulo V sobre la evolución estacional del nivel medio del mar y con trabajos experimentales recientes en el ámbito del Estrecho. Las preguntas que surgen son:

- ¿Existe una diferencia estacional entre el nivel medio del Atlántico y del Mediterráneo en el ámbito del Estrecho de Gibraltar?

GARRETT *et al* (1990) publican en la revista *Nature* una carta donde exponen un gráfico con la variación estacional de la supuesta pendiente entre Atlántico y Mediterráneo en base a los datos mareográficos de Cádiz y Málaga (Enero 1982-Diciembre 1987).

Sorprende que la magnitud periódica de estos cambios (unos 12 cm de media) y la tendencia anual de la curva (Figura VI-7) se asemeje a las trayectorias registradas en las estaciones mareográficas de Alicante,

Cartagena, Almería y Cádiz, considerando el mismo período temporal (veáanse Figuras V-5 y V-6).

Por otra parte, si se realiza una simple diferencia de los niveles medios mensuales entre cualquiera de las estaciones de Alicante, Cartagena o Almería con Cádiz se obtendría casi una recta dado que estas oscilaciones presumiblemente se encuentran en fase tal y como se puede apreciar en las figuras antes señaladas. Efectos barométricos, ondas gravitacionales sísmicas (tsunamis, Figura VI-8), ondas internas o efectos dinámicos como alteraciones en los giros o afloramientos de aguas frías pueden ser los responsables principales de anómalas desviaciones en las tendencias periódicas anuales del nivel medio.

Respecto a la gráfica presentada por GARRETT y otros, consideramos que la falta de coherencia con nuestras curvas puede venir dada porque uno de los dos mareógrafos (o los dos) no está registrando el nivel medio regional ya sea por la influencia del giro ciclónico de entrada de aguas atlánticas u otros efectos locales: oscilaciones barométricas en las dársenas, mala comunicación del mareógrafo con el mar, etc.

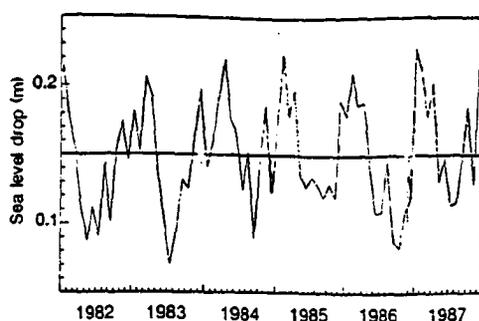


FIGURA VI-7: Variación estacional entre los niveles medios mareográficos de Cádiz y Málaga (Reproducido de GARRETT *et al*, 1990).

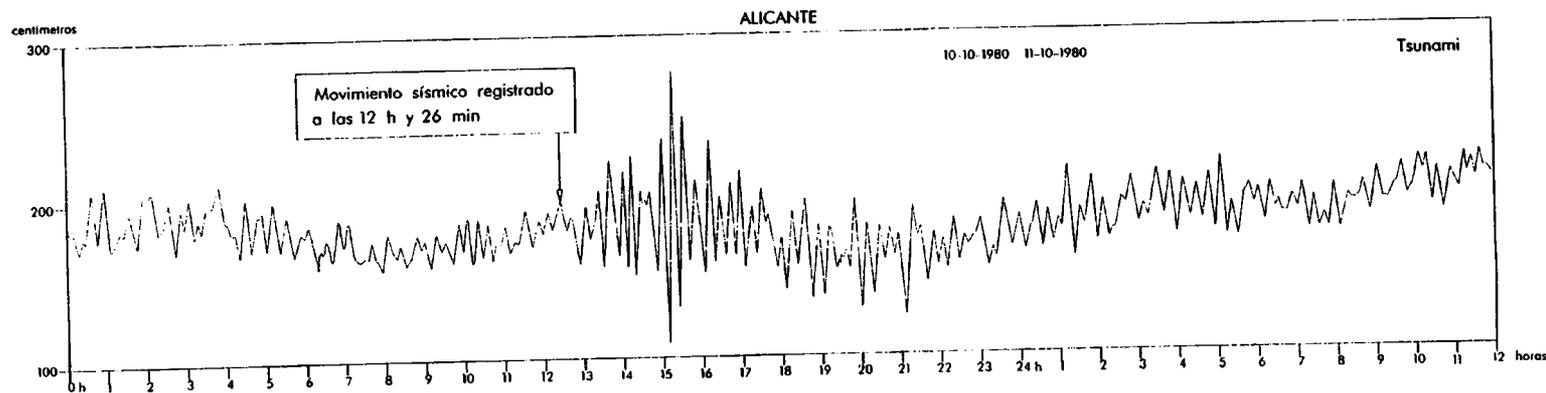


FIGURA VI-8: Mareógrafo de Alicante. Oscilaciones del nivel del mar consecuencia de un microtsunami originado por el terremoto de Argel el 10/10/1980. La amplitud máxima no supera los 20 cm. (Reproducido de IGN, 1991).

- ¿Es verdad que los niveles medios más bajos en el Mediterráneo se dan durante el período estival?

No, en nuestro caso los niveles estacionales mínimos se originan sistemáticamente a finales del invierno relacionados con el fenómeno de formación de aguas profundas y los máximos durante el otoño. En algunos mareógrafos del Mediterráneo Oriental se registran incluso los niveles medios máximos durante el período estival.

- ¿Cuál es entonces el factor principal que regula el flujo de intercambio en el Estrecho de Gibraltar?

Investigaciones recientes realizadas por científicos americanos y canadienses en el Estrecho indican que el transporte subinercial entre Atlántico y Mediterráneo está regulado en un 84% por las fluctuaciones de presión atmosférica (CANDELA *et al*, 1989), si bien su mecanismo está sujeto a debate (Figura VI-9a y b).

Nota: Los flujos subinerciales (no influenciados por las mareas astronómicas) tienen periodos desde algunos días a meses.

- ¿Existe realmente un desnivel entre Atlántico y Mediterráneo?

La superficie equipotencial del geoide presenta diferencias significativas respecto el elipsoide terrestre tal y como se ha presentado en el capítulo II. En el Atlántico Norte (Sur de Groenlandia, existe un máximo de +65 m por exceso de masa terrestre que desciende suavemente hasta la isolínea +30 al Sur de Turquía en el Mediterráneo Oriental.

Si dos puntos se encuentran en el geoide al nivel del mar, su diferencia de altura ortométrica debe de ser cero si se han corregido por el efecto dinámico de la gravedad (considerando la correspondiente a una latitud de 45° respecto el elipsoide) y la corrección dinámica vertical (gradiente del valor de la gravedad en la altura).

