

Inundación en zonas costeras

JOSÉ JAVIER DÍEZ (*) Y PEDRO FERNÁNDEZ (**)

RESUMEN: Desde la Pequeña Edad del Hielo, donde las áreas de ocurrencia de los mínimos presentan diferencias dependiendo donde se localicen las zonas estudiadas, el planeta ha experimentado cambios globales, en los que las variaciones térmicas no son las únicas. En la evolución ciclo-estocástica del cambio, la tendencia ha sufrido cambios importantes en su intensidad, considerándose ascendente desde el último cuarto del siglo XIX. La idea de que este cambio tiene un origen antropogénico se viene desarrollando desde la reunión del Club de Roma en 1970, aunque ya oceanógrafos e ingenieros de costas, como los doctores Roger Revelle y Per Bruun la habían puesto de manifiesto. Los primeros trabajos del Dr. Revelle sobre el ciclo del carbono sugerían que los océanos no podrían absorber todo el dióxido de carbono liberado a partir de la quema de combustibles fósiles. Dr. Revelle facilitó las primeras series de medidas continuas del dióxido de carbono atmosférico, que han permitido las presentes discusiones y estudios sobre cambio climático (N.A.S., 2004). Revelle y Bruun (1962) fueron conscientes de que el cambio había comenzado, sin olvidar las ideas previas de Svante A. Arrhenius. Este cambio global provoca una subida relativa del nivel medio del mar de consecuencias directas sobre la costa evidentes, sino también sobre otras variables presentes en la dinámica litoral, en concreto en el oleaje, tormentas, mareas meteorológicas, y sinergias que concurren con otros aspectos climáticos relacionados con el mismo cambio, como pueden ser la intensidad y localización de los ciclones, o las oscilaciones atmosféricas presentes en los océanos Atlántico y Pacífico respectivamente.

COASTAL FLOODIBILITY

ABSTRACT: *Since the Little Ice Age, which minimum has different occurrences depending on the study of the Nature area, the planet has been experimenting a global change, whose thermal manifestation is not the least. In the cycle-stochastic evolution of that change, the tendency has suffered several changes in its intensity and it is considered to be progressively increasing since the last quarter of the 19th century. The idea that this increase has an anthropogenic origin has developed since the Roma Club meeting in 1970, even if years before oceanographers and coastal engineers, as Dr. Roger Revelle and Dr. Per Bruun. Revelle's early work on the carbon cycle suggested that the sea could not absorb all the carbon dioxide released from burning fossil fuels. He facilitated the first continual measurements of atmospheric carbon dioxide, leading to a long-term record that makes present-day discussions and research on global warming possible and very valuable (N. A. S., 2004). Revelle and Bruun (1962) had realized that the change had begun, without forgetting the previous idea from Svante A. Arrhenius. This global change provokes a relative sea level rise that not only has direct effects over the coast but also through the other changes in the variables involved in the littoral dynamic, specifically the waves, storm and barometric surge, and the synergies that concur with other climatic aspects from the same change, like the intensity and location and evolution of the cyclones or the Atlantic or Pacific Oscillation.*

Palabras clave: Inundación, costas bajas.

1. INTRODUCCIÓN

Desde finales de los sesenta el estudio de la evolución del nivel del mar ha tomado un renovado interés a causa de las hipótesis sobre el recalentamiento atmosférico, debido al efecto invernadero provocado por el incremento del CO₂ y otros gases en la atmósfera, que teóricamente ha implicado un aumento del nivel del mar, y que puede tener como consecuencia la ocupación de las zonas bajas litorales, el incremento de la erosión costera, inundaciones causadas por temporales y la amenaza a los ecosistemas palustres. El litoral de la Península Ibérica

no es una excepción y corre riesgos ante la elevación del nivel medio del mar, cualquiera que sea su causa, y sobre todo en sus costas bajas que suponen la mitad del frente litoral y donde se concentra un tercio de la población, que han sido elegidas para asentar la industria, y no solo la turística, y que conservan gran importancia agrícola. La elevación del nivel del mar supondría la ocupación por parte de sus aguas de una amplia superficie que se detraería de la oferta actual; además de las amenazas a infraestructuras del transporte, incluyendo las instalaciones portuarias que verían afectada la estabilidad de sus obras de abrigo y modificadas sus condiciones geométricas de atraque; a zonas industriales y agrícolas y a núcleos urbanos asentados; con descensos en los ingresos y fuertes inversiones para la defensa de las instalaciones existentes, cuando no para su traslado a áreas libres de riesgo. A la ocupación de las planas litorales por las aguas hay que sumar un incremento en el proceso erosivo de nuestras costas, tanto bajas como altas. En el primer caso al retroceso de la línea de costa se añade un incremento de la energía de abordaje, modifi-

(*) Catedrático. Puertos y Costas. Departamento Ingeniería Civil. Ordenación del Territorio, Urbanismo y Medio Ambiente. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Madrid.

(**) Catedrático. Subdirector del Departamento. Puertos y Costas. Departamento Ingeniería Civil. Ordenación del Territorio, Urbanismo y Medio Ambiente. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Madrid.

cación del perfil de equilibrio y pérdida de material sedimentario en su materialización; esta erosión se acumula a la actualmente existente y generalizada a todo el litoral, implicando un aumento en las inversiones para defensa y regeneración de la costa. En el caso de las costas altas supone el incremento de la energía de abordaje al cantil, pudiéndose acelerar los procesos de recesión de estas costas conceptuadas de por sí como erosivas, e implicar la confinación de importantes volúmenes de arenas que actualmente y bajo condiciones especiales del oleaje, aunque depositadas al pie de los cantiles, pueden ser incorporadas a la corriente general del transporte sólido litoral. El ascenso del nivel medio del mar - con el consecuente retroceso de la línea de costa, la variación del perfil transversal de equilibrio y el aumento de la energía de abordaje del oleaje tiene también como consecuencia la ampliación de las áreas de inundación por causa de los temporales, efecto que puede verse agravado por la dificultad de evacuación de las aguas en cauces y sistemas de alcantarillado al ascender su nivel base de desagüe. Un último aspecto es la salinización del freático por intrusión marina, y la de las aguas en los ecosistemas húmedos litorales que actualmente son un sistema de agua dulce, así como la posible pérdida de las barras que los aíslan, en general, del medio marino.

El nivel medio del mar, parámetro correspondiente a una determinada situación en el tiempo y en el espacio y a un estado del mar concreto, evoluciona a corto y largo plazos dentro de un "momento" geológico dado. La actual sensibilización a los riesgos ambientales ha amplificado la significación de los problemas causados por su variación o concomitantes con ella. Conviene explicitar que se trata de un concepto relativo en el que juegan los movimientos de los océanos y de la corteza de modo que existe una dificultad insalvable por el momento para determinar las magnitudes absolutas en que se modifican las cotas respectivas con la necesaria precisión. Por dos conjuntos de razones: por la concomitancia con que se presentan varios tipos de fenómenos que inciden en aquéllas y por la variabilidad espacial y temporal de tales fenómenos.

