



DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y DINÁMICA GLOBAL



Sinclinal de Viyazón-Reigada.
Valle del río Narcea, Asturias

"Ex Libro Lapidum Historia Mundi"

JOSÉ RAMÓN MARTÍNEZ CATALÁN
(ADAPTADOS POR GABRIEL GUTIÉRREZ ALONSO)
CURSO 2002/2003

<http://web.usal.es/~gabi/apuntes>



Superposición de pliegues en el Anti-Atlas (Marruecos). Imagen del satélite ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, NASA), Junio de 2001.

"Sopeso bien mis palabras cuando afirmo que la persona que conoce la verdadera historia del trozo de tiza que todo carpintero lleva en el bolsillo de sus pantalones, aunque desconozca cualquier otra historia, si es capaz de imaginar las implicaciones de su conocimiento, seguramente tiene una concepción más veraz, y por tanto mejor, de este universo y de la relación que el ser humano tiene con él, que el mejor de los estudiante imbuído de las hazañas humanas pero ignorante de las de la naturaleza."

Thomas Henry Huxley, 1868

INTRODUCCIÓN

La **Geología Estructural** constituye uno de los pilares del conocimiento Geológico y su papel y significado ha variado a lo largo del tiempo presentando gran cantidad de sinónimos que actualmente llevan, en ocasiones, a cierto grado de confusión y cuya utilización suele depender del uso y la costumbre en las distintas escuelas geológicas.

El origen de la Geología Estructural viene de la **Geodinámica**, una de las tres ramas en las que se dividió la Geología a principios del siglo XIX y que han perdurado hasta bastante entrado el siglo presente, las otras dos ramas serían la Geognosia y la Geología Histórica. La Geodinámica sería la rama encargada de la descripción de los procesos exógenos y endógenos que daban lugar a las estructuras y a los relieves de la Tierra.

La confusión acarreada por un término que abarcaba unos objetivos tan poco definidos y tan sumamente diversos hizo que se acuñasen dos nuevos términos que son sinónimos y que sirvieron para delimitar el cuerpo de doctrina que conocemos en la actualidad como Geología Estructural. Por un lado el término **Tectónica** (del griego *tektos*, constructor, arquitecto) fue definido por Nauman (1850) y por otro el de **Geología Estructural** (del latín *struere*, construir) que fue creado por Geikie (1905) tienen la misma raíz, indicando que su objetivo es común. A partir de

entonces se ha tendido a utilizar estos términos de forma sinónima aunque el uso habitual, impuesto por la literatura anglosajona, ha hecho cierta distinción entre estos dos términos. Se puede decir que la Geología Estructural trata de la forma, distribución y estructura interna de las rocas, haciendo especial énfasis en los procesos que intervienen en su deformación tanto a pequeña como a mediana escala, mientras que la Tectónica trata de la arquitectura global de la Tierra, sobre todo de su parte superior. De alguna manera se puede decir que la Geología Estructural trata de la descripción de las rocas y los procesos que tienen lugar en la corteza terrestre mientras que la Tectónica se ocupa de los procesos que ocurren en toda la litosfera. Debido a la inaccesibilidad completa de la litosfera surge otra distinción entre la Geología Estructural y la Tectónica; por un lado la Geología Estructural utiliza, sobre todo, la observación directa de las rocas, describiendo los resultados de los distintos procesos que tienen lugar e infiriendo cuáles de los mismos han tenido lugar y en qué momentos, mientras que, por otro lado, la Tectónica necesita, en muchos casos, de los métodos propios de otras Ciencias de la Tierra además de los de la Geología Estructural, como pueden ser la **Geofísica** o la **Geodesia**.

Además, dentro de la Geología estructural se individualiza un cuerpo de doctrina especializado que se denomina **Análisis Estructural** que tiene como fin aportar a la Geología Estructural y la Tectónica, métodos avanzados que incorporen de la física, la química o las matemáticas, los principios necesarios para abordar el estudio de las estructuras y de los procesos que las producen.

La **Dinámica Global** es el resultado de la incorporación del **Paradigma** actual de la Geología a la Geología Estructural y la Tectónica. Así, estas dos ciencias geológicas tienen que ver con la descripción y reconstrucción de los procesos provocados por los movimientos inexorables que han moldeado y moldean nuestro planeta. La descripción de estos movimientos, las causas que los provocan y sus efectos son los que entran dentro de lo que se conoce como Dinámica Global.

Una de las tendencias más modernas en la literatura actual es la unión de la Geología Estructural y la Tectónica con la Dinámica Global en la mayoría de los libros de reciente publicación, sobre todo de aquellos de carácter introductorio en los que se pone de manifiesto que no es posible obtener una comprensión total de cada una de las dos disciplinas de forma independiente, sino que la estrecha relación entre ambas obliga a un tratamiento conjunto de los conceptos a desarrollar

OBJETIVOS DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El primer objetivo de la Geología Estructural es la **descripción geométrica de los cuerpos rocosos**; desde este punto de vista los cuerpos rocosos pueden ser clasificados en diversos grupos atendiendo a varios criterios: geométricos; de significado geológico; de edad de formación; de los procesos que los originó; de la cohesión mesoscópica durante la deformación; de los efectos de la deformación frente a un marco de referencia; y de la distribución de la deformación

En consecuencia, podemos incluir cualquier roca que nosotros describamos en una o varias de estas clasificaciones; este hecho hace que el estudio de la Geología Estructural deba de hacer hincapié en estas diversas clasificaciones para, posteriormente, poder incluir en ellas, de manera precisa, las distintas estructuras que se describan a lo largo del curso.

El segundo objetivo a tener en cuenta es el **análisis cinemático y dinámico** de los procesos que dan lugar a las estructuras que han descrito previamente desde un punto de vista geométrico; es decir, describir los desplazamientos (deformaciones, rotaciones y traslaciones) que dan lugar a la formación de una estructura y establecer el modelo de esfuerzo y la naturaleza de las fuerzas que causan dichas deformaciones.

Un tercer objetivo consiste en la **elaboración de modelos** que expliquen las estructuras descritas. Estos modelos son: de tipo geométrico cuando interpretan la orientación y distribución tridimensional de las estructuras dentro de la Tierra; cinemáticos cuando explican la evolución específica de una estructura a lo largo del tiempo, desde el estado indeformado hasta la configuración actual de la estructura; y mecánicos cuando se utilizan los conocimientos de la física del medio continuo para explicar el comportamiento de las rocas en respuesta a determinadas fuerzas aplicadas sobre ellas. Estos modelos se realizan a todas las escalas, sirven para entender mejor los procesos que intervienen en la dinámica terrestre, deben de estar basados en la observación rigurosa de las estructuras y deben de perfeccionarse continuamente con nuevas observaciones.

OBJETIVOS DE LA DINÁMICA GLOBAL

La aceptación definitiva por la comunidad científica del nuevo paradigma en las Ciencias de la Tierra, la **Tectónica de Placas**, es relativamente reciente y ello hace que los objetivos de la Dinámica Global estén, en algunos aspectos, aún bajo revisión. Estos objetivos son difíciles de sistematizar, al contrario de lo que ocurre en el caso de la Geología Estructural, y deben de ser desglosados de manera particular. Caben destacar como objetivos más importantes los que se refieren al conocimiento de los diferentes temas que se enumeran a continuación: geometría y cinemática del **movimiento de las placas**; historia del movimiento de las placas; geología y tectónica de los **márgenes de las placas**; geología y tectónica del interior de las placas; los procesos de colisión; la interpretación de los **orógenos de colisión**; y las causas de los movimientos de las placas

Todos estos objetivos pueden ser resumidos como el **entendimiento unificado de los procesos geológicos**, como demuestra el hecho de que la geología como un todo ha evolucionado desde una ciencia fragmentaria a una ciencia unificada y madura a través de la aceptación del mencionado paradigma.

EL DESARROLLO HISTÓRICO DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y LA DINÁMICA GLOBAL

Las primeras observaciones de la existencia de rocas que estaban “fuera de lugar” o que habían sufrido algún tipo de proceso que modificaba la superficie de la Tierra se remontan a las experiencias directas de los hombres con los volcanes y los terremotos. Los primeros en inferir actividad en la Tierra de la observación de las rocas fueron Herodoto, Pitágoras y Avicena en los

mundos griego y árabe, generalmente a partir de la observación de fósiles marinos en tierra firme, de las discusiones sobre el origen de los relieves observados en la superficie terrestre y de los fenómenos más evidentes, volcanes y terremotos. Con posterioridad, el Renacimiento resucita la discusión del origen del relieve (Leonardo da Vinci y Agrícola), y es a finales del siglo XVI cuando se hace referencia, por primera vez por **Abraham Ortelius**, de la posibilidad de la existencia de la deriva continental a partir de la coincidencia de la geometría de las costas Atlánticas de América y África. Sin embargo, no es hasta el siglo XVII cuando comienzan a establecerse hechos relevantes para el inicio y posterior desarrollo de la Geología Estructural como ciencia. Concretamente, **Nicolas Steno** postula el hecho de que los estratos han de ser depositados de manera horizontal, y que cualquier variación sobre dicha disposición se debe a “dislocaciones” posteriores, lo que representa el inicio de la Geología Estructural moderna, al menos desde el punto de vista geométrico aunque no cinemático o dinámico.

Es en el siglo XVIII cuando se comienzan a publicar trabajos que reconocen el carácter deformado de las rocas. Numerosos cortes geológicos describen pliegues y fallas producidos por fenómenos internos (reducidos a la existencia de fuego por los miembros de la escuela **Plutonista**). La discusión durante este siglo fue feroz, ya que buena parte del colectivo de geólogos (los llamados **Neptunistas**, liderados por **Weber**) no atendía a la necesidad de causas internas para explicar la existencia de estratos deformados, sino que estos se debían a anomalías en el fondo marino.

El final del siglo XVIII y el comienzo del siglo XIX supuso un nuevo enfoque en el estudio de la geología en general. Por un lado **Hutton** comenzó a describir los procesos que operan en la Tierra y a ligarlos al tiempo, de manera muy similar a como trabaja la geología moderna; dentro de su afán por describir y explicar los procesos geológicos destacan los trabajos llevados a cabo por su discípulo, **James Hall**, simulando pliegues por compresión lateral, lo que se puede considerar como la base de la Geología Estructural experimental actual. El otro hecho fundamental para el desarrollo de la geología moderna se dio cuando **William Smith** estableció la existencia de fósiles iguales que eran representativos de rocas de la misma época en lugares apartados unos de otros lo que permitía la correlación de las mismas.

Partiendo de estos hechos, algo más tarde, comenzaron a construirse mapas geológicos de áreas extensas que permitían la individualización de accidentes geológicos y el análisis de los procesos a gran escala. De este modo, **Suess** sintetiza las cadenas montañosas y es capaz de distinguir tres épocas de actividad tectónica individualizada que ahora conocemos como orogenias Caledoniana, Armoricana y Varisca. A este reducido número de orogenias se fueron añadiendo más a lo largo del siglo XIX y XX, como las Hercínica, Huroniana y Alpina descritas por **Bertrand**.

Otro hecho importante que tiene lugar en el siglo XIX es que se sientan las bases para la descripción de las estructuras, tanto desde el punto de vista microestructural (el análisis de las foliaciones) como macroestructural (sistematización de los pliegues y las fallas) lo que llevó a la génesis de un lenguaje que, en buena medida, sigue siendo utilizado en la actualidad.

Todos estos avances descritos llevaron al conocimiento regional de las cordilleras, fundamentalmente los Alpes y los Apalaches, en los que se establece la importancia de las deformaciones tangenciales frente a las verticales, con especial relevancia de los trabajos de **Suess** que postula esta característica para la mayoría de las cordilleras del Planeta.

Otro concepto importante en el desarrollo del conocimiento de la Geología Estructural y, sobre todo, de la Dinámica Global fue el de **Geosinclinal**, que postulaba la existencia de franjas estrechas de sedimentos en áreas marginales de los continentes que proporcionaban una carga en la corteza, deprimiéndola y causando su deformación y metamorfismo a medida que los sedimentos se encontrasen a mayor profundidad. Este concepto y el de la **isostasia** permitieron explicar la existencia de cordilleras lineares, generadas en momentos determinados, probando el carácter dinámico de la Tierra y proponiendo unas relaciones causa-efecto para las distintas estructuras que se observan en las cordilleras.

Pero es, lógicamente, durante el siglo XX cuando se ha desarrollado todo el cuerpo de doctrina de la Geología Estructural y de la Dinámica Global, debido tanto al propio deseo de conocimiento como a la necesidad de nuevos y más abundantes recursos para el desarrollo de nuestra civilización. Todo ello ha conducido al establecimiento del paradigma actual de la Geología y a delimitar, con bastante precisión, las relaciones causa-efecto entre las estructuras observadas (la Geología Estructural) y los procesos dinámicos involucrados (la Dinámica Global), lo que ha llevado a una comprensión muy completa del sistema geológico terrestre. Este grado de conocimiento está basado, sobre todo, en el desarrollo de nuevas técnicas de análisis que han incrementado el número de datos existente. Los principales pasos dados han sido:

- (1) el mayor conocimiento regional de las cordilleras, océanos, etc.;
- (2) el desarrollo de la geofísica, que abre una ventana al conocimiento del interior de la Tierra;
- (3) el mayor conocimiento teórico y experimental, sobre todo con la aplicación de la mecánica del medio continuo, de los procesos que dan lugar a las estructuras;
- (4) y las posibilidades de realizar experimentos en condiciones más próximas a las que imperan durante la deformación de las rocas (presión, temperatura, velocidad de deformación).