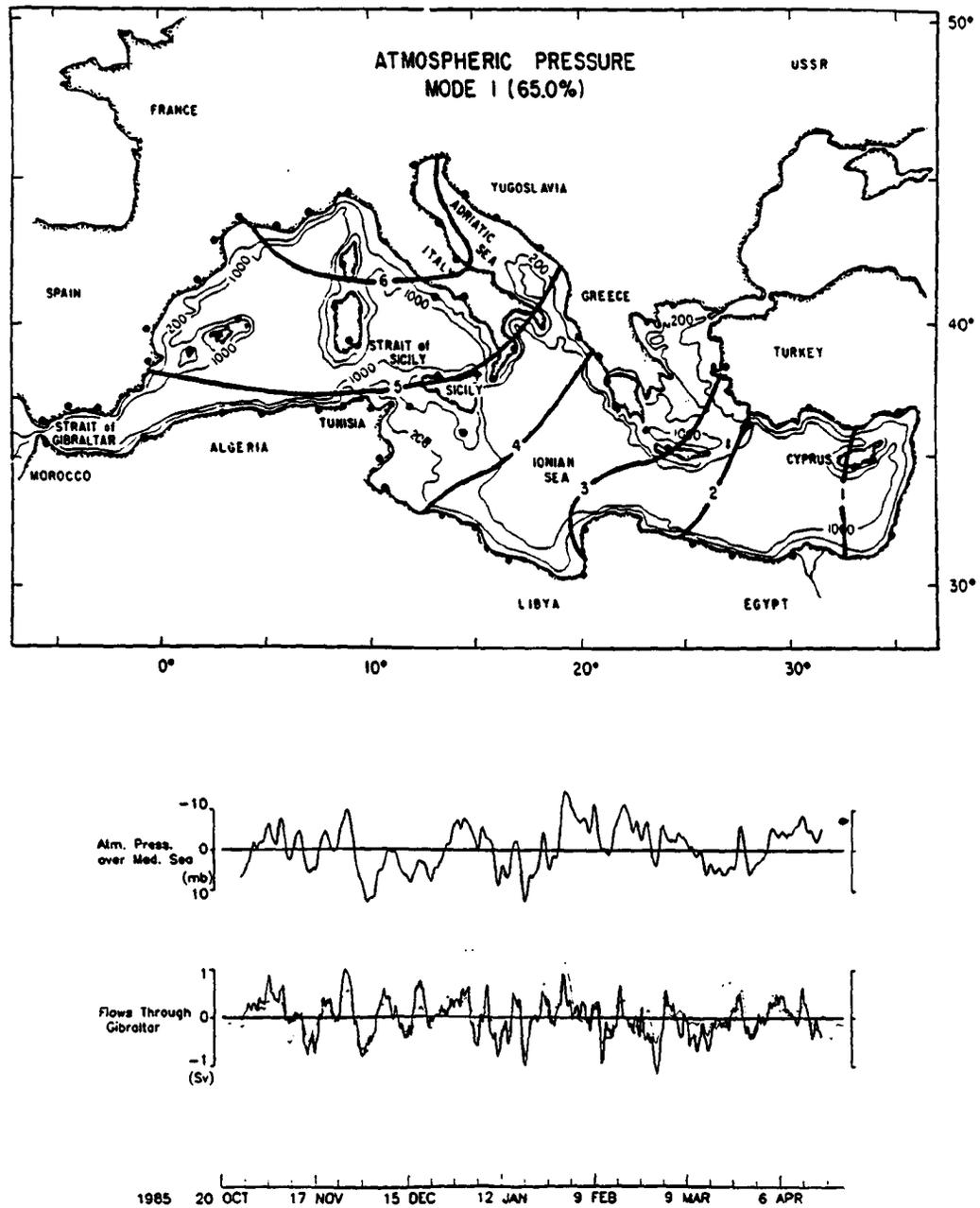


FIGURA VI-9a y b: Sectorización del Mediterráneo en función de las fluctuaciones de presión atmosférica (pesos espaciales en mb). (b) Relación con el flujo en el Estrecho de Gibraltar (CANDELA *et al*, 1989).

Otro concepto diferente es el de altura geopotencial que si bien nos referimos al geoide (W_0) en la línea de costa, puede coincidir con la ortométrica ($h=0$), en el dominio emergido existen intersecciones entre ambas motivado porque la superficie terrestre presenta importantes anomalías gravitatorias. Los geodestas han constatado a partir del análisis de la Red Europea Unificada de Nivelación, la existencia de un desnivel de 25 a 30 cm entre Atlántico y Mediterráneo "*effectue entre la region de Lisbonne et Malaga* (LEVALLOIS y MAILLARD, 1970). Este efecto parece estar bien correlacionado con cambios en el espesor y densidad de las aguas superficiales y la presión atmosférica (LACOMBE, 1959; ROSSITER, 1967).

La baja densidad de las aguas atlánticas superficiales y espesor (800-1000 m) originan por compensación gravitatoria una altura del nivel medio superior que en los dominios de las aguas superficiales mediterráneas con mayor salinidad y profundidades que no superan los 350 m.

Esta diferencia relativa de nivel entre Atlántico y Mediterráneo evoluciona estacionalmente e hiperanualmente pero no tenemos datos fidedignos que evalúen estos extremos. El Estrecho de Gibraltar no parece ser exclusivamente el área donde se encuentra gradiente entre ambos dominios.

VI.2.3.- Los cambios holostéricos y las variaciones estacionales en el nivel medio del mar

Las variaciones de salinidad y temperatura del agua, para una determinada presión, originan susceptibles cambios en el volumen específico (masa constante).

TABATA et al, (1986) consideran que los incrementos del nivel medio del mar holostéricos Z_x motivados por los cambios de volumen específico en un rango de presiones ($p-p_0$), es aproximadamente similar a la suma de la componente termostérica Z_1 y halostérica Z_2 .

La formulación matemática propuesta es la siguiente:

..

$$Z_x = 1/g \int_{P_0}^P \left\langle \frac{\delta x}{\delta t} \right\rangle \Delta T dp + 1/g \int_{P_0}^P \left\langle \frac{\delta x}{\delta S} \right\rangle \Delta S dp$$

siendo \bar{T} y \bar{S} el nivel de referencia anual para evaluar los incrementos medios mensuales de forma que $\Delta T = T - \bar{T}$ e $\Delta S = S - \bar{S}$.

Asimismo, dichos autores indican la posibilidad de trabajar directamente en el campo de densidades evaluando los incrementos del volumen específico.

$$Z_x = 1/g \int_{P_0}^P \langle \Delta x \rangle dp = Z_T + Z_S$$

Uno u otro método implica un adecuado conocimiento de las características hidrológicas de forma continuada en el tiempo, extensión y profundidad. La dificultad de las campañas de investigación marinas, requiriéndose grandes medios técnicos y humanos, ocasiona la falta de datos necesarios para realizar el análisis con la fiabilidad deseable. No obstante, la consideración del contexto permite enlazar valores y determinaciones en el modelo oceanográfico existente en el mediterráneo, siendo esta integración la herramienta capaz de hacer susceptiblemente más aproximadas a la realidad las apreciaciones que a continuación se exponen.

Como punto de partida en el análisis se considera que la masa total de las aguas mediterráneas no varía año a año.

Es conocido que normalmente en abril y mayo la entrada de aguas atlánticas en el Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar es rápida y superficial, pasando progresivamente a ser lenta y profunda a finales del otoño y disminuir drásticamente coincidiendo con el período de formación de aguas profundas durante el invierno (GARRET *et al*, 1990). Los mayores volúmenes en el flujo de salida Mediterráneo se originan en este último período, de gran importancia en la regulación de la tasa de renovación con

tiempos actuales de residencia estimados entre 20 y 50 años para la Cuenca Occidental y Oriental respectivamente (BETHOUX *et al*, 1990).

La superficie de separación en profundidad entre las aguas de procedencia atlántica y las mediterráneas se considera habitualmente la isohalina del 37.5‰. Esta interface presenta una profundidad máxima en los meses de octubre-noviembre con valores que oscilan entre unos 100 m. en las áreas de la plataforma, 180-200 m. en el Estrecho (300 m. de batimetría), y presumiblemente valores mayores en las cuencas profundas (CANDELA *et al*, 1989; GIL FERNANDEZ, 1988).

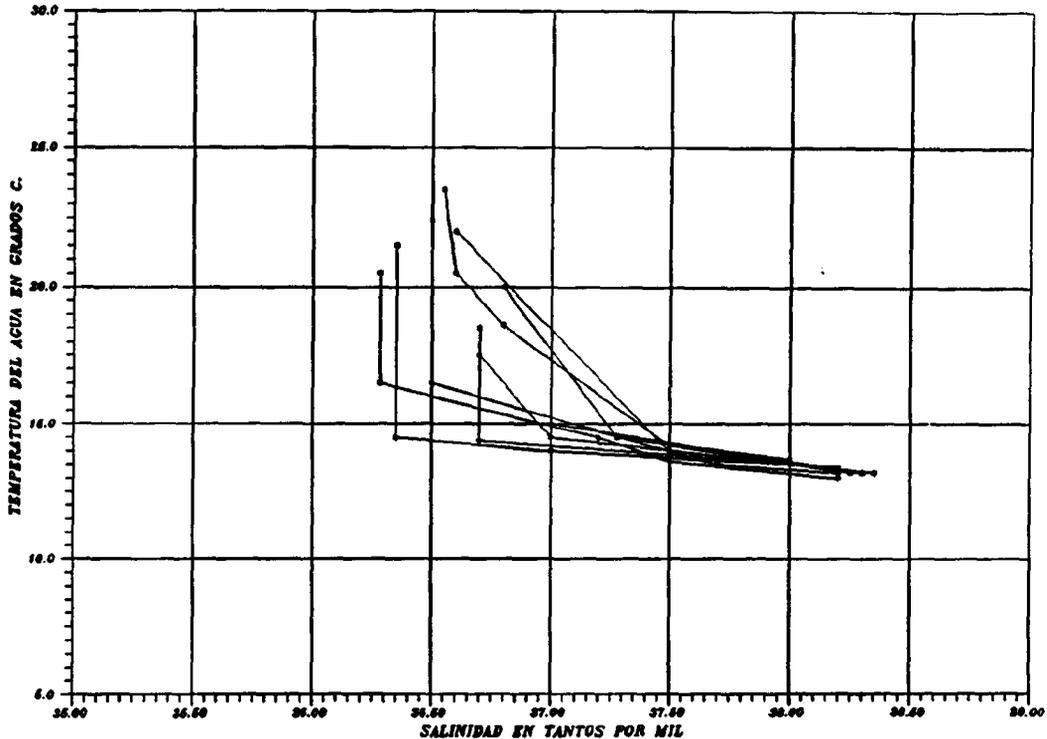
No obstante, el cambio de estado hidráulico estacional en el Estrecho y la formación de aguas profundas durante el invierno, ocasiona importantes fluctuaciones en su nivel a lo largo del año. Gráficos de variaciones estacionales de la interface para el sector occidental del Mar de Alboran se presentan en BORMANS *et al* (1986), CANDELA *et al* (1989) y GIL FERNANDEZ (1988).

