

Geología estructural

Lic. Gabriel García Cardoso

Geología estructural

Geología estructural

Lic. Gabriel García Cardoso



Editorial
Pueblo y Educación

Este libro,
en tus manos de estudiante,
es instrumento de trabajo
para construir tu educación.
Cuidalo.

Edición: Ing. Margarita Gordillo Ascanio
Diseño: Olga Luisa Domínguez Sánchez
Ilustración: Arturo Caballero Ayala
Realización: Ana María Aragón Riol
Rebeca Duarte Bouza
Emplane: Mercedes Pazos Moreno

© Gabriel García Cardoso, 1985
© Editorial Pueblo y Educación, 1985

EDITORIAL PUEBLO Y EDUCACIÓN
Calle Sra. A No. 4605, entre 46 y 60,
Playa, Ciudad de La Habana

SNLC: CU01. 04030.8

Impreso por el Combinado Poligráfico "Haydée Santamaría", 1986

PRÓLOGO

El presente texto está destinado a los estudiantes de la especialidad de Geología, que se imparte en el Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa y se adapta completamente al contenido del programa analítico de las asignaturas Geología estructural I y II.

Aunque el libro se titula Geología estructural, incluye algunos capítulos de geotectónica. Esto obedece a las siguientes razones: los programas oficiales denominan Geología estructural a esta asignatura e incluyen elementos de geotectónica; además, el volumen fundamental del texto se refiere a la geología estructural.

Entre los objetivos de la obra se encuentran: conocer los conceptos teóricos fundamentales de la geología estructural y nociones de geotectónica; dominar los métodos de estudio de las diferentes estructuras y todo el proceso de elaboración de un mapa geológico.

Estos objetivos tratan de satisfacer el interés de los alumnos con un desarrollo lógico de los temas, desde los más sencillos hasta los más complejos, y con una utilización adecuada del material gráfico, que constituye una gran ayuda al exponer los conceptos tectónicos.

La asignatura Geología estructural debe lograr que los estudiantes sean capaces de realizar levantamientos geológicos de forma independiente, al menos en zonas de estructura sencilla. Por esta razón deben dominar un gran volumen de métodos de trabajo práctico, de campo y de gabinete.

No obstante, en ocasiones se hace necesario profundizar en cuestiones teóricas, para evitar confusiones filosóficas, o propiamente técnicas, y se informa al alumno del estado actual de conocimientos y las hipótesis más generalizadas.

En estos casos se trata de recapitular la información más reciente y, sobre todo, no inducir al estudiante a que adopte un criterio que carecería de sustentación, de acuerdo con el nivel actual de conocimientos, sino que se estimula la búsqueda de mayor información en otras fuentes, como actividad individual.

El autor

ÍNDICE

1. **DESARROLLO HISTÓRICO DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL / 1**
 - 1.1 Etapas de desarrollo de las ciencias geológicas/1
 - 1.2 Desarrollo de la geología en Cuba/8
2. **OBJETIVOS, CONTENIDO Y CAMPO DE APLICACIÓN DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL/6**
 - 2.1 Contenido de la geología estructural/6
 - 2.2 Métodos de la geología estructural y levantamiento geológico/7
 - 2.3 Campo de aplicación de la geología estructural/9
3. **CONDICIONES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE LA DEFORMACIÓN DE LAS ROCAS/11**
 - 3.1 Tipos fundamentales de deformación de las rocas/11
 - 3.2 Elipsoides de esfuerzo y deformación/13
 - 3.3 Factores físicos y químicos que influyen en el grado de deformación de las rocas/16
4. **ESTRATIFICACIÓN/21**
 - 4.1 Capa o estrato/21
 - 4.2 Estructura interna de las capas/22
 - 4.3 Origen de la estructura estratificada de las rocas sedimentarias/26
 - 4.4 Influencia de los factores tectónicos en la estratificación/26
 - 4.5 Transgresiones y regresiones/27
5. **ROCAS ESTRATIFICADAS DE YACENCIA HORIZONTAL/31**
 - 5.1 Mapas, perfiles y columnas estratigráficas/31
 - 5.2 Mapeo de estratos horizontales/32
 - 5.3 Capas horizontales falladas/35
6. **CAPAS DE YACENCIA INCLINADA/36**
 - 6.1 El estrato monoclinal/36
 - 6.2 Elementos de yacencia de un estrato monoclinal/37
 - 6.3 Métodos para determinar los buzamientos en las rocas de yacencia inclinada/39
 - 6.4 Uso de la proyección estereográfica en la determinación de los elementos de yacencia/42
 - 6.5 Determinación de los elementos de yacencia a partir de la información de tres puntos de afloramiento de un estrato monoclinal/45
 - 6.6 Estratoisohipsas/48
 - 6.7 Potencia de un estrato/51
 - 6.8 Contorno de afloramiento/53

- 6.9 Determinación de potencias y profundidad de yacencia de estratos monoclinales en mapas geológicos detallados de escalas grandes/57
7. ESTRUCTURAS PLEGADAS/61
- 7.1 Elementos de los pliegues/61
 - 7.2 Condiciones de surgimiento de las estructuras plegadas/64
 - 7.3 Plegamientos endógenos/68
 - 7.4 Plegamientos exógenos/80
 - 7.5 Tipos morfológicos de pliegues/81
 - 7.6 Ondulaciones del eje del pliegue/84
 - 7.7 Órdenes de los pliegues/88
 - 7.8 Construcción de perfiles geológicos en zonas plegadas/89
 - 7.9 Proyección isométrica/94
 - 7.10 Determinación de la posición del plano axial y el eje del pliegue mediante la proyección estereográfica de Wulf/98
 - 7.11 Posición normal o invertida de las capas del flanco de un pliegue/98
8. DISCORDANCIAS Y PISOS ESTRUCTURALES/101
- 8.1 Interpretación geológica de las discordancias/101
 - 8.2 Tipos de discordancias/102
 - 8.3 Pisos estructurales/105
 - 8.4 Representación de discordancias en mapas, perfiles y bloques isométricos/106
 - 8.5 Método para determinar la yacencia original de las rocas en la época de acumulación de las secuencias superiores al plano de discordancia/106
 - 8.6 Criterios para identificar discordancias/110
9. ESTRUCTURAS DISYUNTIVAS SIN DESPLAZAMIENTO. AGRIETAMIENTO/113
- 9.1 Clasificación geométrica y genética del agrietamiento/114
 - 9.2 Grietas no tectónicas/115
 - 9.3 Grietas tectónicas/118
 - 9.4 Estudio del agrietamiento durante el levantamiento geológico/120
10. ESTRUCTURAS DISYUNTIVAS CON DESPLAZAMIENTO/123
- 10.1 Fallas/123
 - 10.2 Elementos estructurales de las fallas/124
 - 10.3 Fallas normales o gravitacionales/124
 - 10.4 Fallas inversas/128
 - 10.5 Sobreempujes/130
 - 10.6 Criterios para diagnosticar la presencia de fallas/133
 - 10.7 Medición de los desplazamientos en estructuras falladas/137
 - 10.8 Representación de estructuras falladas mediante isoestratas/139
 - 10.9 Combinación de las estructuras plegadas y falladas/143
 - 10.10 Fallas profundas/147
11. FORMA DE YACENCIA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS Y VULCANO-SEDIMENTARIAS/153
- 11.1 Condiciones de acumulación de las formaciones vulcanogénicas/153
 - 11.2 Subdivisión estratigráfica del complejo de rocas volcánicas/156
 - 11.3 Determinación de la edad de las rocas volcánicas/158
 - 11.4 Estudio de campo de las rocas efusivas/159
12. FORMA DE YACENCIA DE LAS ROCAS INTRUSIVAS/160
- 12.1 Forma de los cuerpos intrusivos/160
 - 12.2 El asentamiento de las serpentinitas en la corteza terrestre/166
 - 12.3 Aureolas de contacto/167
 - 12.4 Estructura interna de los macizos intrusivos/169
 - 12.5 Edad de las rocas intrusivas/173
 - 12.6 Tareas que se deben cumplir en el estudio de campo de las rocas intrusivas/175
13. ESTRUCTURA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS/176
- 13.1 Procesos de metamorfismo/176
 - 13.2 Estructuras de las rocas metamórficas/176
 - 13.3 Clivaje de fractura/177
 - 13.4 Clivaje pizarroso o pizarrosidad/178
 - 13.5 Relación entre el clivaje y las estructuras plicativas/178
 - 13.6 Esquistosidad/180
 - 13.7 Estructuras plicativas de las rocas metamórficas/180
 - 13.8 Budinaje/182
 - 13.9 Edad de las rocas metamórficas/184
 - 13.10 División estratigráfica de las secuencias metamórficas/185
 - 13.11 Complejos metamórficos de Cuba/186
14. ESTRUCTURA INTERNA DEL PLANETA Y TIPOS BÁSICOS DE MOVIMIENTOS TECTÓNICOS Y ESTRUCTURALES/187
- 14.1 Estructura interna del planeta/187
 - 14.2 Tipos básicos de movimientos tectónicos/189
 - 14.3 Estructuras fundamentales de la litosfera/190
 - 14.4 Estructuras de primer orden/190
 - 14.5 Estructuras de segundo orden/191
 - 14.6 Estructuras de tercero y cuarto órdenes/191
15. BANDAS MÓVILES DE TIPO GEOSINCLINAL/192
- 15.1 Estructura interna de las regiones geosinclinales/192
 - 15.2 Otros tipos de cuencas o depresiones de las zonas geosinclinales/195
 - 15.3 Esquema general de desarrollo del geosinclinal/198
 - 15.4 Ciclo geosinclinal/198
 - 15.5 Estapas de desarrollo del geosinclinal/199
 - 15.6 Sistemas geosinclinales de desarrollo incompleto/203
16. PLATAFORMAS CONTINENTALES/204
- 16.1 Estructura interior de las plataformas continentales/206
 - 16.2 Desarrollo de las plataformas continentales/209
 - 16.3 Plataformas continentales móviles/212
17. MÉTODOS DE ANÁLISIS PALEOTECTÓNICOS/213
- 17.1 Análisis de facies/213
 - 17.2 Análisis de potencias/216
 - 17.3 Método volumétrico/217
18. ORIGEN Y ESTRUCTURA DE LOS OCÉANOS/219
- 18.1 Talud continental/219
 - 18.2 Estructuras oceánicas/219
 - 18.3 Origen de los océanos/222

19. HIPÓTESIS TECTONOGÉNICAS CONTEMPORÁNEAS/224
- 19.1 El problema actual de la tectónica/224
 - 19.2 Hipótesis de la diferenciación profunda de V.V. Belousov/225
 - 19.3 Peculiaridades morfológicas del relieve global y su relación con el régimen de rotación del planeta/228
 - 19.4 La deriva de los continentes y la nueva tectónica global/229
20. LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO/231
- 20.1 Escalas de los mapas geológicos/231
 - 20.2 Tipos de mapas geológicos por su contenido/232
 - 20.3 Uso de los métodos de fotointerpretación durante los trabajos de levantamiento geológico/233
 - 20.4 Principios generales del levantamiento geológico/234
 - 20.5 Organización de los trabajos de levantamiento geológico/237
 - 20.6 Etapa de los trabajos de campo y gabinete/238

BIBLIOGRAFÍA/241

1

DESARROLLO HISTÓRICO DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La geología estructural forma parte de la geología y abarca todo lo relacionado con las formas de yacencia, los procesos mecánicos, los movimientos y las deformaciones de las rocas en la corteza terrestre.

La geología estructural, como ciencia, ha coincidido en su desarrollo con el de la geología en general. En este desarrollo han influido decisivamente los avances de otras ramas como la petrografía, la geoquímica, la geodesia, la geofísica, etcétera.

En sentido integral, todas las ciencias geológicas deben su evolución, en la presente etapa, a los éxitos alcanzados por las ciencias exactas, y en la fase más reciente a los nuevos conocimientos sobre el espacio cósmico circundante.

Desde el punto de vista histórico, el avance de la geología y de las ciencias naturales afines a ella ha estado condicionado, directa o indirectamente, al desarrollo de las fuerzas productivas de la sociedad y al paso de una formación económico-social a otra, es decir, de un tipo de relaciones de producción a otro.

1.1 Etapas de desarrollo de las ciencias geológicas

Los primeras ideas científicas de la geología estructural aparecen en la Grecia antigua. Xenófanes (siglo V a.n.e.) dejó constancia de sus observaciones sobre la movilidad de la corteza terrestre, manifestada en la migración de la línea costera y en la presencia de restos de conchas marinas, en rocas muy elevadas con respecto al nivel del mar en esa época. De estos fenómenos dedujo que la superficie de la tierra firme se levanta y desciende, y donde en unas épocas hubo montañas, en otras hay fondos marinos.

El genial filósofo griego Aristóteles (384-322 a.n.e.) también refirió que un mismo lugar no es siempre tierra firme, sino que puede cambiar y en otra época ser mar.

Estos son los primeros testimonios del interés del hombre por los problemas de los movimientos que afectan la corteza terrestre. Este florecimiento de la cultura humana, que correspondió al auge de las civilizaciones de la cuenca del Mediterráneo oriental, fue truncado por el estancamiento que sobrevino con la Edad Media. Las ideas de Xenófanes, Aristóteles y otros muchos permanecieron olvidadas hasta la época del Renacimiento.

Leonardo da Vinci (1452-1519), el exquisito florentino, que no solo brilló por su arte sino por sus geniales ideas en física, arquitectura y otras ramas de la ciencia, cuando supervisaba la construcción de canales en el norte de Italia, hizo observaciones muy interesantes sobre la yacencia en forma de capas de las rocas y, sobre todo, consideró que los fósiles marinos indicaban que aquellas tierras, en otro tiempo, estuvieron en el fondo del mar. También dedujo que los elementos negativos del relieve correspondían a grandes bloques del terreno que se habían hundido.

Agrícola (1490-1555), físico y minerólogo alemán, en la primera mitad del siglo XVI trabajó en las minas de Sajonia (Alemania oriental) y, basado en una intensa actividad práctica, estudió en detalles la posición de las vetas de minerales y las formas que adoptaban en la superficie del terreno. Estos elementos aportados por da Vinci y Agrícola en los siglos XV y XVI representan sin duda los primeros pasos de la aplicación práctica de la geología estructural.

En los siglos XVII y XVIII se destacan por sus aportes a la geología y a la geología estructural en particular, Leibnitz (1646-1716) y Mijail V. Lomonosov (1711-1765).

Leibnitz físico y matemático alemán, elaboró una hipótesis sobre el origen de las montañas; él consideraba que los sistemas montañosos se debían a la contracción del planeta por enfriamiento a partir de un estado fundido.

Mijail Lomonosov, en su trabajo "En las capas de la Tierra", expuso que las fuerzas naturales, como el viento, la lluvia, los ríos, las olas y los hielos son fuerzas exógenas; solo los terremotos se pueden considerar fuerzas endógenas y estas últimas son las causantes de los levantamientos y hundimientos de diferentes sectores de la superficie terrestre. El genial sabio ruso consideraba, además, que los movimientos que producían los plegamientos de las rocas y su fracturación eran rápidos, mientras que aquellos que producían los levantamientos eran más lentos.

El paso del siglo XVIII al siglo XIX se caracterizó por el ascenso de la burguesía a clase dominante en la sociedad y el predominio del modo capitalista de producción, lo cual representó un paso social progresista con respecto al régimen feudal. Durante este proceso histórico, la geología experimenta un desarrollo más acelerado, aunque prácticamente se limita a cuatro países europeos: Inglaterra, Francia, Alemania y Rusia.

En la segunda mitad del siglo XIX la geología posee ya un desarrollo tal que le permite constituirse en ciencia independiente sobre la base de extensos y detallados estudios estratigráficos, la clasificación y la creación de una terminología específica para los fenómenos geológicos, los trabajos de levantamientos geológicos en extensos territorios, y el desarrollo acelerado de la exploración y la explotación de las cuencas holleras y de otros minerales útiles. Los avances de la minería y las perforaciones fueron también factores importantes en la transformación de la geología, de disciplina contemplativa en ciencia activa y de aplicación práctica.

El siglo XX imprime un acentuado y rápido progreso a todas las ciencias. Este avance científico es exigido por el desarrollo de las fuerzas productivas, la expansión del capitalismo y la entrada en su fase superior y última: el imperialismo. La primera guerra mundial significó un desbordamiento de las grandes potencias imperialistas hacia la localización y explotación de los recursos minerales de todos los países, lo cual implicó la necesidad imperiosa de la búsqueda de métodos más avanzados en el campo de la geología y el desarrollo de ramas nuevas como la geoquímica y la geofísica, que elevaron considerablemente el conocimiento, no solo de las estructuras geológicas de las zonas superficiales de la corteza, sino de sus partes profundas.

La revolución socialista de octubre de 1917 en Rusia abrió el camino para la creación del primer estado de obreros y campesinos. Bajo la acertada indicación del guía de este magno proceso, Vladimir I. Lenin, el joven estado socialista, desde los primeros años de poder soviético, dedicó grandes esfuerzos al desarrollo de la base de la industria pesada; para esto se estimuló de forma especial el estudio geológico del vasto territorio de la URSS. Surgió así una poderosa escuela soviética de geología, donde se destacaron las investigaciones tectónicas. Los nombres de los científicos soviéticos: M. N. Tatíev, V. V. Belousov, N. S. Shat'ski, A. B. Peive, V. E. Jain y otros

muchos, aparecen relacionados con importantes avances de la geología estructural y de la geotectónica, rama más amplia que incluye no sólo el estudio de las estructuras particulares de las rocas de la corteza, sino del desarrollo geológico del planeta en su conjunto.

Los avances en otros países socialistas han sido notables también, así como en los países capitalistas desarrollados.

Hoy la geología estructural y la geotectónica constituyen ciencias de un desarrollo extraordinario.

1.2 Desarrollo de la geología en Cuba

Las primeras manifestaciones de minerales en Cuba se relacionan con la época de la conquista en el siglo XVI. La sed de oro de los colonizadores españoles motivó la extinción de un elevado número de aborígenes, al ser sometidos a un régimen de esclavitud inhumano. Convencidos de que en Cuba no existían los depósitos de oro que codiciaban, abandonaron el interés por nuestra isla y dirigieron sus esfuerzos hacia las tierras continentales de México y América del Sur.

El desarrollo económico de Cuba, desde la conquista en el siglo XVI hasta el siglo XX, estuvo ligado fundamentalmente a su posición geográfica estratégica, al tabaco y al azúcar. En otras palabras, nuestra isla durante toda la dominación española no explotaba sus recursos minerales en escala significativa, sino solo algunas minas pequeñas como El Cobre, en Santiago de Cuba, que presentó interés por el oro y que se considera una de las minas más antiguas de América.

El primer mapa geológico del archipiélago cubano fue elaborado en 1869 y ampliado en 1883 por los ingenieros de minas Manuel Fernández de Castro y Pedro Saltarain y Legarra. El mapa se titulaba "Croquis Geológico de la Isla de Cuba" y diferenciaba cinco complejos de rocas: cuaternarias, terciarias, secundarias, primarias e ígneas. La escala del mapa es aproximadamente 1:2 000 000 y refleja un cierto grado de estudio de las rocas que afloraban en el territorio cubano, pero carece de todo tipo de detalle estructural.

La intervención militar norteamericana en Cuba, a fines del siglo XIX, en los momentos en que el ejército libertador tenía dominio de todo el país y España estaba prácticamente derrotada, significó no solo un escamoteo de la victoria del pueblo cubano después de 30 años de lucha contra el colonialismo español, sino el inicio de un proceso de saqueo de nuestros recursos naturales y la supeditación política y económica al voraz imperialismo norteamericano. Vladimir I. Lenin definió esta guerra como la primera de carácter imperialista en el mundo.

La isla de Cuba era apetecida por Estados Unidos desde mucho tiempo atrás y lograron temporalmente sus propósitos en 1898. A partir de esa fecha, primero bajo intervención directa y luego, en 1902, a través de gobernantes cubanos vendidos y controlados por el Departamento de Estado norteamericano, Estados Unidos amplió su penetración en todas las esferas políticas, económicas y sociales de nuestro país. Desde ese momento los monopolios norteamericanos controlaron nuestros recursos naturales y comenzaron a valorar sus posibilidades económicas.

En 1905, una compañía norteamericana obtuvo el primer acero a partir de minerales de Pinares de Mayarí.

En aquella época esa zona del territorio oriental cubano les resultó de interés por el hierro y no por el níquel, el cual comenzó a ser extraído más tarde, en la década del cuarenta.

En 1903 se estudiaron los depósitos de manganeso de Santiago de Cuba y se realizaron investigaciones con este fin en 1920, 1942 y 1944 por diferentes geólogos norteamericanos (Spencer, W.P. Woodring, F.S. Simmons y otros). Nuestros mejores yacimientos de manganeso fueron explotados para satisfacer principalmente las exigencias de la industria de guerra.

En cuanto al níquel, otra compañía norteamericana realizó en 1939 la exploración de la cuenca del río Levisa y ya en 1943 se había construido la planta metalúrgica de Nicaro (actual fábrica "René Ramos Latour") que comenzó a producir óxido de níquel. En 1958 se concluyó una nueva planta en Moa y cuando ya estaba a punto de comenzar sus operaciones, el triunfo de la Revolución puso término a la explotación imperialista de nuestros recursos, los cuales pasaron íntegramente al patrimonio nacional.

El petróleo fue objeto de la codicia de las grandes compañías transnacionales; desde las primeras décadas del siglo xx se ejecutaron numerosos trabajos de búsqueda y se localizaron algunos yacimientos pequeños.

En conjunto, las investigaciones geológicas realizadas en Cuba por las compañías norteamericanas y algunas entidades nacionales muy pequeñas, estaban dirigidas a los siguientes objetivos:

- a) búsqueda directa de recursos minerales de rápida comercialización o de gran interés para la industria de guerra;
- b) explotación rápida y barata de los yacimientos o las partes de ellos más ricas, sin preocupación por el aprovechamiento racional de estos recursos no renovables.

Como resultado de esta política de saqueo, en 1959 el país no contaba con estudios geológicos sistemáticos, ni cuadros científico-técnicos especializados que pudieran enfrentar el desarrollo minero-metalúrgico del país y, por supuesto, carecía de los medios técnicos para la exploración geológica.

Con la toma del poder por el pueblo y la proclamación del carácter socialista de la Revolución, en 1961, se abrieron nuevos caminos de progreso social y económico para Cuba. En primer lugar fueron nacionalizadas todas las grandes compañías privadas y bancos pertenecientes al capital monopolista norteamericano, los cuales pasaron al control del Estado cubano.

Por otro lado, la ayuda internacionalista de la URSS creó las condiciones para el avance ininterrumpido de la Revolución y con ello la superación de nuestro retraso económico y técnico. En relación con la geología se dieron pasos de gran trascendencia como la creación de:

- El Instituto Cubano de Recursos Minerales, organismo estatal encargado de la exploración de los recursos minerales
- La especialidad de geología en las universidades, por primera vez en Cuba
- Una red de unidades territoriales de exploración geológica que garantizarían el estudio sistemático de la geología del país
- El Instituto de Geología de la Academia de Ciencias.

Por estas razones la historia del desarrollo de la geología en Cuba se puede dividir en dos etapas: antes del triunfo de la Revolución y posterior a ella. Esta diferencia no es solo en el orden histórico y social sino en el orden de los resultados científicos y prácticos.

Después del triunfo de la Revolución, con la ayuda de la URSS y de otros países socialistas (Checoslovaquia, Bulgaria, Polonia, Hungría), se han explorado sistemática-

mente extensas zonas del archipiélago cubano con los métodos más modernos de la geofísica y la perforación. De 1961, con los trabajos de A.F. Adamovich, V.D. Chejovich, K. Judoley y otros, hasta 1983, se ha producido un salto cualitativo de gran importancia en el grado de conocimiento geológico del país, con una diferencia esencial: en el momento actual, junto a los especialistas del campo socialista, más de 250 geólogos cubanos, formados en estos 25 años, enfrentan las tareas de la exploración. Antes del triunfo de la Revolución había solo dos geólogos cubanos con formación especializada de nivel superior.

La geología estructural actual del archipiélago cubano ha sido aclarada en muchas cuestiones importantes y se cuenta con estudios regionales y locales de todo el territorio, con lo cual se han revelado las complejas estructuras existentes. Territorios como el extremo oriental de Cuba, en otras épocas prácticamente desconocidos, hoy cuentan con estudios tectónicos a escala 1:100 000, y mayores, en áreas limitadas.

En la región occidental de Cuba se han localizado importantes yacimientos de cobre y polimetálicos, con lo cual se ha avanzado considerablemente en el conocimiento geólogo-estructural de este territorio.

(La geología estructural es la parte de la geología que se ocupa de estudiar las formas, la posición en la corteza terrestre y los procesos mecánicos y dinámicos que ocurren en las rocas.) Estas pueden adoptar variadas formas: tabular o en capas, de sección elíptica, de cúpula, lenticular, etc. Estas características de un cuerpo rocoso, constituyen un objetivo de estudio importante en esta asignatura. También se estudia la posición que ocupa el cuerpo en la corteza terrestre. Si es una capa, esta puede estar horizontal, inclinada o vertical; la geología estructural tiene como objetivo también, mediante la aplicación de los métodos apropiados, determinar la posición de los cuerpos en el espacio; esto es lo que se define como *elementos de yacencia del cuerpo rocoso*. La forma de yacencia más generalizada de las rocas sedimentarias es la estratificada; las rocas ígneas también tienen sus formas típicas de yacencia, las lavas suelen derramarse sobre el fondo marino y sobre la superficie terrestre y adoptar formas de mantos. Las rocas frecuentemente están afectadas por fracturas. Los planos de ruptura que surgen son elementos estructurales a los cuales corresponden también elementos de yacencia.

La geología estructural no solo se interesa por la forma y posición de los cuerpos rocosos, sino también por el estudio de los mecanismos y procesos dinámicos que son causas directas de las deformaciones de las rocas: fractura y plegamiento.

La geología estructural, a su vez, es parte de una unidad lógica mayor: la geotectónica. Si la geología estructural se ocupa de la morfología, posición y dinámica de las deformaciones de las rocas, la geotectónica penetra en las causas que originan las fuerzas que crean las deformaciones; como estas causas están enlazadas a procesos de gran envergadura se localizan en las zonas profundas del planeta. El objetivo de estudio se ensancha y abarca territorios de gran tamaño y al planeta en su conjunto; así se puede definir la geotectónica como la ciencia geológica que estudia la evolución del planeta como un todo y sus relaciones con los cuerpos cósmicos cercanos, por la influencia que esto tiene en el sistema rotacional, atracción gravitacional y variación de las propiedades físicas y de los procesos que ocurren en el interior del planeta. Además, trata de establecer las regularidades más generales del desarrollo de la corteza terrestre. En este marco la geología estructural es solo una parte de la geotectónica.

2.1 Contenido de la geología estructural

La geología estructural, en primer lugar, trata las estructuras de yacencia horizontal y los procesos generales de la sedimentación. Estudia, de manera muy sintetizada, las condiciones mecánicas y físicas bajo las cuales los cuerpos rocosos resultan deformados; además, analiza la influencia de la presión y la temperatura en el medio

que ocurre la deformación. Esto permite tener una idea general de los mecanismos de deformación de las rocas.)

Se estudia detalladamente la forma de medir los elementos de yacencia y cómo se pueden calcular a partir de datos de campo o de perforación.

Las estructuras geológicas se estudian en orden creciente de complejidad:

- la yacencia inclinada monoclinial;
- las estructuras plegadas (en su aspecto morfológico y dinámico);
- las discordancias y su significado geológico como estructuras marcadoras de las épocas de los movimientos tectónicos;
- las grietas y fallas.

Seguidamente se trata la forma de yacencia de las rocas volcánicas, magmáticas y metamórficas. La geología estructural concluye con la metodología del levantamiento geológico.

2.2 Métodos de la geología estructural y levantamiento geológico

(El método más universal de la geología estructural es el levantamiento geológico y tiene como objetivo la determinación de la forma y posición espacial de todos los cuerpos geológicos que afloran en la superficie o se encuentran cerca de ella.)

De esto se infiere que el levantamiento geológico requiere de la observación y la medición de los elementos de yacencia de las rocas. Para ello se aprovechan las exposiciones naturales de rocas (cortes de ríos, carreteras, afloramientos). Mediante la observación directa solo es posible estudiar, en general, perfiles de la corteza terrestre de 5 a 8 km como máximo (desnivel entre las cotas de los valles más profundos y de las cimas de las montañas más elevadas).

(El resultado del levantamiento geológico es un mapa que muestra los diferentes tipos de rocas, sus contactos, sus elementos de yacencia, diques, pliegues, fallas, discordancias. De este modo el mapa geológico es la representación sinóptica y reducida, en un plano, de los diferentes complejos rocosos, con sus elementos de yacencia y estructuras.) Para ello se utilizan diferentes símbolos y colores.)

En la figura 2.1 se muestran los componentes de un mapa geológico: mapa, perfiles, signos convencionales y columna estratigráfica. El título del mapa consiste del nombre de la región, precedido de las palabras mapa geológico. Todo se escribe en la parte superior central del documento. Este título debe destacarse en letras de mayor tamaño que las demás, todas en mayúscula. Debajo se consignará la escala del mapa; por ejemplo:

MAPA GEOLÓGICO DE MAYARÍ Escala 1: 200 000

Los signos convencionales (colores y símbolos) se usan para representar algún elemento estructural, la edad de las rocas, litologías, etcétera.

En la figura 2.2 se reproducen algunos de los símbolos más usados para los elementos estructurales.

Dentro de un mismo período geológico las rocas más antiguas se representan con un tono más oscuro.

La columna estratigráfica se coloca a la izquierda en el documento gráfico, en ella se representan las diferentes capas o series de capas sedimentarias presentes en el área, debajo aparecen las más viejas y arriba las más jóvenes. La escala de la columna es mayor que la del mapa. En la columna no se utilizan colores sino símbolos convencionales para cada tipo de litología.

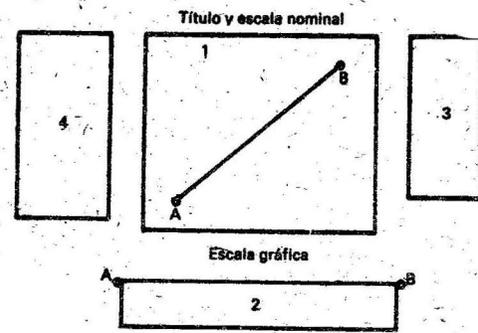


Fig. 2.1 Componentes de un mapa geológico: 1- mapa; 2- perfiles; 3- signos convencionales; 4- columna estratigráfica

Símbolos	Leyenda
	Rumbo y buzamiento de capas inclinadas
	Estratos con poca inclinación
	Capas horizontales
	Capas verticales
	Fiancos volcados
	Eje de pliegue anticlinal
	Eje de pliegue sinclinal

Fig. 2.2 Signos convencionales más usados

El perfil o perfiles se colocan en la parte inferior central del documento gráfico, directamente debajo del mapa, y se indica su escala vertical. Sobre el mapa aparece la línea, según la cual se realizó el perfil, con sus puntos extremos señalados (en la figura 2.1 será la línea AB).

Perforación de pozos

Las perforaciones de pozos constituyen un método de investigación de la geología estructural; se utilizan, sobre todo, donde las rocas están cubiertas por una capa potente de suelo. Las perforaciones tienen amplio uso en todo tipo de trabajo geo-

lógico. Los pozos más profundos, en el momento actual, no sobrepasan los 8 o 9 km y a esta profundidad las complejidades tecnológicas los hacen sumamente costosos. Es indudable que por los métodos convencionales no es posible sobrepasar estas profundidades y que se requieren tecnologías totalmente revolucionadas para poder explorar, con las barrenas, profundidades superiores a los 10 o 15 km.

Métodos geofísicos

El conocimiento adquirido sobre las zonas profundas del planeta ha sido posible por la geofísica, ya que otros métodos solo alcanzan los primeros kilómetros de profundidad. Entre los métodos geofísicos usados para explorar los horizontes más profundos del planeta se encuentra la sísmica. La reflexión y refracción de las ondas en los diferentes horizontes permite establecer la profundidad y forma de éstos. Otros métodos geofísicos se emplean ampliamente también en la exploración de los horizontes superiores de la corteza y constituyen un magnífico auxiliar en las tareas de levantamiento geológico; estos métodos son: gravimétricos, magnetométricos, radiométricos, de carotaje, eléctricos, etcétera.

Fotografías aéreas

Las fotografías aéreas de los territorios sometidos a estudios geológicos dan cada día más posibilidad para revelar las estructuras a diferentes escalas. Tanto las fotos aéreas en blanco y negro, como las más modernas, en colores o con el empleo de técnicas en infrarrojo, facilitan un rápido diagnóstico geológico. Las fotos tomadas desde satélites artificiales han permitido detectar grandes estructuras de carácter planetario. La técnica de la fotointerpretación se ha convertido en un método indispensable en todo tipo de trabajo geológico y debe ser, dominada por todos los egresados de la especialidad.

2.3 Campo de aplicación de la geología estructural

Por ser la parte de la geología que se ocupa del estudio de las formas y posición espacial de los cuerpos geológicos, la geología estructural tiene gran importancia práctica. En primer término se puede afirmar que no es posible la búsqueda de yacimientos minerales sin el estudio previo de la geología estructural de la zona sometida a la prospección. Ocurre lo mismo para la localización de estructuras favorables para obras civiles grandes y medianas (presas, túneles, carreteras, aeropuertos, etcétera).

Numerosos yacimientos minerales se asocian a determinados elementos estructurales de la corteza terrestre. El petróleo y el gas suelen acumularse en las partes altas de los anticlinales, los yacimientos hidrotermales de cobre, plomo y cinc se localizan con frecuencia en la zona de intersección de sistemas de fracturas en la corteza terrestre.

Los yacimientos de antimonio y oro son propios de las zonas de charnela de los pliegues continuos similares. En fin, es posible relacionar una serie de estructuras que resultan favorables para la acumulación de uno u otro tipo de materia prima mineral.

Otro campo de aplicación de la geología estructural se refiere a la construcción de grandes obras civiles. El ingeniero geólogo tiene que conocer previamente las formas de yacencia de las rocas, su estado de agrietamiento y la dirección de los sistemas más importantes.

En la construcción de túneles lo anterior tiene gran importancia, porque sobre la base de las condiciones tectónicas se hace necesario prever un tipo determinado de fortificación o las posibilidades de un golpe de agua en la zona de fracturación, que no solo pone en peligro la existencia de la obra sino la vida de los trabajadores. La zona de inundación de las grandes presas y la zona de la cortina tiene que ser muy bien valorada desde el punto de vista tectónico.

En resumen, el campo de aplicación de la geología estructural es muy amplio, y a lo largo del plan de estudio se encontrarán asignaturas en las cuales los conocimientos que se adquieran en geología estructural serán indispensables.

Las deformaciones o dislocaciones que presentan las rocas de la corteza terrestre se deben a los efectos que producen las fuerzas tectónicas y otras fuerzas de carácter exógeno sobre ellas.

Estas deformaciones variarán de forma e intensidad en dependencia de la intensidad y dirección en que actúen las fuerzas. El presente capítulo tratará sobre las relaciones entre las deformaciones y los esfuerzos externos que las originan y las condiciones físico-químicas y mecánicas que influyen en el proceso de dislocación de las rocas.

Las rocas son materiales heterogéneos que varían sus propiedades físicas y mecánicas con apreciables fluctuaciones a través de su masa; sin embargo, para fijar las ideas principales, se harán algunas consideraciones teóricas a partir del comportamiento de cuerpos sólidos homogéneos.

3.1 Tipos fundamentales de deformación de las rocas

Toda deformación de un cuerpo sólido implica cambios de forma o de volumen; en este sentido se pueden considerar cinco tipos fundamentales de deformación: expansión, compresión, flexión, deslizamiento y torsión. Estos tipos de deformación se representan en la figura 3.1.

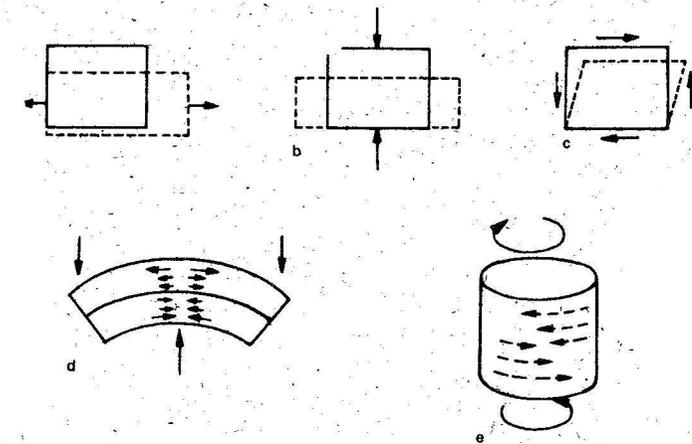


Fig. 3.1 Tipos de deformaciones de los cuerpos sólidos: a) expansión; b) compresión; c) flexión; d) deslizamiento; e) torsión.

Cualquier material sólido sometido a fuerzas externas opone una resistencia interna que tiende a equilibrarlas. Estas fuerzas internas que se oponen y equilibran a las fuerzas externas aplicadas al cuerpo se denominan esfuerzos y son referidas a la unidad de superficie. De este modo los esfuerzos se expresan en unidades de presión gf/cm^2 , lbf/in^2 , atm).

Un cuerpo sólido sometido a esfuerzos crecientes pasa por tres estados de deformación principales: elástico, plástico y ruptura.

La deformación elástica se presenta en ciertos límites de los esfuerzos a que se somete el cuerpo. En este estado, si las fuerzas que dan origen a la deformación cesan e actuar, el cuerpo recupera su forma original.

La deformación elástica es directamente proporcional a los esfuerzos:

$$dD = K dE$$

$$D = K \int dE$$

donde:

- D - deformación del cuerpo;
- K - constante de deformación elástica típica para cada material (módulo de Young);
- E - esfuerzos actuantes.

Los cuerpos se deforman elásticamente solo hasta un límite del valor de los esfuerzos actuantes; cuando se rebasa este límite el cuerpo pasa a otro estado cualitativamente distinto (deformación plástica). En este nuevo estado de deformación, el cuerpo no recupera su forma original cuando cesan los esfuerzos y queda afectado por una deformación permanente.

Si en la deformación elástica la dependencia esfuerzo deformación es una función lineal ($D = K dE$), durante el estado de deformación plástica será una función compleja.

El estado de deformación plástica tiene también un límite, en el cual la capacidad de deformación del cuerpo se agota y se produce la ruptura.

En la figura 3.2 se ha representado un diagrama deformación-esfuerzo (curva A: material plástico; curva B: material frágil) para materiales hipotéticos con la finalidad de caracterizar los tres estados de la deformación.

El material A, con esfuerzos crecientes hasta el valor de $30\,000\text{ lbf/in}^2$, se comporta elásticamente hasta alcanzar una deformación total de 1%. En el punto e se alcanza el límite del estado elástico y comienza el estado plástico. Entre 0 y e se cumple que:

$$D = K \int_0^e dE$$

A partir de un esfuerzo de $30\,000\text{ lbf/in}^2$, el cuerpo representado por la curva A se deforma plásticamente. Es importante indicar que el punto m corresponde a un máximo de la curva. En este punto se alcanza el máximo valor de los esfuerzos, pero no de la deformación. Del punto m al punto r el cuerpo continúa deformándose con esfuerzos menores. En el punto r se alcanza el límite del estado plástico y el cuerpo se rompe, cuando acumula una deformación total de 4,5%.

La curva B corresponde a un material muy frágil y se puede observar que el estado plástico casi no existe y prácticamente del estado elástico pasa a la ruptura cuando los esfuerzos alcanzan el valor de $10\,000\text{ lbf/in}^2$.

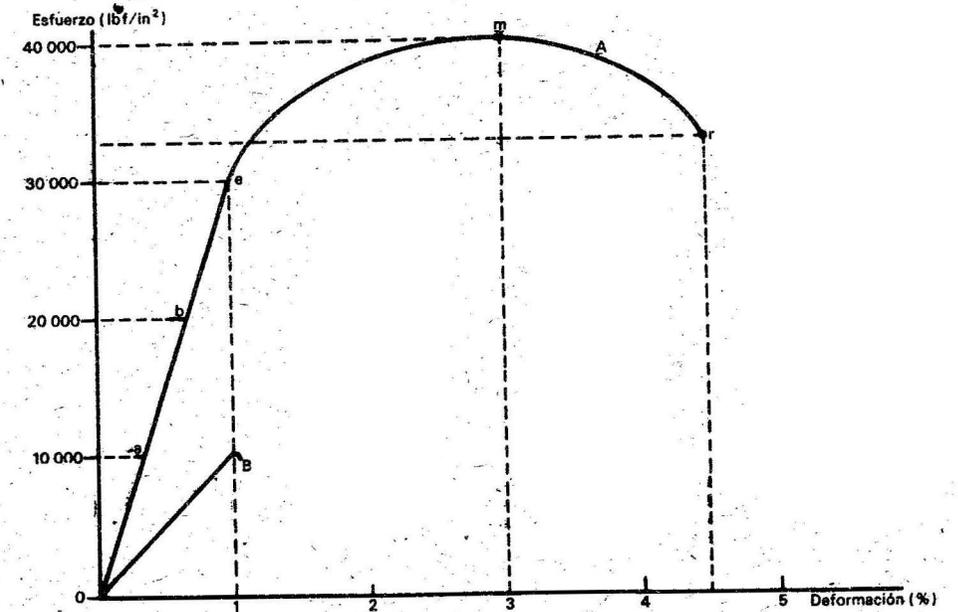


Fig. 3.2 Diagrama ideal de esfuerzo-deformación: A- material plástico; B- material frágil

3.2 Elipsoides de esfuerzo y deformación

Cuando un cuerpo sólido está afectado por fuerzas externas se crea como respuesta un campo interno de esfuerzos; este campo de esfuerzos es factible referirlo a tres ejes ortogonales.

Si el cuerpo fuera homogéneo y las fuerzas externas estuvieran uniformemente distribuidas, los esfuerzos según los tres ejes ortogonales serían iguales (fig. 3.3).

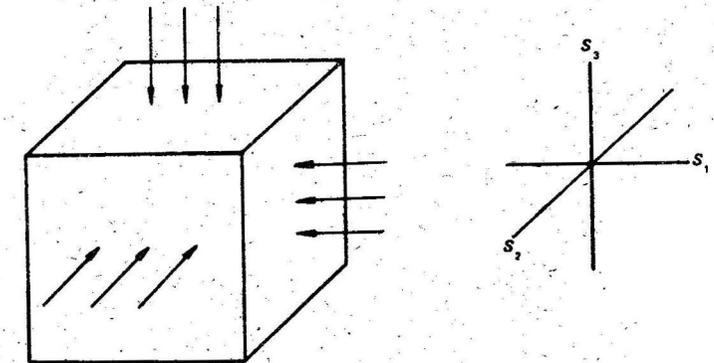


Fig. 3.3 Esfuerzos uniformemente distribuidos en un cuerpo sólido

Si se representa en cada eje ortogonal el valor del esfuerzo, los valores S_1 , S_2 y S_3 serían idénticos y la figura de rotación que se engendra al girar cualquiera de los ejes sería una esfera.

En la realidad los cuerpos sólidos son heterogéneos y las fuerzas externas actúan con diferente intensidad en determinadas direcciones.

En esta situación, cuando se refiere el campo de esfuerzos a los tres ejes ortogonales, a cada eje corresponderán valores diferentes (Fig. 3.4).

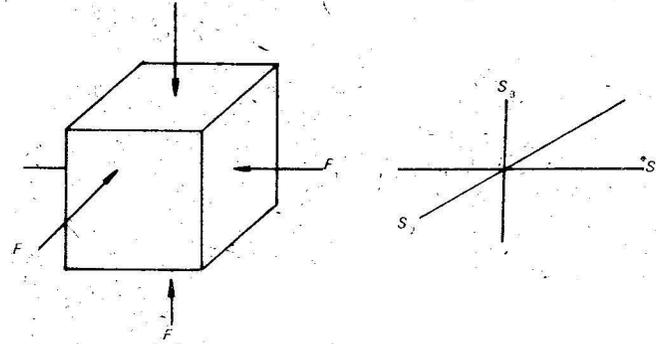


Fig. 3.4 Elipsoide de esfuerzos: S_1 eje de esfuerzo principal máximo; S_2 eje de esfuerzo principal intermedio; S_3 eje de esfuerzo principal mínimo

Las fuerzas F_1 , de compresión, serán las más intensas; las fuerzas verticales F_3 las de menor valor; y las horizontales F_2 tendrán un valor intermedio. El campo de esfuerzos, al ser relacionado con los ejes ortogonales S_1 , S_2 y S_3 , tendrá valores diferentes y la figura de volumen tendrá forma de elipsoide triáxico.

Los ejes de este elipsoide de esfuerzo se denominan ejes de esfuerzos principales: máximo S_1 , intermedio S_2 y mínimo S_3 .

Los planos del cuerpo perpendiculares a los ejes de esfuerzos principales se denominan planos de esfuerzos principales.

El efecto de los esfuerzos internos se manifiesta en toda la masa del cuerpo; de este modo, sobre cualquier plano del cuerpo sólido los esfuerzos actuantes tienen dos componentes: una normal al plano y otra tangencial a este, excepto en el caso de los planos de esfuerzos principales, en los cuales el efecto tangencial es nulo.

Para un campo de esfuerzos dado, en un cuerpo existen planos según los cuales hay fuerzas tangenciales máximas. Matemáticamente esos planos se localizan a 45° del eje de esfuerzo principal S_1 . En la figura 3.5 pueden apreciarse los ejes y planos de esfuerzos principales y los planos de esfuerzos tangenciales principales.

Realmente los planos de esfuerzos tangenciales principales se localizan no a 45° , sino a 30° , del eje de esfuerzos principales máximos S_1 . La mayor parte de las grietas en las rocas, así como las fallas, se producen precisamente según estos planos (T_1 y T_2).

A todo esfuerzo corresponde una determinada deformación; por esa razón, a un campo de esfuerzos representado por su elipsoide debe corresponder un campo de deformaciones que se puede representar también por su elipsoide. En la figura 3.6 se ha esquematizado la deformación de un sector de la corteza terrestre afectado por fuerzas tectónicas aplicadas en dirección horizontal.

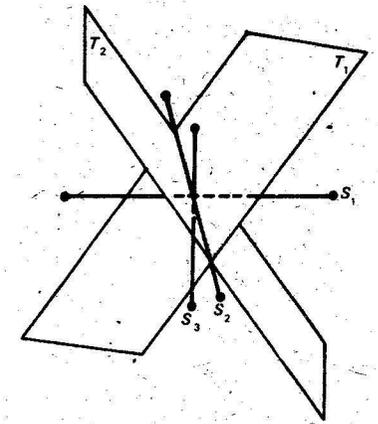


Fig. 3.5 Ejes de esfuerzos principales y planos de esfuerzos tangenciales máximos: T_1 y T_2 planos de esfuerzos tangenciales máximos

La deformación provocada se manifiesta en un acortamiento horizontal ($L > L'$) y un alargamiento vertical ($H > H'$). Es evidente que en sentido horizontal actúa un esfuerzo principal máximo que produce el acortamiento, y en la vertical actúa el esfuerzo principal mínimo, por lo que se produce la expansión. Los elipsoides que corresponden a esta situación se han representado en la figura 3.6 c y d: el elipsoide de esfuerzo presenta el eje S_1 horizontal y el elipsoide de deformación, el eje de deformación máxima A vertical.

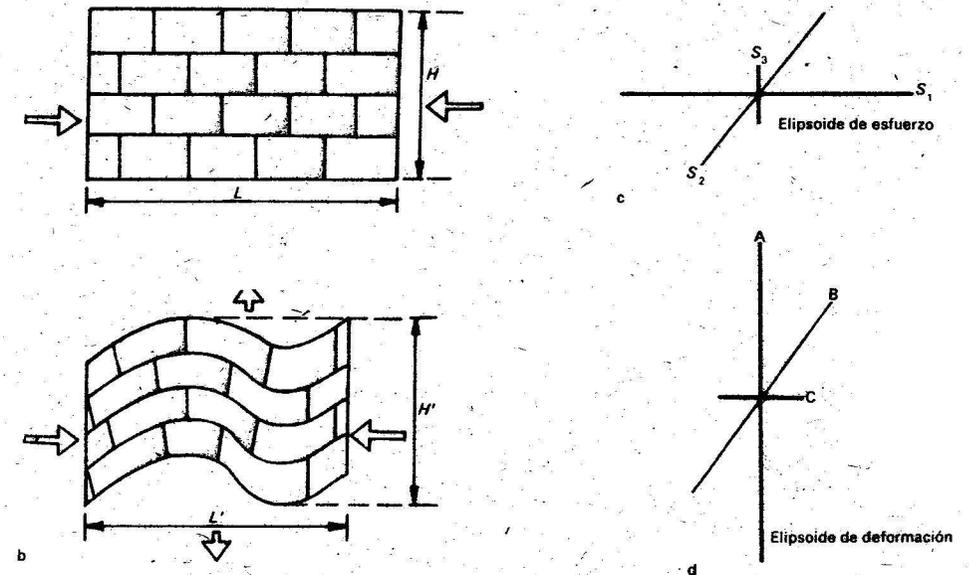


Fig. 3.6 Elipsoide de esfuerzo y deformación que corresponde a la compresión horizontal de un sector de la corteza terrestre: A- eje de máxima deformación o expansión; B- eje de deformación intermedia; C- eje de mínima deformación o acortamiento

En la figura 3.7 se ha representado un sector de la corteza terrestre afectado por un sistema de fuerzas verticales. El eje de esfuerzos principales máximos S_1 es vertical; la máxima deformación AA' es horizontal y se manifiesta por la expansión $L' > L$.

Es evidente que la situación representada se relaciona con el mecanismo de surgimiento de una falla gravitacional. Puede observarse que el plano de falla coincide con el plano T de máximo esfuerzo tangencial. Como se dijo anteriormente, según los planos T se producen la mayoría de las fallas. Sobre esto se volverá a tratar en el capítulo 10.

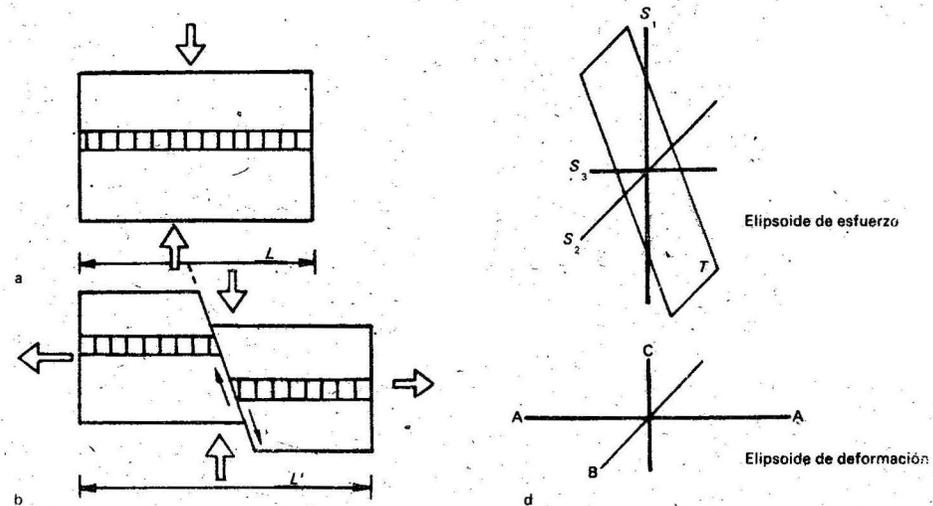


Fig. 3.7 Elipsoides de esfuerzo y deformación correspondientes a fuerzas verticales que afectan un sector de la corteza terrestre: T : plano de esfuerzo tangencial principal

3.3 Factores físicos y químicos que influyen en el grado de deformación de las rocas

En condiciones naturales, las presiones tectónicas que actúan sobre las rocas, se ven influenciadas por una serie de factores que tienen una gran importancia en el proceso de deformación. Tales factores son la presión debido al peso de la columna de rocas sobreyacentes, la temperatura y la actividad química del medio.

Es posible reconstruir a escala de laboratorio algunos de estos procesos y observar cómo se comporta la deformación de las rocas. Se analizarán algunos ejemplos, que permiten caracterizar la influencia de los factores físicos y químicos del medio en el cual se produce la deformación.

En primer lugar se encuentra el efecto de la presión litostática, es decir, aquella debida al peso de la columna de rocas que yacen sobre la porción que está sometida a esfuerzos. En el laboratorio esta presión litostática se equipara con la confinante, que se logra cerrando todo el sistema y bombeando un fluido hasta establecer los rangos de presión hidrostática deseada. Las muestras de rocas se preparan en forma de cilindros y las pruebas de resistencia a la compresión se realizan colocando la

muestra entre dos émbolos accionados por una prensa hidráulica. El esquema general se muestra en la figura 3.8.

Con un dispositivo, cuyo principio se muestra en el esquema de la figura 3.8, se ensaya un experimento sobre la base de siete muestras de iguales dimensiones con una roca homogénea. Las muestras se someten a compresión y se hace variar el valor de la presión confinante. En la tabla 3.1 y la figura 3.9 se observan los resultados de los experimentos en cada muestra.

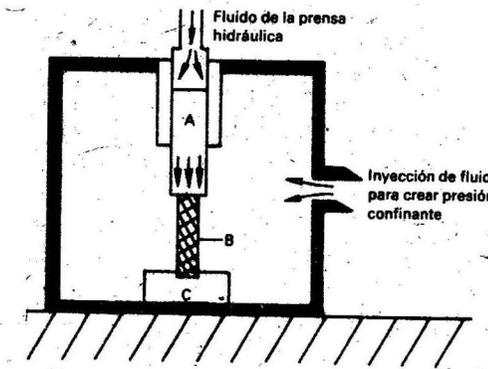


Fig. 3.8 Esquema para el experimento de la influencia de la presión confinante en la deformación de las rocas: A: émbolo accionado por la prensa hidráulica; B: muestra cilíndrica de roca; C: soporte de la muestra

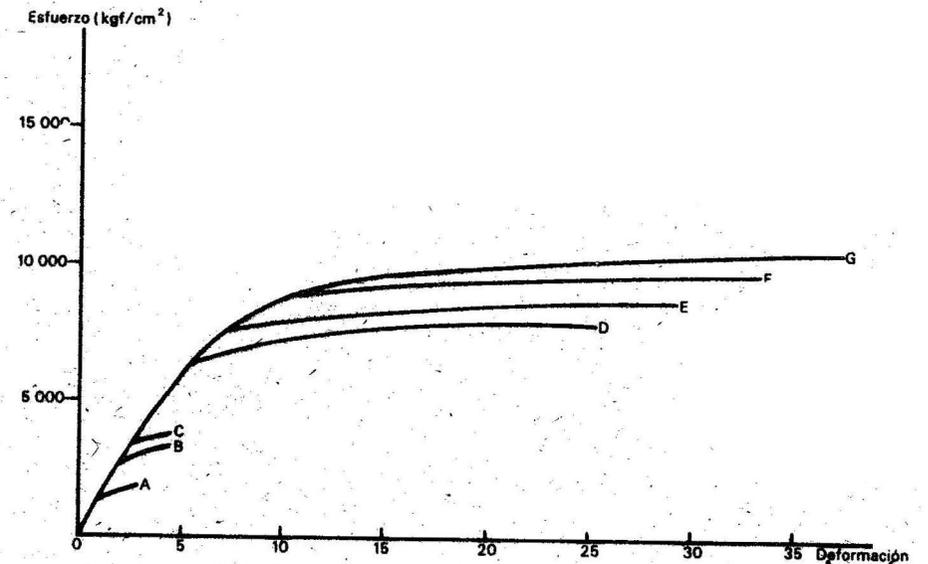


Fig. 3.9 Diagrama deformación-esfuerzo del experimento de la influencia de la presión confinante

Tabla 3.1
PRUEBAS DE RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN DE SIETE MUESTRAS

Experimento	Presión confinante, kgf/cm ²	Punto de ruptura, kgf/cm ²	Observaciones
A	1	1 500	Comportamiento quebradizo, no se revela carácter plástico
B	300	3 500	Débilmente plástico
C	700	3 700	
D	1 000	?	Rebasado el límite elástico, adquiere carácter plástico
E	2 000	?	(El experimento no se llevó a la ruptura de la muestras)
F	3 000	?	
G	4 000	?	

Es evidente, de los resultados obtenidos, que al aumentar el valor de la presión confinante por encima de los 700 kgf/cm² las muestras adquieren una mayor resistencia a la ruptura y se favorece notablemente su carácter plástico. En los experimentos D, E, F y G las muestras no alcanzaron el punto de ruptura con presiones del émbolo superiores a 5 000 kgf/cm²; sin embargo, en el experimento A, en condiciones de medio ambiente normal ($P = 1 \text{ kgf/cm}^2$), la muestra se rompió al aplicar al émbolo una presión de 1 500 kgf/cm².

Cuando las deformaciones afectan rocas que yacen cerca de la superficie, prevalece el carácter quebradizo de estas, pero si el fenómeno ocurre a grandes profundidades (decenas de kilómetros), las rocas se deforman más plásticamente a expensas de los altos valores de la presión litostática.

Influencia de la temperatura

La temperatura es otro factor que ejerce una notable influencia en el proceso de deformación de las rocas. El experimento que se presenta en la figura 3.10 ilustra de forma convincente este hecho. Este experimento se realiza sobre muestras de mármol, idénticas en sus propiedades físico-mecánicas y en sus condiciones. En el caso B, la temperatura de la muestra es de 25 °C y en el caso A de 150 °C.

Puede apreciarse que a 150 °C el límite de elasticidad se alcanza con esfuerzos de 1 000 kgf/cm² (punto a) mientras que la muestra a 25 °C requiere de esfuerzos del orden de 1 500 kgf/cm², lo cual indica que la muestra a menor temperatura es más elástica. La deformación de 8 % se alcanza en el caso de 25 °C cuando se aplican 4 000 kgf/cm² (punto d); sin embargo, a 150° se requieren esfuerzos solo de 3 000 kgf/cm². Es indudable que a mayor temperatura la muestra se deforma más fácilmente.

En las condiciones naturales de la corteza terrestre las rocas que yacen más profundamente y por ende están en zonas de temperaturas más altas son más fácilmente deformables, es decir, son más plásticas.

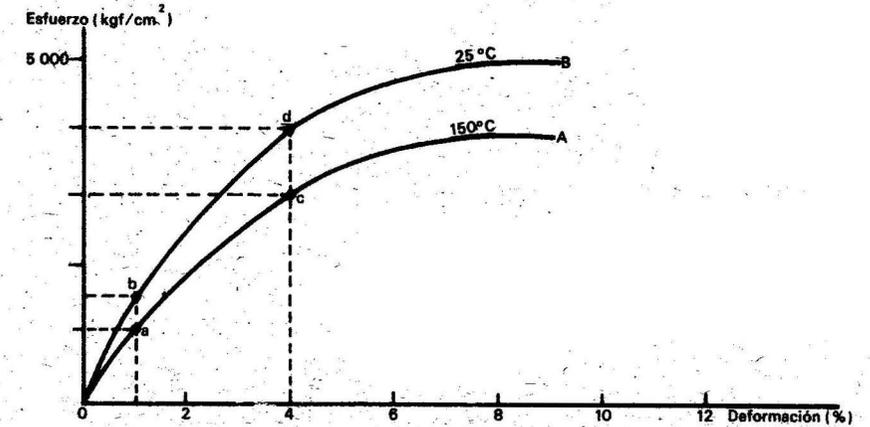


Fig. 3.10 Diagrama deformación-esfuerzo que muestra la influencia de la temperatura.

Influencia del tiempo

Si se aplican repetidas veces esfuerzos que por su magnitud no produzcan la ruptura de un cuerpo sólido, incluso sin alcanzar el límite de elasticidad, se verá que con el aumento de intentos en la unidad de tiempo (frecuencia) el cuerpo llegará a resentirse y finalmente se rompe. De igual modo, un esfuerzo pequeño en relación con la resistencia máxima del material, que actúa durante un período largo de tiempo, puede producir deformaciones considerables.

Los procesos geológicos naturales relacionados con las deformaciones de las rocas de la corteza terrestre transcurren y actúan durante miles, cientos de miles o millones de años; así, un cuerpo rocoso sometido durante tan largo tiempo a esfuerzos pequeños puede sufrir profundas deformaciones. Es evidente que el factor tiempo desempeña un papel importante en el proceso de deformación de las rocas.

Influencia del quimismo de las soluciones del medio ambiente

Las rocas de la corteza terrestre contienen soluciones que llenan sus poros y grietas, las cuales a su vez contienen agentes químicos activos que, en un grado mayor o menor, influyen en sus propiedades físico-mecánicas y por ello en la velocidad y grado de las deformaciones.

En la figura 3.11 se presenta el gráfico tiempo-deformación de tres muestras idénticas de alabastro (variedad de yeso).

El experimento consiste en someter las muestras a una compresión constante de 205 kgf/cm² que es mucho menor que el límite de elasticidad del alabastro (480 kgf/cm²). La temperatura en los tres ensayos se mantiene constante e igual a 25 °C.

Si la primera muestra se somete a compresión en seco, sin añadir solución alguna, al cabo de 40 días mantiene una deformación de 0,2 % la cual se hace estacionaria.

Si la segunda muestra se somete a compresión, pero sumergiendo el sistema en agua, al cabo de 28 días se alcanza una deformación de 1 % y rápidamente, en el día 35, la deformación aumenta a 2 %.

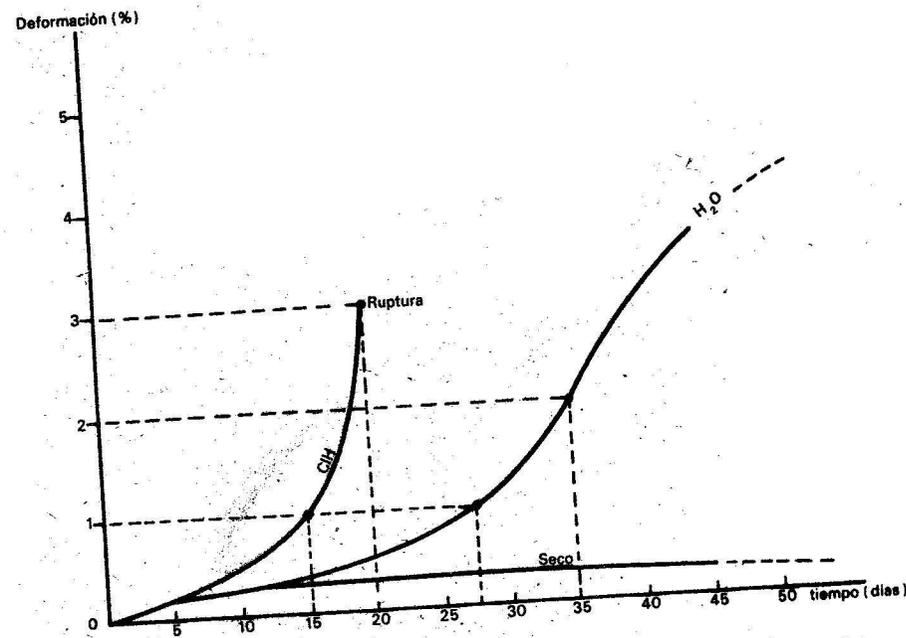


Fig. 3.11 Diagrama tiempo-deformación que muestra la influencia del quimismo del medio sobre la deformación de las rocas

Si la tercera muestra se trata en un medio ácido con ClH_3 , a los 15 días alcanza el 1 % de deformación y a los 20 días se rompe.
Es evidente que la acción química del agua favorece la velocidad de deformación y la del ClH acelera aún más el proceso de deformación y ruptura.
Los experimentos descritos han permitido comprender el importante hecho de que los factores físicos y químicos del medio ambiente ejercen una notable influencia sobre los procesos de deformación de las rocas, interactuando conjuntamente.

La estratificación de las rocas sedimentarias y vulcano-sedimentarias constituye un hecho de esencial importancia para la geología estructural. Las diferentes capas, que constituyen una secuencia estratificada, originalmente se depositaron en forma horizontal o casi horizontal; si no se producen movimientos tectónicos posteriores las capas se conservan en esa posición. Si las capas resultan deformadas por fuerzas endógenas de diferentes grados de intensidad, entonces aparecerán plegadas y dislocadas, con lo cual se modifica su yacencia horizontal original. De este modo es posible estudiar el carácter e intensidad de los movimientos tectónicos que han quedado "fotografiados" en las deformaciones de las secuencias estratificadas.

El fenómeno de la estratificación constituye la base para el estudio de las estructuras geológicas de la corteza terrestre. Aunque el objetivo de la geología estructural es estudiar las deformaciones de las rocas estratificadas resulta indispensable, a manera de introducción, conocer de forma general el proceso que da origen a la estratificación; por ello se incluye este capítulo en el presente texto.

La asignatura que se encarga de un estudio más profundo y detallado de la estratificación (procesos y ambiente de la sedimentación, regularidades de la distribución de los diferentes tipos de sedimentos, correlaciones en el tiempo y el espacio de los distintos tipos de rocas sedimentarias) es la Estratigrafía. En el presente capítulo se explicarán solo de una forma muy sintética algunos de estos fenómenos.