Especial relevancia tiene la historia del conocimiento relacionada con el asentamiento de la **Tectónica de Placas** como paradigma moderno de la Geología. En los albores del siglo XX la geología consistía exclusivamente en el estudio de las rocas que afloran en los continentes. Era una ciencia considerada madura, unificada por las “leyes” de la evolución, el uniformitarismo y la estratigrafía, en la que los esfuerzos de la Geología Estructural y la Tectónica se centraban en describir las características de las cordilleras e intentar establecer las causas de su génesis basándose en la hipótesis del geosinclinal. En la primera década del siglo comenzaron a surgir los problemas que impedían transformar dicha hipótesis en tesis. Concretamente, el reconocimiento de **suites ofiolíticas** (la trinidad de Steinmann) implicaba que los geosinclinales podían desarrollarse en

océanos profundos entre los continentes. Además, el reconocimiento de los grandes mantos de corrimiento helvéticos implicaba unos acortamientos tangenciales de una magnitud difícil de explicar con la hipótesis del geosinclinal. El primer ataque frontal a la hipótesis del geosinclinal fue dado por **Wegener** en 1915, quien propuso la **Deriva Continental** que fue ampliamente debatida y rechazada por la comunidad científica puesto que no explicaba el mecanismo que hacía derivar a los continentes. De esta manera su hipótesis se consideró no-uniformitarista, mientras que si lo era la del geosinclinal. Sin embargo, muy pronto comenzaron los problemas para la hipótesis del geosinclinal. Los primeros estudios gravimétricos en el océano (Vening-Meinesz) probaron la existencia de lugares, las grandes fosas marinas, que “desafiaban” el concepto de isostasia; lo que fue interpretado como causado por compresión horizontal y debido a la existencia de corrientes de convección en el manto. Simultáneamente, **Wadati** reconoció la existencia de una superficie planar, inclinada al oeste por debajo de Japón, que partía de una fosa submarina donde se producían los terremotos. Estos hechos no eran interpretables por las hipótesis fijistas, y complicaban la hipótesis del geosinclinal.

El primer intento de sintetizar las ideas contrarias a la hipótesis del geosinclinal y proponer una hipótesis alternativa, fue realizado por **Hess**, pero no fue aceptada. Fue durante la II Guerra Mundial cuando, accidentalmente, se impulsaron algunos sectores del conocimiento que resultaron cruciales para el desarrollo de las Ciencias de la Tierra. El sónar permitió a los barcos obtener ingentes cantidades de perfiles batimétricos que revelaron la existencia de irregularidades topográficas que tampoco podían ser explicadas con ideas fijistas. Más tarde, el advenimiento de la tecnología moderna, sobre todo ordenadores, en los años 50 permitió un nuevo empuje en el conocimiento de los océanos, produciéndose un cúmulo de nuevos datos (paleomagnetismo, zonas de fractura, etc.) , y los continentes (deriva polar, etc.) que ponían aún más en entredicho la hipótesis del geosinclinal. El desarrollo de la geofísica también supuso un avance importante en el conocimiento del interior de la Tierra. Todo este cúmulo de datos nuevos produjo una “crisis” del conocimiento geológico ante la imposibilidad de explicar unitariamente todas las observaciones. Fue **Hess** de nuevo en 1960 quien realizó una síntesis del conocimiento, unificada por el hilo conductor de lo que posteriormente, con algunas modificaciones, conocemos como Tectónica de Placas. Esta síntesis llevó a una verdadera revolución del conocimiento en la cual se sentaron todas las ideas que, a finales de los años 60 dieron lugar a la Tectónica de Placas como **paradigma** que permitía explicar no solo los hechos que explicaban la deriva continental actual, sino que permitían explicar los orógenos antiguos en los mismos términos. De esta manera quedo establecido el nuevo paradigma, el cual sirve en la actualidad como punto de referencia para todas las Ciencias de la Tierra

REFERENCIAS

- A. G. I. (AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE) (1972).- *Glossary of Geology*. Eds. M. Gary, R. McAfee & C. L. Wolf. Washington, 805 pp.
- BADGLEY, P. C. (1965).- *Structural and Tectonic Principles*. Ed.. Harped, New York.
- BILLINGS, M. (1974).- *Geología Estructural*. Ed. Eudeba (Buenos Aires), 564 pp. (Ver p: 1-6).
- BOILLOT, G. (1984).- *Geología de los márgenes continentales*. Masson, s.a. 141 pp.
- COX, A. y HART, R.B. (1986).- *Plate Tectonics, How it works*, Blackwell.
- DAVIS, G. H. (1984).- *Structural geology of rocks and regions*. Ed. John Wiley & Sons, 492 pp.
- DE SITTER, L. U. (1956).- *Structural Geology*. Ed. MacGraw-Hill. London, 552 pp.
- DENNIS, J. G. (1972).- *Structural Geology*. Ed. Ronald Press Co., New York, 532 pp.
- GEIKI, J. (1965).- *Structural and Field Geology*. Edinburg, 149 pp.
- GOSH, S.K. (1993).- *Structural Geology. Fundamentals and Modern Developments*. Pergamon. 598 pp.
- HANCOCK, P.L. (1994).- *Continental Deformation*. Pergamon. 421 pp.
- HATCHER, R.D. Jr. (1995).- *Structural Geology*. Prentice-Hall, Inc. 525 pp.
- HILLS, E. S. (1977).- *Elementos de Geología Estructural*. Ed. Ariel, 576 pp.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1981).- *Geología Estructural*. Ed. Omega (Barcelona), 518 pp.
- KEAREY, P. y VINE, F.J. (1990) *Global Tectonics*, Blackwell Scientific Publications 302 pp.
- LISLE, R.J. (1988).- *Geological structures and maps: A practical guide*, Pergamon Press, Oxford.
- LOYSHON P.R. y LISLE, R.J (1995).- *Stereographic projection techniques in structural geology*, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- MARSHACK, S y MITRA, G. (1988).- *Basic methods of structural geology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- McCLAY, K. (1987).- *The mapping of geological structures*, Geological Society of London Handbook, Open University Press.
- MEANS, W. D. (1976).- *Stress and strain*. Ed. Springer Verlag (Heidelberg), 339 pp.
- MOORES, E.M. y TWISS, R.J. (1997).- *Tectonics*. Freeman & Co. 532 pp.
- NAUMAN, C. F. (1850).- *Lehrbuch der Geognosie*. Leipzig.
- NICOLAS, A. (1987).- *Principios de Tectónica*. Ed. Masson (París), 185 pp.
- PARK, R. G. (1983).- *Foundations of Structural Geology*. Ed Blackie & Son. Ltd.
- PARK, R. G. (1988).- *Geological Structures and Moving Plates*, Ed Blackie & Son. Ltd. 337 pp.
- PASSCHIER, C.W. y TROUW, R.A.J. (1996).- *Microtectonics*. Springer Verlag. 289 pp.
- PRICE, N.J. y COSGROVE, J.W. (1990).- *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press. 502 pp.
- RAMSAY, J. G. y HUBER, M.I. (1983).- *The techniques of modern structural geology. Vol 1: Strain analysis*. Academic Press. 307 pp.

- RAMSAY, J. G. y HUBER, M.I. (1983).- The techniques of modern structural geology. Vol 2: Folds and fractures. Academic Press. 393 pp.
- RAMSAY, J. G. (1977).- Plegamiento y fracturación de rocas. Blume Ediciones. 590 pp.
- ROBERTS, J.L. (1982).- *Introduction to geological maps and structures*, Pergamon Press, Oxford.
- ROWLAND S.M. y DUEBENDORFER, E.M. (1994).- Structural Analysis and Synthesis. A laboratory course in Structural Geology. Blackwell Sci. Publ. 279 pp.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. (1963).- *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Ed. MacGraw Hill, New York. 545 pp.
- TWISS, R.J. y MOORES, E.M. (1992).- Structural geology. Freeman & Co. 532 pp.
- VAN DER PLUIJM B.A. y MARSHACK, S. (1997).- Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics. McGraw-Hill. 495 pp.
- WILSON, J.T. ed. (1976).- Deriva Continental y Tectónica de Placas. Selecciones de Scientific American, H. Blume Ediciones.

Existe un CD que presenta los conceptos básicos de la Geología Estructural denominado “Structural Analysis” que ha sido realizado por Declan G. De Paor en 2001. Se puede encontrar para su uso y consulta en la Biblioteca Abraham Zacut (55-DEP-str).

ENLACES WWW

En esta lista se encuentran algunos enlaces que pueden ser de utilidad para completar estos apuntes y realizar consultas a lo largo del curso, es de destacar la existencia de algunas páginas que muestran animaciones gráficas de algunos de los procesos que describiremos a lo largo del curso, la mayoría de ellos están en inglés, por lo que al final se han incluido algunos en castellano:

GeologyLink (<http://www.geologylink.com/>) está presentado por College Division of the Houghton Mifflin Company, y tiene enlaces a noticias y otras páginas de la red relacionadas con la Geología incluyendo un glosario.

Geofísica en la WWW (<http://www.uh.edu/~jbutler/geophysics/seg.html>) realizada por J. Butler, del Department of Geosciences, University of Houston.

Visualizando la Tierra (http://visearth.ucsd.edu/VisE_Int/plate_tectonics/frontpagegeol.html) es un proyecto educativo financiado por la National Science Foundation, y que proporciona introducciones ilustradas a procesos geológicos

Geología Estructural (http://geology.ou.edu/~ksmart/structure_webpage/) presentada por K. Smart, de School of Geology and Geophysics, University of Oklahoma.

Geología Estructural y Petrología metamórfica en la WWW (<http://craton.geol.brocku.ca/guest/jurgen/struct.htm>) realizada por J. Kraus, del Geological Survey of Canada, y mantenida por el Canadian Tectonics Group.

Geología Estructural y Tectónica (<http://www.rwth-aachen.de/ged/>) realizada por el Geologie-Endogene Dynamik group, Department of Geology, Aachen University of Technology, Alemania

Geología Estructural (<http://www.stmarys.ca/academic/science/geology/structural/>) realizada por J. Waldron del Geology Department, St. Mary's University, Halifax, Canada. Incluye una animación que ilustra la terminología de los pliegues y una colección de imágenes de estructuras.

El Planeta Tierra y las nuevas geociencias (http://mac01.eps.pitt.edu/harbbook/Planet_Earth.html) por V. Schmidt and W. Harbert, del Department of Geology and Planetary Sciences, University of Pittsburgh. Es un libro de texto para consulta en red con una gran cantidad de ilustraciones.

Curso sobre Geología General (http://www.uta.edu/geology/geol1425earth_system/), por J. Schieber, del Department of Geology, University of Texas, Arlington.

Curso sobre Geología General (http://www.tamu.edu/classes/geol/mazzullo/course_note.htm) por J. Mazzullo, del Department of Geology and Geophysics, Texas University.

Curso sobre Geología General (<http://www.gpc.peachnet.edu/~pgore/>) por P. Gore, del Georgia Perimeter College, Clarkston Campus. Incluye temas como la deformación cortical o la construcción de las montañas.

Geología Estructural (<http://www.uakron.edu/geology/mcconnell/structGeo/syllabus/>). Curso impartido por D. McConnell, del Department of Geology, University of Akron.

Tectónica de Placas (http://www.geo.utep.edu/class_notes/PT99/Lectures/Lectures.html). Apuntes de clase realizados por K. Miller, del Department of Geological Sciences, University of Texas, El Paso.

Tectónica de Placas (<http://www.geosci.unc.edu/classes/Geo120/G120.html>). Por J.A. Rial, de la Universidad de Carolina del Norte

Tectónica de placas (<http://rses.anu.edu.au/~jean/GEOL3005/Introduction/Overview.html>). Curso impartido por J. Braun, del Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra.

Tectónica de placas (<http://www.seismo.unr.edu/htdocs/academic/LOUIE/home.html>). Curso impartido por J. Louie, del Seismological Laboratory, University of Nevada, Reno.

Deformación y Geología Estructural (<http://www.earthsciences.uq.edu.au/~rodh/teaching/gm261/gm261summary.html>). Curso impartido por Rob Holcombe que incluye interesantes animaciones,

Página del libro **Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics** (<http://www-personal.umich.edu/~vdpluijm/earthstructure.htm>) escrito por B. van der Pluijm y S. Marshak.

Deformación cortical (<http://gbms01.uwgb.edu/~dutchs/index.htm>). Curso impartido por S. Dutch, del Department of Natural and Applied Sciences, University of Wisconsin, Green Bay.

Tectónica (http://daac.gsfc.nasa.gov/DAAC_DOCS/geomorphology/GEO_HOME_PAGE.html). Imágenes de satélite mostrando interesantes ejemplos de procesos tectónicos. mantenida por NASA Goddard's Earth System Science Educational Home Page.