2. VARIACIONES DE LARGO PLAZO

La correlación entre los cambios climáticos y las variaciones del nivel del mar puede darse por obvia y por probada, pero la interferencia de otros procesos que afectan más o menos localmente al nivel relativo del mar, dificulta extraordinariamente el establecerla. Hay acuerdo general en que el último mínimo glacial se produjo con una temperatura media planetaria de unos 5°C menos que en la actualidad; y que el máximo interglacial, hace unos 5000 años, lo hizo con sólo 1°C más. En el primer caso las diferencias se consideran suficientes para producir cambios del nivel derivados del eustatismo por la congelación o fusión de las aguas del mar y, en consecuencia, de los fenómenos ligados, como la subsidencia glacial. En el segundo la diferencia es menor y adquieren mayor relevancia los cambios volumétricos térmicos. En el primero, y a pesar de la magnitud de los fenómenos eustáticos, el plazo permite un cierto enmascaramiento por otros fenómenos isostáticos y tectónicos, mientras en el segundo interfiere incluso las subsidencias diferidas -glacial y sedimentaria-. Por ello se recogen datos muy variables para las variaciones del nivel, según lugares e investigadores; entre los 90 y 130 metros en el primer caso, y entre los 2 y 7 metros en el segundo. Desde hace 5000 años la idea general es que ha estado oscilando entre los 3 metros por encima y por debajo del nivel actual, aunque los datos son muy dispares en función de las circunstancias locales.

2.1 EUSTASIA

La primera definición de eustasia se refiere a "los desplazamientos verticales globales y simultáneos en la superficie del mar, o cambios en el nivel del mar" y hace abstracción de las causas. El carácter de universalidad (globalidad y simultaneidad) se mantiene, pero poco se discierne sobre los factores concurrentes, hasta que Lisitzin (1974) señala los plegamientos de fondos marinos y los sedimentos en ellos (que afectan a la capacidad de la cuenca), y a la fusión neta de masas de hielo (que afectan al volumen contenido) como factores definidores de un nivel medio resultante, determinante de la línea de costa. Pero Peltier (1989) sigue atribuyendo los cambios eustáticos a los del volumen de aguas oceánicas, si bien incorpora las variaciones esféricas, esto es, derivadas de la expansión/contracción térmica de las aguas. Sin embargo otros autores incluyeron en ellos los que derivaban de los cambios geodiales que, a su vez, se deben a los gravitacionales, a las del eje de rotación y a los de distribución de masas (a su vez influidos por las variaciones glacioeustáticas e isostáticas y a las tectoeustáticas). Aunque no todos los autores admiten tal complejidad en el fenómeno eustático propiamente dicho, el problema fundamental estriba en discernirlo del resto de los demás antes expuestos, de ahí la actual globalización en el mismo de los términos glacioeustático, tectonoestático y de eustasia geoidal, sedimentaria y tasoclínica (en sus términos termoeustático y haloeustática) (Paskoff, 1985).

2.2 CAMBIO CLIMÁTICO

Los factores climáticos sólo tienen efecto a un cierto plazo sobre los niveles del mar, pero al medio y al largo lo han modificado en decenas y centenas de metros. Sin embargo sus cambios eustáticos son muy difíciles de precisar por la interferencia con otros, consolidativos, isostáticos y tectónicos y, en cualquier caso, está admitida la imposibilidad de establecer para el actual período postglacial una secuencia y unas curvas únicas para todo el mundo, por la diversidad en los otros cambios sufridos. Aun cuando en el "tempo" geológico las variaciones de nivel producidas por estos factores tienen una componente periódica que se manifiesta también a largo plazo, a corto y medio plazo pueden presentarse con un cariz tendencial como el de la reciente elevación que parece haberse acentuado en las últimas décadas. Existe una serie de dificultades que impiden alcanzar conclusiones precisas sobre la tasa de variación del nivel del mar por causas climáticas, debidas a la desigual distribución geográfica de mareógrafos, al tratamiento estadístico y forma de determinación de los promedios, a la interferencia de los movimientos isostáticos y tectónicos, etc. Además de las tendencias tectónicas a largo plazo y de los ajustes isostáticos y eustáticos a medio y largo plazos, hay una serie de efectos sobre el nivel del mar a más corto plazo. Un efecto estrictamente antropogénico es la retirada de fluidos del subsuelo, ya sean estos agua o hidrocarburos. La eliminación de petróleo y gas natural de los campos bajo Long Beach, California, ha provocado unas tasas relativas de subida del nivel del mar anormalmente elevadas en la línea de costa del área mencionada (Emery y Aubrey, 1991).

El cambio climático a corto plazo (dentro del "tempo" planetario) también tiene un impacto que ocasiona cambios temporales, y a veces más permanentes, en los niveles de mares locales. Ténganse presentes las descripciones de los acontecimientos relacionados con las variaciones climáticas debidas a los cambios de presión del aire registradas como SOI (Southern Oscillation Index) en el Pacífico, no siempre

bien relacionadas en la bibliografía con el fenómeno ENSO (El Niño-Oscilación Sur), y que, bien que por razón de otros procesos y pulsiones concomitantes, afectan a muchos otros lugares del planeta. Otras fluctuaciones del nivel del mar ocurren en conjunción con cambios en los vientos locales, cambios en la densidad del agua y cambios en las corrientes oceánicas. Todos estos son factores importantes en un sistema climático acoplado océano-atmósfera. A cada situación climática le corresponde, por otra parte, una cierta actividad atmosférica, oceánica y meteorológica que, en última instancia, se traduce en determinadas acciones morfogénicas sobre los continentes y, especialmente, sobre sus márgenes litorales, que pueden afectar a las referencias en la determinación de los niveles. Todo lo cual hace muy imprecisas las correlaciones y, si bien los registros disponibles (de los dos últimos siglos) y otras referencias históricas (del hemisferio norte exclusivamente) se han estado utilizando profusamente para justificar evoluciones y proyecciones alarmantes, hoy se impone un gran escepticismo sobre la validez de todos estos datos para el uso que se les da: ni la distribución espacial es suficientemente homogénea entre ambos hemisferios, ni en cada uno de ellos; ni las series temporales son comparables ni, del todo, fiables; ni las situaciones geomorfológicas ni tectónicas están suficientemente discernidas.

En épocas recientes se ha observado un proceso de calentamiento global del planeta de tendencia secular al que se ha ligado con diferentes circunstancias concomitantes y, en particular, con la acentuación en el último siglo del efecto invernadero. También se ha detectado, por su parte, una elevación del nivel medio del mar, como problema global planetario. Y se supone una fuerte ligazón entre los tres fenómenos. Ciertamente es grande la dificultad intrínseca para conocer con buena precisión los cambios climáticos "menores" posteriores a la última glaciación (y mucho mayor aún para los de etapas anteriores) más atrás de los últimos 150-200 años, porque no existen datos instrumentales de ninguno o casi de sus parámetros significativos, y porque las observaciones indirectas pierden significación o precisión cuando se refieren a tiempos próximos y a esos cambios menores; solo ciertas acotaciones y crónicas del pasado poseen virtualidad complementaria por el momento para abordarlos, y necesitan obviamente depuración y contraste mediante el adecuado análisis dialéctico en interrelación con los demás factores históricos, exógenos y endógenos. Y sin embargo hay que vencer tal dificultad y profundizar en el conocimiento de los cambios climáticos holocenos como fase previa necesaria para una correcta comprensión crítica de los cambios más recientes, los de mayor componente antrópica, y para una más rigurosa proyección hacia el futuro.