Con objeto de tener una cierta idea de los rangos estacionales de salinidad, temperatura y densidad necesarios para el análisis, se han proyectado en la Figura VI-10 las tendencias T-S obtenidas con datos de distintas campañas en el sector Noroccidental del Mar de Alborán (GIL FERNANDEZ, 1985 a-b y 1988). Lo cual, puede ser representativo de las masas de agua que se intercambian a través del Estrecho de Gibraltar.

En primera instancia destaca la alta variabilidad en salinidad y temperatura de las aguas superficiales con valores inferiores al 37.5‰ ($\rho < 1.028 \text{ kg.m}^{-3}$), frente al pequeño rango de temperaturas (14 - 13,2° C) de las aguas profundas o de invierno. Sin embargo este pequeño gradiente térmico ocasiona un importante cambio de densidad en el agua asociado a una gran variación de la salinidad, con valores que alcanzan los 1.029 kg/m^{-3} en las zonas profundas del Mediterráneo (BETHOUX *et al*, 1990).

FIGURA VI-10

DIAGRAMAS TEMPERATURA - SALINIDAD . SECTOR OCCIDENTAL MAR DE ALBORAN
Realizado con datos del I.E.O., publicados en GIL FERNANDEZ (1985 a-b; 1988).



Las aguas de procedencia atlántica presentan normalmente salinidades muy constantes inferiores al 36.65‰ (Figura VI-10). Cuando las aguas atlánticas sufren procesos de mezcla con las mediterráneas, aumenta progresivamente su salinidad tomando las curvas una tendencia de mayor gradiente S-T, estando la isohalina del 37.5‰ ya más próxima a la interface con las aguas profundas. Este efecto se ve favorecido por la acción del viento o efectos oceanográficos dinámicos, destacándose su acción en el cambio de las características hidrográficas de las aguas a finales del verano y durante el otoño (JULIA, 1983; GIL FERNANDEZ, 1985 b).

Estas consideraciones ya permiten ajustar el modelo de cambio holostérico y explicar la no coincidencia del máximo térmico estival en las aguas superficiales con el máximo observado en el nivel del mar (Octubre- Noviembre), debiéndose como factor principal, a la presencia en verano de un nivel intermedio de aguas superficiales con bajas temperaturas y salinidades menores del 37.5‰.

La variación holostérica del nivel del mar entre una situación oceanográfica característica de noviembre y otra al final del invierno donde ya se ha originado el proceso de formación de aguas profundas, presenta un orden de magnitud alrededor de la veintena de centímetros, lo cual concuerda con la amplitud de los niveles estacionales registrados a lo largo de la costa española entre Alicante y Cádiz.

Un cálculo estimativo se puede realizar considerando unos valores medios de salinidad y temperatura de las aguas superficiales a finales del otoño con $T = 18^{\circ}\text{C}$ y $S=37.0\text{‰}$, frente al agua de invierno con $T=14^{\circ}\text{C}$ y $S=37.70\text{‰}$. La profundidad de la interface (37.5‰) es máxima en octubre-noviembre, tomándose un valor de 150 m. como presumible media entre las áreas de plataforma interna (60-90 m.) y las cuencas profundas centrales (120-210 m.).

Estos datos apuntan un rango de variación del nivel del mar holostérico de unos 18.60 cm. entre otoño e invierno, si bien deben de considerarse los cálculos del modelo como orientativos dada la complejidad de las interacciones existentes entre distintos factores que pueden ocasionar fluctuaciones subinerciales en la superficie del mar (ondas internas, ondas gravitacionales, cambios baroclínicos de la interface y presencia de aguas dulces en los periodos de precipitaciones).

Las oscilaciones decenales en el nivel medio, con menor amplitud que las estacionales (del orden de la mitad), y un cierto desfase temporal evaluado en 2-3 años respecto la variación de la temperatura media anual, presumiblemente están conectadas con cambios termostéricos en las aguas profundas mediterráneas. No obstante, desconocemos las variaciones hiperanuales en el campo de masas mediterráneo.

Un mejor conocimiento de las características oceanográficas del Mediterráneo, en base a la obtención de series continuas de datos hidrográficos a distintas profundidades y los registros mareográficos, permitirá en un futuro precisar la relación existente entre las importantes variaciones estacionales del nivel medio del mar y las suaves tendencias observadas a la largo de las últimas décadas.

VII.- INGENIERIA GEOLOGICA COSTERA Y CAMBIOS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR

VII.1.- EL INTERES COMO FACTOR DE DISEÑO

Los factores hidrodinámicos que se consideran habitualmente a la hora del diseño de una obra costera son:

- Oleaje:

- estudio de regímenes medios
- estudio de regímenes extremales
- análisis de duraciones promedio de un determinado nivel
- estudio de temporales
- run up y run down
- análisis de rotura

- Marea astronómica:

- nivel pleamar máxima viva equinocial
- nivel bajamar máxima viva equinocial
- análisis espectral de los armónicos

- Sobreelevación meteorológica:

- nivel máximo
- nivel mínimo

- Secas y resacas:

- análisis de armónicos
- estudio de fenómenos de resonancia

- Corrientes:

- inducidas por el oleaje
- corrientes mareales
- inducidas por el viento
- corrientes oceanográficas
- transporte de sedimentos

- Tsunamis:

- tiempos de retorno para una determinada altura, periodo y dirección

La elaboración de distintas hipótesis predictivas de cambio en el nivel medio marino para el siglo XXI, ligadas a la intensificación del efecto invernadero, auguran la posibilidad de un ascenso en el nivel medio que puede suponer varios metros a finales del siglo XXI (Figura VII-1).

Estas estimaciones han despertado expectativas públicas e institucionales a nivel internacional con objeto de desarrollar programas de vigilancia y las estrategias necesarias para la protección de infraestructuras costeras y el dominio litoral. Muestra de ello es la creación en Estados Unidos del *Committee on Engineering Implications of Changes in Relative Mean Sea Level*, el auspicio de la UNESCO al *Servicio Permanente para el Nivel Medio del Mar (PSMSL)* órgano del *Consejo Internacional de Uniones Científicas*, o el desarrollo de proyectos en el marco de la *Comisión de las Comunidades Europeas* en relación con el pasado y futuro de las fluctuaciones marinas.

El ascenso del nivel medio es un factor de diseño hasta la fecha escasamente considerado en los estudios de Ingeniería Costera que afecta a la estabilidad, geometría y resistencia de los elementos. Un ascenso de unos 15 cm en el nivel medio marino presumiblemente motiva que la probabilidad de daños en el litoral durante los temporales aumente al doble. Por otra parte, se han establecido rangos de retroceso en la línea de costa del orden de 1 m por cada cm de subida en el nivel medio.