Historia de la Tectónica de Placas (<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>)- Por W. Kious y R. Tilling. Por cortesía del U.S. Geological Survey.

Otros enlaces interesantes:

<http://www.earth-pages.com/>
<http://www.abc.net.au/dinosaurs/>
<http://www.earthsci.unibe.ch/people/schreurs/Main.htm>
<http://www.nhm.ac.uk/index.html>
<http://tapestry.usgs.gov/>
<http://www.utexas.edu/research/beg/giovanni/>
<http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/>
<http://www.uky.edu/ArtsSciences/Geology/webdogs/plates/reconstructions.html>
<http://www.geo.vu.nl/~tecroot/software.htm>
<http://structure.harvard.edu/>
<http://www.geosociety.org/>
<http://www.agu.org/>
<http://wwwneic.cr.usgs.gov/>
<http://www.geologynet.com/programs/html/structural.htm>
<http://www.geolab.unc.edu/Petunia/IgMetAtlas/mainmenu.html>
<http://www.ngdc.noaa.gov/>
<http://virtualexplorer.com.au/VEjournal/Volume2/www/intro/index2.html>
http://www.gcn.ou.edu/~jahern/v%26e/earth_shake.html
http://www-sst.unil.ch/research/plate_tecto/index.htm#tectonics

Otros enlaces en castellano:

Servidor de información general: <http://tierra.rediris.es/>

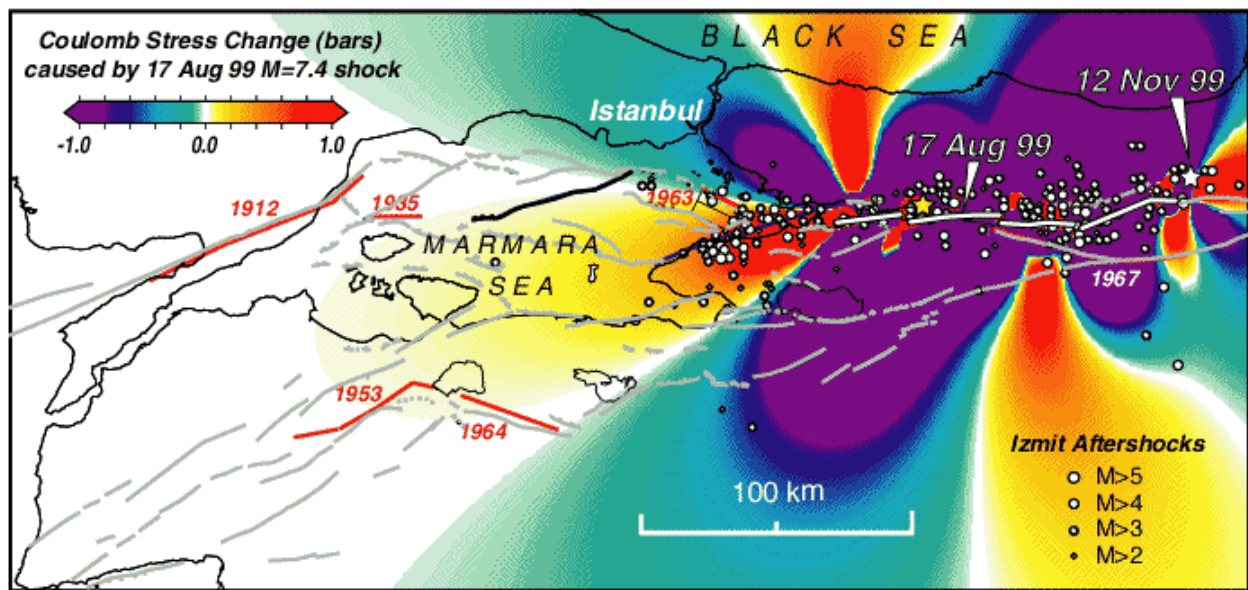
Enlaces en las páginas del **Departamento de Geología** de la Universidad de Salamanca: <http://web.usal.es/~geologia/Grupo/Links.html>

Base de datos bibliográfica de Geología de la Península Ibérica: <http://www.bib.ub.es/bigpi/bigpi.htm>

Geofísica en el **Instituto Geográfico Nacional**: <http://www.geo.ign.es/indexalpha.html>

Instituto Tecnológico Geominero de España: <http://www.itge.mma.es/>

12 November 1999 M=7.2 Düzce earthquake struck off east end of the 17 August 1999 M=7.4 Izmit rupture



Calculations by Shinji Toda (ERI), Tom Parsons & Ross Stein (USGS)

date=12 Nov 99 app=Coulomb 1.0
input file=Izmit-Barka(1999-be).inp
fric=0.4, dpth=10 km; receiver str=73°, dip=90°, rake=180°

1.-ESFUERZO

1.1.-FUERZA: DEFINICION, TIPOS Y UNIDADES DE MEDIDA

Se define **fuerza** como una magnitud vectorial que tiende a producir un cambio en el movimiento de un cuerpo o en su estructura interna, es decir, tiende a producir una deformación. Debido a su carácter vectorial, varias fuerzas actuando sobre un mismo punto pueden combinarse o sumarse en una sola y, similarmente, una fuerza puede considerarse que está compuesta de varias y puede descomponerse en ellas. Hay dos tipos de fuerzas: del cuerpo (o másicas) y de superficie.

Las **fuerzas del cuerpo** o másicas («*body forces*») están en relación directa con la masa del cuerpo al cual se aplican, aunque su origen puede ser debido a causas externas. Son fuerzas del cuerpo las inducidas por la gravedad, la centrífuga o las creadas por campos magnéticos, por ejemplo. Sólo la gravedad es importante en los procesos que dan lugar a deformaciones de las rocas.

Las **fuerzas de superficie** («*surface forces*») dependen siempre de causas externas al cuerpo y no guardan ninguna relación con la masa del mismo. Se llaman así porque se puede considerar que son aplicadas a una superficie del cuerpo. Las fuerzas de superficie se subdividen en simples

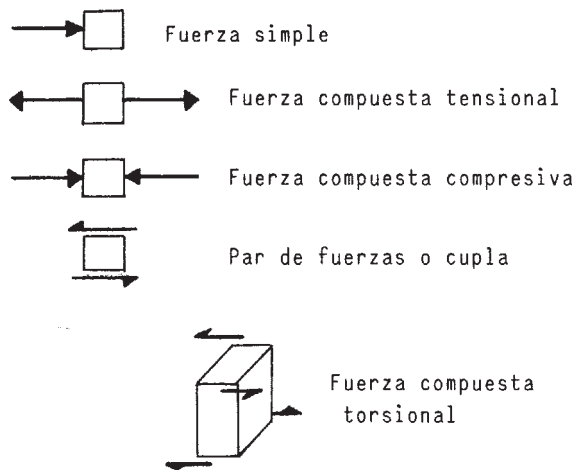


Figura 1-1- Tipos de fuerzas de superficie.

Las simples tienden a producir movimiento y las compuestas tienden a producir distorsión. Que realmente produzcan o no deformación, dependerá de su intensidad y de las propiedades del cuerpo o de su situación.

Las fuerzas compuestas que consisten en dos fuerzas actuando en sentidos contrarios a lo largo de la misma línea recta se dividen en tensionales, cuando son divergentes, y compresivas o compresionales, cuando convergen hacia el cuerpo (Fig.1-1). Dos fuerzas actuando en sentidos contrarios según dos rectas paralelas

constituyen lo que se llama un par de fuerzas o cupla. Las fuerzas compuestas pueden ser aún más complicadas, como en el caso de dos pares de fuerzas representado al final de la Fig.1-1, que tienden a producir una torsión.

La fuerza en los sistemas Cegesimal e Internacional no es una unidad fundamental, sino que la unidad fundamental es la masa (gr y kg respectivamente). La Unidad de fuerza en cada uno se define como la fuerza que es necesario aplicar a un cuerpo de masa unidad para que adquiriera una aceleración igual a una unidad de longitud por cada unidad de tiempo elevada al cuadrado:

En el Sistema Cegesimal (c.g.s) , es la **dina**:

$$1 \text{ dina} = 1 \text{ gr} \cdot \text{cm} / \text{seg}^2$$

En el Sistema Internacional (S.I. ó M.K.S.) es el **newton (N)**:

$$1 \text{ newton} = 1 \text{ kg} \cdot \text{m} / \text{seg}^2$$

Puede calcularse fácilmente que $1 \text{ newton} = 10^5 \text{ dinas}$.

En el Sistema Técnico o Terrestre la fuerza es una unidad fundamental, a diferencia de los dos anteriores:

1 **kilo fuerza** o kilopondio se define como la fuerza con la cual la Tierra atrae en París a un cuerpo cuya masa es de 1 kg (en el Sistema Internacional).

Esa fuerza le haría adquirir una aceleración de $9'81 \text{ m} / \text{seg}^2$ si cayera libremente en el vacío. La equivalencia con el S.I. es la siguiente: 1 kilo fuerza = 9'81 newtons. Esto es debido a que un newton es la fuerza necesaria para someter a una masa de 1 kg a una aceleración de $1 \text{ m} / \text{seg}^2$ y un kilo fuerza es la fuerza necesaria para someter a una masa de 1 kg a una aceleración de $9'81 \text{ m} / \text{seg}^2$. La masa es una unidad secundaria en el Sistema Técnico: la unidad técnica de masa (U.T.M.) se define como la masa de un cuerpo que pesa 9'81 kilos fuerza en París, es decir:

$$1 \text{ U.T.M.} = 9'81 \text{ kg (masa)}.$$

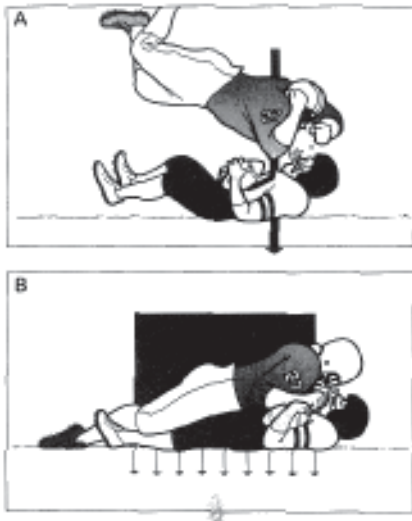


Figura 1-1a- El daño producido por el jugador de fútbol americano al contrario, ejerciendo la misma fuerza (su peso), depende de la superficie sobre la que ésta sea aplicada.

1.2.-ESFUERZO: DEFINICION Y UNIDADES DE MEDIDA

El **esfuerzo** («*stress*») se define como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo. Es decir, es la relación entre la fuerza aplicada y la superficie sobre la cual se aplica. Es importante comprender esta relación entre fuerza aplicada y superficie sobre la que se aplica: una fuerza aplicada a un cuerpo es la misma con independencia de la superficie del mismo sobre la cual se aplique. De hecho, se aplica a todo el cuerpo y, por tanto, a todas las infinitas superficies contenidas en él, aunque nosotros podemos considerar su

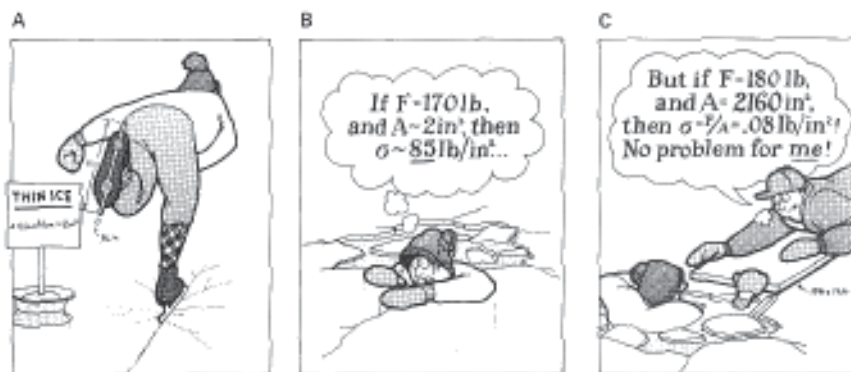


Figura 1-1b- Un buen ejemplo del concepto de esfuerzo. Para la misma fuerza ejercida, una mayor superficie produce un menor esfuerzo en el hielo evitando el accidente.

efecto sobre una o varias en particular. En cambio, esa misma fuerza no genera el mismo esfuerzo sobre cada una de las superficies del cuerpo, pues al variar la superficie, varía la relación fuerza / superficie, que es el esfuerzo (Figuras 1-1a y 1-1b).

Las unidades de esfuerzo se definen como la unidad de fuerza en cada sistema dividida por la unidad de superficie:

En el Sistema Cegesimal, es la **baria**: $1 \text{ baria} = 1 \text{ dina} / \text{cm}^2$

Esta unidad representa un esfuerzo demasiado pequeño para ser usada en geología, utilizándose generalmente sus múltiplos denominados **bar** y **kilobar**:

$$1 \text{ bar} = 10^6 \text{ barias}$$

$$1 \text{ kbar} = 10^3 \text{ bars} = 10^9 \text{ barias}$$

En el Sistema Internacional, la unidad es el **pascal** (Pa): 1 pascal = 1 newton / m²
Esta unidad es también pequeña, por lo que se usan sus múltiplos **megapascal** y **gigapascal**:

$$1 \text{ MPa} = 10^6 \text{ Pa}$$

$$1 \text{ GPa} = 10^9 \text{ Pa}$$

Puede calcularse que 1 Pa = 10 barias, 1 MPa = 10 bars y 1 GPa = 10 kbars.

