INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA MARINA

Dª GEMMA ERCILLA

1.- HISTORIA GEOLOGICA DE LAS CUENCAS OCEÁNICAS

- Limites de Placas

- Historia de los océanos

2.-AMBIENTES SEDIMENTARIOS MARINOS

- Plataforma continental

- Talud y ascenso continental

- Cuencas oceánicas

3.-MARGENES CONTINENTALES Y CUENCAS:
EDIFICACIÓN Y FACTORES DE CONTROL

- Introducción

- Causas de los cambios del nivel del mar

- Registro de la dinámica eustática en los márgenes continentales terrígenos y las cuencas oceánicas

- Variaciones al modelo creado por la dinámica eustática en los márgenes continentales y cuencas oceánicas

4.-RIESGOS GEOLOGICOS

-Procesos sedimentarios y diagenéticos.

-Procesos erosivos debidos a corrientes de fondo.

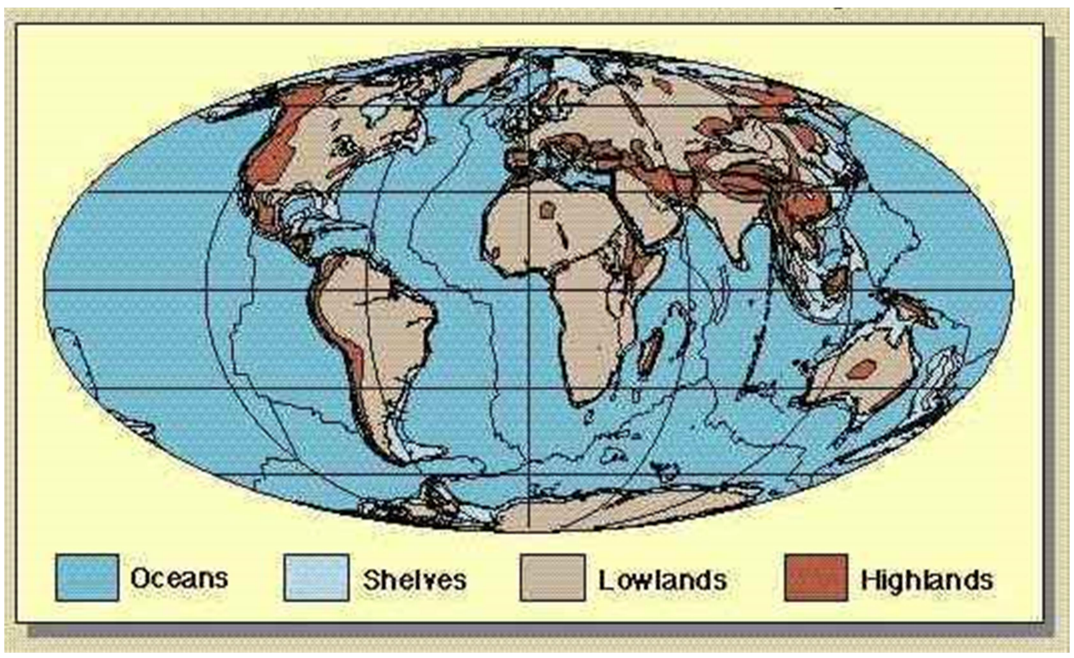
-Procesos asociad os a sismicidad y fallas activas.

BIBLIOGRAFÍA BÁSICA

1.- HISTORIA GEOLÓGICA DE LAS CUENCAS OCEÁNICAS

La clave para el estudio de las grandes océanos que conforman hoy nuestro planeta está en la teoría de la Tectónica de Placas. Esta teoría propone un modelo cinemático según el cual la litosfera está compuesta por placas rígidas y con espesores relativamente delgados (100-150 km) que están en continuo movimiento unas con respecto a otras. Aunque el tamaño de la placas es variable, la mayor parte de la superficie terrestre está cubierta por 7 placas y otras más pequeñas que resuelven los movimientos complejos entre las más grandes.