La actividad solar se sabe muy variable y, aunque el conocimiento que se tiene acerca de la misma es ciertamente pobre respecto del de otras cuestiones astronómicas, hay motivos para poder suponer que puedan explicar en alguna medida el actual proceso de calentamiento planetario, lo que podría relativizar la trascendencia del efecto invernadero. El tema por tanto no es trivial y, con independencia de que determinadas medidas -y no sólo las tendentes a reducir las emisiones de gases- tengan virtualidad en todo caso, exige un mayor esfuerzo en el conocimiento de los cambios climáticos históricos y prehistóricos. Es especialmente determinante a este respecto la definición de la escala temporal en el análisis de los cambios, por cuanto que ella determina el alcance de sus posibles conclusiones; y puede encubrir o, por el contrario, magnificar ciertos cambios, ligándolos cuestionablemente con causas o circunstancias sólo en diferente

forma conectadas realmente con aquéllos. Desde la última glaciación, situada hace entre 15.000 y 30.000 años, el proceso de calentamiento parece haber sido continuo y relativamente rápido hasta más o menos generalizado el Neolítico en Eurasia, aunque algunos autores sostienen importantes fluctuaciones. Es conocido que el Paleolítico superior termina, al menos, con una "larga y rápida marcha tras el reno" a causa de la retirada de los hielos. La bondad climática parece haber sido determinante en la aparición del Neolítico en Anatolia hace 10.000-11.000 años (Raban, 1983). Desde hace unos 7.000-5.000 años (según los autores) el clima parece haberse estabilizado, aunque las alternancias en las invasiones de la Mesopotamia y aledaños, por los pueblos procedentes respectivamente del Cáucaso y Asia Menor, por una parte, y de la península Arábiga, por la otra, deben estar relacionadas con correspondientes fluctuaciones climáticas. Dentro de la escasa variación relativa del nivel del mar en tiempos históricos, la amplitud de la onda de regresión y posterior trasgresión iniciada en el siglo XV debió tener especial importancia porque, aunque no se tienen datos de registro que lo demuestre fehacientemente, el descenso térmico debió ser de los más intensos, si no el más, desde la última glaciación, si hemos de juzgar por las referencias literarias, pictóricas y documentales. Se puede presumir entonces que la onda térmica alcanzó o superó el grado centígrado, lo que pudo significar una oscilación en el nivel medio superior al estrictamente debido al efecto volumétrico de aproximadamente 3 metros (2-7, según autores y lugares).

Tras el que se conoce como episodio "pequeño óptimo climático", en el que se requirieron diques en los Países Bajos para protegerse contra lo que sin duda constituyó una trasgresión marina, los historiadores sitúan en 1450 el principio del episodio climático conocido como de la "pequeña edad glacial", frío, seco y extremo en Europa, y en ese tiempo se produce un notable endurecimiento de las condiciones de vida en Europa Central e Islas Británicas; las áreas litorales occidentales, suavizadas sus condiciones por la corriente del Golfo, tuvieron que suponer focos de atracción y, de hecho, a lo largo de los siglos XVI-XVII se sabe de una importantísima generación de "polders" en la actual Holanda (Beemster, Purmer, Vermer, Shermer...). Y las tornas se invierten a partir del siglo XVIII a lo largo de un proceso de un siglo de calentamiento ya bien documentado.

Teniendo esto en cuenta, las variaciones observadas en las últimas centurias necesitan una profunda filtración para su correcta interpretación. Concretamente, en la última, entre 1880 y 1980 se dan 12 cm. como elevación media mundial, 10 cm. como elevación media en la costa Oeste de los EE.UU., 30 cm. en la costa Este -con 40 cm. en la de los Estados centrales-, y 23 cm. en la costa del Golfo -con más de 60 cm. en el delta-. Las componentes de la subsidencia tienen, por tanto, significación determinante, pero seguramente, no son las únicas. Y su correcta interpretación es también esencial para la precisión.

Existe pues una evidente interrelación causal entre los tres fenómenos estudiados, como evidente es que se está utilizando, en sentido inverso, para estimarlos y predecirlos. Es necesaria pues una revisión crítica de los conceptos involucrados que permita eliminar o reducir las peticiones de principio del razonamiento.

2.3 SUBSIDENCIA

Durante algún tiempo bastantes estudiosos incluían en este concepto todos los movimientos verticales de la superficie de la corteza con exclusión de los de origen tectónico (y aun sólo

los de costas "pacíficas") y eustáticos (y aun ignorando los causados por cambios volumétricos entre éstos). En la mayor parte de los casos el movimiento más significativo de entre los considerados era el isostático (positivo o negativo) en sentido estricto, y se refería a niveles relictos de playa. Conforme estos últimos han sido crecientemente puestos en evidencia se ha complicado la determinación de los procesos subsidentes; y probablemente a ello es debido el reciente grado de complejidad y sistematización en el análisis. En grandes líneas hay que distinguir en principio al menos cuatro formas de movimientos verticales de la superficie de la corteza que con generalidad se incluyen en el fenómeno de subsidencia.

La estrictamente isostática, positiva o negativa según se acentúe o se alivie la carga sobre la placa, respectivamente. Los sedimentos son la causa principal de la primera y la fusión de los hielos emergidos lo son de la segunda. La isostática indirecta, por causa de la flexión en su caso de la placa afectada localmente por la isostasia anterior. La causada por la compactación natural de los sedimentos bajo su propio peso. La causada por la compactación antrópica de los sedimentos, drenante o bajo carga.

El análisis y delimitación de cada una de estas formas de movimiento vertical se complica según que se produzca en superficie sumergida o emergida y, teniendo en cuenta otras causas del movimiento relativo del nivel medio del mar, el período de tiempo en el que se produzca y el área territorial en consideración. De ahí la pluralidad de niveles relictos y las dificultades para su encaje. Téngase en cuenta la progresiva acumulación de datos de diferentes fuentes y que las dataciones no siempre tienen la precisión adecuada. De ahí que convenga establecer algunos conceptos:

2.4 ISOSTASIA VERSUS SUBSIDENCIA

Los cambios isostáticos derivan del equilibrio de Arquímedes y consisten en movimientos verticales de los bloques de la corteza. Según su causa inmediata pueden ser glacioisostáticos (por el peso de los hielos), hidroisostáticos (por el peso del agua) y la isostasia de la erosión y la sedimentación. Otros cambios muy ligados a estos últimos no pueden considerarse estrictamente isostáticos sino de consolidación; y en el caso de los debidos a compactación de sedimentos o a drenaje y pérdida de fluido intersticial por los mismos. Los cambios generados por consolidación se engloban a veces con los isostáticos en la subsidencia, lo que no creemos sea lo más adecuado desde el punto de vista conceptual. La determinación de la subsidencia en sentido estricto es por tanto extremadamente difícil. Algunos datos e informaciones geológicas permiten un cierto aislamiento del factor tectónico (el volcánico no tiene sentido plantearlo en estas costas), pero más difícil es el discernimiento del factor isostático respecto de los factores que en forma conjunta conforman la subsidencia en el sentido estricto que antes se ha expuesto.