Una unidad de esfuerzo usada a veces en Geología es la **atmósfera**, que es el esfuerzo ejercido sobre su base por una columna de mercurio de 76 cm de altura, que equivale 1'033 kilos fuerza por cada cm²:

$$1 \text{ Atm} = 1'033 \text{ kilos fuerza} / \text{cm}^2$$

Corresponde aproximadamente a la presión atmosférica media al nivel del mar. Su equivalencia es la siguiente: 1 Atm = 1'01337 bars que son aproximadamente 1 bar que se corresponde con 0'1 MPa.

1.3.-TIPOS DE ESFUERZO: PRESION LITOSTATICA Y ESFUERZOS DEBIDOS A FUERZAS DE SUPERFICIE

Dado que existen fuerzas del cuerpo y fuerzas de superficie, los esfuerzos causados por esas fuerzas serán de distintos tipos. En Geología, nos interesan los esfuerzos causados en las rocas por la gravedad y los que son causados por fuerzas independientes de la masa del cuerpo en cuestión, es decir, fuerzas de superficie, tal como las habíamos definido previamente.

La gravedad crea el esfuerzo llamado **presión litostática**, que es el esfuerzo que sufre un determinado punto de la Tierra debido al peso de las rocas que tiene encima. Puede establecerse una comparación con la presión hidrostática en los líquidos, que es igual al esfuerzo creado por la columna de líquido que hay encima de un determinado punto del mismo. La presión hidrostática es igual en todas las direcciones, de forma que no sólo actúa en la vertical. Esto puede comprobarse sumergiendo un pequeño globo esférico inflado de gas en una piscina o tanque: el globo va perdiendo volumen al ser sumergido, debido a la presión que ejerce el líquido, pero su forma sigue siendo esférica, lo que indica que se comprime en todas direcciones por igual.

La presión litostática se calcula mediante la fórmula:

$$P_l = \rho \cdot g \cdot z$$

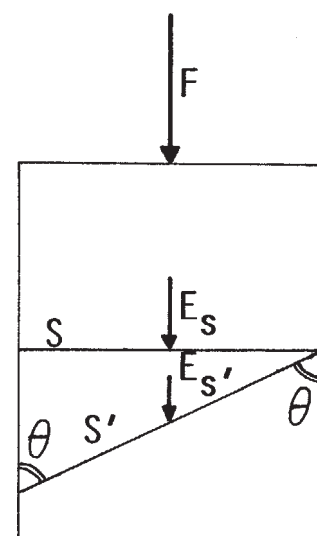


Figura 1-2- Esfuerzo que actúa sobre una superficie inclinada.

donde ρ es la densidad media de las rocas que hay por encima del punto, g el valor de la aceleración de la gravedad y z la profundidad. P. Ej. a 1 km de profundidad, asumiendo una densidad media de las rocas de $2'6 \text{ gr / cm}^3$, la presión litostática será:

$$P_1 = 2'6 \text{ gr / cm}^3 \cdot 981 \text{ cm / seg}^2 \cdot 10^5 \text{ cm} = 2550'6 \cdot 10^5 \text{ barias} = 255 \text{ bars.}$$

La presión litostática en la base de una corteza continental normal de unos 35 km de espesor es, aproximadamente, de 10 kbars o 1 Gpa.

La presión litostática no suele ser de tipo hidrostático, salvo que las rocas se comporten como líquidos, lo cual sucede en los magmas. En general, por tanto, el esfuerzo en la dirección vertical al que está sometido un punto de la Tierra en profundidad, es igual a la presión litostática, mientras que el esfuerzo en cualquier otra dirección, suele ser diferente. Las diferencias dependen mucho de las propiedades mecánicas de las rocas y, así, a grandes profundidades, donde las rocas están muy calientes y sometidas a una gran presión, se comportan casi como líquidos y, por ello, las diferencias de presión en unas direcciones u otras son mínimas.

En general, se admite que las deformaciones son tan lentas en Geología, que puede considerarse que en un instante dado, los cuerpos están en equilibrio. Puede, por tanto, aplicárseles la tercera ley del movimiento de Newton, según la cual, para un cuerpo en reposo o en movimiento constante, para cada acción (fuerza) existe una reacción igual en magnitud y dirección y de sentido contrario. Por lo tanto, se puede considerar siempre el esfuerzo como causado por una pareja de fuerzas compuestas, tensionales o compresivas, o bien una cupla, actuando sobre una superficie. Esto vale para la presión litostática y para los esfuerzos causados por fuerzas de superficie.

Como se mencionó antes, la misma fuerza actuando sobre distintos planos crea distintos esfuerzos. En la Fig.1-2 se ha representado una fuerza de superficie, F , que actúa sobre un cuerpo rectangular. El esfuerzo que esa fuerza produce sobre una superficie S perpendicular a ella es E_S y el producido sobre otra superficie S' que forma con la fuerza un ángulo θ es $E_{S'}$. Dado que el esfuerzo es la relación entre la fuerza y la superficie sobre la que actúa: $E_S = F / S$, la fuerza F puede expresarse en función del esfuerzo que actúa sobre S : $F = E_S \cdot S$.

El esfuerzo que actúa sobre S' puede, ahora, expresarse en función del que actúa sobre S :

$$E_{S'} = E_S \cdot S / S', \text{ pero dado que } \text{sen } \theta = S / S', \text{ puede escribirse que:}$$

$$E_{S'} = E_S \cdot \text{sen } \theta$$

Obsérvese que el esfuerzo creado por la fuerza F es máximo para $\theta = 90^\circ$ ($\text{sen } \theta = 1$), es decir, en los planos perpendiculares a su dirección de aplicación, y va decreciendo a medida que disminuye θ . El esfuerzo causado por F sobre los planos paralelos a la dirección de aplicación de la fuerza ($\theta = 0^\circ$) es nulo.

Componentes del esfuerzo

Los esfuerzos causados por fuerzas de superficie son también magnitudes vectoriales, que pueden componerse y descomponerse como tales. Naturalmente, sólo pueden componerse los esfuerzos que actúan sobre un determinado plano y, de forma similar, cuando un vector esfuerzo que actúa sobre un plano se descompone, las componentes obtenidas sólo actúan sobre ese plano.

En el caso general, un vector esfuerzo que actúa sobre un plano lo hace oblicuamente a él. Un esfuerzo que actúe perpendicularmente a un plano se denomina **esfuerzo normal**, y uno que actúe paralelamente a un plano, **esfuerzo de cizalla**. Un vector esfuerzo oblicuo puede descomponerse en uno perpendicular al plano y en otro paralelo a él (Fig. 1-3). Esta descomposición da lugar a las componentes del esfuerzo, que se llaman respectivamente normal y de cizalla y se denotan con las letras griegas σ (sigma) y τ (tau) respectivamente. Dado que vamos a operar siempre con esfuerzos compuestos, el esfuerzo normal es el que tiende a comprimir o separar, según sea compresivo o tensional, las dos partes del cuerpo que quedan a ambos lados del plano sobre el que actúa. En cambio, el esfuerzo de cizalla tiende a romper el cuerpo por ese plano y a desplazar las dos mitades del cuerpo una junto a la otra.

Las componentes de un esfuerzo E que actúa sobre un plano con el que forma un ángulo θ son (Fig.1-3):

$$\sigma = E \cdot \text{sen } \theta \quad , \quad \tau = E \cdot \text{cos } \theta$$

En el caso de la Fig.1-2, el esfuerzo E_S que actúa sobre la superficie S sólo tiene componente normal:

$$\sigma_S = E_S \quad , \quad \tau_S = 0$$

El esfuerzo $E_{S'}$ que actúa sobre la superficie S' tiene las siguientes componentes:

$$\sigma_{S'} = E_{S'} \cdot \text{sen } \theta = E_S \cdot \text{sen}^2 \theta, \quad \tau_{S'} = E_{S'} \cdot \text{cos } \theta = E_S \cdot \text{sen } \theta \cdot \text{cos } \theta$$

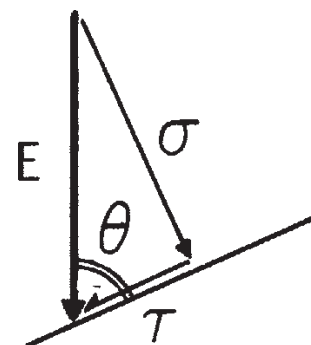


Figura 1-3- Componentes del esfuerzo.

Hasta aquí, hemos considerado sólo dos dimensiones del espacio. Cuando se trabaja en un espacio tridimensional, para cada plano puede definirse una componente normal y una o varias de cizalla, puesto que cada plano sólo tiene una dirección perpendicular e él, pero tiene infinitas direcciones paralelas.

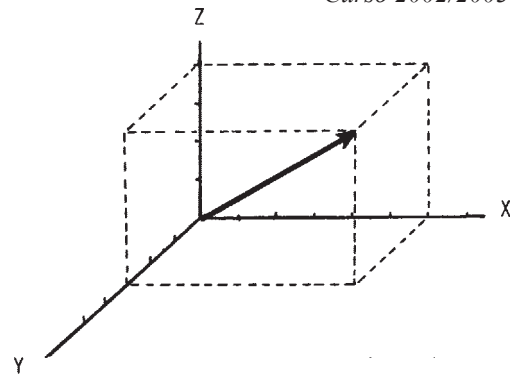


Figura 1-4- Determinación de la posición e intensidad de una magnitud vectorial..

1.4.-ESTADO DE ESFUERZO. EL TENSOR DE ESFUERZO Y EL ELIPSOIDE DE ESFUERZO.

Cualquier punto del interior de la Tierra está sometido a un complejo sistema de esfuerzos. Esto es debido a que sobre él actúa el peso de las rocas que tiene encima, que no sólo se aplica en dirección vertical sino que es en cierto modo transmitido en todas las direcciones, aunque no siempre con el mismo valor. Además, las rocas adyacentes pueden transmitirle fuerzas que pueden provenir de causas diversas. El conjunto de fuerzas que actúan dan, a su vez, esfuerzos sobre todos y cada uno de los planos que pasan por el punto. Puede considerarse que los esfuerzos que actúan sobre cada plano se componen dando un único esfuerzo resultante. No obstante, dado que por un punto pasan infinitos planos, habrá infinitos vectores esfuerzo actuando. Además, la configuración de los esfuerzos puede variar de un instante a otro.

Se define **estado de esfuerzo** como el conjunto de los infinitos vectores esfuerzo que actúan sobre los infinitos planos que pasan por un punto, en un instante dado. Esto no es ya una magnitud vectorial, sino una cantidad física compuesta de infinitos vectores, que se denomina un tensor de segundo orden.

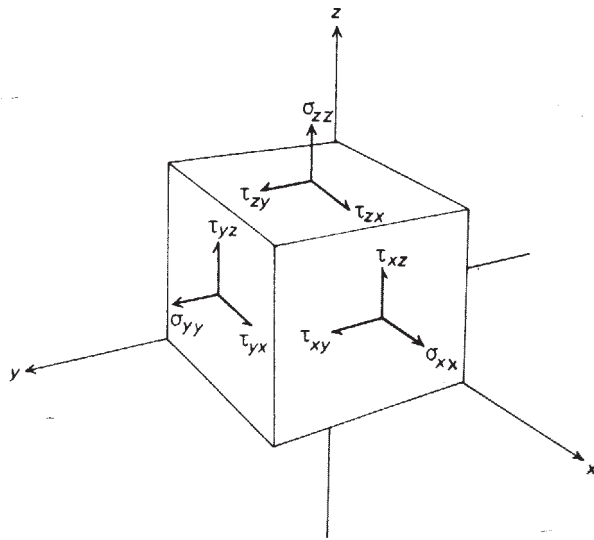
Los tensores son cantidades físicas que expresan diferentes cosas. Los tensores de orden cero son los llamados escalares, cantidades físicas que se expresan por un simple número, p. ej. la temperatura en la habitación: $T = 25 \text{ }^\circ\text{C}$. Los tensores de primer orden son los vectores, cantidades físicas que representan una intensidad, pero también una dirección en el espacio y un sentido. Pueden ser expresados por un módulo y dos argumentos: el módulo expresa la intensidad y los argumentos los ángulos que forma con dos de los ejes de coordenadas en el espacio. Una forma más habitual de expresar un vector es por tres números que representan las coordenadas de sus extremos respecto a un sistema de ejes cartesianos. P. ej. una fuerza expresada como $F: (6, 3, 4)$ es una fuerza cuya dirección en el espacio viene dada por las coordenadas de su extremo: $x = 6$, $y = 3$, $z = 4$ (Fig.1-4) y cuya intensidad es:

$$F = (6^2 + 3^2 + 4^2)^{1/2} = 7,81 \text{ unidades de fuerza.}$$

Las tres cantidades que definen el vector se denominan sus componentes.