Distribución de los continentes en la actualidad



La placas, que esencialmente son asísmicas, están bordeadas por dorsales activas, fosas, rifts, y grandes fallas, donde se concentra la mayor actividad tectónica, sísmica y magmática del planeta. El movimiento de las placas y sus interacciones son responsables de la posición actual de los continentes y por tanto también de los océanos.

Limites de Placas

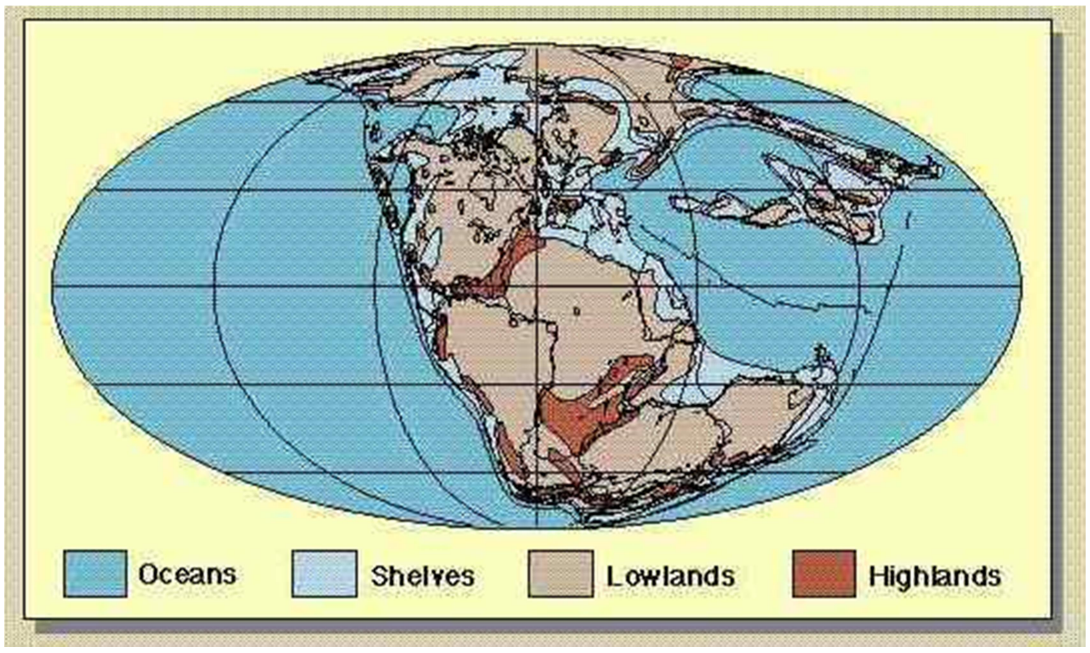
Los limites de placas no tienen porque coincidir con el límite entre océanos y continentes. Las placas interaccionan de tres maneras: divergen, convergen o deslizan una con respecto a otra. A estos límites de placa también se les denomina constructivos, destructivos y pasivos. Cuando las placas divergen, a los limites también se les denomina constructivos puesto que se crea una litosfera, y los bordes de placa se van constituyendo por la nueva corteza que se va formando. La expresión morfológica representativa de estas zonas son cadenas montañosas a las que se les denomina dorsales. Estos límites están

representados por las dorsales oceánicas. Cuando las placas convergen, una se mete debajo de la otra por lo que la corteza es destruida a lo largo de los planos de subducción. Estos límites corresponden a las zonas de borde continental activo y arco-de-isla. Los márgenes actuales bajo los que subduce una placa se denominan bordes activos, y su expresión morfológica es una gran depresión denominada fosa. Cuando las placas deslizan una con respecto a otra lo hacen a lo largo de fallas denominadas transformantes, sin que se produzca creación ni destrucción de la corteza.

Historia de los océanos

En los estadios iniciales de la teoría de la Tectónica de Placas, los científicos reconocieron que las cuencas oceánicas tenían su propia historia. Hace unos 200 millones de años, en el Pérmico superior, los continentes estaban unidos formando un supercontinente denominado Pangea, que cubría el Polo Sur y se alargaba en forma de arco por una cara de la Tierra hasta llegar al Polo Sur.

Distribución de los continentes y oceános hace 200 millones de años.