4.1 Capa o estrato

En esencia, la estratificación es el cambio alternativo, en forma de capas, de una roca con una composición litológica, un color y una estructura interna, por otra de diferentes características, entre las cuales existen planos de separación nítidos.

La capa o estrato es el cuerpo geológico elemental, en forma de placa o losa, que puede variar sus propiedades lateralmente, e incluso transformarse en otro tipo de roca. En la figura 4.1 se ilustra el fenómeno de alternancia de capas y el de variación lateral de capas. En sentido vertical se alternan capas de calizas, areniscas y rocas arcillosas, mientras que la capa de areniscas se transforma, lateral y paulatinamente, en conglomerados.

Las variaciones verticales, al combinarse con las variaciones laterales de las capas, crean un cuadro complejo que hace difícil la tarea de establecer comparaciones o correlaciones entre secuencias de capas que están separadas a cierta distancia. En tales casos es posible identificar una capa formada en la misma unidad de tiempo, sobre la base de la identidad de los restos fósiles que contiene o de fósiles de diferentes géneros que hayan vivido en una misma unidad de tiempo. En otras ocasiones, se pueden establecer estas correlaciones por la presencia de ciertas inclusiones típicas para un determinado estrato. En el caso de la figura 4.1 el estrato u horizonte areno-

conglomerático, a pesar del cambio bastante significativo de litología en A y B, contiene restos fósiles e inclusiones que permiten referirlo a una capa depositada en una misma unidad de tiempo.

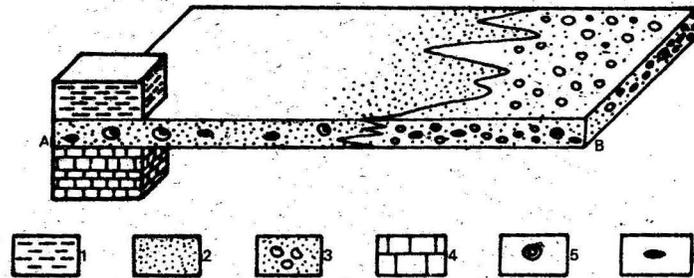


Fig. 4.1 Alternancia vertical y variación lateral de las rocas estratificadas: 1- rocas arcillosas; 2- areniscas; 3- conglomerados; 4- calizas; 5- restos fósiles; 6- inclusiones en la capa.

Es frecuente, no obstante, encontrar capas que mantienen su composición litológica, color, etc., en grandes extensiones y que poseen, además, características muy peculiares que las diferencian del resto de las capas de la secuencia vertical; tales capas sirven como guía y reciben la denominación de capas guías.

Los espesores de las capas o estratos pueden variar en límites bastantes amplios (desde unidades de centímetros hasta unidades de metros y más). Cuando la potencia de las capas excede los 100 cm, la estratificación se denomina masiva; de 50 a 100 cm, gruesa; de 10 a 50 cm, mediana y de menos de 10 cm, fina.

4.2 Estructura interna de las capas

Cada capa, analizada como una unidad, presenta características muy diversas. En primer lugar es necesario señalar que la capa no es homogénea y presenta variaciones en su interior que se manifiestan en:

- variaciones de algunos de sus componentes en sentido vertical;
- deposición en láminas del material en el interior de la capa;
- variaciones de la granulometría.

Todas estas características en conjunto se denominan estructura interna de la capa y dan a esta un aspecto que la diferencia claramente de las que yacen por encima y por debajo.

En la figura 4.2 se ha representado, en una columna estratigráfica, una secuencia de capas en las que se observa no sólo la diferencia entre ellas, sino los cambios interiores en cada una. Estos cambios se relacionan con la estructura interna.

En las arcillas y en las calizas se puede observar cómo en el interior de la capa se producen cambios de composición. En la capa de arcillas, la parte superior no es calcárea; sin embargo, la base presenta un contenido apreciable de carbonatos. La capa de calizas presenta tres zonas:

- en la base las calizas son de grano fino muy compactas;
- en la parte media las calizas presentan un contenido alto de arcilla (marga);
- en la parte superior son calizas con restos fósiles de pelecípodos.

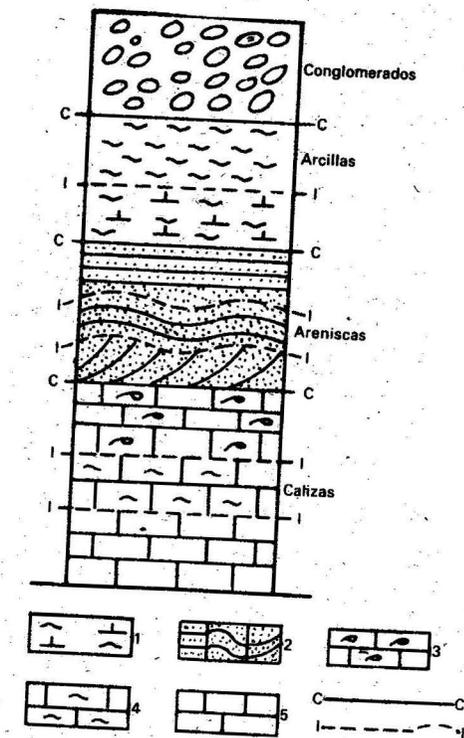


Fig. 4.2 Estructura interna de las capas: C-C límite entre las capas; I-I límite de estructura interior de la capa; 1- arcillas con carbonatos; 2- estratificación laminar en areniscas; 3- calizas con pelecípodos; 4- margas; 5- calizas compactas de grano fino

Los cambios de composición dentro de la capa pueden ser bruscos o paulatinos. En ocasiones se presentan en forma de intercalaciones finas muy contrastantes con el resto de la capa (fig. 4.3).

En la figura 4.2 se observa que las areniscas cambian su estratificación interior. En esta capa se puede observar estratificación interior laminar de diferentes tipos:

- estratificación laminar paralela en la parte superior;
- estratificación interna ondulada en la parte media;
- estratificación interior inclinada en la base.

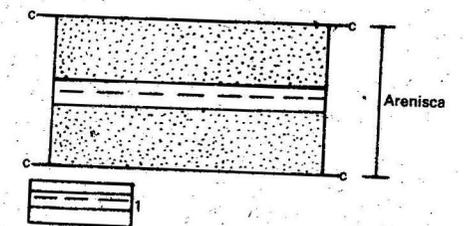


Fig. 4.3 Capa de arenisca con intercalación fina de una capita de arcilla: 1- capita de arcilla

Esta estratificación o laminación interior de las capas tiene su origen en las condiciones dinámicas de acumulación original de los sedimentos. En condiciones de deposición en aguas tranquilas, donde el oleaje o las corrientes no afectan el proceso de sedimentación, las partículas que caen al fondo de la cuenca tienden a estratificarse horizontalmente y surge así la estratificación laminar paralela. Se denomina paralela porque las láminas o capas se disponen paralelas al límite de la capa C-C (fig. 4.2). Cuando el medio acuoso donde ocurre la sedimentación es turbulento por efecto del oleaje o de corrientes de la masa líquida, surgen las condiciones que dan origen a la estratificación interior ondulada o inclinada.

En el caso de corrientes en el medio de sedimentación, los materiales que se depositan son arrastrados y arrollados en la dirección en que fluye la corriente. En la figura 4.4 se ha representado esquemáticamente el proceso de formación de las capas inclinadas. El material se acumula en capas superpuestas inclinadas en la misma dirección de la corriente.

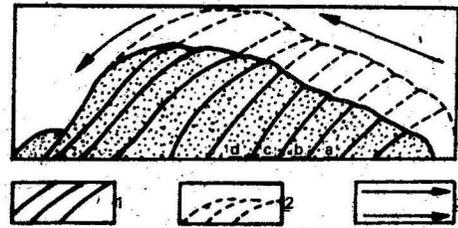


Fig. 4.4 Mecanismo de formación de estratificación interna inclinada: 1- capas inclinadas; 2- material inestable movido por la corriente; 3- dirección de la corriente

La estratificación inclinada surge también en condiciones subaéreas, en territorios desérticos, por efecto del viento sobre los depósitos de arena.

La estratificación interna inclinada puede alcanzar, en conjunto, varios metros de espesor, aunque lo más frecuente es encontrar espesores menores de 1 m.

En el fenómeno de la estratificación inclinada desempeña un papel esencial la dirección de la corriente. En la figura 4.5a se ha representado un corte donde las corrientes han actuado en una dirección más o menos estable y en la 4.5b, las corrientes que provocan la estratificación inclinada varían su dirección con el tiempo.

La estratificación interna ondulada se forma a causa de la acción del oleaje sobre los sedimentos que se acumulan en el fondo. La acción de avance y retroceso de la masa líquida provoca un movimiento de balanceo de las partículas sueltas, las cuales tenderán a formar una superficie ondulada (fig. 4.6), más o menos simétrica con respecto a un eje vertical.

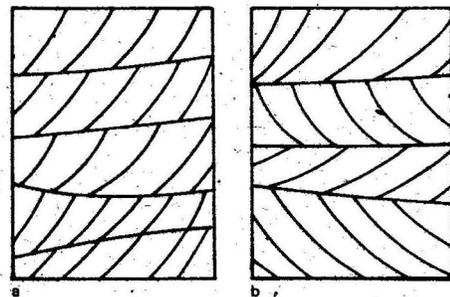


Fig. 4.5 Influencia de la dirección de las corrientes en la formación de estratificación interna inclinada: a- corriente de dirección constante; b- corrientes que varían de dirección en el tiempo

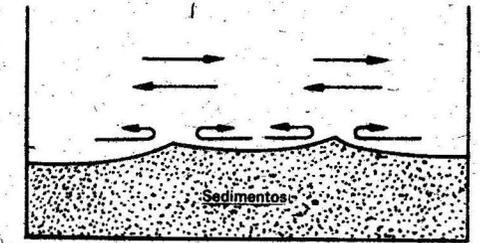


Fig. 4.6 Acción del oleaje sobre los sedimentos sueltos del fondo (estratificación ondulada): 1- movimiento de la masa líquida provocada por el oleaje; 2- movimiento de las partículas del sedimento

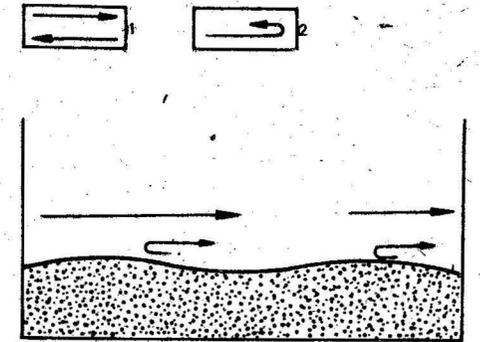


Fig. 4.7 Acción de una corriente del fondo sobre sedimentos sueltos (estratificación ondulada)

El fenómeno de estratificación ondulada puede surgir también por efecto de corrientes del fondo (fig. 4.7).

Otro elemento que modifica la estructura interior de la capa es el cambio de granulometría. En las capas constituidas de material terrígeno (areno-arcilloso), generalmente este se dispone en cierto orden, de modo que las partículas más gruesas ocupan la base de la capa, mientras que las más finas se acumulan hacia su parte superior. Tal tipo de estratificación se denomina *estratificación gradacional*. En la figura 4.8 se ha representado el fenómeno típico para una secuencia de *flysch*.

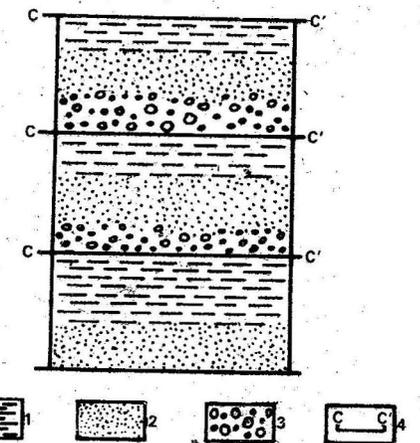


Fig. 4.8 Estratificación interna gradacional en una secuencia de *flysch*: 1- arcillas; 2- areniscas; 3- conglomerados; 4- límite de capa

4.3 Origen de la estructura estratificada de las rocas sedimentarias

Hacia fines del siglo XIX la mayoría de los geólogos aún concebían el proceso de surgimiento de la estratificación de una forma muy simple; se atenían en lo fundamental a los efectos causados por variaciones climáticas a lo largo del tiempo y consideraban que estas variaciones provocaban los correspondientes cambios en la composición de los sedimentos del fondo del mar y con ello el surgimiento de las distintas capas.

En la actualidad, se encuentra establecido que la estratificación de las rocas sedimentarias tiene su origen en una diversa combinación de factores que pueden agruparse en dos tipos fundamentales: tectónicos y físico-geográficos (medio ambiente de la sedimentación). En unos casos los factores del medio ambiente natural desempeñan el papel esencial, en otros los factores tectónicos son los más importantes, y en otros ambos inciden.

Para que exista un proceso continuo de sedimentación deben darse dos condiciones fundamentales:

- a) una cuenca de recepción y deposición, caracterizada como una forma negativa del relieve;
- b) una fuente de suministro de materiales detríticos, caracterizada por ser una zona de relieve positivo con diferente graduación de altura.

En este sentido los movimientos tectónicos constituyen el factor fundamental, en especial los movimientos oscilatorios de la corteza terrestre, que al elevar o hacer subsidir determinados sectores de dicha corteza, determinan la distribución de las cuencas de sedimentación y las zonas de denudación o fuentes de sedimentos. Sin embargo, en cuanto a las características del propio material que se deposita, los factores físico-geográficos o del medio ambiente natural determinan variaciones importantes en sus características, tales como color, contenido orgánico, composición química, con lo cual se adiciona otro elemento esencial al proceso de la estratificación: la variedad en el tiempo. Este último conforma el elemento básico de los cambios de aspecto y composición de las diferentes capas de las secuencias estratificadas.

4.4 Influencia de los factores tectónicos en la estratificación

Los movimientos tectónicos negativos producen las depresiones o cuencas, en las cuales surgen las condiciones para la sedimentación y formación de grandes espesores de rocas sedimentarias. Por otro lado, los movimientos positivos pueden conducir al surgimiento de un país montañoso alto en el lugar donde antes existía una cuenca marina, quizás de gran profundidad.

En resumen, los movimientos tectónicos oscilatorios influyen poderosamente en el proceso de formación de las secuencias de rocas estratificadas del pasado geológico. Por ello, es factible reconstruir el régimen tectónico del pasado geológico realizando el análisis de sus efectos sobre las rocas estratificadas. Este tipo de análisis se denomina Paleotectónico y será tratado en el capítulo 17.

En párrafos anteriores se expresó que para la acumulación y estratificación de las rocas sedimentarias se requieren dos premisas:

- a) una cuenca suficientemente profunda;
- b) una zona de aporte de material sedimentario.

De esta forma puede hablarse de un proceso de ascenso-descenso de la superficie del terreno (velocidad de los movimientos tectónicos) y de un proceso de acumulación de sedimentos (velocidad de acumulación).

Las velocidades de ambos procesos pueden estar en equilibrio o en desequilibrio. Las relaciones entre la velocidad de los movimientos tectónicos v_T y la velocidad de la acumulación v_A influyen permanentemente en el régimen de sedimentación. Es posible analizar tres situaciones: régimen de sedimentación equilibrado o compensado ($v_T \approx v_A$); acumulación sobrecompensada ($v_A > v_T$); acumulación no compensada ($v_A < v_T$).

Régimen de sedimentación equilibrado o compensado ($v_T \approx v_A$)

En condiciones de mares interiores someros o de *shelf*, los movimientos de subsidencia son lentos y la velocidad de acumulación de los sedimentos es suficiente para compensar la subsidencia del fondo con el relleno de nuevo material sedimentario. En estas condiciones, el espesor de las secuencias estratificadas aumenta constantemente, mientras las profundidades del mar se mantienen más o menos constantes durante un período de tiempo geológico más o menos extenso. Puede decirse que la subsidencia de la cuenca es compensada con la acumulación de sedimentos.

Sedimentación no compensada ($v_A < v_T$)

En las zonas de la corteza terrestre, caracterizadas por una actividad notable de los movimientos tectónicos debido a su magnitud total y velocidad (hasta 1 o 2 cm/año), es común encontrar formas extremas del relieve positivo y negativo, tipificadas por países montañosos y zonas de mares muy profundos (hasta 7 a 10 km de profundidad). En el marco de estos desplazamientos tectónicos surge con frecuencia el régimen de sedimentación no compensado, porque la velocidad de acumulación es mucho menor que la velocidad de los movimientos tectónicos. La fosa de Bartlett, al sur de las provincias orientales de Cuba, constituye un ejemplo de cuenca marina con régimen no compensado de acumulación. Esta fosa marina surgida en épocas recientes (Neógeno) posee profundidades del orden de los 7 km, la cual ha alcanzado en el transcurso de los últimos 15 millones de años, por tal razón la acumulación de sedimentos no ha podido compensar este proceso de descenso del fondo marino.

Sedimentación sobrecompensada ($v_A > v_T$)

Una cuenca puede quedar completamente rellena por productos de la acumulación y desaparecer como tal. Esta situación sucede en zonas donde la afluencia de sedimentos es muy intensa y los movimientos tectónicos son muy lentos o tienen tendencia al levantamiento. Este fenómeno se presenta con frecuencia en zonas de cuencas continentales interiores.

4.5 Transgresiones y regresiones

Los mares y las tierras cambian su posición relativa en el tiempo; en una época el mar invade los territorios emergidos y en otras se retira. Este fenómeno está causado principalmente por la acción de los movimientos oscilatorios que levantan o hacen subsidir alternativamente diferentes sectores de la corteza terrestre.

El avance de los mares sobre las tierras se denomina transgresión y el proceso inverso regresión.

Los procesos de transgresión y regresión del pasado geológico han podido ser ubicados en tiempo y espacio mediante las huellas dejadas por ellos en las secuencias de rocas sedimentarias, pues a cada uno le son inherentes peculiaridades de distribución de facies, tanto en el plano como en el corte.

Una secuencia transgresiva se caracteriza por una disposición típica de las facies en lo referente a la granulometría de los sedimentos. En este caso se cumple la ley de Stock: *primero se deposita el material grueso y después el material fino, por cuanto este último se mantiene más tiempo en suspensión*. Según este principio es de esperar que la línea de costa en su avance tierra adentro determine que el material grueso (guijarros y arena) se acumule próximo a esa línea, mientras que las partículas más finas (limo-arcillas) se depositarán lejos de la costa. En el plano vertical aparecerían las capas con material grueso en la base y gradualmente hacia arriba el material más fino.

Un esquema ideal de un proceso transgresivo es ilustrado en la figura 4.9; en él se consideran tres etapas de desarrollo (I, II y III).

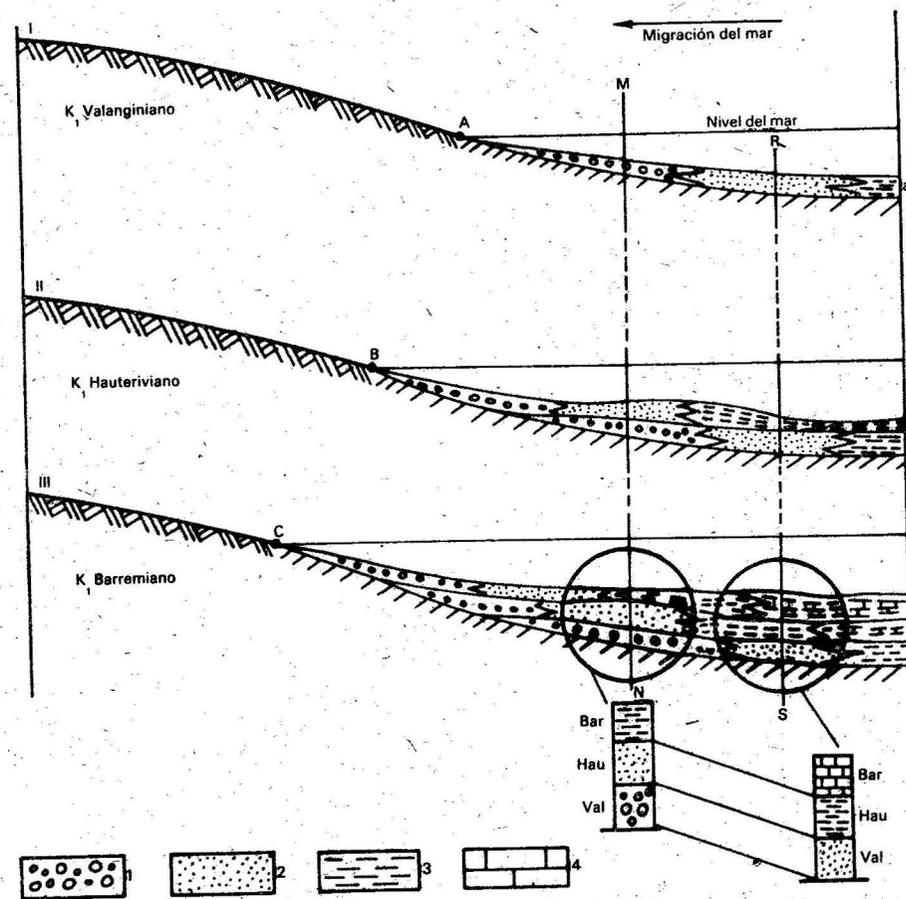


Fig. 4.9 Migración del mar y deposición de diferentes tipos de sedimentos durante una transgresión: 1. conglomerados; 2. areniscas; 3. arcillas; 4. calizas

En el transcurso de una transgresión, durante el Neocomiano, la línea de costa avanzó hacia la tierra emergida, y depositó conglomerados costeros cada vez más adelantados (A B C). Si se sigue la línea MN, es posible observar que en el sitio donde se acumularon conglomerados durante el Valanginiano, durante el Hauteriviano comenzaron a acumularse areniscas y, sobre estas, en el Barremiano, se depositaron arcillas.

En la línea RS, igualmente, se observa cómo sobre las areniscas del Valanginiano se depositan sucesivamente arcillas y calizas del Hauteriviano y del Barremiano. En ambos casos se cumple el esquema de cambio de la granulometría de los sedimentos en el proceso transgresivo: de grueso a fino y de abajo hacia arriba.

Del análisis cuidadoso del ejemplo dado en la figura 4.9 se pueden concluir algunas ideas importantes:

1. Un horizonte de igual edad puede estar constituido por litologías diferentes que cambian paulatinamente de una a otra, y varían la granulometría de los sedimentos, de manera que el material más grueso se deposita siempre más próximo a la línea de costa. Esto ocurre con el horizonte del Barremiano, en el cual se localizan conglomerados próximos a la línea de costa y en sentido contrario se cambian a areniscas, arcillas y calizas. Este tipo de horizonte que, aunque es de la misma edad presenta litologías diversas, se denomina *estratigráfico*.
2. Un mismo complejo litológico con particularidades muy constantes puede poseer, de una región a otra, diferentes edades geológicas. Este es el caso de los conglomerados, que ocupan una posición diferente durante Barremiano, Hauteriviano y Valanginiano. Este tipo de horizonte se denomina *petrográfico*.
3. Un corte típico de una serie transgresiva, esquemáticamente, presenta una secuencia de rocas clásticas de grano grueso en su base, que va disminuyendo hacia arriba su granulometría, hasta predominar los materiales pelíticos (calcáreo-arcillosos y calcáreos); en otras palabras, las secuencias transgresivas tienen en su base conglomerados o areniscas gruesas y en su parte superior series carbonatadas que indican el punto culminante de la transgresión.

El esquema descrito como típico para una secuencia transgresiva no se presenta en las condiciones naturales con ese grado de sencillez y, generalmente, se requiere de un estudio estratigráfico cuidadoso para determinar la extensión de la transgresión, la configuración aproximada de la línea de costa en una época geológica dada, etc. Esta complejidad está dada por las irregularidades frecuentes de la cuenca de deposición, la distribución también irregular de las tierras altas y llanas que limitan los bordes de la cuenca, la existencia de corrientes marinas fuertes y factores físico-geográficos. Todo este conjunto de factores influyentes producen el efecto de un cuadro sumamente variado y complejo que aparta la imagen real del cuadro simple con que se inició la discusión sobre los complejos transgresivos.

Más adelante, en la figura 17.1, se muestra el complejo cuadro de distribución de las diferentes facies (conglomerados, arenas, arcillas, calizas) que presenta una cuenca del Cáucaso en la URSS y que ilustra las complejidades que deben ser resueltas cuando se realiza un estudio de este tipo. En la asignatura Estratigrafía se obtendrán los conocimientos necesarios para enfrentar este tipo de tarea.

Las secuencias regresivas se depositan durante los intervalos de tiempo en que el mar se retira de las tierras. Generalmente después de una gran transgresión sobreviene una regresión. Es importante señalar que los depósitos de regresión son des-

truidos en gran parte cuando, al quedar sobre tierra firme, son erosionados por los agentes exógenos. Esta es la causa de que casi siempre se conserven solo las secuencias transgresivas.

En el caso de regresión se produce un proceso inverso a la transgresión, la línea costera se retira hacia el mar y en su trayectoria de retroceso va depositando facies gruesas sobre las facies de granulometría más fina de la secuencia transgresiva inferior. En la figura 4.10 se ilustra cómo ocurre la regresión sobre un complejo transgresivo, a fin de tener una imagen integral de todo el proceso.

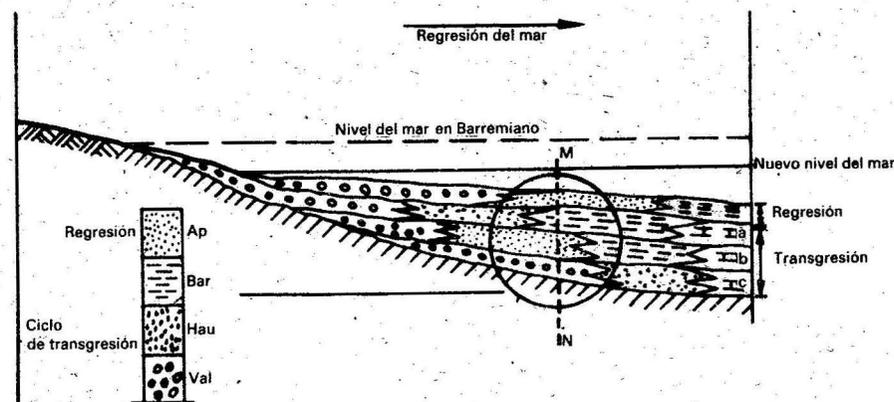


Fig. 4.10 Deposition de sedimentos durante la regresión

En el ejemplo analizado en la figura 4.9 la transgresión alcanzó su apogeo durante el Barremiano; a partir de entonces comenzó la regresión del mar. Este cambio se ha manifestado en una nueva distribución de facies. Junto con la línea de costa, mar adentro, se desplaza también la zona de acumulación de conglomerados y sucesivamente areniscas y arcillas.

Si se analiza la columna MN de la figura 4.10, se observa que sobre las arcillas del Barremiano se acumulan facies arenosas del Aptiano bajo. Esta inversión de granulometría (fina a gruesa) marca el límite entre la transgresión y la regresión.

En el presente capítulo se han visto los efectos más generales relacionados con la estratificación de las rocas sedimentarias y cómo el estudio de estas secuencias permite llegar a conclusiones de gran importancia para la geología estructural, pues los factores tectónicos intervienen de forma decisiva en los procesos que dan origen a las rocas sedimentarias estratificadas y afectan posteriormente su yacencia horizontal; esos procesos quedan grabados como testigos permanentes y a partir de ellos es posible reconstruir la historia tectónica de sectores específicos de la corteza terrestre.

5

ROCAS ESTRATIFICADAS DE YACENCIA HORIZONTAL

Para muchas regiones es típica la disposición de las rocas estratificadas con buzamientos de valor cero o de algunos minutos. Estas regiones, sobre todo, se desarrollan en las plataformas antiguas como la norteamericana y la rusa. También es típico para regiones donde los movimientos tectónicos plicativos y disyuntivos intensos se han sustituido por movimientos verticales oscilatorios, como los ocurridos durante el Mioceno-Plioceno en Cuba occidental y central.

Realmente no se puede hablar de una yacencia estrictamente horizontal de las secuencias estratificadas, porque siempre se desarrolla algún tipo de inclinación. En unos casos, porque la deposición de los sedimentos se produce sobre el fondo no perfectamente llano de la cuenca y en otros porque una zona del fondo se levanta o subsidie más rápido que otras, y se crean ciertas flexiones suaves. En ocasiones, durante el proceso de consolidación, unos sedimentos se compactan más que otros y dan lugar a deformaciones locales que hacen variar la yacencia horizontal. No obstante, en conjunto, puede considerarse como yacencia horizontal.

Los movimientos tectónicos que han determinado la yacencia horizontal y su elevación sobre el nivel del mar, son de tipo vertical (oscilatorios), suficientemente lentos como para no alterar la yacencia horizontal original.

5.1 Mapas, perfiles y columnas estratigráficas

En la figura 5.1 se muestra un mapa geológico esquemático, con su perfil y columna estratigráfica, de una secuencia de rocas estratificadas de yacencia horizontal.

En el mapa geológico, a escala 1:25 000, se observa cómo los contactos estratigráficos se disponen paralelos a las curvas de nivel. Esto permite calcular directamente la potencia de las secuencias de determinada edad. Así, las margas del Albiano tendrán una potencia de unos 16 m.

En las fotos aéreas la yacencia horizontal se expresa también con mucha claridad (fig. 5.2).

En el perfil MN se han representado las secuencias desde el Jurásico superior al Aptiano. La escala vertical es cinco veces mayor; esto es necesario hacerlo, ya que de otro modo sería muy difícil representar las potencias de 10 y 16 m en la escala 1:25 000 (habría que dibujar capas de menos de 1 mm de espesor). En general, los perfiles de secuencias horizontales deben representarse exagerando la escala vertical del perfil topográfico.

Es importante señalar que la potencia aparente medible sobre el mapa geológico puede variar bruscamente en dependencia del relieve. En la figura 5.3 las capas del Eoceno tienen, en el extremo del perfil MN, un ancho de afloramiento cinco veces mayor que en su extremo este; sin embargo, la potencia real se conserva igual a 40 m, ya que los contactos coinciden con las curvas de nivel de 200 y 160 m.

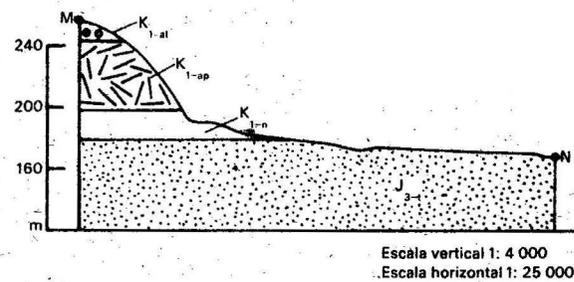
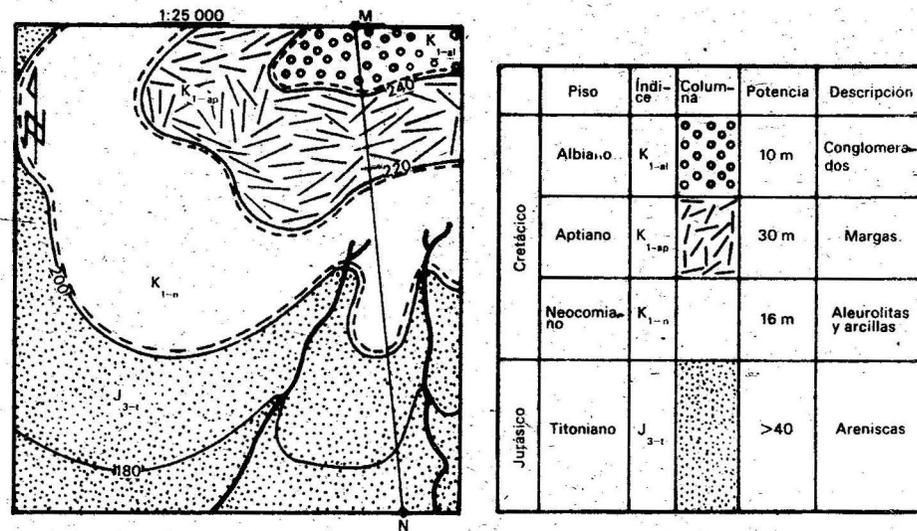


Fig. 5.1 Mapa geológico, perfil y columna estratigráfica de rocas estratificadas con yacencia horizontal: 1- curva de nivel; 2- contacto estratigráfico

La variación brusca de la potencia la determina el hecho de que en la zona de aumento de la potencia aparente la pendiente es muy suave y en el extremo opuesto la pendiente es mucho más inclinada.

5.2 Mapeo de estratos horizontales

Durante el levantamiento geológico de secuencias de yacencia horizontal tiene gran importancia la determinación en el mapa de los puntos donde se localizan los contactos estratigráficos. Es necesario fijar con cuidado la altura absoluta del punto. Para ello se utiliza un plano topográfico que permita identificar la altura de cualquier punto.



Fig. 5.2 Foto aérea de secuencias de rocas estratificadas con yacencia horizontal

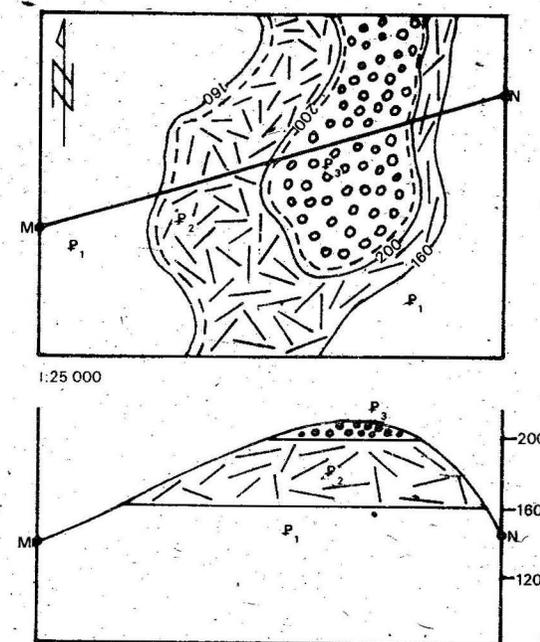


Fig. 5.3 Variaciones de la potencia aparente en estratos horizontales en dependencia de la inclinación del terreno

Esto último tiene especial importancia, ya que la potencia real se calcula a partir de esta información.

En terrenos poco desmembrados y donde las curvas de nivel estén muy espaciadas hay que guiarse por los cursos fluviales, teniendo en cuenta que los espacios de divisorias son más altos que los arroyos y por tanto en aquellos se encontrarán las rocas más jóvenes.

En los lugares de relieve abrupto (escarpes y barrancos) las potencias aparentes se estrechan considerablemente y al tratar de representarlas en el mapa puede ocurrir que se afinen hasta ser prácticamente una línea. Esto se evita al trazar en el mapa solo aquellos espesores que, al representarlos de acuerdo con la escala del mapa, sean mayores de 1 mm.

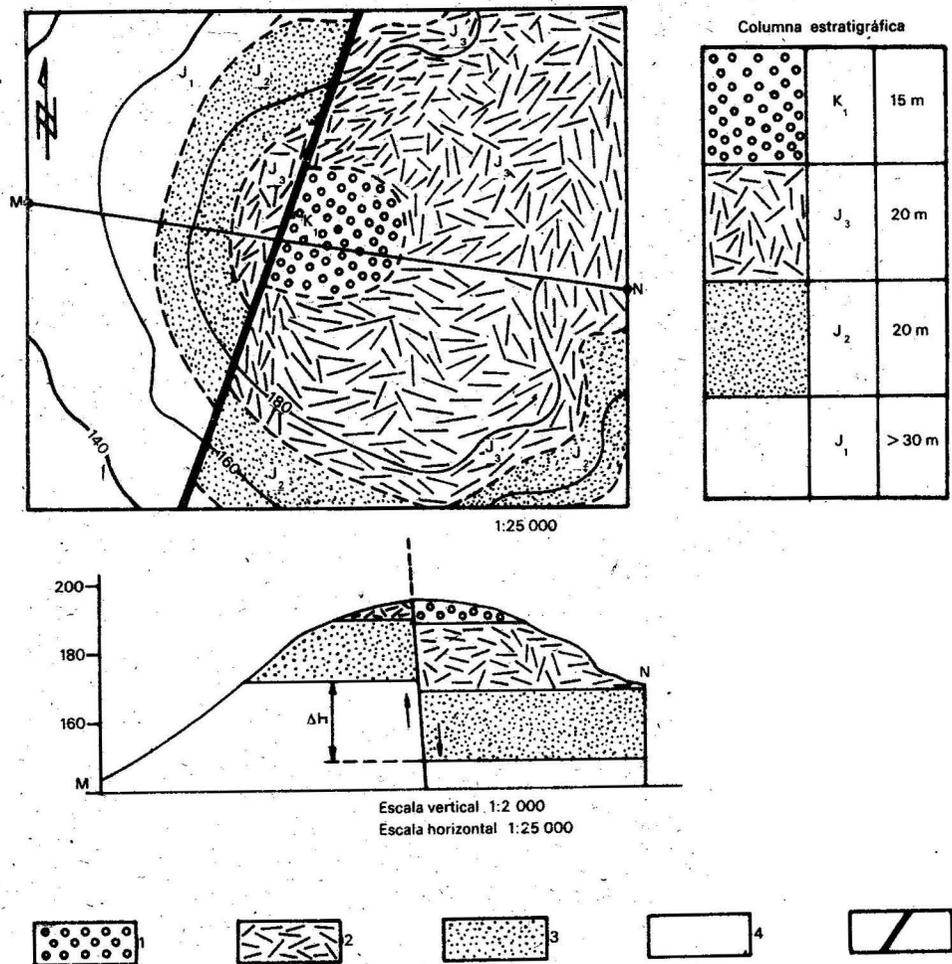


Fig. 5.4 Secuencia de rocas estratificadas de yacencia horizontal dislocadas por una falla: 1- conglomerados; 2- areniscas; 3- aleurolitas; 4- alternancias areno-arcillosas; 5- fallas

5.3 Capas horizontales falladas

En el marco de los movimientos tectónicos verticales pueden surgir fallas que desplazan bloques de secuencias estratificadas de yacencia horizontal; en la figura 5.4 se da el mapa geológico de escala 1:25 000 y a la derecha la columna estratigráfica que corresponde al mapa. Se trata de una secuencia terrígena del Mesozoico; las rocas del Jurásico medio tienen un espesor de 20 m al igual que las areniscas del Jurásico superior. Las secuencias del Jurásico inferior tienen un espesor superior a los 30 m, ya que en el mapa no aparece el contacto con la roca más antigua. Los conglomerados del Cretácico inferior tienen una potencia visible de 15 m y no aparecen las rocas más jóvenes que lo cubren.

En el perfil MN se ha mostrado el desplazamiento causado por la falla. El desplazamiento ΔH se puede medir directamente en el perfil usando la escala 1:2 000, después de lo cual se determina que el desplazamiento vertical (hacia arriba) del bloque occidental fue de 32 m aproximadamente.

En el capítulo anterior se estudió la yacencia horizontal de las capas. En este corresponde estudiar los casos en que las secuencias estratificadas resultan deformadas por las fuerzas tectónicas y surgen las estructuras plegadas.

En los pliegues, las capas adoptan forma de ondas y aparecen con diferentes grados de inclinación, en correspondencia con la intensidad de los movimientos tectónicos. Las formas de los pliegues pueden ser muy complejas, pero si se toma un pequeño sector de todo el conjunto, se puede considerar una parte de la capa plegada como un plano perfectamente liso, con un ángulo de inclinación constante. Esta capa inclinada ideal se denomina estrato monoclin.

6.1 El estrato monoclin

Es frecuente encontrar estructuras estratificadas que, en grandes extensiones, mantienen un mismo grado de inclinación de las capas; esta situación se observa con particular regularidad en las secuencias paleogénicas de las formaciones El Cobre y Charco Redondo, al este de Santiago de Cuba (fig. 6.1). Dichas secuencias tienen una inclinación constante o monoclin al noroeste con ángulo de 30' aproximadamente.



Fig. 6.1 Secuencia de yacencia monoclin de rocas del Paleógeno, al este de Santiago de Cuba.

Está claro que en el caso de la figura 6.1 se trata solo de parte de un gran pliegue y que el flanco que se observa es el que cae hacia el noreste. Habrá un punto a partir del cual el buzamiento cambie de dirección, porque corresponde ya al flanco que se inclina hacia el suroeste. También es frecuente que en el flanco monoclin que buza hacia el noroeste se produzcan variaciones de la inclinación, las cuales rompen la regularidad del monoclin. Siempre será posible considerar un intervalo discreto, en cuyos límites la yacencia se considera monoclin.

Al considerar la yacencia perfectamente monoclin se asume una regularidad geométrica, que permitirá aplicar algunos métodos de la geometría para resolver diferentes problemas relacionados con intersección de planos y líneas. Paulatinamente se irá sustituyendo este modelo inicial sencillo por formas más complejas y más cercanas a la realidad. En un orden lógico, se comenzará estudiando el estrato monoclin como el elemento estructural más simple de las rocas con yacencia inclinada.

6.2 Elementos de yacencia de un estrato monoclin

En la figura 6.2 se ha representado en proyección un estrato monoclin ABCD. El plano horizontal es ABNM y el ángulo α es la inclinación o buzamiento del estrato monoclin.

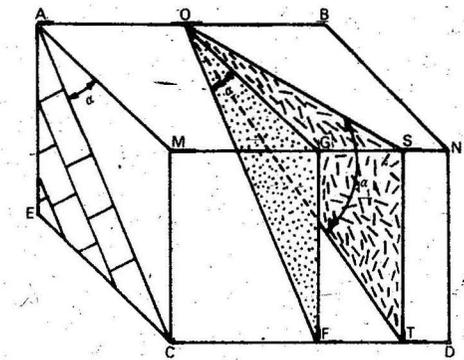


Fig. 6.2 Estrato monoclin: ABNM: plano horizontal; ABCD: superficie superior del estrato monoclin; α : inclinación o buzamiento real; α_1 : buzamiento aparente

Es conocido que la línea AB es el rumbo del estrato monoclin ABCD y que la línea OG es la dirección del buzamiento real, ya que es perpendicular al rumbo; además, el ángulo α es el buzamiento real.

A partir de la definición de buzamiento real, se puede expresar lo siguiente:

El ángulo de buzamiento real α es aquel que se mide entre la línea de máxima pendiente del plano inclinado (perpendicular al rumbo) y el plano horizontal; cualquier otra línea no paralela a OF en la figura 6.2 tiene un ángulo de buzamiento menor que el real o máximo y se denomina aparente (α_1).

Comprobando lo anterior:

$$\text{En el } \triangle OGF \quad \tan \alpha = \frac{GF}{OG} \quad (1)$$

$$\text{En el } \triangle OST \quad \tan \alpha_1 = \frac{ST}{OS} \quad (2)$$

Comparando (1) y (2), se tiene:

$GF = ST$ / porque representan el mismo nivel entre los planos horizontales ABMN y ECD

$OG < OS$ porque la distancia más corta entre un punto y una recta es la perpendicular a la recta que pasa por el punto

De modo que:

$$\tan \alpha > \tan \alpha_1$$

lo que significa, dado que α fluctua entre 0 y 90°, que:

$$\alpha > \alpha_1$$

Esto permite enunciar el siguiente principio: *todo ángulo de buzamiento no medido en la dirección perpendicular al rumbo es menor que el buzamiento real y se denomina aparente.*

El ángulo de buzamiento aparente alcanza el valor cero cuando se mide en una dirección paralela al rumbo, según la línea AB en la figura 6.2.

Se dan numerosas situaciones cotidianas en las cuales surgen posibilidades para medir ángulos de buzamientos aparentes. En la figura 6.3 se ilustra la situación de una mina subterránea, cuando dos galerías cortan una capa de carbón.

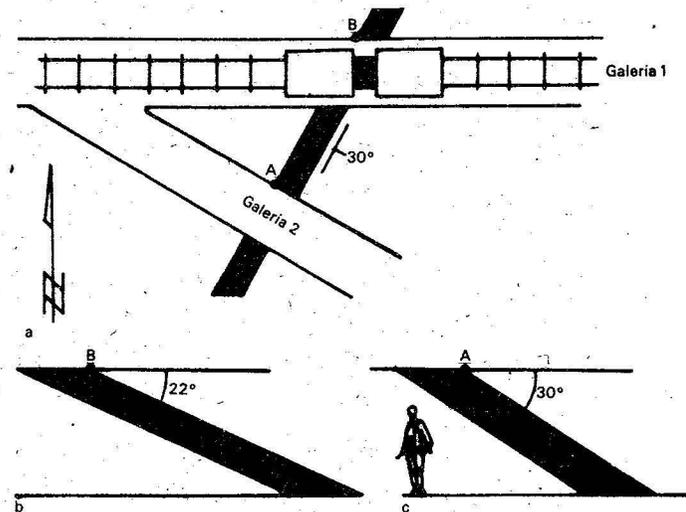


Fig. 6.3 Buzamiento real y aparente: a- vista en planta de una mina de carbón; b- ángulo de buzamiento aparente medido en la galería 1 (punto B); c- ángulo de buzamiento real medido en la galería 2 (punto A)

Es evidente que en el caso de la figura 6.3, en la galería 2, se medirá el buzamiento real (30°), pues dicha galería corta perpendicularmente el rumbo de la capa de carbón, mientras que la galería 1 lo hace oblicuamente.

En la figura 6.4 se muestra otro ejemplo. En la pared AB de la trinchera se observa el buzamiento del filón, cuyo valor es 42°. En la pared BC se mide otro buzamiento y resulta un ángulo de 40°. En ambos casos son buzamientos aparentes, ya que en B las paredes AB y BC de la trinchera tienen direcciones oblicuas al rumbo del filón, cuyo buzamiento real es de 50° al noroeste.

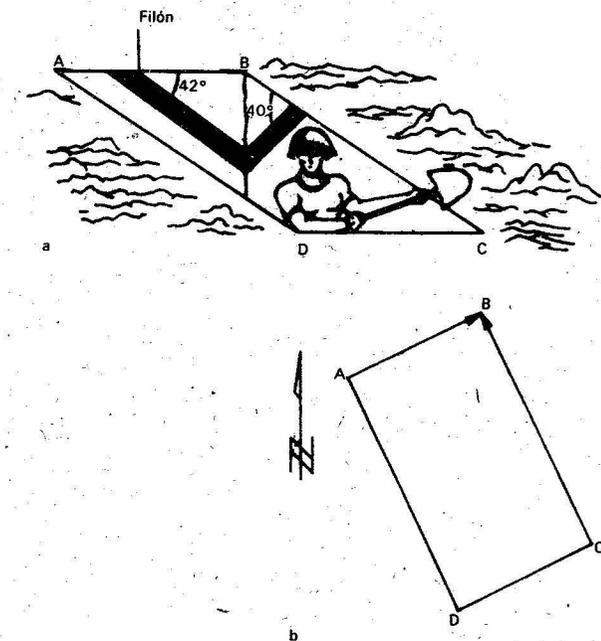


Fig. 6.4 Trinchera que muestra un filón de mineral: a- los ángulos de buzamiento se miden en la esquina B de la trinchera; b- en el plano se observan las direcciones en las cuales se midió el buzamiento

6.3 Métodos para determinar los buzamientos en las rocas de yacencia inclinada

Resulta una tarea muy frecuente y necesaria la determinación de los elementos de yacencia de rocas de estructura inclinada. En las condiciones de campo, el problema se resuelve, en la inmensa mayoría de los casos, directamente con la brújula. Existen situaciones en que la determinación directa con la brújula del ángulo de buzamiento real y su acimut no es posible, bien sea por el estado de destrucción de la roca o porque los ángulos de buzamiento sean muy pequeños y hagan difícil su medición. En otras ocasiones se hace necesario determinar el valor del ángulo de buzamiento aparente en una dirección deseada. Todo esto obliga a conocer y aplicar algunos métodos gráficos que conducen a la solución de los problemas planteados.

Determinación de buzamientos aparentes, conocidos el ángulo de buzamiento real y su acimut

En la figura 6.5 se muestra la solución gráfica al problema planteado. Se trata de un estrato monoclinual cuyo rumbo es este oeste (EW) y buza al sur (línea OG) con un ángulo de buzamiento real α . Se desea conocer el ángulo de buzamiento aparente α_1 en una dirección cuyo acimut sea el ángulo β , en relación con el norte.

Para resolver el problema se traza la línea W'E' paralela al rumbo.

El estrato monoclin al caer con una inclinación desde O hasta G determina un desnivel ΔH . Realmente se ha abatido el ángulo de buzamiento real α al plano horizontal. El desnivel ΔH corresponde a la línea GF de la figura 6.2.

La línea OS es la dirección del buzamiento aparente que se desea determinar. Está claro que en S existirá un desnivel ΔH igual que en el punto G. Se traza $ST = \Delta H = FG$.

Basta unir el punto T con O para obtener el ángulo SOT, que será el ángulo α_1 buscado.

Si se comparan los triángulos OFG y OST de la figura 6.5 con los triángulos correspondientes de la figura 6.2 se notará la correspondencia entre los elementos aparentes y reales de los buzamientos.

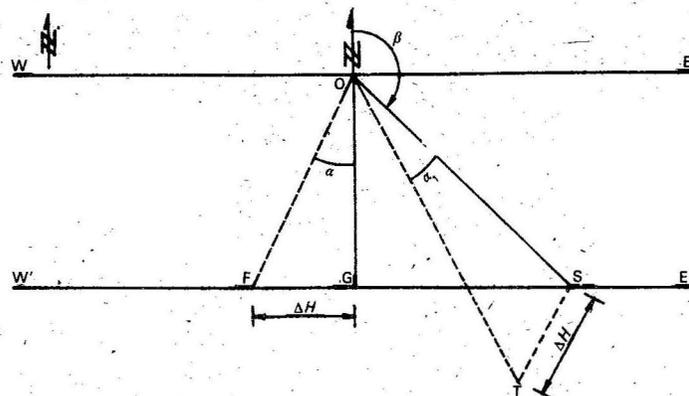


Fig. 6.5 Solución gráfica para determinar el ángulo de buzamiento aparente (α_1), dado el rumbo y buzamiento real del estrato monoclin (las líneas discontinuas son abatimientos al plano horizontal)

Este problema se resuelve también con el uso de nomogramas (figs. 6.6 y 6.7). En este caso, la solución es sumamente rápida: en una columna se fija el valor del ángulo de buzamiento real (fig. 6.6) y en la otra el valor del ángulo que existe entre el rumbo y la dirección en que se desea determinar el buzamiento aparente; al unir con una regla los datos de estas dos columnas, la respuesta se encontrará en la tercera columna. En el ejemplo anterior, $\alpha = 60^\circ$ y el ángulo formado por el rumbo y la dirección del buzamiento aparente es de 20° . Se coloca una regla sobre estos valores y la respuesta aparece en la tercera columna. La lectura indica que el buzamiento aparente medido en la dirección dada es de 30° .

En la figura 6.7 se ofrece otro tipo de nomograma, que utiliza el mismo principio anterior y se ha resuelto el mismo caso.

Determinación del buzamiento real a partir de dos buzamientos aparentes

Esta situación se puede presentar en diferentes casos. En la figura 6.4 la trinchera ha descubierto un filón que puede verse en dos paredes. En ambas paredes solo es posible medir buzamientos aparentes según AB y CB. Otra situación similar puede crearse cuando se miden afloramientos donde las rocas están muy destruidas y el uso de la brújula no ofrece seguridad, entonces se requiere hacer dos mediciones y

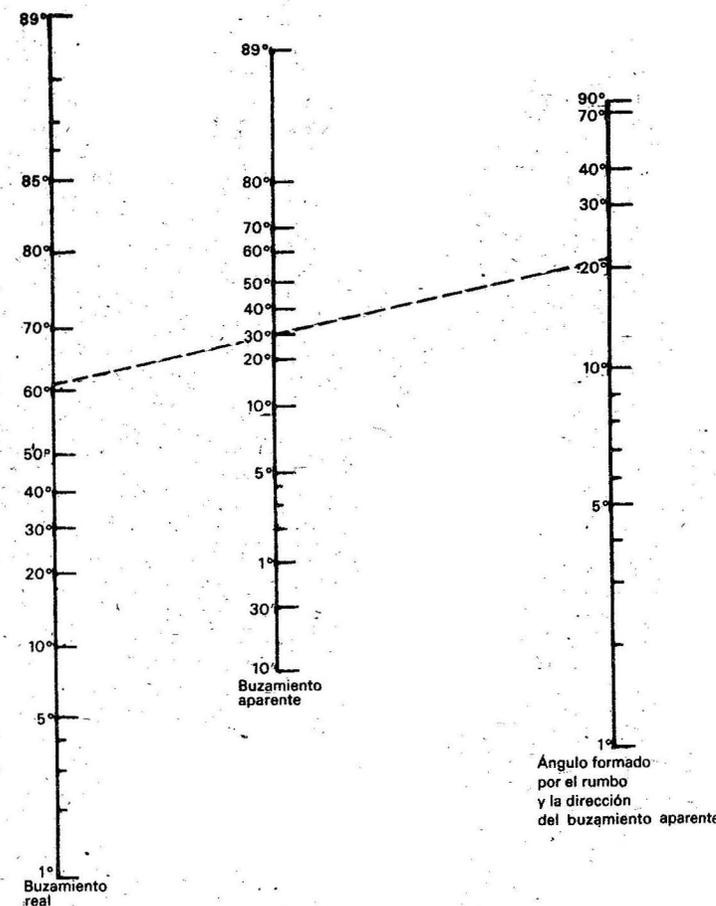


Fig. 6.6 Nomograma para determinar el buzamiento aparente

considerarlas aparentes. A continuación se resolverá el problema del cálculo del buzamiento real.

En la figura 6.8, OA y OB son las direcciones sobre las que se han medido los buzamientos aparentes α_1 y α_2 . Estos buzamientos aparentes han sido abatidos al plano horizontal.

El estrato cae desde O hacia el sureste con un ángulo de buzamiento real desconocido. En B' se traza un ΔH que corresponde a la caída del estrato desde O hasta un punto situado verticalmente debajo de B' ($\Delta H = B'B''$).

Si se traza una paralela a OA situada a una distancia ΔH , se obtendrá un punto A'' que corresponderá a ese desnivel debajo del punto A'. Es evidente que A' y B' son las proyecciones en el plano horizontal de los puntos del estrato monoclin A'' y B'', que están a igual altura (igual desnivel ΔH con respecto a O). Es fácil ver que si se unen A' y B' con la recta ST se obtendrá el rumbo del estrato. El buzamiento real será perpendicular al rumbo (OG) y el valor del ángulo se determina construyendo el triángulo OGF, donde $GF = \Delta H$ y el ángulo α , será el buzamiento real.

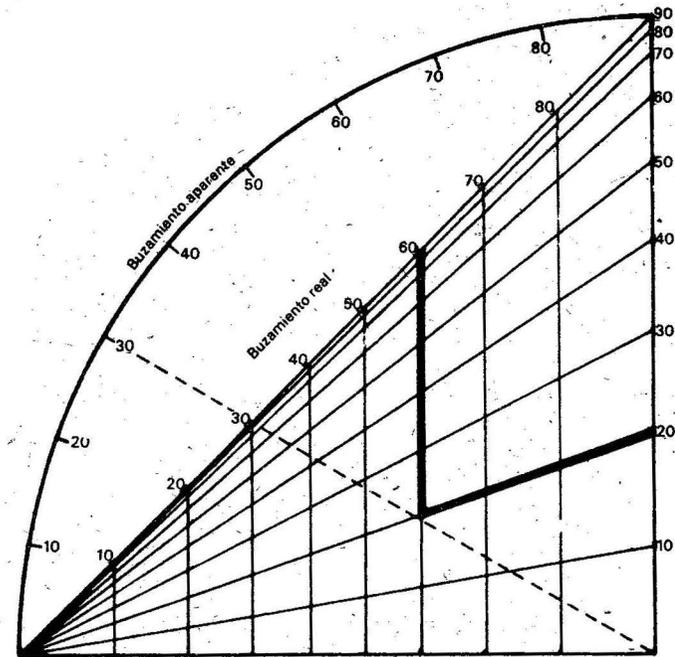


Fig. 6.7 Determinación del buzamiento aparente mediante otro tipo de nomograma

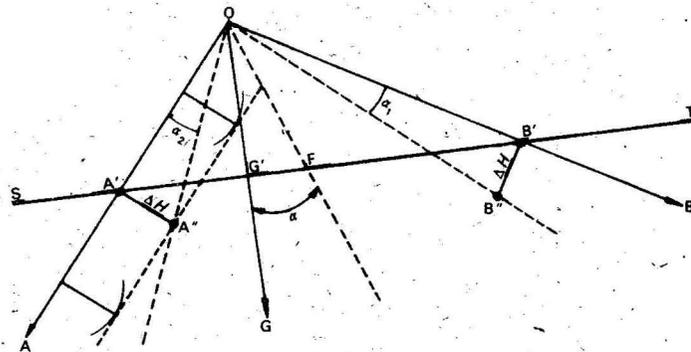


Fig. 6.8 Determinación gráfica de los elementos de yacencia de un estrato monoclinal a partir de dos buzamientos aparentes conocidos

6.4 Uso de la proyección estereográfica en la determinación de los elementos de yacencia

La proyección estereográfica se usa para representar planos y líneas que intersecan una esfera, la cual está cruzada por dos sistemas de ejes: paralelos y meridianos. Los paralelos se denominan *círculos menores*, ya que van disminuyendo del Ecuador a los polos; y los meridianos o *círculos mayores* se disponen perpendiculares al plano

ecuatorial y dividen la esfera en dos partes iguales, de modo que cada círculo mayor o meridiano corta ambos polos (norte y sur).

A los efectos de la geología estructural se considera solo la semiesfera o hemisferio inferior, la cual se proyecta en un plano horizontal, y se toma como punto de proyección el cenit (punto cenital) que es el más alto de la semiesfera superior (fig. 6.9).

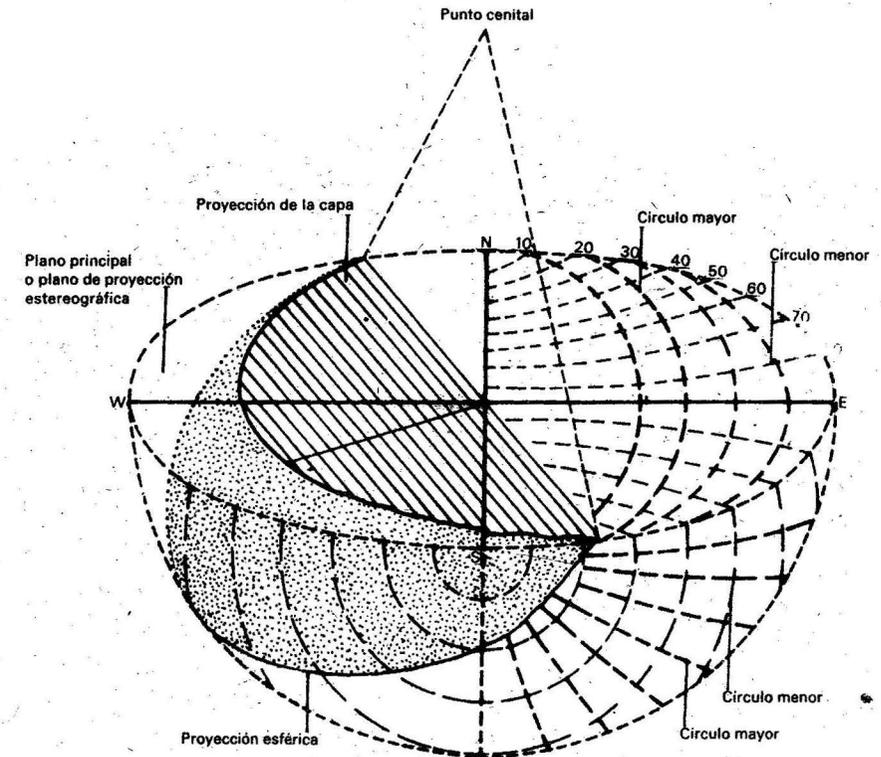


Fig. 6.9 Vista tridimensional de una capa con rumbo 335° y buzamiento al SW representada en la proyección estereográfica de Wulff

Al proyectar los paralelos y meridianos sobre un plano horizontal se obtiene la proyección estereográfica de la esfera. En esta proyección estereográfica se destaca el punto fundamental que contiene la traza del meridiano que pasa por el punto cenital (línea norte sur) y el paralelo que pasa por el mismo punto (línea EW o ecuatorial). La circunferencia externa es la traza de un plano horizontal sobre la esfera.

Con esta introducción se puede pasar a dar solución a algunos problemas que ya se resolvieron por métodos gráficos, pero antes es necesario aclarar algunos elementos fundamentales:

1. Se usará la proyección estereográfica de Wulff, cuya característica es la de mantener constantes las relaciones angulares de la figura proyectada y la proyección.

2. Se mantendrán las mismas limitaciones que en el caso de los métodos gráficos: los planos y líneas se conciben de forma ideal como planos y líneas rectas sin ondulaciones, y con carácter de continuidad en el espacio que se analiza.

Después de estas aclaraciones, se pasará a desarrollar algunas aplicaciones prácticas.

Determinación de buzamientos aparentes a partir del buzamiento real

Ejemplo: El buzamiento real de una capa (fig. 6.10) es SW 222°/20° ¿Cuál será el buzamiento aparente en una dirección NW 295°?

Método: Se marca el norte sobre el papel superpuesto y, a continuación, el rumbo de la capa NW 312° y la dirección del buzamiento aparente; es decir, los puntos G y E en la circunferencia y se traza, en el caso del rumbo, una recta que pase por el centro. En el caso del buzamiento aparente se traza un radio que una el centro con el punto E. Se rota el papel superpuesto hasta que la línea GG' del rumbo coincida con la línea norte sur de la proyección estereográfica. A partir de la circunferencia exterior se miden 20° sobre el ecuador (línea WE), se obtiene F, que es la proyección de la línea de buzamiento real y se traza el meridiano que pasa por F, es decir, la curva GFG'. Se rota el papel superpuesto hasta que coincida el ecuador de la proyección con el punto E y se miden los grados desde la circunferencia exterior hasta el punto J (intersección de la capa con la dirección del buzamiento aparente que se necesita). El valor del ángulo de buzamiento aparente (θ) se mide sobre el segmento EJ.

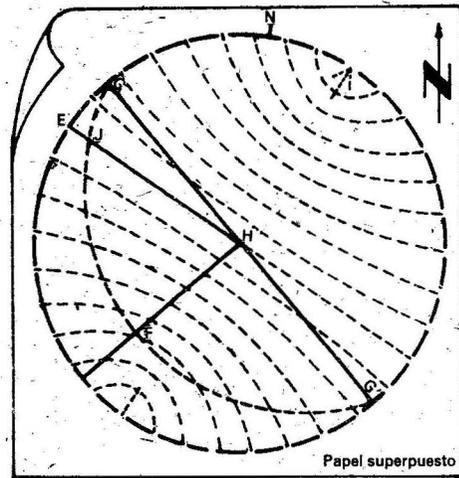


Fig. 6.10 Representación de la capa y la dirección del buzamiento aparente

Buzamiento real a partir de dos buzamientos aparentes

Ejemplo: Dos buzamientos aparentes de una capa (fig. 6.11) son medidos: SW 207°/36° y NW 298°/3° ¿Cuál es el buzamiento real de la capa?

Método: Se marca el norte sobre el papel superpuesto (transparente). Se marcan los acimutes de buzamientos aparentes 207° (punto S) y 298° (punto T), luego se rotan

S y T sucesivamente sobre la línea ecuatorial (EW) y se marcan los puntos K y J (proyecciones de los buzamientos aparentes). Se hace girar el papel transparente hasta que los puntos S y T coincidan con un círculo mayor o meridiano y se traza sobre el papel superpuesto el círculo mayor GJKG'.

Se miden sobre el Ecuador los grados que hay entre la circunferencia exterior y la intersección del círculo mayor GJKG'; el resultado es 41° (buzamiento real). Se hace rotar el papel superpuesto hasta la posición original (el norte del papel superpuesto debe coincidir con el norte de la proyección) y se mide el acimut del rumbo de capa desde el extremo norte hasta el punto G.

La respuesta final es: rumbo, 329°; acimut de buzamiento, 239°; buzamiento 41°.

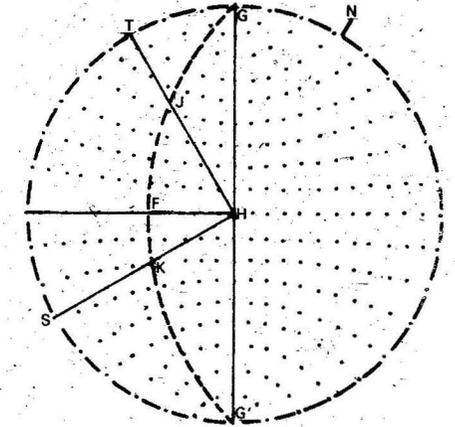


Fig. 6.11 Determinación, por proyección estereográfica, del buzamiento real a partir de dos buzamientos aparentes

6.5 Determinación de los elementos de yacencia a partir de la información de tres puntos de afloramiento de un estrato monoclinal

Quando se efectúa el levantamiento geológico en terrenos muy cubiertos de vegetación y con un alto grado de destrucción de las rocas es muy difícil determinar con la brújula los elementos de yacencia. Es posible, no obstante, en el caso que se localicen tres afloramientos, determinar los elementos de yacencia; esta tarea se resuelve como lo indica la figura 6.12.