Los tensores de segundo orden son cantidades físicas que representan, en general, infinitos vectores o que expresan una propiedad que permite establecer una relación entre dos vectores. El **tensor de esfuerzo** se encuentra entre los del primer tipo. En el capítulo siguiente mencionaremos alguno de los del segundo tipo: los tensores de deformación.

Normalmente, un tensor de segundo orden necesita 9 cantidades o componentes para ser definido. En el caso del tensor de esfuerzo, se eligen los tres planos, perpendiculares a cada uno de los tres ejes cartesianos de coordenadas y se escogen, en cada plano, tres componentes del



vector esfuerzo que actúa sobre él: la componente normal y las dos componentes de cizalla que actúan según las direcciones paralelas a los ejes de coordenadas paralelas al plano (Fig.1-5). Las componentes se denotan como σ_{ij} , donde i es el eje de coordenadas al cual es perpendicular el plano en cuestión, y j es el eje al cual es paralela la componente. El tensor de esfuerzos se expresa entonces como:

Figura 1-5- Las nueve componentes de un estado de esfuerzo.

$$\sigma_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix}, \quad \text{ó bien} \quad \sigma_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix}$$

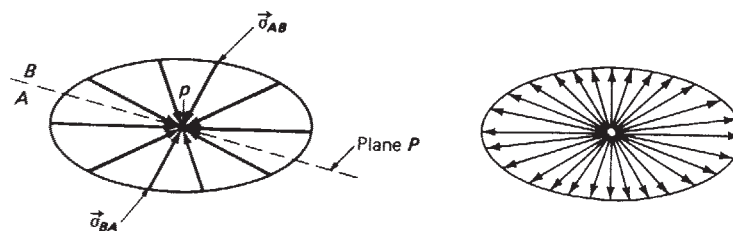


Figura 1-6- Elipses de esfuerzos (en dos dimensiones) construidas uniendo los extremos de las colas (izquierda) o puntas (derecha) de los vectores que actúan sobre los infinitos planos que pasan por un punto en un instante dado.

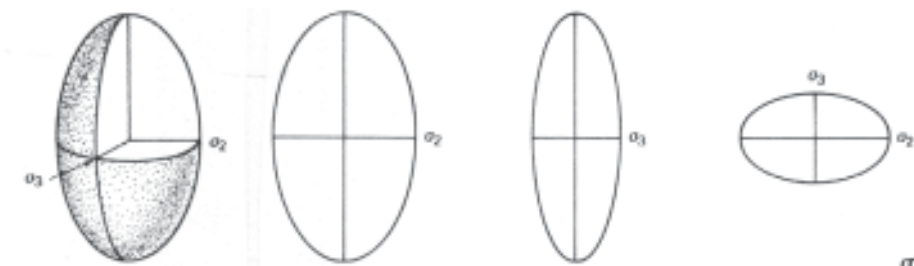


Figura 1-7- Un elipsoide de esfuerzo triaxial y sus planos principales

pues las componentes de cizalla, aquellas en las que i es distinto de j , se denotan a menudo con la letra τ . Las componentes se expresan simplemente por su intensidad, pues las orientaciones de cada una son fijas y siempre paralelas a uno de los ejes de coordenadas. Si se cambia el sistema de ejes cartesianos elegido, pero no el estado de esfuerzo, las componentes del tensor de esfuerzo cambian, pero el tensor no cambia.

Es decir, las componentes sobre los tres planos perpendiculares cambian, pues al cambiar los ejes, cambian los planos. Pero las 9 nuevas componentes expresan lo mismo, sólo que en relación a otro sistema de referencia.

En general, un estado de esfuerzo puede ser representado por una figura geométrica, que es la superficie tridimensional que se obtendría uniendo todos los extremos de los vectores esfuerzo que actúan sobre un punto en un instante dado. Esta figura no es irregular, como intuitivamente podría parecer, sino que los estados de esfuerzo son tales que todos los vectores esfuerzo están relacionados entre sí y sus extremos suelen definir la superficie de un elipsoide de tres ejes, en el caso general. Esta figura se denomina **elipsoide de esfuerzo**. En dos dimensiones, la figura sería una elipse (Fig.1-6).

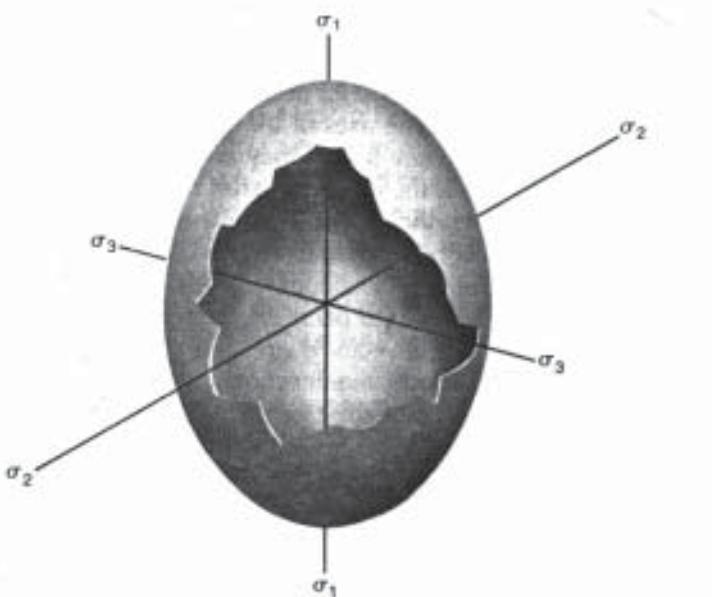


Figura 1-8- Elipsoide triaxial poliaxial mostrando los esfuerzos principales.

Cada elipsoide de esfuerzo tiene tres ejes perpendiculares entre sí, que se llaman **esfuerzos principales**, y las direcciones según las cuales actúan se denominan **direcciones principales**. Uno de ellos es el mayor de todos los esfuerzos de ese particular estado, otro es el menor y el tercero es un esfuerzo de valor intermedio entre los anteriores, que actúa según una dirección

perpendicular a los dos. Se denotan como σ_1 , σ_2 , σ_3 , de forma que: σ_1 sea mayor ó igual que σ_2 y que éste último sea así mismo mayor ó igual que σ_3 (Figs. 1-7 y 1-8). Una propiedad importante de los esfuerzos principales es que son siempre esfuerzos normales, es decir, son perpendiculares al plano sobre el que actúan. Por tanto, los tres planos perpendiculares entre sí que contienen a los ejes del elipsoide son aquellos sobre los que actúan los esfuerzos principales, y se llaman **planos principales** del elipsoide de esfuerzo (Fig.1-7). Un corolario de lo anterior es que los planos principales no experimentan nunca esfuerzos de cizalla. Si elegimos los ejes de coordenadas de forma que sean paralelos a los ejes del elipsoide, el tensor de esfuerzos se reduce a:

$$\sigma_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{vmatrix}$$

pues las componentes de cizalla son cero en ese caso. La magnitud y orientación de los esfuerzos principales caracterizan completamente el estado de esfuerzo. No vamos a demostrar nada de lo anterior, pero más adelante propondremos un ejercicio que permite visualizar que es cierto para el caso, más sencillo, de que trabajemos sólo en dos dimensiones.

Clases de estado de esfuerzo

Los estados de esfuerzo se clasifican en uniaxial, biaxial y triaxial, según que dos, uno o ninguno de los esfuerzos principales sea cero:

Estado de esfuerzo uniaxial: sólo existe un esfuerzo principal. La figura geométrica que lo representa es un par de flechas de igual magnitud y sentidos opuestos.

Estado de esfuerzo biaxial: sólo existen dos esfuerzos principales, p. ej., σ_1 y σ_2 . La figura que lo representa es, en el caso general una elipse, formada por las puntas de todos los vectores, si éstos son tensionales, o por el extremo de las colas si son compresivos (Fig.1-6). Si $\sigma_1 = \sigma_2$, la figura geométrica es una circunferencia. Si σ_1 es compresivo y σ_2 es tensional, entonces la figura que une las puntas o las colas no es una elipse y no puede hablarse de elipse de esfuerzos en ese caso.

Estado de esfuerzo triaxial: existen tres esfuerzos principales: σ_1 , σ_2 y σ_3 . La figura es en este caso un elipsoide salvo que σ_1 sea compresivo y σ_3 sea tensional, en cuyo caso no puede hablarse de elipsoide de esfuerzo, aunque sí de estado y de tensor de esfuerzo. Los esfuerzos triaxiales son los normales en la naturaleza y se subdividen en poliaxiales, axiales e hidrostáticos:

Estado de esfuerzo poliaxial: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Los tres esfuerzos principales son diferentes y la figura que lo representa es un elipsoide de tres ejes (Fig.1-8).

Estado de esfuerzo axial: $\sigma_1 = \sigma_2$ o bien $\sigma_2 = \sigma_3$. Dos de los esfuerzos principales son iguales y la figura que lo representa es un elipsoide de revolución, es decir, uno cuya superficie puede ser generada girando una elipse al rededor de uno de sus ejes. En este caso, hay infinitos planos principales: el perpendicular al eje de revolución y todos los que lo contienen.

Estado de esfuerzo hidrostático: $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. Los tres esfuerzos principales son iguales y la figura que lo representa es una superficie esférica. En este caso, los esfuerzos en todas direcciones son iguales y todos son principales, es decir, todos actúan sobre planos perpendiculares a ellos. Por tanto, en un estado de esfuerzo de este tipo, que es el que se da en los fluidos en reposo, no hay ningún plano que esté sometido a esfuerzos de cizalla. Esto es evidente pues, dado que los fluidos oponen muy poca resistencia a los esfuerzos, si, p. ej. en un líquido en reposo hubiera planos sometidos a esfuerzos de cizalla, se produciría un movimiento de líquido a ambos lados del plano, con lo que dejaría de estar en reposo.

Los líquidos en movimiento pueden estar sometidos a esfuerzos de cizalla o, a la inversa, si se somete a un líquido a esfuerzos de cizalla, se producirá un flujo en el mismo. Normalmente, el flujo durará hasta que se alcancen de nuevo condiciones de equilibrio, momento en el cual el estado de esfuerzo volverá a ser hidrostático en cada punto. El no poder ser sometidos a esfuerzos de cizalla permanentes es una propiedad de los fluidos.

1.5.-CIRCULO DE MOHR PARA ESFUERZOS

Aunque en la naturaleza los estados de esfuerzo son siempre triaxiales, a menudo se trabaja como si uno de los esfuerzos principales no contara para nada. No es que sea cero, sino que un esfuerzo principal, p. ej. σ_3 , no influye para nada en los planos que lo contienen. Entonces, se puede trabajar en el plano definido por los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 y calcular esfuerzos y

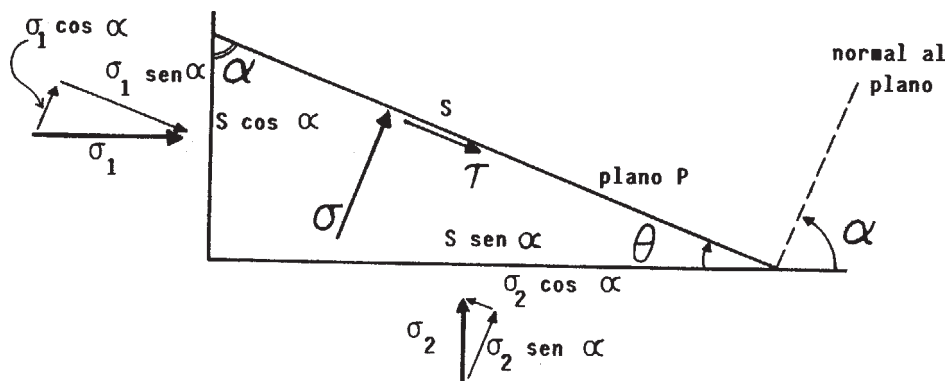


Figura 1-9- Cálculo de las componentes normal y de cizalla sobre un plano cualquiera en dos dimensiones.

componentes de esfuerzo en los planos paralelos a σ_3 , que aparecen en el plano definido por σ_1 y σ_2 como líneas rectas. Es decir, trabajamos en dos dimensiones en uno de los planos principales del elipsoide.

Vamos a calcular las componentes del esfuerzo normal y de cizalla, σ y τ , sobre un plano cualquiera P en dos dimensiones (o que contiene al esfuerzo principal σ_3), a partir del conocimiento de los dos esfuerzos principales que actúan sobre ese plano. En la Fig.1-9 pueden apreciarse las direcciones de los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 , así como su magnitud. La dirección de aplicación de σ_1 forma con el plano P un ángulo θ y con su normal un ángulo α .

Cada uno de los esfuerzos principales puede descomponerse en dos esfuerzos, actuando sobre el mismo plano principal: uno de dirección paralela al plano P y otro perpendicular a él.