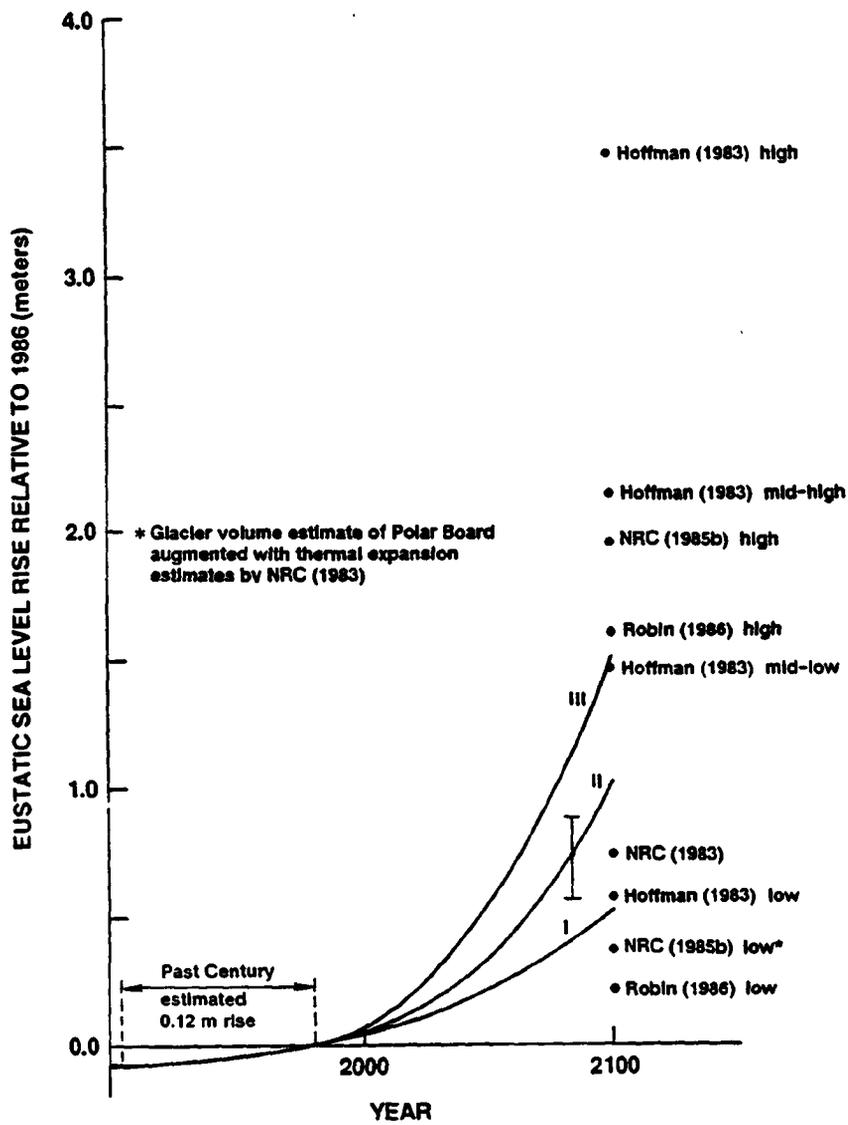


FIGURA VII-1: Estimaciones de ascenso en el nivel medio del mar para el siglo XXI por varios autores (Reproducido de NRC, 1987).

El cambio en el relativo nivel medio del mar altera algunos procesos hidrodinámicos como la acción de las ondas de tormenta, los rangos de mareas, las corrientes y la energía del oleaje. Los efectos en las zonas litorales son especialmente importantes por su carácter extensivo y sinérgico: aumento en las tasas de erosión de las playas, inundación de algunas áreas bajas litorales, incremento de la vulnerabilidad por intrusión salina en los acuíferos costeros y daños en estructuras.

Las variaciones actuales del nivel medio descritas en el capítulo V, son de unos 15 cm., con un periodo de retorno entre 10-20 años, más 35 cm. de la componente máxima estacional. Esto supone un valor mínimo a considerar por este factor de 50 cm.

Usualmente en el Mediterráneo se considera solo 20 cm. de subida en el nivel por sobreelevación meteorológica. Sumando todas estas componentes se debería de tener en cuenta unos 70 cm. respecto del nivel máximo de pleamar. Este valor sería sin implicar ningún cambio climático por intensificación del efecto invernadero.

Conforme las estimaciones globales dadas para este efecto climático, en el Mediterráneo Occidental el valor del factor de diseño por variación del nivel medio marino podría alcanzar 2-3 m.

VII.2.- AFECCION A LOS PROCESOS MORFODINAMICOS

VII.2.1.- Las ondas de tormenta "storm surges"

Las ondas de tormenta es una sobreelevación en el nivel del mar de corto periodo (de horas a casi una semana) que origina una extensiva inundación e importantes daños en las zonas costeras.

Casos como *Bangladesh* donde en las últimas décadas este fenómeno ha ocasionado centenares de miles de muertos, obliga a la comunidad científica a investigar sus posibles relaciones con el cambio climático y el ascenso global en el nivel medio relativo del mar.

Estas catastróficas inundaciones están asociadas a huracanes, ciclones o temporales, por acción del efecto de inversión barométrica ante las bajas presiones y la deformación en la masa de agua inducida por fuertes vientos.

Si se supone una línea de costa fija y la profundidad en la zona sublitoral se incrementa consecuencia de un ascenso en el nivel medio, el tiempo de retorno para una onda de tormenta con una altura determinada disminuiría significativamente, es decir aumentaría la frecuencia de ocurrencia del suceso dado que al incrementarse la profundidad la disipación de la energía con el fondo es menor ante una onda de oscilación libre.

Ejemplos próximos de este fenómeno es la inundación de Venecia en Noviembre de 1966 con más de 2 m de sobreelevación (PIRAZZOLI, 1976), o en Febrero de 1953 en Southern, Mar del Norte que con 3 m de altura ocasionó 6.000 muertos (PUGH, 1987).

En España, el temporal que a últimos de Noviembre de 1989 arrasó gran parte de la costa malagueña tuvo una componente importante de onda de tormenta.

Las estimaciones más aceptadas, sugieren que un periodo de retorno de 100 años en una onda de tormenta pase a ser de 50 años, con un ascenso del nivel medio de tan solo 15 cm - 1m.

La complicada dinámica del proceso unido a las peculiares condiciones climatológicas y sedimentarias de cada región costera, implica un gran esfuerzo en el desarrollo de modelos de prevención. Actualmente, la Cátedra de Oceanografía de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Madrid está trabajando en esta problemática.

VII.2.2.- Alteraciones en las mareas y corrientes

No existe un modelo general bien contrastado empíricamente que permita cuantificar cual es el efecto de un ascenso en el nivel medio, y su relación con la modificación en mareas y corrientes. Siendo necesario "investigar" casos concretos con observaciones directas instrumentales y modelos matemáticos.

Las alteraciones en las mareas son susceptiblemente más importantes cuando el caso en cuestión (puerto, bahía, etc.) se encuentra próximo a la resonancia, pudiendose originar efectos de amplificación de ondas largas.

Las corrientes mareales ante la posible alteración de las ondas inerciales astronómicas sufren modificaciones en sus ciclos y velocidad, lo cual puede originar transformaciones en los subambientes sedimentarios de las llanuras intermareales.

VII.2.3.- Cambios en el espectro de oleaje

Un ascenso en el nivel medio del mar origina una reducción de la fricción en las ondas de oleaje con el fondo, alcanzando olas de mayor altura al prisma litoral. Este aumento energético ocasiona cambios en los parámetros de *rotura* iniciales, transporte sedimentario, y en cambios en las ondas gravitacionales de puertos y bahías.

Tomando las consideraciones de DEAN y DALRYMPLE (1984) un ascenso de 1 m en el nivel medio, con unas condiciones iniciales: profundidad 10 m, oleaje de período 8 segundos, altura de ola 2 m y coeficiente de fricción 0.001, motivaría un 3% de incremento en la altura de ola. Este efecto sería poco significativo en una obra de ingeniería apoyada a esa profundidad, sin embargo, en el vulnerable prisma sedimentario litoral va a tener gran transcendencia.

VII.3.- LA EROSION EN LAS COSTAS ANTE UN ASCENSO DEL NIVEL MEDIO MARINO

La respuesta de los sistemas costeros a un ascenso del nivel medio marino se describen normalmente de una forma muy cualitativa, e inclusive hipotética para cada caso.

Pese al gran número de modelos matemáticos que simulan condiciones de oleaje, corrientes, transporte, roturas, etc., existen escasos trabajos basados en modelos empíricos de evolución costera que permitan contrastar con la realidad las estimaciones.

Como ya se ha mencionado en apartados anteriores y conforme se ha establecido para distintos *escenarios* de cambio climático en el próximo siglo, una significativa aceleración en el ascenso del nivel medio del mar alcanzando varios metros ocasionaría: una erosión generalizada en la costa, la inundación de algunas áreas bajas litorales, un aumento en la acción del embate por oleaje y el incremento de la vulnerabilidad por intrusión salina en los acuíferos costeros.

Los procedimientos publicados que intentan evaluar la erosión costera ante un cambio del nivel medio son la ley de Bruun (1983-1988), la regla de Dean y Mauermeyer (1983), el modelo de Vellinga (1986) o el modelo de Everts (1987).