La Pangea se rompió en dos supercontinentes, Laurasia en el hemisferio norte y Gondwana en el sur; posteriormente se fragmentaron y se trasladaron a los actuales emplazamientos de los continentes y océanos .

Los océanos Atlántico y de la India son océanos que están creciendo. Sus dorsales medioceánicas en la región subártica, la presencia del Golfo de Adén y el Mar Rojo son indicativos geológicos de la formación de un océano relativamente joven. La actividad volcánica que actualmente constituye la dorsal de expansión Medio atlántica es la responsable del continuo ensanchamiento del Océano Atlántico. El Océano Pacífico, que representan el mayor océano, es mucho más pequeño que en sus estadios iniciales. En el centro del Pacífico norte no existe dorsal de expansión y éste océano se está retrayendo constantemente al empujar hacia el oeste la placa americana. Si este proceso continua el Pacífico desaparecerá con el tiempo. La historia del océano Tethys sugiere que el Mediterráneo es un mar en estadio terminal. La cadena montañosa del Himalaya muestra la fase final de la destrucción de un océano, representado una gran sutura del sector este del océano Tethys.

2.-AMBIENTES SEDIMENTARIOS MARINOS

Los procesos sedimentarios presentan siempre una influencia geográfica, ya que éstas definidos por una serie de factores físicos, biológicos y químicos, formando lo que se denomina ambiente sedimentario. El conjunto de estas características imprime al sedimento o facies sedimentaria, unas propiedades que les hacen diferenciables al resto de los sedimentos depositados en otros ambientes.

Los elementos más importantes que definen los ambientes sedimentarios marinos son: fisiografía del medio, energía, clima, aporte de sedimento y cambios del nivel del mar. La fisiografía del medio define y limita las dimensiones del medio, geometría y profundidad. La energía comprende factores como la oceanografía (corrientes geostróficas, olas, mareas, tormentas) hasta otros como la tectónica. El clima, que a su vez puede condicionar algunos aspectos de la oceanografía, así como la naturaleza del aporte de sedimento y el volumen de material aportado. El aporte de sedimento afecta a la composición de los materiales procedentes de ella, y al volumen de sedimento. Las áreas fuentes pueden ser externa (terrestre o atmosférica) e internas (p.e producción biológica marina).

Plataforma continental

Las plataformas continentales se desarrollan alrededor de las áreas continentales, y se extienden desde el ambiente de litoral hasta el talud continental. Es aquella zona formada por aguas someras que desciende suavemente hasta su interrupción brusca. La anchura de la plataforma varía considerablemente, desde unos pocos hasta más de 1100 km y aunque el fin de la plataforma está a más o menos 200 m de profundidad, puede variar de unos pocos metros a más de 300 m. Presenta gradientes suaves (0.11 a 1.1 grados), salinidades normales y está afectada por una amplio rango de procesos

físicos (corrientes de mareas, oleaje,...). La plataformas continentales presentan un perfil que es una superficie de equilibrio entre la erosión y la sedimentación. Uno de los factores principales que controlan la formación de facies sedimentarias en este ambiente sedimentario es el régimen hidráulico. Desde este punto de vista se diferencian tres tipos de plataformas: dominadas por mareas, por el oleaje y tormentas, y por corrientes oceánicas.

Talud y ascenso continental

El talud continental corresponde a la provincia fisiográfica definida entre el borde de plataforma (aprox 100-200 m) y la cuenca (1.400 a 3.200 m) y se caracteriza por presentar los gradientes más altos en los márgenes continentales. Es la parte central del margen continental y generalmente se localiza allí donde tiene lugar la transición entre la corteza continental y la corteza oceánica. El ascenso continental representa la provincia fisiográfica de transición entre margen continental y los ambientes marinos profundos. Generalmente sus pendientes son más suaves que las del talud continental y su límite externo es variable (1.400 a 4.000 m). Los elementos morfosedimentarios más característicos de los ambientes de talud y ascenso continental son los valles submarinos (cañones, canales, cárcavas...) los cuales representan las principales vías de transferencia de sedimento hacia los ambientes marinos profundos. Estos valles presentan una morfología abrupta, son estrechos con paredes de gran pendiente, con un corte transversal en forma de "V" y "U" y generalmente están desarrollados perpendicularmente al margen continental.