La condición suficiente y necesaria es la existencia de tres afloramientos no situados en línea recta, porque para definir la posición espacial de un plano se requieren no menos de tres puntos que pertenezcan al plano. En el ejemplo de la figura 6.12a serán los afloramientos A, B y C que se encuentran en las cotas 120, 240 y 160 respectivamente.

La solución gráfica se puede describir del modo siguiente (fig. 6.12b):

1. Unir los puntos de máxima y mínima altura (B y A). Sobre el segmento escalar AB, se interpola el valor 160, que se ubica entre los valores 120 y 240; esto se logra mediante una fácil construcción auxiliar:

– En B se traza una perpendicular cuya longitud sea proporcional a la diferencia 240–160 (BB' = 16 mm)

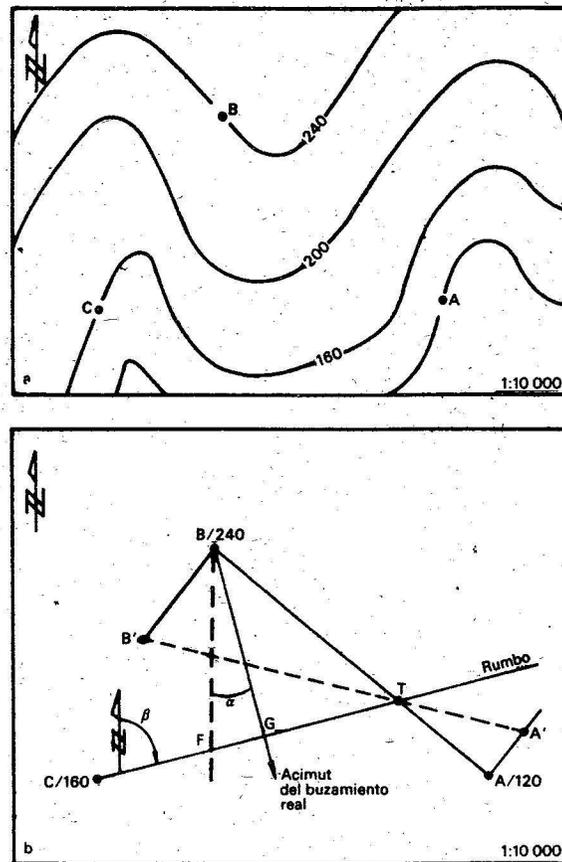


Fig. 6.12 Determinación de los elementos de yacencia de un estrato monoclinal a partir de tres afloramientos no situados en línea recta

- En A, la diferencia 160-120 es igual a 40 m con la misma escala 1 mm = 5 m (AA' = 8 mm)
- Basta unir A' con B' para obtener el punto T, cuyo valor sobre el segmento escalar AB será de 160 m.
- Esto quiere decir que si se perfora un pozo en el punto T, se encuentra el estrato monoclinal a una profundidad de 160 m.
- 2. Es fácil deducir que si se une el punto C con el punto T, se obtiene la línea que une dos puntos, donde el estrato monoclinal tiene la misma altura, de modo que CT será el rumbo del estrato y tendrá un acimut β .
- 3. Una vez localizado el rumbo, resulta fácil determinar, el acimut de buzamiento del estrato. En el ejemplo será $\beta + 90^\circ$, porque la capa cae de norte a sur, es decir, desde el punto B hacia el sureste.
- 4. Para determinar el ángulo de buzamiento real, es suficiente trazar desde B una perpendicular al rumbo (CT); en la intersección G se traza el segmento FG que

será igual a la diferencia de altura del punto B (240 m) y la recta CT (160 m). El ΔH (80 m) se traza en la misma escala del mapa (1:10 000), lo que daría al segmento ΔH una longitud de 8 mm. Se une el punto B con F y el ángulo de buzamiento real será FBG (α).

5. Quedan de este modo determinados los elementos de yacencia del estrato monoclinal;

- Acimut de rumbo: β
- Acimut de buzamiento: $\beta + 90^\circ$
- Ángulo de buzamiento real: α

En otras ocasiones la información la brindan pozos de perforación. En la figura 6.13 se ilustra la situación.

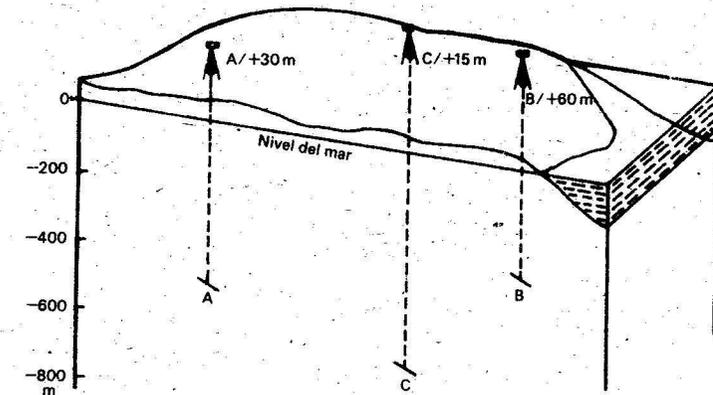


Fig. 6.13 Determinación de los elementos de yacencia de un estrato monoclinal cortado por tres pozos de perforación no situados en línea recta

Los pozos A, B y C cortan la capa a los 450, 300 y 650 m de perforación. La tarea del geólogo consiste en determinar los elementos de yacencia del estrato; ante todo se requiere determinar la altura absoluta de los puntos A, B y C donde la perforación toca el estrato, para ello se utiliza la expresión:

$$H = h - p$$

donde:

H -altura de la capa en relación con el nivel del mar (altura absoluta);

h -altura de la boca del pozo en relación con el nivel del mar;

p -metros perforados.

En el caso del pozo A:

$$H_A = h_A - p_A$$

$$H_A = (+30) - (450)$$

$$H_A = -420 \text{ m}$$

Una vez determinada la altura absoluta del estrato en los pozos B y C se procede de igual forma que la descrita para el caso de los tres afloramientos.

6.6 Estratoisohipsas

Las estratoisohipsas o isoestratas son líneas dibujadas en un plano horizontal que permiten expresar de forma gráfica y sencilla las formas de las estructuras geológicas que yacen enterradas. El término estratoisohipsa se compone de tres voces (estrato-capas, iso-igual, hipsa-altura). Se define, por tanto, estratoisohipsa como la proyección horizontal de la línea que une los puntos de un estrato, que se encuentran a la misma altura con respecto a un plano de referencia horizontal; generalmente se asume el nivel del mar o plano cero de referencia.

En la figura 6.14 se tiene un estrato monoclinial que buza hacia el este y tiene un rumbo norte sur.

Se han representado las intersecciones de los planos horizontales +200, 0 y -200 con la superficie superior o techo de un estrato monoclinial ABMN.

Se observa que el punto a' es la proyección, en el plano horizontal, de la intersección a del estrato y el plano horizontal +200. La recta a'a' será la proyección de los puntos a que cumplen la condición anterior, por tal razón la línea a'a' será la estratoisohipsa de valor +200 del estrato. Igualmente lo serán las líneas b'b' (isoestrata de valor 0) y c'c' (isoestrata de valor -200).

La familia de isoestratas +200, 0 y -200 representan de forma sintética la forma y elementos de yacencia del estrato monoclinial ABMN (fig. 6.14).

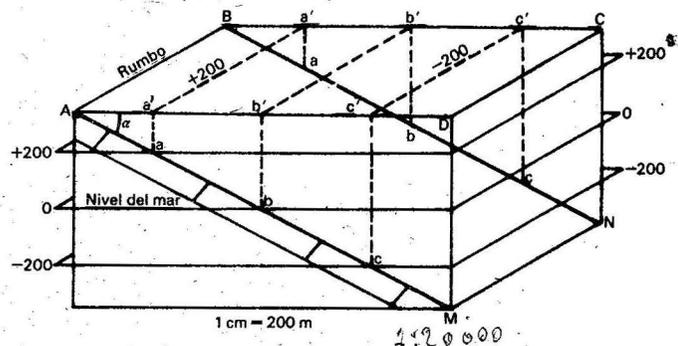


Fig. 6.14 Representación de un estrato monoclinial mediante estratoisohipsas: α - Ángulo de buzamiento real; a'a', b'b', c'c' - estratoisohipsas

Para todo plano de isoestratas de una capa monoclinial se tiene que el rumbo es paralelo a las isoestratas y el buzamiento real es perpendicular a estas y dirigido hacia donde disminuye su valor. En el punto P de la figura 6.15a el rumbo es norte sur y el buzamiento es hacia el este; por cuanto, las isoestratas disminuyen su valor en esta dirección.

El espaciamiento horizontal e es la distancia medida en el plano horizontal y en una dirección perpendicular, entre isoestratas contiguas. En la figura 6.15b, SP será el espaciamiento horizontal. En el triángulo PQS se tiene:

$$\tan \alpha = \frac{PQ}{SP} = \frac{\Delta H}{e}$$

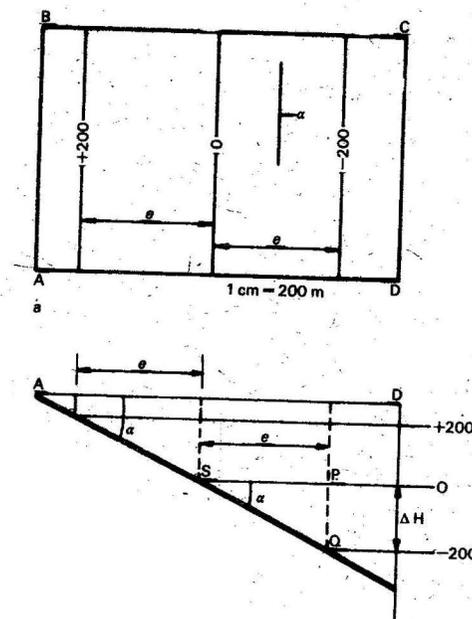


Fig. 6.15 Plano de isoestratas: a - en el plano; b - en el perfil

de modo que el espaciamiento horizontal e será igual al cociente de la diferencia de altura entre dos isoestratas contiguas (ΔH) por la tangente del ángulo de buzamiento real (α).

$$e = \frac{\Delta H}{\tan \alpha}$$

El espaciamiento e puede ser hallado también por métodos gráficos, basta construir un triángulo rectángulo PQS (fig. 6.16) en el cual un cateto sea la diferencia de altura entre dos isoestratas contiguas y su ángulo agudo adyacente sea el complemento del ángulo de buzamiento real; el otro cateto que resulte de la construcción será el espaciamiento e .

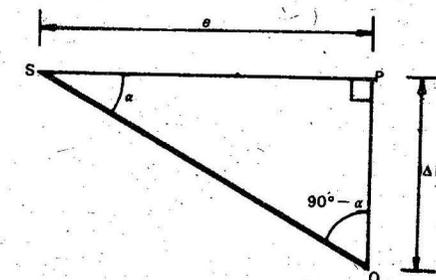


Fig. 6.16 Determinación gráfica del espaciamiento horizontal e

En el caso de las isoestratas de un estrato monoclinial, el espaciamiento se mantiene constante. Si el estrato cambia su ángulo de buzamiento también variará el espaciamiento de las isoestratas. En la figura 6.17, se produce un cambio de buzamiento según la línea MN; es fácil notar que mientras el ángulo de buzamiento aumenta

($\alpha_1 > \alpha$) el espaciamento horizontal se acorta ($e > e'$). Es evidente que si se analiza la ecuación $e = \frac{\Delta H}{\tan \alpha}$, mientras mayor sea el ángulo α , menor será el valor de e .

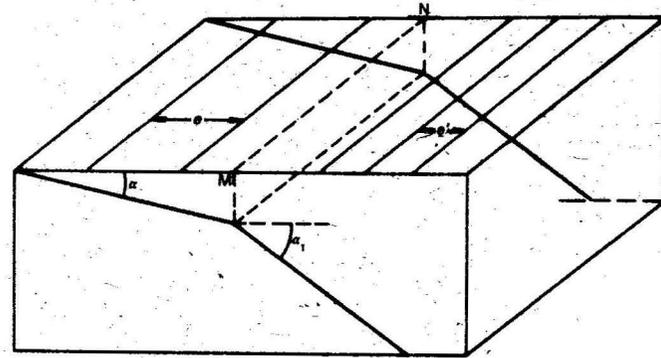


Fig. 6.17 Variación del espaciamento horizontal en función del ángulo de buzamiento

Determinación de los elementos de yacencia de un estrato monoclinal a partir de un plano de isoestratas

Las isoestratas representan de modo objetivo la forma de las estructuras que no afloran a la superficie del terreno; por esta razón es posible, sobre la base de su posición y forma, determinar los elementos de yacencia.

En la figura 6.18 se ha representado un estrato monoclinal que yace a gran profundidad. Seguidamente se analizará la forma de determinar sus elementos de yacencia.

Acimut del rumbo. El rumbo siempre será paralelo a las isoestratas en el caso del estrato monoclinal, por tal razón $\phi \approx 45^\circ$.

Acimut del buzamiento. Se dispone perpendicular al rumbo o isoestrata y se dirige hacia donde disminuye el valor de estas. En el caso de la figura 6.18 será el ángulo:

$$\beta \approx 45^\circ + 90^\circ \approx 135^\circ$$

Ángulo de buzamiento real. Este ángulo no es posible medirlo directamente sobre el plano, se requiere una construcción geométrica auxiliar, mediante la cual el plano vertical sea abatido al plano horizontal. Para ello se considera la línea de abatimiento MN. En N se traza NT perpendicular a MN igual a 100 m, que corresponde al desnivel entre las isoestratas de -1 200 y -1 100. El segmento NT tendrá 1 cm de longitud, porque la escala del mapa es 1:10 000. Es suficiente unir M con T para obtener el ángulo α , que representa el buzamiento real abatido al plano horizontal.

Análiticamente se puede calcular α , mediante la expresión:

$$\tan \alpha = \frac{\Delta H}{e}$$

de modo que:

$$\alpha = \arctan \frac{(\Delta H)}{e}$$

$$\Delta H = 100 \text{ mm}$$

$$e = MN$$

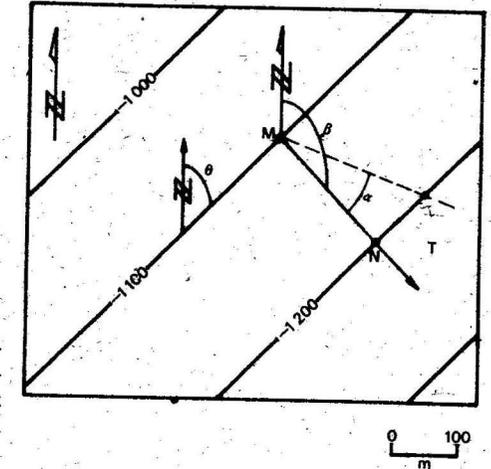


Fig. 6.18 Isoestratas de una capa monoclinal: ϕ acimut del rumbo; β acimut del buzamiento real; α ángulo de buzamiento real; NT- desnivel entre dos isoestratas a la escala del mapa (1:10 000)

6.7 Potencia de un estrato

En la tarea práctica del geólogo siempre está presente la búsqueda de algún cuerpo mineral, manto acuífero, horizonte petróleo gasífero, etc. No se trata solo de localizar estos recursos, sino calcular en qué cantidades o volúmenes se encuentran; para esto es necesario conocer las dimensiones del cuerpo. Si se trata de una capa o estrato se requiere medir, ante todo, su espesor o potencia.

El estrato monoclinal se considera como un cuerpo perfectamente tabular (fig. 6.19), que posee una potencia uniforme; pero no debe olvidarse que realmente las capas pueden acunarse hasta desaparecer en determinada dirección o sustituirse paulatinamente por otras.

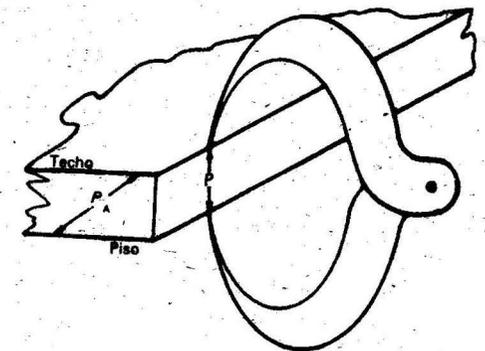


Fig. 6.19 Potencia de un estrato monoclinal: P - potencia real; P_A potencia aparente

En la figura 6.19 se indica la potencia real P que es la distancia medida perpendicularmente del techo al piso del estrato. Cualquier otra potencia P_A medida en una dirección distinta será aparente y siempre mayor que la potencia real.

En la actividad práctica del geólogo es necesario conocer en qué situaciones se mide la potencia real o la aparente, esto es frecuente en las excavaciones mineras, perforaciones y levantamientos geológicos de superficie. En la figura 6.20 se muestra el perfil de una mina donde se explota un cuerpo mineral. A lo largo del pozo principal (vertical) el cuerpo mineral es cortado, y muestra una potencia aparente vertical P_V . A lo largo de la galería, el cuerpo es cortado según su potencia horizontal P_H . En ambos casos no se tendría la potencia real sino la aparente. Otra situación puede darse en el caso de perforaciones que corten un determinado cuerpo (fig. 6.21). Un pozo vertical cortará el estrato según una potencia aparente vertical, otro pozo inclinado cortará la potencia real en el caso que su inclinación α_1 sea igual y de sentido contrario a la del ángulo de buzamiento del estrato (α).

Si la capa aflora, la potencia que se verá en la superficie será la potencia aflorante.

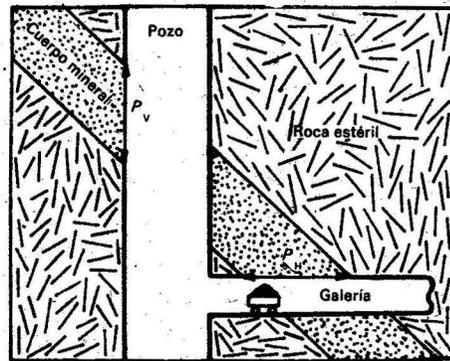


Fig. 6.20 Potencias aparentes: P_V potencia vertical; P_H potencia horizontal

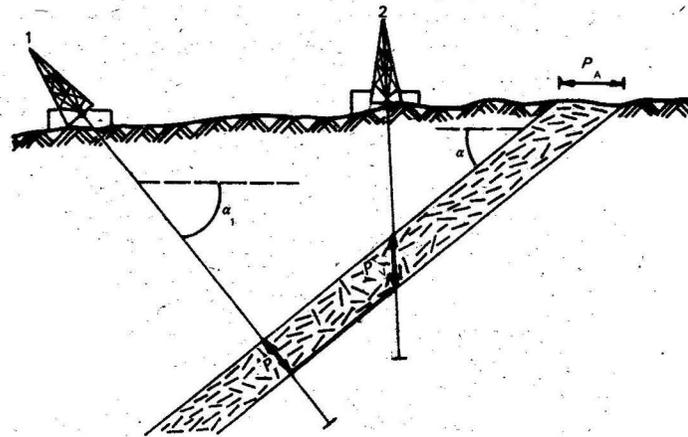


Fig. 6.21 Potencias en perforaciones: P_V potencia vertical; P potencia real; P_A potencia aflorante (aparente); α ángulo de buzamiento de la capa; α_1 inclinación del pozo

Relaciones entre las potencias verticales, horizontales y reales

En la figura 6.22 se aprecian las potencias real, vertical y horizontal de un estrato monoclin. Es fácil observar que:

$$P_H = \frac{P}{\text{sen } \alpha}$$

$$P_V = \frac{P}{\text{cos } \alpha}$$

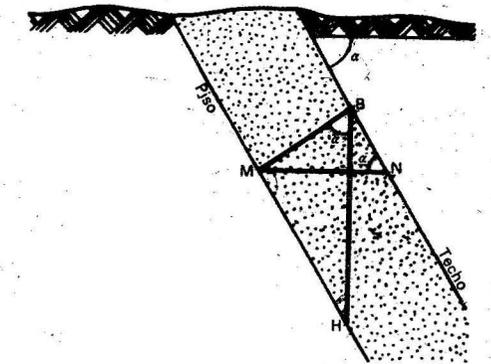


Fig. 6.22 Relación entre diferentes tipos de potencias: BM- potencia real (P); BH- potencia vertical (P_V); MN- potencia horizontal (P_H); α - ángulo de buzamiento de la capa

6.8 Contorno de afloramiento

Cuando se confeccionan los mapas geológicos de escala grande o detallados (1:25 000 hasta 1:10 000 y mayores), la tarea de trazar la línea de afloramiento de un estrato o secuencia de estratos constituye una tarea frecuente y necesaria. Esta tarea resulta más o menos compleja en dependencia de la forma del cuerpo y del grado de desarrollo de los suelos sobre el terreno; si el estrato está fuertemente deformado por pliegues y fallas la tarea resulta difícil, más aún si el terreno está cubierto por un suelo potente, lo que limita las zonas de afloramiento del estrato en cuestión. Se analizará el método para construir la línea de afloramiento, en primer lugar, de un estrato monoclin que aflora en pocos puntos del terreno. Esta situación corresponde al caso más sencillo.

El contorno de afloramiento es la línea que forma la intersección del plano de la capa (techo o piso) con la superficie del terreno.

El caso más simple corresponde al estrato monoclin que aflora en terreno llano (fig. 6.23). En el bloque isométrico, el contorno de afloramiento del piso y del techo son líneas rectas paralelas, que coinciden con el rumbo de la capa.

Cuando el terreno no es llano, la línea de contorno de afloramiento deja de ser una línea recta y adquiere una forma ondulada.

En la figura 6.24 se aprecia el contorno de afloramiento de un estrato monoclin en terreno accidentado. En este caso la línea o contorno de afloramiento se proyecta aguas arriba en los valles y ladera abajo en las divisorias de valles.

En el caso que se analiza, el estrato se inclina con buzamiento en dirección opuesta a la inclinación del terreno. Obsérvese que el vértice de la V del contorno de afloramiento coincide con la dirección del buzamiento del estrato en el valle del río y en sentido opuesto en la divisoria de aguas.

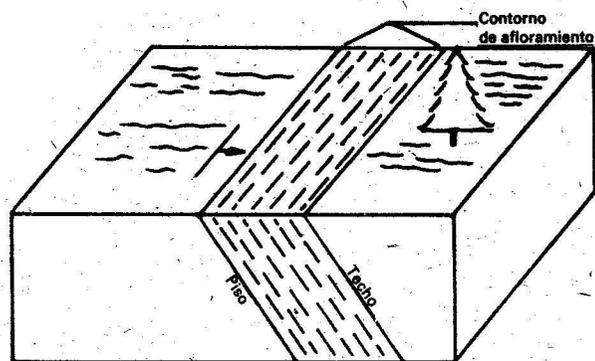


Fig. 6.23 Contorno de afloramiento de un estrato monoclinal en terreno llano

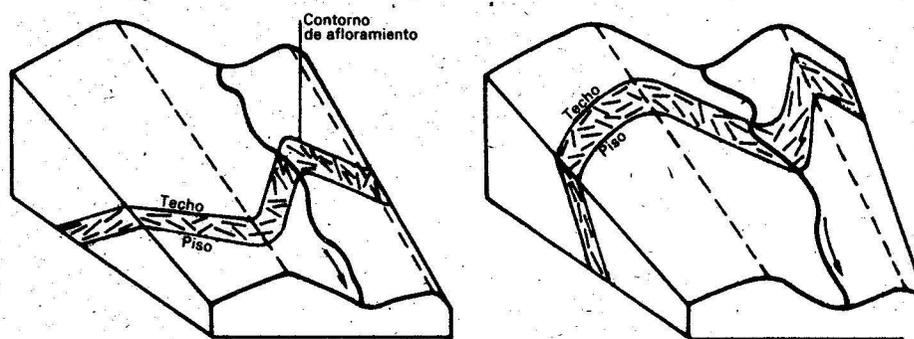


Fig. 6.24 Contorno de afloramiento de un estrato monoclinal en terreno accidentado, cuando el buzamiento es opuesto a la pendiente del terreno.

Fig. 6.25 Contorno de afloramiento de un estrato que buza en el mismo sentido que la pendiente del terreno, pero con un ángulo mayor que esta.

En la figura 6.25, las capas buzan en el mismo sentido que la pendiente del terreno y con un ángulo mayor que esta última. Se observa que en el río la V de la línea de afloramiento apunta también, con sus vértices, hacia la dirección del buzamiento del estrato.

Después de lo anterior, se enuncia la siguiente regla: *siempre que el ángulo de buzamiento de los estratos sea mayor que la pendiente del terreno o tenga dirección opuesta, los vértices de las V del contorno de afloramiento, en los valles de los ríos, apuntarán hacia donde bucen los estratos.*

Esto se aprecia en la foto aérea de la figura 6.26.

En el caso de los estratos que posean yacencia horizontal, la línea de afloramiento será paralela a las curvas de nivel, de modo que contornea las formas del relieve.

En el caso de un cuerpo que tenga yacencia vertical, el contorno de afloramiento siempre será una línea recta, independiente de la forma del relieve.

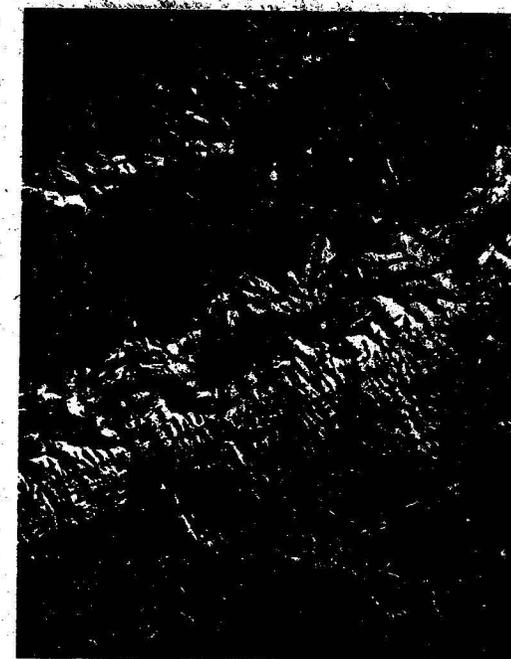


Fig. 6.26 Foto aérea del contorno de afloramientos de estratos monoclinales

En resumen, desde la yacencia vertical de un cuerpo geológico en forma de capa, que toma la forma de línea recta para el contorno de afloramiento en relieve accidentado, hasta las capas de yacencia horizontal que adoptan formas muy complejas, los contornos de afloramientos presentan forma de V, más cerradas mientras más pequeño sea el ángulo de buzamiento de las capas.

En la figura 6.27 se muestra la transición desde los cuerpos verticales hasta los de yacencia horizontal.

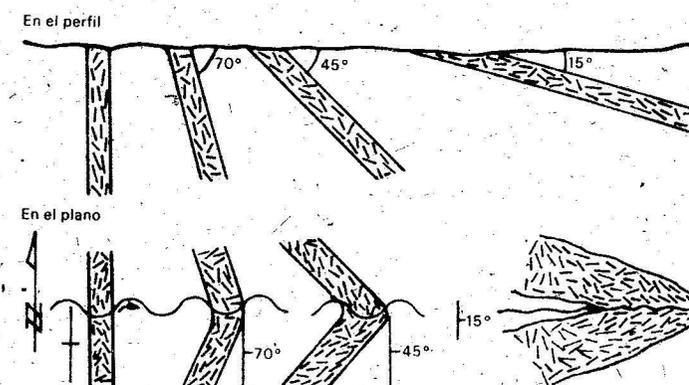


Fig. 6.27 Relación entre la forma del contorno de afloramiento en los valles de los ríos y el valor del ángulo de buzamiento del estrato monoclinal

Debe observarse no solamente cómo las V se van cerrando según se reduce el valor del ángulo de buzamiento, sino cómo aumenta la potencia de afloramiento.

Método para trazar la línea de contorno de afloramiento de un estrato monoclinal

Para trazar la línea de afloramiento se parte de la información por lo menos de un afloramiento y de un mapa topográfico como base (fig. 6.28). Con estos elementos será posible construir la línea de afloramiento aunque el terreno esté cubierto por una potente capa de suelo; de este modo se pueden predecir los lugares por los cuales pasarán los límites del estrato dado, con lo cual se puede ahorrar un gran volumen de laboreos mineros que resultan costosos y encarecen los trabajos de búsqueda y exploración.

Ejemplo: Se dispone del mapa topográfico de la figura 6.28 y el punto A de afloramiento de un filón rico en minerales de cobre, cinc y plomo. La zona está cubierta por una espesa vegetación. La escala del mapa es 1:10 000.

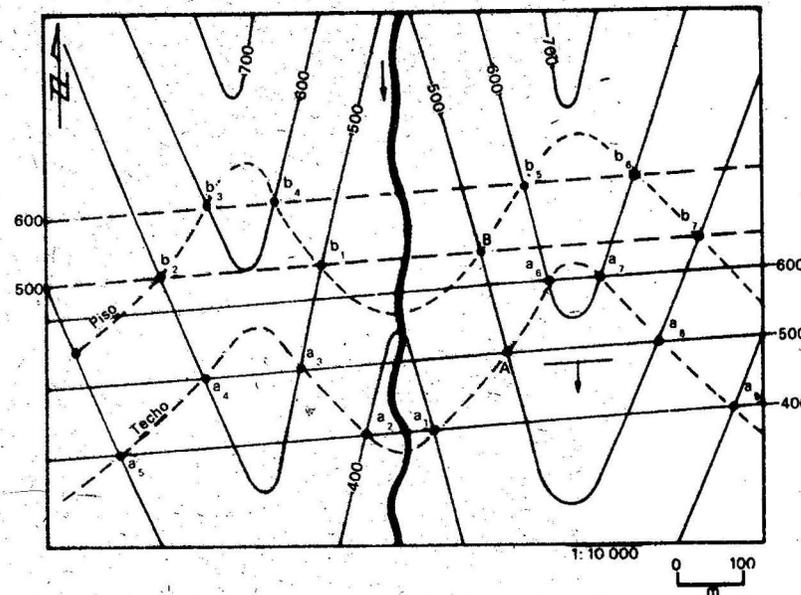


Fig. 6.28 Construcción de la línea de afloramiento del piso y el techo de un estrato monoclinal en terreno accidentado

En el punto de afloramiento A se han medido los elementos de yacencia del techo del estrato:

- Rumbo: 85°
- Acimut de buzamiento: 175°
- Ángulo de buzamiento: 45°
- Altura del punto: 500 m

Primer paso: Construcción de la familia de estratoisohipsas de 100 en 100 m, en correspondencia con el mapa topográfico; se utilizará, además, la expresión

$$e = \frac{\Delta H}{\tan \alpha}$$

para calcular el espaciamiento horizontal.

Para la situación del caso tratado, $e = 100$ m, lo que equivale en la escala del mapa a 1 cm. Con este espaciamiento se trazan las isoestratas 400, 500 y 600.

La estratoisohipsa 500 pasa por el punto A y será la primera en trazarse. Las estratoisohipsas se trazan paralelas al rumbo del estrato (85°).

Segundo paso: Trazado de la línea de contorno de afloramiento del techo del estrato. Para ello se parte del concepto ya aprendido de que el contorno de afloramiento de un cuerpo geológico es la línea que resulta de la intersección de la superficie de dicho cuerpo y la superficie del terreno. Si el relieve está representado por las curvas de nivel y el cuerpo geológico por sus estratoisohipsas, es fácil concluir que la línea de contorno de afloramiento pasará por los puntos del mapa donde la curva de nivel de un valor determinado interseca la estratoisohipsa de igual valor. Así, los puntos a_1, a_2, a_3 y a_4 serán las intersecciones de la isoestrata 400 con la curva de nivel 400. Los puntos a_5, a_6, a_7 y a_8 representan la intersección de la isoestrata y la curva de nivel 500.

La línea o contorno de afloramiento se obtiene mediante la unión, con un trazo continuo, de los puntos inmediatos: A, a_1, a_2, a_3, a_4 y a_5 .

Si en algún punto del mapa de la figura 6.28 aflora el piso del estrato, es posible construir también el contorno de afloramiento del piso. Sea por ejemplo, el punto B, el afloramiento del piso.

Al proceder de igual forma que la descrita para el techo, se trazan las estratoisohipsas de 500 y 600 y se buscan sus correspondientes intersecciones con las curvas de nivel. La línea de contorno del piso se obtiene al unir con un trazo continuo los puntos: B, b_1, b_2, b_3 y b_4 .

De esta forma se tiene el contorno de afloramiento del piso y el techo del estrato monoclinal dado y con ello se definen los límites entre los cuales aflora el estrato.

Esto permite planificar con un grado de certidumbre bastante exacto los lugares donde deben hacerse trincheras para obtener muestras para análisis químico de los componentes, perforaciones, etcétera.

6.9 Determinación de potencias y profundidad de yacencia de estratos monoclinales en mapas geológicos detallados de escalas grandes

Cuando el geólogo dispone de mapas geológicos de gran escala (1:50 000-1:25 000) o de escala detallada (1:10 000 y mayores), es factible determinar las potencias reales, verticales y horizontales, así como la profundidad de yacencia de un estrato en un punto dado.

En la figura 6.29 es posible determinar muy fácilmente la profundidad de yacencia del estrato monoclinal, cuya línea de afloramiento se muestra con líneas discontinuas.

En P_1 : Si se perfora un pozo vertical en este punto, se tiene la boca del pozo a una altura de 660 m sobre el nivel del mar. Se observa que por el mismo punto pasa la isoestrata 640. Es fácil deducir que será necesario perforar 20 m para alcanzar el techo del estrato.

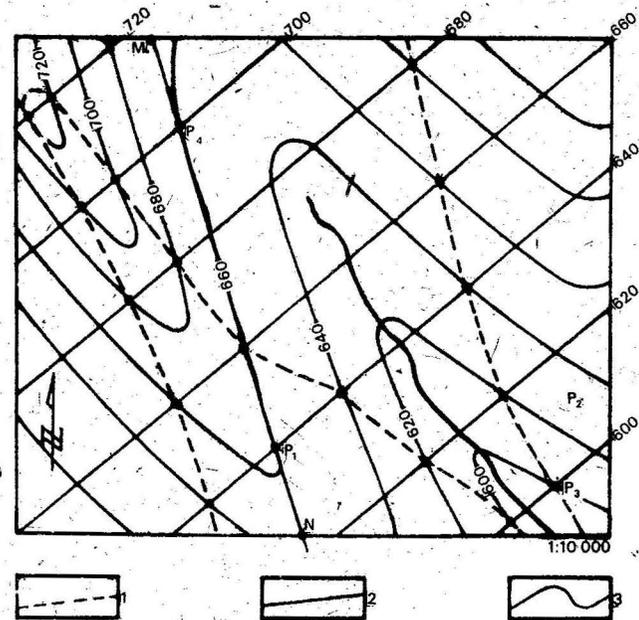


Fig. 6.29 Contorno de afloramiento del techo de un estrato monoclinal: 1- contorno; 2- estratoisohipsa; 3- curva de nivel

De forma general se puede expresar:

$$H = H_1 - H_2$$

donde:

- H —profundidad de yacencia del techo del estrato;
- H_1 —altura de la boca del pozo;
- H_2 —valor de la isoestrata que pasa por el punto.

Para el punto P_1 :

$$H = 660 - 640$$

$$H = 20 \text{ m}$$

En P_2 : El punto no cae exactamente sobre una curva de nivel, ni sobre ninguna isoestrata y es necesario interpolar dichos valores.

$$H_1 = 630 \text{ m}, H_2 = 610 \text{ m}$$

$$H = (630 - 610)$$

$$H = 20 \text{ m}$$

En P_3 : $H_1 = 600 \text{ m}, H_2 = 600 \text{ m}$
 $H = 0$

Quiere esto decir que en P_3 el estrato sale a la superficie. Efectivamente se puede observar que el punto está sobre la línea de afloramiento del techo del estrato.

En P_4 : $H_1 = 660 \text{ m}, H_2 = 700 \text{ m}$
 $H = (660 - 700)$
 $H = -40 \text{ m}$

El valor negativo significa que en este punto el techo del estrato no existe y ha sido erosionado, lo que se puede comprender fácilmente si se observa el perfil MN (fig. 6.30). El pozo P_4 no puede cortar nunca el techo del estrato pues este ha sido erosionado en esta zona.

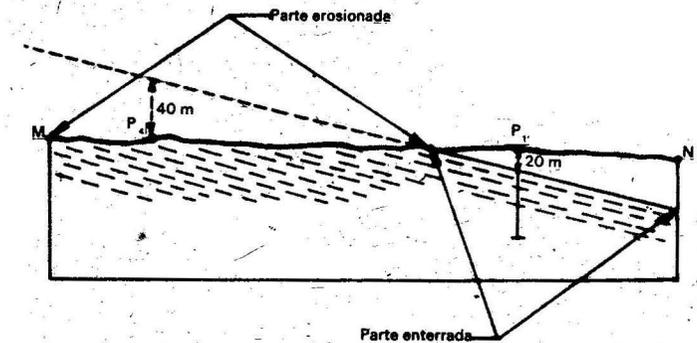


Fig. 6.30 Perfil MN del mapa de la figura 6.29

La línea de afloramiento limita dos campos en este sentido: en el primero, el techo del estrato yace enterrado debajo de la superficie del terreno (hacia donde buza el estrato) y en el segundo no existe el techo, por haber sido erosionado (dirección opuesta al buzamiento).

El problema para calcular la profundidad de yacencia se puede resolver de forma directa si se construye un perfil geológico como el realizado en la figura 6.30.

Las potencias pueden ser medidas directamente en el plano geológico de escala grande o detallada.

En la figura 6.31 se muestra un mapa geológico de un monoclinal.

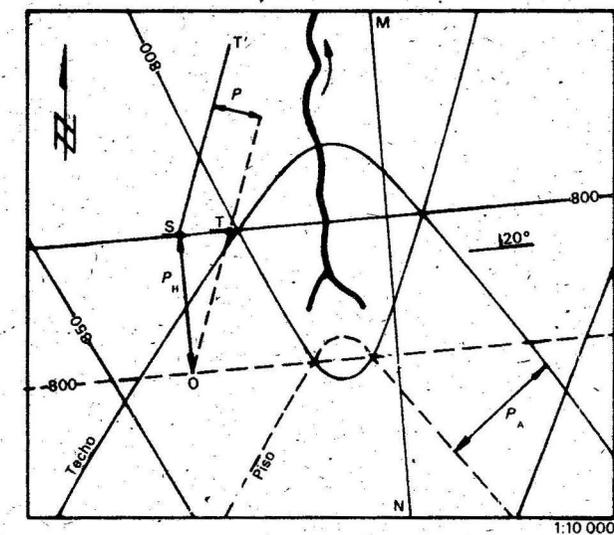


Fig. 6.31 Mapa geológico detallado de un estrato monoclinal

Para determinar las potencias se requiere tener trazada, al menos, una isoestrata del techo y otra del piso del mismo valor. En el dibujo se ha tomado la isoestrata de 800 m.

La potencia horizontal P_H del estrato será la distancia perpendicular SO que se para las isoestratas de igual valor del techo y el piso (800).

La potencia vertical se determina construyendo el triángulo rectángulo SOT, cuyo ángulo SOT será el ángulo de buzamiento del estrato (20° en este caso). La potencia vertical P_V será el cateto ST opuesto al ángulo de buzamiento SOT (fig. 6.32).

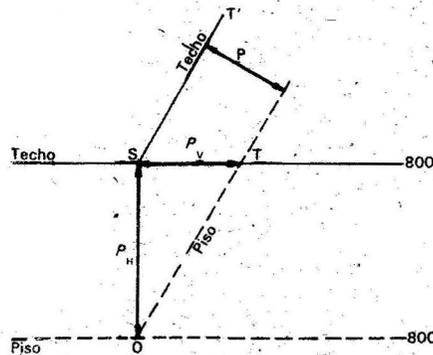


Fig. 6.32 Detalle ampliado del triángulo STO de la figura 6.31

La potencia real se determina construyendo la línea ST' paralela a OT . La potencia real P será la distancia perpendicular entre ST' y OT . Estas líneas paralelas son líneas del techo y el piso.

En el capítulo precedente se estudió la yacencia inclinada de las rocas estratificadas; como es lógico, una secuencia de capas no puede mantener indefinidamente una misma inclinación y en algún punto recupera su yacencia horizontal, cambia su grado de inclinación, o puede incluso hacerlo en dirección opuesta. De esta forma la estructura adopta una configuración ondulada.

La yacencia de las rocas estratificadas en forma de ondas o curvaturas se denomina estructura plegada; algunos geólogos la llaman coherente, porque en esencia tiene carácter de continuidad y de este modo se diferencia de las estructuras de ruptura o disyuntivas.

Prácticamente las estructuras plegadas se encuentran en todos los territorios, aun en las zonas donde predomine la yacencia horizontal de las capas estratificadas. Son extraordinariamente variadas por su forma y tamaño, los pliegues o flexiones pueden presentar dimensiones que fluctúan en amplísimos límites. Es común encontrar pliegues de algunos centímetros o milímetros hasta estructuras plegadas cuyo radio sobrepasa las decenas o centenas de kilómetros.

Las estructuras plegadas pueden ser muy simples, manifestándose como flexiones sencillas o curvaturas muy suaves de algunos grados de inclinación. En otras ocasiones son muy complejas y se superponen varios procesos de plegamiento que corresponden a diferentes épocas. En otros casos un pliegue de gran tamaño presenta a su vez pequeños plegamientos subordinados o de orden inferior.

El fenómeno de plegamiento puede ser originado por diferentes factores geológicos, tanto exógenos como endógenos, pero siempre son deformaciones plásticas de las rocas.

7.1 Elementos de los pliegues

En un pliegue se pueden identificar algunos elementos geométricos notables que están presentes en todas las estructuras de este tipo y cuyo estudio resulta indispensable para el trabajo práctico del geólogo, pues son susceptibles de ser medidos en el campo y ser representados en mapas, perfiles y bloques isométricos. En la figura 7.1 se indican los flancos y la charnela del pliegue. La charnela es la zona apical o de cambio del buzamiento de las capas (AB, CD y FE en la figura 7.1a) y el flanco es el tramo comprendido entre las charnelas.

El flanco tiene yacencia inclinada y puede estar a su vez flexionado o plegado (fig. 7.1b y 7.1c).

Un pliegue tiene determinado plano de simetría, que lo divide en partes aproximadamente iguales. En la figura 7.2 se ha representado el plano de simetría del pliegue, o simplemente plano axial, en diferentes posiciones. El plano axial (sombreado con puntos) divide el pliegue en dos mitades aproximadamente iguales.

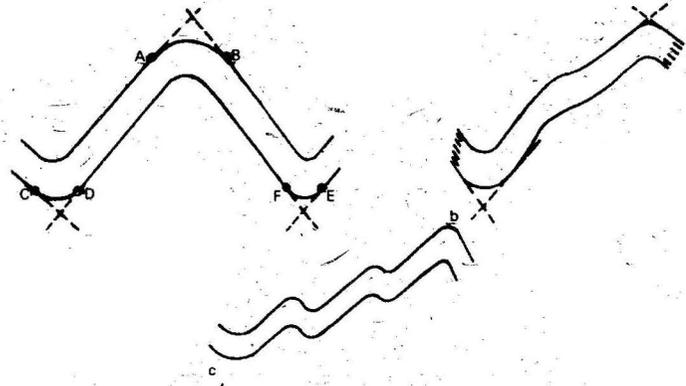


Fig. 7.1 Charnela y flancos de pliegues: AB, CD, FE- charnelas; AD y BE- flancos; a- flancos monoclinales; b- flancos con flexiones; c- flancos plegados

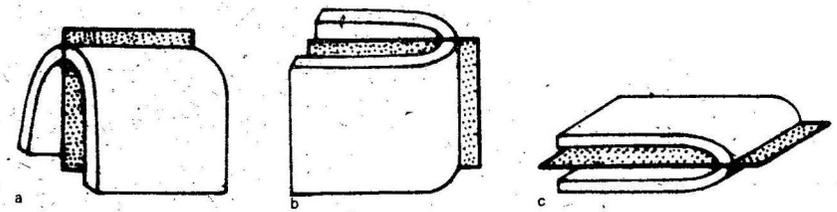


Fig. 7.2 Plano axial para pliegues en diferentes posiciones

El eje del pliegue es la intersección del plano axial con la superficie de la estratificación y se sitúa en la zona de charnela. En la figura 7.3, la línea MN representa la intersección del pliegue sinclinal con el plano axial, ella se sitúa en la charnela del sinclinal y tiene una inclinación o hundimiento μ . La línea ST será la proyección del eje del pliegue en el plano horizontal. En los mapas geológicos se representa la proyección horizontal del eje del pliegue y suele denominarse sencillamente eje del pliegue; sin embargo, no debe olvidarse que esta línea coincide con el eje real del pliegue sólo en el caso en que el eje no tenga hundimiento (fig. 7.2a).

En la figura 7.4 se representan en el plano geológico los ejes de pliegues que corresponden a diferentes situaciones:

En la 7.4a aparece un sinclinal cuyo eje yace horizontalmente y por tanto su hundimiento es nulo. En esta situación el contacto de las capas de diferente edad, en el plano geológico, se mantiene paralelo.

En la 7.4b se muestra un sinclinal con hundimiento hacia el sur y se observa que el contacto de las capas en el plano forma una V.

En la 7.4c se trata de un pliegue en forma de cúpula con hundimiento hacia el este y el oeste. En el plano geológico, este pliegue ha sido representado por sus isoestratas.

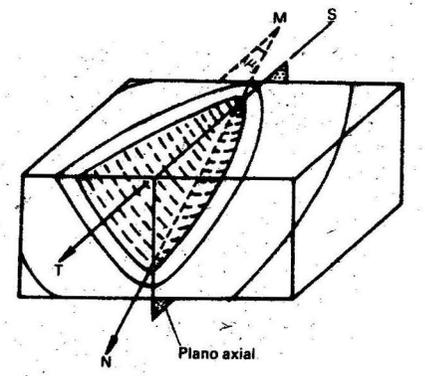


Fig. 7.3 Eje del pliegue y su proyección horizontal: MN- eje del pliegue; μ - ángulo de inclinación del eje del pliegue (hundimiento); ST- proyección horizontal del eje del pliegue

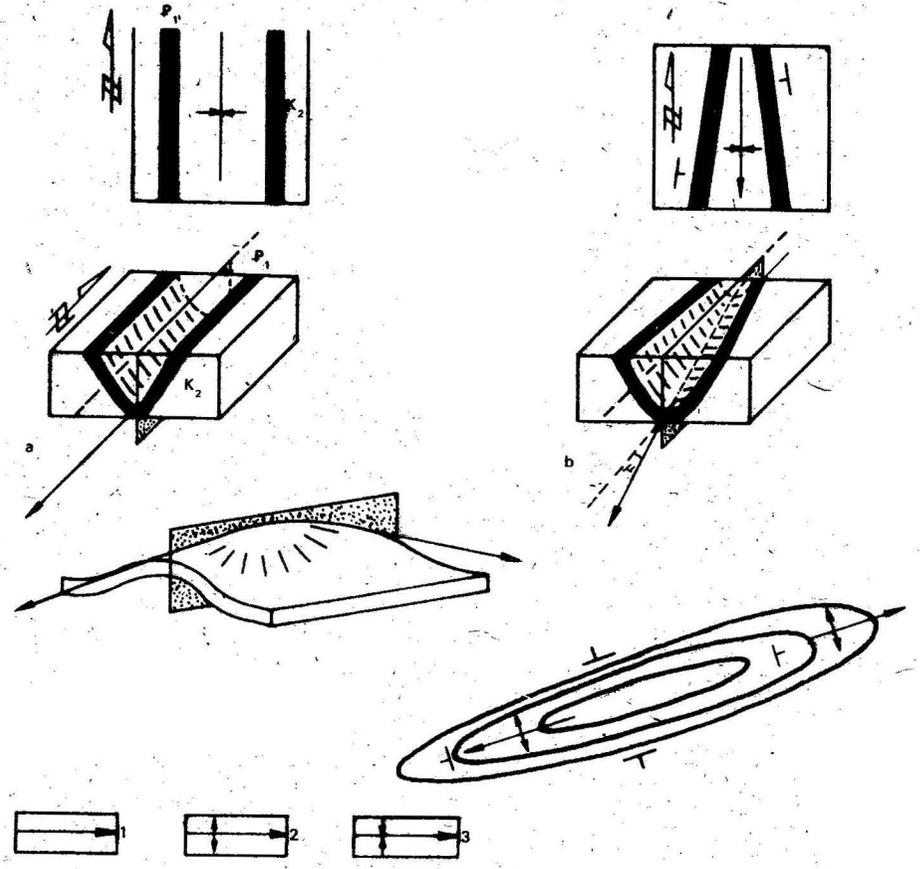


Fig. 7.4 Bloques isométricos y mapas geológicos que muestran la posición del eje del pliegue: a- pliegue sin hundimiento de su eje; b- pliegue con hundimiento; c- pliegue con hundimiento en dos direcciones; μ - ángulo de hundimiento del eje; 1- sinclinal con hundimiento del eje; 2- anticlinal con hundimiento; 3- sinclinal con hundimiento

Otro elemento de los pliegues es el plano de cresta. En la figura 7.5 se representan el plano de cresta y el plano axial, a fin de que se manifiesten claramente sus diferencias. El plano de cresta es aquel que pasa por los puntos más altos de cada capa en una estructura plegada. Dicho plano pasaría por los puntos P, Q y R.

Este plano, a diferencia del plano axial, no divide el pliegue simétricamente y la importancia de este elemento radica en un hecho práctico relacionado con la exploración de petróleo y gas. Los hidrocarburos tienden a acumularse hacia las partes más altas de los pliegues anticlinales; por tal razón, en una situación como la ilustrada en la figura, el petróleo se acumulará hacia el plano de cresta y no hacia la zona del plano axial. En la figura 7.2a el plano axial y el de cresta coinciden.

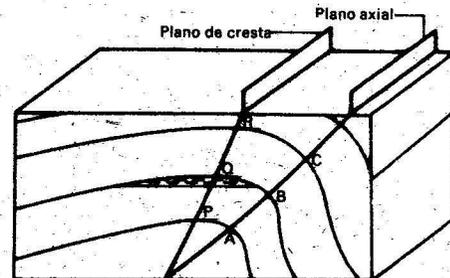


Fig. 7.5 Plano axial y de cresta en un pliegue:
1. petróleo

7.2 Condiciones de surgimiento de las estructuras plegadas

Las condiciones concretas que dan origen a los diferentes tipos de plegamientos pueden ser muy diversas, al igual que las formas y los tamaños de los pliegues. En esto influyen muchos factores como: propiedades físico-mecánicas de las rocas, intensidad y dirección de los agentes tectónicos que causan la deformación, profundidad de ocurrencia del fenómeno, etcétera.

A fin de poder organizar debidamente el estudio de las condiciones de formación de los pliegues, es indispensable hacer referencia, en primer lugar, a los mecanismos que le dan origen, para inmediatamente entrar al análisis de las condiciones geológicas en que pueden actuar esos mecanismos.

Mecanismos de formación de los pliegues

Independientemente de la complejidad de las deformaciones plásticas de las rocas que dan origen a diferentes tipos de plegamientos, es posible distinguir dos tipos de mecanismos que producen sus respectivos tipos de pliegues:

- empujes transversales a la estratificación;
- empujes paralelos a la estratificación.

De forma abreviada se identifican como plegamiento transversal y longitudinal respectivamente.

El plegamiento transversal se produce en condiciones de arqueamiento del paquete de capas estratificadas por empujes verticales perpendiculares a la estratificación (fig. 7.6), de aquí la denominación de transversales.

En las condiciones mecánicas creadas, las capas, individualmente, experimentan estiramiento. El elipsoide de esfuerzo en este caso tiene su eje de esfuerzo mayor S_1 , en dirección perpendicular a la estratificación y el eje mayor del elipsoide de deformación (AA) es paralelo a la estratificación.

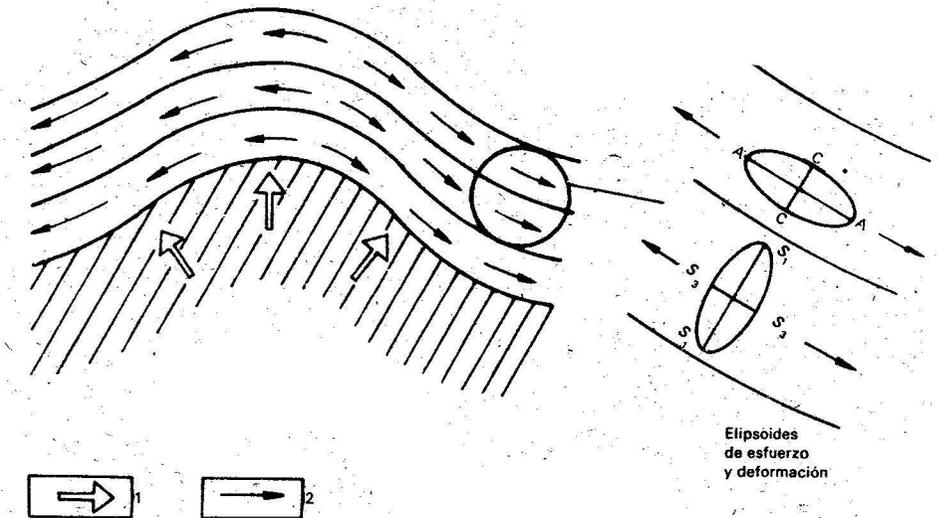


Fig. 7.6 Pliegues causados por empujes transversales a las capas (plegamiento transversal):
1. dirección de los empujes tectónicos; 2. movimiento del material rocoso bajo tensión

En el plano estos pliegues adoptan forma de cúpula elíptica, ya que los empujes verticales afectan solo un sector de la corteza y por regla general no tienen tendencia a producir pliegues alargados.

En la zona apical de la cúpula, debido al efecto de estiramiento de las capas, suelen desarrollarse grietas que con frecuencia evolucionan a fallas.

Los plegamientos transversales pueden surgir también debido a los movimientos de bloques del fundamento a lo largo de fallas. En la figura 7.7 se puede observar el mecanismo que provoca este tipo de plegamiento.

La situación representada en la figura 7.7 es distinta a la de la figura 7.6, ya que el movimiento ocurre a lo largo de planos de fallas y el pliegue transversal en el plano tendrá una disposición alargada y no elíptica, porque se ha formado a expensas de un levantamiento alargado en el sentido de las fallas del basamento. Además, la zona de estiramiento de la secuencia estratificada se concentra especialmente sobre las zonas de las fallas y el resto de la secuencia mantiene la tendencia a la yacencia horizontal o de suaves buzamientos.

En resumen, cualquier mecanismo que produzca empujes verticales de un fundamento provocará el desarrollo de plegamientos transversales en las secuencias de rocas sedimentarias sobreyacentes.

✘ Cuando los empujes o cargas actúan paralelos a la estratificación, el fenómeno de plegamiento que surge es completamente distinto al creado por empujes verticales. En la figura 7.8 puede observarse que las capas resbalan unas con respecto a

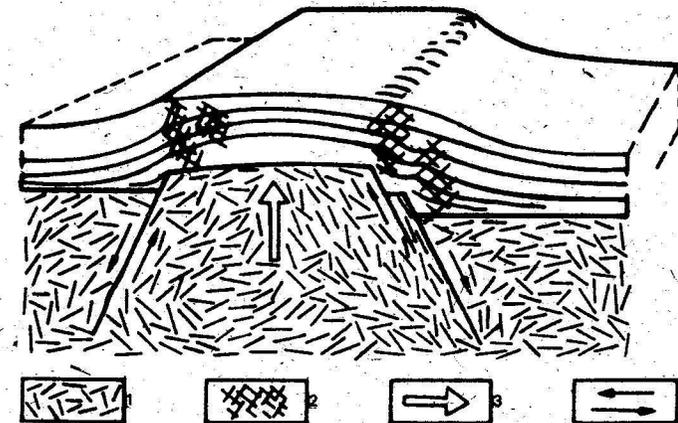


Fig. 7.7 Plegamiento transversal causado por empuje de un bloque del fundamento: 1- fundamento; 2- zona de estiramiento; 3- dirección del empuje tectónico; 4- movimiento de los bloques según planos de fallas

otras, creando tensiones internas de diferente dirección en las capas. En la zona del techo, el material tiende a moverse hacia la charnela del pliegue, mientras que en el piso de la capa las tensiones actúan en el sentido de hacer migrar el material hacia los flancos a partir de la charnela. El efecto general del plegamiento a lo largo de las capas es de compresión, lo que provoca la formación de ondulaciones anticlinales y sinclinales continuas, cada una enlazada a la anterior. El efecto descrito se pone de

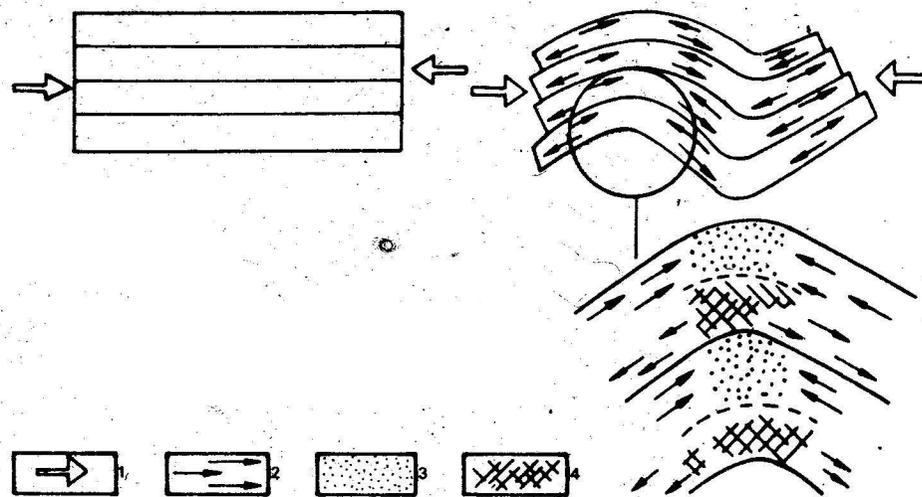


Fig. 7.8 Pliegues causados por empujes a lo largo de la estratificación (plegamiento longitudinal): 1- dirección del empuje tectónico; 2- movimiento del material rocoso; 3- zona de compresión; 4- zona de estiramiento

manifiesto con más claridad en las capas más plásticas (arcillas), las cuales pueden quedar muy deformadas, con sus charnelas muy engrosadas y sus flancos muy adelgazados (fig. 7.8), mientras que las rocas más frágiles (competentes) pueden romperse en fragmentos sueltos y quedar separados unos de otros (fig. 7.9).

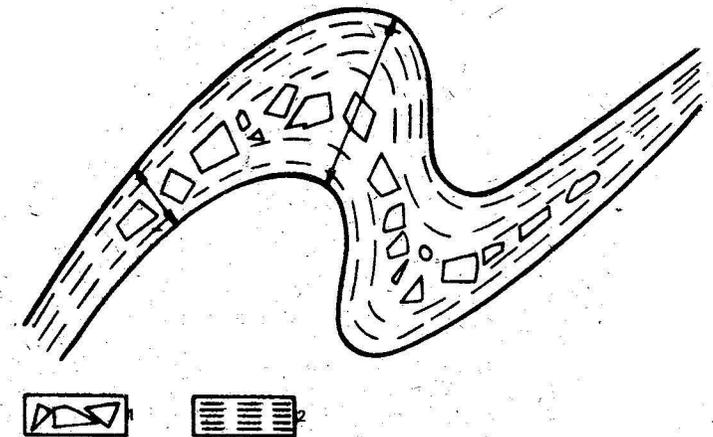


Fig. 7.9 Capa frágil dentro de un horizonte de rocas plásticas sometido a plegamiento longitudinal: 1- roca frágil (competente); 2- roca plástica (no competente)

Cuando en las secuencias estratificadas predominan las rocas duras (competentes) en los horizontes más plásticos puede desarrollarse un plegamiento más intenso que en las capas no plásticas. Este tipo de plegamiento se denomina *de arrastre* (fig. 7.10).

El radio de los pliegues causados por compresión longitudinal de las secuencias estratificadas aumenta en la misma proporción que aumenta la potencia y competencia de las rocas.

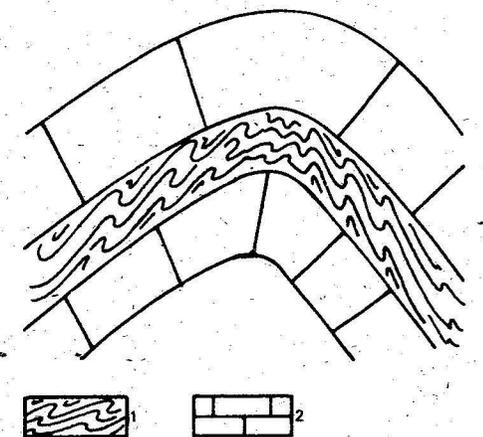


Fig. 7.10 Pliegue de arrastre: 1- horizonte plástico; 2- horizonte frágil

Las secuencias de capas potentes y de poca plasticidad desarrollarán pliegues mucho más amplios que las secuencias de rocas plásticas poco potentes, las últimas se caracterizan no solo por el desarrollo de pliegues de menor radio, sino también por la mayor complejidad en la forma de los flancos.

Tipos genéticos de pliegues

Las condiciones geológicas en las cuales surgen los pliegues pueden ser muy variadas, en sentido general la inmensa mayoría de las estructuras plegadas surgen por la influencia directa de procesos geológicos endógenos; es decir, tienen un origen tectónico. Sin embargo, en las zonas cercanas a la superficie terrestre o sobre esta, en determinadas condiciones, pueden surgir plegamientos causados por factores exógenos. Desde este punto de vista se estudiarán dos grandes grupos de plegamientos: tectónicos o endógenos y no tectónicos o exógenos.

7.3 Plegamientos endógenos

En este grupo se incluyen las estructuras plicativas en las cuales intervienen de forma directa los procesos tectónicos. Resulta difícil trazar una frontera rígida con aquellas estructuras surgidas por procesos exógenos, por tal motivo se incluyen dentro del grupo de plegamientos endógenos algunos tipos que tienen influencias, también, de agentes exógenos, aunque desempeñan un papel subordinado.

En sentido general, pueden considerarse dos subgrupos principales de plegamientos endógenos: el primero es el de aquellos que se desarrollan simultáneamente con la deposición de los sedimentos (plegamientos sinsedimentarios) y el segundo el de los que se desarrollan sobre rocas sedimentarias preexistentes (plegamientos post-sedimentarios).

Los primeros se originan en el marco del proceso general de sedimentación, al mismo tiempo que actúan los movimientos verticales oscilatorios; los segundos son causados por los más variados procesos tectónicos sobre las rocas ya consolidadas, e incluso sometidas a anteriores procesos de plegamiento y metamorfismo.

Plegamiento sinsedimentario

En una cuenca sedimentaria, como en todo sector de la corteza terrestre, actúan los movimientos verticales oscilatorios. Estos movimientos se caracterizan por sus variaciones de velocidad de un punto a otro, e incluso por el cambio absoluto del sentido del movimiento. Si en una cuenca de mares epicontinentales o de *shelf*, al tiempo que se depositan sedimentos, el fondo sobre el cual se produce la acumulación se mueve en sentido vertical, la distribución de esos sedimentos estará afectada por cambios en su espesor, de modo que en los lugares más elevados del fondo de la cuenca se acumulan menos sedimentos que en los lugares más profundos. No solamente se observará la influencia en los espesores de uno u otro sector del fondo de la cuenca, sino que cambiará el tipo de material que se acumula, cumpliéndose la regularidad de que el material más grueso se deposita hacia los sectores levantados del fondo y el más fino en las zonas profundas.

La formación de los pliegues sinsedimentarios se enmarca en el régimen de sedimentación compensada. En el mecanismo de esa formación intervienen los procesos endógenos tectónicos y exógenos de sedimentación; pero, sin lugar a dudas, los movimientos tectónicos oscilatorios son los causantes directos de la estructura plegada.

En la figura 7.11 se muestra un perfil esquemático de un pliegue anticlinal sinsedimentario, donde es posible notar los siguientes detalles:

- el buzamiento de los flancos se va suavizando según se asciende en el corte, hasta casi desaparecer en los horizontes superiores;
- en las zonas de charnela el espesor es menor que en los flancos;
- en las charnelas predominan, en un mismo horizonte, facies sedimentarias de granulometría más gruesa que en los flancos.