Todos ellos tienen como denominador común el asumir la existencia de un equilibrio en el perfil emergido-sumergido y la no activación de factores extrínsecos que alteren el balance sedimentario: disminución de aportes fluviales, efectos barrera de diques y espigones, etc.

Ya en el año 1954, Bruun desarrolla una fórmula empírica en base al análisis de los perfiles playeros que relaciona la profundidad H con la distancia X desde línea de costa, y un parámetro adimensional A relacionado con las características del sedimento.

$$H = A.X^{2/3}$$

Esta primera aproximación se ha ido perfeccionando e introduciendo parámetros cuantificables de forma sencilla como la velocidad de caída de las partículas, altura de la berma, profundidad de zona activa, etc. Todo ello con objeto de adaptar el modelo analítico a los modelos reales.

Hans (1976, 1981 en NRC 1987) modifica la ley de Bruun, quizá la más reconocida proponiendo la siguiente fórmula (Figura VII-2).

$$R = SWG/h$$

- Donde:
- R = retroceso de la línea de costa
 - S = subida del nivel medio del mar
 - W = anchura de la porción activa del perfil que participa en el ajuste
 - G = factor sedimentario relacionado con el volumen de sedimentos que pueden ser erosionados en una playa en función de su composición, granulometría, resistencia.
 - h = distancia vertical sobre la que se produce un ajuste del perfil. Incluye desde la zona emergida a la sumergida.

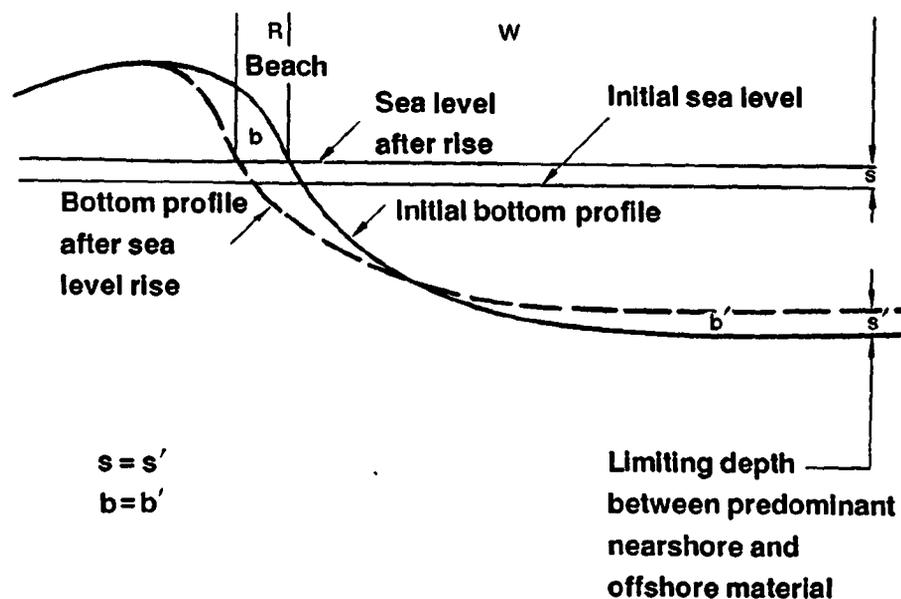


FIGURA VII-2: Perfil de playa con indicación de los parámetros de la ley de Bruun (Reproducido de NRC, 1987).

Para la costa de Maryland (EEUU) se han proyectado rangos de erosión a lo largo del año 2.000 considerando distintas estimaciones de ascenso calculadas por HOFFMAN (Figuras VII-3a y b).

Como se puede comprobar los rangos de erosión están en torno a un metro por centímetro de ascenso en el nivel medio, si bien la tendencia con un mayor ajuste en la formulación por los distintos autores es a aumentar el rango a casi 2 m por cm.

Las características morfosedimentarias de cada sector costero van a jugar de forma transcendente en estas estimaciones. Por ejemplo en un caso extremo, para playas regeneradas artificialmente se ha apuntado que 60 cm de subida en el nivel medio ocasiona un retroceso probable entre 40-129 m o aún más (PUGH, 1990).

Por otra parte, la activa dinámica litoral realiza el reajuste del sistema emergido-sumergido no de forma instantánea, sino con una respuesta en tiempo dependiendo de las características del sedimento, oleaje y corrientes. Lógicamente, la velocidad de los procesos morfosedimentarios juega un papel fundamental en estas estimaciones.

En la región de los Grandes Lagos, sujetos a una fuerte dinámica de tormentas durante el invierno, se han encontrado "*rápidas respuestas*" de la línea de costa con 3 años de desfase respecto al inicio del cambio en el nivel medio (NRC, 1987).

Study	Year				
	2000	2025	2050	2075	2085
Hoffman et al. (1986)					
Low	3.5	10	20	36	44
High	5.5	21	55	191	258
Hoffman et al. (1983)					
Low	4.8	13	23	38	--
Mid-range low	8.8	26	53	91	--
Mid-range high	13.2	39	79	137	--
High	17.1	55	177	212	--
Revelle (1983) ^a	--	--	--	--	70

Methodology	Current Trends			
	2000	2025	2050	2075
Bruun ^a	5 (16)	11 (36)	17 (57)	23 (75)
Everts	21 (68)	47 (153)	73 (238)	99 (323)
Leatherman	12 (39)	26 (85)	41 (134)	56 (182)
Kriebel/Dean	20 (66)	47 (153)	70 (231)	95 (102)
	Mid-range Low			
Bruun ^a	7 (22)	22 (72)	43 (140)	70 (231)
Bruun adjusted ^b	23 (74)	58 (189)	98 (322)	147 (482)
Everts	26 (84)	73 (238)	132 (434)	215 (705)
Leatherman	20 (64)	56 (182)	105 (345)	174 (571)
Kriebel/Dean	NC	55 (180)	NC	140 (460)
	Mid-range High			
Bruun ^a	12 (38)	32 (106)	63 (206)	105 (346)
Bruun adjusted ^b	27 (90)	68 (223)	118 (388)	181 (592)
Everts	29 (95)	83 (273)	156 (511)	268 (878)
Leatherman	27 (89)	76 (250)	147 (483)	249 (812)
Kriebel/Dean	NC	66 (216)	NC	168 (550)

NOTE: NC = not calculated.

FIGURAS VII-3a y b: (a) Estimaciones de ascenso en el nivel medio por distintos autores para el siglo XXI (NRC, 1987). (b) Rangos de erosión conforme distintos rangos de elevación en la costa de Maryland (Titus, 1985 en NRC 1987).

VIII.- CONCLUSIONES: LOS CAMBIOS ACTUALES DEL NIVEL MEDIO MARINO Y LA DINAMICA COSTERA EN EL LITORAL MEDITERRANEO ESPAÑOL

Las costas mediterráneas españolas presentan la mayor parte del año condiciones de calmas del oleaje, escasas ondas de tormentas y algunos decímetros en la amplitud de la marea astronómica.

La dinámica del *clima marítimo* en el Mediterráneo es de baja energía en comparación con otros dominios oceanográficos como el Atlántico, donde habitualmente el oleaje de invierno sobrepasa las alturas de olas excepcionales mediterráneas, la amplitud de la onda mareal es de varios metros y los daños por *storm surges* son frecuentes.

Sin embargo, los cambios actuales en el nivel medio relativo del mar parecen ser más importantes en las costas mediterráneas españolas que en las costas del Atlántico Norte, tal y como se desprende de las consideraciones realizadas en el Capítulo V.

Las oscilaciones decenales registradas con fiabilidad en la estación Alicante-I entre 1950-1987 marcaban una amplitud decimétrica con un drástico descenso en la década de los años 70 similar en magnitud al supuesto ascenso del nivel medio marino global desde finales del siglo XIX a la actualidad.

La relación estimada en Alicante entre la suave variación de la temperatura media anual del aire y el nivel medio anual del mar con 3 cm/°C desfasado 2-3 años, puede ser una herramienta de trabajo para reconocer las posibles oscilaciones marinas en el nivel medio que han sufrido nuestras costas mediterráneas a lo largo de este siglo.

En el litoral mediterráneo español predominan las costas bajas donde coexisten los sistemas sedimentarios litorales de playa barrera-lagoon (Mar Menor), restinga-albufera, deltas, playa-duna y zonas húmedas.

En España se han construido unas 700 presas en los últimos 40 años, esto ha ocasionado por efecto barrera sedimentario y cambio del régimen hidrológico, una importante disminución de los aportes fluviales.