La mayoría del material que se acumula en el talud superior es generalmente inestable y tiende a moverse mar adentro. Tales movimientos pueden clasificarse de acuerdo al grado de deformación interna de la masa de sedimento que es movida. Estos varían entre deslizamientos, en los cuales la deformación es mínima y la corrientes de turbidez, en los que el sedimento se desplaza como una suspensión turbulenta. Los depósitos acumulados en las zonas de talud y ascenso continental pueden cubrir toda una gama de sedimentos que va desde turbiditas (grava, arena, limo y fango), masas deslizadas, arenas de canal, arenas de desbordamiento de borde de plataforma, conglomerados organizados, sedimentos de corrientes de fondo, fangos de talud, hemipelagitas. Este conjunto de sedimentos pueden ser agrupados en tres grupos en función del tipo de proceso que los origina: resedimentados (flujos en masa, flujo de cantos, flujos granulares, flujos turbidíticos...), deposición hemipelágica (o sedimentación diferencial que consiste en la sedimentación lenta y continua de partículas a través de la columna de agua) y corrientes de fondo.

Cuencas oceánicas

El término de cuenca, en el sentido más amplio, se define como un área deprimida sin salidas en superficie. Este término presenta una aplicación muy amplia, pero desde el punto de vista de morfosedimentario, la cuenca representa el ambiente marino profundo que se desarrolla a continuación del margen continental. Si la cuenca se desarrolla sobre corteza oceánica entonces este ambiente marino también recibe el nombre de "llanura abisal". Morfológicamente, son áreas relativamente planas, donde pueden llegar a prolongarse los valles submarinos desarrollados inicialmente en los márgenes continentales. Asimismo, en estos ambientes se identifican los denominados canales medio-oceánicos que son valles paralelos o subparalelos al margen continental que presentan recorridos longitudinales de cientos a miles de kilómetros, pudiendo actuar de vías de transferencia de sedimento de una cuenca a otra.

Desde el punto de vista sedimentológico representan las áreas donde tiene lugar la deposición final de aquellos sedimentos que son transportados desde el continente y desde el propio margen continental. La revisión del estado actual de los conocimientos sobre la sedimentación en las cuencas oceánicas del Mediterráneo, Caribe, Atlántico noroccidental, y Pacífico indican que en estos ambientes sedimentarios se depositan principalmente depósitos turbidíticos, de flujos de derrubios, hemipelágicos y pelágicos.

3.-MARGENES CONTINENTALES Y CUENCAS: EDIFICACION Y FACTORES DE CONTROL

Introducción

Los márgenes continentales y las cuencas oceánicas contienen en su registro sedimentario información sobre la evolución y dinámica geológica de los mismos, y concretamente acerca de las variaciones del nivel del mar, climáticas, tectónicas, etc, permitiendo identificar oscilaciones tanto globales como locales. El análisis del registro sedimentario se aborda a través de la estratigrafía, ciencia que consiste en el reconocimiento y correlación de paquetes de estratos relacionados genéticamente, y que permite delimitar tridimensional la paleogeografía, establecer los modelos de dispersión y reconstruir la historia geológica de los sistemas deposicionales en los márgenes continentales y cuencas.

A finales de los años ochenta nace un nuevo cuerpo de la Estratigrafía, denominado Estratigrafía Secuencial, que versa sobre la redistribución continua de los sedimentos mediante los cambios relativos o globales del nivel mar, y representa hoy en día uno de las teorías fundamentales en Geología. Gran parte de este trabajo deriva directamente del establecimiento del concepto de secuencia y el reconocimiento de unidades limitadas por discontinuidades. Gracias a esta teoría los geólogos tienen una herramienta para explicar y predecir la distribución espacial, temporal y composicional de los sedimentos.