Las componentes perpendiculares a P son: $\sigma_1 \cdot \cos \alpha$ y $\sigma_2 \cdot \sin \alpha$

Las componentes paralelas a P son: $\sigma_1 \cdot \sin \alpha$ y $\sigma_2 \cdot \cos \alpha$

Para calcular las componentes σ y τ sobre el plano P, necesitamos calcular las fuerzas que originan los esfuerzos principales y sus componentes, para lo cual tenemos que multiplicar cada esfuerzo por la superficie sobre la que actúa. Después, la suma de las fuerzas perpendiculares al plano P, divididas por su superficie, nos darán la componente normal y la suma de las fuerzas paralelas al plano P, divididas por su superficie, nos darán la componente de cizalla. Si el plano P tiene una superficie S, entonces, la superficie sobre la que actúa σ_1 es $S \cdot \cos \alpha$ y la superficie sobre la que actúa σ_2 es $S \cdot \sin \alpha$. Según el razonamiento anterior:

$$\sigma = (\sigma_1 \cdot \cos \alpha \cdot S \cdot \cos \alpha + \sigma_2 \cdot \sin \alpha \cdot S \cdot \sin \alpha) / S$$

$$\tau = (\sigma_1 \cdot \sin \alpha \cdot S \cdot \cos \alpha - \sigma_2 \cdot \cos \alpha \cdot S \cdot \sin \alpha) / S$$

(obsérvese que en este último caso, las dos fuerzas que intervienen tienen sentidos contrarios y, por tanto, deben restarse). Simplificando:

$$\sigma = \sigma_1 \cdot \cos^2 \alpha + \sigma_2 \cdot \sin^2 \alpha$$

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha$$

Se pueden poner esas ecuaciones en función del ángulo doble, utilizando las siguientes igualdades trigonométricas:

$$\sin \alpha \cdot \cos \alpha = 1/2 \sin 2 \alpha$$

$$\sin^2 \alpha = 1/2 (1 - \cos 2 \alpha)$$

$$\cos^2 \alpha = 1/2 (1 + \cos 2 \alpha)$$

Sustituyendo en las dos ecuaciones de arriba estas expresiones se obtiene:

$$\sigma = 1/2 (\sigma_1 + \sigma_2) + 1/2 (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \cos 2 \alpha$$

$$\tau = 1/2 (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \sin 2 \alpha$$

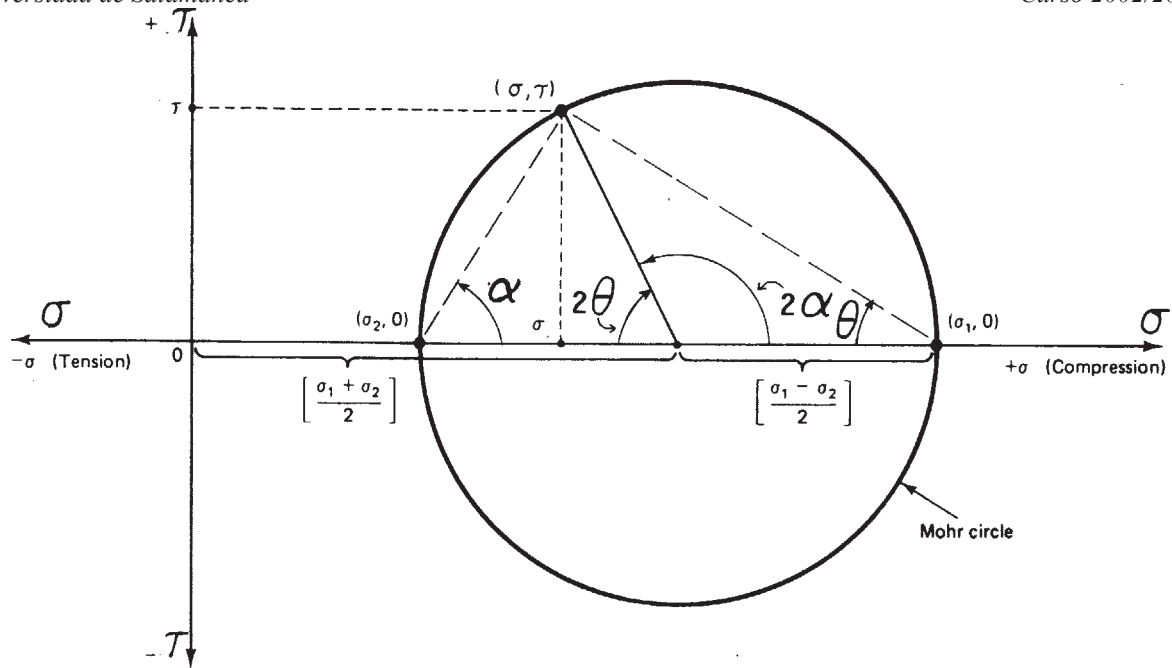


Figura 1-10- Círculo de Mohr para esfuerzos.

Estas dos ecuaciones permiten calcular las componentes normal y de cizalla del esfuerzo que actúa sobre un plano cualquiera en dos dimensiones, conociendo los esfuerzos principales. Además, son la base para la construcción de un artificio que permite efectuar esos cálculos de modo gráfico y que se utiliza mucho en Geología Estructural: el llamado **círculo o diagrama de Mohr**, inventado por el ingeniero alemán Otto Mohr en 1882.

La construcción gráfica parte de un par de ejes de coordenadas (Fig.1-10). En el de abscisas se representan los esfuerzos normales y en el de ordenadas los de cizalla. Los esfuerzos principales, al ser normales, se colocan sobre el eje de abscisas, con su valor correspondiente, y se calcula el punto medio entre los dos, que equivale a su media aritmética: $1/2 (\sigma_1 + \sigma_2)$. Haciendo centro en ese punto, se traza una circunferencia que pase por los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 y ese es el círculo de Mohr. Su radio vale: $1/2 (\sigma_1 - \sigma_2)$. Cada punto de la circunferencia representa un plano. El plano que forma con el eje σ_1 un ángulo θ , se representa trazando el ángulo θ desde el

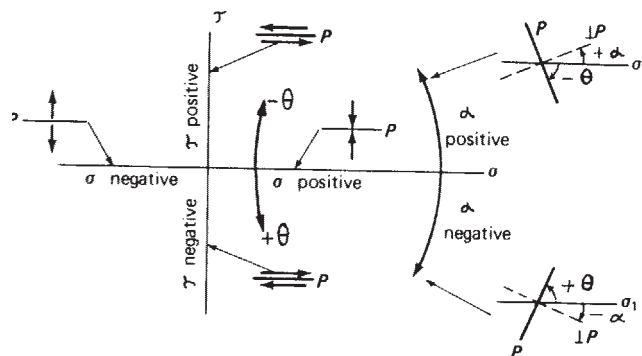


Figura 1-11- Convenio de signos para la utilización del círculo de Mohr. P es el plano..

eje de abscisas, con su vértice en el esfuerzo principal σ_1 . También puede trazarse el ángulo α , que forma la normal al plano con σ_1 . Este ángulo se traza con el vértice en σ_2 (Fig.1-10). La recta obtenida al trazar el ángulo θ ó α corta a la circunferencia en un punto que representa las componentes del esfuerzo en ese plano: su abscisa es la componente normal σ , y su ordenada la de cizalla τ .

En efecto, aplicando relaciones trigonométricas (Fig.1-10) puede apreciarse que la abscisa del punto es: $1/2 (\sigma_1 + \sigma_2) + 1/2 (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \cos 2\alpha$ y su ordenada: $1/2 (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \sin 2\alpha$, que son los valores de σ y τ obtenidos previamente. Para mayor claridad, en la Fig.1-10 se han representado los ángulos θ y α , así como los ángulos dobles 2θ y 2α , que son los ángulos centrales.

Para poder trabajar con el círculo de Mohr es necesario establecer un **convenio de signos**. Nosotros utilizaremos el siguiente:

-**Esfuerzos normales**: los compresivos son positivos y los tensionales, negativos.

-**Esfuerzos de cizalla**: los senestros son positivos y los dextros son negativos. Se entiende por esfuerzo de cizalla senestro, p. ej., al par de esfuerzos de cizalla que tiende a romper el cuerpo en dos bloques y desplazar cada bloque hacia la izquierda del otro.

-Los esfuerzos positivos se proyectan en el lado positivo de los ejes de coordenadas y los negativos en el lado negativo (Fig.1-11).

-El ángulo θ se mide desde σ_1 hacia el plano en cuestión, y el α desde σ_1 hacia la normal al plano (ver Fig.1-9). Sólo uno de ellos es necesario. Medidos en ese sentido, son positivos cuando el sentido es antihorario y negativos cuando es horario.

-Para trasladarlos al diagrama de Mohr, se parte del eje de abscisas y se sitúa el vértice del ángulo en σ_2 si se trata de α y en σ_1 si se trata de θ . Desde el eje de abscisas hacia la otra línea que define el ángulo, se va en sentido antihorario u horario según que el ángulo sea positivo o negativo (Fig.1-11).

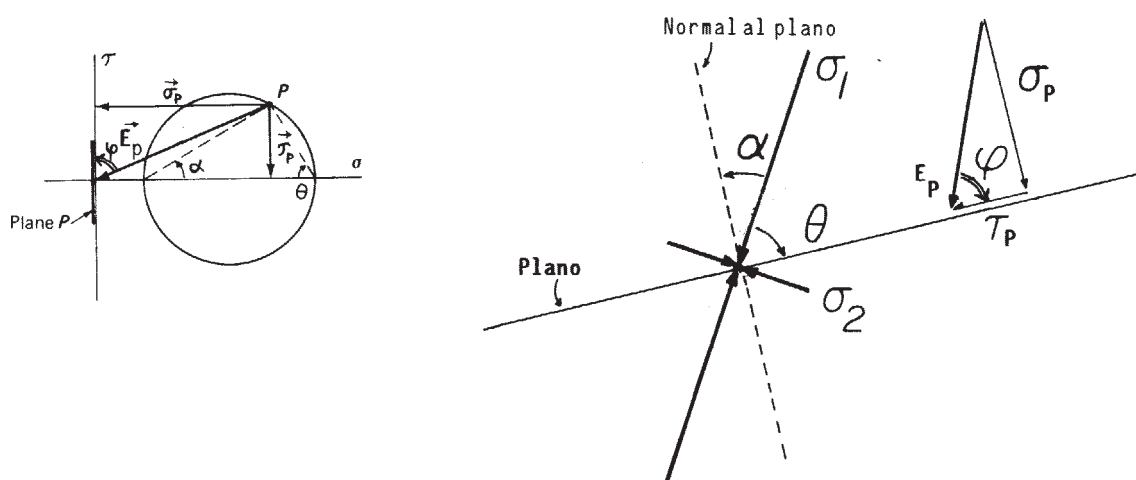


Figura 1-12- Componentes normal y de cizalla de un plano P que forma con el esfuerzo principal mayor un ángulo de -60° ($\alpha = +30^\circ$) y orientación del plano y de las componentes obtenidas del círculo de Mohr.

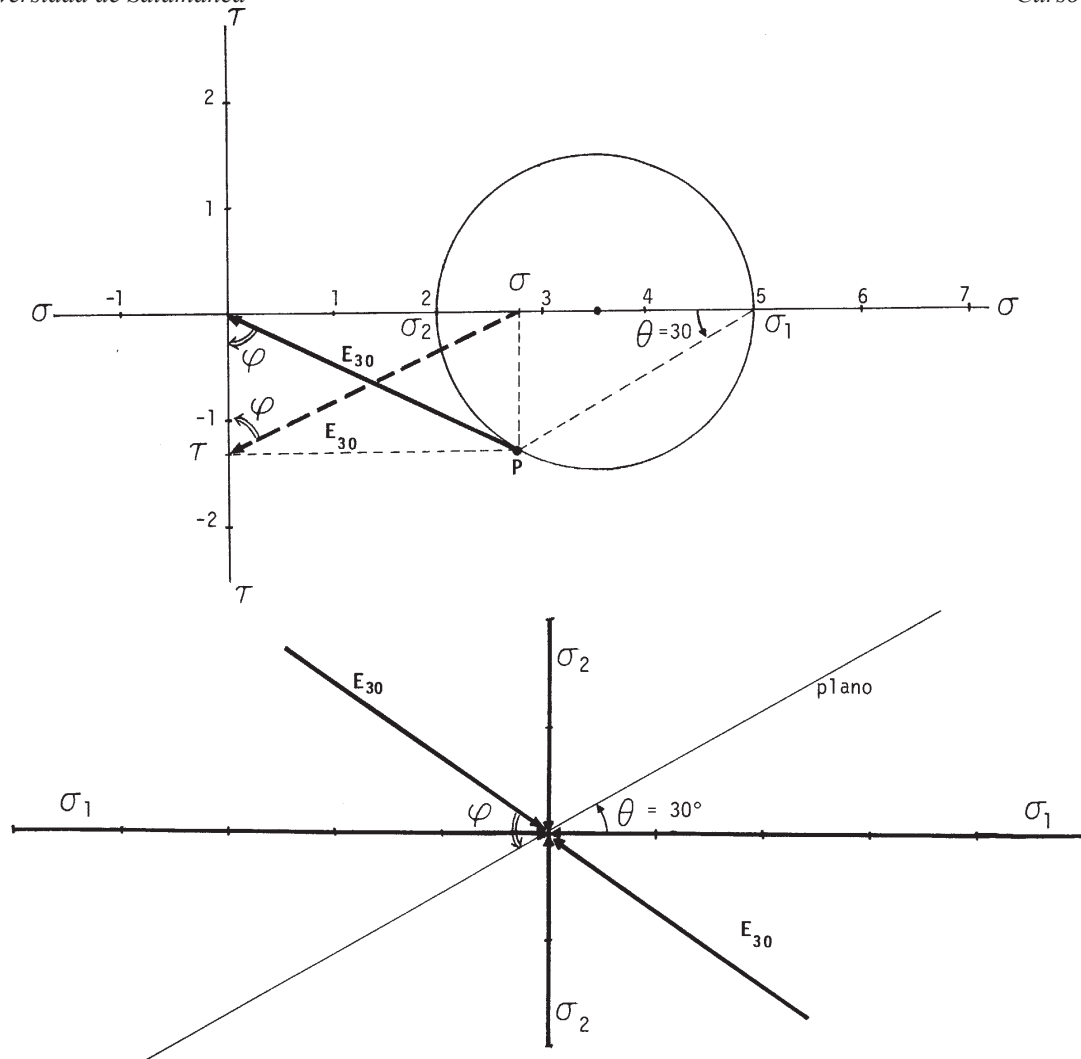


Figura 1-13- Cálculo de la resultante sobre un plano cualquiera utilizando el círculo de Mohr