Los humedales costeros, al presentar una fuerte subsidencia compensan este descenso relativo respecto al nivel del mar con aportes sedimentarios para así mantener un cierto equilibrio. Actualmente su desecación, por sobreexplotación de los acuíferos, con la consiguiente consolidación de estos compresibles materiales y el menor aporte fluvial de sedimentos, sitúa a estas áreas lagunares en una dinámica muy vulnerable al acelerado ascenso del nivel medio marino.

El análisis retrospectivo de los efectos que en el litoral mediterráneo español ha habido en los últimos decenios unido a los acelerados cambios hiperanuales observados en la estación mareográfica Alicante-I, puede ayudar a contrastar la fiabilidad de las estimaciones teóricas descritas en el Capítulo VII.

Las peculiaridades de la problemática antrópica existente en nuestra costa, van a incidir de forma decisiva en su comportamiento.

El descenso decimétrico en el nivel medio anual del mar de los años 70 presumiblemente ha enmascarado el sinérgico déficit sedimentario litoral, ante el intrusismo urbanístico en el dominio emergido y la disminución de aportes fluviales. Una estimación a partir de los mapas de variación en la línea orilla para distintas fechas (CEPYC, 1979) y los datos elaborados por JOSEP PARDO del Departamento de Geografía de la Universidad de Valencia, sugieren un cambio en el comportamiento regional sedimentario en las playas del Ovalo Valenciano desde la década de los años 50-60 a los 70 por la realización de significativas obras de defensa costera y la contribución del descenso del nivel medio. El rango regional durante el período 1973-1977 es de un incremento en la tasa de acumulación o disminución en la tasa de erosión con una magnitud de 0.5-1 m/año en la variación de la línea orilla.

..

Es obvio, que se trata de un promedio sinóptico donde en algunos sectores muy vulnerables del litoral se acusan otros factores de influencia más local que intervienen en el frágil equilibrio morfodinámico, ocasionando importantes cambios en la franja costera.

El ascenso del nivel medio marino que se inicia a principios de los años 80, coincide con un nuevo punto de partida más acusado del déficit sedimentario en el sistema, incrementando los efectos previsibles de la erosión en el litoral. Esta fenomenología ha despertado en la opinión pública inquietud ante el manifiesto retroceso de la línea de costa.

La entrada en vigor de la Ley 22/1988, de 28 de Julio, de Costas, define y delimita la zona de servidumbre de protección, ejecutándose recientemente los consiguientes deslindes a lo largo de los 8.000 km del litoral español (Figura VIII-1). Provincias como Gerona, Barcelona, Málaga y Valencia superan el 60% de su franja costera con únicamente 20 m de protección debido al intrusismo urbanístico, frente a los 100 m que establece la citada Ley en la casuística habitual.

Si se aplican estimaciones como la Ley de Brunn, con tan solo unos 20 cm de ascenso en el nivel medio anual perderíamos gran parte del dominio público litoral con un coste en regeneraciones inasumible e indemnizaciones a propietarios desorbitadas por su carácter regional.

Con las hipótesis más conservadoras de ascenso en el nivel medio motivado por intensificación del efecto invernadero, 6 cm por década, implicaría que en unos 30 años perderíamos en las costas mediterráneas más del 40% de este patrimonio público litoral.

La respuesta en nuestras costas al problema del cambio en el nivel medio del mar, trasciende a ámbitos científicos y técnicos, buscando un compromiso social en la gestión y los usos de este limitado dominio público.

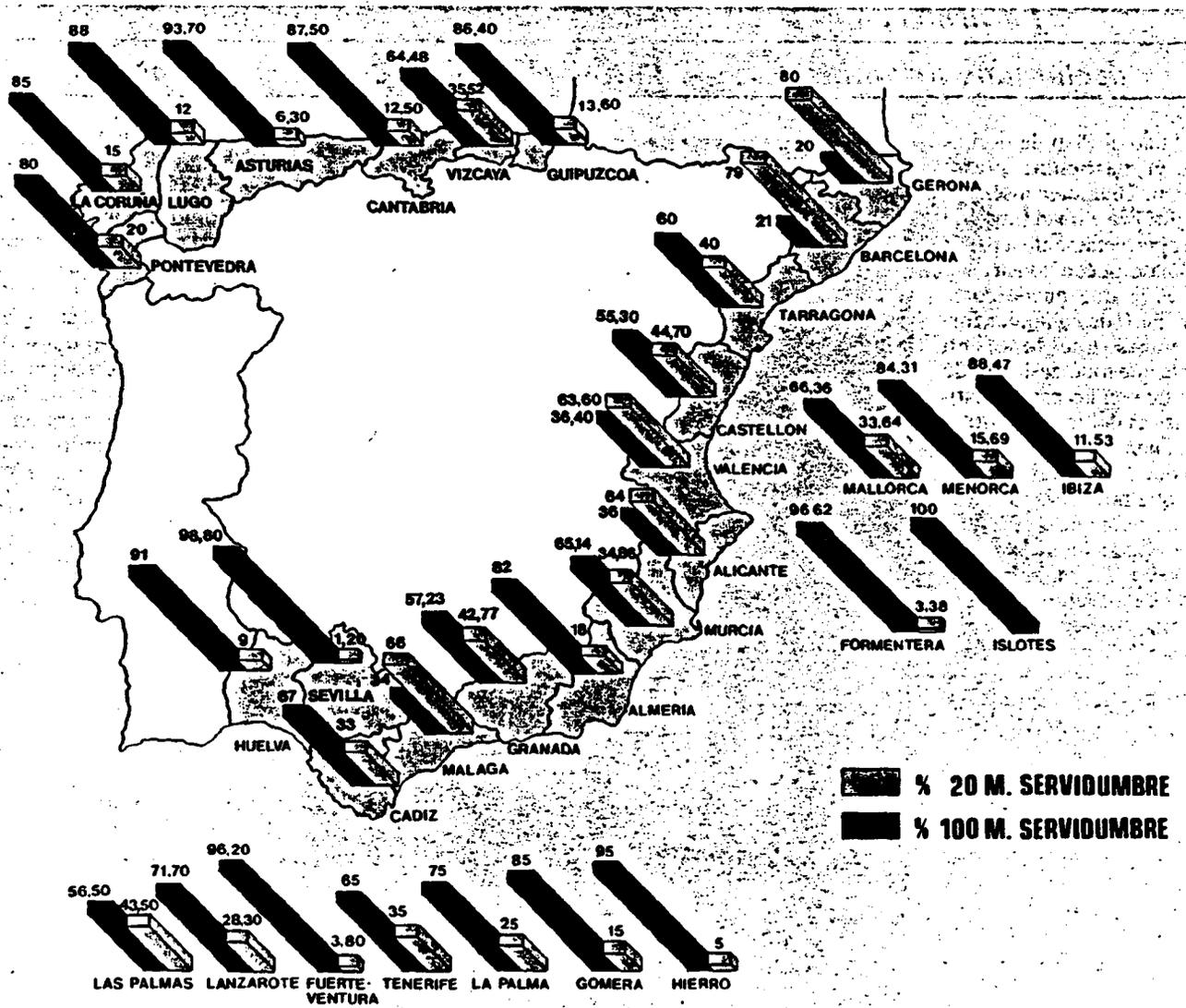


FIGURA VIII-1: Distribución porcentual en las provincias costeras de las zonas de servidumbre establecidas en la Ley de Costas (Reproducido de Revista MOPU, Diciembre 1989).