Causas de los cambios del nivel del mar

Conceptualmente, las causas de los cambios globales del nivel del mar pueden ser de origen climático (cambios glacio-eustáticos), que implica un cambio en el volumen del agua del océano, y de origen tectónico (cambios tecto-eustáticos), que conduce a un cambio en el volumen y tamaño de las cuencas oceánicas. Los cambios del nivel del mar glacio-eustáticos están relacionados con el crecimiento y retracción de los casquetes polares como consecuencia de los cambios climáticos. Por ejemplo, el total deshielo del hielo antártico representaría un ascenso generalizado del nivel del mar, de hasta 60 m. Los procesos relacionados con la dinámica de la tectónica de placas causan cambios en la forma y tamaño de las cuencas oceánicas. Las posibles causas de estos cambios son las variaciones en la tasa de expansión de las cuencas oceánicas, y las variaciones en la compensación isostática de los continentes. Estos cambios originan variaciones del nivel del mar de baja frecuencia.

Registro de la dinámica eustática en los márgenes continentales terrígenos y las cuencas oceánicas

Los cambios del nivel del mar representan uno de los procesos más eficientes en la edificación y modelado de los márgenes continentales terrígenos y las cuencas oceánicas. Los márgenes continentales terrígenos comprenden aquellos márgenes compuestos por sedimentos formados por fragmentos más o menos rotos y desgastados que han sufrido un transporte mecánico. Los procesos que acontecen durante la evolución y la dinámica de los estadios regresivos conducen al desarrollo de un conjunto de depósitos genéticamente relacionados, y que se denominan cortejos de bajo nivel del mar. Estos cortejos están representados por diferentes tipos de depósitos, definidos por límites, facies sísmicas y sedimentarias, y geometría característicos. Estos depósitos son los siguientes: depósitos progradacionales mar adentro de plataforma y deltas de plataforma, sistemas turbidíticos, depósitos progradantes en cuña de margen distal, y depósitos de cuenca. Los depósitos progradacionales mar adentro y deltas de plataforma se desarrollan en la plataforma continental media y externa respectivamente, a medida que la línea de costa, y por lo tanto las áreas fuentes de sedimento (desembocadura de los ríos y ambientes deposicionales asociados), se desplaza mar adentro. Los sistemas turbidíticos comprenden el conjunto de sedimentos que son transportados a través de los valles submarinos y se depositan en el medio marino profundo formado un cuerpo sedimentario característico. Por lo tanto, los elemento primarios que definen un sistema turbidítico están representados por depósitos de ca½ones submarinos, de canales, de desbordamiento de canales y de lóbulos. Los depósitos progradantes en cuña de margen distal se definen como una sucesión de sistemas deposicionales regresivos, acumulados en los cañones y en el talud al final de un rápido descenso del nivel del mar. La formación de los depósitos de cuenca ocurre durante los estadios más bajos del nivel del mar y representan el destino final de los sedimentos terrígenos que son transportados desde el continente.

Los estadios transgresivos incluyen los períodos de ascenso del nivel del mar, cuando la línea de costa y ambientes sedimentarios asociados se desplazan hacia tierra, produciéndose una expansión de los depósitos marinos sobre los terrestres. El producto sedimentario resultante de la dinámica transgresiva son los cortejos transgresivos, que se desarrollan principalmente en la plataforma continental, ya que es en esta provincia fisiográfica donde tiene lugar el desplazamiento de la línea de costa y sus sistemas deposicionales asociados. El estadio de alto nivel del mar se inicia cuando la plataforma continental consigue la máxima inundación marina, y se desarrolla entre las dos inflexiones de la curva del nivel del mar, entre un ascenso y un descenso. Los cortejos de alto nivel del mar se forman a partir de los procesos que acontecen durante el estadio de alto nivel. Estos cortejos contribuyen generalmente a un menor crecimiento del margen continental y la cuenca oceánica, porque los sistemas deposicionales no tienen tiempo suficiente para rellenar el nuevo espacio de acomodación creado. La sedimentación resultante está integrada por sistemas deposicionales menor desarrollados y generalmente relacionados con aportes puntuales de sedimento. Su presencia se restringe principalmente a la costa y a la plataforma continental, estando representados principalmente por los prodeltas, y depósitos hemipelágicos.