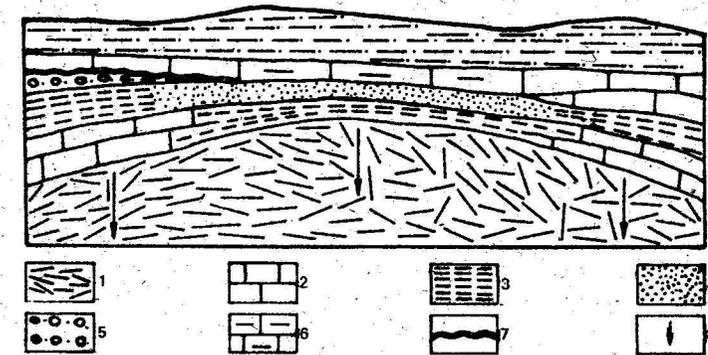


Fig. 7.11 Perfil esquemático de un pliegue sinsedimentario: 1- fundamento antiguo; 2- calizas; 3- rocas arcillosas; 4- arenisca; 5- conglomerados; 6- margas; 7- discordancia; 8- dirección de los movimientos oscilatorios

En las zonas de la cuenca, donde los movimientos oscilatorios tienen un carácter negativo con respecto a zonas vecinas, se pueden formar estructuras plegadas sinclinales, del tipo sinsedimentario. En la figura 7.12 se puede ver un perfil esquemático que permite destacar las peculiaridades de un sinclinal sinsedimentario. Sus características son opuestas en relación con el levantamiento anticlinal sinsedimentario:

- los espesores son mayores en la charnela;
- las facies de granulometría más fina se localizan hacia la parte central del sinclinal.

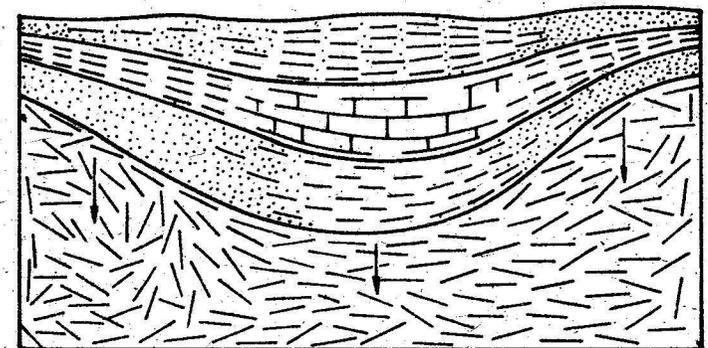


Fig. 7.12 Sinclinal sinsedimentario

Existen estructuras plegadas sinsedimentarias donde se puede apreciar, en un mismo pliegue, la transformación de un sinclinal en anticlinal. La figura 7.13 ilustra esta situación. En el Jurásico medio-superior los movimientos oscilatorios tenían un fuerte carácter descendente que originó el surgimiento de un sinclinal. Hacia el Títoniano, el régimen de movimientos cambió de signo y a partir del Neocomiano se transforma en un anticlinal. Este fenómeno es muy corriente en las zonas de desarrollo de pliegues sinsedimentarios, y es posible que existan complicaciones mayores del corte, como se aprecia en la figura 7.14. Estas irregularidades se deben a un régimen de movimientos oscilatorios, muy variables en el tiempo y el espacio, que afectaron notablemente la distribución de espesores de sedimentos que se acumulaban en la cuenca.

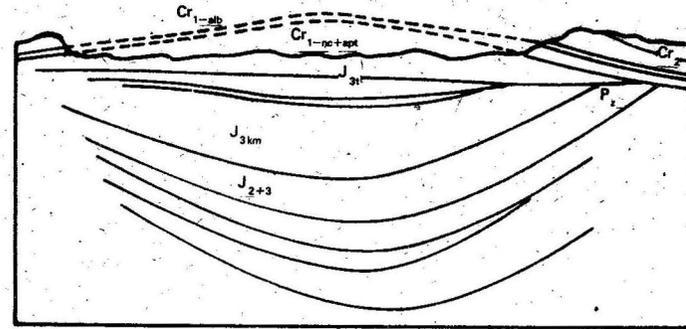


Fig. 7.13 Desarrollo de un anticlinal sinsedimentario en el lugar de formación de un sinclinal de épocas geológicas anteriores (inversión de estructuras)

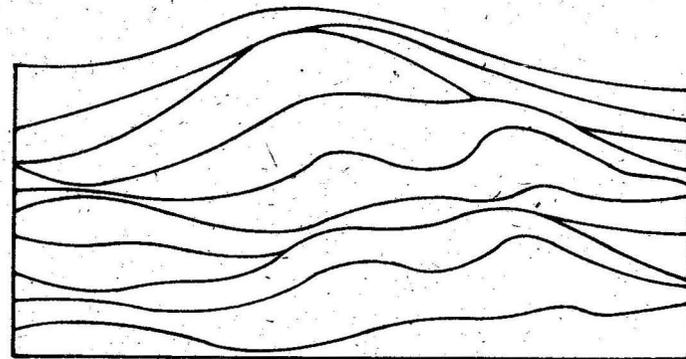


Fig. 7.14 Pliegue sinsedimentario complejo, mostrando cambios bruscos de espesores y frecuentes discordancias

Las variedades morfológicas de los pliegues sinsedimentarios es extraordinaria; sin embargo, puede decirse que la forma más generalizada es la de cúpula, cuyos buzamientos en los flancos son del orden de 5 a 30°; los diámetros varían desde centenas de metros hasta unidades de kilómetros. En ocasiones el pliegue adopta una forma alargada en el plano.

Una característica muy importante de los pliegues sinsedimentarios es la de constituir estructuras aisladas, generalmente rodeadas de rocas de yacencia horizontal; por tal razón, V.V. Belousov los denominó pliegues discontinuos. Una variedad especial de pliegues sinsedimentarios son las flexuras. En la figura 7.15 se representa un perfil de una flexura sinsedimentaria. El bloque occidental se elevó por empujes tectónicos ocurridos a lo largo de sistemas de fallas, al mismo tiempo que en la cuenca se depositaba material terrígeno carbonatado. En las flexuras, el bloque hundido recibe material más fino durante la sedimentación y sus espesores son mayores que en las capas de igual edad en el bloque levantado, al mismo tiempo que en la zona de flexión los espesores se reducen considerablemente.

El estudio de los pliegues sinsedimentarios tiene una importancia práctica de primer orden, toda vez que son zonas productoras de petróleo y gas por excelencia. Los factores favorables están dados por su tectónica sencilla y espesores grandes de rocas terrígenas y carbonatadas que, por lo general, son magníficos reservorios de hidrocarburos. Las estructuras más favorables para la localización de petróleo son los anticlinales (cúpulas) y las flexuras.

Por el interés de la búsqueda de petróleo y gas, han sido estudiadas con sumo detalle muchas estructuras sinsedimentarias.

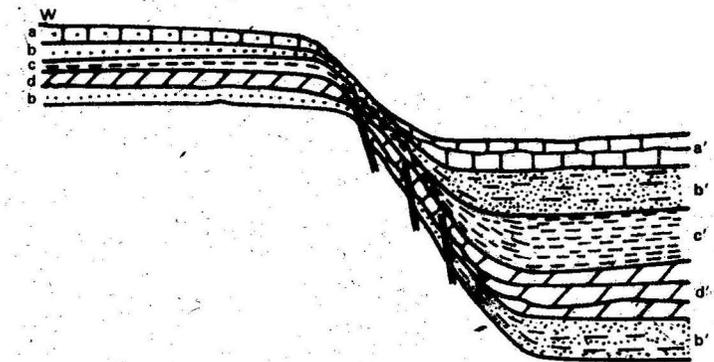


Fig. 7.15 Flexura sinsedimentaria: a- caliza arenosa; a'- calizas; b- areniscas; b'- aleurolitas; c- rocas arcillosas; d- margas

Construcción de planos de isoestratas de pliegues sinsedimentarios o discontinuos.

El método más universal para representar en un plano las estructuras plicativas sinsedimentarias es el de isoestratas. Estas estructuras que yacen enterradas profundamente son exploradas por perforaciones y los datos recogidos sirven de base para la construcción de los planos de isoestratas o planos estructurales. En el capítulo 6 se analizó el método de construcción de isoestratas para secuencias monoclinales, a partir de la información ofrecida por tres pozos de perforación no situados en línea recta. El caso del estrato monoclinal es muy simple, pues se considera como un plano perfectamente liso y por esa razón la familia de isoestratas son líneas rectas paralelas entre sí. Para el caso de las estructuras plegadas sinsedimentarias el cuadro resulta mucho más complicado, pues los planos de las capas varían el rumbo y el valor del ángulo de buzamiento en puntos próximos.

En la figura 7.16 se da un ejemplo que permite comprender el método de construcción del plano de isoestratas en una estructura de cúpula. La información básica la brindan cinco pozos de perforación (P_1, P_2, \dots), los cuales han cortado el techo del horizonte de interés a diferentes alturas absolutas cuyos valores se expresan en cada pozo.

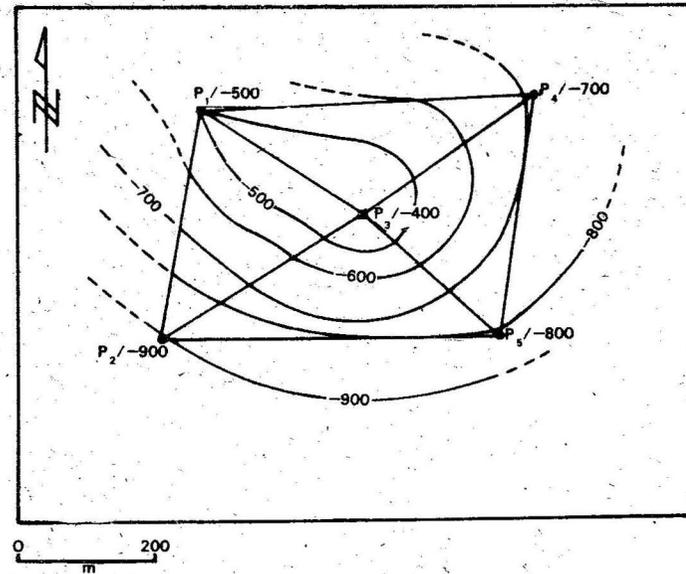


Fig. 7.16 Construcción del plano de isoestratas de una cúpula

Con esta información se hace posible construir el plano de isoestratas del techo del horizonte de interés; para ello basta interpolar entre los pozos los valores de las isoestratas que se deseen trazar. Si en este caso interesa trazar las isoestratas -400, -500, -600, sobre las rectas que unen los pozos se interpolan los valores intermedios múltiplos de 100; así, sobre la recta P_2-P_3 se intercalan los valores -500, -600, -700 y -800. Si se realiza el mismo procedimiento para las rectas P_1-P_2 , P_1-P_3 , P_1-P_4 , P_4-P_5 y P_3-P_5 , se obtiene una serie de puntos sobre el plano con valores de altura absoluta múltiplos de 100.

La tarea se completa al unir los puntos de igual valor con una línea suave que se acomode a la ubicación de los puntos; puede observarse que alrededor del pozo P_3 se produce el cierre de la estructura porque es el valor más alto de altura absoluta del horizonte que se investiga. En la exploración de petróleo estas áreas de cierre de cúpula son precisamente las más favorables para la localización de yacimientos de hidrocarburos. En la figura 7.17 se da un ejemplo de estructura de cúpula representada por su familia de isoestratas.

Plegamiento postsedimentario

Los procesos de plegamiento que se producen sobre rocas estratificadas ya litificadas (consolidadas), independientemente de su grado de metamorfismo, se deno-



Fig. 7.17 Mapa estructural o de isoestratas de una cúpula

minan postsedimentarios. En este proceso intervienen los mecanismos más diversos de esfuerzos tectónicos: compresiones, asentamientos, desgarres, empujes de masas magmáticas, procesos de intrusión.

Los movimientos verticales oscilatorios desempeñan un papel secundario y actúan solo como fenómeno de fondo general. En el grupo de plegamientos postsedimentarios se estudiarán cinco tipos fundamentales:

- plegamientos de compresión general (continuos);
- plegamientos reflejados o de bloques (intermedios);
- plegamientos gravitacionales;
- plegamientos relacionados con intrusiones magmáticas;
- pliegues diapíricos.

Como se puede observar, todos los grupos se refieren a pliegues que se producen en la cobertura sedimentaria (primeros kilómetros de la corteza terrestre). Los procesos de plegamiento profundo que ocurren en la capa granito-gneílica y hasta la base de la corteza se asocian a procesos metamórficos intensos y su estudio escapa del alcance de este texto.

Plegamientos de compresión general (continuos). Las zonas geosinclinales representan sectores de la corteza caracterizados por una alta actividad tectónico-magmática. Estas zonas se extienden en forma de bandas a lo largo de centenares y miles de kilómetros.

Por su tamaño pueden considerarse estructuras planetarias; por ejemplo, el sistema geosinclinal andino se extiende por toda la costa occidental de América del Sur. Las rocas que constituyen los sistemas geosinclinales presentan un plegamiento que abarca todas las secuencias y por tal razón se denomina general o continuo. El mecanismo actuante es de empuje tectónico longitudinal o de compresión horizontal.

En la figura 7.18 se muestra un perfil de la parte más occidental de Cuba, correspondiente a las secuencias terrígenas de la formación San Cayetano de edad Jurásico inferior-medio; puede apreciarse el carácter de plegamiento general y continuo de estas rocas a lo largo de una extensión de 30 km.

En la figura 7.19 se ilustra un perfil de la Isla Trinidad en el mar Caribe oriental en una longitud de 80 km. En la figura 7.20 se puede observar un corte del sistema geosinclinal andino, a través de Bolivia, de unos 500 km de longitud.

El plegamiento general o continuo de compresión longitudinal posee las siguientes características generales:

- distribución continua sobre toda el área plegada, sin espacios carentes de plegamiento;
- igual desarrollo de sinclinales y anticlinales;
- marcado carácter lineal, de modo que los ejes de los pliegues se disponen paralelamente;
- los planos axiales se inclinan hacia una misma dirección en áreas extensas.

En la figura 7.21 se pueden observar los detalles característicos relacionados anteriormente. El plegamiento es continuo a través de una extensión de 40 km; los sinclinales y anticlinales tienen desarrollo equivalente y se enlazan uno con otro. El carácter lineal se expresa claramente; además, los planos axiales aparecen inclinados hacia el oeste. Estos detalles pueden ser vistos también en las figuras 7.18, 7.19 y 7.20.

Es importante destacar las diferencias sustanciales que existen entre este tipo de plegamiento y el tipo sinsedimentario o discontinuo. Este último tiene un carácter local, ya que son estructuras aisladas, separadas por zonas de yacencia horizontal. Los pliegues discontinuos no tienen carácter lineal, pues el mecanismo que les da origen responde a empujes verticales y no a compresión horizontal. Los pliegues discontinuos (sinsedimentarios) se desarrollan en plataformas, mientras que los continuos son típicos de sistemas geosinclinales.

Pliegues reflejados o de bloques. Estos pliegues surgen por efecto del movimiento de bloques del fundamento sobre la cobertura de rocas estratificadas más jóvenes. V.E. Jain los llama pliegues reflejados, porque el plegamiento en la cobertura sedimentaria es consecuencia o respuesta de movimientos de bloques infrayacentes del fundamento antiguo y V.V. Belousov los denomina de bloque por su forma típica. En la figura 7.7 se describe el mecanismo de formación de estos pliegues reflejados o de bloques.

Plegamientos gravitacionales. Estos plegamientos se originan en condiciones de movimientos verticales de dirección opuesta, generalmente en los bordes de cuencas de sedimentación. En las zonas de los bordes de cuencas, que experimentan rápido desplazamiento diferencial entre los fondos y las tierras emergidas, con frecuencia se acumulan grandes volúmenes de sedimentos en el talud. Este volumen de sedimentos acumulado en condiciones inestables, en un momento determinado, puede deslizarse talud abajo en forma de masa viscosa y crear formas plegadas muy complejas, caracterizadas por abundantes contorsiones y rupturas. En la figura 7.22 se representa un esquema de este proceso. La amplitud de estos desplazamientos puede alcanzar

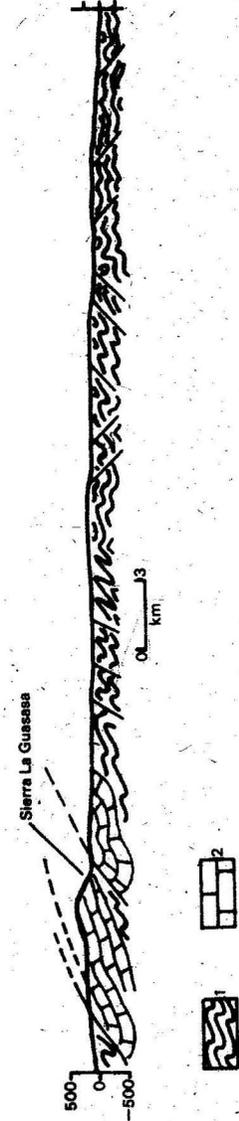


Fig. 7.18 Corte de las secuencias geosinclinales plegadas de la parte occidental de Cuba (Pinar del Río): 1- secuencia arenosarcillosa del Jurásico inferior y medio; 2- calizas del Jurásico superior

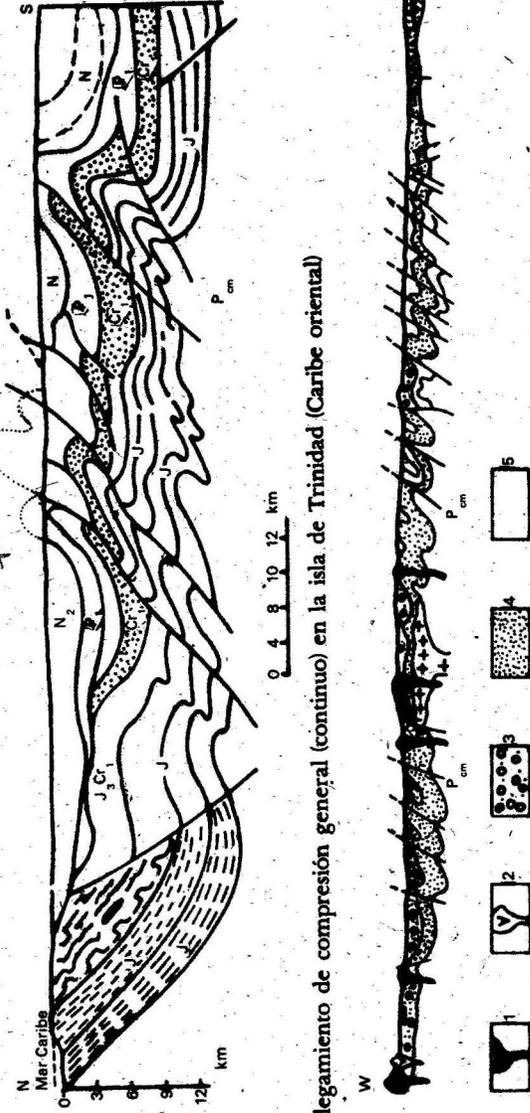


Fig. 7.19 Plegamiento de compresión general (continuo) en la isla de Trinidad (Caribe oriental)

Fig. 7.20 Secuencias afectadas por plegamiento general (continuo) en los Andes bolivianos (América del Sur): 1- andesitas (Mioceno); 2- riolitas (Plioceno); 3- sedimentos del Cenozoico; 4- sedimentos del Mesozoico y Paleozoico; 5- rocas del Precámbrico

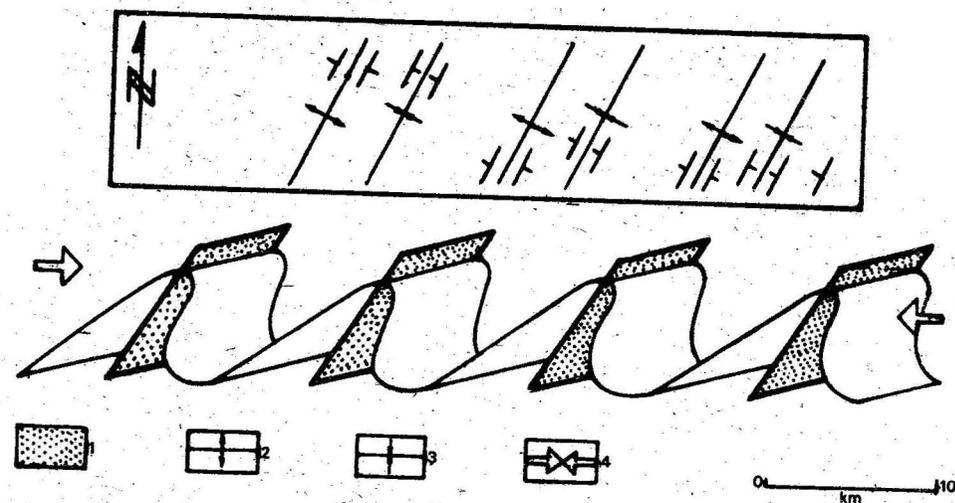


Fig. 7.21 Plegamiento continuo o de compresión general: 1- planos axiales; 2- ejes de anticlinales; 3- ejes sinclinales; 4- compresión general

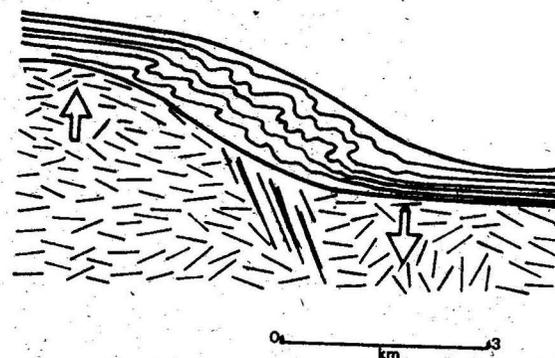


Fig. 7.22 Pliegues gravitacionales (las flechas indican la dirección de los movimientos tectónicos verticales)

varios kilómetros y la presencia de sedimentos arcillosos o salíferos puede favorecer el desarrollo de este fenómeno, gracias a la gran plasticidad de los materiales.

En dicho fenómeno intervienen procesos exógenos (deslizamientos gravitacionales) y procesos endógenos (movimientos verticales de diferente signo en zonas contiguas), de ahí su doble carácter genético; sin embargo, se incluye entre los pliegues de origen tectónico, ya que son frecuentes en zonas de intenso plegamiento y su magnitud puede ser considerable. Otro tipo de plegamiento de mucha menor magnitud (decenas de metros) que se produce a expensas de la gravedad, solamente se debe tratar como proceso de plegamiento exógeno.

Plegamientos relacionados con intrusiones magmáticas. Este tipo de plegamiento se relaciona con la actividad intrusiva de cuerpos magmáticos en las secuencias de rocas se-

dimentarias. Su extensión depende del tamaño del cuerpo y no excede por lo general de las decenas o centenas de metros a partir del contacto de la intrusión. En la figura 7.23 se ha reproducido la situación que provoca la intrusión de un lacolito en secuencias estratificadas.

Es importante señalar que el proceso del plegamiento de gran intensidad que se relaciona en tiempo y espacio con la intrusión de los grandes cuerpos batolíticos en los sistemas geosinclinales, no se considera en el tipo de plegamiento que se describe, ya que son procesos en que se involucran segmentos de gran extensión de la corteza terrestre y tienen un origen profundo.

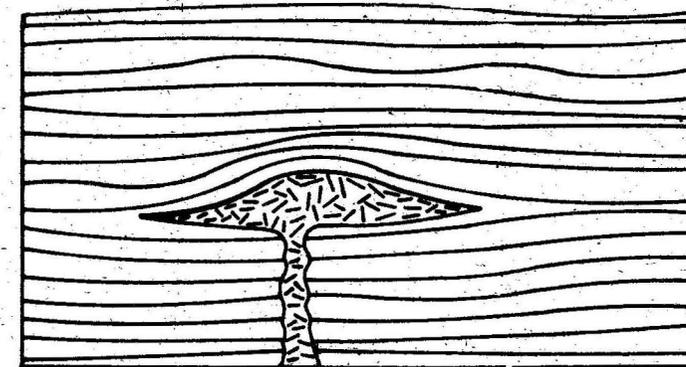


Fig. 7.23 Plegamiento causado por la intrusión de un lacolito

Pliegues diapíricos. El diapíro es una estructura en forma de cilindro que penetra en las capas superiores, apartando un considerable volumen de rocas.

El material que penetra se caracteriza por su alta plasticidad y menor densidad que las rocas que lo rodean; generalmente dicho material es sal (KCl, NaCl) o arcilla. Las figuras 7.24 y 7.25 representan cortes típicos de domos salinos o diapíros.

Los elementos más importantes en estas estructuras son los siguientes:

1. Núcleo: constituido por el material penetrante, generalmente sales, que tiene forma de tubo o cilindro de sección ovalada o completamente irregular, con diámetros desde centenares de metros hasta varios kilómetros. El material plástico que compone el núcleo del diapíro está intensamente plegado, con pliegues muy contorsionados; este tipo de plegamiento se denomina de flujo. Como se aprecia en la figura 7.24 este tipo de plegamiento interno del núcleo es completamente diferente o disarmónico en relación con el que afecta las rocas encajantes.
2. Flexuras y fallas laterales: alrededor del núcleo del diapíro las rocas suelen estar intensamente fracturadas y deformadas. El efecto del empuje penetrante de la masa plástica flexiona las rocas hacia arriba y desarrolla al mismo tiempo fallas, que corren paralelas al diapíro y alcanzan en muchas ocasiones la superficie terrestre. En las zonas alejadas del diapíro las rocas recuperan su yacencia general en la región. En la gran mayoría de los casos el contacto del cuerpo diapírico con las rocas encajantes es abrupto (aproximadamente vertical).

3. Sombrero o techo del diapiro: producto del arrastre desde zonas profundas, el material plástico del núcleo del diapiro puede arrancar y elevar, hasta zonas próximas a la superficie, rocas muy antiguas que yacen en la profundidad. De esta forma, la parte superior del domo salino puede estar constituida de una especie de brecha con fragmentos de rocas muy diferentes por sus edades. Este conjunto heterogéneo suele estar cementado por anhidrita o azufre y se le denomina sombrero del diapiro. En muchos casos puede ser una superficie aplanada o de curvatura suave.

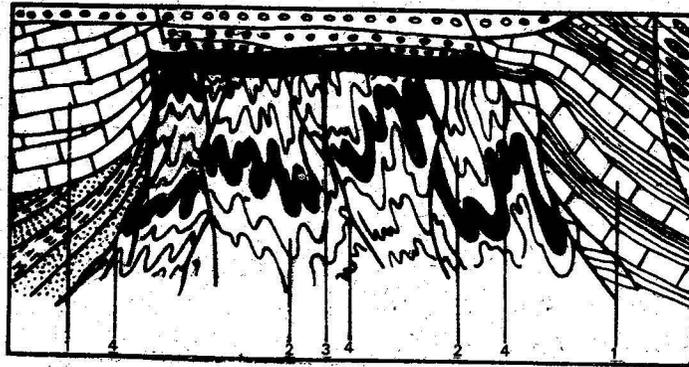


Fig. 7.24 Domo salino, o diapiro: 1- roca encajante; 2- sal; 3- sombrero; 4- fallas

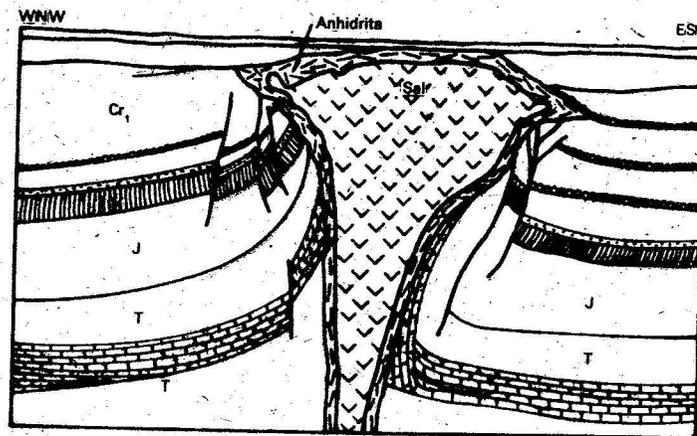


Fig. 7.25 Pliegue diapírico

El estudio de las estructuras diapíricas ha estado estimulado fundamentalmente por el interés de la búsqueda de petróleo y gas, ya que numerosos yacimientos grandes se acumulan en las rocas que contactan con los núcleos salinos del diapiro. De ahí el hecho de que se disponga de un volumen de información geológica apreciable de este tipo de fenómeno.

Como proceso plicativo, las estructuras diapíricas tienen interés por dos aspectos:

- a) el plegamiento *fluidal* de la masa plástica del núcleo;
- b) las flexuras que se originan en las rocas encajantes producto del empuje ascendente del diapiro.

Sin duda, ambas formas de plegamiento corresponden al tipo postsedimentario.

El mecanismo que produce la penetración del material plástico en las secuencias de rocas encajantes es considerado como un proceso muy lento. Es interesante analizar las variantes que se han propuesto para explicar este fenómeno. Algunos geólogos europeos (Stille, 1925) han querido explicar este proceso como la acción de compresiones laterales; sin embargo, si se adopta esta hipótesis como mecanismo causante de la intrusión salina, resultaría casi imposible explicar el hecho de que los diapiros tengan forma de columna. Es evidente que si las presiones actúan lateralmente la inyección tendería a tomar una forma alargada y no circular o elíptica. Lo más lógico es considerar un mecanismo de empuje vertical.

La clave del problema parece relacionarse con la baja densidad del material penetrante (sal o arcilla) con respecto a la densidad de la roca encajante. Efectivamente la densidad de la sal es del orden de 2,1 g/cm³ y la de las rocas sedimentarias como media es de 2,3 a 2,4 g/cm³.

Esta diferencia de 0,2 a 0,3 g/cm³, puede convertirse, en determinadas condiciones, en la fuente de energía que permita la inyección del material plástico hacia arriba.

Si se toma este hecho como elemento de partida, es posible diseñar modelos de laboratorio que sean capaces, a pequeña escala, de reconstruir el fenómeno del diapiro. Para ello se utilizan dos sustancias que tengan una cierta diferencia de densidades, lo cual se logra con material bituminoso y un líquido más denso. En un recipiente transparente se vierte el bitumen y encima el líquido pesado. Con el transcurso del tiempo, el material bituminoso comienza a proyectarse hacia arriba a través de la masa líquida en forma de gotas invertidas (fig. 7.26) y al cabo de cierto tiempo todo el material bituminoso sobrepasa el límite más denso.

En los experimentos se ha logrado, incluso, establecer relaciones entre la velocidad de ascenso y la diferencia de densidad, viscosidad, temperatura y volumen de las sustancias utilizadas en el ensayo.

Resultados experimentales de este tipo han servido para proponer teorías acerca de los mecanismos de formación de los diapiros.

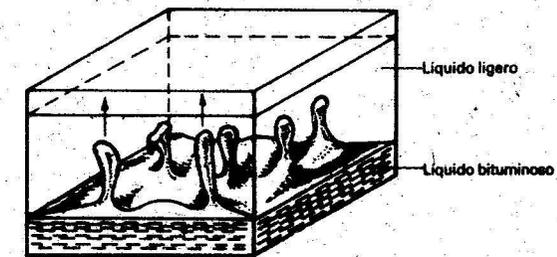


Fig. 7.26 Esquema del experimento realizado con sustancias no miscibles de diferente densidad (el material bituminoso por su menor densidad tiende a proyectarse hacia arriba a través del líquido pesado)

En las condiciones naturales de la corteza terrestre, en los lugares donde se acumulan capas potentes de rocas salíferas sobreyacidas por rocas sedimentarias, es posible el surgimiento de estructuras diapíricas. El diapiro podrá originarse en aquellos lugares donde se den las condiciones tectónicas apropiadas: zonas de levantamiento anticlinal y zonas de fallas. Sin dudas estas zonas representan sectores debilitados de la corteza por los cuales puede iniciarse la inyección diapírica hacia arriba.

Se han analizado los principales tipos de pliegues endógenos y debe señalarse algo importante: se le ha dado categoría de general solo al tipo de plegamiento continuo que afecta territorios extensos, fundamentalmente de sistemas geosinclinales. El resto de los tipos tienen un carácter local, determinado por condiciones geológicas concretas.

7.4 Plegamientos exógenos

En condiciones naturales las secuencias de rocas sedimentarias pueden sufrir plegamiento a causa de agentes exógenos que actúan en la superficie terrestre o a profundidades relativamente pequeñas. Estos agentes pueden ser:

- la gravedad;
- el cambio de volumen de las masas rocosas por hidratación o pérdida de agua;
- la influencia de las irregularidades del fondo de la cuenca donde se produce la sedimentación.

Deslizamientos gravitacionales

Durante el proceso de acumulación de sedimentos sobre un fondo inclinado, pueden producirse pequeños deslizamientos de la masa de sedimentos en proceso de compactación, que provocan el surgimiento de pequeños pliegues, cuyo tamaño varía de algunos centímetros a unidades de metros y pueden afectar a una sola capa, sin manifestarse en las secuencias sobreyacentes.

Pliegues de hinchamiento

El aumento de volumen de una roca, que ocupa un determinado horizonte en una secuencia estratificada, puede producir deformaciones plicativas en su propia masa y en las rocas infrayacentes o sobreyacentes. Este fenómeno puede ocurrir en tiempos posteriores a la edad de deformación de las secuencias estratificadas.

Esto sucede con algunos horizontes de anhidrita (CaSO_4) cuando al ponerse en contacto con las aguas subterráneas se transforman en yeso con un consiguiente aumento de su volumen. En este caso el aumento de volumen es causado por la hidratación de la anhidrita según la reacción:



El efecto de esta hinchazón se manifiesta en la formación de plegamientos complejos disarmónicos. El calificativo de disarmónico obedece a que la forma del plegamiento de las capas afectadas por el aumento de volumen es muy distinto a las formas de plegamiento de los horizontes superiores e inferiores (fig. 7.27). Algunas secuencias de calizas y margas al transformarse en dolomitas pueden presentar el mismo fenómeno.

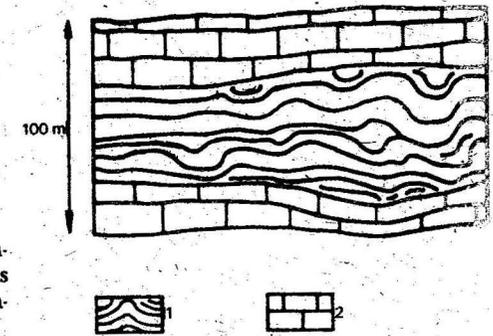


Fig. 7.27 Perfil mostrando pliegues de hinchamiento por hidratación de anhidrita (las capas de yeso están plegadas disarmónicamente): 1- rocas yesíferas; 2- calizas

Otros procesos de plegamientos exógenos

Al depositarse sedimentos sobre un fondo irregular, pueden surgir ciertas variedades de plegamientos en las capas que se forman.

Este plegamiento tiende a copiar la configuración del fondo con todas sus irregularidades y, paulatinamente, en la medida que se acumulan nuevas capas, estos pliegues se atenúan hasta desaparecer. En la figura 7.28 las calizas que se depositan directamente sobre el fondo copian sus irregularidades, pero las capas superiores ya tienden a amortiguarlas.

Los ejemplos analizados representan de forma clara el proceso de formación de los pliegues exógenos.

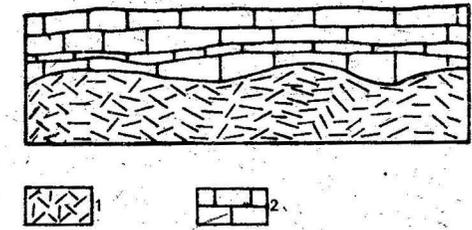


Fig. 7.28 Perfil mostrando el plegamiento causado por las irregularidades del fondo de una cuenca: 1- rocas antiguas; 2- calizas

7.5 Tipos morfológicos de pliegues

Independientemente de su origen los pliegues pueden adoptar diferentes formas; en este epígrafe se analizarán los casos morfológicos más típicos, para ello es cómodo agruparlos de acuerdo con los siguientes criterios:

- por la variación del plegamiento con la profundidad;
- por la forma de sus flancos en el perfil;
- por la forma de la charnela.

Según la variación del plegamiento en profundidad los pliegues pueden ser concéntricos o similares. Los pliegues concéntricos se caracterizan por un radio de curvatura que se va cerrando con la profundidad (fig. 7.29) en el caso de los anticlinales, mientras que el espesor de las capas se mantiene constante, tanto en las zonas de charnela como en los flancos. Este tipo de plegamiento es típico de las secuencias de rocas competentes.

Los pliegues similares mantienen su forma más o menos constante con la profundidad y presentan las charnelas más engrosadas que los flancos. Estos pliegues son típicos de secuencias plásticas (fig. 7.30).

En condiciones naturales no se encuentran pliegues perfectamente concéntricos o similares, sino plegamientos que tienden a uno u otro tipo, de acuerdo con el predominio de rocas competentes o plásticas. Ambos pliegues son especialmente frecuentes en zonas de plegamiento general o continuo.

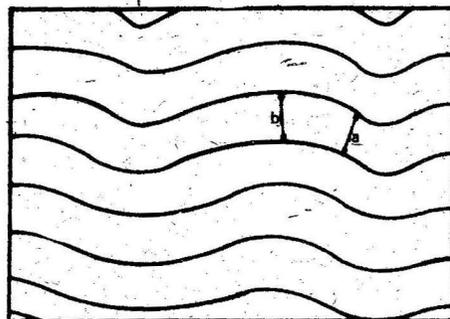


Fig. 7.29 Pliegues concéntricos: 1- espesor de la capa en la charnela; b- espesor de la capa en el flanco

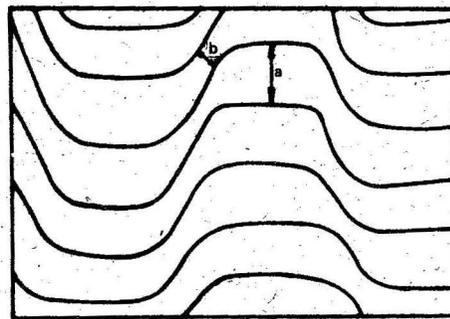


Fig. 7.30 Pliegues similares: a- espesor de la capa en la charnela; b- espesor de la capa en el flanco

Tipos morfológicos de pliegues según la forma de los flancos en el perfil

Pliegues simétricos. Sus flancos buzán en dirección opuesta y su plano axial es vertical (fig. 7.31). En la foto de la figura 7.32 se observa un sinclinal simétrico, en la secuencia vulcano-sedimentaria de la formación El Cobre, al sur de la provincia de Santiago de Cuba.

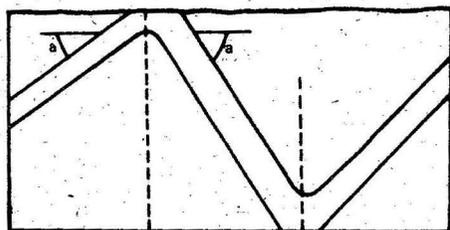


Fig. 7.31 Pliegues simétricos

Pliegues asimétricos. Los flancos buzán en direcciones opuestas, pero con diferente ángulo (fig. 7.33).

Pliegues volcados. Cuando las compresiones se recargan en una dirección dada, los pliegues suelen aparecer demasiado inclinados en la dirección del empuje, en esta situación un flanco resulta inclinado más de 90° en relación con la horizontal, y ambos flancos buzán en el mismo sentido: uno en posición normal y otro invertido. Este tipo de pliegue se denomina volcado (fig. 7.34). En el mapa geológico se puede observar el signo convencional que se utiliza para representar el flanco normal y el flanco volcado o invertido.

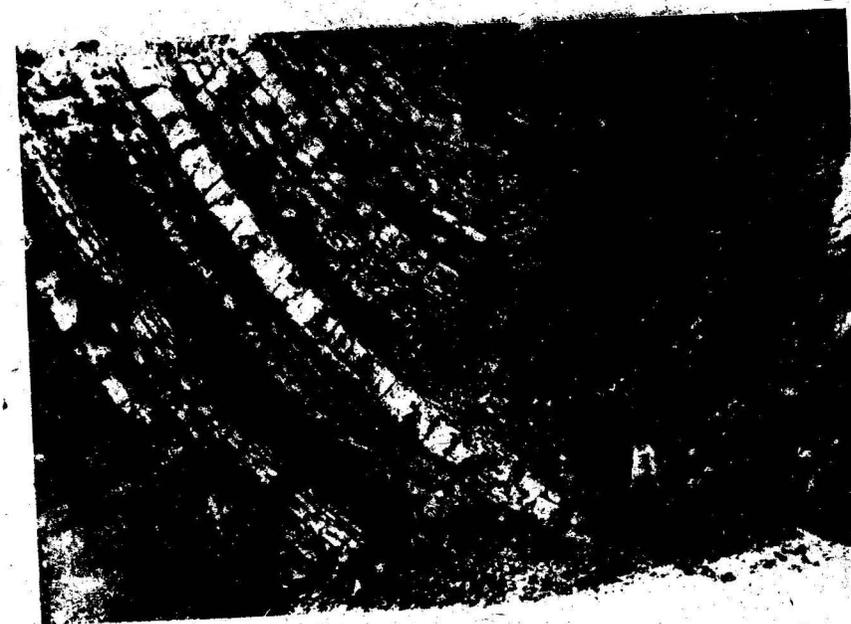


Fig. 7.32 Sinclinal simétrico en las secuencias de rocas de la Sierra Maestra (Cuba)

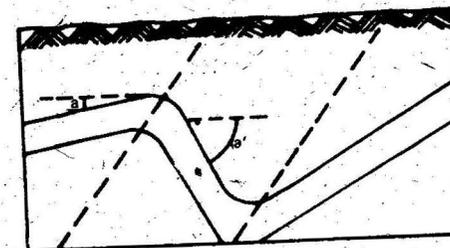


Fig. 7.33 Pliegues asimétricos

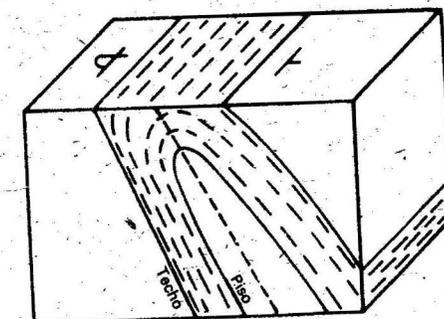


Fig. 7.34 Pliegues volcados: 1- signo convencional de flanco volcado; 2- signo convencional de flanco normal



Pliegues acostados. Cuando los movimientos son muy intensos los pliegues pueden presentar sus planos axiales en posición horizontal (fig. 7.35a) e incluso los propios planos axiales pueden sufrir plegamiento (fig. 7.35b). A tales pliegues se les denomina acostados.

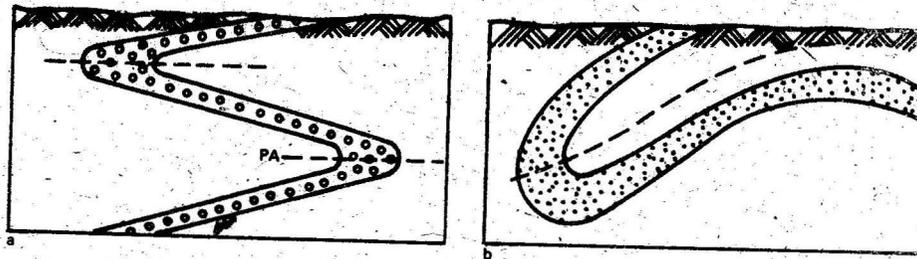


Fig. 7.35 Pliegues acostados: a- con plano axial recto; b- con plano axial plegado

Pliegues isoclinales. Constituyen un caso particular de pliegues volcados, cuando los dos flancos buzan en el mismo sentido y con igual valor (fig. 7.36).

Pliegues en abanico. En este tipo de plegamiento los flancos están curvados hacia adentro (fig. 7.37).

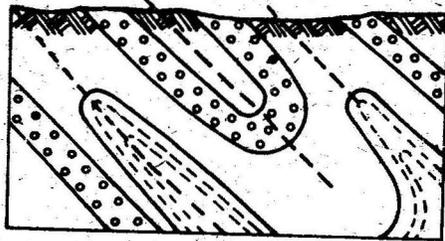


Fig. 7.36 Pliegues isoclinales

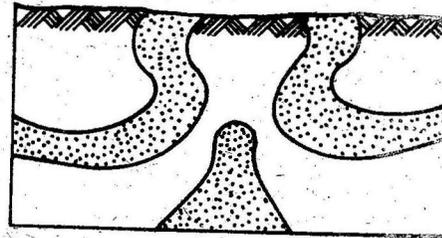


Fig. 7.37 Pliegues en abanico

7.6 Ondulaciones del eje del pliegue

Es sumamente frecuente encontrar durante el trabajo de mapeo geológico pliegues con sus ejes ondulados. Este hecho requiere ser estudiado porque crea complejidades geométricas en el plano geológico. En la figura 7.38 se puede apreciar un pliegue anticlinal con su eje ondulado. En el sector I se forma una ondulación sinclinal y en el sector II una ondulación anticlinal. Es importante destacar la existencia de dos direcciones de plegamiento:

- el plegamiento de las capas que dan origen al anticlinal;
- el plegamiento del anticlinal que se manifiesta en la ondulación de su eje.

En las figuras 7.39 y 7.40 se ha dibujado la proyección isométrica y el plano geológico que corresponden a la situación esquemática de la figura 7.38.

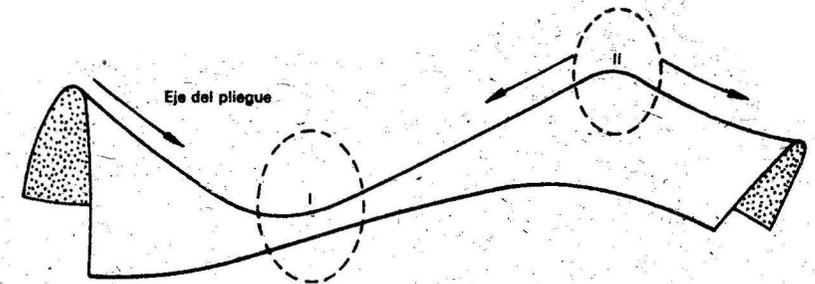


Fig. 7.38 Pliegue anticlinal con su eje ondulado

En primer lugar se ha representado la situación en la zona de flexión I, que es la zona de convergencia de inclinación del eje. En el mapa geológico de esta zona del anticlinal se origina una figura en forma de X. Obsérvese además, en la figura 7.39a, que en la cara este del bloque isométrico aparece, en el perfil de la estructura, un sinclinal que corresponde a la zona de flexión convergente (I) del eje anticlinal. Sin embargo, en la cara sur del bloque isométrico se ve el anticlinal. Esto permite observar claramente las dos direcciones de plegamiento que afectan al anticlinal con eje ondulado.

En la figura 7.40 se trata del mismo anticlinal con eje ondulado visto en la figura 7.38. En este caso el bloque isométrico (a) y el mapa geológico (b) están referidos al sector II, donde se produce una flexión divergente del eje del anticlinal. En el mapa geológico se produce una figura cerrada elíptica, coincidiendo con la zona de flexión (II) del eje; en el bloque isométrico la cara este muestra un perfil del pliegue anticlinal de las capas mesozoicas.

El mismo análisis se ha realizado en un sinclinal con el eje ondulado, a fin de tener todos los elementos. En la figura 7.41 se ha representado el sector de ondulación divergente. Debe observarse que en el caso del sinclinal se forma una figura en X, mientras que para el mismo sector de flexión divergente del anticlinal se forma una figura elíptica. En la figura 7.41c se ha representado el sector convergente de la flexión del eje; la figura que se forma es una elipse, mientras que para el caso del anticlinal en el mismo sector de convergencia se forma una X.

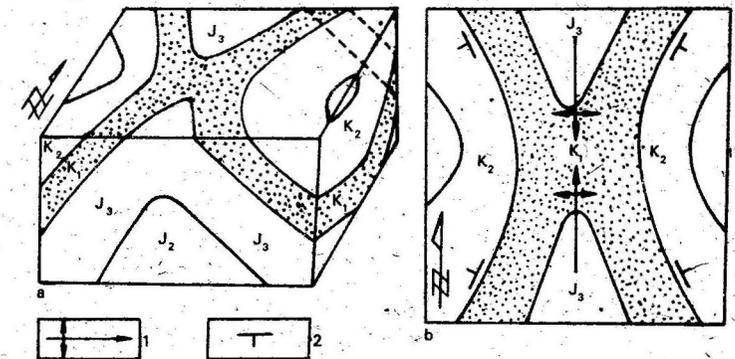


Fig. 7.39 Anticlinal con ondulación convergente del eje del pliegue: a- bloque isométrico; b- mapa geológico; 1- símbolo convencional que indica la dirección del hundimiento del eje en un anticlinal; 2- elementos de yacencia de las capas

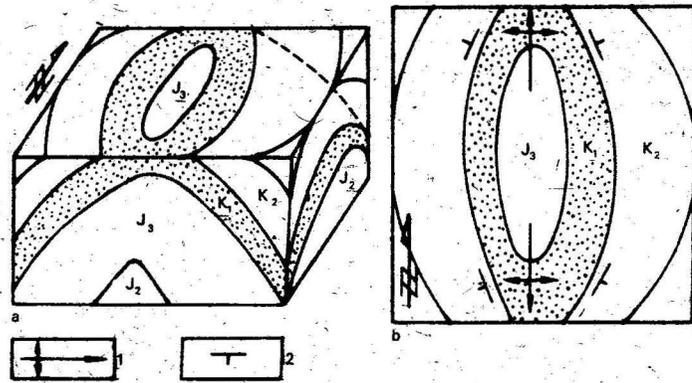


Fig. 7.40 Anticlinical con ondulación divergente del eje: a- bloque isométrico; b- mapa geológico

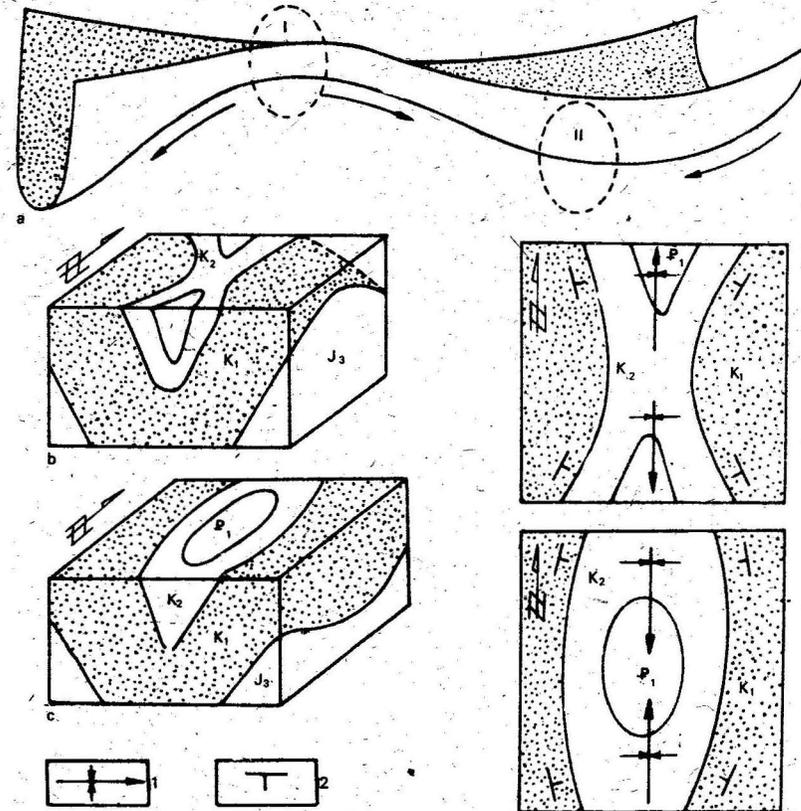


Fig. 7.41 Bloque isométrico y mapa geológico de un sinclinal con su eje ondulado: a - situación general; b - zona de divergencia del eje; c - zona de convergencia del eje; 1 - eje sinclinal ondulado; 2 - buzamiento de las capas

Los elementos discutidos deben tenerse muy presentes para realizar interpretaciones correctas de los mapas geológicos de territorios plegados, y pueden establecerse las reglas siguientes:

1. Para diferenciar en el mapa geológico de estructuras plegadas los anticlinales y los sinclinales, es necesario precisar cuáles son las rocas que se localizan en el núcleo de esas estructuras; si son las más antiguas será un anticlinal, si son las más jóvenes será un sinclinal. Así, en la figura 7.40b las rocas que constituyen los núcleos de las estructuras en sus partes centrales son las del Jurásico, más antiguas que las demás rocas; por lo tanto, la estructura será un anticlinal. En la figura 7.41 las rocas más jóvenes (Paleoceno) están en el núcleo y la estructura, corresponde a un sinclinal.
2. Si en el mapa geológico los contactos entre diferentes capas son paralelos, los ejes de los pliegues no tienen hundimiento, están horizontales.
3. Si en el mapa geológico los contactos adoptan forma de X, los afloramientos de los núcleos de los pliegues están afectados por ondulaciones.
4. En las zonas onduladas de los ejes de los anticlinales, estos se hunden hacia la dirección que indique el vértice que forma el contorno de afloramiento de los contactos.

En las figuras 7.39b y 7.40b se observa claramente como el eje se hunde hacia la zona de estrechamiento de la figura elíptica o hacia los vértices de las V.

En la figura 7.42 se presenta un ejemplo. En primer lugar existen contornos de afloramientos (contactos) en forma de X, luego la zona está afectada de plegamiento general y los ejes presentan ondulaciones. Hacia el noroeste se localiza un sinclinal cuyo núcleo está constituido por rocas del Oligoceno, las más jóvenes del área. Hacia

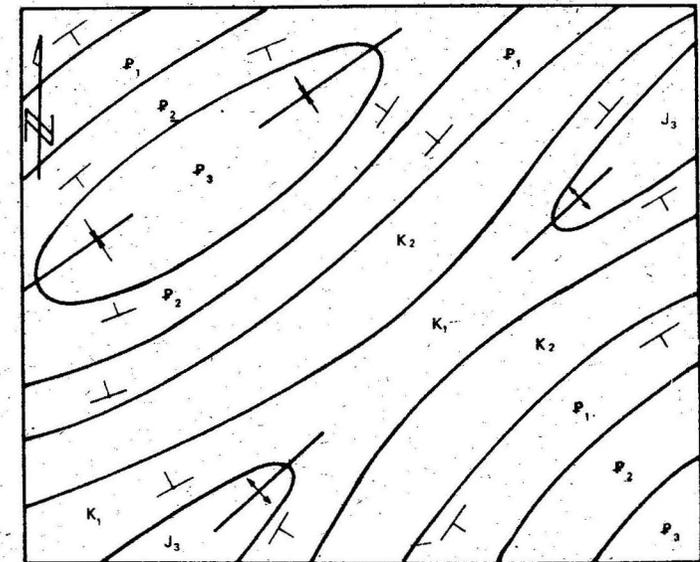


Fig. 7.42 Mapa geológico de estructuras con plegamiento general (continuo) y ondulación de los ejes de los pliegues

el suroeste aparecen estructuras plegadas cuyos núcleos lo integran rocas del Jurásico superior, las más viejas del área, entonces se trata de un anticlinal. Es necesario destacar que se han localizado las posiciones de los anticlinales y sinclinales sin estar representados en el mapa los elementos de yacencia, sencillamente se han utilizado las reglas de la edad de las rocas en el núcleo y los flancos.

7.7 Órdenes de los pliegues

En situaciones muy frecuentes, los flancos de los pliegues resultan afectados por plegamientos secundarios, lo cual aumenta la complejidad de la estructura. Esos pliegues secundarios representan un orden inferior en relación con el plegamiento mayor.

La figura 7.43 corresponde a un anticlinal complicado en sus flancos por pequeños pliegues (de segundo orden). Existen estructuras aún más complejas, sobre todo cuando se trata de rocas muy plásticas, donde coexisten hasta tres órdenes de pliegues y más (fig. 7.44).

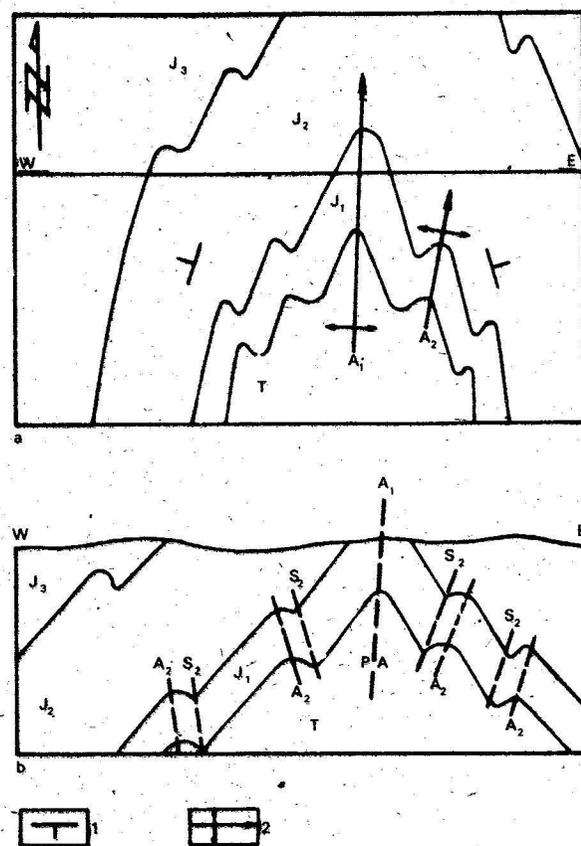


Fig. 7.43 Anticlinal con dos órdenes de pliegues: a- mapa geológico; b- perfil; A₁ eje de anticlinal de primer orden; A₂ eje de anticlinal de segundo orden; S₂ sinclinal de segundo orden; 1- elementos de yacencia de las capas; 2- eje anticlinal

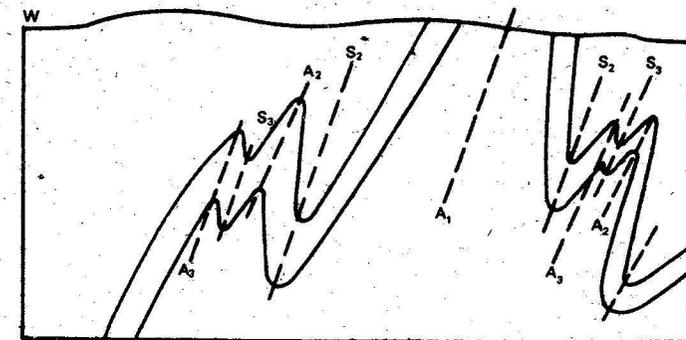


Fig. 7.44 Perfil de un anticlinal con tres órdenes de pliegues: A₁ anticlinal de primer orden; A₂-S₂ pliegues de segundo orden; A₃-S₃ pliegues de tercer orden

En la figura 7.43 se puede apreciar cómo los órdenes de los pliegues se manifiestan tanto en el perfil como en el mapa geológico. En el perfil (a) se han trazado los planos axiales de todos los pliegues, se ha indicado el orden con un subíndice y se ha identificado si pertenece a un sinclinal o a un anticlinal, con las iniciales S y A respectivamente. Debe observarse algo muy importante: se mantiene la sucesión alternativa de anticlinales y sinclinales, independientemente de sus órdenes.

Si se recorre el plegamiento de este a oeste, se tiene la siguiente sucesión de anticlinales y sinclinales: A₂, S₂, A₂, S₂, A₁, S₂, A₂, S₂, y A₂. En ningún caso se repiten sinclinales o anticlinales, lo cual sería absurdo.

Esto se ve con más evidencia en un anticlinal con tres órdenes de plegamiento (fig. 7.44). Si se recorre el pliegue de este a oeste se puede ver que no se rompe la alternancia de anticlinales y sinclinales.

Representación de los pliegues en los mapas, perfiles y bloques isométricos

Prácticamente se han utilizado en todo el desarrollo de este capítulo, mapas, perfiles y bloques isométricos, ya que es la forma más objetiva de representar las estructuras plicativas.

A continuación, se darán algunas indicaciones generales que permitirán a los estudiantes seguir un proceso metodológico, sobre todo en lo referente al trazado de perfiles geológicos en zonas de plegamientos complejos.

En primer lugar, se hace necesaria la medición cuidadosa de los elementos de yacencia de las rocas, durante los trabajos de campo y el trazado, lo más exacto posible, de los contactos de los diferentes horizontes. Resulta de especial utilidad la representación de los horizontes guías. Solo de esta forma será posible contar con un mapa geológico que brinde información exacta. La situación mejora considerablemente si se posee la información de pozos de perforación o laboreos mineros.

7.8 Construcción de perfiles geológicos en zonas plegadas

Los perfiles geológicos muestran las estructuras geológicas en profundidad; por lo tanto, constituyen documentos gráficos de primera importancia para fines de investigación general o económicos.

La construcción de perfiles se introduce paulatinamente, según su complejidad, en los conocimientos del estudiante de ingeniería geológica a partir de los primeros semestres de la especialidad.

Para construir un perfil es necesario observar un conjunto considerable de procesos geológicos y conocer perfectamente los diferentes tipos de estructuras plicativas y disyuntivas. En el presente curso el estudiante ya debe saber enfrentar problemas complejos en la construcción de perfiles, para lo cual se analizarán algunos métodos.

Método de mano alzada

El método más utilizado para construir perfiles es el de mano alzada. El perfil se traza directamente a partir de la información que ofrece un mapa geológico. La información se traslada a una tira de papel milimetrado y se siguen los pasos sucesivos siguientes:

1. Trazado de la línea del relieve.
2. Traslado de la línea de contacto geológico al perfil del relieve.
3. Traslado de los ejes de los pliegues al perfil del relieve y trazado del perfil geológico.

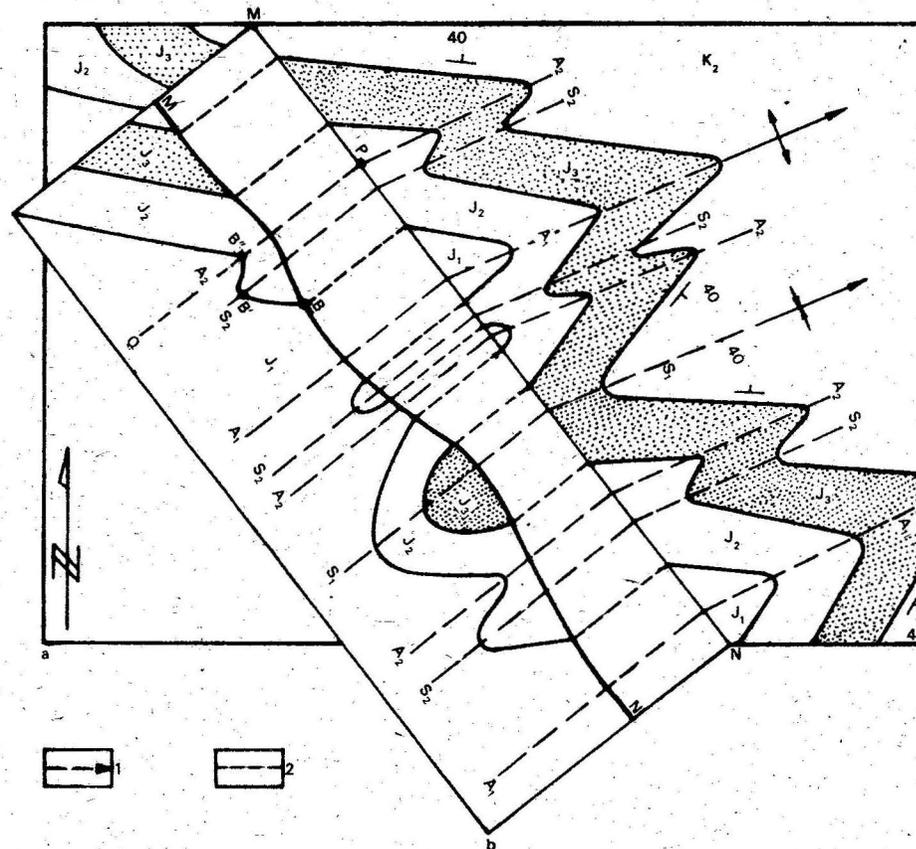


Fig. 7.45 Trazado de contacto geológico y pliegues en un perfil geológico de rocas plegadas: a- mapa geológico; b- banda de papel milimetrado con el perfil topográfico trazado; 1- traslado de los contactos geológicos del mapa al perfil; 2- traslado de los ejes (planos axiales) de los pliegues del mapa al perfil

Para realizar el tercer paso, debe tenerse en cuenta la siguiente explicación: a la cinta de papel milimetrado, donde ha sido trazado el perfil del relieve (fig. 7.45b), se trasladan, bajando perpendiculares desde el borde de la tira de papel (b), las intersecciones de los ejes de los pliegues (A_2, A_1).

Las perpendiculares deben atravesar el perfil del relieve (líneas PQ). Una vez trazados en el perfil (b) todos los ejes de los pliegues y los contactos geológicos, existen las condiciones para trazar a mano alzada el perfil geológico de la estructura plegada. Para ello se parte de un punto del perfil donde se localice un contacto geológico (punto B). Aquí el mapa geológico indica que las rocas buzcan 40° al norte. Como el perfil no es perpendicular al rumbo de las capas, se debe calcular el buzamiento aparente, que es aproximadamente de 35° . Se traza el contacto J_1J_2 hasta la proyección más próxima de un eje de pliegue. Esto ocurre en B' donde se localiza un eje de sinclinal (S_2) y se traza el sinclinal.

En B'' se localiza un eje anticlinal (A_2) y se traza un arco convexo hacia arriba; a partir de aquí se continúa el trazado del contacto J_1J_2 paralelo al contacto J_2J_3 . De esta forma se procede hasta completar el perfil geológico de la figura 7.45.