BIBLIOGRAFIA

- ANGUITA, F. (1988): *Origen e Historia de la Tierra*. Ed. Rueda, Madrid, 525 pp. 1 lámina.
- AREVALO, L. (1988): *El Mar Menor como sistema forzado por el Mediterráneo: control hidráulico y agentes fuerza*. Bol. Ins. Esp. Oceanog. 5, 1 (pp 63-96).
- AYALA, F.J., GONZALEZ, L. (1987): *Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España*. Instituto Geológico y Minero de España. 93 pp. y 20 mapas.
- BARNETT, T.P. (1984): *The estimation of "Global" sea level changes: a problem of uniqueness*. J. Geophys. Res. Vol. 89, n° c-5. pp. 7980-7988.
- BECKER, G.A. (1978): *Der Oberflächensalzgehalt des Europäischen Mittelmeeres*. Dt. hydrogr. Z. 31.
- BERRYMAN, K. (1987): *Tectonic processes and their impact on the recording of relative sea-level changes*. En: *Sea surface studies. A global view*. DEVOY, R.J.N. (ed.) Croom Helm and Methuen Inc., N. Y., pp. 127-161
- BETHOUX, J.P.; GENTILI, B; RAUNET, J. y TAILLIEZ, D. (1990): *Warming trend in the western Mediterranean deep water*. Nature. Vol. 347.
- BORMANS, M; GARRETT, C. y THOMPSON, K.R. (1986): *Seasonal variability of the surface inflow through the Strait of Gibraltar*. Oceanol. Acta. Vol. 9, n° 4. pp. 403-414.
- CANDELA, J; WINANT, C.D. y BRYDEN, H.L. (1989): *Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar*. J.Geophys. Res. Vol. 94, n° C9. pp. 12667-12679.
- CANDELA, J; WINANT, C. y RUIZ, A. (1990): *Tides in the Strait of Gibraltar*. J.Geophys. Res. Vol. 95, n° C5. pp. 7313-7335.
- CARTER, R.W.G. (1988): *Coastal environments*. Academic Press. Gran Bretaña, 617 pp.
- CEPYC (1979): *El estudio de la dinámica litoral en la costa peninsular mediterránea y onubense*. Provincia de Valencia, Castellón y Tarragona. Laboratorio de Puertos "Ramón Iribarren", MOPT, Madrid
- CREAM, P.B; MURTY, T.S; STRONACH, J.A. (1988): *Mathematical modelling of tides and estuarine circulation, the coastal seas of Southern British Columbia and Washington State*. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies. Vol. 30. Springer-Verlag, R.F.A. 471 pp.
- CHAPPELL, J. (1987): *Ocean volume change and the history of sea water*. En: *Sea surface Studies. A global view*. DEVOY, R.J.N. (Ed.) Croom Helm and Methuen Inc., N.Y., pp. 33-56.
- DEAN, R.G. y DALRYMPLE, R.A. (1984): *Water wave mechanics for engineers and scientists*. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-hall, Inc. 353 pp.

- DEHLINGER, P. (1978): *Marine gravity*. Elsevier Oceanography series, 22. Holanda, 322 pp.
- DEVOY, R.J.N. (1987): *First principles and the scope of sea-surface studies in sea surface studies*. A global view. DEVOY, R.J.N. (Ed.) Croom Helm and Methuen Inc., N.Y., pp. 1-30.
- FLORES, J.A.; CIVIS, J.; GONZALEZ DELGADO, J.A., y PORTA, J. (1987): *Paleontology and taphonomy of the tyrrhenian in the neighbourhood of Alicante*. En: *Late quaternary sea level changes in Spain*. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, vol. 10. ZAZO, C. (Ed.), CSIC, Madrid, pp. 109-139.
- FONT, J. (1986): *Perspectivas en el uso de los sensores de microondas en estudios de circulación oceánica*. En: I Reunión Científica del Grupo de Trabajo en Teledetección. Clotet y Sole (ed.). CSIC, Barcelona, pp. 189-190.
- GARRET, C; AKERLEY, J. y THOMPSON, K. (1989): *Low-frequency fluctuations in the Strait of Gibraltar from MEDALPEX Sea Level Data*. J.Phys. Oceanography. Vol. 19, pp. 1682-1696.
- GARRETT, C; THOMPSON, K. y BLANCHARD, W. (1990): *Sea level flips*. Nature, Vol. 348. Noviembre, pág. 292.
- GIL FERNANDEZ, J. (1985 a): *Consideraciones acerca de un fenómeno de afloramiento en la zona Nor-Occidental del Mar de Alboran. Agosto 1982*. Informes Técnicos del Instituto Español de Oceanografía. nº 35. Instituto de Estudios Agrarios, Pesqueros y Alimentarios (Ed.). Madrid, 10 pp.
- GIL FERNANDEZ, J. (1985 b): *La influencia del viento en las capas superficiales y su relación con los movimientos convectivos subsuperficiales*. Inf. Tec. Inst. Esp. Oceanog. nº 36. 10 pp.
- GIL FERNANDEZ, J. (1988): *Variación estacional del espesor de la capa de procedencia atlántica y la formación del agua de invierno, en la costa Sur-Occidental Mediterránea*. Informes Técnicos del Instituto Español de Oceanografía. nº 56. Instituto de Estudios Agrarios, Pesqueros y Alimentarios (Ed.). Madrid, 16 pp.
- GOLDSMITH, V. y GILBOA, M. (1986): *Mediterranean sea level changes from tidal records*. XX Int. Coastal Engineering. Taiwan, pp. 223-231.
- GORNITZ, V; LEBEDEFF, S. y HANSEN, J. (1982): *Global Sea Level Trend in the Past Century*. Science, vol. 213, pp. 957-966.
- HANG, G.; BALLESTER, A. y KOHLER, K. (1983): *Circulation on the Spanish Mediterranean Continental shelf near río Ebro*. Estudio oceanográfico de la plataforma continental. Comité conjunto Hispano-Norteamericano. Cadiz. pp. 137-147.
- HANSEN, J; JOHNSON, D; LACIS, A; LEBEDEFF, S; LEE, P; RIND, D. y RUSSELL, G. (1981): *Climate impact of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide*. Science. vol. 213, pp. 957-966.
- HEARTY, P.J.; HOLLIN, J.T., y DUMAS, B. (1987): *Geochronology of Pleistocene littoral deposits on the Alicante and Almería coast of Spain*. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, vol. 10. ZAZO, C. (Ed.), CSIC, Madrid, pp. 95-107.

- **HERNANDEZ RUIZ, M. (1991):** *Geología aplicada a la ingeniería de áreas litorales.* Apuntes del Curso Geología Aplicada a la Ingeniería y Edificación. Curso de Ingeniería GeoAmbiental (I.T.G.E.). Madrid. 66 pp. Inédito.
- **HERNANDEZ RUIZ, M. y AYALA-CARCEDO, F.J. (1991):** *Evolución reciente anual e hiperanual del nivel medio relativo del mar. Estación mareográfica Alicante I (1874-1987).* Boletín Geológico y Minero. Vol 102-6. 905-918 pp.
- **HERNANDEZ RUIZ, M. (1992):** *Problemas específicos de proyectos sometidos a evaluación de impacto ambiental: grandes presas, puertos y obras en el litoral.* En Evaluación y corrección de impactos ambientales. Serie Ingeniería GeoAmbiental. Vol.2, Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid, pp.227-240.
- **HERNANDEZ RUIZ, M. y AYALA-CARCEDO, F.J. (1992):** *Cambios actuales en el nivel medio el mar en la costa mediterránea española y posibles efectos sobre la dinámica costera.* Revista Tecnoambiente, en prensa.
- **HOPKINS, T.S. (1987):** *Physics of the sea.* En: *Western Mediterranean*, MARGALEF (Ed.), Pergamon Press, Oxford, pp. 100-125.
- **I.G.M.E. (1973):** *Hoja y memoria del mapa de rocas industriales. E:1/200.000 n° 73 Alicante.* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 45 pp. y un mapa.
- **I.G.M.E. (1978):** *Hoja y memoria del mapa geológico E:1/50.000 n° 872 Alicante.* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 33 pp. y un mapa.
- **I.G.M.E. (1985):** *Mapa Geocientífico del medio natural, provincia de Alicante, E:1/100.000* Instituto Geológico y Minero, Madrid, 100 pp. y 11 mapas.
- **I.G.N. (1925):** *Catálogo de las altitudes de las señales metálicas de la Red.* Instituto Geográfico Nacional (Ed.), Madrid, 317 pp.
- **I.G.N. (1991):** *El medio marino.* Atlas Nacional de España, Sección III, Grupo 13, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 25 pp.
- **INTEMAC (1989):** *Informe del estudio realizado sobre la situación de la cimentación y estructura del edificio de la Junta del Puerto de Alicante ante su posible remodelación.* Informe inédito, Junta del Puerto de Alicante.
- **JULIA, A. (1983):** *Utilización de las series temporales de temperatura y salinidad para interpretar los movimientos de las masas de agua (Zona de Amposta).* Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental. Comité Conjunto Hispano-Norteamericano. Cádiz, pp. 163-171.
- **KENNISH, M.J. (1989):** *Practical handbook of marine science.* Michael J. Kennish (Ed). CRC Press. Inc. Florida, EE.UU. 710 pp.
- **KHAN, M.A. (1983):** *Satellite contributions to geophysical exploration at sea.* En: CRC Handbook of geophysical exploration at sea. Geyer y Moorel (Ed.) CRC Press, Florida, pp. 3-68
- **KING-HELE, D.G.; BROOKES, C.J. y COOK, G.E. (1980):** *Nature* 286, pp. 377-378.
- **LACOMBE, H. (1959):** *Quelques réflexions sur le niveau moyen des mers.* Compte rendus du Comité National français de géodésie et géophysique.
- **LAFARGA, P. (1908):** *Proyecto reformado de un dique de abrigo y establecimiento y ensanchede muelles.* Junta del Puertode Alicante, 3 volúmenes, 2 planos. Alicante.