Variaciones al modelo creado por la dinámica eustática en los márgenes continentales y cuencas oceánicas

El modelo de estratigrafía secuencial contribuye a explicar de forma general como se han edificado los márgenes continentales y las cuencas oceánicas durante la dinámica marcada por las variaciones del nivel del mar. La dinámica geológica que caracteriza a cada estadio del nivel del mar contribuyen a formar sistemas deposicionales con unas facies, geometría, y configuración interna típicas. No obstante, estas características típicas de los cuerpos deposicionales pueden verse afectados por otra serie de procesos dinámicos, como son la dinámica tectónica (levantamiento/subsidencia), morfología y oceanográfica durante su evolución a través del tiempo. La tectónica condiciona principalmente la preservación, geometría y configuración interna de los cortejos sedimentarios. La morfología del medio marino y su evolución temporal también condicionan la preservación, geometría, así como la variabilidad lateral del desarrollo de los cortejos que se van depositando en respuesta a los cambios del nivel del mar. El aporte sedimentario, en el sentido de variaciones en las razones de aporte de sedimentario, condiciona la geometría y desarrollo de los cortejos sedimentarios en cada una de las fases que compone un ciclo completo de cambio del nivel del mar. La oceanográfica y su evolución temporal controlan en gran manera la dispersión, resuspensión y deposición de los sedimentos en el medio marino.

4.-RIESGOS GEOLÓGICOS

Entre los procesos a considerar como riesgos geológicos en el medio marino, pueden destacarse la inestabilidad en el sedimento originada por carga sedimentaria, tormentas, olas, terremotos o accidentes tectónicos; procesos erosivos debidos a corrientes, y la existencia de sedimentos de baja capacidad portante y que en ocasiones pueden contener gas.

A partir de la sísmica de reflexión, pueden identificarse determinadas características del fondo que sugieren condiciones de inestabilidad: presencia de topografía irregular posiblemente debida a deslizamientos superficiales, desplazamientos en el fondo debidos a fallas, diapiros (domo o pliegue anticlinal cuyas rocas suprayacentes han sido deformados por la intrusión en los mismos de un material menos denso y de consistencia plástica) y delimitación de áreas donde existan importantes acumulaciones de gas próximas a la superficie...etc.

Entre los procesos más importantes a considerar como riesgos geológicos pueden establecerse tres grandes clases en función de su origen:

- **Relacionados con procesos sedimentarios y diagenéticos, por la acumulación de potentes cuerpos sedimentarios en zonas inestables y la existencia de sedimentos subsuperficiales con alto contenido en gas.**
- **Relacionados con la oceanografía (corrientes profundas que tienen carácter erosivo).**
- **Relacionados con la configuración estructural de la zona, responsable de numerosos accidentes tectónicos recientes, en forma de pliegues, fallas, diapiros...**

Procesos sedimentarios y diagenéticos

Una importante sedimentación favorece que se produzcan fenómenos de inestabilidad por carga sedimentaria. Este proceso ha sido muy importante durante periodos eustáticos bajos, en los que se produjo el desarrollo de potentes cuerpos progradantes en el talud afectados por gran número de estructuras de inestabilidad. La presencia de gas a presión en sedimentos profundos, en cambio, debe ser considerada como un importante riesgo de origen geológico, especialmente para actividades como los sondeos submarinos. Perforaciones, o cualquier estructura artificial penetrante, a través de acumulaciones de gas o intersectando las fallas que atraviesan sedimentos cargados en gas, pueden proporcionar una vía directa y descontrolada para la migración de gas y agua hacia la superficie, produciendo la pérdida total de la resistencia del sedimento, y conducir a la destrucción de todo tipo de estructuras asentadas sobre el fondo.

Procesos erosivos debidos a corrientes de fondo

La existencia de corrientes de fondo intensas constituye un problema para la instalación y mantenimiento de conducciones y estructuras sumergidas. Estas estructuras son estables en virtud de su gran masa y su extensa base, que les proporciona un centro de gravedad bajo; el problema surge cuando se produce la pérdida de soporte debido la existencia de un sustrato inestable por acción de corrientes erosivas. La existencia de constricciones topográficas a la circulación de la corriente, con la consiguiente generación de remolinos y turbulencias, puede dar como resultado una profunda erosión. Esta erosión puede producir la abrasión o corrosión mecánica de determinadas estructuras, como los cables telefónicos, y ha sido citada como uno de los problemas más frecuentes de rotura de los mismos.