En todo caso la subsidencia (en sentido estricto o con la isostasia) en Galicia no puede tener un gran significado por cuanto el espesor de los sedimentos recientes y las cargas antropogénicas no se pueden considerar determinantes más allá de su incidencia en los fenómenos consolidativos. Otras actividades humanas como la agricultura (no se practican aquí pozos ni sistemas drenantes generalizados ni de desecación) tienen sólo efectos locales sobre la consolidación de los terrenos que se analizan en cada caso que lo requiera. Como referencia para todos los casos se utiliza el análisis valorativo realizado por Díez y otros (1982) para la investigación del estado y causas de la regresión de las playas de

Denia (Alicante), en la que pareció ponerse en evidencia un proceso de descenso del nivel del terreno respecto del nivel medio del mar por este conjunto de causas, isostasia incluida. La adjudicación a dichas causas del descenso relativo no deja de ser sin embargo más que una opinión razonada, puesto que ningún dato de contraste complementario lo avala más que el de que tampoco los hay para atribuirlo a otras causas. El factor clave al considerar estos procesos subsidentes es el de la inercia o diferimiento con que se producen a partir de la causa primera que los desencadena (sedimentación, drenaje, compactación, carga, etc), y en función de la propia naturaleza de los sedimentos, que afecta al volumen y capacidad de retención del agua intersticial retenida. En el caso de las costas de Denia ha habido razones para estimar la subsidencia total producida entre los años 1960 y 1980 en unos 50 cm. Fueron años de transformación agrícola importante y desarrollo urbanístico aún más importante (dentro del grado relativamente moderado que adquirió la ocupación de aquella costa plana sedimentaria). Y por su ubicación en la plana valenciana puede considerarse un área menos rica en sedimentación de largo alcance que otras situadas más al Norte, centradas en la Ribera valenciana. Por eso se considera una referencia relativamente aceptable para las zonas más críticas, desde el punto de vista subsidente. La naturaleza diferida de los procesos consolidativos e isostáticos no permite interpolaciones lineales en general, porque obedece a curvas de naturaleza cuasi-logarítmica o exponencial; pero en determinadas fases de los procesos, en su principio (con tasas de hundimiento "rápidas") o en su final (con tasas de hundimiento "lentas"), se podría groseramente adoptar una tasa lineal media.

2.5 CAMBIOS TECTÓNICOS Y VOLCÁNICOS

La tectónica y el vulcanismo son a veces causa de cambios verdaderamente eustáticos a través de sus modificaciones en el volumen de la cuenca oceánica. Pero también fuerzan cambios independientes, locales, del nivel relativo del mar mediante movilización vertical de determinadas porciones de la corteza. Darwin ya registró unos en la isla de Santa María de Chile, en 1851. Los cambios en bordes de placas convergentes suelen ser más rápidos y bruscos, positivos o negativos. En bordes divergentes suelen ser lentos y negativos (1 mm/año en el Atlántico occidental según Berryman (1987), lo que equivaldría a entre 1/2 y 1/4 del cambio total en la costa este norteamericana. Los fenómenos tectónicos tienen tal lentitud que, incluso entre las variaciones del nivel relativo del mar a largo plazo, son difícilmente perceptibles. No es pues de extrañar que, con más razones que otros, se incorporen casi siempre en el término de subsidencia global. La esquina galaica es sin embargo una zona en la que se puede tratar de aproximar los efectos de la tectónica en los niveles del mar. Para ello se recurrirá a dos razonamientos extremos entre los cuales podremos en principio suponer que se encuentra el que puede conducir a una cuantificación de la tasa actual de variación tectónica relativa del nivel medio del mar.

Es hipótesis generalmente aceptada que los diferenciales del nivel en la rasa cantábrica entre unos márgenes y otros de cada ría se deben a efectos tectónicos según las fallas a los que se han acogido las rías. También que la rasa es un fenómeno consecuencia de la abrasión sumergida marina. Lo que no quiere decir que no existan muchas matizaciones, incluso contradictorias, al respecto. Poniéndose en el extremo pésimo del lado de la seguridad, podría admitirse que el máximo diferencial (inferior a los 150 metros) entre la rasa central asturiana (supuesta estable) y la mínima

galaica (supuesta hundible), entre Foz y Burela, se ha producido desde la penúltima glaciación, con un mínimo de 75.000 años para la formación interglaciaria de la rasa. Supuesta una tasa constante ello nos conduciría a 2 mm/año como cota superior al valor del hundimiento tectónico de Galicia respecto del Cantábrico central. En cincuenta años ello llevaría a un hundimiento general para las costas gallegas de 10 cm. Admitiendo un gravamen atlántico generalizado este valor sería aún mayor desde la ría de Viveiro hacia el Oeste en esta situación pésima absoluta y poco verosímil.

Buscando unos datos más "evidentes", Pagés y otros mencionan dos playas fósiles de la misma época (que también sitúan en el último interglaciario y con unos 60.000 años de antigüedad) situadas en Oyambre (Cantabria) y la ría de Vigo, y que presentan tres metros de diferencia de cota en la actualidad: la primera a la cota +3 respecto del nivel de media marea y la segunda al nivel de la media marea actual. Según eso ambas se habrían formado en una situación del nivel del mar muy semejante al actual, y se habría producido un salto tectónico de 3 metros en los sesenta mil años lo que significaría una tasa anual de 5 micras al año y, en cincuenta años, un hundimiento (en su caso) relativo de 0,25 cm., prácticamente despreciable a nuestros efectos. Pero las dataciones son no sólo imprecisas sino inseguras de modo que se podría hacer el ejercicio teórico de suponer que ambas playas pudieran haber sido holocenas, en cuyo caso el período transcurrido sería de 6.000 años y la tasa y valor total del hundimiento serían diez veces mayores. Entre estas magnitudes, y muy del lado de la seguridad, se podría establecer la tasa tectónica de hundimiento de las costas galaicas. Teniendo en cuenta que en tectónica no se puede hablar de tasas medias, la actual sismicidad y admitiendo por tanto una situación de riesgo, se adopta el valor de 10 cm. para el hundimiento desde la ría de Viveiro hacia el Oeste como valor máximo probable para los cincuenta años próximos.

3. VARIACIONES DE CORTO PLAZO

La más importante de estas variaciones es la marea astronómica. No se tienen aquí noticias, ni referencias precisas, sobre la acción de algunas sobreelevaciones de origen mecánico vertical como algunas de las descritas en nuestras costas mediterráneas, y de las producidas por auténticos sismos, su escasa documentación y ausencia de datos impide tomarlas en consideración en estas costas. Finalmente, tampoco hay descripciones de fenómenos semejantes a las famosas "secas" mediterráneas, ni de los característicos seiches de los mares Báltico y del Norte. Por todo ello se precinde en esta primera aproximación de un mayor análisis de estas sobreelevaciones, aunque se tomarán, en consideración, en su caso, en las áreas que proceda junto con las mareas meteorológicas, las ondas de resaca características de las dársenas en el Cantábrico y en el Atlántico. Todos los demás factores de sobreelevación del nivel medio del mar están relacionados con el clima marítimo y la dinámica litoral. Además de la consideración de los cambios climáticos a medio y largo plazo, los climas marítimos y dinámica litoral estables presentan variaciones naturales estacionales e interanuales. Estas variaciones climáticas a corto plazo imponen una variabilidad de los fenómenos imposibles de eliminar. Por consiguiente es necesario definir las variaciones a corto plazo para mejor comprender la significación de los impactos y afecciones estimados.