La Fig.1-12 muestra un ejemplo de proyección de un plano P en el círculo de Mohr. El valor de θ es -60° y el de α es $+30^\circ$. A la izda. puede apreciarse la orientación del plano con respecto a los esfuerzos principales. Una vez obtenidos los valores de σ_p y τ_p en el círculo, pueden llevarse sobre el plano, σ_p perpendicular y τ_p paralelo al mismo (izda. de la Fig.1-12) y, sumándolos vectorialmente, calcular la resultante E_p . Hay que tener cuidado con los signos a la hora de llevar las componentes sobre el plano: σ_p es positivo y, por tanto, compresivo, y τ_p es también positivo, es decir, tiende a desplazar el bloque hacia la izquierda. La resultante puede también calcularse en el propio círculo de Mohr sumando vectorialmente las componentes. Obsérvese que el ángulo ϕ que forma la resultante E_p con el plano es, en este caso, horario si se mide desde el esfuerzo al plano (ver a la izda. de la Fig.1-12), pero en el círculo de Mohr aparece como antihorario. Esto sucede siempre que el vector resultante se dibuje en el diagrama de Mohr desde P al origen de coordenadas. La Fig.1-13 representa un caso parecido al anterior, pero ha sido concebida como un ejercicio para aprender a manejar el círculo de Mohr y, al mismo tiempo, como una comprobación gráfica de que los vectores resultantes que actúan sobre cada uno de los planos que pasan por un

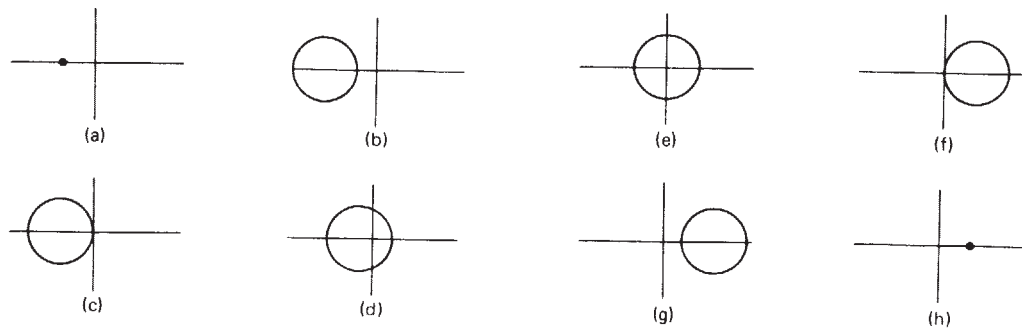


Figura 1-14- Representación de diversos estados de esfuerzo en dos dimensiones utilizando los círculos de Mohr. a- tensión hidrostática, b- tensión general, c- tensión uniaxial, d- tensión y compresión, e- cizallamiento puro, f- compresión uniaxial, g- compresión general, h- compresión hidrostática.

punto definen una elipse con sus extremos. Tenemos un estado de esfuerzo en dos dimensiones en el cual $\sigma_1 = 5$ bars y está orientado horizontalmente y $\sigma_2 = 2$ bars y actúa en dirección vertical. Se trata de calcular por medio del círculo de Mohr las componentes y el esfuerzo resultante que actúa sobre varios planos, p. ej. los que tienen valores de $\theta = 0^\circ, 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ, -15^\circ, -30^\circ, -45^\circ, -60^\circ,$ y -75° . Una vez calculada la resultante, se lleva al plano que contiene σ_1 y σ_2 y se dibuja, formando con el plano en cuestión el correspondiente ángulo ϕ . No olvidar que hay que cambiar el sentido con respecto al que se obtiene directamente sobre el propio diagrama de Mohr o bien obtener el vector como el dibujado a trazos, no desde P al origen sino desde σ a τ . En la figura se ha calculado la resultante para el plano $\theta = +30^\circ$ y se ha dibujado en el plano de los esfuerzos principales como E_{30} . Una vez dibujados los esfuerzos resultantes, hay que unir sus extremos. Se comprueba así, en dos dimensiones, que el conjunto de los vectores que actúan sobre los infinitos planos que pasan por el punto dibujan con sus extremos una elipse y que el conjunto de esos infinitos vectores, es decir, el estado de esfuerzo, está perfectamente definido sólo con los esfuerzos principales.

Además de permitir calcular las componentes y la resultante del esfuerzo que actúa sobre un plano cualquiera, el círculo de Mohr resulta una manera cómoda y práctica de representar estados de esfuerzo. La Fig.1-14 muestra cómo el círculo de Mohr sirve para representar distintos tipos de estados de esfuerzo bidimensionales. Un estado hidrostático se representa por un punto,

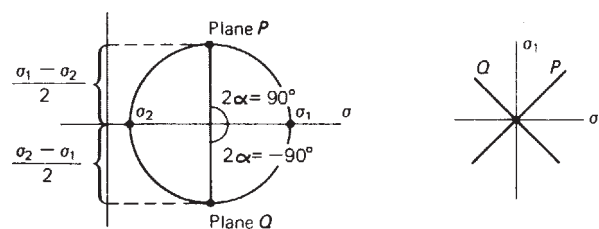


Figura 1-15- Los dos planos que sufren el máximo esfuerzo de cizalla a 45° de σ_1 .

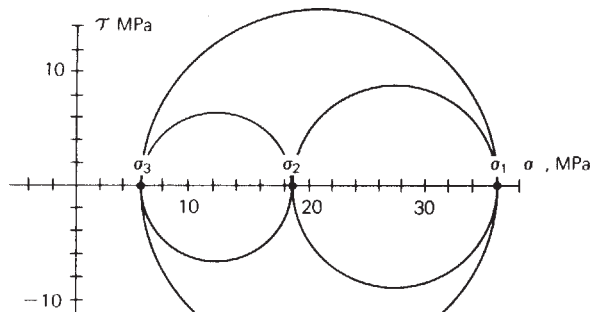


Figura 1-16- Estado de esfuerzos tridimensional representado por los tres círculos de Mohr correspondientes a sus planos principales.

pues todos los esfuerzos son iguales y todos son principales. Un estado uniaxial se representa por un círculo que pasa por el origen, pues uno de los esfuerzos principales vale cero. Obsérvese que en c, $\sigma_1 = 0$ y σ_2 es negativo, mientras que en f, $\sigma_2 = 0$ y σ_1 es positivo. En ambos casos, $\sigma_1 > \sigma_2$. En e se ha representado un estado particular denominado **cizallamiento puro** («pure shear»). Para entender lo que esto significa, hay que acudir a la Fig. 1-15. Los planos que sufren un esfuerzo de cizalla máxima son los que están representados por los puntos más alto y más bajo del círculo de Mohr, es decir, los que están a 45° de σ_1 ($2\alpha = \pm 90^\circ$), que en la Fig. 15 se denominan P y Q. En el caso de la Fig. 14 e, esos dos planos tienen una componente de cizalla que es máxima, pero su componente normal es cero (la abscisa de los puntos más alto y más bajo es cero). Por eso, los planos a 45° sufren, en ese caso, un esfuerzo de cizalla puro, sin componente normal. En valor absoluto, el máximo esfuerzo de cizalla equivale al radio del círculo de Mohr.

La Fig. 1-16 muestra un estado de esfuerzo triaxial poliaxial por medio de tres círculos de Mohr, correspondientes a los tres planos principales del elipsoide. Obsérvese que, siempre, el círculo correspondiente al plano que contiene a σ_1 y σ_3 engloba a los correspondientes al plano de σ_1 y σ_2 y al de σ_2 y σ_3 .



Figura 1-17- Descomposición de un estado de esfuerzo general compresivo.

1.6.-ESFUERZO MEDIO Y DESVIATORIO

De una forma similar a los vectores, que pueden descomponerse en otros vectores, un estado de esfuerzo puede descomponerse en otros estados de esfuerzo. La descomposición más utilizada es la que divide un estado de esfuerzo cualquiera en dos estados diferentes, llamados esfuerzo medio y esfuerzo desviatorio.

Esfuerzo medio es un estado de esfuerzo hidrostático cuyo valor es la media aritmética de los esfuerzos principales:

$$\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 \text{ y, en dos dimensiones: } \sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2)/2$$

El esfuerzo medio se representa en el círculo de Mohr por un punto en el eje de abscisas. Si se trabaja en dos dimensiones, ese punto es el centro del círculo de Mohr que representa el estado de esfuerzo total.

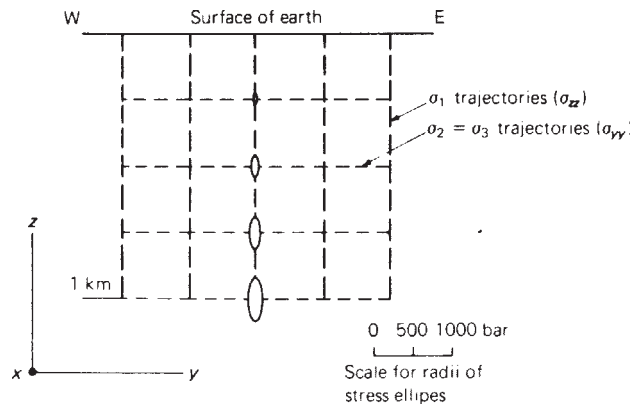


Figura 1-18- Campo de esfuerzos en el km más superior de la Tierra, representado por las trayectorias de esfuerzo y algunas elipses de esfuerzo.

Esfuerzo desviatorio es un estado de esfuerzo caracterizado por tres esfuerzos principales cuyos valores son los siguientes:

$$\sigma_1' = \sigma_1 - \sigma_m = \sigma_1 - (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 = (2\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3)/3$$

$$\sigma_2' = \sigma_2 - \sigma_m = \sigma_2 - (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 = (2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3)/3$$

$$\sigma_3' = \sigma_3 - \sigma_m = \sigma_3 - (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 = (2\sigma_3 - \sigma_1 - \sigma_2)/3$$

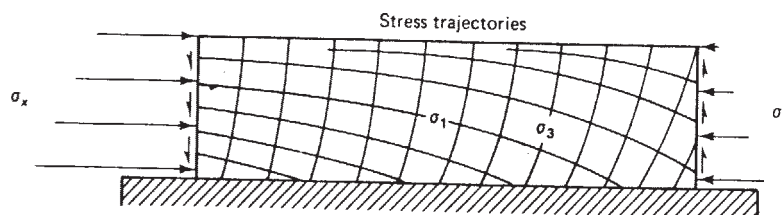


Figura 1-19- Trayectorias de esfuerzos teóricas en un bloque empujado lateralmente. El modelo pretende simular las trayectorias de esfuerzo en un cabalgamiento.

En dos dimensiones, los esfuerzos principales del esfuerzo desviatorio son:

$$\sigma_1' = \sigma_1 - \sigma_m = \sigma_1 - (\sigma_1 + \sigma_2)/2 = (\sigma_1 - \sigma_2)/2$$

$$\sigma_2' = \sigma_2 - \sigma_m = \sigma_2 - (\sigma_1 + \sigma_2)/2 = (\sigma_2 - \sigma_1)/2$$

El esfuerzo desviatorio se representa por tres círculos de Mohr, uno para cada plano principal. En dos dimensiones es un sólo círculo centrado en el origen de coordenadas (Fig.1-17).

El esfuerzo medio es la parte hidrostática del estado de esfuerzo, es decir, la que tiende a producir cambios de volumen pero no cambios de forma. El esfuerzo desviatorio, en cambio, es la parte del esfuerzo que tiende a producir distorsión. En la Fig. 1-17 puede verse cómo un estado de esfuerzo bidimensional compresivo (a la izda.) se descompone en un esfuerzo medio (centro) más un esfuerzo desviatorio (dcha.). Es importante anotar que el esfuerzo desviatorio tiene un esfuerzo principal positivo y otro negativo y es, por tanto, uno de esos estados de esfuerzo que no admiten ser representados por una elipse o un elipsoide. Obsérvese también que se trata de un estado de tipo cizallamiento puro.