Procesos asociados a sismicidad y fallas activas

La sismicidad es un fenómeno comúnmente relacionado con la existencia de deslizamientos, tanto en tierra como en mar. La sismicidad debe ser invocada como agente causante de fenómenos de inestabilidad sedimentaria en los que no exista evidencia a favor de otro tipo de factores desencadenantes (Fig. 1.3). El efecto de un terremoto en el sedimento del fondo puede consistir en la aplicación de velocidades o aceleraciones horizontales en el sedimento, que pueden provocar la rotura no drenada del talud, o en el desarrollo de presiones intersticiales en exceso sobre la hidrostática, que pueden dar lugar a fenómenos de licuefacción en sedimentos arenosos, o producir la rotura de sedimentos arcillosos al disminuir la resistencia de los mismos a la cizalla. Además de las grandes fallas profundas ligadas a los terremotos, otras fallas de menor tamaño, superficiales o subsuperficiales, pueden ser responsables de inestabilidad a escala local en el talud. Las fallas subsuperficiales se relacionan con procesos tectónicos, subsidencia o compactación diferencial, mientras que las superficiales se deben a roturas por cizalla del sedimento, y pueden presentar planos curvos o rectilíneos, dando lugar con ello a diferentes tipos de deslizamientos.

BIBLIOGRAFIA BÁSICA

Alonso, B., Farrán, M. y Maldonado, A. (1989). Estratigrafía sísmica de alta resolución en márgenes continentales pasivos: factores de control durante el Cuaternario. Revista de la Sociedad Geológica de España, 2 (3-4), p. 269-289.

Ayala, F.J. (Ed.) (1987). Riesgos Geológicos. Serie Geología Ambiental. Instituto Geológico y Minero de España. Curso de Riesgos Geológicos. IGME, Madrid, 333 pp.

Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. y Biju-Duval, B. (1984). Les Marges Continentales Actuelles et Fossiles Autour de la France. Masson, París, 342 pp.

Bott, M.H.P. (1982). The Interior of the Earth, 2nd edition, Edward Arnold (Publishers). Ltd, London.

Bouma, A.H., Normark, W.R. y Barners, M.E. (1985). Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer, New York. 351 pp.

Chapman, D.M., Geary, M., Roy, P.S. y Thom, B.G. (1982). Coastal Evolution and Coastal Erosion in New South Wales. C. West (Ed.). Goverment Printer, Sydney, Australia, 341 pp.

Coleman, J.M. (1982). Deltas: Processes of Deposition and Models for Exploration. International Human Resources Development Corporation, Boston, Second Edition, 124 pp.

Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.) (1979). Geology of Continental Slope. Society Ecomomic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication 27, Tulsa, Oklahoma, 374 pp.

Macdonald, D.I.M. (Ed.)(1991). Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea-Level Changes at Active Margin.. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12, 518pp..

Miall A.D. (1997). The Geology of Stratigraphic Sequences. Spriger-Verlag. 433 pp.

Osborne, R.H. (Ed.) (1991). Regressive coastal deposits on Quaternary continental shelves: preservation and legacy. En: From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard.. Society Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication 46, Tulsa, Oklahoma, 320 pp.

Reading H.G. (Ed.) (1996). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science 667 pp..

Stanley D.J. y Moore G.T. (Eds.)(1983).The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins. Society Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication 33, Tulsa, Oklahoma. 467 pp.

Seibold, E. Y Berger, W. (1993). The Sea Floor - An Introduction to Marine Geology. Springer-Verlag, Berlín, 356 pp.

Summerhayes C.P. y Thorpe S.A. (1996). Oceanography. An illustrated Guide. Manson Publishing, Southampton Oceanography Centre, UK. 352 pp.

Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W. Ross, Ch.A. y Van Wagoner, J.C. (Eds.) (1988). Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, Tulsa, Oklahoma, p. 407.