Dado un determinado volumen de sedimentos en el litoral la superficie de playa seca dependerá del perfil de equilibrio que adopte la playa. Así pues, durante las esta-

ciones con oleajes de mayor intensidad los perfiles de equilibrio mostrarán barras de mayor volumen y a mayor profundidad, que restarán arena de la playa seca y producirán temporales retrocesos de la línea de costa. La consideración de los avances y retrocesos estacionales provocados por las variaciones de perfil según la intensidad de los temporales son de estima muy variable en las playas gallegas en función de su situación, abierta al mar o en el interior de las rías. Lo mismo puede decirse de las magnitudes debidas a las mareas meteorológicas y sobreelevación debido al oleaje. Además de la variabilidad climática que tenderá a forzar un retroceso de la línea de costa en periodos de oleaje intenso y un avance en periodos de calma, la variabilidad direccional del oleaje va a provocar basculamientos naturales de las playas que pueden suponer avances o retrocesos interanuales naturales de diferentes órdenes de magnitud según su tipología morfodinámica.

En resumen, las variaciones estacionales naturales de los perfiles de playa y las oscilaciones interanuales de la planta de playa pueden causar avances y retrocesos temporales de la línea de costa de orden de magnitud comparable con los de las propias sobreelevaciones una vez aislada la marea. Dada la imprecisión de los datos climáticos de partida no es razonable precisar mucho más la estima, siendo necesario establecer un sistema objetivo de seguimiento de las playas para medir las variaciones de la playa seca y sumergida y determinar con fiabilidad y precisión el comportamiento de la playa.

Es perfectamente conocida la acción sobre la costa de tres fenómenos característicos del Clima Marítimo: Viento, Oleaje y Marea Meteorológica. El primero actúa en forma inmediata y generando el Oleaje y la Marea Meteorológica; el segundo, también en forma directa y a través de las corrientes litorales que origina, y el tercero, en forma inmediata (la sobreelevación) y a través de las corrientes de flujo y reflujo que genera en los canales de las desembocaduras, y que se superponen a los que fuerza rítmicamente la marea astronómica.

La dificultad para separar las brisas del resto de los componentes del viento marítimo limita el recurso a los datos de los observatorios costeros para estimar los vientos con eficacia en la generación del oleaje y de las mareas por lo que se debe recurrir a los datos sobre vientos marinos y a las cartas meteorológicas. A su vez de pocos lugares se tienen registros de oleaje suficientes para el análisis, por lo que aún se recurre a los métodos de previsión ("hindcasting") o al tratamiento de los datos visuales, aunque siempre se puede recurrir al contraste "geográfico" con los datos de registro más próximos, en caso de posibilidad de analogía. Peor aún es el caso de los niveles meteorológicos, en el que hay que recurrir a la previsión con modelos empíricos o poco contrastados.

3.1 MAREA ASTRONÓMICA

Pero de todos los factores que afectan a la variabilidad del nivel medio del mar la marea astronómica es el más predecible, al obtener el efecto de la atracción del Sol y de la Luna y estar los movimientos relativos de ambos respecto del planeta establecidos ya desde el último cambio de siglo. No significa ello ciertamente que su predicción sea sencilla puesto que las condiciones de contorno y la configuración de las masas de agua modifica enormemente tal efecto, por una parte, y que dichos movimientos vienen afectados por un elevado número de parámetros, variables a su vez en función de otros. Pero hace ya tiempo que se desarrollaron

metodologías para predeterminar el valor y la evolución de las mareas en cualquier punto del planeta, y concretamente, para que ya estén determinados en todos los puntos singulares y puertos de nuestras costas, disponibles en la publicación del Instituto Hidrográfico de la Marina. En cualquier caso ha de quedar claro que éste es el término más significativo pudiendo llegar en todas las costas de la esquina galaica a cotas de alrededor de los cuatro metros y medio. Para caso de los analizados tomaré la marea máxima de las tabuladas por el I.H.M. en los últimos diez años en el puerto más próximo de situación análoga al área estudiada.

3.2 MAREA METEOROLÓGICA

Las sobreelevaciones que en costas bajas algunas veces acompañan al paso de los temporales reciben el nombre de "mareas meteorológicas" -storm tides o storm surges- y pueden en su aspecto hidrodinámico ser consideradas como ondas largas. Como todas éstas la configuración de la costa puede ejercer un acusado incremento de su amplitud, especialmente en las áreas de gran concentración. La sobreelevación producida por la marea meteorológica es función directa de la velocidad del viento y de la depresión existente en el centro de los regímenes ciclónicos y función inversa de la profundidad. Este es el motivo por el cual su presencia es especialmente acusada en costas planas y en mares marginales de escasa profundidad. El agravante de la sobreelevación meteorológica es que eleva la plataforma del ataque del oleaje y, junto con el "wave set-up" incrementado que él mismo produce en rotura, que acentúa mucho la capacidad de transformación del perfil de equilibrio y de penetración continental de las aguas marinas. Dos aspectos de la marea meteorológica son de interés en los estudios costeros: sus propias características debidas a la presencia de una determinada perturbación atmosférica (amplitud, periodo y fase con la marea astronómica en su caso) y la frecuencia de presentación de mareas meteorológicas con sobreelevación igual o superior a un cierto valor. Ambos son de fundamental importancia en ciertas áreas muy expuestas a éste tipo de fenómenos. El primero para evaluar hidrodinámicamente la magnitud de una sobreelevación; y el segundo para un estudio de precisión estocástica. Aunque ambos tipos de estudios exceden este trabajo, conviene profundizar en el fenómeno. Su efecto sobre los niveles se puede desglosar en dos términos, en general no coincidentes en cuanto a sus sobreelevaciones máximas.

- a) El derivado de la reducción de la presión, conocido como sobreelevación barométrica: Sm_1 .
- b) El derivado del arrastre por viento: Sm_2 .

Se puede demostrar que el primero de estos términos, en centímetros, se puede cuantificar aproximadamente por el valor de la subpresión barométrica medida en milibares. Para nuestras costas la cota de 50-70 milibares podría considerarse suficiente. Sin embargo, esta situación pésima sólo puede producirse con el paso del centro de los ciclones extratropicales atlánticos muy pronunciados, circunstancias que sólo es susceptible de presentarse en la fase central del invierno. En los equinoccios, si bien pueden presentarse borrascas pronunciadas, corresponden a ciclones atlánticos con menor gradiente, sin embargo luego se matizará esta cuestión.

El segundo término depende fundamentalmente de la velocidad del viento en las capas bajas de la atmósfera, y se puede superponer al anterior, en función de la evolución de la borrasca, y a la marea astronómica, aun cuando las probabilidades de convergencia ciertamente se reducen. La

situación más desfavorable para éste segundo término de la marea meteorológica adquiere su máximo valor en situaciones ciclónicas algo alejadas de la península, a su suroeste, oeste, noroeste, norte o nordeste (según el área considerada), ya que persisten a consecuencia de la circunstancias que afectan a la circulación general atmosférica como se ha visto. Con ocasión de los grandes temporales invernales, y primaverales sobre todo, se producen condiciones de intensidad de viento y de persistencia que determinan una sobreelevación estimable del nivel del mar por fricción del viento.