- LEVALLOIS, J.J.; MAILLARD, J. (1970): *The new French 1^o order levelling net - practical and scientific consequences*. Symposium on Coastal Geodesy, Munich, pp. 300-330.
- LOPEZ GARCIA, M.J. (1991): *La temperatura superficial del mar en la cuenca balear y Golfo de Valencia a partir de imágenes NOAA*. Tesis doctoral. Departamento de Geografía, Univ. de Valencia. 284 pp.
- LOPEZ JURADO, J.L. (1983): *Evaporación en el Mar Balear*. Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental. Comité Conjunto Hispano-Norteamericano. Cádiz, pp. 197-208.
- MAS, S. (1971): *Resumen histórico sobre los observatorios mareográficos del I.G.N. desde la iniciación del funcionamiento de los mismos hasta el momento actual*. Subdirección General de Geodesia y Geofísica. I.G.N., Madrid. Informe inédito.
- MCKENZIE, D. y BOWIN, C. (1976): *The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean*. J. Geophys. Res. Vol 81 nº 11 pp. 1903-1915.
- MEIER, M.F. (1984): *Contribution of small glaciers to global sea level*. Science, Vol. 226. pp. 1418-1421.
- MÖRNER, N. (1987a): *Pre-Quaternary long-term changes in sea level*. En: Sea surface studies. A global view. DEVOY, R.J.N. (Ed.) Croom Helm and Methuen Inc., N.Y., pp. 233-241.
- MÖRNER, N. (1987b): *Quaternary sea-level changes: Northern Hemisphere Data*. En: Sea surface studies. A global view. DEVOY, R.J.N. (Ed.) Croom Helm and Methuen Inc., N.Y., pp. 242-263.
- NRC; NATIONAL RESEARCH COUNCIL (U.S.). COMMITTEE ON ENGINEERING IMPLICATIONS OF CHANGE IN RELATIVE MEAN SEA LEVEL (1987): *Responding to changes in sea level, engineering implications*. National Academy Press, Washington, D.C., U.S.A., 148 pp.
- OFICINA TECNICA, S.A. (1987): *Reconocimiento geotécnico del canal de entrada del Puerto de Alicante*. Junta del Puerto de Alicante. Informe Inédito.
- PARDO PASCUAL, J.E. (1989): *Oscil·lacions del nivell marí del Mediterrani Occidental a partir de les dades dels Mareògrafs*. Cuadernos de Geografía, 46. Valencia, pp. 107-126.
- PARDO PASCUAL, J.E. (1991): *La erosión antrópica en el litoral valenciano*. Colección Tesis Doctorales nº 4. Generalitat Valenciana. Consejería de obras públicas, urbanismo y transportes. Valencia 240 pp.
- PELTIER, W.R. (1987): *Mechanisms of relative sea-level change and the geophysical responses to ice-water loading*. En: Sea surface studies. A global view. DEVOY, R.J.N. (Ed.) Croom Helm and Methuen Inc., N.Y., pp. 57-94.
- PELTIER, W.R. y TUSHINGHAM, A.M. (1989): *Global sea level rise and the Greenhouse effect: Might they be connected?*. Science, vol 244, pp. 806-810.
- PERMANENT SERVICE FOR MEAN SEA LEVEL, F.A.G.S (1976): *Monthly and annual mean heights of sea level*. Institute of Oceanographic Sciences, Bidston Observatory, Merseyside, Gran Bretaña, 285 pp.

- PICK, M; PICHA, J. y VYSKOCIL, V. (1973): *Theory of the Earth's gravity field*. Elsevier, Checoslovaquia, 538 pp.
- PIRAZZOLI, P.A. (1976): *Les variations du niveau marin depuis 2000 ans*. Mem. Lab. Géomorph. Ecole Pratique Hautes Etudes, nº 30, Dinard (Francia), 421 pp.
- PIRAZZOLI, P.A. (1990): *Present and near future sea-level changes: an assesment*. En: *Greenhouse effect, sea level and drough*. Vol. 325. Kluwer Academic Publishers. Holanda pp. 153-163.
- PIRAZZOLI, P.A. (1991): *Possible defenses against a sea-level rise in the Venice area, Italy*. *Journal of Coastal Research* 7,1. pp 231-248.
- PUGH, D.T. (1987): *Tides, surges, and mean sea level*. John Wiley & Sons Ltd. Gran Bretaña, 470 pp.
- PUGH, D.T. (1990): *El nivel del mar: sus cambios e imperativos*. *La naturaleza y sus recursos*. vol 26, nº 4 pp. 36-46.
- QUEREDA SALA, J. y LOPEZ OLIVARES, D. (1988): *Oscilaciones del nivel marino en Castellón*. *Millars 1986-87*, XI. Colegio Universitario de Castellón, pp. 7-16.
- RAMIS, C. y JANSA, A. (1990): *Situación meteorológica a escala sinóptica y a mesoescala, simultánea a la aparición de las rissagues*. I Jornades sobre les rissagues de Ciutadella i altres oscil·lacions de la mar, de gran amplitud a la Mediterrànea. Institut Menorquí d'Estudis. Menorca, pp. 27-47.
- ROLDAN FERNANDEZ, A. (1987): *Notas para una climatología de Alicante*. Publicación K-21, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 45 pp.
- ROSSITER, J.R. (1967): *An analysis of annual sea level variations in European water*. *Geophy. J. R. Astr. Soc.*
- SANJAUME SAUMELL, E. (1985): *Las costas valencianas, sedimentología y morfología*. Tesis doctoral. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Valencia, 505 pp.
- SECCION DE OCEANOGRAFIA, I.H.M. (1988): *Anuario de mareas 1989*. Instituto Hidrográfico de la Marina. Servicio de Publicaciones de la Armada, Cádiz. 153 pp.
- SECCION METEOROLOGIA MARITIMA, I.N.M. (1988): *Observaciones meteorológicas a bordo de los buques seleccionados*. Publicación C-41. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 55 pp.
- SOMOZA, L. (1989): *Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Múrcia-Alicante)*. *Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 352 pp.
- SOMOZA, L.; ZAZO, C.; BARDAJI, T.; GOY, J.L., y DABRIO, C.J. (1987): *Recent Quaternary sea level changes and tectonic movements in SE Spanish coast*. En: *Late Quaternary sea level changes in Spain*. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, vol. 10. ZAZO, C. (Ed.), CSIC. MADRID, PP. 47-77.
- STOWE, K. (1987): *Essentials of ocean science*. John Wiley & Sons. EE.UU. 353 pp.

- **TABATA, S; THOMAS, B y RAMSDEN (1986):** *Annual and interannual variability of steric sea level along line P in the Northeast Pacific Ocean.* **J. Phys.Oceanogr.** Vol. 16, pp. 1378-1398.
- **WHITEHEAD, J.A. (1989):** *Gigantescas cataratas oceánicas.* **Investigación y Ciencia.** Abril 1989. pp. 30-38.
- **WIGLEY, T.M.L. y RAPER, S.C.B. (1987):** *Thermal expansion of sea water associated with global warming.* **Nature,** vol. 330, pp. 127-131.
- **YOUNG, R.A.; SWIFT, D.J.P; NITTORVER, C.A; DEMASTER, D. y BERGENBACK, B. (1983):** *Even-dominated sediment transport on the valencian continental shelf, Spain, and its effect on sediment accumulation and holocen stratigraphy.* **Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental. Comité Conjunto Hispano-Norteamericano.** Cádiz, pp. 1-13.
- **ZABALETA VIDALES, C. (1976):** *Atlas de climatología marina.* **Publicación C-45,** Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 100 pp.
- **ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, J.; BARDAJI, T., y DABRIO, C.J. (1987):** *Recent Quaternary marine levels in peninsular Spain, state of knowledge and discussion.* **En: Late Quaternary sea level changes in Spain. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario,** vol. 10. **ZAZO, C. (Ed.) CSIC. Madrid,** pp.7-31.
- **ZAZO, C.; DABRIO, C.J., y GOY, J.L. (1989):** *Geomorfología litoral y significación de las variaciones del nivel del mar.* **Monografía S.E.G. nº 2** pp. 171-188.