Método de perfiles paralelos

Es común ilustrar las estructuras con dibujos tridimensionales, porque ayuda a la interpretación. Un método muy usado consiste en construir perfiles paralelos y perpendiculares al rumbo general de las estructuras y después acercarlos a fin de obtener una visión tridimensional del conjunto.

En la figura 7.46 los perfiles han sido trazados a una distancia real de 15 km, pero se han comprimido, de modo que los contornos estructurales puedan seguirse con la vista de un perfil a otro y obtener su desarrollo en el espacio.

Este método de los perfiles comprimidos se puede usar con efectividad en la representación de los campos petrolíferos, donde prevalece un desarrollo horizontal de

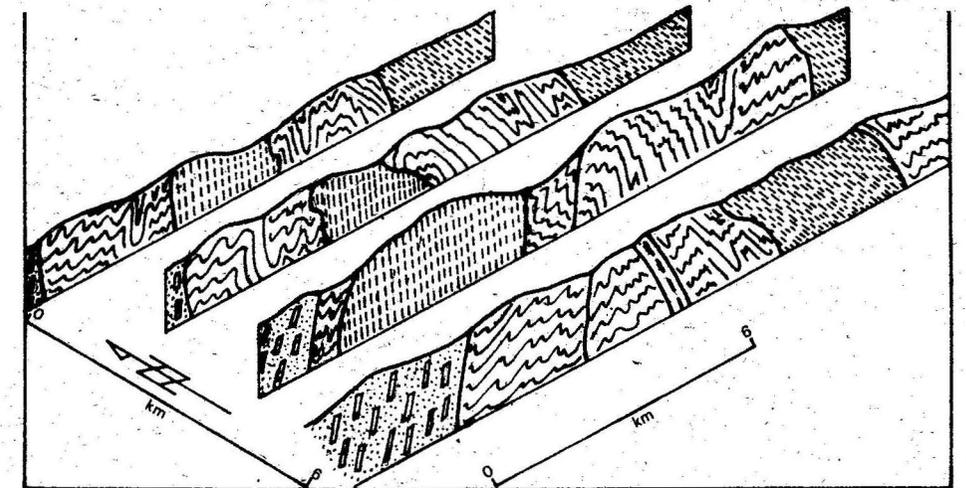


Fig. 7.46 Cortes estructurales verticales dispuestos en proyección isométrica

las estructuras; en el caso de los campos meníferos es más representativo el método de los bloques isométricos, porque predomina el desarrollo vertical de las estructuras.

Otros métodos para construir perfiles geológicos

Existen otros métodos para construir perfiles. La elección de uno en particular tiene que estar en función del tipo de deformación que se desarrolle. Todos los métodos que se describirán requieren de un mapa geológico superficial con abundantes mediciones de yacencia de las rocas, espesores de formación, etcétera.

Método del arco. Este método se utiliza con buenos resultados en el caso que predominen pliegues concéntricos, comunes en rocas de alta competencia. En la figura 7.47 se muestra un ejemplo en el que se ha utilizado el método del arco para construir un perfil, para ello se ha operado del modo siguiente:

Datos: elementos de yacencia y cotas de los afloramientos A, B, C, D, E, F, G, H, I, J; todos situados sobre la línea del perfil, la cual se ha dispuesto de este a oeste para que corte transversalmente las estructuras de la región (fig. 7.48).

En los casos que sea necesario se calcularán los buzamientos aparentes (A, D, E, etcétera).

Operaciones: En los puntos A, B, C, ... del perfil se trazan las líneas de buzamiento y perpendicularmente a ellas líneas suficientemente extendidas (líneas de trazo discontinuo). La perpendicular a un punto intersecará a la perpendicular del punto vecino, como ocurre en los puntos 1, 2, 3, 4 ...

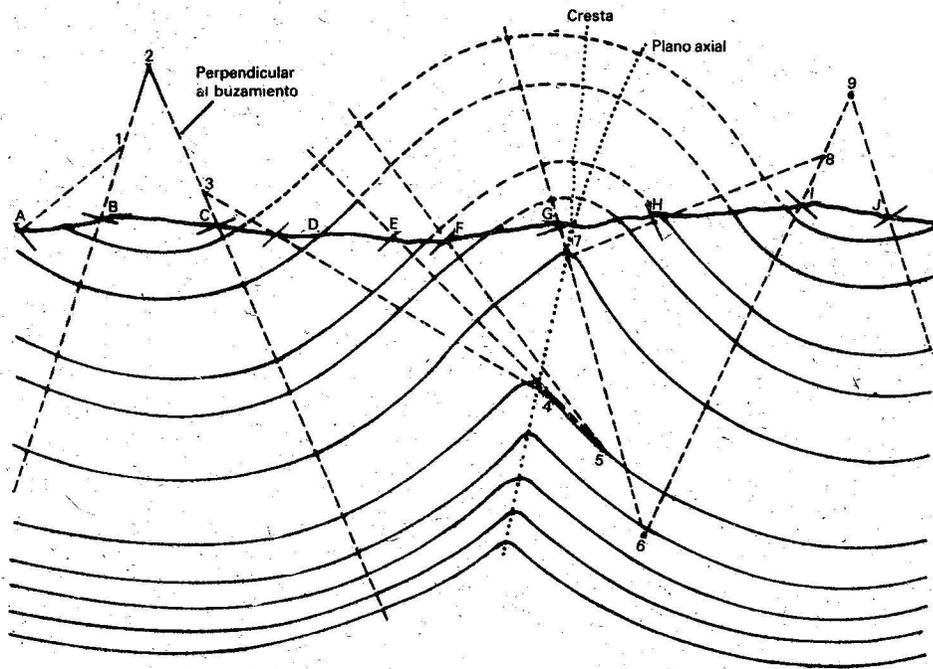


Fig. 7.47 Construcción de perfiles por el método del arco

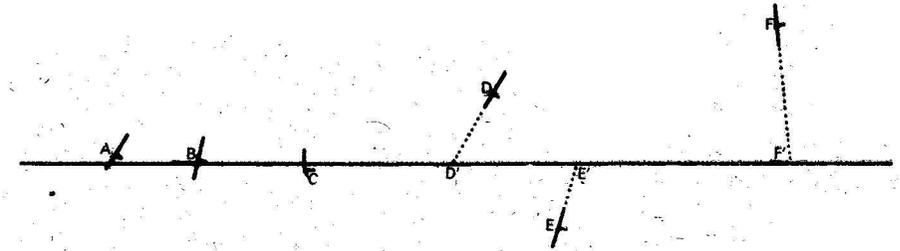


Fig. 7.48 Proyección a la línea del perfil de los elementos de yacencia

Las perpendiculares en A y en B se intersecan en 1. Luego, haciendo centro en los puntos de intersección 1, 2, 3, 4 ... se trazan los arcos que representan los contactos de las distintas capas, desde una perpendicular a otra inmediata.

Cuando se encuentren dos buzamientos contiguos iguales en valor y sentido, los contactos se trazan con rectas paralelas a la línea de buzamiento común.

Obsérvese que los arcos no deben cruzar sobre el plano axial, como pudiera ocurrir cuando se hace centro en 8 y en 3. También se alerta que las flexiones (cambio del sentido del buzamiento) se redondean a mano alzada.

Método combinado del arco y mano alzada. Cuando en el plegamiento se combinan pliegues concéntricos y similares, porque se mezclan rocas competentes y plásticas, se utiliza una combinación del método del arco con el de mano alzada. En la figura 7.49

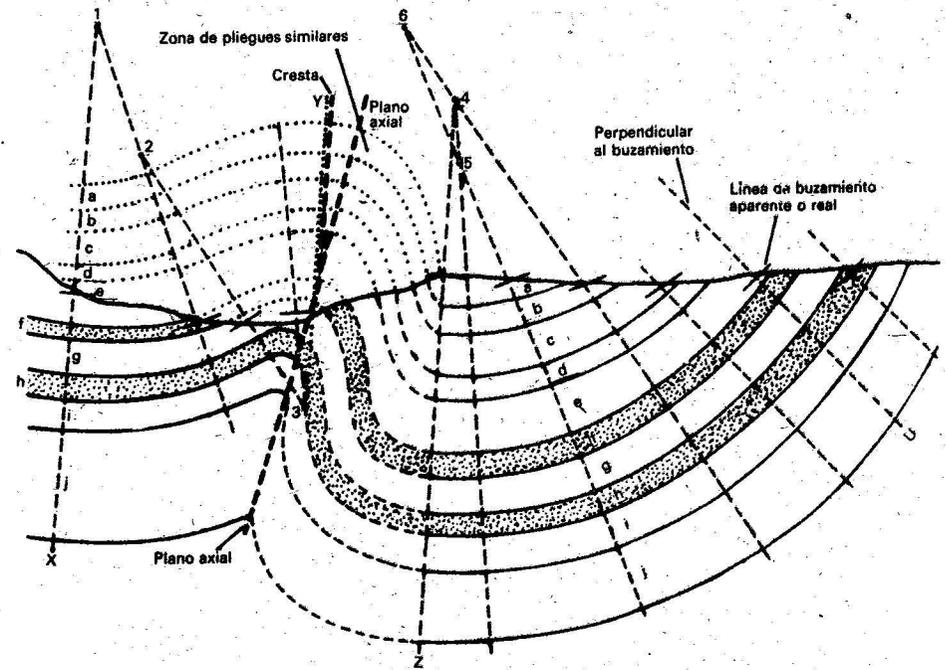


Fig. 7.49 Construcción de perfiles geológicos donde se combinan el método del arco y el de mano alzada

entre las líneas X e Y y entre las líneas Z y U se desarrollan pliegues concéntricos. Entre las líneas Y y Z se desarrollan pliegues similares.

La simple observación de la figura 7.49 muestra la forma de observar para construir el perfil.

7.9 Proyección isométrica

La proyección isométrica muestra las relaciones entre las superficies que resultan de cortar un bloque de la corteza terrestre en forma de paralelepípedo; en una vista tridimensional donde la parte superior muestra las características topográficas y geológicas de la superficie y dos lados de dicho bloque muestran perfiles geológicos con las estructuras en profundidad. Esta forma gráfica de mostrar las relaciones estructurales ayuda mucho a la interpretación geológica.

Existen diversos tipos de proyecciones, pero se escogió la proyección isométrica, porque ofrece más ventajas. En esta proyección las distancias paralelas a las aristas de las caras equivalen a iguales distancias del modelo, aunque no ocurre así con las líneas que se apartan de estas direcciones. Los ángulos sufren deformaciones cuando se trasladan del modelo original a la proyección isométrica. En la figura 7.50 se ilustran las características de la proyección isométrica.

En la figura 7.50a. se representa el modelo original abatido en planta. Como se ve, es un bloque rectangular con sus caras perpendiculares entre sí. En la 7.50b se ha construido el bloque isométrico de este modelo, donde está expuesta a la observación la cara superior LMNO y dos caras laterales LMPQ y MNQR. El bloque luce levantado por el vértice O y apoyado en Q. Esta maniobra ha introducido evidentemente variaciones angulares, pues los cuatro ángulos de 90° se han transformado en dos ángulos de 60° y dos de 120° ; sin embargo, las líneas LM y L'M', LO y L'O', etc., serán de igual longitud.

El elemento fundamental en este tipo de proyección es el valor de los ángulos $L'M'N' = 120^\circ$ y $M'N'O' = 60^\circ$.

Es necesario hacer notar que el ángulo $R'Q'S'$ puede variar a voluntad; en este caso vale 30° , pero puede tener otros valores. En la figura 7.51 es de 40° y en la figura 7.52 es de 60° .

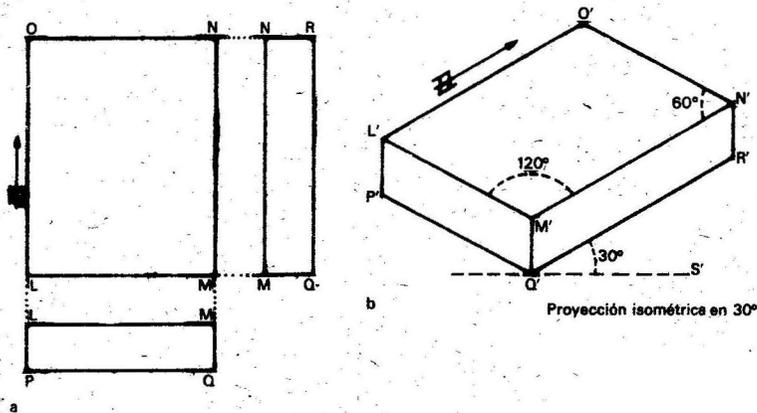


Fig. 7.50 Características de la proyección isométrica

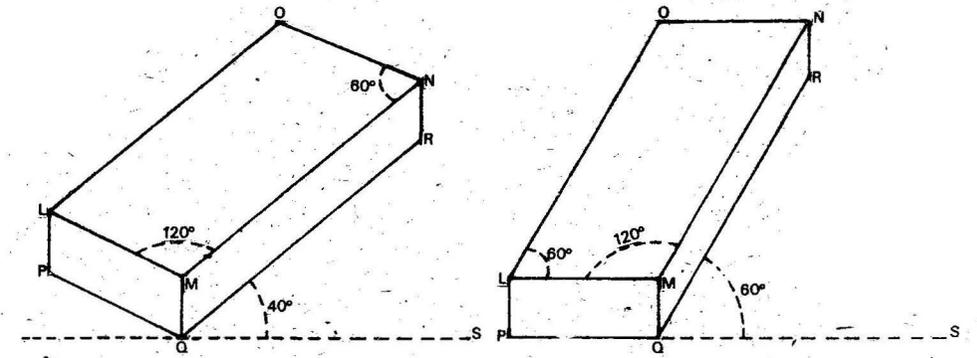


Fig. 7.51 Proyección isométrica en 40°

Fig. 7.52 Proyección isométrica en 60°

Reglas para trabajar con la proyección isométrica

- Si se consideran las aristas superiores como las direcciones NS y EW en el bloque isométrico y en el modelo, se puede asumir que cualquier distancia del modelo paralela a estas direcciones, al pasar a la proyección isométrica, no varía su longitud, así como tampoco las distancias verticales (fig. 7.53)
- Dos líneas paralelas en el modelo mantendrán su paralelismo en la proyección isométrica, aunque la segunda pareja presente diferente inclinación y diferente distancia entre ellas.
- Todos los ángulos, al trasladarlos a proyección isométrica, cambian su valor (ángulos MON en la figura 7.53).

La proyección isométrica tiene una amplia utilización para representar relaciones estructurales de los campos meníferos, sobre todo de filones hidrotermales. En la figura 7.54 se ha representado en proyección isométrica el yacimiento de cobre Blinman en Australia.

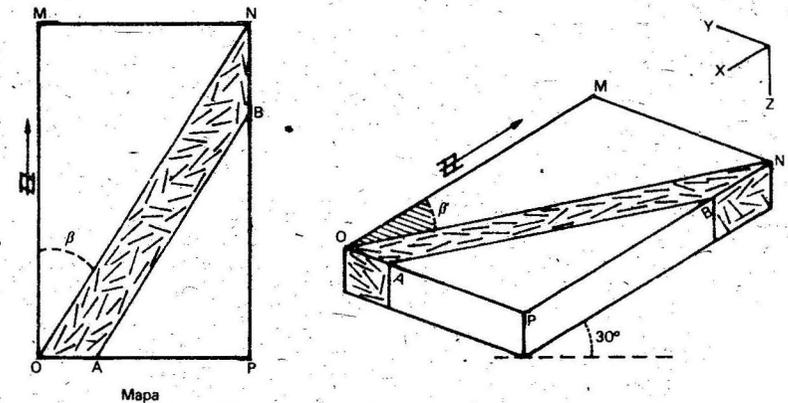


Fig. 7.53 Variaciones lineales y angulares en la proyección isométrica

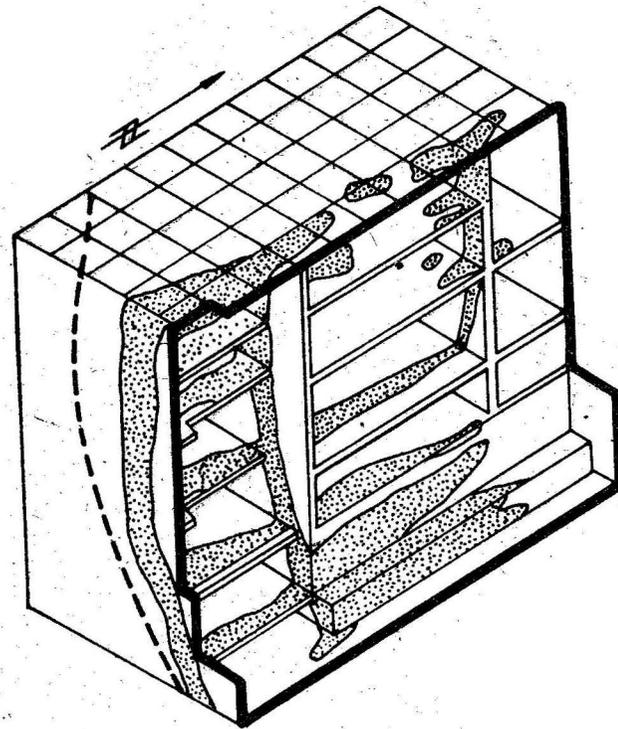


Fig. 7.54 Proyección isométrica que muestra la forma de los cuerpos minerales en el yacimiento de cobre Blinman (Australia); el filón aparece sombreado con puntos

Representación del relieve en la proyección isométrica

Se parte de un mapa geológico y topográfico (fig. 7.55) y se realizan las siguientes operaciones:

1. Se construye la superficie superior de lo que será el bloque isométrico, con las dimensiones del mapa topográfico. Se traslada la red de coordenadas si la tiene o se cuadrícula previamente el mapa y después se traslada a la proyección isométrica (fig. 7.55a).
2. Se marca una saeta sobre el papel donde se transportó el modelo en proyección isométrica y se superpone un papel transparente, donde se han trazado previamente las horizontales de las curvas de nivel en la escala del mapa. Se hace coincidir la horizontal de valor más alto con la saeta y se calca la correspondiente curva de nivel (fig. 7.55b).
3. Se desplaza el papel transparente hasta la coincidencia de la saeta con la horizontal inmediata inferior y se calca la curva de nivel correspondiente (fig. 7.55c).
4. Se opera de igual modo con las restantes curvas de nivel, como se aprecia en la figura 7.55d y e; debe cuidarse siempre de marcar con claridad el final de cada curva.

5. Se traza un plano de referencia que coincida con la altura de la curva de nivel de menor valor (el plano de referencia es la proyección isométrica de los límites del mapa original). Se unen después los extremos de las curvas y quedará terminada la representación del relieve. Al final se borran las curvas que no deben verse en la proyección.

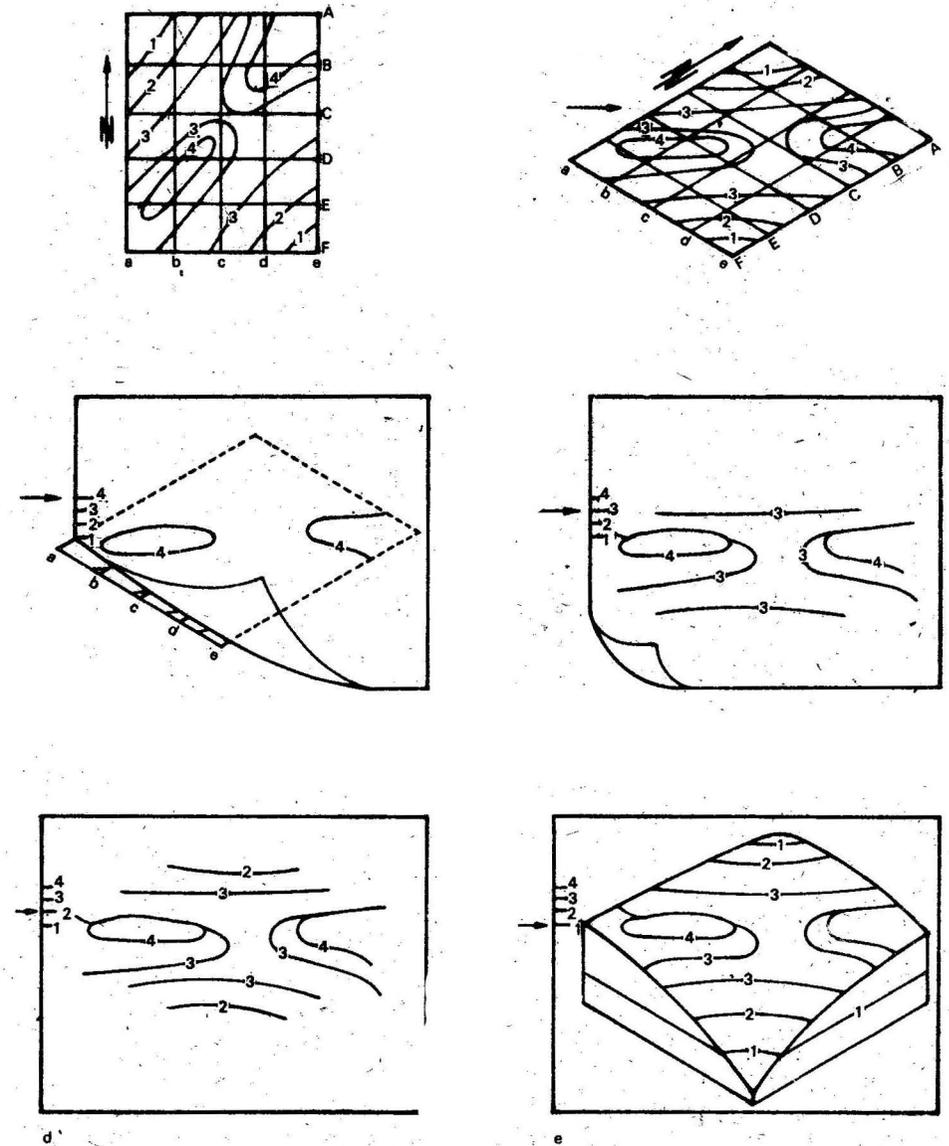


Fig. 7.55 Construcción de bloques isométricos para el relieve y pasos del proceso

7.10 Determinación de la posición del plano axial y el eje del pliegue mediante la proyección estereográfica de Wulf

La posición espacial del plano axial de un pliegue puede quedar determinada si se conocen los elementos de yacencia de los flancos. Para la solución de este problema se puede utilizar la proyección estereográfica de Wulf y realizar las operaciones siguientes (fig. 7.56):

1. Se representan los flancos (fig. 7.56b). El punto E es el acimut y el buzamiento del eje del pliegue, y a su vez es la representación de una línea del plano axial; se requiere obtener la representación de otro punto o línea del plano axial para fijar la posición en el espacio del eje del pliegue.
2. Se hace coincidir E con la línea WE de la proyección y se traza su plano perpendicular P. Sobre este plano se localiza el punto P, bisectriz del ángulo obtuso diédrico, formado por los dos flancos. El punto P será el otro punto buscado, por cuanto cumple con la definición del plano axial, o sea, divide el pliegue simétricamente.
3. Se hace girar la proyección hasta que los puntos E y P coincidan con un círculo mayor (el meridiano EP será la traza del plano axial del pliegue). Al medir el acimut y el buzamiento, se encuentra la solución buscada.

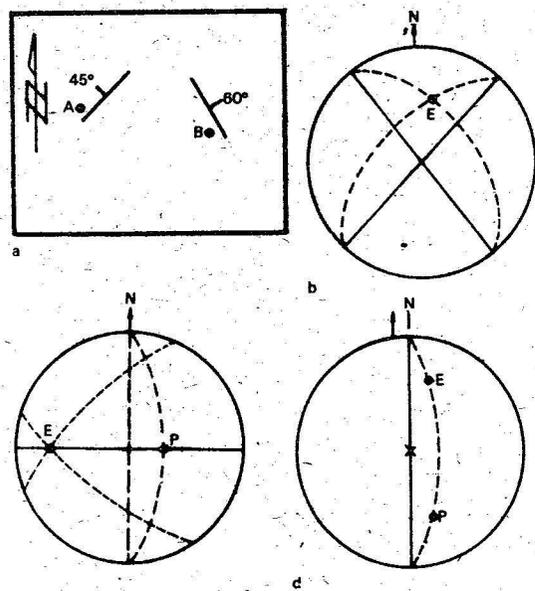


Fig. 7.56 Determinación de la posición espacial del plano axial de un pliegue utilizando la proyección estereográfica de Wulf

7.11 Posición normal o invertida de las capas del flanco de un pliegue

Una capa está limitada por dos planos, uno superior (techo) y otro inferior (piso). Cuando la capa está en posición normal se mantiene siempre el techo encima. En situaciones de pliegues volcados se invierte esta relación normal, y aparece el piso encima del techo.

En la figura 7.57 aparece un afloramiento, si la capa está en posición normal la estructura que debe esperarse aparecerá en la variante (a); si es volcado la variante (b). Es evidente la importancia de determinar si la yacencia es normal o no con el objeto de interpretar estructuras mayores.

Existen algunos criterios muy prácticos para identificar el techo o el piso de una capa y con ello determinar su posición normal o invertida.

El método paleontológico es el más seguro, cuando la yacencia es normal las capas con fósiles más jóvenes yacen encima de las capas con fósiles más antiguos (fig. 7.58).

El análisis de la estratificación interior de las capas puede conducir también a la solución del problema anterior. Si las capas tienen estratificación interior gradacional, el techo estará en la dirección en que disminuye la granulometría de la capa (fig. 7.59).

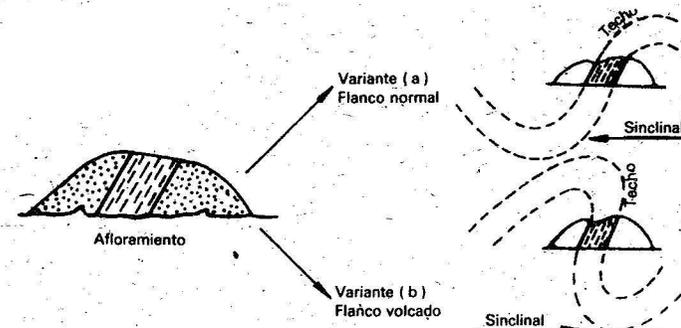


Fig. 7.57 Variantes que surgen al analizar la yacencia normal o invertida de las capas inclinadas

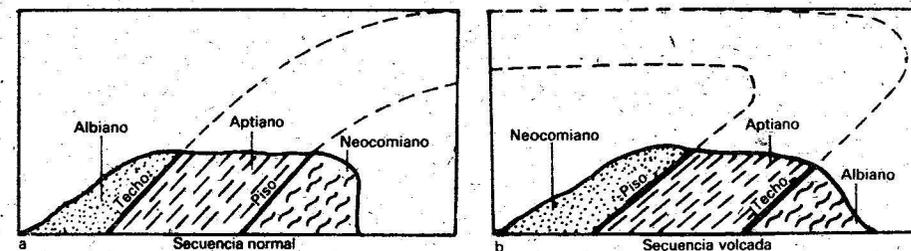


Fig. 7.58 Posición normal o invertida de una capa, determinada por criterios paleontológicos

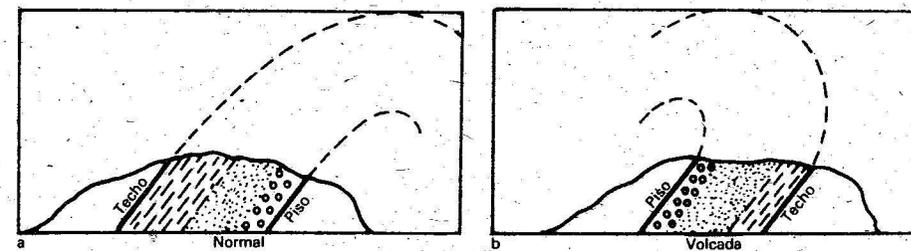


Fig. 7.59 Determinación de la posición normal o invertida de una capa sobre la base del análisis de su estratificación interna gradacional

Existen otros métodos basados, por ejemplo, en los fenómenos de la superficie de los estratos (jeroglíficos, huellas de oleaje, etc.) que pueden servir de indicios para fijar la posición del techo y del piso; sin embargo, no pueden adoptarse como criterios válidos en todas las situaciones y su utilización debe ser muy cautelosa.

La relación entre el clivaje y la estratificación permite también fijar la posición del techo y del piso, pero esto se tratará en el capítulo 13.

8

DISCORDANCIAS Y PISOS ESTRUCTURALES

Es muy frecuente encontrar en las columnas estratigráficas de las regiones de desarrollo de rocas sedimentarias, la ausencia de las capas correspondientes a una determinada edad. Este fenómeno de ausencia de sedimentación se denomina *hiatus*.

En la figura 8.1 se muestra un corte esquemático de una secuencia de rocas con yacencia horizontal, desde el Cámbrico superior hasta el Jurásico medio. La secuencia se interrumpe en el Devónico inferior, pues sobre este yacen rocas del Triásico superior, o sea, que las capas del Devónico medio y superior, todo el Carbonífero, el Pérmico y parte del Triásico están ausentes, lo que indica que estas, o no se depositaron o si lo hicieron fueron erosionadas. Esto representa un *hiatus* de aproximadamente 175 millones de años.

La superficie que separa secuencias de capas entre las cuales existe un *hiatus* estratigráfico se denomina discordancia.

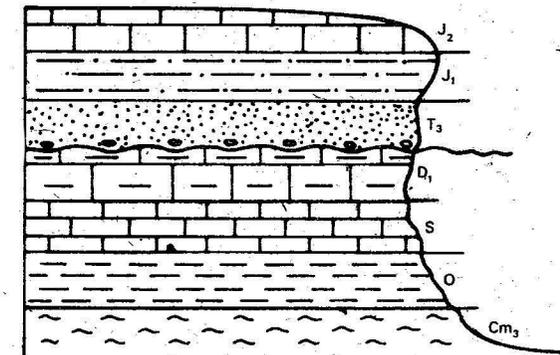


Fig. 8.1 Hiatus en secuencias estratificadas de yacencia horizontal

8.1 Interpretación geológica de las discordancias

¿Cuáles fueron las causas que determinaron la interrupción de la sedimentación en el ejemplo de la figura 8.1? Antes de dar respuesta a la pregunta, se debe recordar que la condición fundamental para que exista sedimentación es la presencia de una cuenca que recepcione los materiales sedimentarios. Si esta cuenca desaparece por alguna razón, cesa el proceso de acumulación de sedimentos, lo cual sólo es posible en el caso que la zona de la cuenca sea levantada por fuerzas tectónicas y se convierta en tierra emergida. A todas luces la causa del *hiatus* está en los movimientos tectónicos.

La respuesta a la pregunta se puede expresar del modo siguiente: durante el período de 175 millones de años, que corresponde al *hiatus* Devónico-Permiano, se produjeron movimientos tectónicos de ascenso que hicieron desaparecer la cuenca de sedimentación; además, los movimientos fueron de una intensidad tal que no llegaron a causar deformaciones importantes en las secuencias estratificadas, ya que conservaron, por encima y por debajo del plano de discordancia, su yacencia horizontal. Estos movimientos tectónicos fueron, sin dudas, de tipo oscilatorio.

A las discordancias que separan secuencias cuyos elementos de yacencia se conservan paralelos o casi paralelos al plano de discordancia, se les da el nombre de *estratigráficas*. La discordancia representada en la figura 8.1 es *estratigráfica*.

Los hechos geológicos establecidos a partir del análisis de la discordancia de la figura 8.1 son los siguientes:

- la época en que se produjeron los movimientos tectónicos principales;
- la paleogeografía de la región;
- el tipo y la intensidad de los movimientos tectónicos que predominaron en la época del *hiatus* y posteriormente.

En resumen, el estudio de las discordancias permite conocer la magnitud y la época de los movimientos tectónicos del pasado geológico. En esto consiste su importancia.

La determinación exacta de las discordancias en una región dada, hace posible reconstruir la historia de su desarrollo geológico.

8.2 Tipos de discordancias

Discordancias estratigráficas

Ya se dio la definición de discordancia estratigráfica al analizar el ejemplo de la figura 8.1; no obstante, se puede añadir algo más: en las discordancias estratigráficas, las capas que yacen por encima y por debajo del plano de discordancia tienen aproximadamente los mismos elementos de yacencia.

En la figura 8.2 la discordancia separa las secuencias del Cretácico superior de las secuencias del Paleógeno-Neógeno y, tanto en el perfil (a) como en el mapa (b), los elementos de yacencia de ambos son semejantes. Esto constituye la característica principal de las discordancias estratigráficas desde el punto de vista estructural.

Existen diversos tipos de discordancias estratigráficas, según la forma del plano de discordancia y otros factores geológicos.

Discordancias paralelas

El plano de discordancia está representado por una superficie uniforme sin irregularidades y las capas, que yacen por encima y por debajo, son paralelas al plano de discordancia (fig. 8.3a).

Un caso particular corresponde a las llamadas discordancias escondidas, en las cuales las rocas que yacen encima y debajo del plano de discordancia tienen la misma litología. En estos casos resulta difícil descubrir la discordancia por simple observación de campo y, por lo general, se hacen evidentes solo cuando se tienen resultados de análisis paleontológicos (fig. 8.3b).

Discordancias no paralelas

Cuando el fondo de la cuenca que corresponde a una antigua superficie de erosión presenta zonas con planos muy inclinados, las capas que se depositan sobre el plano de discordancia aparecen truncadas en el perfil (fig. 8.3c).

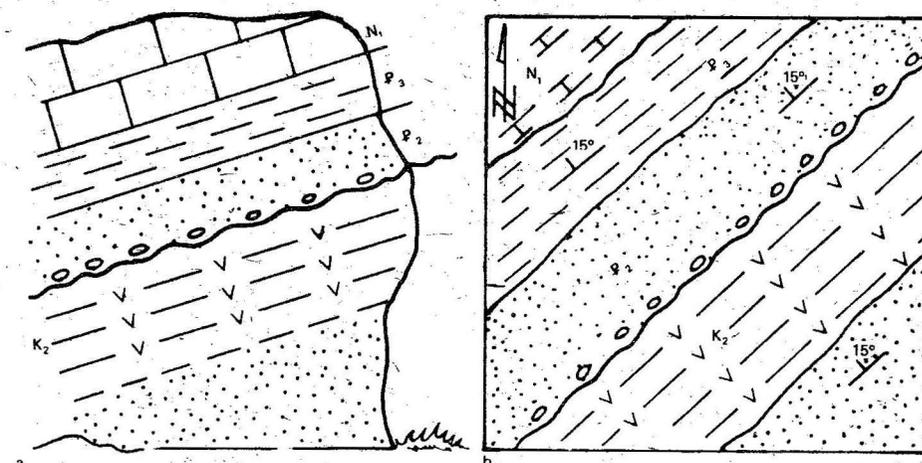


Fig. 8.2 Discordancia estratigráfica: a) en el perfil; b) en el mapa

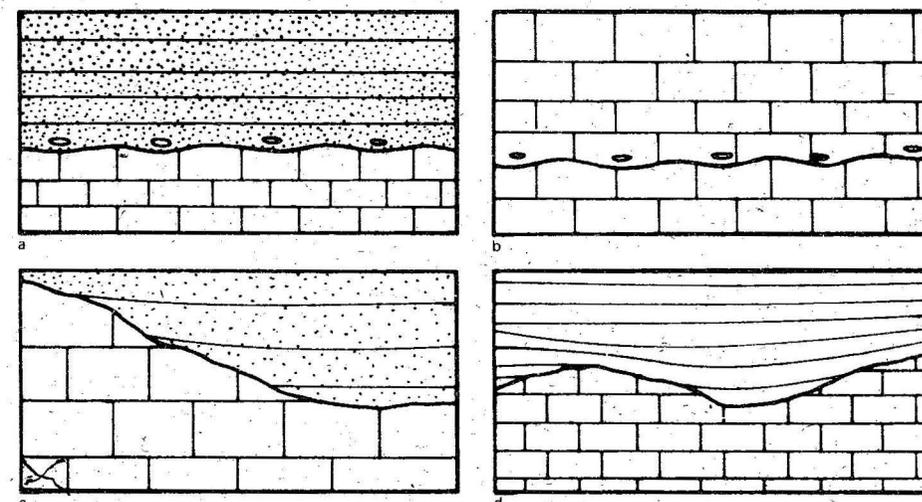


Fig. 8.3 Tipos de discordancias estratigráficas vistas en el perfil: a) paralela; b) escondida; c) no paralela; d) irregular

Discordancias irregulares

Cuando el plano de discordancia es muy irregular y forma salientes, las capas que se depositan encima lo hacen calcando la figura del plano de discordancia; sin embargo, las que se depositan más arriba lo hacen casi horizontalmente (fig. 8.3d). Este fenómeno es el mismo descrito en el capítulo 7 en el epígrafe que se refiere a los pliegues de origen exógeno que reflejan la forma del fondo de la cuenca.

Discordancias angulares

Cuando los movimientos tectónicos que provocan el surgimiento de discordancias, no solo levantan el territorio de la cuenca, sino que producen el plegamiento de las rocas formadas en periodos anteriores, dan origen a discordancias angulares. En la figura 8.4 se representa una discordancia angular en el perfil (a) y (b) y en el mapa (c). Se puede observar que las capas que yacen por encima del plano de discordancia se disponen paralelas a este, pero las capas que yacen por debajo no son paralelas a dicho plano. Los movimientos tectónicos que originaron el *hiatus* elevaron el territorio sobre el mar y plegaron las rocas.

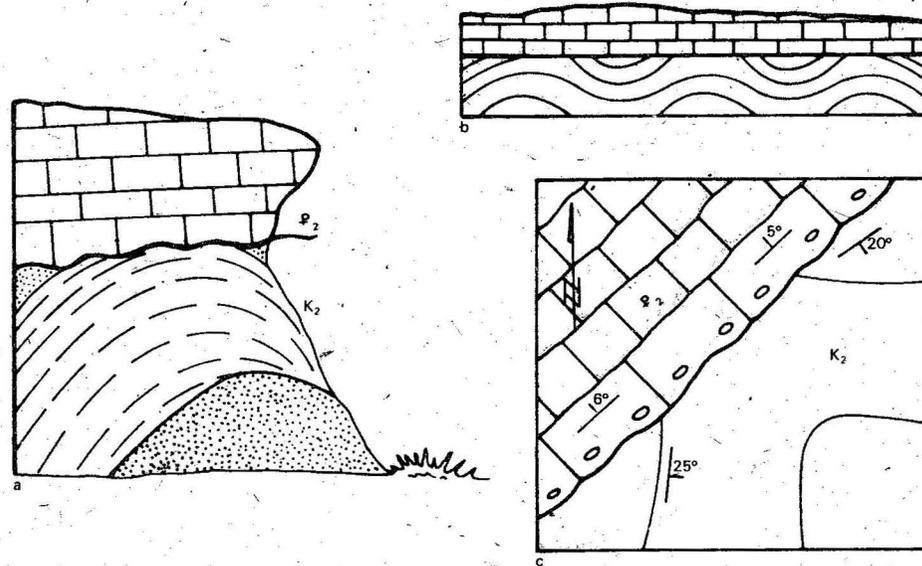


Fig. 8.4 Discordancia angular: a y b, en el perfil; c, en el plano

Discordancias estructurales

Cuando el plano de discordancia separa secuencias muy diferentes por sus características geólogo-estructurales, es decir, diferentes no solo por los elementos de yacencia sino por la actividad magmática que las afectó, el metamorfismo, etc., la discordancia recibe la denominación de discordancia estructural.

En la figura 8.5 se puede ver que la discordancia estructural separa las margas y las calizas neogénicas, de la formación El Cobre, en el extremo oriental de Cuba. Las rocas del Neógeno yacen horizontalmente y son facies neríticas y litorales, no afectadas por el magmatismo. La secuencia inferior está constituida por tobas y lavas de diferente composición con intercalaciones de rocas terrígenas, todas afectadas por una intensa actividad magmática intrusiva y un intenso plegamiento de tipo continuo o general. Es evidente que en este caso la discordancia separa secuencias muy diferentes por su historia geológica, de ahí que a este tipo de discordancia se le llame estructural. Las discordancias estructurales representan límites de pisos estructurales.

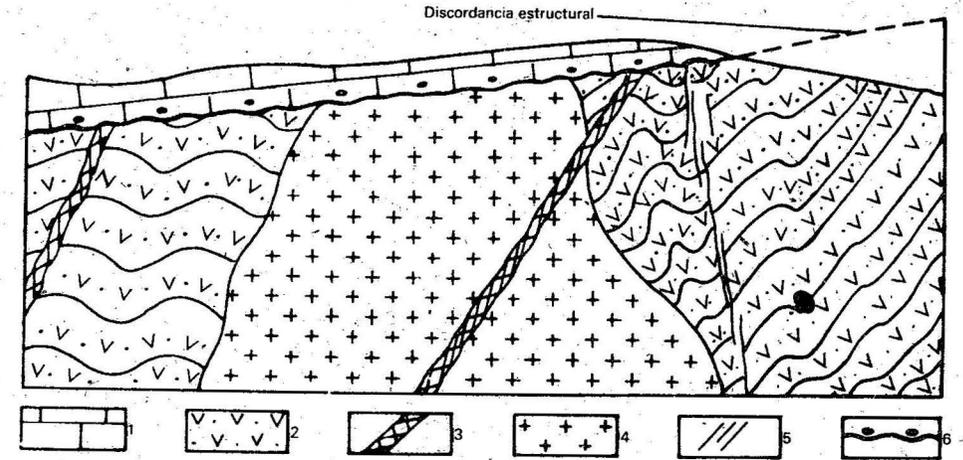


Fig. 8.5 Corte esquemático de las estructuras geológicas de la Sierra Maestra cerca de Santiago de Cuba: 1- margas y calizas (Neógeno); 2- rocas vulcanosedimentarias (Cretácico-Eoceno); 3- diques; 4- intrusivos granodioríticos; 5- fallas; 6- discordancia estructural

8.3 Pisos estructurales

En un perfil de la corteza terrestre es posible diferenciar secuencias de rocas, a las cuales les son inherentes peculiaridades específicas en el orden de la composición litológica, tipos de estructuras plicativas y disyuntivas, actividad magmática, metamorfismo y yacimientos minerales asociados; esto las diferencia expresivamente de los complejos rocosos superiores e inferiores, los cuales se encuentran separados uno de otro por discordancias estructurales. Tales secuencias constituyen lo que se denomina pisos estructurales.

En el caso de la figura 8.5 se destaca la presencia de dos pisos estructurales, separados por una discordancia estructural:

- a) piso neogénico (superior);
- b) piso cretácico-eocénico (inferior).

Las plataformas continentales se caracterizan por la existencia de dos pisos estructurales:

- Un fundamento, constituido por rocas intensamente plegadas y metamórfizadas, afectadas por magmatismo de diferente carácter
- Una cobertura sedimentaria, de yacencia casi siempre horizontal y sin manifestaciones de magmatismo.

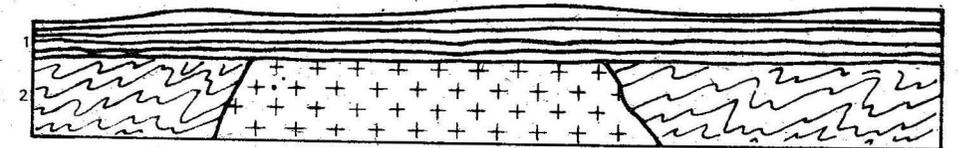


Fig. 8.6 Corte típico de una plataforma continental, que muestra sus dos pisos estructurales: 1- cobertura sedimentaria; 2- fundamento

Estos dos pisos están separados por una discordancia estructural que se detecta fácilmente por métodos geofísicos, ya que separa medios muy distintos por la densidad promedio de las rocas (fig. 8.6).

8.4 Representación de discordancias en mapas, perfiles y bloques isométricos

En el transcurso de las explicaciones sobre los tipos de discordancias se ha hecho uso de perfiles y mapas. En este epígrafe se puntualizarán algunos detalles adicionales. En la figura 8.7 puede verse una discordancia estratigráfica en un bloque isométrico.

En el ejemplo de la figura 8.8, las capas paleozoicas y el plano de discordancia estratigráfica fueron plegadas en su conjunto por movimientos tectónicos plicativos posteriores al Carbonífero. Obsérvese que se cumple la regularidad fundamental de las discordancias estratigráficas: las secuencias por encima y por debajo se mantienen paralelas al plano de discordancia. El hecho de que todo el conjunto esté plegado no borra el paralelismo del plano de discordancia y las secuencias sobreyacentes.

En la figura 8.9 aparece una discordancia angular en el plano y en bloque isométrico. En la figura 8.10 se muestra una discordancia estructural.

Representación de discordancias en el plano mediante estratoisohipsas.

Con la información que brindan los datos de la geofísica y de la perforación de pozos, es posible representar los planos de discordancia mediante isoestratas. En la figura 8.11 se muestra un mapa de este tipo; se trata de la discordancia del Eoceno medio que afecta las secuencias del sinclinal Cauto en Cuba oriental. La información se tomó de 16 pozos de perforación profunda.

8.5 Método para determinar la yacencia original de las rocas en la época de acumulación de las secuencias superiores al plano de discordancia

En muchas ocasiones los planos de discordancia no tienen yacencia horizontal, ya que han sido afectados por movimientos tectónicos posteriores. Esto sucede en los casos representados en las figuras 8.7 y 8.8. Se estudiará un método que permite determinar la yacencia original de las rocas en la época de acumulación de las secuencias superiores al plano de discordancia. Para la aplicación de este método es necesario auxiliarse de la proyección estereográfica de Wulf, como en el ejemplo que se ofrece en la figura 8.12.

El plano de discordancia se encuentra inclinado 30° hacia el sureste; se requiere saber cuál era la yacencia de las rocas inferiores a dicho plano cuando este era aún horizontal. Las operaciones que se deben realizar son las siguientes:

Las capas que se encuentran por encima y por debajo de la discordancia se representan por sus círculos mayores respectivos: capa superior GKG', capa inferior JIJ' (fig. 8.13).

Como los movimientos tectónicos afectaron el plano de discordancia y modificaron su posición horizontal original, inclinándola con un buzamiento de 30° al sureste, para reconstruir la situación anterior a estos movimientos, y con ello conocer la yacencia original (en ese momento) de las capas inferiores, hay que rotar el sistema completo 30° en dirección opuesta al último movimiento tectónico. Para esto se hace coincidir el rumbo de las capas superiores (GKG') con la línea norte sur de la proyección de Wulf y se rotan los diferentes puntos (1, 2, 3, 4, 5 y 6) de la capa J < J' 30° hacia

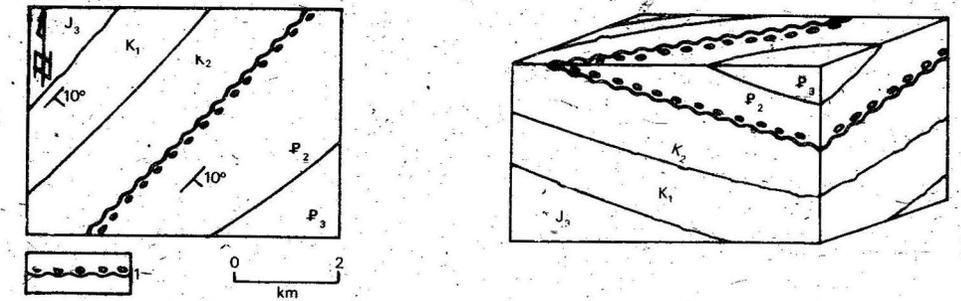


Fig. 8.7 Mapa y bloque isométrico de una discordancia estratigráfica: 1- discordancia

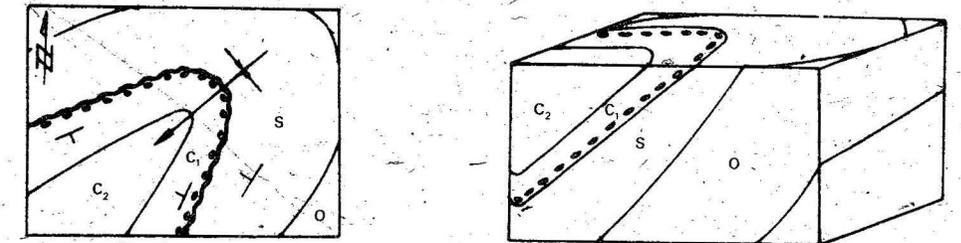


Fig. 8.8 Mapa y bloque isométrico de una discordancia estratigráfica: toda la secuencia fue posteriormente plegada, incluido el plano de discordancia

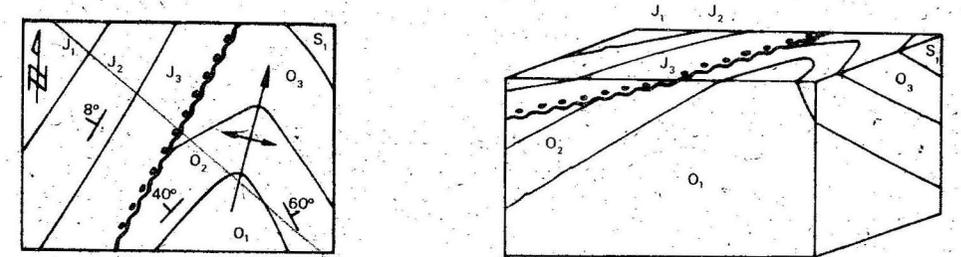


Fig. 8.9 Discordancia angular en el plano y en bloque isométrico

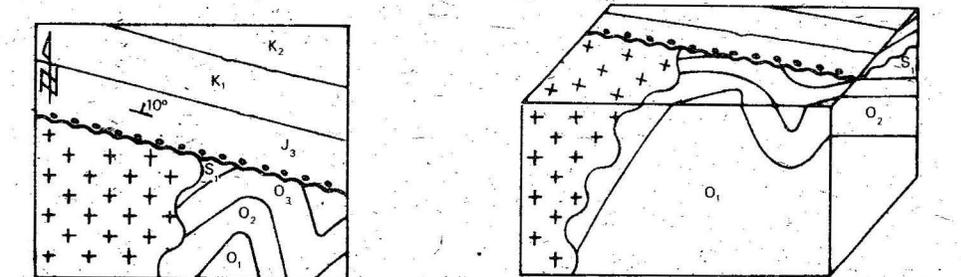


Fig. 8.10 Discordancia estructural en bloque isométrico

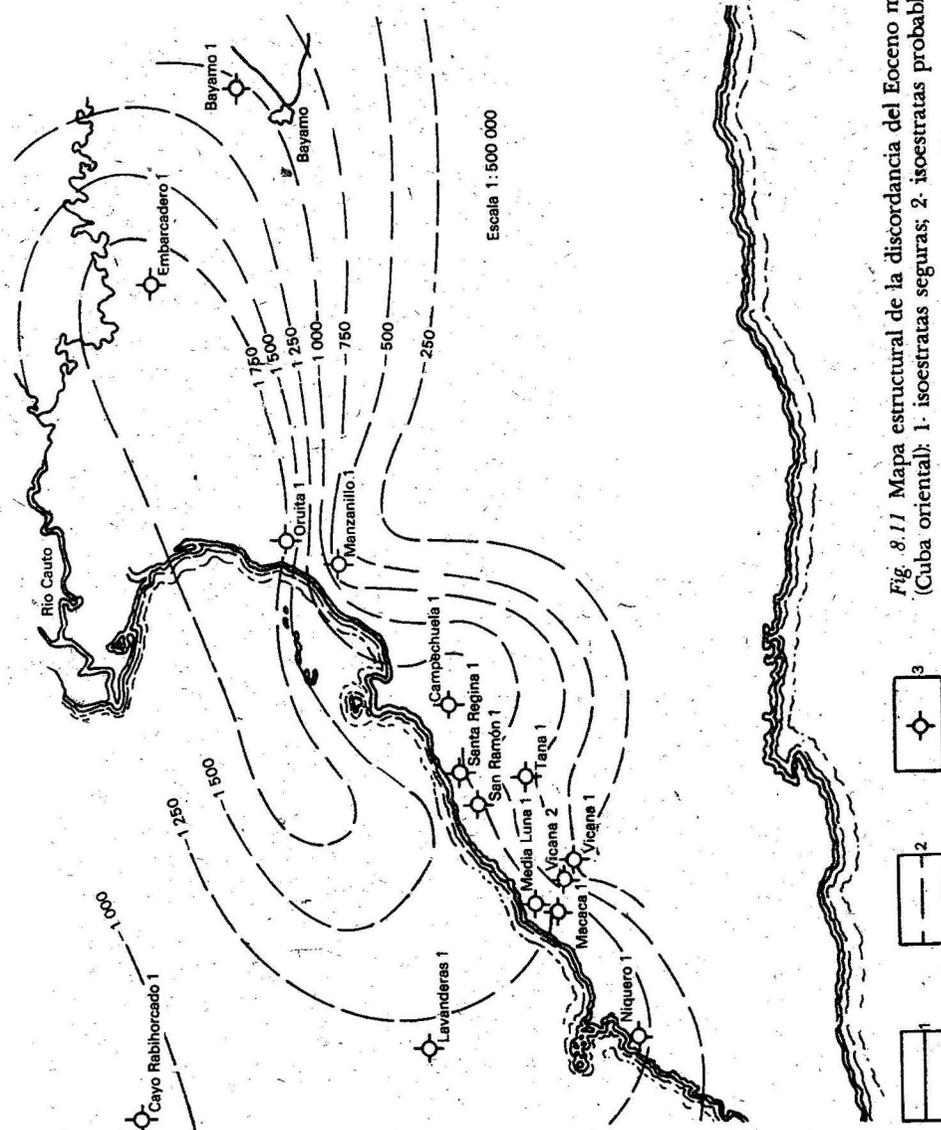


Fig. 8.11 Mapa estructural de la discordancia del Eoceno medio en la cuenca del río Cauto (Cuba oriental): 1- isostratas seguras; 2- isostratas probables; 3- pozos de perforación

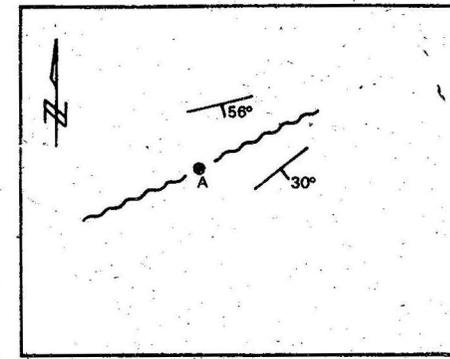


Fig. 8.12 Punto donde se mide una discordancia (Ac. Buz. $130^\circ/30^\circ$) y los elementos de yacencia de las capas infrayacentes (Ac. Buz. $172^\circ/56^\circ$)

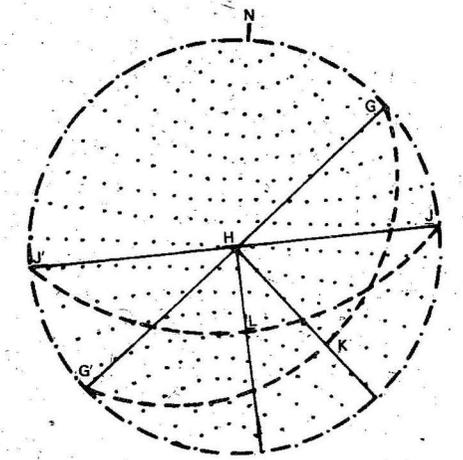


Fig. 8.13 Representación en la proyección isométrica del plano de discordancia y las capas infrayacentes

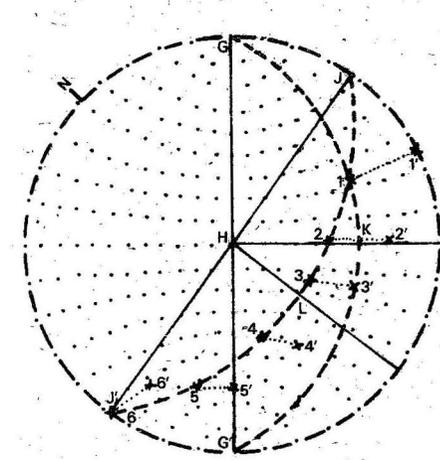


Fig. 8.14 Giro del plano de discordancia y de las capas infrayacentes 30° hacia la horizontal

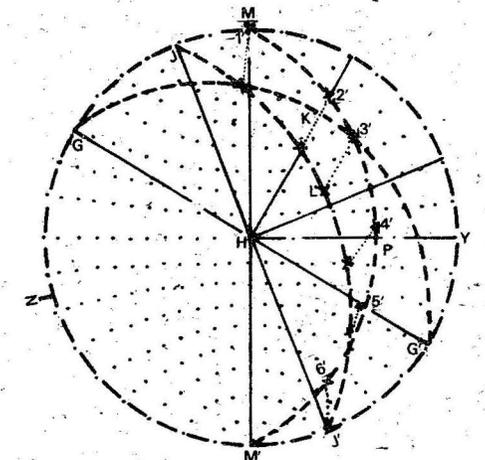


Fig. 8.15 Medición de los nuevos elementos de yacencia

la horizontal, es decir, del centro de la proyección hacia afuera. Debe tenerse presente que la rotación de los puntos 1, 2, 3, ..., 30° a la derecha, hasta los puntos 1', 2', 3', ... debe seguir los círculos menores o paralelos (fig. 8.14). Los puntos obtenidos (1', 2', 3', ...) se hacen coincidir con un círculo mayor o meridiano (MPM) y en esta posición se miden, sobre la línea del Ecuador, los grados entre Y y P; con lo que se obtiene el ángulo de buzamiento de las capas inferiores, antes de la ocurrencia de los movimientos que plegaron el plano de discordancia (fig. 8.15).

Para medir el rumbo de las capas inferiores se lleva el norte del papel superpuesto al norte de la proyección y se miden los grados entre N y M (114°); a 90° estará el acimut de buzamiento (204°). La operación se ilustra en la figura 8.15 y la respuesta final es: acimut de buzamiento: SW $204^\circ/36^\circ$.

8.6 Criterios para identificar discordancias

Cuando en un territorio no estudiado con anterioridad existen discordancias angulares y estructurales, generalmente se revelan en las etapas iniciales de los trabajos de levantamiento geológico, pues las características contrastantes de las secuencias superiores e inferiores al plano de discordancia pueden ser detectadas rápidamente. La localización de discordancias estratigráficas, sin embargo, no siempre resulta una tarea fácil, pues pueden estar ausentes otros indicios que revelen la discordancia; entonces sólo es posible detectarlas en etapas más avanzadas de la elaboración del mapa geológico, cuando se dispone de datos paleontológicos.

En la figura 8.16, donde se representa una marcha de documentación geológica, se ha detectado un contacto aparentemente normal o concordante entre calizas y areniscas. No obstante, cuando se recibieron los resultados de los análisis paleontológicos de las muestras 47, 48, 49 y 50 se descubrió que las calizas tenían edad Cretácico superior y las areniscas eran del Eoceno medio-superior. Esto resultó definitivo para establecer el carácter discordante entre las calizas y las areniscas. De este modo, en situaciones como la descrita, los métodos paleontológicos resultan los más efectivos.

En general, los métodos paleontológicos son indispensables para la interpretación estratigráfica de cualquier región y sus análisis están incluidos en todo tipo de levantamiento geológico.

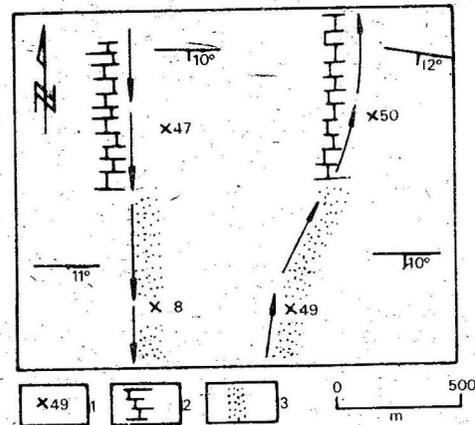


Fig. 8.16 Marcha de documentación que detecta un contacto entre calizas y areniscas que en el primer momento no se identificó como discordancia: 1- muestra para análisis paleontológicos; 2- calizas; 3- areniscas

Como las discordancias son planos de discontinuidad de las estructuras geológicas, siempre existe la posibilidad de que sean confundidas con fallas. En la figura 8.17 se comparan dos mapas geológicos, uno representa una discordancia (a) y el otro una falla (b).

Seguidamente se indicará cómo interpretar un mapa geológico y evitar la confusión entre una discordancia y una falla.

En el caso de la discordancia angular la secuencia más joven se dispone con su rumbo paralelo a la línea de discontinuidad AB (fig. 8.17a), mientras que en el caso de la falla la secuencia más joven (Jurásico superior-Cretácico inferior) es bisecada por la línea de discontinuidad AB (fig. 8.17b) sin que su rumbo sea paralelo a esta línea. En este hecho radica la diferencia y se debe tomar como criterio para interpretar un mapa geológico donde existan fallas y discordancias.

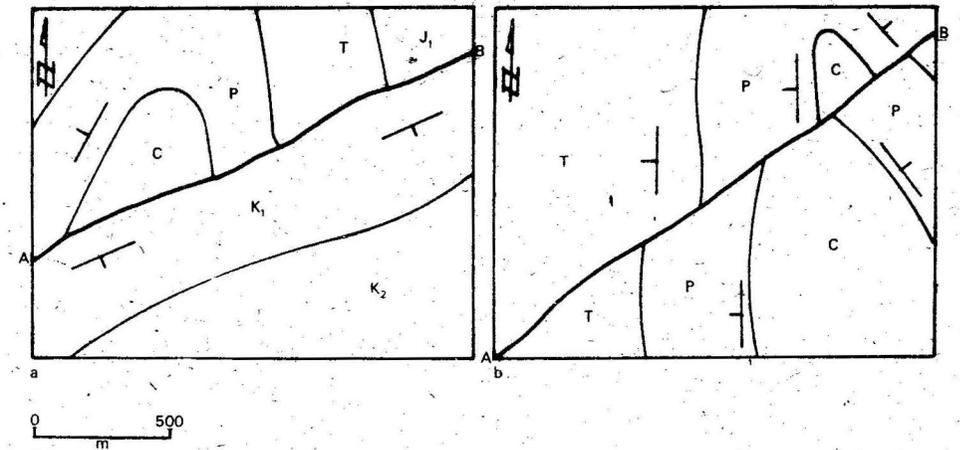


Fig. 8.17 Mapa geológico de una discordancia angular y de una falla: a- discordancia; b- falla

Criterios directos de campo

Durante las tareas del levantamiento geológico es necesario prestar mucha atención a la localización de superficies de discontinuidad que puedan ser identificadas como discordancias. Se presenta una serie de fenómenos peculiares de las discordancias que pueden servir como criterios de identificación.

El conglomerado basal es un complejo típico que se localiza en la base de las secuencias jóvenes que yacen por encima del plano de discordancia y le son inherentes las siguientes características:

- los bloques, guijarros y gravas redondeadas proceden de las secuencias antiguas que yacen por debajo del plano de discordancia y corresponden a los productos de erosión de esa secuencia en la época del *hiatus*, o del estadio inicial de subsidencia, durante el cual se depositan las nuevas secuencias;
- el material cementante de los conglomerados basales corresponde en edad a los primeros horizontes de las secuencias jóvenes que yacen por encima del plano de discordancia;
- el espesor de los conglomerados basales puede alcanzar hasta varias decenas de metros, aunque en la mayoría de los casos es solo de unidades de metros.

En la figura 8.18 se ilustra la posición que ocupa el conglomerado basal en un contacto discordante. El conglomerado basal se deposita en la parte inferior de las calizas del Eoceno medio y está compuesto por cantos redondeados de areniscas y aleurolitas que provienen de la erosión de las areniscas y aleurolitas del Maestrichtiano, que ocurrió durante el Paleoceno-Eoceno inferior.

La localización de conglomerados basales sobre una superficie de discontinuidad, representa un criterio para diagnosticar la presencia de una discordancia.

En Cuba, las calizas arrecifales del Mioceno yacen discordantemente sobre rocas más antiguas, en grandes extensiones del territorio insular. En su base se localizan con mucha frecuencia conglomerados basales que marcan la discordancia premiocénica.

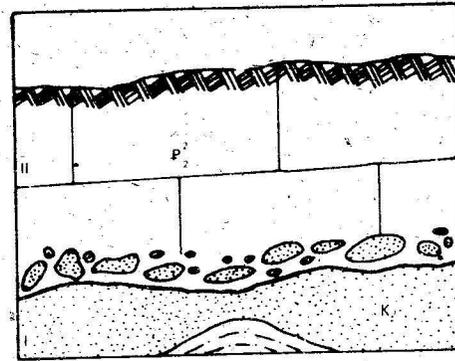


Fig. 8.18 Perfil de una discordancia estratigráfica en el cual se indica la posición del conglomerado basal: I-secuencia inferior (Cretácico superior-Maestrichtiano); II-secuencia superior (Eoceno medio); I- conglomerado basal con fragmentos redondeados de areniscas y aleurolitas, embebidos en rocas calcáreas.

Durante la época geológica que corresponde al *hiatus* estratigráfico, la antigua zona de cuenca de sedimentación es elevada sobre el nivel del mar. En esta nueva situación comienzan a actuar los agentes exógenos sobre las rocas expuestas al aire libre. Como consecuencia surge la posibilidad de que se forme un espesor apreciable de corteza de intemperismo.