3.2.3 TÉRMINO DE SUBPRESION: Sm_1 .

Se trata de analizar la componente de gradiente de presiones en zonas de latitud igual ó superior a 40° con variaciones de presión entre los 970 y 1.040 milibares, pero con depresiones que pueden caer hasta los 940 mb, provocando sobreelevaciones de factor climático meteorológico de hasta un metro. Se ha solicitado del Instituto Nacional de Meteorología el estadillo de presiones máximas y mínimas de distintas estaciones meteorológicas peninsulares. En este estudio se han utilizado los de Pontevedra-Marín, La Coruña y Monteventoso, con datos referidos a cuarenta años, trabajando con el valor mínimo observado, con lo que se evita el factor subjetivo de la estima del centro de la borrasca y se tiene la certeza de operar con subpresiones "medidas". Sin embargo debe llamarse la atención sobre algunos datos extremos que probablemente son causa de errores instrumentales aunque se hayan prolongado durante un mes. Concretamente en Monteventoso, se han desechado tales valores anómalos quedándonos con el menor de los restantes. Para su estima, basta recordar la formulación clásica:

$Sm_1 = 0,010 (1,013 - P_a)$ donde, Sm_1 = Variación del nivel por gradiente de presión; P_a = Presión atmosférica en mb.

Se pone de manifiesto el aumento de la lámina de agua con relación a la depresión o borrasca. Esta situación puede superponerse sin duda a la marea astronómica. Téngase en cuenta que no operamos con valores del centro de las borrascas sino con los determinados barométricamente "in situ".

3.2.4 TÉRMINO DE FRICCIÓN: Sm_2 .

El segundo término depende fundamentalmente de la velocidad del viento en las capas bajas de la atmósfera, y se puede superponer al anterior (como se discute más adelante) y a la marea astronómica en los equinoccios, sobre todo en el vernal. Teniendo en cuenta la anchura de la plataforma en cada caso y que aquí la circulación está permitida a lo largo de la costa se pueden realizar unas primeras estimas para este término de acuerdo a lo que sigue. Habitualmente se simplifican las ecuaciones generales utilizando la hipótesis que relaciona el campo tensional y el de velocidades mediante la longitud de mezcla, y la que supone proporcionalidad de ésta con la componente "z", con lo que se llega a una ecuación diferencial de variables separadas de integración inmediata, que permite obtener el perfil de velocidades:

$$\left(\frac{u}{\sqrt{\frac{t}{p}}} \right) = \left(\frac{1}{K} \right) L_n \frac{(z+z_0)}{z} \quad (1)$$

La sobreelevación por fricción del viento se obtienen introduciendo además las hipótesis simplificatorias siguientes:

- Profundidades reducidas.
- Régimen estacionario.
- Irrelevancia de los componentes de Coriolis respecto de las de fricción.

Proporcionalidad entre tensiones tangenciales y velocidades de deformación (cuadrado de velocidades). Hasta transformar la ecuación diferencial de Rosby (1939) en la expresión:

$$\frac{dS}{dx} = K \frac{u^2}{g(S+h)} \quad (2)$$

donde,

S	=	Sobreelevación
h	=	Profundidad
x	=	Variable de propagación
g	=	Aceleración de la gravedad
v	=	Velocidad del viento
K	=	$3 \cdot 10^{-6}$ en fondo con pendiente
K	=	$3,3 \cdot 10^{-6}$ fondo horizontal

Si la profundidad es constante, la integración es inmediata. En otros casos al ser $h=f(x)$ el problema se complica a niveles de integración incremental que pueden tardar tiempo de computación en converger. Para nivel constante y mediante incrementos finitos, las ecuaciones pueden resultar sencillas de manejar.

Finalmente, la simplificación en canal rectangular (aplicable al interior de las rías y mediante una partición en rectángulos de dimensión finita) de las ecuaciones de Rosby para la transferencia energética de la acción del viento por fricción sobre la superficie del agua, permite llegar a la siguiente expresión en incrementos finitos.

$$\Delta S = h \cdot \left(-1 + \sqrt{1 + 2K \left(\frac{u^2}{g h^2} \right) \Delta x} \right) \quad (3)$$

Los cálculos efectuados para los casos de estudio se han realizado con las hipótesis de cada caso respecto del Fetch, profundidad, velocidad del viento, diámetro medio de grano y valor de la constante K. Para una mejor discusión posterior de los dos términos y de sus efectos en cada zona de estudio de detalle conviene revisar en primer término el régimen de vientos ligado al de la evolución de los ciclones extratropicales.

3.3 ANÁLISIS DE LA CONJUNCIÓN DE LOS TÉRMINOS

En general la probabilidad de que se combinen las situaciones pésimas correspondientes a los dos términos de la marea meteorológica y al de la marea astronómica es pequeña cuando no nula; pero en las costas gallegas no se puede seguir a rajatabla en principio esta regla general al menos, si se quiere una gran seguridad. En efecto, la coincidencia de la marea viva equinoccial con una borrasca pésima es perfectamente posible, incluso probable en razón de que la frecuencia de los ciclones extratropicales es relativamente elevada y los niveles equinocciales se presentan en al menos cuatro meses al año dos veces, en épocas del año frecuentes en temporales. Así pues el término de fricción es concomitante al de la marea equinoccial siempre que la zona de análisis reciba los vientos con la dirección adecuada para la estima de dicho término de fricción.

Por otra parte, menos común es la hipótesis de que el término de succión se superponga a los otros dos en conjunción, esto es, simultáneamente. Pero una discusión pormenorizada obliga a admitirlo como situación pésima posible. En efecto: en las rías de la fachada atlántica los tempo-

rales del Suroeste producen la máxima sobreelevación por fricción, y se corresponden con ciclones cuyo centro circula a latitudes muy próximas a las de dichas rías, bien que a continuación de la culminación de dicha sobreelevación. En las rías del golfo Ártabo se puede decir lo mismo de los temporales del Noroeste aunque el paso del centro del ciclón antecede entonces al efecto de fricción, por lo que ciertamente algún tipo de corrección habría de establecerse, pero difícil de estimar por falta de observación. Y en las rías de la fachada cantábrica la situación es análoga a la anterior pero más compatible por cuanto los temporales del Norte suceden a la baja presión central más inmediatamente que los del Noroeste.

En cualquier caso, hemos de recordar aquí que en este estudio no estamos considerando las subpresiones correspondientes a los centros de los ciclones, sino las presiones barométricas reales determinadas por los barómetros de las estaciones meteorológicas lo que hace un poco estéril la discusión del párrafo anterior y, por mor de estar del lado de la seguridad, obliga a admitir la compatibilidad de las sobreelevaciones pésimas por los términos de la marea meteorológica. Lo que en general se aceptará en todos los casos mientras no se especifique algún tipo de factor de minoración, que se justificará adecuadamente. Más improbable es aún que tal combinación pésima se acompañe de la que se estudia a continuación. Pero hay que admitirla, dada la naturaleza de este estudio en razón de que los temporales de viento y oleaje correspondan, y el diferimiento de los últimos respecto de los primeros, queda subsanado por la duración larga de ambos.