El esfuerzo medio se llama también a veces **presión confinante**, un término que expresa muy bien su significado: a cualquier profundidad en la Tierra es siempre positivo y tiende a reducir el volumen de las rocas. El esfuerzo medio es igual en cualquier dirección, dado que es hidrostático. El esfuerzo desviatorio, en cambio, varía. Dado que es un estado de esfuerzo no hidrostático, con su esfuerzo principal mayor positivo y el menor negativo, el esfuerzo en cualquier dirección puede ser positivo o negativo, es decir, compresivo o tensional. Todo esfuerzo en el interior de la Tierra a partir de una pequeña profundidad (unas pocas decenas de metros) es compresivo, debido a la presión litostática. Sin embargo, lo que determina si en una dirección dada tenderá a producirse acortamiento o alargamiento es el esfuerzo desviatorio en esa dirección. Si el esfuerzo desviatorio es negativo en una dirección, las rocas tenderán a estirarse en esa dirección, aun cuando el esfuerzo total en esa dirección sea compresivo.

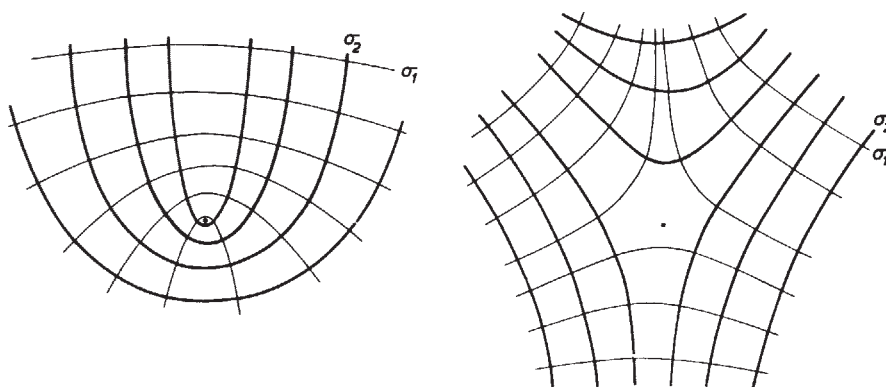


Figura 1-20- Dos ejemplos de trayectorias de esfuerzos curvas que incluyen puntos isotrópicos.

Una cantidad que se usa a menudo es el llamado **esfuerzo diferencial** que es la diferencia entre los esfuerzos mayor y menor: $\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3$. Es el diámetro del círculo de Mohr correspondiente al plano que contiene a los esfuerzos mayor y menor y, por tanto, es el doble del máximo esfuerzo de cizalla posible en ese estado de esfuerzo.

1.7.-CAMPO Y TRAYECTORIAS DE ESFUERZOS

El estado de esfuerzo se define para un sólo punto en un instante. Dado que los cuerpos se componen de infinitos puntos, hay que introducir un nuevo concepto que describa la situación, en lo que a esfuerzo se refiere, para todo el cuerpo. Esto es el **campo es esfuerzos**: la distribución del estado de esfuerzo en todos los puntos del cuerpo. Si el estado de esfuerzo es igual en todos los puntos, se dice que el campo de esfuerzos es homogéneo. Esto implica que los esfuerzos principales tienen igual orientación e intensidad en todos los puntos. Si esto no sucede, se dice que el campo es heterogéneo o inhomogéneo.

La representación del campo de esfuerzos es difícil. Normalmente se representa sólo parte de él, p. ej. las orientaciones de los esfuerzos principales en algunos puntos distribuidos en algunos planos, a menudo la superficie terrestre o bien planos principales. Una forma usual de representar las direcciones de los esfuerzos principales es mediante el uso de las **trayectorias de esfuerzo**: líneas que son paralelas a las direcciones principales en cada punto. A menudo se utiliza una línea gruesa para uno de los esfuerzos principales y una línea fina para el otro, en dos dimensiones. Las trayectorias de esfuerzo correspondientes a dos esfuerzos principales son siempre perpendiculares entre sí, pero pueden ser curvas. En la Fig.1-18 se ha representado el campo de esfuerzos en el kilómetro superior de la Tierra. El esfuerzo $\sigma_1 (= \sigma_{zz})$ es igual a la presión litostática y el $\sigma_2 (= \sigma_{xx}$ ó $\sigma_{yy})$ es siempre menor, debido a que las rocas no se comportan como líquidos. Se han representado también algunas elipses de esfuerzo en las que se puede apreciar la relación entre los esfuerzos principales mayor y menor.

La Fig.1-19 muestra las trayectorias de esfuerzos calculadas en el interior de un bloque empujado por uno de sus lados que pretende simular el caso de un cabalgamiento horizontal. Obsérvese que las trayectorias son paralelas y perpendiculares a la superficie en la misma superficie, pero que hacia abajo se inclinan. Las trayectorias de esfuerzos son siempre paralelas y perpendiculares a la superficie topográfica por una razón muy sencilla: la superficie no está sometida nunca a esfuerzos de cizalla (los esfuerzos de cizalla transmitidos por corrientes de agua o aire son despreciables) y, por tanto, la superficie es siempre un plano principal del elipsoide de esfuerzo. La Fig.1-20 muestra dos ejemplos de trayectorias de esfuerzos curvadas. Pese a su curvatura, las trayectorias correspondientes a dos esfuerzos principales son siempre perpendiculares entre sí en cada punto. En configuraciones de este tipo es frecuente la existencia de puntos en los que los dos

(o los tres) esfuerzos principales son iguales, es decir, puntos en los que el estado de esfuerzo es hidrostático. Se llaman **puntos isotrópicos** y, si el valor de los esfuerzos es cero, se llaman **puntos singulares**.

REFERENCIAS

- ANDERSON, D.L. (1989).-Theory of the Earth, Blackwell Scientific, Oxford, 366 pp.
- ANGELIER, J. (1994).- Fault Slip Analysis and Palaeostress reconstruction, en Hancock, P.L. ed., *Continental deformation*, Pergamon, Oxford, 53-100.
- BLES, J. L. & FEUGA, B. (1981).- *La fracturation des roches*. Manuels & Methods, Ed. B.R.G.M. (Orleans), vol. 1, 121 pp. (Ver p: 9-11).
- DAVIS, G.H. 1984. Structural Geology of rocks and regions. Cap. 4.
- ENGELDER, T. (1993).- *Stress regimes in the lithosphere*, Princeton University Press, Princeton, 457 pp.
- HAST, N. (1969).- The state of stress in the upper part of the Earth's crust. *Tectonophysics* 8, 169-211.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1981).- *Geología Estructural*. Ed. Omega, 518 pp. (Ver p: 1-15).
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. (1981).- *Geología Estructural*. Ed. Omega (Barcelona), 518 pp. (Ver p: 15-18).
- JAEGER, J. C. & COOK, N. G. W. (1979).- *Fundamentals of rock mechanics*. Ed. Chapman and Hall (London), 593 pp. (Ver p: 1-31).
- JAEGER, J. C. (1956).- *Elasticity, Fracture and Flow*. Ed. Methuen (London), 208 pp. (Ver p: 1-20)
- MANDL, G. (1988).- Mechanics of Tectonic Faulting. Models and Basic Concepts. Ed. Elsevier, Amsterdam. 407 pp. (Ver p: 233-243).
- MASE, G.E. (1977).- *Mecánica del medio continuo*. Ed. McGraw-Hill (México), 247 pp. (Ver p: 57-67).
- MEANS, W. D. (1976).- *Stress and strain-Basic concepts of continuum mechanics for geologists*. Ed. Springer Verlag (Heidelberg), 339 pp. (Ver p: 36-70)
- MEANS, W. D. (1989).- A construction for shear on a generally-oriented plane. *Journal of Structural Geology*, 11, 625-628.
- NICOLAS, A. (1987).- *Principios de Tectónica*. Ed. Masson (Paris) 185 pp. (Ver p: 9-12 y 144-149).
- NYE, J.F. (1985).- *Physical properties of crystals, their representation by tensors and matrices*. Oxford University Press, Oxford, 329 pp.
- PARK, R. G. (1983).- *Foundations of Structural Geology*. Ed Blackie & Son. Ltd. (Ver p: 32-37 y 59-60).
- RAGAN, D. M. (1987).- *Geología estructural. Introducción a las técnicas geométricas*. Ed. Omega, Barcelona. 207 pp. (Ver p:141-148)
- RAMSAY, J. G. (1977).- *Plegamiento y fracturación de rocas*. Ed. Blume, (Madrid), 590 pp. (Ver p: 36-70).
- SUPPE, J. (1985).- *Principles of Structural Geology*. Ed. Englewood Cliffs (New Jersey), 537 pp. (Ver p: 105-107).
- TURCOTTE D.L. y SCHUBERT, G. (1982).- *Geodynamics-Applications of continuum physics to geological problems*, J. Wiley & Sons, New York, 450 pp.
- TWISS, R.J. y MOORES, E.M. (1992).- *Structural geology*. Freeman & Co. 532 pp.

VAN DER PLUIJM B.A. y MARSHACK, S. (1997).- Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics. McGraw-Hill. 495 pp.

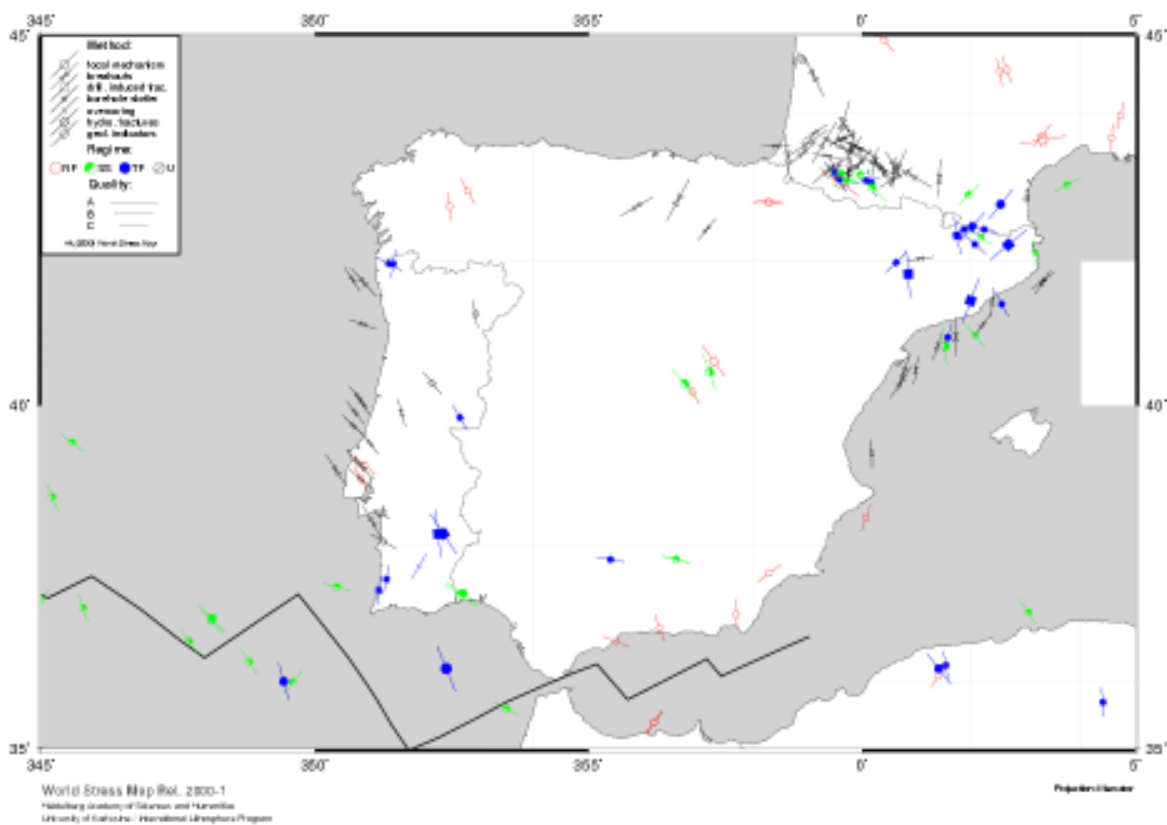
ZOBACK, M.L. (1992).- First and second order patterns in the lithosphere: The World Stress Map project. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11703-11728.

El esfuerzo en la WWW

Estas son algunas direcciones en las que se pueden encontrar aspectos relacionados con el tema tratado:

Proyecto de elaboración del mapa de esfuerzos de la Tierra (The World Stress Map Project). Esta página esta mantenida por “Geophysical Institute of Karlsruhe University” y posee mapas de los esfuerzos medidos en diferentes partes del mundo incluida la península ibérica.

<http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/>



Este mapa representa el estado de esfuerzos en la corteza terrestre, mostrando las trayectorias de esfuerzos en cada una de las placas tectónicas. Las flechas convergentes indican compresión (fallas inversas), mientras que las divergentes indican extensión (fallas normales). Cuando hay flechas convergentes y divergentes en un mismo punto, indican la existencia de fallas de salto en dirección.