Este fenómeno ocurre actualmente sobre las serpentinitas que afloran en territorio cubano, lo que origina las lateritas ferruginosas, ricas en níquel.

Sin embargo, esto no es exclusivo de las serpentinitas y pueden surgir cortezas de intemperismo sobre otros tipos de rocas: granitoides, volcánicas, calizas, etc. Estas cortezas pueden ser destruidas por los propios procesos exógenos, pero existe la posibilidad de que queden algunos restos de ellas que, al invertirse la tendencia de los movimientos oscilatorios de positivos a negativos y recuperar la región su anterior condición de cuenca de acumulación, pueden quedar atrapadas en la superficie de discordancia a manera de corteza o suelos fósiles.

Si en el proceso de levantamiento geológico se llega a identificar, en un plano de discontinuidad, la presencia de suelos o cortezas fósiles, se puede diagnosticar con suficiente veracidad la existencia de una discordancia.

En las observaciones que se realicen en el campo es necesario siempre prevenir una posible confusión en el diagnóstico de un plano de discordancia y un plano de falla, sobre todo cuando este último tiene un buzamiento suave (20-30°). En el capítulo 10 se estudiarán los criterios de campo para diagnosticar fallas y se tendrá una clara sobre uno y otro fenómeno, lo cual contribuirá a evitar confusiones.

Las rocas suelen estar fracturadas. Por los planos de fractura o grietas las rocas se rompen en bloques que adoptan diversas formas (cúbica, esférica, columnar, en paralelepípedo).

El conjunto de grietas que afecta una masa rocosa se define como agrietamiento.

El agrietamiento puede afectar una porción más o menos limitada, como la zona de charnela de un pliegue o de una flexura, de modo que el fenómeno es observable en un intervalo que puede tener de cientos a miles de metros cuadrados. En otras ocasiones el agrietamiento puede afectar, por su longitud y profundidad, extensiones de cientos o miles de kilómetros. Este intervalo tan amplio en el cual se manifiesta el agrietamiento indica que en el estudio concreto de este fenómeno estructural, será necesario utilizar desde la observación directa de afloramientos hasta fotos aéreas de pequeña escala, y, en otros casos, fotos tomadas desde el espacio cósmico circuntesere.

Las grietas, en muchas ocasiones, suelen agruparse en familias que poseen un rumbo o extensión aproximadamente paralelo; tales grupos alineados se denominan sistemas de grietas. En la figura 9.1 es posible identificar tres sistemas de grietas: meridionales (NS), latitudinales (EW), y noreste-sureste (NE-SW).

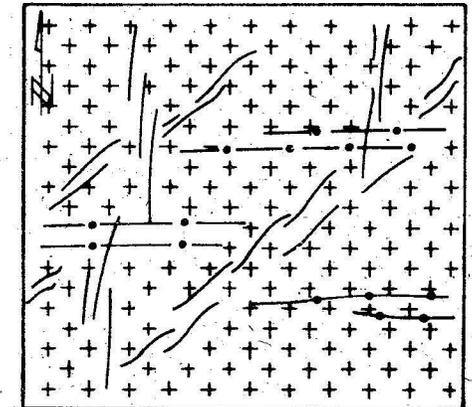
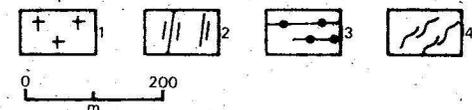


Fig. 9.1 Sistemas de grietas: 1-granitoides; 2-sistema de grietas meridionales (N-S); 3-sistema de grietas longitudinales (E-W); 4-sistema de grietas diagonal (NE-SW)



Las grietas en un cuerpo rocoso, como todo sólido, surgen como consecuencia de la fatiga o ruptura del material por la acción de esfuerzos que rebasan el límite de su resistencia. Cuando se produce la grieta o fractura es posible que surja o no el desplazamiento de la masa rocosa según los planos de grietas. En el caso de no producirse desplazamiento, el fenómeno se clasifica sencillamente como agrietamiento, pero cuando hay desplazamiento el fenómeno se define como falla. Ambos fenómenos se agrupan bajo la denominación de estructuras disyuntivas.

Por su grado de evidencia, a simple vista, las grietas pueden ser abiertas, cerradas y ocultas.

Las grietas abiertas se hacen visibles claramente porque los planos están separados y queda un espacio entre las paredes. Las grietas cerradas se manifiestan solo en forma de líneas, de modo que prácticamente no hay espacio abierto entre las paredes de la grieta. Las grietas ocultas no son visibles a simple vista; sin embargo, cuando se golpea la roca con un martillo u otro objeto duro, esta se parte por los planos de grietas.

9.1 Clasificación geométrica y genética del agrietamiento

Cuando se estudian los fenómenos y objetos de la naturaleza es necesario ordenarlos y clasificarlos de acuerdo con sus peculiaridades. La clasificación es un método de la lógica que permite ordenar el conocimiento de un universo determinado. Resulta muy útil clasificar las diferentes manifestaciones del agrietamiento según diferentes peculiaridades; en general se pueden seguir dos criterios:

- según la posición espacial de las grietas (clasificación geométrica);
- según la génesis o los procesos que condicionan su surgimiento (clasificación genética).

Clasificación geométrica

Las grietas son planos de ruptura que tienen una determinada posición en el espacio; pueden ser verticales, horizontales o inclinadas. Esta clasificación atiende al grado de inclinación del plano de grieta. Resulta, sin embargo, más útil considerar la posición de las grietas con respecto a las estructuras (estratificación) que son cortadas por ellas. Así, en la figura 9.2 se tiene:

Grietas longitudinales (XYZ). Son aquellas que disponen su rumbo paralelamente a las estructuras de las rocas encajantes, y tienen, en el perfil, buzamiento vertical o inclinado.

Grietas transversales (ABC). El rumbo de las grietas está dispuesto perpendicularmente al rumbo de las estructuras de las rocas, y tienen, en el perfil, buzamiento vertical o inclinado.

Grietas oblicuas (MNO). Su rumbo corta a las estructuras formando un ángulo agudo.

Grietas de estratificación (RST). Es un caso particular de grietas longitudinales, se disponen paralelas al rumbo de las estructuras, pero su buzamiento es paralelo también al buzamiento de las estructuras de las rocas.

Los planos de grietas, al igual que los planos de la estratificación, pueden ser representados por sus elementos de yacencia: rumbo, acimut de buzamiento y ángulo de buzamiento.

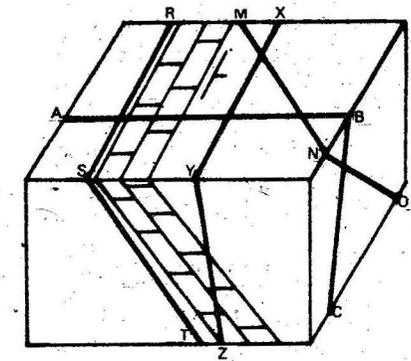


Fig. 9.2 Grietas según su relación con las estructuras de las rocas: RST- grietas de estratificación; XYZ- grietas longitudinales; MNO- grietas oblicuas; ABC- grietas transversales

Cuando las rocas no presentan estructuras visibles y poseen un aspecto monolítico monótono (por ejemplo, el caso de una intrusión granítica joven), resulta muy difícil detectar, durante el levantamiento geológico, el rumbo de alguna estructura que sirva de referencia para utilizar la clasificación dada en este epígrafe; entonces, es más conveniente referirse a sistemas de grietas (meridionales, latitudinales, etc.). Solo después de realizado el levantamiento geológico e interpretada la estructura de las regiones de este tipo, es posible identificar algún elemento estructural que permita relacionar las grietas con el rumbo de esas estructuras.

Clasificación genética

Desde el punto de vista genético, es decir, de los procesos que dan origen a las grietas, estas pueden clasificarse en dos grandes grupos: tectónicas y no tectónicas (tabla 9.1).

9.2 Grietas no tectónicas

Las grietas no tectónicas surgen por efecto de los cambios físicos que ocurren en las mismas rocas, a expensas de procesos exógenos que actúan en la superficie terrestre o cerca de ella.

Las grietas de origen no tectónico surgen con mucha frecuencia a causa del cambio de volumen de las rocas, que produce tensiones internas en la masa rocosa. Esto ocurre cuando una masa magmática que intruye en estado fundido pierde temperatura y pasa a estado sólido o cuando los sedimentos sueltos, en el proceso de diagénesis, se transforman en roca sedimentaria al perder agua y reducir su porosidad.

Las grietas no tectónicas que se producen por cambios de volumen dan origen a las grietas primarias.

Las grietas primarias se denominan así porque surgen en el estadio inicial de formación de la roca misma. En el caso de las rocas sedimentarias, el proceso de diagénesis provoca la expulsión del agua de la masa detritica y reduce la porosidad, con lo cual se produce una reducción brusca del volumen de la masa de sedimentos y surgen las grietas debido a las tensiones creadas en la masa rocosa.

Estas grietas primarias varían de forma, tamaño y número en dependencia del tipo y la potencia de los sedimentos. En la figura 9.3 puede verse cómo el agrietamiento en las calizas es más o menos regular y mantiene una disposición que tiende al paralelismo; además, el agrietamiento aumenta en la medida que la potencia es menor. Las areniscas, como muestra la figura, desarrollan un agrietamiento mucho más irregular.

Tabla 9.1
TIPOS GENÉTICOS DE GRIETAS

Tipo genético	Condiciones naturales en que surgen	Formas típicas de las grietas	Extensión por el rumbo y el buzamiento
No tectónicas	1. Procesos diagenéticos de sedimentos	Diversa en dependencia de las propiedades físico-mecánicas de las rocas GRIETAS PRIMARIAS	Cortas en ambos sentidos
	2. Enfriamiento de intrusiones y lavas.	Forman columnas poliédricas, fracturas cúbicas o en almohadas GRIETAS PRIMARIAS	Afectan cuerpos magmáticos. Con frecuencia son borradas por el agrietamiento tectónico
	3. Procesos exógenos	Muy irregulares	Solo algunos metros
	4. Otros procesos locales	Muy irregulares	Locales
Tectónicas	1. Efectos de tracción local en las rocas	Grietas de separación	Cortas
	2. Efectos de esfuerzos tectónicos de extensión o compresión	Grietas de cizalla	Pueden alcanzar miles de kilómetros.

Las calizas son rocas duras y frágiles, mientras que las areniscas son de dureza y fragilidad medias. Esto demuestra que la intensidad y regularidad del agrietamiento depende mucho de las propiedades físico mecánicas de las rocas. Si se observan las margas, que se caracterizan por un alto contenido de arcilla y por ende por un acentuado carácter plástico, se puede ver que el agrietamiento es aún más irregular y complejo y las grietas adoptan una configuración concéntrica o esférica.

Las grietas primarias en las rocas sedimentarias se conservan fundamentalmente en las capas que yacen horizontalmente o con una inclinación muy suave (1-3°), cuando aún no han sido afectadas por movimientos tectónicos fuertes. En rocas sedimentarias con buzamientos fuertes de 40° y más, o intensamente plegadas, el agrietamiento primario no se conserva, porque es borrado por el agrietamiento tectónico que es mucho más energético y se superpone al anterior.

Este elemento es muy importante para poder diagnosticar acertadamente el origen de las grietas que se observan en el campo.

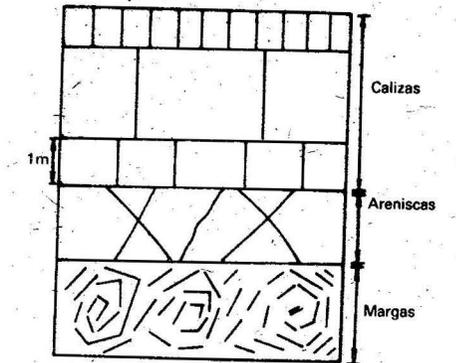


Fig. 9.3 Agrietamiento primario en rocas sedimentarias

En las rocas magmáticas también se desarrolla el agrietamiento primario (no tectónico); en este caso la pérdida de temperatura de los cuerpos intrusivos, en las partes altas de la corteza terrestre, producen la disminución brusca del volumen original de las rocas y las tensiones creadas hacen surgir el agrietamiento primario. Muchas intrusiones magmáticas desarrollan un agrietamiento cúbico que afecta fundamentalmente las zonas periféricas de la intrusión.

En las lavas es común encontrar el agrietamiento primario en forma de columnas de contornos aproximadamente poliédricos, como en el caso de los mantos de lava que afloran en las cercanías de la ciudad de Santiago de Cuba. En otras ocasiones las lavas desarrollan el agrietamiento en forma de lóbulos o almohadas debido a un enfriamiento muy rápido, en muchos casos en condiciones subacuáticas. Este fenómeno es apreciable en un afloramiento del polígono de prácticas del Instituto Superior Minero-Metalúrgico de Moa, en Ramón de las Yaguas, al este de Santiago de Cuba y otros lugares de la Sierra Maestra (figs. 9.4 y 9.5).



Fig. 9.4 Agrietamiento en forma de almohadas (Santiago de Cuba)



Fig. 9.5 Agrietamiento en forma de almohadas en las lavas básicas del río Baconao (Santiago de Cuba)

Dentro del grupo de grietas no tectónicas se encuentran también aquellas que se originan a expensas del trabajo de agentes netamente exógenos (raíces de plantas, cambios de temperatura nocturno diurno, gravedad), que actúan sobre la cohesión de las rocas. En general este agrietamiento afecta solo los primeros metros a partir de la superficie aflorante de las rocas y rara vez penetra más de 10 o 15 m.

9.3 Grietas tectónicas

Las grietas tectónicas surgen en el marco de los procesos endógenos (plegamiento, metamorfismo, vulcanismo, magmatismo, movimientos sísmicos). Por tal razón su origen es de carácter profundo y sus efectos son mucho más enérgicos y extensos que los producidos por los agentes exógenos que ocasionan el agrietamiento no tectónico.

Al expresar que el agrietamiento tectónico es más enérgico y extenso, se afirma que sus efectos se extienden en profundidad y por la superficie; debido a ello pueden llegar a borrar o enmascarar totalmente el agrietamiento no tectónico primario.

En condiciones naturales un cuerpo rocoso está sometido a tensiones que afectan su masa, en dependencia de las condiciones dinámicas en que actúan esas tensiones. Por supuesto, de la magnitud de esas tensiones dependerá el tipo de agrietamiento tectónico que se desarrolle.

Se puede considerar la existencia de dos tipos de grietas tectónicas: de separación y cortantes o de cizalla.

Las grietas de separación, como su nombre lo indica, presentan un espacio abierto entre sus paredes, como consecuencia de un ligero desplazamiento perpendicular al plano de grieta (fig. 9.6). Por lo general son grietas cortas y sinuosas que se desarrollan localmente y surgen en lugares donde existen fuerzas de tracción.

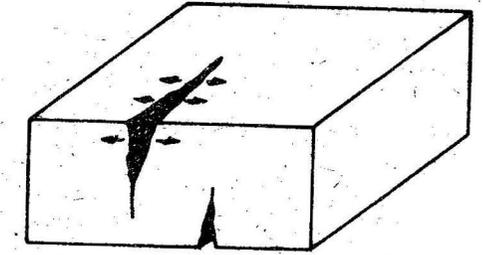


Fig. 9.6 Grietas de separación

Las grietas de cizalla o de efecto cortante se forman en condiciones de tensiones de las rocas y se disponen con cierta regularidad en relación con la dirección de los esfuerzos principales actuantes; forman ángulos de aproximadamente 30° con la dirección de esfuerzos principales.

Estas grietas se desarrollan mucho más ampliamente en profundidad y por rumbo que las grietas de separación, son más rectas y el desplazamiento observable siempre es paralelo al plano de la grieta (fig. 9.7).

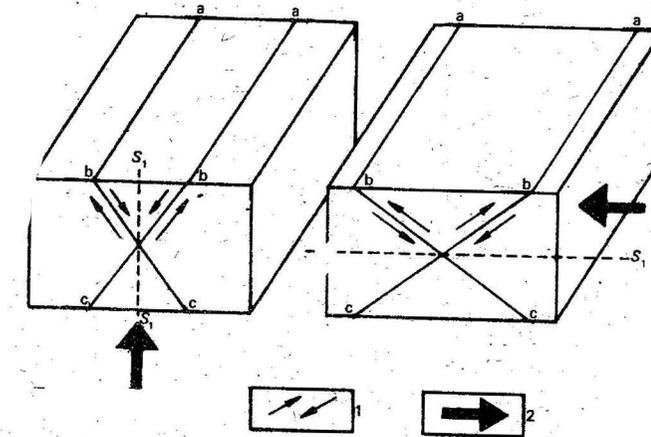


Fig. 9.7 Grietas de cizalla o cortantes: abc- grietas de cizalla; 1- desplazamiento posible a lo largo del plano de grieta; 2- dirección de los esfuerzos tectónicos principales (S_1)

En resumen, se puede expresar que las grietas de cizalla se extienden por rumbo y buzamiento mucho más que las grietas de separación y, en sentido general, las primeras tienen una distribución más amplia que las segundas.

Según los planos de grietas de cizalla se producen los grandes desplazamientos que dan origen a los diferentes tipos de fallas.

Como se ha visto el agrietamiento es un fenómeno universal, presente en todos los complejos rocosos y que surge en diferentes condiciones geológicas como pudo apreciarse en la tabla 9.1.

En los procesos de metamorfismo regional las rocas sufren un intenso agrietamiento que, por su importancia, se estudiará con atención especial en el capítulo 13.

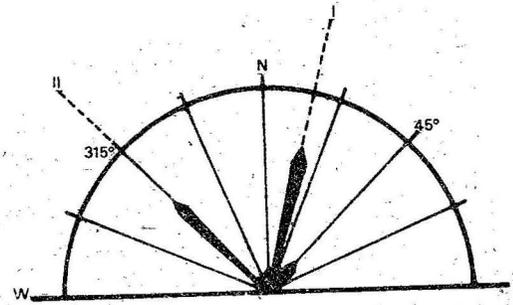


Fig. 9.9 Rosa de dirección del agrietamiento: I- sistema más desarrollado (15° NE); II- segundo sistema por su importancia (315° NW)

anticlinal hundido) el agrietamiento presenta dos sistemas fundamentales: NW y NE. En la zona II (granito biotítico) se desarrollan con preferencia los sistemas meridional y NE. En la zona III se destaca el sistema NW y en segundo lugar el sistema NE.

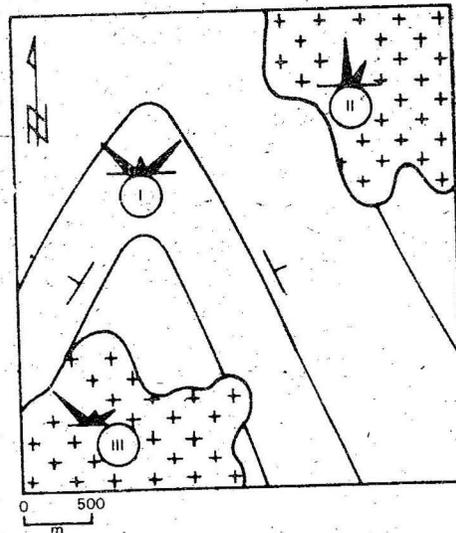


Fig. 9.10 Mapa que muestra los sectores donde se ha efectuado el estudio de agrietamiento en forma selectiva: I- zona de charnela de anticlinal; II- granitos biotíticos; III- granodioritas

El ejemplo ha permitido conocer el método para caracterizar el agrietamiento en distintos sectores. Si en esta misma región, tomada como ejemplo, se define además que las grietas de dirección norte sur son las más importantes para la localización de filones de molibdenita, es indiscutible que el granito biotítico aumenta el interés en la exploración, ya que es en este complejo donde el sistema norte sur de grietas tiene más desarrollo. Este ejemplo ilustra el sentido práctico del estudio del agrietamiento.

Otro método muy utilizado para caracterizar el agrietamiento es el estereograma de contorno, que consiste en llevar a una proyección estereográfica de Schmidt (equiareal) los polos de las líneas de buzamiento de los planos de grietas medidas. Este método es más completo que el de la rosa de dirección, porque caracteriza el rumbo predominante del agrietamiento y, además, su buzamiento, pero en esencia resuelve la misma tarea.

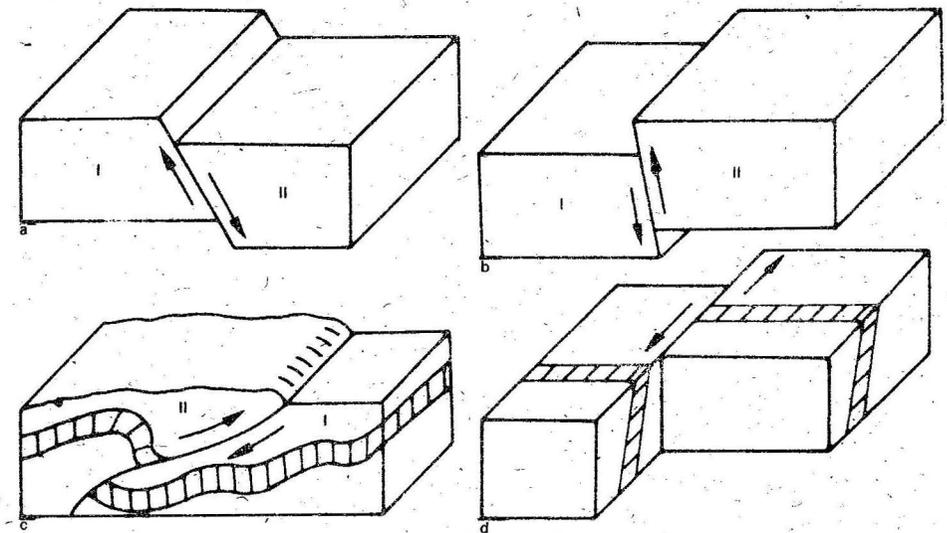


Fig. 10.1 Tipos morfológicos de fallas: a- normal; b- inversa; c- sobreempuje; d- de desgarre; I- bloque yacente; II- bloque colgante

10.2 Elementos estructurales de las fallas

En las fallas se distinguen los siguientes elementos estructurales (fig. 10.2):

Rumbo de la falla (ab). Línea de intersección del plano de falla con un plano horizontal. Su orientación se mide en grados de acimut, desde el norte hacia la derecha.

Buzamiento de la falla (α). Ángulo de inclinación del plano de falla, medido en un perfil perpendicular al rumbo de esta.

Acimut de buzamiento de la falla (β). Ángulo medido en el plano horizontal, desde el norte hasta la proyección horizontal de la línea de buzamiento de la falla (siempre hacia la derecha). El acimut de buzamiento de la falla se encuentra a 90° del rumbo.

Bloque yacente (I). Bloque de rocas que yacen por debajo del plano de falla.

Bloque colgante (II). Bloque que yace por encima del plano de falla.

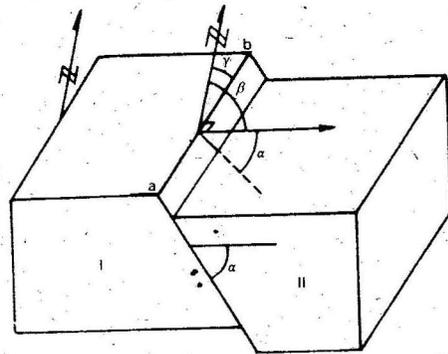


Fig. 10.2 Elementos estructurales de las fallas: ab - rumbo de la falla; γ - acimut del rumbo; β - acimut del buzamiento; α ángulo de buzamiento; I- bloque yacente; II- bloque colgante

En la figura 10.1 se puede observar que las fallas normales se caracterizan porque el bloque yacente está más elevado que el bloque colgante y en las fallas inversas la situación es contraria. Las fallas de sobreempuje realmente constituyen un caso extremo de fallas inversas, porque el bloque colgante aparece corrido, en forma de manto, sobre el bloque yacente. Por último, las fallas de desgarrre son fallas de buzamiento vertical, o casi vertical, en las cuales el movimiento ha sido a lo largo del rumbo de la falla. Obsérvese que en el caso de las fallas normales, inversas y de sobreempuje, el desplazamiento ocurre según el buzamiento del plano de falla.

Una vez realizada esta introducción general, se estudiará en detalle cada tipo morfológico de falla.

10.3 Fallas normales o gravitacionales

Una falla normal o gravitacional se ha descrito como el desplazamiento de dos bloques de la corteza terrestre por un plano de ruptura; uno de estos bloques, el yacente, ocupa una posición más alta con respecto al bloque colgante (fig. 10.1a).

Esta descripción se limita a simples elementos morfológicos o geométricos. De inmediato se verá cómo en el fondo de este fenómeno morfológico existe una esencia dinámica que producirá, siempre que se repitan las mismas condiciones, un tipo de falla específica.

Después de la observación de una enorme cantidad de estructuras falladas de tipo gravitacional o normal se ha comprobado que ellas aparecen en los sectores

de la corteza terrestre sometidos a empujes verticales (levantamientos o asentamientos). En tales condiciones, las fuerzas tectónicas actúan en sentido vertical, al mismo tiempo que, en sentido horizontal o tangencial a la corteza, actúan fuerzas de distensión o estiramiento. En la figura 10.3 se representa esta situación, mediante elipsoides de esfuerzo y deformación; el elipsoide de esfuerzo tiene su eje de máximo esfuerzo S_1 en posición vertical y en el de deformación el eje de máxima deformación está en posición horizontal (eje A), orientado en la dirección que se produce la distensión o estiramiento.

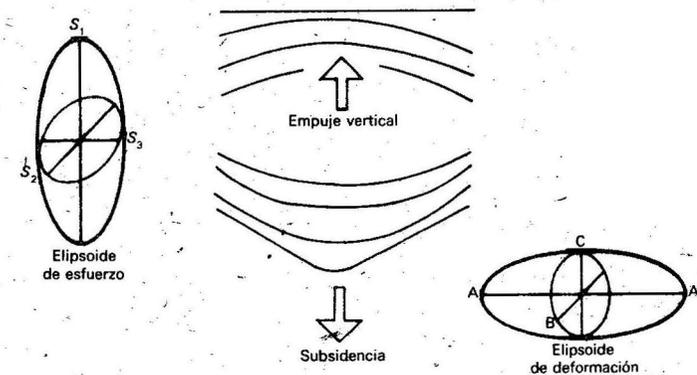


Fig. 10.3 Condiciones dinámicas correspondientes al surgimiento de fallas normales

En estos sectores de la corteza terrestre, el agrietamiento se desarrolla de acuerdo con las condiciones creadas por esfuerzos principales de dirección vertical y planos de agrietamiento de cizalla situados a 30° de esta dirección.

En la figura 10.4 se puede apreciar, desde un punto de vista teórico, la evolución dinámica que conduce al surgimiento de fallas normales. Previamente se desarrolla el agrietamiento según los planos T_1 y T_2 (planos cortantes o de cizalla), situados aproximadamente a 30° de S_1 , con un buzamiento próximo a los 60° (fig. 10.4a).

En estas condiciones es posible descomponer las fuerzas verticales principales de empuje en sus componentes paralelas y normales a uno de los planos de fractura. En la figura 10.4 se han representado las componentes n y n' , normales al plano cortante T_1 para los dos semiespacios, y las componentes t y t' , paralelas al plano T_1 , también para ambos semiespacios. Si las fuerzas verticales se acentúan, es posible que se produzca un desplazamiento de los semiespacios (bloques) según el plano de fractura T_1 . No es difícil apreciar que el par $n-n'$ no es capaz de producir desplazamiento, porque actúa en dirección perpendicular al posible movimiento. Entonces el par motriz será $t-t'$, dispuesto paralelamente al plano de fractura. La componente t moverá el semiespacio inferior (bloque yacente) hacia arriba y la componente t' moverá al semiespacio superior (bloque colgante) hacia abajo, de lo cual resulta lo que se observa en la figura 10.4c. Otra variante no es posible y el resultado es el surgimiento de una falla normal.

Las condiciones de estiramiento en sentido horizontal están presentes en el desarrollo dinámico del ejemplo analizado. Efectivamente, al deslizarse el bloque colgante hacia abajo, en relación con el bloque yacente, necesariamente han ocupado un espacio mayor en sentido horizontal, tal como se observa en la figura 10.5. Al ini-

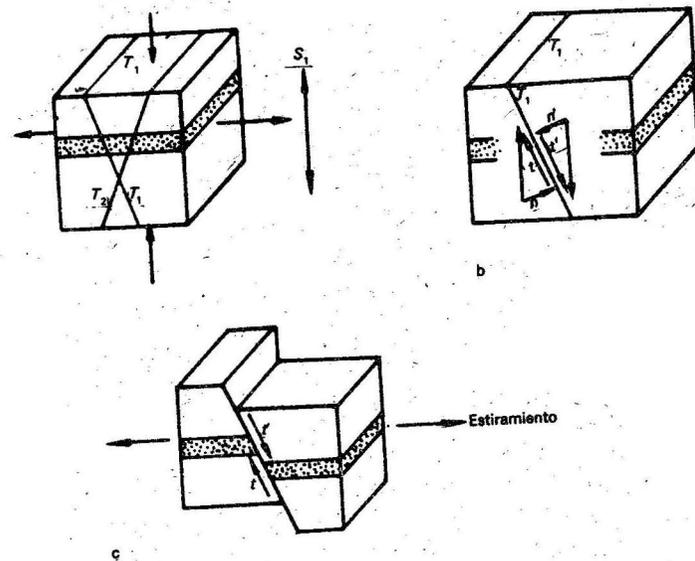


Fig. 10.4 Desarrollo dinámico de una falla normal

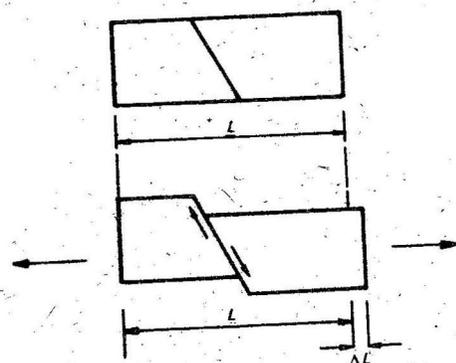


Fig. 10.5 Expansión horizontal de un bloque afectado por falla normal

cio del proceso los bloques ocupaban un espacio horizontal L ; después de producirse la falla esta distancia aumenta en ΔL , a expensas del efecto de expansión horizontal. Las fallas normales, en la inmensa mayoría de los casos, no aparecen aisladas, sino que forman grupos, dispuestos por lo general en forma de bloques escalonados descendentes (grábenes) o en bloques escalonados ascendentes (*horst*). Otras veces adoptan forma radial; esto último está relacionado con pliegues en forma de cúpula como se verá más adelante.

En las figuras 10.6 y 10.7 se presentan ejemplos de fallas normales en grupos. Ambos ejemplos representan grábenes causados por empujes verticales; en el caso de la bahía de Santiago de Cuba, por asentamiento tectónico y en el caso de la figura 10.7 por un levantamiento tectónico, seguido de hundimiento.

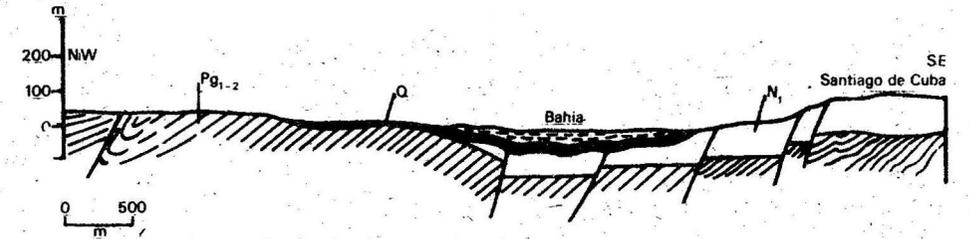


Fig. 10.6 Gráben producido por un sistema escalonado de fallas normales que ha dado origen a la bahía de Santiago de Cuba

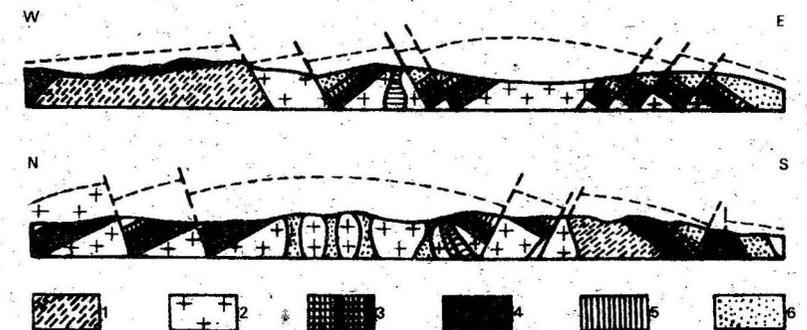


Fig. 10.7 Fallas normales asociadas a un levantamiento en forma de bóveda (levantamiento de Morvan, Francia: 1. series terrígenas; 2. granitos; 3. Paleozoico; 4. Triásico; 5. Jurásico inferior; 6. Jurásico superior y medio)

En resumen, se puede establecer que las fallas normales surgen en condiciones de estiramiento horizontal de la corteza terrestre, debido a empujes verticales. En tal situación los planos de fallas normales siguen las direcciones de las fracturas de cizalla o cortantes y se disponen por lo general en grupos paralelos escalonados. Las fallas normales, al producir el deslizamiento de bloques de la corteza terrestre, causan dislocación de diferentes estructuras geológicas (estratos, filones, diques, etc.). Estas dislocaciones se pueden apreciar tanto en los cortes naturales del terreno como en la superficie. Se tratará de mostrar espacialmente las relaciones geométricas de esas estructuras dislocadas, mediante la proyección isométrica y se dará nomenclatura a los distintos tipos de desplazamientos.

En la figura 10.8 se ha representado una capa dislocada por una falla normal. En el plano horizontal se observa la dislocación de la capa por la falla; se denomina desplazamiento horizontal a a la distancia de desplazamiento medida perpendicularmente, de piso a piso o de techo a techo, sobre el mapa geológico.

Este desplazamiento a es fácil medirlo sobre el mapa o directamente sobre el terreno.

El salto estratigráfico C_1 es el desplazamiento medido perpendicularmente, de piso a piso o de techo a techo, de la capa desplazada, en un perfil geológico (plano vertical) perpendicular al rumbo de la falla.

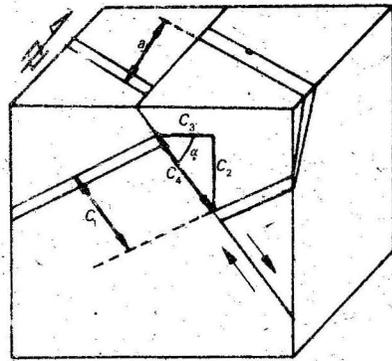


Fig. 10.8 Dislocaciones que producen las fallas normales: a : desplazamiento horizontal; C_1 : salto estratigráfico; C_2 : salto vertical; C_3 : rechazo horizontal; C_4 : desplazamiento total por el buzamiento; α : ángulo de buzamiento de la falla

El desplazamiento total por el buzamiento C_4 es la distancia en que una estructura resulta desplazada por la falla y se mide en un perfil perpendicular al rumbo de esta. Este movimiento posee dos componentes: según la vertical se produce el salto vertical C_2 y según la horizontal, el rechazo horizontal C_3 . En ambos casos la distancia se mide de techo a techo o de piso a piso de las estructuras desplazadas. Cuando se conoce el ángulo de buzamiento de la falla y alguno de los desplazamientos C_1 , C_2 o C_3 es posible utilizar las fórmulas:

$$\tan \alpha = \frac{C_2}{C_3} \quad \text{sen} \alpha = \frac{C_2}{C_4} \quad \text{cos} \alpha = \frac{C_3}{C_4}$$

El salto vertical C_2 puede determinarse por perforaciones de pozos verticales y el rechazo horizontal C_3 en galerías realizadas durante los trabajos de laboreo de yacimientos. Sin embargo, la determinación del ángulo de buzamiento de la falla en muchas ocasiones no es una tarea fácil, por eso no es posible utilizar siempre las relaciones trigonométricas.

En los epígrafes siguientes se verá que el método más usado para el cálculo del desplazamiento es el que considera solamente el salto vertical C_2 y el desplazamiento horizontal a , ya que son datos de fácil obtención.

10.4 Fallas inversas

Cuando en la corteza terrestre actúan fuerzas de carácter tangencial o compresión-lateral que producen deformaciones de tipo longitudinal, las rocas se pliegan de forma continua. En la figura 10.9 se reproducen las condiciones dinámicas que corresponden a fuerzas tectónicas que actúan en dirección horizontal.

Al contrario de las fallas normales, los sectores de la corteza, afectados por esfuerzos tangenciales (horizontales), desarrollan un agrietamiento diferente. Puesto que las fuerzas principales actúan en sentido del acortamiento en dirección horizontal, la máxima deformación se produce según la vertical. Las fallas que surgen en tales condiciones son inversas por las razones siguientes: como en el caso de las fallas normales, las inversas se desarrollan según planos de cizalla T_1 y T_2 (fig. 10.10a), pero la posición de los ejes de máximo esfuerzo y máxima deformación cambian.

Los planos de efecto cortante T_1 y T_2 se disponen aproximadamente a 30° del eje de empuje tectónico principal, situado ahora horizontalmente. En esta dirección se produce compresión y en sentido vertical expansión. Al descomponerse la fuerza de empuje horizontal E en sus componentes normal y paralela al plano de cizalla T_2

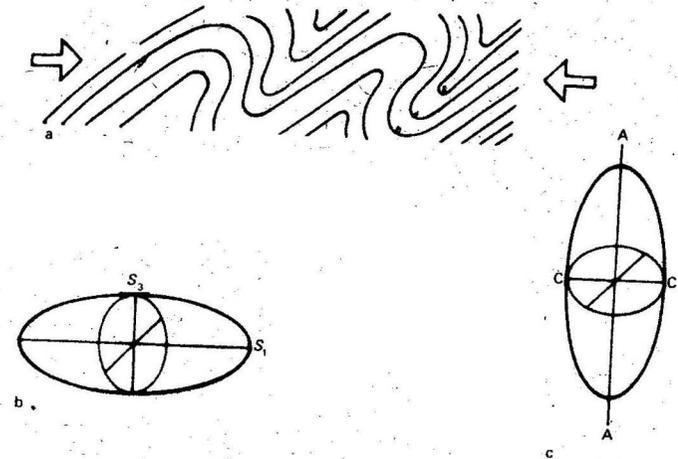


Fig. 10.9 Condiciones dinámicas correspondientes a fuerzas tectónicas de compresión lateral (tangencial): a: plegamiento de tipo lineal continuo; b: elipsoide de esfuerzo; c: elipsoide de formación

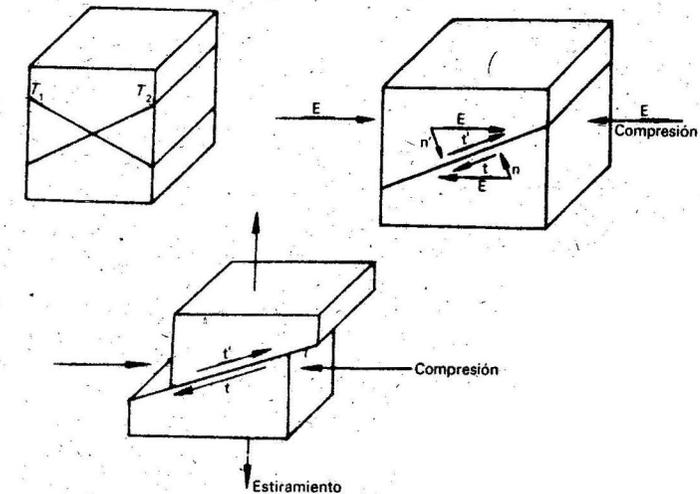


Fig. 10.10 Desarrollo dinámico de una falla inversa

(fig. 10.10b) el par motriz $t-t'$ tenderá a mover el bloque colgante hacia arriba y el bloque yacente hacia abajo. El resultado final es una falla inversa (fig. 10.10c).

En la realidad, las fuerzas tectónicas principales no actúan en direcciones exactamente verticales u horizontales, sino en direcciones intermedias. Por otro lado, la intensidad de los empujes tectónicos varía con el tiempo, e incluso cambia el sentido de empuje horizontal por el vertical y viceversa. Por estas razones, en las condiciones naturales, las fallas inversas y normales pueden aparecer juntas, superponiéndose unas a otras. Las consideraciones teóricas hechas sobre ejemplos muy simplificados

han sido útiles para interpretar las relaciones dinámicas que causan las fallas inversas y normales, pero esta sencillez no puede inducir una imagen simplista que predisponga a querer encontrar, en las condiciones reales, relaciones geométricas exactas. El agrietamiento en el campo suele aparecer a primera vista de forma caótica; solo el trabajo sistemático logra poner orden en ese aparente caos y permite establecer las regularidades objetivas de la zona que se estudia.

Existe unidad dialéctica entre los movimientos verticales y horizontales de la corteza terrestre que originan multitud de formas diferentes; pretender darle carácter absoluto a uno de los dos, conduce a errores graves y a una incorrecta interpretación de los fenómenos estudiados.

En la figura 10.11 se han representado las diferentes componentes del movimiento de dislocación provocado por fallas inversas; como se observa, son las mismas que se producen por fallas normales y tienen la misma denominación.

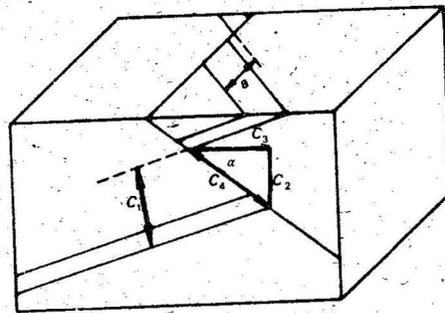


Fig. 10.11 Dislocaciones producidas por fallas inversas: α desplazamiento horizontal; C_1 salto estratigráfico; C_2 salto vertical; C_3 rechazo horizontal; C_4 desplazamiento total por el rumbo; α buzamiento del plano de falla

10.5 Sobreempujes

En zonas donde los movimientos tectónicos de empuje tangencial (horizontales) adquieren una elevada intensidad pueden surgir ciertos tipos de fallas inversas que se caracterizan por grandes desplazamientos de bloques colgantes sobre bloques yacentes. Un ejemplo típico lo constituyen los sobreempujes de masas de rocas ultrabásicas del norte de las provincias orientales de Cuba (figs. 10.12 y 10.13).

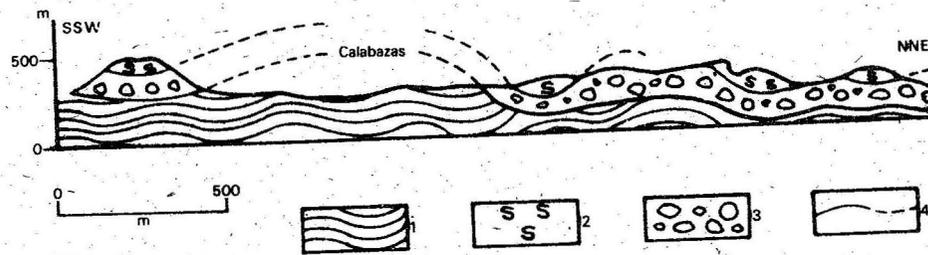


Fig. 10.12 Perfil esquemático que muestra un manto tectónico de serpentinitas sobre rocas terrígenas del Maestrichtiano (Calabazas de Sagua, Cuba oriental) 1. formación Micara (autóctono); 2. mantos de serpentinita (alóctono); 3. melange La Picota (alóctono); 4. plano de sobreempuje.



Fig. 10.13 Foto que muestra un sobreempuje de serpentinitas sobre rocas del Maestrichtiano (Sagua de Tánamo, Cuba)

En el ejemplo de la figura 10.12, tomado de los trabajos de J. Cobiella, en Calabazas (Cuba), se pueden apreciar las características de un sobreempuje. En primer lugar, el plano de falla tiene un ángulo de inclinación muy pequeño (algunos grados) y un carácter ondulado. El perfil, de una longitud de 4 km, que se prolonga tanto al sur como al norte, indica que la magnitud del desplazamiento según los planos de sobreempuje son del orden de unidades e incluso decenas de kilómetros. El bloque superior constituido de serpentinitas y conglomerado-brechas se ha desplazado sobre la formación Micara. Las serpentinitas tienen su origen en las zonas profundas de la corteza y ascienden por planos de fallas profundas situadas hacia el sur de esta zona.

Se denomina bloque alóctono o manto tectónico a las rocas que han sido movidas de su posición original por fuerzas tectónicas y se emplazan sobre otras formaciones que pueden ser de una edad más joven.

El alóctono, por efecto de la erosión, puede quedar destruido en algunos sectores y dejar ver las rocas infrayacentes del autóctono. Estos espacios abiertos en forma de ventanas se denominan precisamente "ventanas de erosión" (del alemán *fenster*).

En otras ocasiones quedan fragmentos aislados del alóctono completamente rodeados de rocas del autóctono. Estos restos de alóctono se denominan *klipen* (del alemán) o "testigo" del alóctono.

En el flanco norte de la sierra del Cristal, en Nicaro (Cuba), se observa la presencia de grandes sobreempujes de serpentinitas sobre rocas terrígenas del Cretácico superior (fig. 10.14). En este caso, el río Levisa ha abierto un profundo valle que constituye una "ventana de erosión" en el fondo de la cual afloran las rocas terrígenas autóctonas.

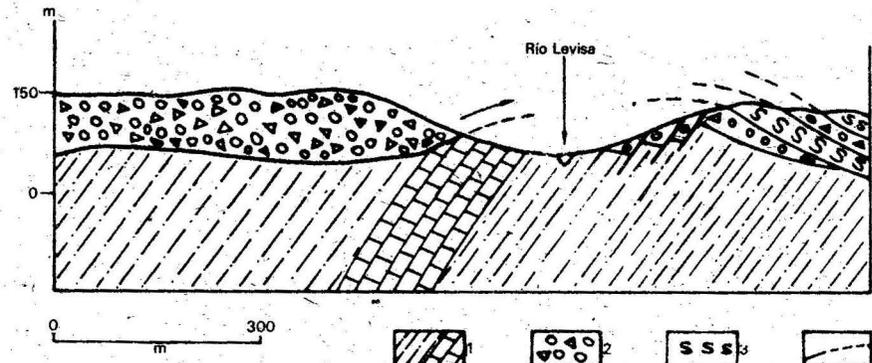


Fig. 10.14 Perfil esquemático de estructuras escamosas de mantos tectónicos de serpentinitas y melange sobre terrígenos del Maestrichtiano (Nicaro, Cuba): 1- formación Mica; 2- mantos de serpentinita; 3- melange; 4- planos de sobreempuje

En la figura 10.15 se muestra un pliegue tumbado (bloque alóctono) que cabalga sobre rocas plegadas (Alpes orientales). Se puede ver cómo, en algunos puntos, en el plano de sobreempuje descansan rocas del Triásico inferior y medio sobre rocas del superior. Esta aparente contradicción de la ley de superposición estratigráfica se explica por la presencia del sobreempuje.

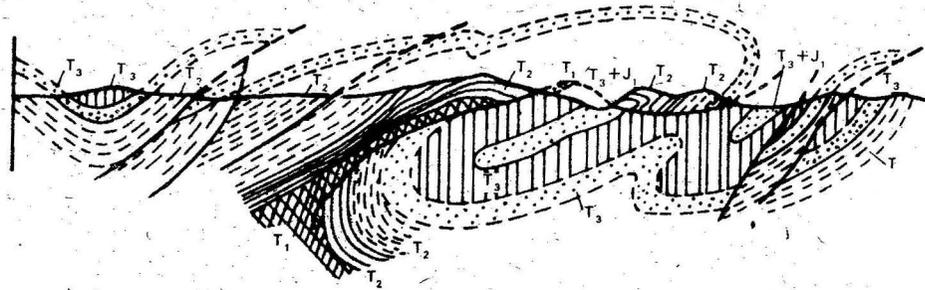


Fig. 10.15 Mantos tectónicos formados en el flanco de pliegues volcados (Alpes occidentales)

En resumen, se pueden describir las fallas de sobreempuje como fallas de ángulo pequeño, según las cuales se deslizan mantos tectónicos (alóctonos) sobre rocas autóctonas; este desplazamiento puede alcanzar la magnitud de varias decenas de kilómetros. La relación de edades entre el alóctono y el autóctono puede ser diversa (las rocas del alóctono pueden ser más viejas, más jóvenes o de igual edad que las del autóctono).

La figura 10.16 es un mapa geológico donde se ha representado el fenómeno de sobreempuje. El rumbo o línea de falla del sobreempuje se traza con una línea fina y con triángulos pequeños cuyas bases descansan sobre la línea de falla y su vértice indica la dirección del acimut de buzamiento del plano de falla. En el vértice del triángulo se anota el valor del ángulo de buzamiento del plano de falla. Obsérvese que en el klipen los vértices de los triángulitos se dirigen hacia el interior del contorno y en el caso de "la ventana de erosión" se dirigen hacia afuera.

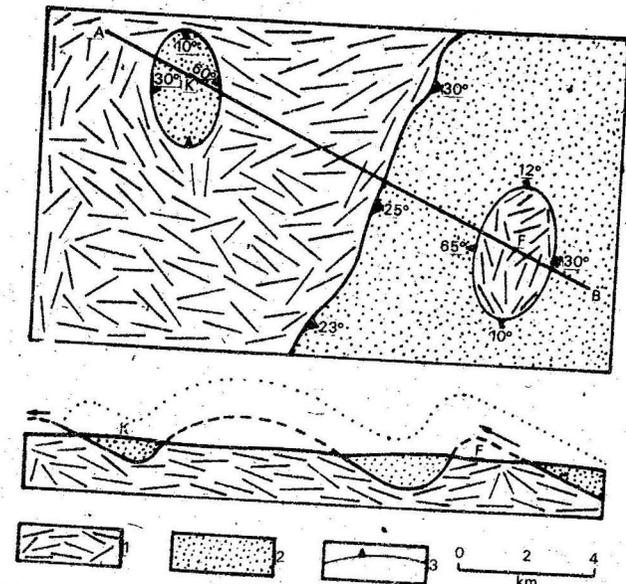


Fig. 10.16 Sobreempujes en mapas y perfiles: 1- autóctono; 2- alóctono; 3- rumbo y buzamiento del plano de sobreempuje; K- klipen; F- "ventana de erosión" (fenster)

10.6 Criterios para diagnosticar la presencia de fallas

Como se explicó anteriormente, las fallas varían en extensión y profundidad en intervalos que oscilan desde un metro hasta varios miles de kilómetros, según el rumbo.

Los fenómenos acompañantes de las fallas (trituration de las rocas, distorsiones violentas, brechamientos, espejos de fricción, etc.), se manifiestan con diferente grado de intensidad en correspondencia con la magnitud de la falla.

Mientras más extensa y profunda sea la falla, más extensos e intensos serán los fenómenos a ella asociados.

Es conocido de cursos anteriores de Geología general que la presencia de fallas puede diagnosticarse sobre la base de la aparición de zonas alargadas de trituration de las rocas o por la presencia de brechas tectónicas. Generalmente, para determinar los elementos de yacencia de las fallas que producen saltos de mayor envergadura (100 a 500 m y más) se hace necesario hacer observaciones indirectas, tales como:

- Presencia de milonita, brechas, trituration etc., en afloramientos situados sobre una línea. En la figura 10.17 es posible suponer la presencia de una falla que pasa por los afloramientos o puntos de documentación 1, 2 y 3.
- Cambios bruscos de los elementos de yacencia. Cuando esto ocurre en una dirección, tal como se observa en la figura 10.18, en los afloramientos 1, 3 y 5 se nota un cambio brusco de buzamiento y pliegues volcados. Por esta razón es válido suponer la presencia de una falla de rumbo NW.

Otra situación es la que aparece en la figura 10.19 cuando se produce una variación brusca del rumbo de las estructuras según una línea submeridional.

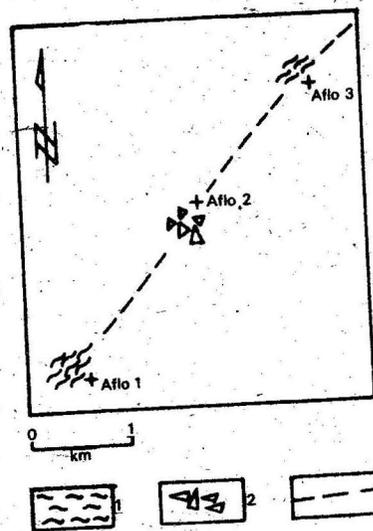


Fig. 10.17 Criterios de fallas asociados a zonas alineadas de brechas y milonita: 1- milonita; 2- brecha tectónica; 3- falla probable

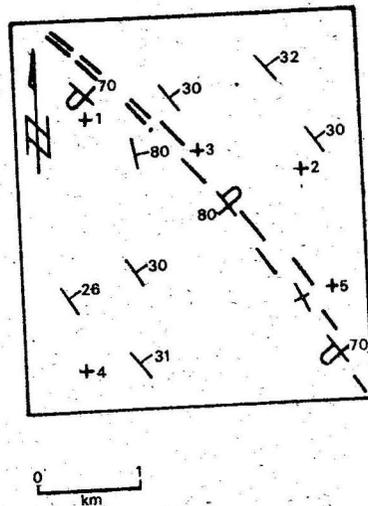


Fig. 10.18 Criterios de fallas asociados a zonas alineadas de cambios bruscos de buzamientos de las estructuras

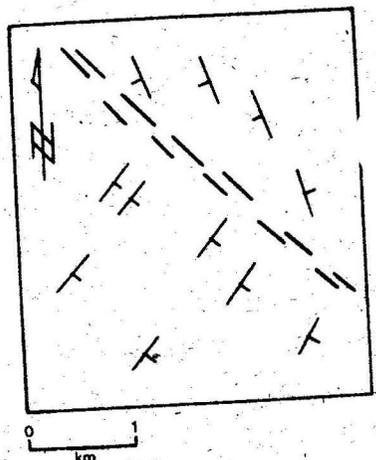


Fig. 10.19 Diagnóstico de falla asociado al cambio brusco del rumbo de las estructuras

Las fotos aéreas pueden hacer evidente la presencia de fallas, sobre todo cuando estas se reflejan bien en el relieve actual. En otras ocasiones, las fallas, por muy extensas y profundas que sean, no se hacen evidentes en el relieve, porque están cubiertas por una potente capa de depósitos jóvenes; en tales casos los métodos de observación directa no dan resultados y se hace necesario utilizar otros medios técnicos: geofísica y perforaciones.

Todo proyecto de trabajo de exploración o búsqueda lleva incluido un capítulo que señala el volumen de los trabajos de perforación y de geofísica que se deben

realizar y la función que deben cumplir (entre otras la de aclarar la composición y estructura de las rocas que yacen profundamente).

Cuando se utilizan las perforaciones con vistas a confeccionar los mapas geológicos, se deben realizar las correspondientes interpretaciones de los datos que ofrecen estas.

Así, es posible detectar la presencia de una falla cuando se cuenta con la información de dos o más perforaciones, para ello es necesario conocer adecuadamente la estratigrafía de la zona estudiada.

En la figura 10.20 se ha representado la situación que corresponde a tres pozos que cortan estructuras dislocadas por una falla normal.

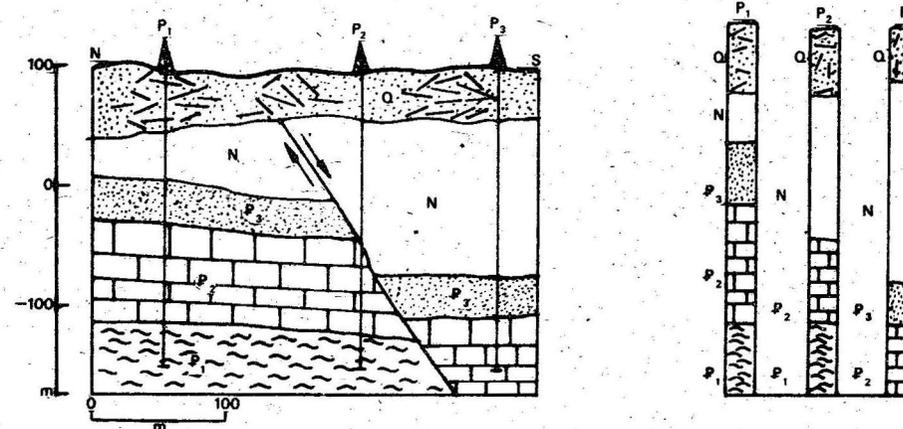


Fig. 10.20 Fallas normales en perforaciones

Como puede observarse:

- el pozo 1 corta un espesor del Neógeno tres veces menor que el que corta el pozo 3, del cual lo separan solo unos 250 m, esto es causado por el hundimiento del bloque colgante;
- el horizonte del Oligoceno es cortado por el pozo 1 a 100 m de la superficie, mientras que el pozo 3 lo hace a 160 m, o sea, que existe un salto estratigráfico de unos 60 m a una distancia de apenas 250 m;
- el pozo 2 no corta el horizonte del Oligoceno y solo perfora la mitad de la potencia total de las calizas del Eoceno.

El ejemplo descrito ha servido para poner en evidencia algunos fenómenos que se presentan al perforar estructuras dislocadas por fallas normales.

En general, se puede dar como criterio para la localización de fallas normales, cuando se interpretan datos de perforación, los siguientes:

Cuando en dos pozos, situados a una distancia relativamente cercana, se detectan saltos estratigráficos o diferencias grandes de metrajes perforados de un mismo horizonte y, además, un tercer pozo situado entre ambos deja de cortar uno o varios horizontes, es posible diagnosticar la presencia de una falla normal entre los pozos extremos.

Un análisis semejante puede realizarse en el caso de fallas inversas. En la figura 10.21, el pozo 1 corta un espesor muy pobre del Oligoceno, en relación con el pozo 3 y a una altura mucho menor. El horizonte del Eoceno también es cortado a diferentes alturas en los pozos 1 y 3. Por otro lado, el pozo 2 corta dos veces las rocas del Oligoceno, Eoceno y Paleoceno. Así, se puede enunciar la siguiente regla:

Cuando en dos pozos, situados relativamente cerca uno del otro, se detecta un salto estratigráfico anormal o un cambio brusco de potencias en capas de igual edad, y un tercer pozo ubicado entre ambos corta dos veces una o varias de estas capas, y se repite la sucesión de horizontes, es posible diagnosticar la presencia de una falla inversa que se sitúa entre las perforaciones extremas.

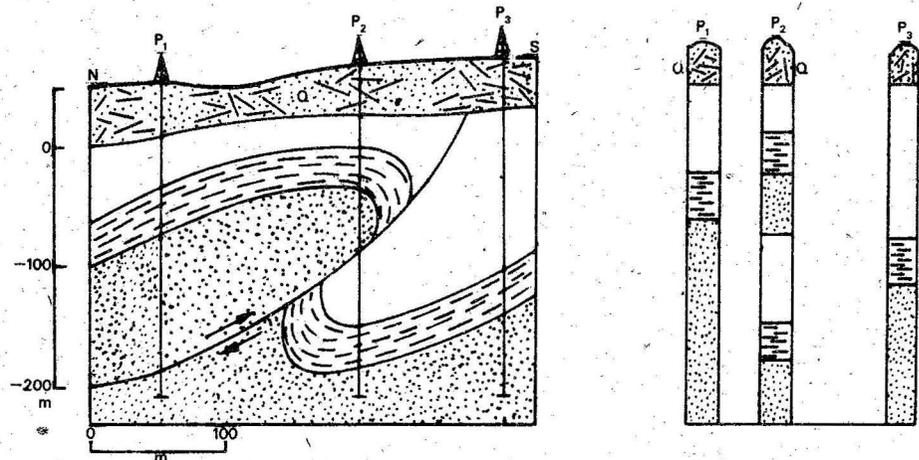


Fig. 10.21. Fallas inversas en perforaciones

Para hacer correctas correlaciones entre pozos, en una zona de trabajo, se debe tener muy claro, ante todo, la estratigrafía de dicha zona. Es indispensable no hacer interpretaciones sobre bases puramente especulativas, ya que una interpretación errónea puede conducir a gastos innecesarios durante la exploración geológica.

Los métodos geofísicos cada día desempeñan un papel más importante en la solución de numerosos problemas de la geología estructural. Por su esencia, esta técnica se basa en la interpretación de campos físicos naturales o creados artificialmente para detectar el comportamiento de las rocas ante dichos campos. Este comportamiento responde a peculiaridades estructurales o a la composición de la roca.

La geofísica es capaz de obtener información hasta de las zonas más profundas del planeta, incluido el núcleo.

Al estudiar la distribución de una propiedad física en el perfil es posible detectar la presencia de una fractura o falla en zonas no accesibles a la observación directa por estar cubiertas por espesores considerables de sedimentos jóvenes.

La resistividad eléctrica de las rocas es una propiedad física muy utilizada en la exploración geofísica. En la figura 10.22 se ha representado el comportamiento de la resistividad ρ en un perfil hecho en un macizo de rocas graníticas. La resistividad ha disminuido bruscamente sobre una zona de intenso agrietamiento. Efectivamente,

la resistividad puede disminuir a expensas de una mayor humedad en la parte fracturada del macizo o a la presencia de minerales más conductores (por ejemplo, sulfuros) que se asocian con frecuencia a fallas.

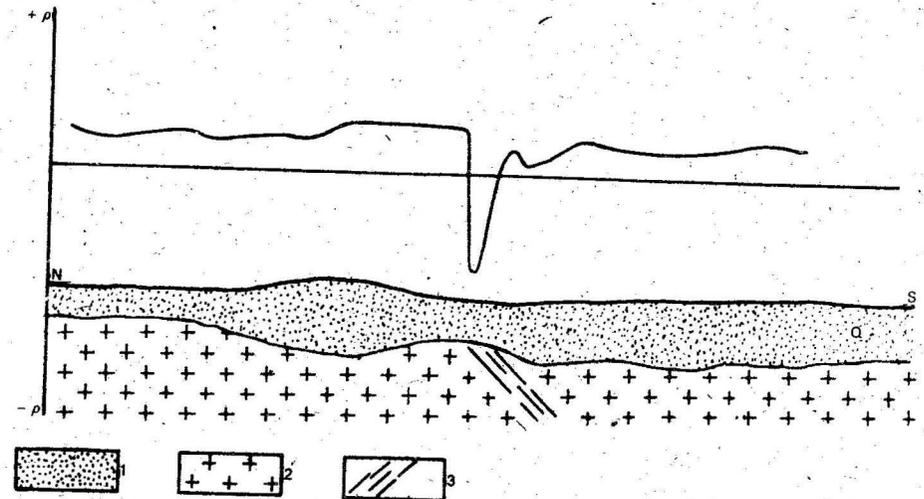


Fig. 10.22 Perfil geológico y geofísico mostrando el comportamiento de la resistividad eléctrica ρ en zonas de fracturas: 1- depósitos del Cuaternario; 2- granodioritas; 3- zonas de fracturas

10.7 Medición de los desplazamientos en estructuras falladas

Cuando se explicaron las diferentes dislocaciones que provocan las fallas, se indicó que por su utilización práctica, los más importantes son el salto vertical C_2 y el desplazamiento horizontal a , ya que es posible medirlos en operaciones corrientes del trabajo de exploración. Durante el mapeo de superficie se mide a y durante los trabajos de perforación se mide C_2 .

En la figura 10.23 se puede observar la relación espacial entre el desplazamiento horizontal a y el salto vertical C_2 .

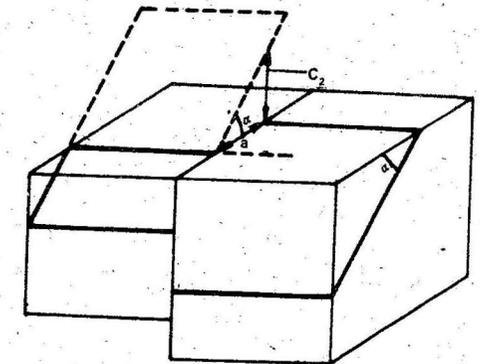


Fig. 10.23 Relación espacial entre el salto vertical C_2 y el desplazamiento horizontal a provocados por una falla

Ambos desplazamientos (a y C_2) forman un triángulo rectángulo en el cual ellos son los catetos vertical y horizontal y el ángulo agudo adyacente al desplazamiento horizontal a es el ángulo de buzamiento α de las estructuras desplazadas. Es fácil por tal razón expresar:

$$\tan \alpha = \frac{C_2}{a}$$

$$C_2 = a \tan \alpha$$

Esta relación trigonométrica permite enunciar la importante ley:

El salto vertical C_2 de una falla es igual al producto de la longitud del desplazamiento horizontal multiplicado por la tangente del ángulo de buzamiento de las capas, diques, filones, etc., desplazados.

Como puede apreciarse, C_2 y a son magnitudes que se determinan fácilmente y no se requiere medir los elementos de yacencia de la falla, lo cual a veces resulta, si no imposible, bastante engorroso.

Se puede medir directamente sobre el mapa geológico el desplazamiento horizontal a según la escala (1 cm = 100 m). Basta aplicar la ecuación $C_2 = a \tan \alpha$ para obtener el valor del salto vertical. Se ha utilizado una vía analítica, pero es posible también resolver el problema construyendo sencillamente un perfil MN, tal como se aprecia a la derecha del mapa de la figura 10.24.