3.4 SOBREELEVACIÓN POR ROTURA DEL OLEAJE (WAVE SET-UP)

Por la propia naturaleza del oleaje éste supone un incremento transitorio del nivel del mar que puede permitir el rebase y consecuentemente provocar una inundabilidad también transitoria; la morfología del contorno y las condiciones de evacuación pueden hacer más duradera la misma, incluso mantener un nivel de inundabilidad residual sobre el nivel medio marcado por los demás factores. Estos efectos se acentúan si el oleaje se produce en profundidades reducidas donde ya se acompaña de un cierto transporte de masa en el sentido de propagación. Y el fenómeno de sobreelevación se acentúa en la zona de rompientes hasta el límite del estrán como consecuencia de la transformación de la energía cinética en potencial. Además el oleaje modifica en rotura la forma del perfil de equilibrio, pudiendo hacer retroceder la "línea de costa". De esa forma pudiera llegar a romper barreras naturales de cierre de lagunas litorales, como se ha expuesto ya. Dependiendo de la zona cuya inundabilidad se analice y de la naturaleza y morfología del contorno que le relacione con el oleaje, los efectos de éste pueden ser de varias naturalezas, con uno o varios de ellos susceptibles de combinarse con los otros efectos relacionados. La discusión del fenómeno se realizará en cada caso diferente del general, y en su caso siempre se tendrá en cuenta los efectos sobre las barreras de cierre de los cambios del perfil generado por los temporales; pero en el caso general se prescinde de la sobreelevación transitoria de las crestas y del rebase producido frente a contornos de fuerte pendiente por no ser comunes en áreas inundables, reduciéndose el caso general al fenómeno de sobreelevación por rotura conocido como wave set-up.

Derivado del efecto grupo del movimiento ondulatorio y de la relación d/L , es decir, profundidad frente a longitud de onda en profundidades reducidas, se produce una disipación energética que provoca un aumento de la lámina de agua

detectable en la zona de rotura. En una primera aproximación teórica, válida únicamente en la intersección del nivel medio con la línea de costa en una playa y para un caso completamente "bidimensional", la siguiente estimación queda del lado de la seguridad:

$$S = K \cdot d_b = K \cdot \gamma_b \cdot H_b \quad (1)$$

donde:

- S = Sobreelevación del nivel medio, m
- H_b = Altura de ola en rotura, m
- Δ_b = Profundidad en rotura, m
- γ_b = Índice de rotura o relación H_b/d_b

Existen diferentes propuestas para el valor de γ_b, desde la primitiva de 0,78, hasta los ábacos de WEGGEL o GODA y otras posteriores que consideran diferentes morfologías, pendientes y formas de rotura. El valor de Galvin (0,773) no tiene en cuenta ni siquiera la propia sobreelevación en rotura como factor interactivo. En nuestros casos, se utilizarán las propuestas de WEGGEL (recogida en Boletín de la AIPCN por la comisión de estudio correspondiente), y la de GODA, ambas trasladables a ábacos que se reproducen en el Shore Protection Manual del CERC de 1984.

La expresión (1) equivale a la aproximación de IRIBARREN (S = H_b/4). También se puede utilizar el criterio de STEWART & LONGUETT-HIGGINS, sin duda más elaborado; y en cierto modo, que se ha supuesto más arriba, no puede ignorarse el valor de máximo afloramiento (run-up), que puede resultar más desfavorable, sobre todo teniendo en cuenta que uno de los efectos de esta sobreelevación es la rotura o perforación de la restinga que protege de la inundación la plana litoral.

Sin embargo la penetración por "run-up" es de escaso volumen de agua y duración limitada en cada ola, por lo que sus daños son siempre de orden menor; sólo cuando la acción se coordina con la eliminación de la restinga por retroceso del perfil de equilibrio se podría tomar en consideración este fenómeno a los efectos de este trabajo, y en tal caso, con la inundación ya producida, ya no tiene sentido hablar de ese fenómeno. Por eso se prescindirá aquí de su tratamiento diferenciado, y sólo se analizará en cada caso que lo requiera. Puede aplicarse en esta primera aproximación la fórmula de Stewart y Longuet-Higgins o el ábaco del C.E.R.C. que la desarrolla, suficiente para el nivel de análisis de este trabajo. Dicha fórmula corresponde a un modelo interpretativo que tiene en cuenta la realidad física de la sobreelevación se produce respecto a un nivel medio previo a la rotura del oleaje que es inferior al del mar en reposo como consecuencia de la deformación y transporte de masa previos a la rotura que implican un "vacío" de una banda (set-down). De ahí que partiendo de la cota superior para la sobreelevación bruta que determina en el valor S_w = K·d_b donde K = 0,15, se formule para la sobreelevación neta lo establezcan en:

$$S_w = 0,15 \cdot d_b - \frac{\sqrt{g} \cdot (H_0')^2 \cdot T}{64 \cdot \pi \cdot d_b^2}$$

donde:

- d_b = Profundidad de rotura del oleaje
- H₀' = Altura de ola significativa en profundidades indefinidas
- T = Período medio

Determinar d_b mediante la fórmula:

$$d_b = \frac{H_b}{1,56} - \frac{43,75 \cdot (1 - e^{-19m}) \cdot H_b}{g \cdot T^2}$$

donde:

- m = Pendiente en tanto por uno
- H_b = Altura de ola en rotura
- H₀' = 13 m, altura significativa en profundidades indefinidas
- T = 20 seg, período medio en profundidades indefinidas

Estos valores de altura significativa son sin duda elevados pero han sido medidos en este litoral, el más agitado de la península.

Un problema que se plantea en la mayoría de los casos es el de que la aplicación estricta de esta formulación y ábaco conduce a valores de esta sobreelevación en el interior de las rías del orden de los dos metros que se consideran excesivos. La aplicación estricta de la fórmula de Stewart-L.H. (o de su ábaco, de la figura 3.50 del Shore Protection Manual) requiere previamente determinar la altura de ola en rotura y/o de profundidad en rotura, a partir de la altura de ola significativa y período medio en profundidades indefinidas y de la pendiente de la plataforma. Para ello se pueden aplicar cualquiera de los ábacos (recogidos también en el Shore Protection Manual), de Goda o Weggel, si bien este último requiere un proceso iterativo o recurrir a una preestima de la profundidad en rotura. Este último recurso permite matizar el resultado final mediante la elección de una profundidad de rotura acorde con la "experiencia" observacional, que es francamente inferior a la determinada de los ábacos, pero que contiene un alto grado de subjetividad que pudiera llevarnos al lado de la infravaloración. El problema radica en que ninguno de los ábacos y fórmulas propuestas tienen en cuenta una costa tan irregular como la gallega en sus rías y que ni las ecuaciones para conseguir la altura de ola por Shoaling o por refracción se acomoda a esa morfología. Por ello, en cada caso se tratará de abordar el problema de modo que se tenga en cuenta la minoración real de las alturas de ola en su propagación al presentar en la zona de influencia morfológica de cada ría pero reduciendo en lo posible los factores subjetivos del criterio.

Los oleajes que se presentan frente a todas las fachadas de la costa galaica son importantísimas pero antes de cruzar la bocana de las rías sufren una gran relajación (shoaling) compensatoria de la concentración que se produce sobre los promontorios e islas, que se adentran notablemente en la plataforma continental. El coeficiente K_s, del Shore Protection Manual, preparado para costas abiertas con singularidades no permite abordar tan sencillamente la determinación de esta reducción frente a las rías.

Adicionalmente casi todas las rías presentan estrechamiento o promontorios transversales y frecuentes islas que introducen un importante coeficiente de difracción, K_D. Y además se produce la refracción derivada de la evolución batimétrica del interior de las rías, K_R.

Para una determinación de carácter general del valor del coeficiente K_R en el interior de las rías hemos de acotar el ángulo de incidencia en el contorno de las mismas en los 60° como mínimo. La aplicación de la Ley de Snell:

Lo que nos permite acotar en 0,7 el valor de K_R en todos los casos.

En algunas de las rías podemos conocer la altura de ola interior H_0 porque se conocen las alturas de ola en sus puntos. En otras, como la de Santa Marta de Ortigueira eso no es posible.

Finalmente, el efecto de la marea meteorológica es predominante en el interior de las rías por lo que, para poder tener en cuenta ambos efectos se ha de considerar la dirección del temporal máximo compatible con la dirección pésima de los vientos que genera dicha marea, por lo que no se puede partir de las alturas de ola pésimas ante cada ría sino de las que correspondan a la dirección seleccionada. Y tampoco se puede ir a un período de retorno mayor de 100 años para una inundabilidad estudiada para cincuenta años.

3.5 RETROCESOS DE LA LÍNEA DE COSTA

Considerada como la intersección de la superficie de equilibrio de la playa con el plano del nivel medio del mar en cada estado de éste y en cada situación de los demás factores que afectan a ambos, esa línea sufre desplazamientos hacia el mar o hacia tierra de cierta permanencia en razón de dos fenómenos principalmente: la modificación del nivel medio relativo del mar y los cambios significativos de los estados del mar. Estos desplazamientos pueden ser determinantes a los efectos de este estudio cuando el nivel "relativo" sube y los temporales incrementan su intensidad o frecuencia; y son más permanentes cuando son causados por aquél que por éstos, salvo situaciones de irreversibilidad absoluta de los efectos de los temporales sobre el perfil de equilibrio. Cuando la línea de costa forma parte de una restinga o barrera litoral longitudinal, puede emigrar en respuesta a las evoluciones del nivel medio relativo del mar, manteniéndose dicha restinga si no se producen erosiones netas causadas por la falta de equilibrio longitudinal. La situación óptima se produce cuando no hay erosión neta y cuando la cuenca acotada por la barrera de cierre está libre de rigidizaciones y permite totalmente su juego de desplazamientos. La situación pésima se produce con erosión neta importante y rigidización total tras la restinga.

Considerada la situación pésima la restinga puede desaparecer cuando el retroceso horizontal de la línea de costa sea de magnitud superior a la anchura neta, medida ésta a la cota del nivel medio del mar a futuro, de la restinga. Esta desaparición podría aún ser transitoria si el perfil de barra generado por el estado de los temporales es susceptible aún de reversibilidad al perfil de berma de los oleajes y calmas reinantes. Poniéndose del lado de la seguridad se admitirá aquí la irreversibilidad total, y que la superposición de ambos efectos de retroceso es completa.

La curva monoparábólica establecida por Per Bruun (1954): $y = A \cdot x^m$ para describir el perfil transversal de una playa desde su línea de costa hasta un punto considerado a profundidad estable ha seguido siendo usado para el análisis hasta la actualidad. Si bien Robert Dean (1977) modificó y fundamentó el significado y las dependencias de los parámetros A y m . En base a esa visión del perfil transversal, Bruun estableció en 1962 su famosa "regla" para determinar el retroceso, R , en la línea de costa correspondiente a una sobreelevación persistente del nivel medio del Mar, S , mediante la fórmula: $R = L \cdot S / (B + h)$.

4. CONCLUSIONES

La subida del nivel medio del mar a nivel global, esta acompañada de otros movimientos relativos del nivel del mar en cada segmento de la costa que tienen un carácter regional o incluso sólo local. En algunas ocasiones, estos cambios locales interfieren en los estudios de cambio global, y siguiendo los estudios de Emery y Aubrey (1991) proponemos un nuevo marco de análisis. En este nuevo escenario, el problema recae sobre la distinción y diferenciación entre los factores y las causas que afectan a la estabilidad vertical en la corteza terrestre y en las zonas costeras. Este artículo afronta el problema analizando las causas de la subsidencia y distinguiendo entre subsidencia en su estricto sentido y otros fenómenos interpretados como aquella, pero que obedecen a mecanismos tectónicos o isostáticos. Todos ellos referidos al largo plazo, pero con influencia en las diferentes causas del cambio en el nivel del mar dentro del corto o medio plazo, combinados ambos con los fenómenos meteorológicos (sobre elevación barométrica y set-up), que están relacionados entre sí, así como los efectos de otras ondas largas como los seiches o tsunamis. Siguiendo la línea de clasificar los cambios locales del nivel del mar sus orígenes y sus efectos, este trabajo trata de discutir sobre los diferentes orígenes y posibles análisis metodológicos con intención de conseguir una mejor apreciación de lo que el cambio global significa para las inundaciones en zonas costeras, además de aportar una metodología para mejor apreciar las inundaciones locales en la costa relacionadas tanto con cambios locales como globales. Dado que es tan erróneo considerar diferentes costas análogas como considerar iguales costas diferentes.

5. REFERENCIAS

- [1] Berryman, K. 1987. *Tectonic process and their impact on the recording of relative sea-level changes: in R.J.N. Devoy, ed., Sea Surface Studies- A Global View*: London, Croom Helm, 127-161.
- [2] Brunn, P. 1954. Coast Erosion and the Development of Beach Profiles. *Beach Erosion Board Tech. Memo No. 44*, U.S. Army Corps Of. Eng.
- [3] Bruun, P., 1962. Sea Level Rise as a Cause of Shore Erosion. *Proceedings ASCE, Journal. Waterways and Harbor Division*, Vol. 88, 117-130.
- [4] Dean, R.G. 1977. Equilibrium Beach Profiles, U.S. Atlantic and Gulf Coast, *Tech Rep No. 12*, U. Delaware, Newark.
- [5] Emery, K.O., and Aubrey, D. G., 1991. Sea Levels, Land levels, and Tide Gauges. *Springer-Verlag* New York.
- [6] N. A. S., 2004. The Annual Roger Revelle Commemorative Lecture: Roger Revelle *National Academy of Sciences. 500 Fifth St. N.W., Washington, D.C. 2001*.
- [7] Rossby, C.G. 1939. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of actions. *J. Marine Res. 2: 38-55*.
- [8] Lisitzin, E. 1974. *Sea Level Changes: Amsterdam. Elsevier*, 286 p.
- [9] Paskoff, R. 1985. Les littoraux - impact des aménagements sur leur évolution, *Col. Géographie*, Paris, Masson, 185 p.
- [10] Peltier, W. R. 1988. Global sea level and earth rotation: *Science*, v. 240, 895-901 pp.
- [11] Raban, A. 1983. Sumerged prehistoric sites off the Mediterranean coast of Israel: in P.M. Masters and N.C. Flemming, eds., *Quaternary Coastlines and marine Archaeology-Towards the Prehistory of land Bridges and Continental Shelves*: New York, Academic Press, 215-232.