Otro factor importante relacionado con el desplazamiento de las estructuras por fallas es la determinación en el mapa geológico del bloque yacente y el colgante y, de ellos, el que está elevado o hundido.

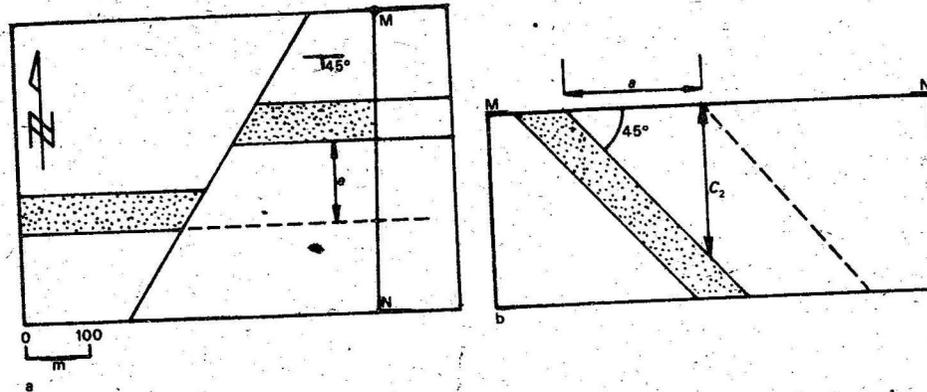


Fig. 10.24 Determinación del salto vertical C_2 en función del desplazamiento horizontal a : a) plano geológico; b) perfil

Al analizar la figura 10.25 se pueden establecer algunas reglas.

En la figura 10.25a el bloque colgante se encuentra hacia el sureste y en la 10.25b hacia el suroeste; en ambos casos se ve claramente que el bloque colgante se localiza siempre hacia la dirección en que buza el plano de falla.

Por otro lado, al analizar las edades de las rocas, que yacen a uno y otro lado de la línea de falla, es posible saber qué bloque está más alto. En el punto P_1 de la figura 10.25a, hacia el oeste aparecen rocas más jóvenes que las que aparecen en el

contacto de la falla, en su parte oriental. Como lo indica el perfil, el bloque oriental (colgante) está más elevado. En el punto P_2 de la figura 10.25b las rocas más antiguas están hacia el este, luego el bloque elevado es el oriental (yacente).

Después de lo anterior, se puede enunciar la regla general siguiente:

En un mapa geológico que represente estructuras falladas, el bloque colgante se encontrará hacia donde buce la falla y el bloque más elevado será aquel que en un punto de la falla tenga las rocas más antiguas en relación con ese mismo punto del bloque contiguo.

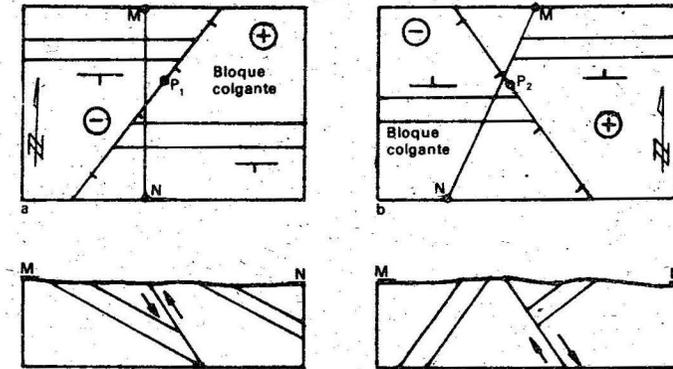


Fig. 10.25 Determinación en el mapa geológico de bloques yacentes, colgantes, levantados y hundidos: a) falla inversa; b) falla normal

10.8 Representación de estructuras falladas mediante isoestratas

El plano de falla puede considerarse como un plano geométrico y como tal ser representado mediante isoestratas.

Cuando se representan en un mapa estructuras falladas (por ejemplo, una capa o filón dislocados), se tendrá el caso geométrico de la intersección de planos en el espacio. En este caso, el plano de falla interrumpe o limita la extensión del plano de capa o filón en uno y otro bloque fallado.

A continuación se describirá la metodología para representar las estructuras falladas mediante isoestratas a partir de un ejemplo concreto.

En la figura 10.26a se presenta el mapa geológico del nivel absoluto +20. Una capa con rumbo EW buza al sur con 45° y se encuentra desplazada por una falla normal de dirección NE y buzamiento de 45° SW. Se consideran todos los planos como monoclinales (falla y capa). En la figura 10.26b se ha representado la situación en proyección isométrica.

La falla ha ocasionado una dislocación que en el plano horizontal +20, a lo largo del rumbo de la falla, tiene una magnitud MN. Con estos elementos se inicia la representación de la estructura fallada por medio de isoestratas, es decir, se pasa a construir el plano estructural.

Por ser la falla un plano de discontinuidad que interrumpe la extensión de la capa en cada bloque, es necesario representarlo en primer lugar. Se considerará un plano de proyección horizontal situado en el nivel hipsométrico +20 con respecto al nivel del mar, y que el mapa geológico se refiere a este nivel. Se trazarán las isoestratas de 20 en 20 m.

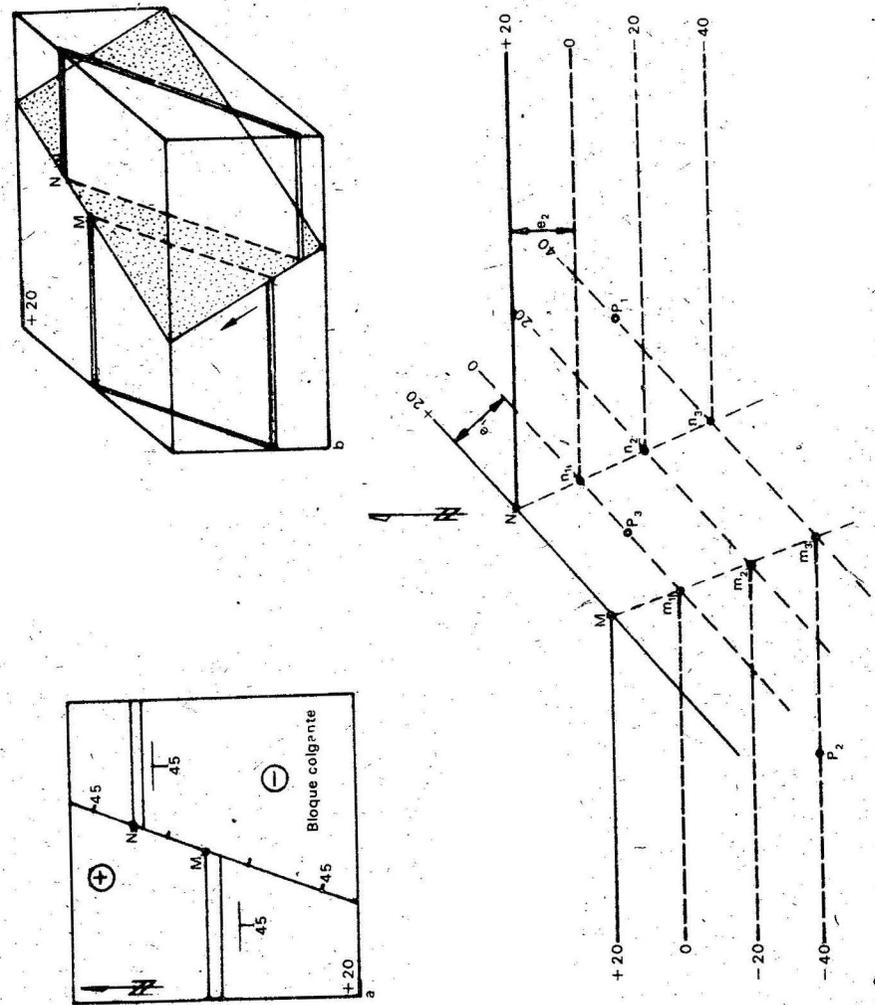


Fig. 10.26 Construcción del plano de una estructura dislocada por una falla normal (plano de proyección en + 20 m): a. mapa geológico; b. proyección isométrica; c. mapa estructural

Se calcula el espaciamiento horizontal para las isoestratas del plano de falla:

$$e_1 = \frac{\Delta H}{\tan H_1}$$

Como $\Delta H = 20$ m y α_1 es el ángulo de buzamiento de la falla, $\alpha_1 = 45^\circ$, entonces:

$$e_1 = \frac{20 \text{ m}}{\tan 45^\circ} = 20 \text{ m}$$

Se traza la isoestrata +20 de la falla, la cual pasará por los puntos M y N. Con el espaciamiento calculado se trazan también las isoestratas (paralelas a MN) de valores 0, -20 y -40 (y las que sean necesarias). Construido el plano estructural de la falla normal, se pasa a la representación de los planos desplazados de la capa.

Se calcula el espaciamiento para el plano de las capas:

$$e_2 = \frac{\Delta H}{\tan \alpha_2}$$

Como $\alpha_2 = \alpha_1 = 45^\circ$

$$\Delta H = 20 \text{ m} \quad e_2 = e_1 = 20 \text{ m}$$

Con el espaciamiento e_2 calculado, se comienza a trazar las isoestratas de la capa en el bloque colgante. La primera será la isoestrata +20 a partir de N (mótese que en N coinciden las isoestratas +20 de la capa y la +20 del plano de falla). Para la isoestrata 0 de la capa, con el espaciamiento e_2 , se traza una recta paralela a la isoestrata +20 de la capa hasta la isoestrata 0 de la falla y no más allá, porque el plano de la falla es un plano de discontinuidad que limita la capa en el bloque colgante. El punto de intersección de la isoestrata 0 de la falla y la capa en el bloque colgante, se ha identificado como n_1 . De igual forma se trazan las isoestratas -20 y -40 hasta su intersección con las isoestratas de la falla de iguales valores (-20 y -40), que serán los puntos n_2 y n_3 . La línea $Nn_1n_2\dots$ es la intersección del plano de falla con el plano de la capa. La capa no puede extenderse al oeste de esta línea porque es cortada por el plano de la falla.

Por el mismo método se trazan las isoestratas de la capa en el bloque yacente. Se usará el mismo espaciamiento e_2 y la isoestrata de un valor solo se puede trazar hasta la intersección con la isoestrata de igual valor de la falla (puntos M, m_1 , m_2 , m_3). La capa, en el bloque yacente, no puede extenderse más allá de la línea $Mm_1m_2\dots$, porque es interrumpida por el plano de falla normal.

De esta forma queda representado el plano estructural en el nivel u horizonte +20 de una capa desplazada por una falla normal.

En la figura 10.26 se observa que entre las rectas $Mm_1m_2m_3$ y $Nn_1n_2n_3$ no aparecen isoestratas de la capa desplazada. Si se retrocede a la figura 10.20 se comprenderá enseguida que, precisamente por haber representado el desplazamiento provocado por una falla normal, existirá una zona en la cual un pozo vertical dejará de cortar un horizonte o varios. Esa zona en que los pozos se van en blanco está limitada por las líneas $Nn_1n_2\dots$ y $Mm_1m_2\dots$

La representación de las fallas inversas mediante isoestratas se realiza de un modo similar. Sea, según la figura 10.27, una falla de rumbo NNE que buza hacia el ESE con un ángulo de 30° y desplaza un filón cuyo rumbo es EW y buza al sur 45° .

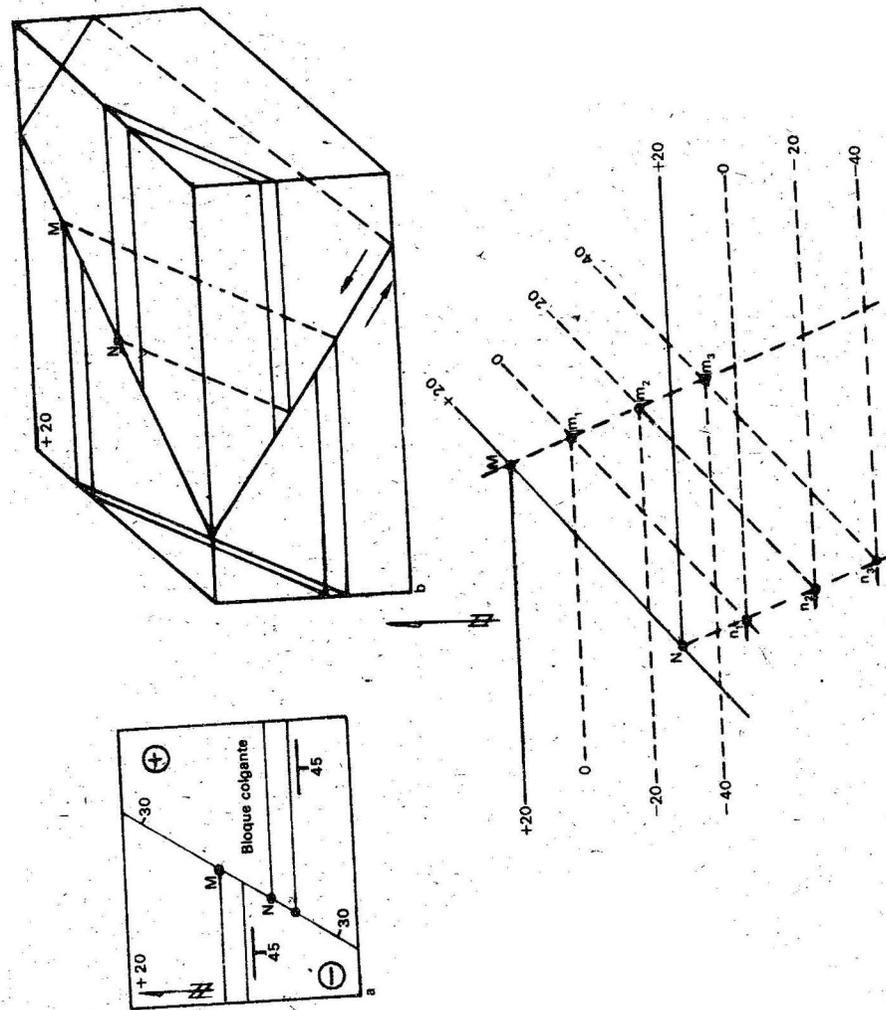


Fig. 10.27 Plano de estructura dislocada por una falla inversa (plano de proyección en + 20 m)

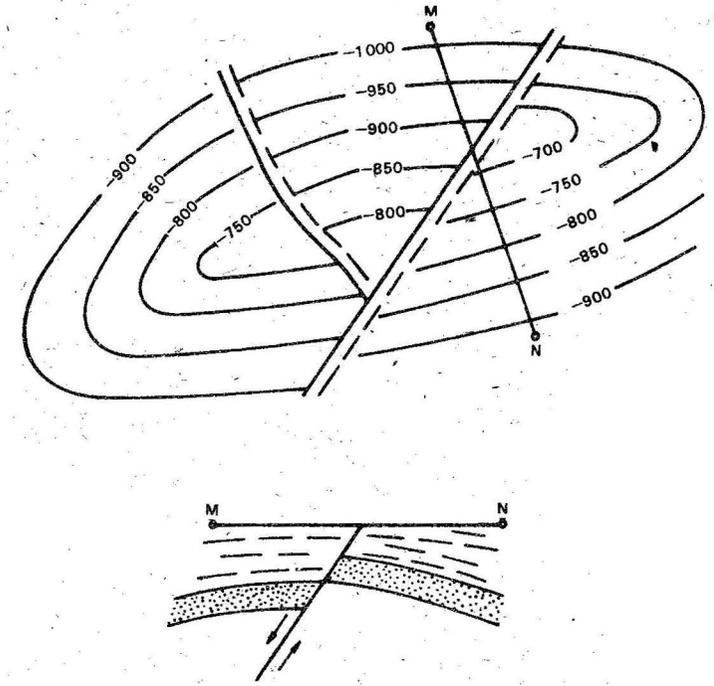


Fig. 10.28 Plano estructural de una cúpula dislocada por falla normal

Es necesario señalar que en el caso de las fallas inversas las isoestratas de la capa desplazada en uno u otro bloque se superponen. En esta situación cualquier pozo que se perfora en el área limitada por las líneas $Mm_1m_2m_3$ y $Nn_1n_2n_3$ cortará dos veces la capa. Esto se explica rápidamente si se retrocede a la figura 10.21.

En el trabajo práctico se requiere con frecuencia construir los planos estructurales complejos a partir de la información de perforaciones. En este caso las isoestratas no serían líneas rectas y el método que se utilizaría sería el de la interpolación, el cual ya es conocido de capítulos anteriores.

10.9 Combinación de las estructuras plegadas y falladas

Las flexuras suaves y cúpulas se desarrollan a causa de empujes verticales; en tales condiciones, la corteza terrestre, al mismo tiempo que experimenta una flexión transversal hacia arriba o hacia abajo, sufre un efecto de estiramiento en sentido horizontal. En este ambiente dinámico es de esperar el surgimiento de fallas normales, que forman grupos radiales o longitudinales, y en ocasiones concéntricas.

La figura 10.28 muestra el plano estructural de una cúpula dislocada por una falla normal. En las figuras 10.29 y 10.30 se presentan cúpulas afectadas por sistemas complejos de fallas. En el caso de la figura 10.29 son fallas radiales y en el de la figura 10.30 se trata de fallas longitudinales.

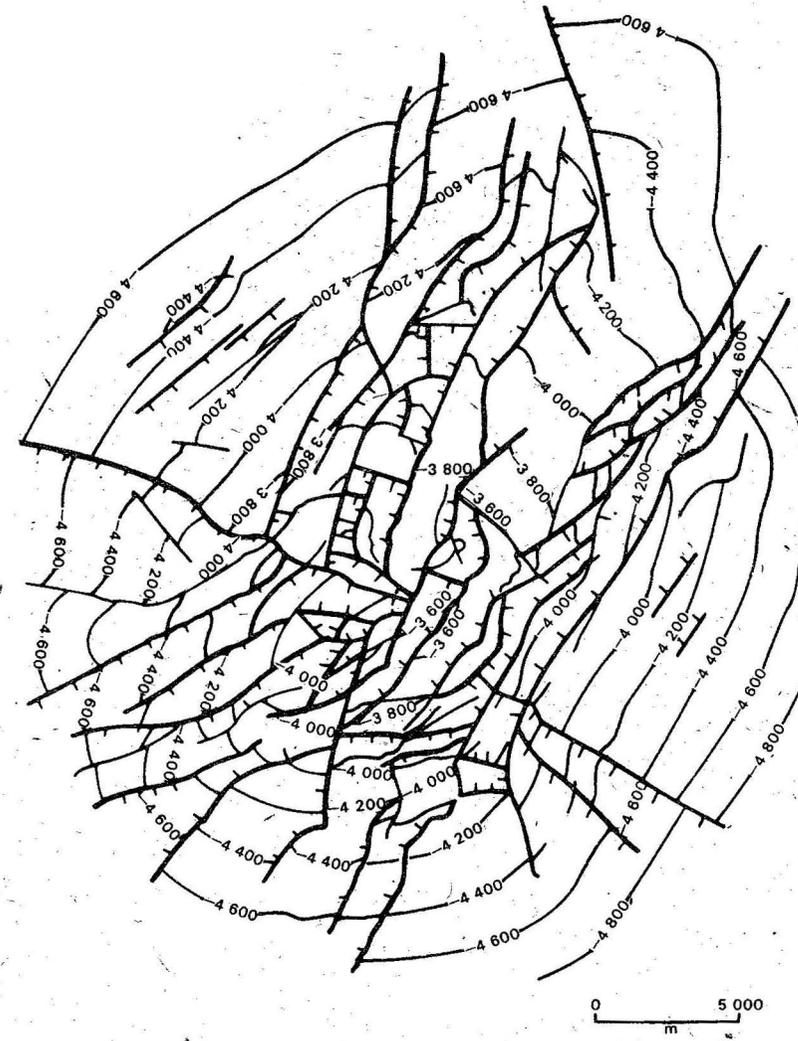


Fig. 10.29 Sistema radial de fallas que complica una estructura de cúpula

En las zonas de plataformas continentales, las fracturas y fallas que se reactivan en el fundamento pueden causar deformaciones en la cobertura sedimentaria. Estas deformaciones por lo general producen pliegues reflejados o flexiones en las series que yacen originalmente horizontales. La figura 10.31 muestra algunas situaciones típicas. En la 10.31a el levantamiento tipo *horst* del fundamento ha provocado el plegamiento de las secuencias superiores. En este caso se ha originado un pliegue tipo caja. En los dos ejemplos de la figura se desarrollan fallas en las zonas de fuerte flexión de la cobertura. Estos tipos de pliegues suelen llamarse reflejados porque surgen a causa de movimientos tectónicos del fundamento, que se transmiten a las secuencias de cobertura.

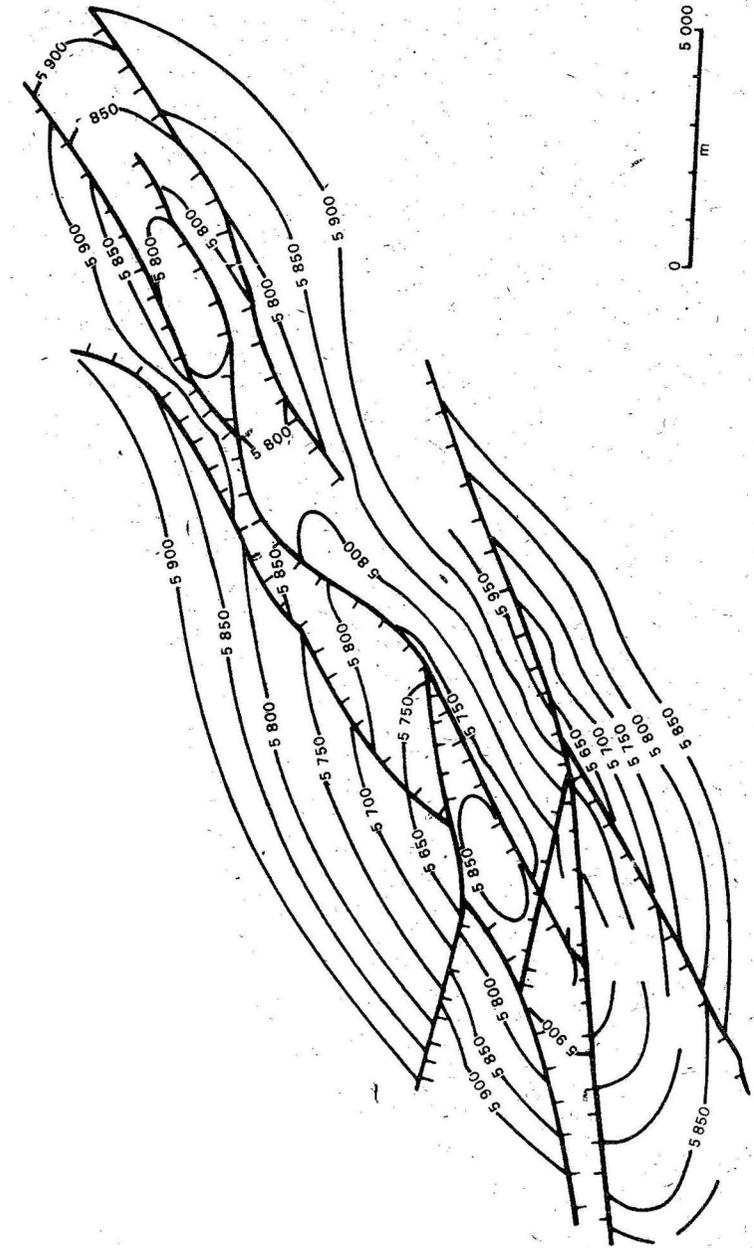


Fig. 10.30 Sistema de fallas longitudinal o de cresta que corta una cúpula

En las zonas de intenso plegamiento de tipo continuo, en los sistemas plegados del geosinclinal, las rocas de la corteza terrestre se exponen a fuertes compresiones horizontales. En estas condiciones se desarrollan fallas inversas que se disponen paralelas unas a otras. La figura 10.32 representa, de forma esquemática, el mecanismo de formación de estas fallas inversas.

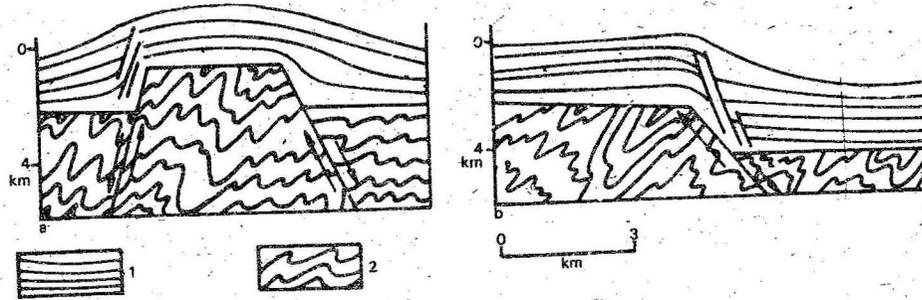


Fig. 10.31 Pliegues de la cobertura sedimentaria de plataforma, ocasionados por activación de fallas del fundamento: 1- cubierta sedimentaria; 2- fundamento

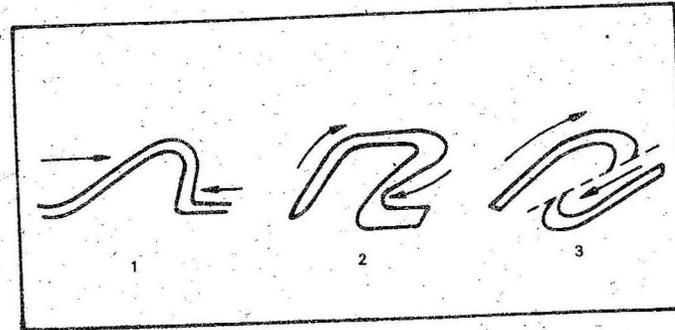


Fig. 10.32 Mecanismo de surgimiento de fallas inversas y sobreempujes en zonas de plegamiento continuo

El empuje se produce desde una dirección opuesta a la que se inclina el pliegue volcado. En el flanco del pliegue volcado se origina una zona de debilidad que, al incrementarse el empuje, sirve de plano de deslizamiento del flanco normal sobre el volcado y ocasiona el surgimiento de una falla inversa.

Las fallas que se originan de este modo se disponen en forma de escamas inclinadas hacia la dirección opuesta a la de los empujes tectónicos principales, denominándose así estructuras escamosas o imbricadas. Según algunos planos de fallas pueden originarse sobreempujes que causan desplazamientos notables (decenas de kilómetros). La figura 10.33 ilustra este caso.

Las estructuras disyuntivas y plicativas se encuentran presentes en todos los procesos geológicos, y guardan ciertas regularidades entre sí, cuyo estudio permite realizar valoraciones y diagnósticos muy útiles en el proceso de los trabajos de búsqueda y exploración.

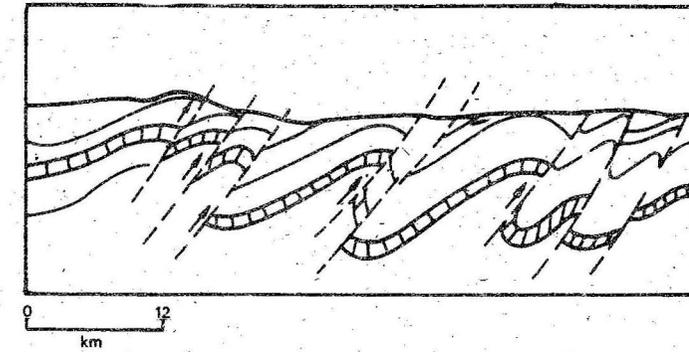


Fig. 10.33 Estructuras escamosas o imbricadas

10.10 Fallas profundas

Al inicio del capítulo se explicó que el fenómeno general del agrietamiento afecta toda la superficie del planeta y sus dimensiones fluctúan desde unos decímetros o metros hasta decenas o miles de kilómetros. En relación con las fracturas de este último orden se puede decir que tienen carácter planetario, porque es factible observarlas y estudiarlas en fotos de satélites artificiales o desde naves cósmicas tripuladas. En este epígrafe se tratará de este agrietamiento planetario que es conocido de forma general como fallas profundas.

El estudio de estas grandes estructuras disyuntivas ha adquirido especial auge en los últimos 25 años, con el desarrollo acelerado de los métodos geofísicos modernos y la cosmonáutica.

Las características esenciales de las fallas profundas son las siguientes:

- se extienden por la superficie a lo largo de decenas de kilómetros, y en muchos casos hasta miles de kilómetros;
- penetran profundamente en la corteza terrestre, por lo menos siempre alcanzan la superficie de Mohorovicic, en el caso de las fallas más profundas pueden penetrar hasta 700 km;
- las fallas profundas constituyen los canales de ascenso de las grandes masas de rocas magmáticas y controlan los procesos de vulcanismo, también constituyen los canales de ascensión y distribución de la mineralización endogénica;
- las fallas profundas separan bloques de la corteza terrestre que se diferencian por su historia geológica;
- los procesos geológicos asociados a las fallas profundas actúan durante grandes intervalos de tiempo que abarcan cientos y miles de millones de años.

Los incisos a), b) y d) expresan el carácter planetario de las fallas profundas y dan una idea de su extensión en el espacio y el tiempo. De lo expuesto en el inciso c) se infiere que las fallas profundas no solo se caracterizan por su tamaño, sino que desempeñan un papel decisivo en el control y distribución de las rocas magmáticas y los yacimientos endógenos. Todo esto permite afirmar que las fallas profundas son estructuras de carácter fundamental y primario en relación con todas las demás estructuras (plicativas, disyuntivas menores, magmáticas, volcánicas y otras).

Las características de las fallas profundas relacionadas anteriormente, hacen posible que estas sean detectadas durante las investigaciones geólogo-geofísicas de grandes territorios. Los indicios que permiten localizar la presencia de estas fallas profundas se dan en la tabla 10.1.

Tabla 10.1

INDICIOS DE FALLAS PROFUNDAS

Tipos de indicio	Fenómenos típicos	Métodos de investigación
Geomorfológicos	Límites rectos y bruscos entre sistemas montañosos y tierras bajas Gradientes de alturas contrastantes y de carácter lineal entre las tierras emergidas y el fondo marino Sistemas fluviales de gran extensión que adopten una forma de red hidrográfica rectilínea	Investigaciones geomorfológicas Interpretación de fotos aéreas de pequeña escala o fotos de satélites Métodos morfométricos
Estructurales	Zonas de fallas menores que se disponen en una franja más o menos estrecha a lo largo de decenas de kilómetros o más Fenómenos de dinamometamorfismo, acompañados de brechamiento, que se siguen por una zona estrecha y alargada (decenas y centenas de kilómetros)	Levantamiento geológico de pequeña y mediana escala
Geofísicos	Saltos bruscos en la profundidad de la superficie de Mohorovicic Gradientes bruscos del valor del campo gravitacional, sobre todo cuando pasa de valores positivos a negativos o viceversa Idem en el caso del campo magnético Disposición lineal de los epicentros de focos sísmicos	Sondeos sísmicos profundos Investigaciones de los registros de estaciones sísmicas Métodos gravimétricos y magnetométricos Otros métodos geofísicos
Sedimentológicos	Cambios bruscos de potencias y tipos de sedimentos a ambos lados y a lo largo de una línea extensa	Investigaciones estratigráficas regionales Perforaciones profundas
Magmáticos	Presencia de una banda alargada de cuerpos de rocas básicas y ultrabásicas Presencia de rocas de origen profundo (eclogitas) Disposición lineal de centros volcánicos	Levantamiento geológico de pequeña escala Investigaciones petrográficas

Las fallas profundas pueden ser de diferentes tipos y varían en elementos tales como profundidad de penetración, carácter de los desplazamientos según el plano de falla y carácter de los procesos geológicos que controla. En este epígrafe se analizará la clasificación de las fallas profundas, según dos criterios:

- por la profundidad de penetración;
- según el carácter del desplazamiento por el plano de la falla profunda.

De acuerdo con la profundidad de penetración, las fallas profundas pueden ser: superprofundas, de profundidad media y subprofundas.

Las fallas superprofundas penetran hasta 400 o 500 km, lo cual significa que alcanzan una parte considerable del manto superior. Las fallas de profundidad media penetran de 100 a 300 km, alcanzando la astenosfera. Las fallas subprofundas llegan por lo menos hasta la discontinuidad de Moho. Las investigaciones geofísicas descritas en la tabla 10.1, permiten determinar la profundidad de penetración de las fallas profundas y aproximadamente la dirección del buzamiento del plano de falla.

De acuerdo con el carácter del desplazamiento por el plano de la falla, estas pueden ser agrupadas en fallas normales profundas, inversas profundas, cabalgamientos profundos y de desgarre profundas.

Las fallas normales profundas se producen en condiciones de distensión de la corteza en las partes apicales de los grandes levantamientos o en las partes centrales de las cuencas profundas. Las grandes fallas profundas de África oriental representan ejemplos de este tipo de fallas. La extensión de estas alcanza miles de kilómetros (fig. 10.34).

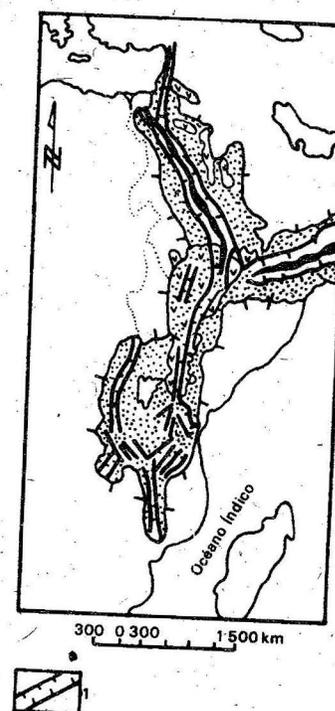


Fig. 10.34 Fallas profundas normales de África oriental: 1- fosas tectónicas (grabenes)

Otro ejemplo de este tipo de fallas lo constituyen los sistemas que separan el continente asiático del Océano Pacífico. Las placas de estructura oceánica se sumergen debajo del borde continental de Asia, según planos de fallas superprofundas que buzan hacia el continente. En las figuras 10.35 y 10.36 se puede apreciar cómo los focos sísmicos menos profundos se disponen en el borde exterior de la cadena de islas, mientras que los focos más profundos (300-650 km) se localizan hacia las zonas interiores próximas a la costa continental.

Al norte de Cuba se desarrolla un sistema de fallas profundas que tienen carácter de sobreempuje. En la figura 10.37 se ha trazado el rumbo aproximado de este sistema que Judoley y Furrázola denominan falla profunda Las Villas. Este sistema de fallas coincide con afloramientos alargados, paralelos al rumbo de la falla, de rocas hiperbásicas serpentinizadas.

Se conocen numerosos sistemas de fallas de desgarre profundas. La falla San Andrés, con una longitud de 900 km, se extiende desde la ciudad de San Francisco (EUA) hasta el golfo de California (fig. 10.38). Esta falla profunda de desgarre ha provocado grandes movimientos sísmicos, como el ocurrido en el año 1906, que causó grandes daños en la ciudad de San Francisco. En aquella ocasión se produjeron desplazamientos horizontales de hasta 6 m causados por el terremoto.

Otra falla de desgarre profundo que ha sido estudiado en detalles es la Great Glen de Escocia. En esta falla se han medido desgarres horizontales del orden de 100 km (fig. 10.39).

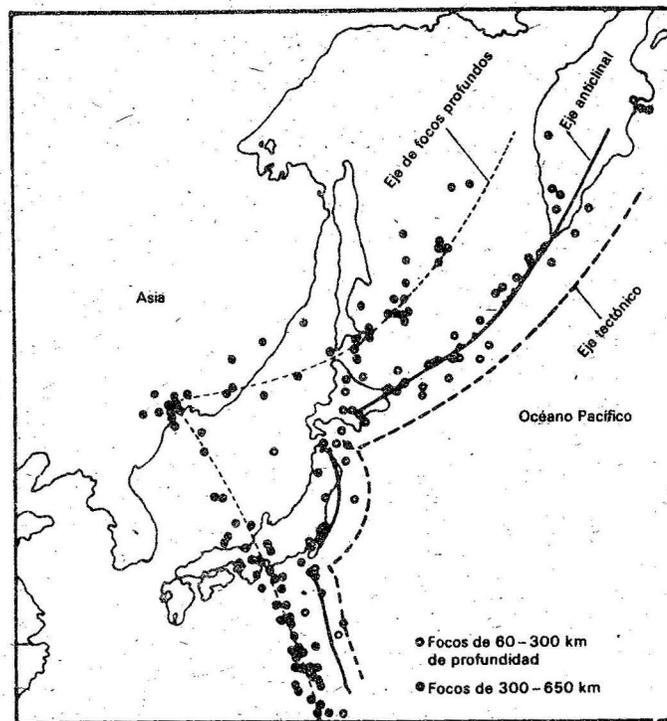


Fig. 10.35 Fallas profundas inversas del Pacífico occidental

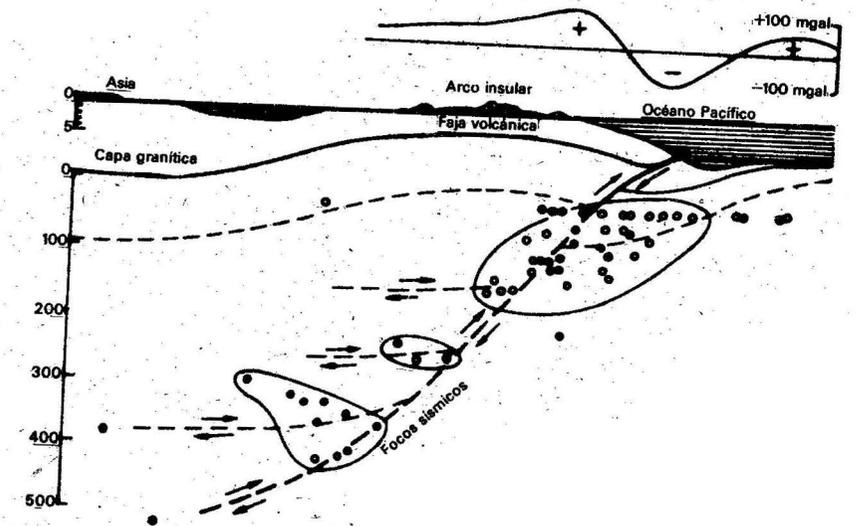


Fig. 10.36 Perfil del Pacífico occidental que muestra las características del paso de cortezas oceánicas a continentales

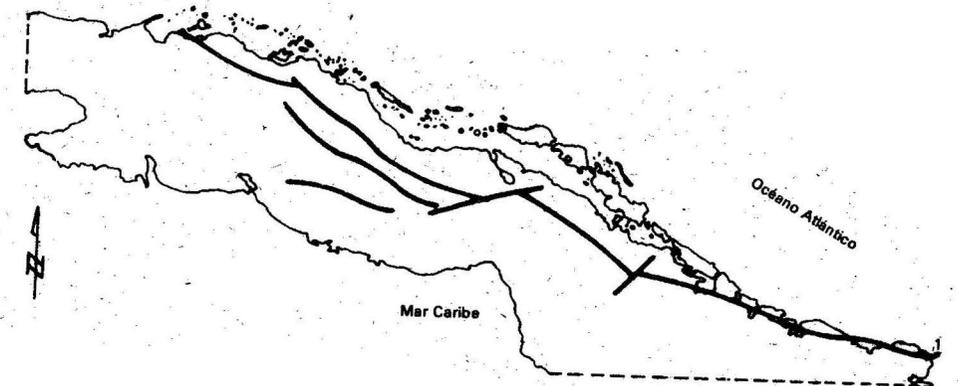


Fig. 10.37 Fallas profundas del norte de Cuba, a lo largo de las cuales se producen importantes cabalgamientos e intrusiones de rocas ultrabásicas y básicas

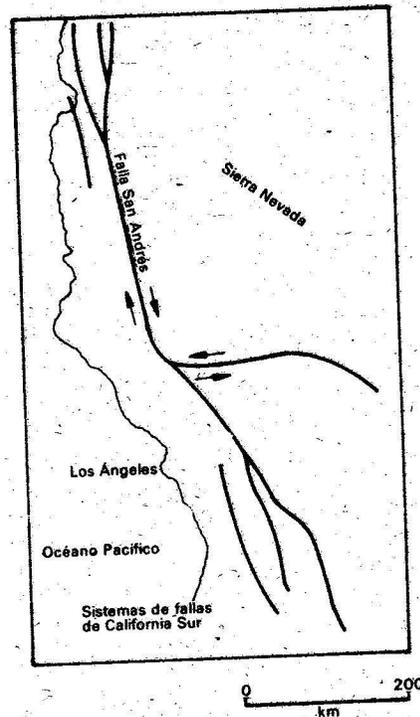


Fig. 10.38. Falla profunda de desgarre de San Andrés (California)

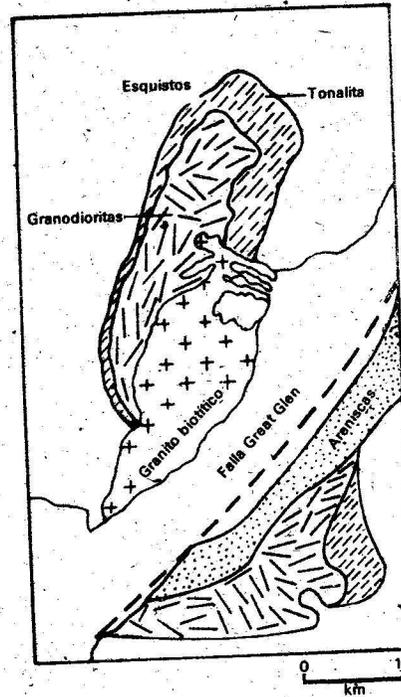


Fig. 10.39. Falla profunda de desgarre Great Glen (Escocia)

A partir del próximo capítulo, en el cual se tratará de las estructuras de rocas volcánicas, se irá conformando una idea precisa del papel que desempeñan las fallas profundas y cuando se inicie el estudio de geosinclinales, plataformas y océanos, será posible comprender cómo las fallas profundas controlan el desarrollo geológico de estas estructuras planetarias.

Las formaciones volcánicas y vulcano-sedimentarias en forma de mantos de lava, tobas estratificadas, aglomerados, brechas de lava, tufitas y otros productos volcánicos tienen en Cuba, y en todo el globo terráqueo, una amplísima distribución, por eso es muy importante conocer la forma de yacencia de estos tipos de rocas.

11.1 Condiciones de acumulación de las formaciones vulcanogénicas

Las efusiones del material volcánico (lavas, cenizas, lava-brechas) proceden de los aparatos volcánicos, los cuales pueden tener diferentes formas. Se diferencian dos tipos de volcanes: central y de fisuras.

Los volcanes de tipo central se caracterizan por un cono estratificado con capas más o menos inclinadas. Por eso reciben también el nombre de estrato-volcanes.

En el caso de las efusiones de fisuras, el producto volcánico procede de muchos centros que se disponen paralelos a una zona de grietas o fallas de la corteza terrestre. Frecuentemente los volcanes surgen en las zonas de intersección de fallas de diferente dirección, que crean las condiciones necesarias para el ascenso del material ígneo desde zonas profundas.

El carácter de la actividad volcánica depende de muchas causas, pero la función básica en estos procesos la desempeña el régimen gaseoso. Así se diferencian tres tipos de procesos volcánicos: efusivos, explosivos y subvolcánicos.

La *actividad efusiva* se caracteriza por el derrame relativamente tranquilo sobre la superficie y la formación de mantos. Por lo general, las lavas que se desarrollan en estas condiciones son de composición media y básica.

La *actividad explosiva* está acompañada con la expulsión violenta al medio aéreo o marino de fragmentos de lava solidificada de erupciones anteriores, así como de materiales fundidos que adquieren formas aerodinámicas (bombas). Estas explosiones se producen al liberarse bruscamente enormes masas de gases y vapores que se acumulan a altas presiones. Este tipo de actividad es típica de lavas ácidas o alcalinas. Estas erupciones se caracterizan, debido a la expulsión de polvo y cenizas finísimas, por enormes nubes ardientes que se extienden en grandes áreas alrededor del centro volcánico. Posteriormente, con la precipitación de este finísimo material piroclástico, se forman diferentes tipos de rocas volcánicas (tobas, tufitas e ignimbritas).

Las ignimbritas están constituidas casi exclusivamente por fragmentos de lava y pueden extenderse en un área de decenas de miles de kilómetros cuadrados y alcanzar espesores de 1 000 a 2 000 m.

La *actividad subvolcánica* caracteriza el proceso de penetración del material ígneo en las zonas próximas a la superficie.

Los cuerpos extrusivos toman diferentes formas en dependencia de las características de los canales por los cuales penetra el material magmático; así se forman cúpulas y columnas. Todas estas formas se asocian y se transforman más cerca de la superficie en mantos y flujos de lava, pero se distinguen porque están constituidas por rocas más pesadas y texturas más gruesas que se diferencian bien en el perfil. Estos cuerpos extrusivos forman diferentes estructuras que en conjunto se denominan cuerpos subvolcánicos (cuellos volcánicos, sillas, pequeños *stocks*, lacolitos, etc.) y serán estudiados en el próximo capítulo como tipos de intrusiones poco profundas.

Las condiciones de yacencia de las rocas efusivas dependen en alto grado de la composición del material ígneo que interviene en el proceso, así como de las peculiaridades físicas y geográficas del medio ambiente en el cual se produce la efusión y la deposición.

Las lavas de composición media y básica, pobres en sílice, son más móviles que las lavas ácidas y por tanto las primeras se distribuyen en un área mucho mayor alrededor de los centros volcánicos. Las lavas ácidas, que contienen gran cantidad de sílice, generalmente se acumulan cerca de los aparatos volcánicos y forman alrededor de él conos altos, con laderas muy pendientes.

Las erupciones ácidas frecuentemente son del tipo explosivo y proyectan, en estos actos colosales y episódicos, una enorme cantidad de productos piroclásticos (bombas, fragmentos de lavas y cenizas).

La estratificación se manifiesta muy mal en las corrientes o mantos de lava ya fríos. Las superficies más expresivas son el techo y la base; no obstante, en mantos de gran potencia pueden separarse horizontes guías caracterizados por composición, coloración, textura o estructura peculiares.

Dentro de las condiciones de acumulación de las formaciones vulcanogénicas, tiene especial importancia el hecho de que esta se efectúe en condiciones subaéreas (terrestres) o subacuáticas. El vulcanismo terrestre se caracteriza por bruscos cambios hipsométricos del piso de los mantos de lava, los cuales dependen en gran medida de las irregularidades del relieve. A menudo los mantos de lava cubren terrazas fluviales, lo que permite fijar la edad de dichos mantos. Los mantos de lava formados en condiciones terrestres presentan intercalaciones de lava-brechas y bombas, estas últimas de formas aerodinámicas (elípticas). Son típicas también las intercalaciones de cenizas volcánicas en la parte inferior de los mantos de lava depositados; frecuentemente se desarrollan grietas columnares perpendiculares al piso del manto. En general, las secuencias vulcanógenas que se forman en condiciones terrestres se caracterizan por cambios bruscos de los espesores y una mala selección del material vulcano-sedimentario.

Es notable que las rocas en condiciones subaéreas, con el tiempo, adquieren una coloración predominantemente rojiza, como resultado de la meteorización de los minerales ferromagnesianos. En las figuras 11.1 y 11.2 se muestran fotos aéreas de lavas terrestres en la zona de Tibesti en el Chad (África).

Las series vulcanógenas que se forman en condiciones subacuáticas se diferencian considerablemente en muchos aspectos de las descritas anteriormente. El fondo relativamente llano del mar permite una distribución más uniforme de potencias de los mantos de lava. Las rocas sedimentarias se intercalan a menudo y se destaca en ellas un claro origen marino (calizas, areniscas, argilitas).

Entre las rocas efusivas que con más frecuencia se desarrollan en condiciones subacuáticas se encuentran las espilitas, con un desarrollo característico de estructuras en almohadas.



Fig. 11.1 Derrame de lava. Foto aérea de la región de Tibesti en Chad (África). Pueden observarse con claridad los límites y la dirección del flujo

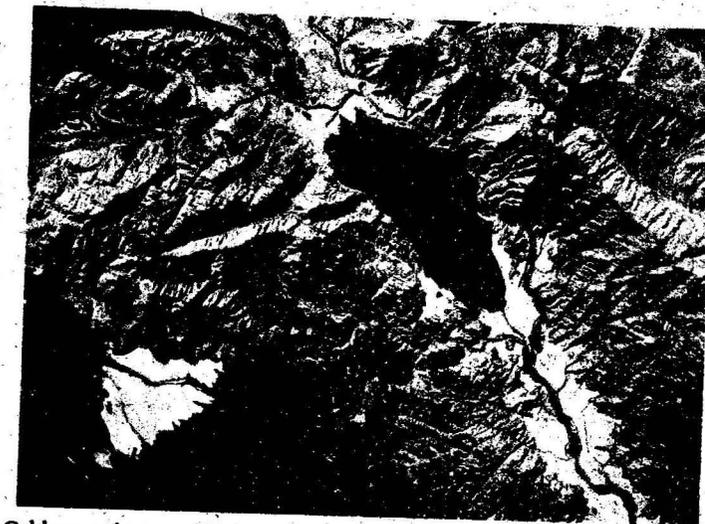


Fig. 11.2 Caldera y derrame de lava basáltica en la región de Tibesti en Chad (África)

Como se había dicho, en Cuba las rocas vulcanógenas tienen una amplia distribución y se encuentran procesos volcánicos tanto terrestres como subacuáticos. Las formaciones volcánicas de Cuba se extienden a todo lo largo y ancho de la isla. Al sur de las provincias orientales afloran las series vulcanógenas de la formación El Cobre. En esta zona se desarrollan magníficos ejemplos de actividad volcánica submarina.

11.2 Subdivisión estratigráfica del complejo de rocas volcánicas

La subdivisión estratigráfica de las rocas vulcanógenas representa en sí un problema complejo y en muchos casos no es fácil realizar esta tarea exitosamente. La dificultad principal estriba en que los mantos de lava disminuyen en potencia, se acunhan rápidamente y se sustituyen lateralmente por rocas de otro origen y composición.

En la separación estratigráfica de los complejos vulcanógenos se utilizan diferentes datos.

La separación de las rocas de acuerdo con su composición química tiene un gran significado. Ante todo, las rocas efusivas que pertenecen al mismo ciclo magmático poseen una composición química cercana. Otro elemento que puede separar diferentes horizontes es la radioactividad natural, la cual resulta diferente para rocas efusivas según su edad y composición.

Los horizontes guías en los complejos vulcanógenos pueden fijarse por diferentes medios, según las características litológicas, texturales y estructurales; es decir, todos los recursos que permitan una división y correlación estratigráfica adecuada.

En muchas ocasiones no es posible encontrar un horizonte guía que tenga la suficiente extensión como para poder hacer correlaciones exactas; por eso, con frecuencia las secuencias vulcano-sedimentarias suelen dividirse en ciclos de actividad volcánica. Hay períodos durante los cuales esta actividad sufre una recesión; en esa fase dejan de depositarse productos volcánicos y se sedimentan solo materiales terrígenos y calcáreos que pueden contener fósiles índices bien preservados. Estos fósiles permiten establecer el tiempo de los períodos de recesión del vulcanismo y fijar las edades de las rocas volcánicas intercaladas.

En la figura 11.3, se observan dos columnas estratigráficas de las rocas vulcano-sedimentarias del valle del río Baconao, al este de la provincia Santiago de Cuba. Ambas columnas corresponden a zonas que se separan por una distancia de 5,5 km (La Pimienta-Campo Rico). Puede verse cómo se ha dividido el complejo de rocas y cómo al correlacionarlas se observan variaciones de espesores y composición litológica.

Las diferentes litologías de la formación El Cobre muestran cómo en el tiempo se suceden períodos de intensa actividad volcánica y períodos de recesión; los paquetes con abundantes mantos de lava de composición media y aglomerados volcánicos corresponden a máximos de la actividad volcánica. En la Zona La Pimienta, de abajo hacia arriba, se ve un paquete de potencia superior a 500 m (incompleta) de aglomerados y lavas sobre el que se desarrolla un paquete de rocas terrígenas sedimentarias normales y calizas de unos 500 m; esto, sin dudas, corresponde a una recesión del vulcanismo. Igual sucesión se observa en la zona de Campo Rico.

En La Pimienta, encima del paquete de sedimentación normal, se desarrolla una secuencia de lavas y aglomerados que alcanzan 2 500 m. Es decir, que se reinicia la actividad volcánica intensa. Este paquete se desarrolla también en la zona de Campo Rico, pero aquí solo alcanza 1 000 m y los aglomerados y lavas están subordinados a las tobas de grano medio y grueso. Es notable la brusca reducción del espesor en tan solo 5,5 km.

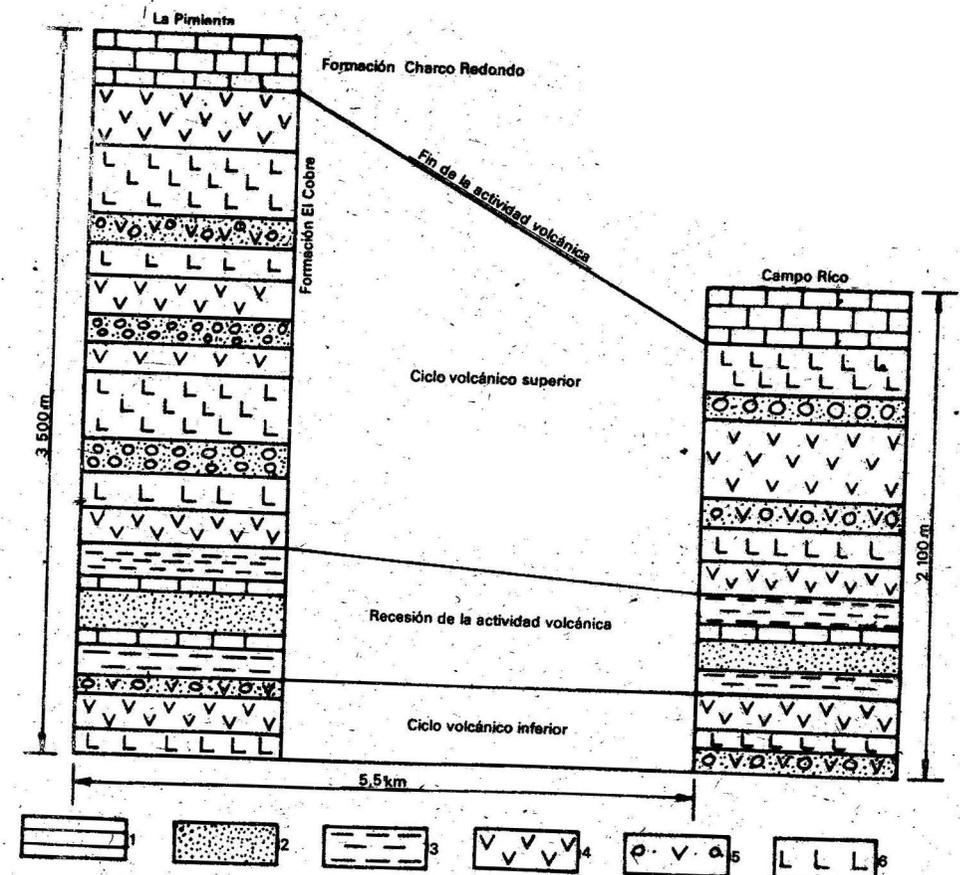


Fig. 11.3 Correlación de los ciclos volcánicos de dos localidades de la Base de Prácticas del Instituto Superior Minero Metalúrgico en Santiago de Cuba; se muestran las columnas estratigráficas y los perfiles geológicos: 1- calizas; 2- areniscas; 3- arcillas; 4- tobas; 5- aglomerados; 6- lavas básicas e intermedias

Sobre el último paquete, esencialmente vulcanógeno, vuelve a desarrollarse una secuencia calcáreo-sedimentaria que corresponde en tiempo y espacio a la definitiva extinción del vulcanismo en esta región de Cuba.

Como se ha visto, el trabajo de campo durante el levantamiento geológico posibilita dividir los complejos vulcanógenos en diferentes paquetes. En este caso se ha utilizado el criterio de la ciclicidad del vulcanismo.

En la figura 11.4 aparecen dos perfiles de la formación vulcano-sedimentaria El Cobre en el yacimiento cuprífero de igual nombre, donde, según un principio similar al utilizado arriba, se ha dividido todo el complejo en cinco miembros o paquetes.

Si se dispone de otros elementos como los descritos al inicio de este epígrafe es decir: análisis químicos de las lavas y tobas, estudios paleontológicos detallados, geofísicos, etc., la subdivisión se hace más posible y exacta. En todos los casos, un metódico y atento trabajo de mapeo da muchas posibilidades para dividir exitosamente un complejo vulcanógeno.

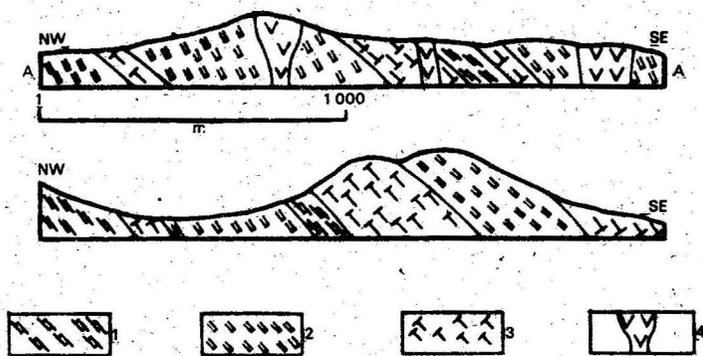


Fig. 11.4 Corte esquemático de la región del yacimiento El Cobre: 1- lava-brecha; 2- tobas; 3- lavas andesíticas; 4- cuellos volcánicos

La determinación de los centros de efusión de lavas tiene una significación muy importante para la comprensión de las condiciones de formación y yacencia de las rocas efusivas. La ubicación directa de los aparatos eruptivos solo es posible para los volcanes jóvenes que tienen edad cuaternaria. Los aparatos volcánicos más antiguos (Cenozoico y Mesozoico) se determinan por métodos indirectos y con muchas más dificultades. Entre estos métodos indirectos, se pueden señalar como fundamentales los siguientes:

- localización de zonas de aumento apreciable del número de mantos de lava y su espesor;
- zonas de aglomerados volcánicos de gran espesor y grandes fragmentos de lavas y otras rocas volcánicas de erupciones anteriores;
- aparición de lava-brecha, fragmentos de lava y otras rocas en matriz también de lava,
- expresión en el relieve topográfico (criterios geomorfológicos).

En la figura 11.4, se observan dos centros de efusión que son cortados por el perfil AA' en el yacimiento El Cobre. En el perfil puede verse que el cuerpo volcánico atraviesa las formaciones estratificadas. Evidentemente, este cuerpo corresponde a las rocas magmáticas enfriadas en el canal de salida. Estos cuellos volcánicos representan centros de efusión de los materiales volcánicos que se desarrollan en esta región.

11.3. Determinación de la edad de las rocas volcánicas

La determinación de la edad de las rocas efusivas siempre representa un problema complejo. A continuación se relacionan algunos métodos que se utilizan con bastante éxito:

- método de edad absoluta (método radiométrico);
- estudio de la fauna y flora fósiles que es posible encontrar en las series sedimentarias de origen marino que se intercalan entre los mantos de lava y aglomerados;
- relaciones de edades de las rocas infrayacentes y sobreyacentes al complejo volcánico.

En cuanto al último método, puede ponerse el siguiente ejemplo: la edad de la formación Charco Redondo, determinada como Eoceno medio-superior, fija el límite superior de la formación El Cobre como Eoceno Medio (ver la columna estratigráfica de la figura 11.3).

El límite inferior de edad de las formaciones volcánicas puede quedar fijado por los fragmentos de rocas con fósiles que contienen los aglomerados y lava-brechas, de la base de las secuencias volcánicas.

11.4 Estudio de campo de las rocas efusivas

En primer lugar, antes de comenzar los trabajos de campo en una zona donde se desarrollan rocas volcánicas, conviene tener un criterio exacto para identificar, directamente en el campo, los tipos de rocas efusivas diferentes por su composición; para esto se hace indispensable contar de antemano con una colección de rocas bien estudiadas de la zona de trabajo. Debe prestarse especial atención al aspecto que tienen las rocas cuando están frescas (cuando aparecen, por ejemplo, en el lecho de un río) y cuando están intemperizadas, lo cual tiene una gran importancia práctica.

Otra dificultad que se presenta en el trabajo de campo es la medición de los elementos de yacencia de los mantos de lava y aglomerados, a los cuales por lo general solo pueden medírseles elementos de yacencia en sus contactos de techo y piso, ya que no presentan estratificación interior. Pero la elongación de las vesículas, amígdalas y cualquier otro tipo de inclusión (a veces puede aparecer entre los aglomerados una capita de material más fino), permite, en el caso de los mantos de lava, fijar su yacencia, pues estos elementos lineales se disponen aproximadamente paralelos a la estratificación.

Es necesario señalar que la foliación en las lavas no siempre se desarrolla paralela al techo o al piso del manto y que a veces presenta contorsiones debidas a los movimientos turbulentos de la masa fundida, por lo que no siempre puede utilizarse para medir los elementos de yacencia del manto.

En las lavas, tal como en las rocas intrusivas, se observa a menudo la estructura fluidal, sobre todo en las de composición ácida y media (liparitas, dacitas, andesitas).

Las rocas efusivas se representan en los mapas geológicos como las sedimentarias, o sea, se diferencian por edad (con colores) y por composición (con signos convencionales). Las potencias y elementos de yacencia se miden de igual modo. Es importante diferenciar las rocas volcánicas según su composición química. Estas variaciones (ácidas, medias, básicas) se reflejan en el mapa en forma de signos convencionales. En las secuencias muy potentes de formaciones volcánicas de composición química compleja se tiende a separar la sucesión en ciclos o etapas de la actividad volcánica.

Las rocas intrusivas están ampliamente desarrolladas en la corteza terrestre, se distribuyen fundamentalmente en las zonas plegadas y forman parte esencial de las estructuras del fundamento plegado de las plataformas.

12.1 Forma de los cuerpos intrusivos

Los cuerpos intrusivos son variados en tamaño y forma.

Se denominan *batolitos* a las enormes masas intrusivas que tienen un área de afloramiento no menor de 100 km² y contacto cortante con las rocas encajantes. Estos cuerpos se componen fundamentalmente de granitos y granodioritas, a veces son dioritas, sienitas o gabros. Los últimos se desarrollan con frecuencia hacia las partes periféricas del cuerpo batolítico principal.

La superficie superior de los batolitos posee un carácter generalmente plano, interrumpido por numerosos salientes o apófisis que tienen diferentes formas (fig. 12.1). Las paredes laterales del cuerpo batolítico tienen una complejidad mayor; a veces buzan con ángulo fuerte hacia la periferia, otras son prácticamente verticales y otras buzan desde la periferia hacia el centro.

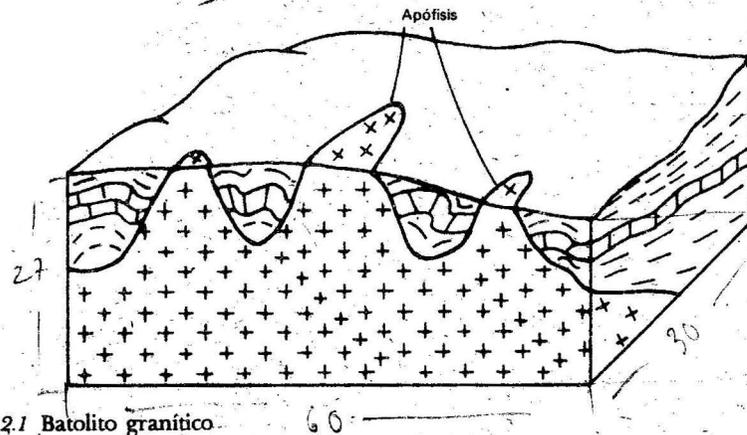


Fig. 12.1 Batolito granítico.

Las partes profundas de los batolitos son mucho menos conocidas y la información procede fundamentalmente de estudios geofísicos, los cuales han confirmado que estos cuerpos se extienden a más de 6 u 8 km en profundidad.

El proceso de asentamiento de los batolitos es de carácter profundo e interviene, por lo menos, toda la corteza terrestre.

En un principio se pensó que el batolito se abría paso hacia la superficie, como lo hace una intrusión salina. Si esto fuera cierto, sería obligatorio considerar el enorme volumen de rocas que debiera desplazarse para dar asentamiento al batolito y esto implicaría un intensísimo proceso de efectos mecánicos (roturas, trituración, etc.), los cuales no se observan, por lo que esta vía resulta poco probable como mecanismo de asentamiento general.

Daly propuso otra explicación en 1933 al expresar que el magma se abre paso hacia la parte superior de la corteza terrestre, fundiendo las rocas vecinas e incorporándolas a la masa magmática en estado fundido.

Sin embargo, se ha observado un conjunto de hechos contradictorios que dejan serias dudas acerca de esta hipótesis. Por ejemplo, los xenolitos de la roca encajante contenidos en los batolitos mantienen la orientación original de las rocas madres y la estructura de dichos xenolitos está aun estrechamente vinculada con las rocas de caja; si tal proceso de hundimiento de bloques en el magma se hubiera producido, los xenolitos deberían encontrarse sin orientación definida dentro del cuerpo ígneo y sus elementos estructurales no serían ya concordantes con los elementos de la roca madre. Por otra parte, se ha observado que el batolito invade la roca encajante de modo selectivo; por ejemplo, el magma penetra más a lo largo de las rocas arcillosas que a lo largo de las areniscas o calizas. Esto parece indicar una relación química estrecha y no una simple acción mecánica sobre el medio rocoso.

Posteriormente, se ha desarrollado una nueva idea que parece satisfacer con más rigor una serie de fenómenos hasta ahora contradictorios. La esencia de esta idea estriba en que los batolitos se han formado, debido más a una fundición y granitización de las rocas encajantes en la vecindad de la intrusión, que a una invasión directa de la corteza por un material nuevo. E. Haug (1932) sugirió que la subsidencia de las rocas sedimentarias hacia las partes profundas de las cuencas geosinclinales hace que estas lleguen a zonas de altas temperaturas y de gran actividad mineralizadora, por la presencia de componentes volátiles activos, tales como vapor de agua, sílice, álcalis, ácido bórico, y compuestos de cloro y fluor. Así se produce un intercambio energético de moléculas, de modo que las rocas circundantes son transformadas en magma granítico a altas presiones, y en estado fluido pueden escurrirse hacia los estratos superiores.

La línea que sigue actualmente la mayoría de los científicos en relación con esta nueva idea, es no considerar las altas temperaturas como el factor principal en la formación de los batolitos y darle más importancia a la penetración de agentes mineralizadores a altas presiones. El proceso de metasomatismo entre estas soluciones mineralizadoras activas y móviles y la roca encajante, conduce gradualmente a la formación de granitos en el lugar donde antes existían rocas sedimentarias.

Un ejemplo que puede ilustrar el hecho de que la intrusión batolítica, al asentarse en la corteza, no ejerce acción mecánica dislocadora en las rocas encajantes, es el batolito de Corlé en Francia (fig. 12.2). Como se observa, el batolito no ha desplazado o deformado las rocas sedimentarias, sino que parece haberlas cortado, continuándose las estructuras preexistentes más allá del cuerpo intrusivo, sin desviación alguna (obsérvense las líneas discontinuas y las formaciones sedimentarias del Devónico).

La relación que se aprecia en la figura 12.2 da la impresión que parte de las rocas huéspedes han sido sencillamente removidas de la corteza terrestre sin perturbar las estructuras de las rocas sedimentarias vecinas y el vacío creado fue ocupado "tranquilamente" por el cuerpo ígneo.

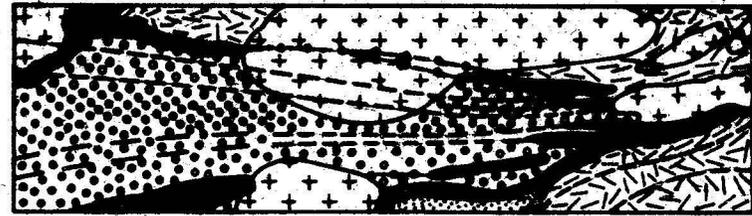


Fig. 12.2 Batolito granítico de la cuenca de Corlé, en Francia: 1. granitos; 2. Carbonífero; 3. Devónico; 4. Silúrico; 5. Algonkiano; 6. ejes de anticlinales; 7. posición de las rocas devónicas antes de la intrusión granítica

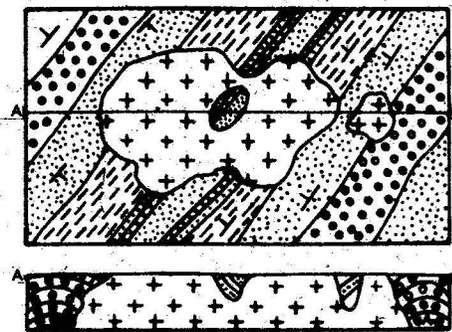


Fig. 12.3 Batolito en el plano y el perfil

En la figura 12.3 también se muestra un ejemplo que ilustra lo explicado anteriormente.

Los *stocks* son también cuerpos intrusivos, pero de extensión inferior a 100 km², de forma irregular, semejantes a un pequeño batolito. Generalmente ocupan las zonas próximas a las intrusiones batolíticas y, como ellas, sus límites son cortantes con respecto a la roca encajante.

Los *lacolitos* son cuerpos de hasta 4 km de diámetro con forma de hongo, convexo hacia arriba. El cuerpo se aloja aproximadamente en concordancia con la roca encajante (fig. 12.4). Los lacolitos representan intrusiones hipoabisales, es decir, rocas de mediana profundidad. Hay que destacar que las capas sobreyacentes sufren los efectos mecánicos de la acción intrusiva de los lacolitos y, contornean la forma del cuerpo. El espesor de estos cuerpos es siempre menor que su longitud horizontal.

Los *lopolitos* son cuerpos de forma parecida a los lacolitos, pero con la curvatura cóncava hacia arriba y también presentan contactos concordantes con las rocas encajantes (fig. 12.5). Están constituidos por rocas básicas y ultrabásicas, aunque se han encontrado también de composición alcalina y ácida. Los lopolitos forman cuerpos de yacencia horizontal que pueden alcanzar hasta cientos de kilómetros de diámetro. Un ejemplo típico de estas intrusiones es el lopolito de Bushveld, de 300 km², en África.

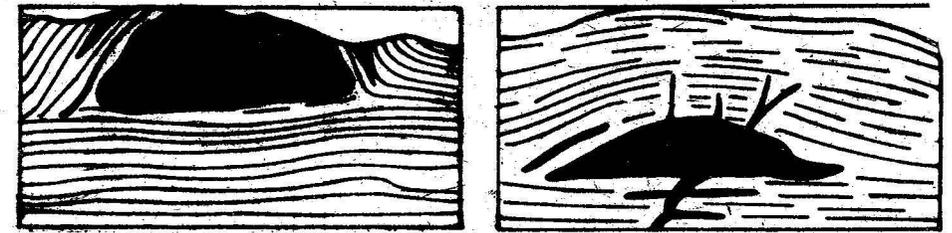


Fig. 12.4 Lacolitos

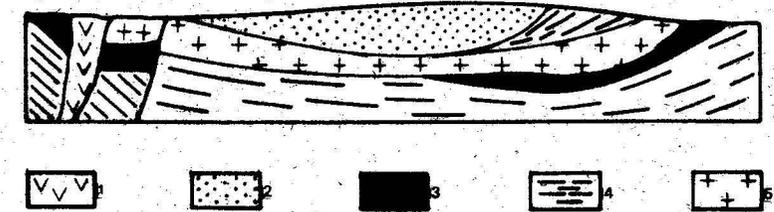


Fig. 12.5 Lopolito de Bushveld (África)

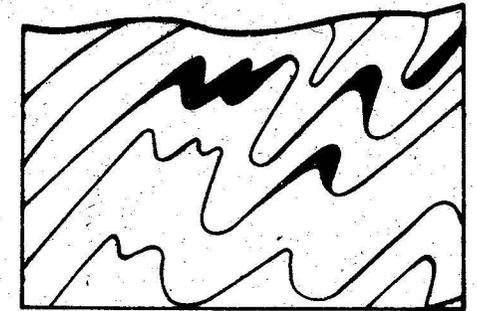


Fig. 12.6 Facolitos

Los *facolitos* son intrusiones no muy grandes que tienen forma de lentes y se forman en los núcleos de los anticlinales o en los sinclinales (fig. 12.6).

Los *cuellos volcánicos* son intrusiones que se solidifican en los canales de salida de los aparatos volcánicos. En el plano tienen forma redonda, oval o a veces completamente irregular. El diámetro suele ser de decenas de metros hasta 1 o 1,5 km. El cuello volcánico, por lo general, tiene yacencia vertical. Las rocas ígneas que lo componen son de grano fino con abundante vidrio. A veces están compuestos de aglomerados y lava-brechas.

Los yacimientos diamantíferos con frecuencia se asocian a estos cuellos volcánicos. En la plataforma siberiana existen yacimientos de diamantes en cuellos volcánicos (fig. 12.7).

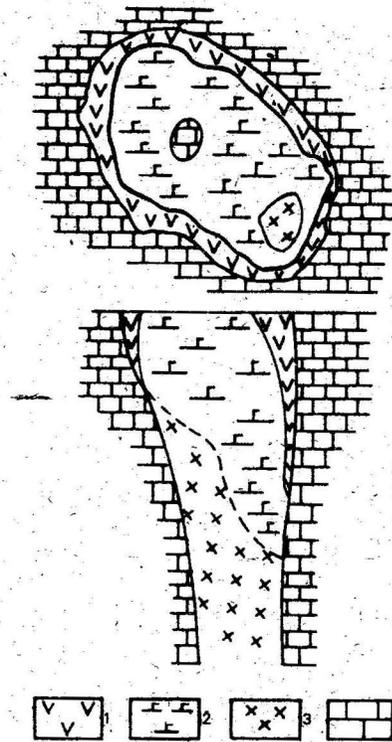


Fig. 12.7 Mapa geológico y perfil de cuello volcánico de kimberlitas: 1- kimberlitas alteradas; 2- kimberlitas alteradas verdes; 3- kimberlitas frescas; 4- rocas carbonatíticas del Ordovícico

Los *diques* son cuerpos tabulares que se alojan en los sistemas de grietas de la corteza terrestre. Sus dimensiones son muy variables, su extensión a veces alcanza hasta 100 km y sus potencias son aproximadamente de 250 m. En Zimbawbe existen diques hasta de 540 km de longitud con potencia de 3 hasta 13 km. No obstante, la mayoría de los diques poseen una longitud de cientos o decenas de metros y una potencia de varios metros. Por lo general, poseen una yacencia próxima a la vertical, de modo que tienen siempre contactos cortantes con las rocas encajantes.

En la figura 12.8 se observan diques de rocas básicas que atraviesan granitoides (Santiago de Cuba).

Las *intrusiones de tipo central* son estructuras frecuentes en los complejos magnéticos alcalinos de plataformas y escudos. La característica más destacada es la presencia de fallas y diques de forma cónica. Por su esencia constituyen estructuras circulares en el plano y cónicas en el perfil. La figura 12.9 ilustra las características de las intrusiones de tipo central. Muchos yacimientos de elementos raros se localizan en este tipo de estructura.

Los *sills* son cuerpos que se forman por introducción del magma a lo largo de los planos de estratificación; pueden ocupar enormes áreas. En cuanto a su composición pueden variar desde ácidos hasta básicos, pero los más frecuentes son de composición básica (fig. 12.10). Las condiciones más propicias para el desarrollo de este tipo de intrusiones son las existentes en los estadios iniciales del desarrollo geosinclinal; es decir, en condiciones de intensa subsidencia de un sector dado de la corteza terrestre.



Fig. 12.8 Diques de rocas básicas intruyendo granitos, río Carpintero (Santiago de Cuba)

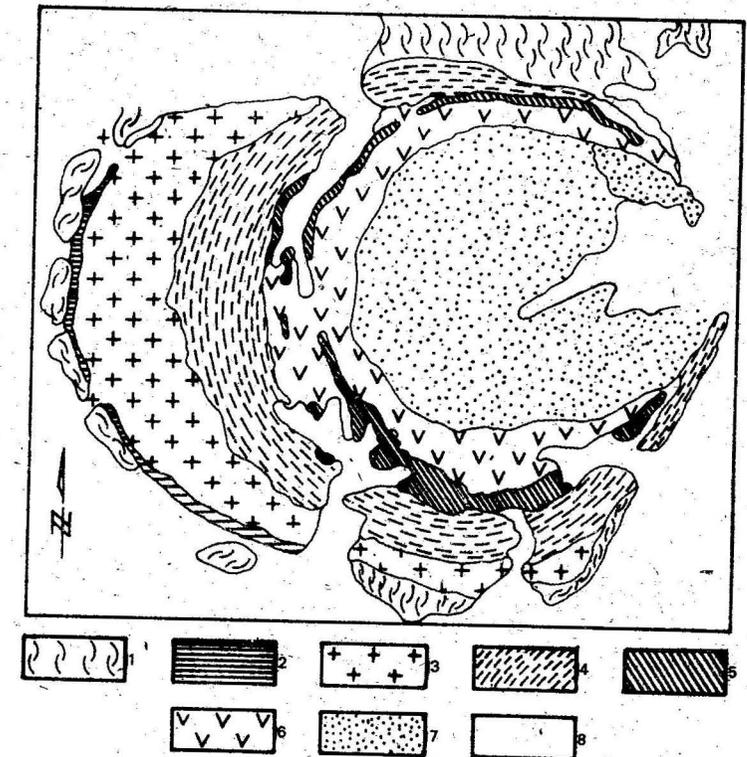


Fig. 12.9 Intrusión de tipo central y sus diques asociados: 1- roca encajante del Precámbrico y Paleozoico; 2, 3, 4, 5, 6 y 7- rocas alcalinas de diferentes tipos; 8- sedimentos del Cuaternario

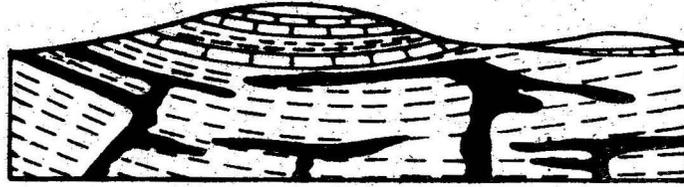


Fig. 12.10 Sills de diabasa (en negro) entre capas del Silúrico y Ordovícico en la región de Praga, Checoslovaquia

Los sills pueden confundirse fácilmente con mantos de lava, por dos razones: ambos se disponen paralelos a la estratificación y aparecen íntimamente asociados. Pero es necesario destacar que en el caso de los sills ambos contactos, el superior y el inferior, presentan huellas de coacción o cambios metasomáticos, pues tienen un carácter intrusivo. Las lavas presentan coacción solo en las rocas que están en el contacto con su base, ya que originalmente se derraman sobre la superficie.

Todos los tipos de intrusiones descritas hasta aquí pueden clasificarse en dos grupos: concordantes y discordantes. Las primeras yacen paralelas a las rocas estratificadas o aproximadamente paralelas. Las discordantes tienen elementos de yacencia diferentes de las rocas estratificadas. Entre las intrusiones concordantes se cuentan los lacolitos, facolitos y sills; entre las discordantes batolitos, stocks, cuellos volcánicos y diques.

12.2 El asentamiento de las serpentinitas en la corteza terrestre

Las intrusiones de rocas ultrabásicas y básicas suelen ocupar grandes extensiones en forma de bandas estrechas de una longitud que sobrepasa los 1 000 km. Las intrusiones de rocas ultrabásicas tienen para Cuba una importancia fundamental, pues con ellas se relacionan los yacimientos lateríticos de níquel (los mayores de su tipo en el mundo).

Las intrusiones ultrabásicas se disponen a lo largo de los sistemas de fallas profundas (de ahí su carácter lineal y su poca anchura relativa), tal como aparecen a lo largo de la costa norte de Cuba.

Las rocas ultrabásicas frescas (píroxenitas), por sus propiedades de dureza y resistencia a la compresión, se diferencian poco del granito; sin embargo, cuando están afectadas en mayor o menor grado por los procesos de serpentización (alteración de los minerales ferromagnesianos: olivinos y píroxenos) se eleva considerablemente su plasticidad. Esto, sin dudas, crea condiciones para que las masas de rocas serpentizadas se escurran hacia los pisos estructurales superiores y arrastren con ellas otras rocas poco serpentizadas o incluso frescas, a lo largo de los planos de las fallas profundas, o por cualquier zona de debilidad y de alta permeabilidad de la corteza.

Debido a esto es que los contactos de las serpentinitas con las rocas encajantes, en todos los casos, tienen un carácter tectónico, con numerosos planos de fricción, zonas de brechas y trituración, lo que recuerda el cuadro típico de un diapiro salino.

Este proceso de intrusión de masas de rocas ígneas en estado sólido (frío), es denominado por muchos geólogos *protusiones*.

Se puede añadir que el proceso de serpentización de las rocas ultrabásicas está acompañado por un aumento del volumen de dichas rocas que provoca deformaciones y rupturas muy complejas en la masa del macizo ultrabásico.

Otro fenómeno asociado a las intrusiones de rocas ultrabásicas (hiperbasíticas) de Cuba y de otras regiones del mundo (Urales en la URSS) es la tectónica de sobreempuje. En la región oriental de Cuba los cuerpos de serpentinitas aparecen superpuestos a rocas autóctonas del Cretácico superior en forma de mantos tectónicos con *melange* en su base. Esta melange es una masa brechosa y conglomerática, compuesta de fragmentos redondeados y agudos de las más diversas rocas (gabros, serpentinitas, calizas, etc.), cementadas por un material serpentinitico. Tanto las serpentinitas como la melange, al sufrir los procesos de meteorización, dan origen a cortezas de intemperismo ricas en níquel y cobalto. En la figura 10.13 se puede observar la posición geológico-estructural de las serpentinitas en un corte de Saguá de Tánamo (Cuba).

Numerosos datos sobre la edad absoluta de las rocas ultrabásicas de diferentes regiones del planeta demuestran que estas corresponden a las rocas más viejas de la corteza terrestre (incluso Arqueozoica).

Para Cuba, Knipper considera que corresponden al fundamento paleozoico, y que estas se han abierto paso desde el fundamento a través de las rocas mesozoicas, por los planos de fallas profundas.

12.3 Aureolas de contacto

Las rocas magmáticas, en el proceso de intrusión, siempre actúan sobre las rocas encajantes. Bajo la influencia de los vapores de agua, gases y altas temperaturas, las rocas encajantes cambian su composición química y recrystalizan; pueden surgir así rocas totalmente diferentes como el *sharn*, que es la transformación de las calizas y tobas por el contacto con masas intrusivas graníticas. Otras veces los efectos son mucho menos expresivos y afectan solo zonas muy estrechas. Las aureolas de contacto más anchas alcanzan de 1 a 3 km y las más estrechas son apenas, de 1 a 3 cm. Por supuesto que el tamaño de la intrusión es el factor determinante, así las mayores corresponden a los batolitos y las menores a los diques de poco espesor. En el caso de las grandes intrusiones, la potencia de la aureola es mayor en la parte superior de la cúpula que en las partes laterales.

En cuanto al tipo de cambios que se producen, estos son diferentes y dependen de la composición química de la roca magmática y de la roca encajante.

Es necesario señalar que los cambios químicos se producen no solo en la roca encajante, sino también y simultáneamente en la propia roca intrusiva.

La zona de cambio en la misma roca intrusiva se denomina *endocontacto* y la parte de las rocas encajantes que resulta cambiada, se denomina *exocontacto*.

El contorno del afloramiento de la aureola de contacto de los cuerpos intrusivos batolíticos depende no solamente de su forma sino en gran medida también del grado de profundidad del perfil de erosión (fig. 12.11).

El mapeo de las aureolas de contacto a menudo permite predecir la forma que adoptan las intrusiones en las zonas más profundas. Así, cuando se observa una aureola asimétrica, la parte más estrecha de esa aureola puede corresponder a un contacto abrupto (fig. 12.12b) y la parte más extensa a un contacto con un ángulo de buzamiento menor. Las aureolas simétricas se pueden interpretar como contactos que buzán con ángulos más o menos semejantes (fig. 12.12a). En la figura 12.12c se representa la aureola que corresponde al afloramiento de varias apófisis de una intrusión.

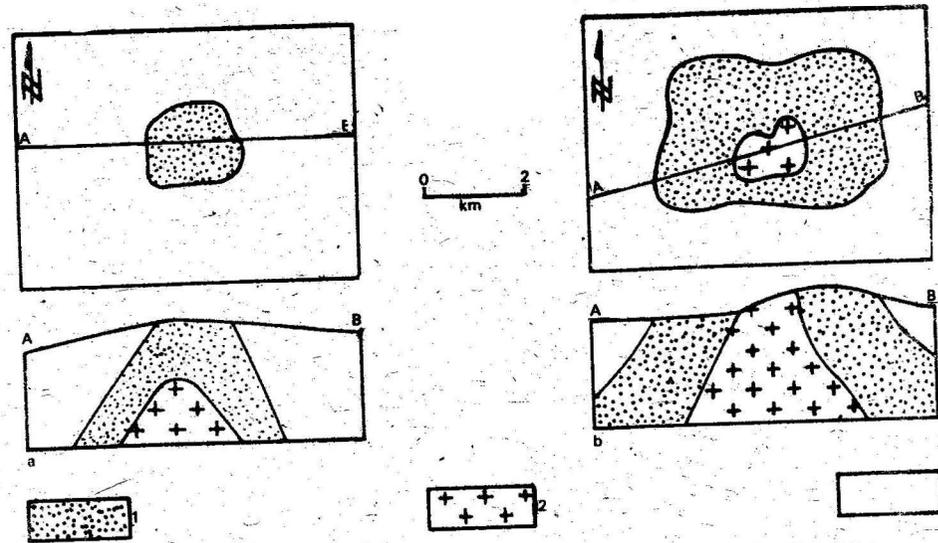


Fig. 12.11 Extensión de la aureola de contacto en dependencia de la profundidad del corte erosivo: a- el batolito no aflora; b- aflora una afósis; 1- zona de cambios metamórficos (aureola de contacto); 2- batolito

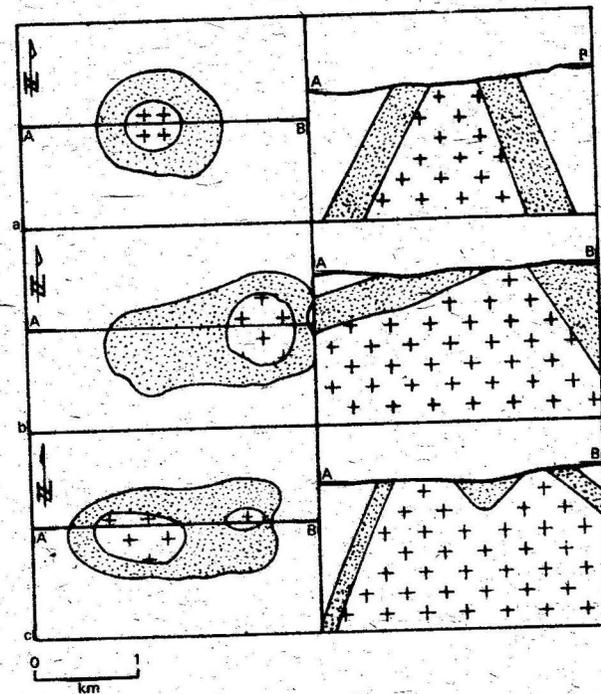


Fig. 12.12 Dependencia de la anchura de la aureola de contacto y la forma del cuerpo intrusivo

12.4 Estructura interna de los macizos intrusivos

El estudio de las condiciones en las cuales intruye el magma y de los procesos de formación de los cuerpos intrusivos es sumamente importante para comprender la distribución de los yacimientos de minerales útiles relacionados con las intrusiones y rocas vecinas.

En la solución de estos problemas, reporta una gran ayuda el estudio de la estructura interna de los cuerpos intrusivos, la cual se forma en la etapa de enfriamiento y solidificación del magma.

A estas estructuras pertenecen: la distribución y orientación de los minerales, que ocurren en el estado aún fluido del magma y las grietas de solidificación, estos elementos pueden agruparse bajo una misma denominación: *estructura primaria del cuerpo intrusivo*.

No obstante la importancia que de por sí tienen las estructuras primarias, sobre todo el agrietamiento primario, se debe aclarar que desde el punto de vista del control de la mineralización endógena, el agrietamiento tectónico desempeña el papel fundamental. Debe recordarse aquí que en el capítulo 9 se aclaró la diferente función del agrietamiento tectónico y del no tectónico y, además, que el agrietamiento primario en las rocas intrusivas es de carácter no tectónico.

Estructura del estado fluido

En el paso previo a la completa solidificación, cuando el magma se comporta como una masa pastosa, los cristales de los minerales que ya han adquirido consistencia como tales (porque poseen un alto punto de fusión), al moverse junto con la masa magmática, adoptan posiciones según las cuales se produce la menor resistencia al movimiento. Como el régimen de movimiento del magma es lento, se adapta a las condiciones de un flujo laminar. En dichas condiciones, los minerales de hábito externo prismático (más largo que ancho) se disponen paralelos a las líneas de flujo del movimiento del magma y los minerales de hábito externo laminar o tabular se disponen también paralelos al flujo laminar (fig. 12.13).

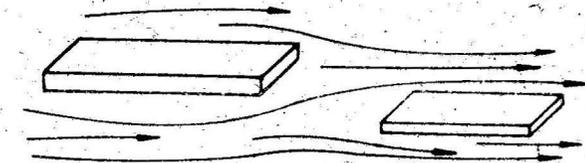


Fig. 12.13 Forma de orientarse los cristales de hábito prismático o tabular en un flujo laminar

La foliación primaria es la estructura que le confiere a la roca intrusiva un orden estratificado. Estas capas o estructuras foliadas se manifiestan bien en la disposición de los cristales en forma de capas (fig. 12.14), tanto en bandas como en capas de rocas de composición diferente, que le imprimen color y textura particulares a cada una.

La lineación primaria es la estructura que se caracteriza por la orientación de los minerales de hábito acicular o prismático (píroxenos, hornblenda). Esta orientación es paralela a la dirección fundamental de flujo de la masa magmática en su estado anterior a la cristalización total.

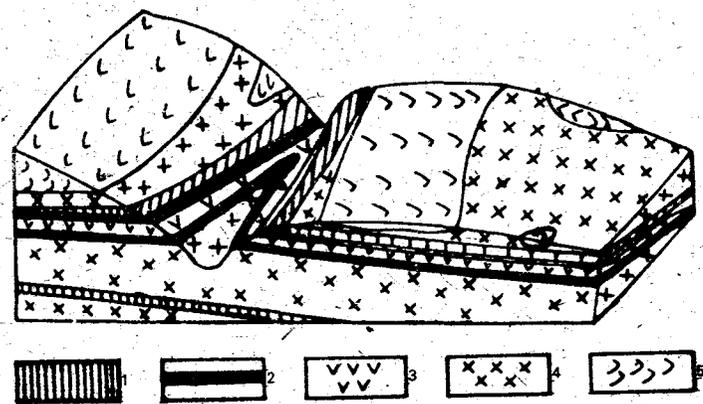


Fig. 12.14 Bloque isométrico que muestra la diferenciación en capas de un macizo ígneo alcalino (foliación primaria): 1- iolitas; 2, 3 y 4- otras rocas alcalinas; 5- sienitas nefelínicas

No todas las intrusiones presentan el fenómeno de foliación o lineación primaria, existen casos en que el fenómeno es evidente y puede estudiarse directamente; en otras ocasiones se puede detectar solo en las zonas próximas al contacto con la roca encajante. En los primeros casos, se miden los elementos de yacencia y se representan en el mapa con los signos convencionales apropiados. Es posible diagnosticar la forma de yacencia de los cuerpos intrusivos en profundidad, al observar cómo varían los elementos de yacencia de la foliación o la lineación en el mapa geológico (fig. 12.15).

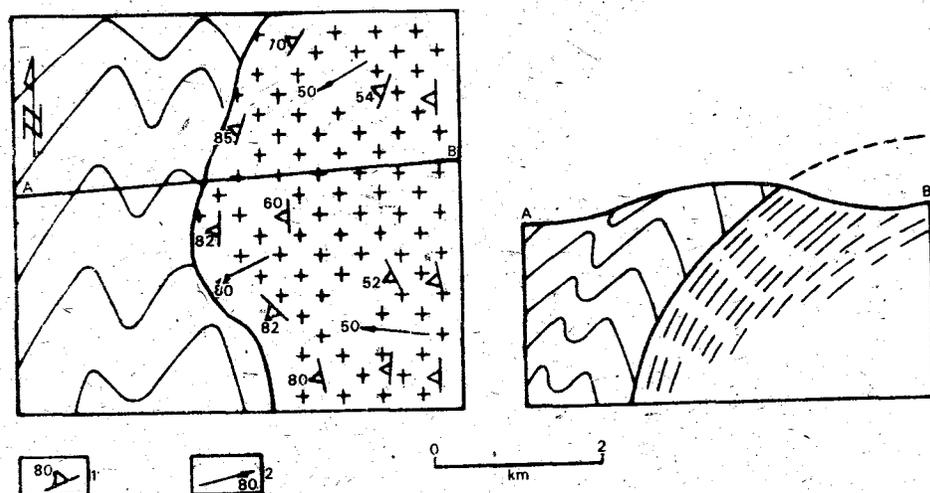


Fig. 12.15 Relación entre los elementos de yacencia de la lineación o foliación primaria y el contacto del cuerpo intrusivo: 1- foliación primaria; 2- lineación primaria

Cuando el fenómeno de foliación primaria no es posible medirlo directamente en el campo, o se hace confuso porque aparentemente aparece más de un plano de foliación, se puede utilizar el método de la proyección estereográfica para esclarecer definitivamente si se trata de un solo plano. Esta confusión surge porque en el afloramiento se observan los planos de partidura de la roca ígnea, los cuales tienen una posición espacial cualquiera, y es posible que se vean varios buzamientos aparentes. Para resolver esta tarea se miden tres planos diferentes y sobre cada plano el ángulo de pendiente que forma la posible lineación o foliación (fig. 12.16).

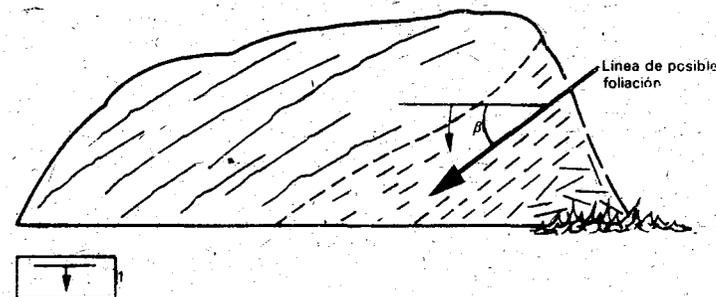


Fig. 12.16 Medición de la posible foliación primaria: 1- plano de partidura de la roca; β -ángulo de pendiente

Después de llevar a la proyección estereográfica de Wulf los tres planos y las tres pendientes de las lineaciones (fig. 12.17); se obtienen los puntos 1, 2 y 3 que corresponden a la situación dada. Basta girar la proyección de Wulf hasta que algún círculo mayor pase simultáneamente por los tres puntos; si tal cosa ocurre, existe una sola línea y sus elementos de yacencia corresponden al círculo mayor que pasa por los tres puntos. Si no pasa simultáneamente por los tres puntos, no existe foliación o las mediciones se han realizado incorrectamente.

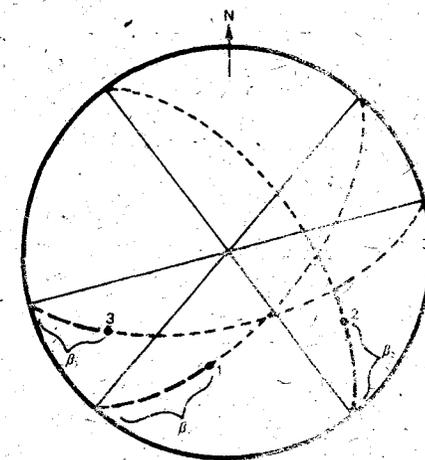


Fig. 12.17 Representación en la proyección estereográfica de Wulf de las mediciones de ángulo de pendiente sobre tres planos de partidura de la roca

Agrietamiento primario en los cuerpos intrusivos

Cuando el magma está en proceso de enfriamiento las tensiones internas causadas por el cambio del estado líquido al sólido producen un intenso agrietamiento que por su carácter es primario y por sus causas es de origen no tectónico.

En dependencia de la orientación del agrietamiento en relación con las estructuras de foliación primaria G. Kloss propuso cuatro tipos de grietas primarias (figs. 12.18 y 12.19): transversales (grietas Q), longitudinales (grietas S), de foliación (grietas L) y diagonales.

Las grietas transversales Q se disponen perpendiculares a las estructuras de foliación primaria y son relativamente rectas. Se manifiestan mejor en los bordes exteriores de la intrusión, pues en las partes centrales desaparecen. En la realidad esto es válido para todo el agrietamiento primario.

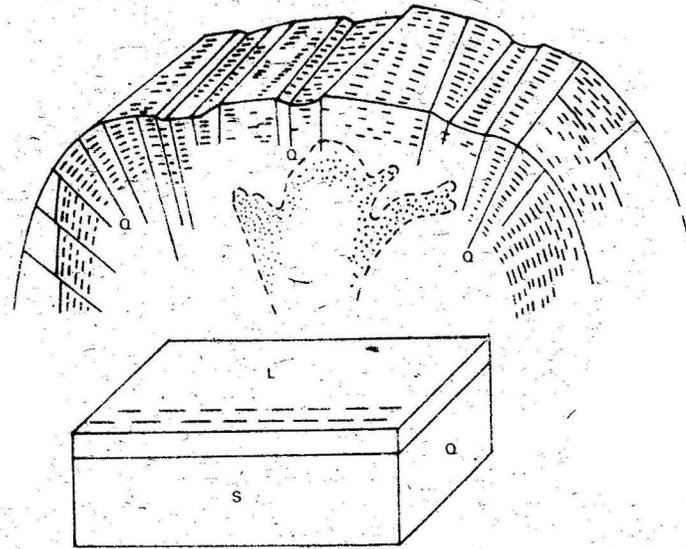


Fig. 12.18 Relación entre las estructuras fluidales primarias y el agrietamiento primario de un macizo intrusivo

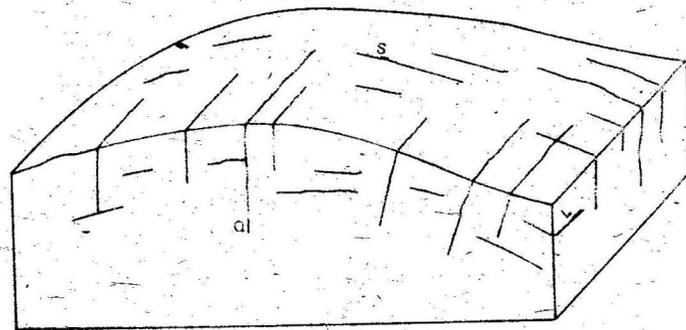


Fig. 12.19 Grietas no tectónicas primarias

Las grietas Q cambian de posición según cambia la posición de la foliación primaria y se mantienen siempre aproximadamente normales entre sí. Estas grietas pueden considerarse causadas por esfuerzos de estiramiento, lo que provoca cierta tendencia a la apertura de espacios libres que con frecuencia aparecen rellenos con minerales filoneanos (cuarzo, fluorita, clorita, moscovita, etc.) o por rocas filoneanas (apilitas y pegmatitas).

Las grietas longitudinales S disponen su rumbo paralelo al rumbo de la lineación primaria y cambian poco sus elementos de yacecía, aunque varíe el de la foliación. Estas grietas se presentan con menor nitidez que las Q y también aparecen rellenas con minerales filoneanos.

Las grietas de foliación L se disponen aproximadamente paralelas a la foliación primaria. En las partes superiores del techo de la intrusión se disponen casi horizontalmente; sin embargo, en los contactos laterales su ángulo aumenta bruscamente según lo hace la foliación primaria. En estas zonas laterales, las grietas L disminuyen rápidamente y cuando aparecen se aprecia que se disponen paralelas al agrietamiento de las rocas encajantes (paralelo al contacto). Las grietas de foliación desaparecen rápidamente en profundidad, pero pueden desempeñar un papel muy importante en la formación del relieve, pues en muchos casos configuran la superficie del terreno.

Las grietas diagonales cortan bajo ángulos diferentes de 90° las lineaciones y foliaciones primarias.

En general, durante el proceso de asentamiento definitivo del cuerpo intrusivo y su total enfriamiento pueden surgir otros sistemas de rupturas, sobre todo en las zonas periféricas y producir desplazamientos que hacen más compleja la interpretación del fenómeno de agrietamiento primario. Es importante señalar que el agrietamiento primario puede estar borrado por el agrietamiento tectónico, el cual es más intenso y tiene una orientación independiente.

En la figura 12.15 se puede apreciar la relación entre el agrietamiento y la foliación primaria.

12.5 Edad de las rocas intrusivas

Los métodos de determinación de la edad absoluta en las rocas intrusivas tienen una aplicación muy amplia.

Entre los métodos de determinación de edad absoluta que más frecuentemente se usan, se encuentra el del par de isótopos de plomo-uranio y el de rubidio-estroncio.

No menos importancia tienen las determinaciones de edad basadas en el estudio de las relaciones estructurales de la intrusión de rocas ígneas con las encajantes y las que cubren transgresivamente la superficie erosionada del macizo.

En todos los casos, la intrusión será más joven que las rocas intruidas. Estas se reconocen por la aureola de contacto que se desarrolla en la zona próxima a la intrusión.

Por otra parte, las rocas que cubren la superficie erosionada y meteorizada de las intrusiones serán más jóvenes que la intrusión. En la figura 12.20 se notan las relaciones señaladas. La intrusión es de edad posterior al carbonífero inferior y anterior al Jurásico inferior.

A veces las rocas más jóvenes no aparecen directamente sobre la superficie erosionada de la intrusión; en tales casos se puede tomar como límite más joven de edad de la intrusión, la de las rocas sedimentarias que contengan fragmentos de la roca intrusiva (figs. 12.20 y 12.21). En esta situación, la edad de la intrusión es anterior al Jurásico inferior, porque aparecen fragmentos de granitoides en el conglomerado basal.

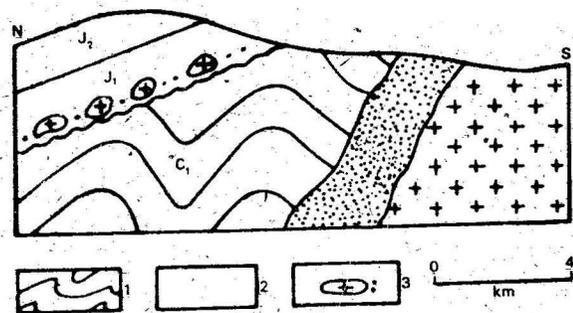


Fig. 12.20 Determinación de la edad de las rocas intrusivas sobre la base de sus relaciones con la roca encajante: 1- roca encajante; 2- series transgresivas; 3- conglomerado basal

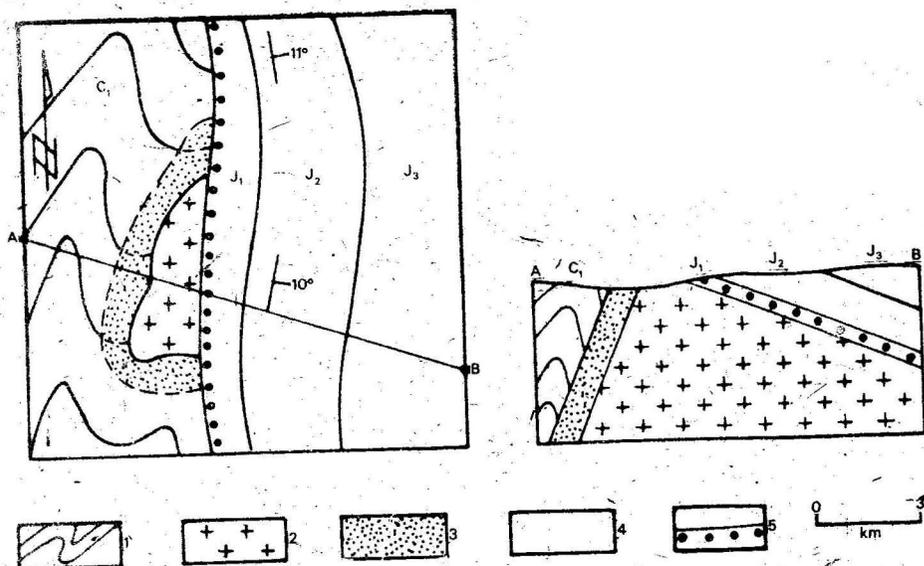


Fig. 12.21 Determinación de la edad del intrusivo sobre la base de sus relaciones con las rocas encajantes y las series transgresivas: 1- rocas encajantes (Carbonífero inferior); 2- intrusión granítica; 3- aureola de contacto; 4- calizas transgresivas (Jurásico); 5- discordancia estructural

En la determinación de la edad de las rocas ultrabásicas en Cuba es necesario tener en cuenta que estas no tienen contacto magmático, sino tectónico. Por lo tanto, es mejor hablar de época de asentamiento que de edad de la intrusión ultrabásica.

En el territorio oriental cubano se encuentra una secuencia de brechas y conglomerados con intercalaciones de areniscas y aleurolitas, conocido como conglomerado La Picota. Dicha secuencia contiene abundantes fragmentos de serpentinitas. Estas rocas se encuentran en contacto tectónico con rocas ultrabásicas serpentinizadas. La formación La Picota tiene edad Maestrichtiano o probablemente Paleoceno inicial, por tanto, la edad de asentamiento de las serpentinitas puede fijarse en este caso como anterior al Maestrichtiano o al Paleoceno inicial.

Resulta significativamente difícil determinar la edad de dos intrusiones que aparezcan en contacto. En estas circunstancias, lo más productivo es buscar la presencia de apófisis de una roca en otra, la más joven será aquella que penetre con sus apófisis en la otra.

12.6 Tareas que se deben cumplir en el estudio de campo de las rocas intrusivas

En primer lugar es necesario determinar el contorno de afloramiento de los cuerpos intrusivos y la yacencia del contacto con las rocas encajantes. En este sentido, se utilizan, además de las observaciones directas en el campo, otros métodos indirectos: orientación de la foliación o lineación primaria, forma y extensión de las aureolas de contacto, datos geofísicos y perforaciones.

En la zona de exocontacto se hace necesario observar si hay manifestaciones de minerales útiles. Aquí es posible encontrar yacimientos del tipo *skarn* e hidrotermales.

En los límites de los cuerpos intrusivos es obligatorio prestar atención a los cambios de composición. Para ello es necesario tomar algunas muestras en las etapas iniciales de trabajo de campo, a fin de estudiar las secciones delgadas, así como para realizar análisis químico y espectral semicuantitativo.

En las zonas del endocontacto se hace imprescindible un estudio cuidadoso, sobre todo de las rocas y minerales filoneanos.

Dentro del cuerpo intrusivo es necesario observar y describir las grietas: forma, longitud, frecuencia, elementos de yacencia, foliación primaria, etcétera.

Los métodos geofísicos constituyen una ayuda apreciable durante los trabajos de mapeo geológico en zonas de desarrollo de rocas intrusivas.

Los minerales que constituyen las rocas sedimentarias y magmáticas surgen en condiciones físico-químicas determinadas; se puede afirmar que a cada ambiente físico-químico le es inherente una asociación específica de minerales. Las condiciones físico-químicas las determinan los siguientes factores: temperatura, presión, actividad química debido a la presencia de compuestos volátiles, vapor de agua, sílice, etcétera.

El fenómeno del metamorfismo, en su esencia, consiste en un profundo cambio de textura, estructura, e incluso composición mineralógica, de una roca que originalmente era sedimentaria o magmática, bajo la acción de procesos geológicos endógenos que producen elevación de la temperatura y las presiones, así como campos de esfuerzos tectónicos extensos. La nueva roca resultante será denominada metamórfica y en dependencia de la intensidad de los procesos que provocaron el metamorfismo podrán preservarse o no características remanentes de la roca original sedimentaria, intrusiva o volcánica.

13.1 Procesos de metamorfismo

El metamorfismo, por su extensión, puede tener un carácter local o regional. El metamorfismo local surge por la acción directa de un cuerpo intrusivo sobre la roca encajante, por la alta temperatura del magma en proceso de intrusión y por la acción de las soluciones químicamente activas; este metamorfismo se desarrolla dentro de la aureola de contacto y puede definirse como un metamorfismo de contacto. A lo largo de las fallas profundas y debido a fenómenos de intensa fricción entre los bloques deslizados, es posible que surja también metamorfismo local, que en este caso tiene un carácter dinámico (dinamometamorfismo). El metamorfismo local de los tipos descritos (de contacto o dinamometamorfismo) se encuentra en todo tipo de rocas desde el Precámbrico hasta el Neógeno.

El metamorfismo regional es un fenómeno que se extiende en áreas grandes (de miles de kilómetros cuadrados y mayores) y afecta potencias considerables (miles de metros). Sus efectos más intensos y extensos se deben a procesos tectónicos de gran envergadura y aunque las rocas metamórficas se encuentran ampliamente distribuidas en la corteza terrestre, su volumen es mucho mayor en las series del Precámbrico, más escasas en el Paleozoico y menos aún en el Mesozoico. En este mismo orden decrece también la intensidad de los procesos metamórficos. Esto, al parecer, está relacionado con una disminución en el tiempo de la actividad magmática de la corteza terrestre.

13.2 Estructuras de las rocas metamórficas

El presente capítulo tiene como objetivo describir las estructuras típicas de las rocas metamórficas y sus métodos de estudio.

Lo más evidente de las estructuras de las rocas metamórficas es su foliación. Cuando en el capítulo anterior se estudiaron las rocas magmáticas, se habló también de foliación, pero se le añadió el calificativo de primaria; porque en el caso de las rocas ígneas la foliación surge en la fase de enfriamiento y consolidación de la propia roca. En la foliación de las rocas metamórficas debe agregarse el adjetivo secundaria, porque en su esencia es un fenómeno superpuesto a una roca ya existente.

La foliación en las rocas metamórficas se produce a expensas de cambios de coloración, en forma de bandas, a causa de alguna diferenciación en la composición mineralógica, o bien por la disposición paralela de minerales de hábito externo hojoso. Muchas veces la foliación de las rocas metamórficas copia la foliación primaria o la estratificación de las rocas originales y otras muchas veces se desarrolla con total independencia de las estructuras primarias. En este último caso la foliación secundaria de las rocas metamórficas es discordante con la foliación primaria o estratificación, la que en ocasiones puede conservarse o ser totalmente borrada. Como se dijo antes, ello depende de la intensidad de los procesos metamórficos.

Según el grado de intensidad de la foliación de las rocas metamórficas, esta puede agruparse en tres tipos fundamentales: clivaje de fractura, clivaje pizarroso o pizarrosidad y esquistosidad. El clivaje corresponde a un grado más leve de metamorfismo y la esquistosidad a un grado más intenso.

13.3 Clivaje de fractura

El clivaje de fractura es el conjunto de planos de cizallamiento, que se disponen aproximadamente paralelos a los planos axiales de las estructuras plegadas, con lo cual la disposición espacial del clivaje se dispone perpendicular a la dirección del eje de esfuerzos tectónicos principales (fig. 13.1).

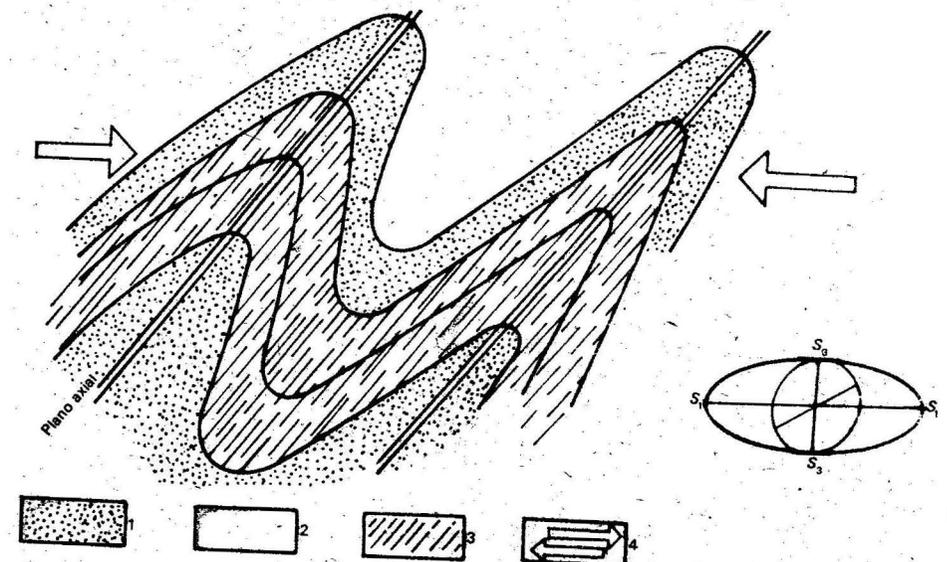


Fig. 13.1 Posición de los planos de clivaje, el plano axial y la dirección de los esfuerzos tectónicos principales (S_1): 1- areniscas; 2- rocas plásticas; 3- clivaje; 4- dirección de los esfuerzos tectónicos principales

El clivaje de fractura, como se expresó antes, corresponde a un bajo grado de metamorfismo y puede catalogarse como un fenómeno de agrietamiento intenso, que afecta con más frecuencia e intensidad a las capas o rocas incompetentes (más plásticas) y con mucho menos intensidad a las capas o rocas competentes.

En la figura 13.1 se ilustra cómo el clivaje se desarrolla claramente en las capas de material arcilloso, mientras que desaparece en las areniscas.

Un hecho que demuestra el bajo grado de metamorfismo que causa el clivaje de fractura es que prácticamente los minerales originales no sufren cambios o recristalización.

13.4 Clivaje pizarroso o pizarrosidad

Cuando el clivaje se extiende por toda la secuencia de rocas, afectando tanto las capas competentes como las dúctiles, el fenómeno suele denominarse pizarrosidad. Las estructuras estratificadas originales pueden quedar totalmente borradas, o mantenerse solo en forma relictica; los minerales sufren procesos de cambio ligeros y aparecen (sericita) con su hábito plano, paralelo a los planos de clivaje.

En las rocas metamórficas de la zona oriental de Cuba (Puriales) existen ejemplos muy bellos de secuencias afectadas por clivaje de fractura y pizarrosidad.

13.5 Relación entre el clivaje y las estructuras plicativas

El hecho de que los planos de clivaje se dispongan, como regla, paralelos al plano axial de los pliegues, tiene importancia práctica para la solución de algunos problemas de geología estructural. Esta utilidad está en función de la relación geométrica entre el clivaje y el plano axial.

Puede considerarse primeramente la relación clivaje-estratificación en perfiles perpendiculares al rumbo de las estructuras plegadas (fig. 13.2). En esta figura el plano axial está representado por una línea gruesa oscura y el clivaje por una línea intermitente, de donde se obtienen algunas conclusiones:

1. Si el clivaje es vertical se infiere que el plano axial también lo es; las capas buzan con igual ángulo en ambos flancos y se encuentran en posición normal (fig. 13.2a).
2. Si el clivaje buza en la misma dirección que las capas (fig. 13.2b, c y d), pero con un ángulo mayor, las capas están en posición normal (sectores m, n, x) y el eje sinclinal se encuentra hacia el lugar que buzan estas. En la figura 13.2 b y c el sinclinal se encuentra hacia la izquierda.
3. Si el clivaje buza en dirección contraria a las capas (fig. 13.2b y c) las capas se encuentran en posición normal y el eje sinclinal se localiza hacia donde buzan dichas capas (sector n).
4. Si las capas tienen una posición vertical, el eje sinclinal se localiza en la dirección contraria hacia donde buza el clivaje. Así en el sector de la figura 13.2c, el eje sinclinal está hacia la derecha.
5. Si el clivaje tiene un buzamiento más suave que la capa (sector y en la figura 13.2d), las capas están invertidas y el eje sinclinal se localiza hacia la dirección contraria del buzamiento de las capas y el clivaje. En el sector y el sinclinal se encuentra hacia la derecha.
6. Por último, si el clivaje está horizontal no es posible aplicar las relaciones anteriores, por cuanto la posición de las capas puede ser tanto invertida como normal.

Si se aplican estas relaciones es posible, a partir del análisis de un solo afloramiento, determinar la posición de estructuras mayores en zonas de difícil observación directa por la cobertura vegetal o de aluviones.

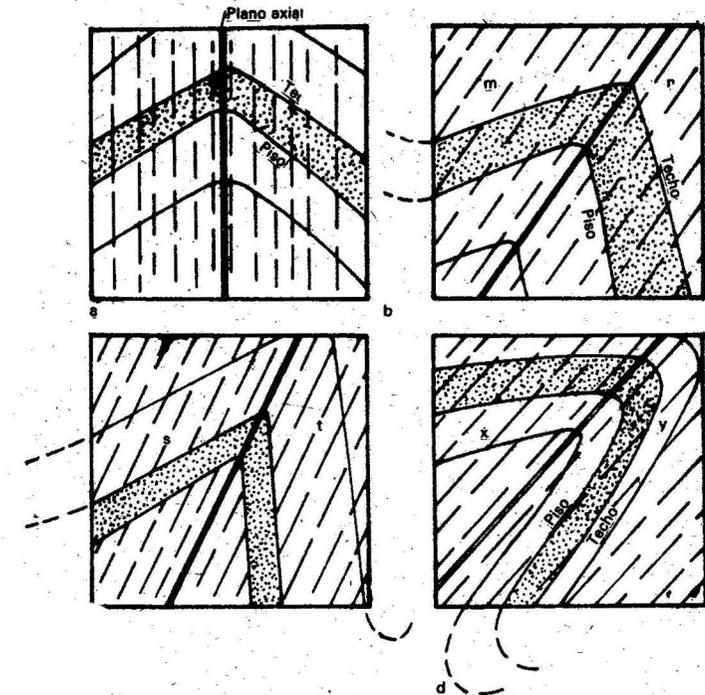


Fig. 13.2 Relación entre el clivaje de fractura o pizarrosidad y la estratificación, en perfiles perpendiculares al eje del pliegue: a - pliegue simétrico; b - pliegue asimétrico; c - pliegue asimétrico con un flanco casi vertical; d - pliegue tumbado

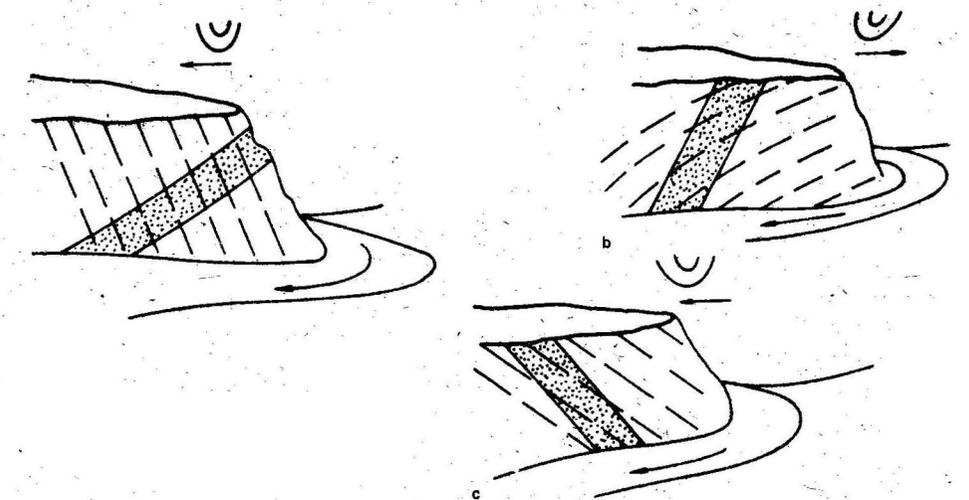


Fig. 13.3 Relación entre el clivaje y la estratificación: a - sinclinal a la izquierda; b - sinclinal a la derecha; c - sinclinal a la izquierda

Así, en la figura 13.3 se tienen varias situaciones: en (a) las capas se encuentran en posición normal y el eje sinclinal está hacia la derecha; en (b) el clivaje tiene menos inclinación que las capas y estas se encuentran invertidas; en (c) las capas también están invertidas y el eje sinclinal se encuentra hacia la izquierda.

En resumen, puede decirse que cuando la estratificación y el clivaje buzan en igual sentido, pero el clivaje lo hace más suavemente, las capas están invertidas. Esta es la única situación posible para capas invertidas. En los demás casos las capas yacen normalmente.

13.6 Esquistosidad

La esquistosidad surge en las rocas como un proceso de importantes cambios texturales, estructurales y mineralógicos, por la acción de intenso metamorfismo regional y, en algunos casos, local; se caracteriza por una foliación intensa de la roca.

Para el metamorfismo regional de carácter profundo los factores que provocan la transformación total de las rocas originales son: el aumento de la temperatura, la presión litostática y la acción de soluciones y componentes volátiles muy activos químicamente.

Al quedar recristalizada la roca, surgen nuevos minerales adaptados a las condiciones de altas presiones. En este sentido los minerales de hábito externo equidimensional se transforman en minerales de hábito plano o acicular (micas, anfíboles, distena, talco, etc.). Los cristales de estos minerales se disponen paralelos a los planos de esquistosidad. La nueva roca así formada presenta numerosos planos de foliación y recibe el nombre de esquisto (esquistos micáceos, cloríticos, talcosos, anfíbolíticos).

En la figura 13.4 se pueden observar diversos tipos de esquistosidad o foliación metamórfica: en (a) la estructura de la roca es laminar, ya que los minerales de hábito plano se disponen paralelos a la esquistosidad, se denomina a esta estructura lepidoblástica (lepidó: placa o losa). En (b) se representa la estructura nematoblástica (de nemato: aguja) que se caracteriza por la disposición paralela de minerales de hábito acicular como la actinolita. En (c) aparece una combinación de ambas estructuras: nemato-lepidoblástica.

13.7 Estructuras plicativas de las rocas metamórficas

Las rocas metamórficas suelen aparecer fuertemente plegadas, en pliegues de tipo fluidal (muy contorsionados) y frecuentemente hay superposición de varias generaciones de movimientos plicativos. Cuando se superpone un movimiento de plegamiento, este último puede tener una dirección diferente, lo que complica extraordinariamente la estructura.

Puede suceder que a la esquistosidad desarrollada durante una etapa inicial de plegamiento se superponga una segunda dirección de esquistosidad. Este fenómeno de la superposición de fases de plegamiento afecta no solo las rocas del Precámbrico, intensamente metamorfizadas, sino también los complejos más jóvenes y menos metamorfizados.

En la figura 13.5 aparece un ejemplo esquematizado, en el plano geológico, de la superposición de las fases de plegamiento. Una más antigua, con un eje orientador del SW al NE, y otra más joven de SE a NW.

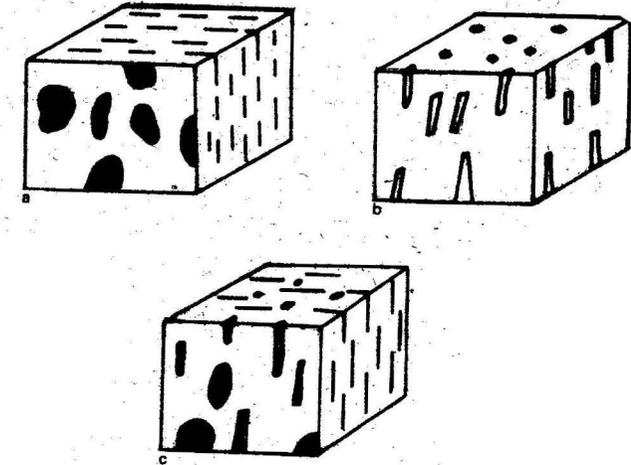


Fig. 13.4 Estructuras de las rocas metamórficas: a- lepidoblástica; b- lepidonematoblástica; c- nematoblástica

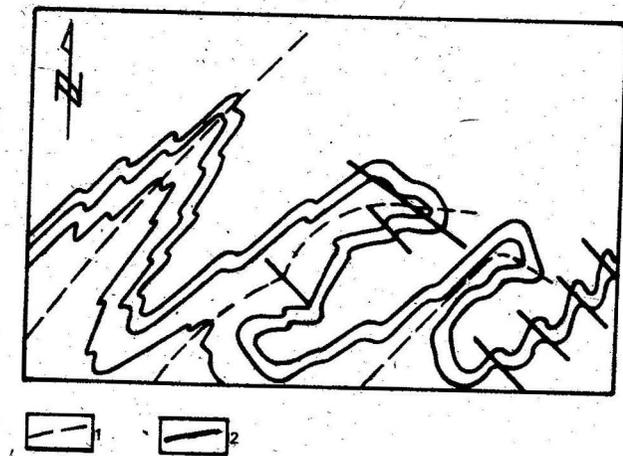


Fig. 13.5 Superposición de dos fases de plegamientos en rocas metamórficas

La figura 13.6 ilustra otro buen ejemplo de estructuras de plegamiento superpuesto. Es posible observar cómo la línea de los pliegues de primera generación (oscura y gruesa) ha sido plegada por una fase de plegamientos (punto y raya). En este caso, prácticamente, los ejes de los esfuerzos de compresión que provocan ambas fases de plegamiento se cortan a 90°. La más antigua se dispone de NE a SW y la más joven de NW a SE.

La no observancia de la influencia de la complejidad estructural que provoca la interferencia de las fases de plegamiento, puede conducir a errores serios de interpretación en el estudio de las secuencias metamórficas.

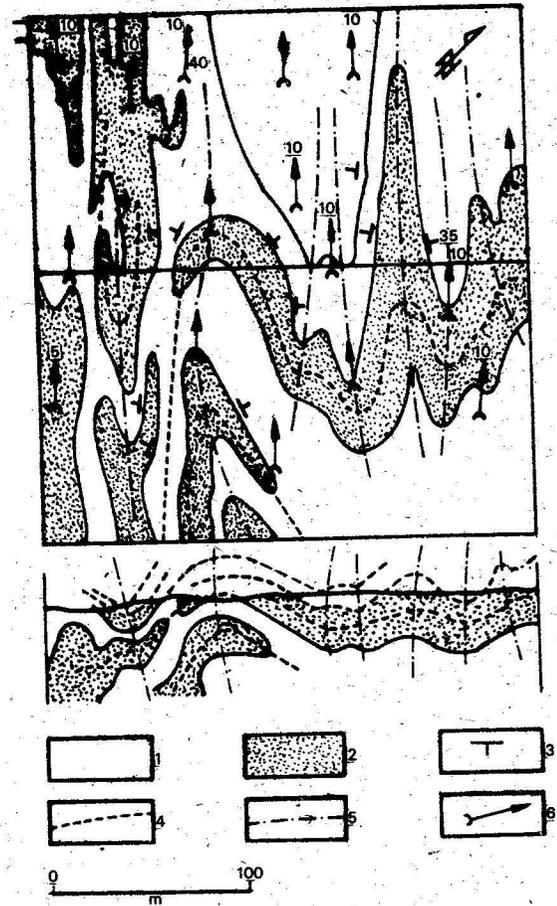


Fig. 13.6 Superposición de fases de plegamiento: 1- gneises; 2- anfibolitas; 3- elementos de yacencia; 4- ejes de pliegues antiguos; 5- ejes de pliegues superpuestos; 6- elementos de yacencia del plano axial

3.8 Budinaje

Otro elemento importante que contribuye a la complicación estructural de las rocas metamórficas es el fenómeno de budinaje.

Este fenómeno surge a causa de las diferencias físico-mecánicas de las secuencias de rocas que son afectadas por el metamorfismo. Cuando en un paquete de rocas plásticas se encuentra un horizonte de rocas duras y frágiles, estas últimas tienen tendencia a partirse en pedazos a expensas de las tensiones tectónicas (fig. 13.7), y quedar separadas unas de otras en forma de lentes.

En el proceso de intenso plegamiento, acompañante del metamorfismo regional, los fragmentos o budinas resultan plegados y fuertemente contorsionados como se indica en el esquema de la figura 13.8.

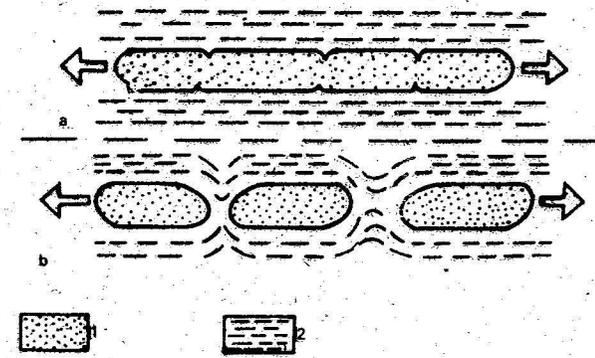


Fig. 13.7 Mecanismo de formación de las estructuras de budinaje: 1- arenisca; 2- arcillas

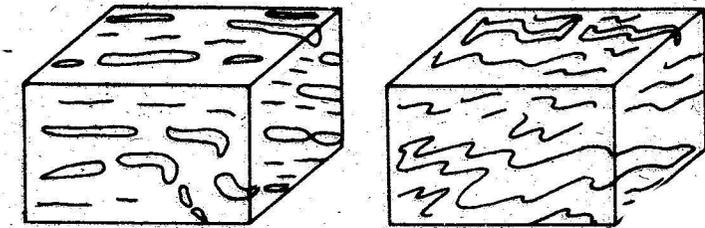


Fig. 13.8 Plegamiento de budinas

El tamaño de las budinas varía en los límites de unidades a cientos de metros. En las series metamórficas del Precámbrico se encuentran con frecuencia vetas de pegmatitas, aplitas y rocas graníticas fuertemente plegadas y contorsionadas. Este tipo de formación recibe la denominación de migmatitas (fig. 13.9). Los pliegues complejos de los filones ácidos se conocen como *pliegues ptigmoidales*.

Los filones contorsionados originalmente eran cuerpos rectos (en forma de diques).

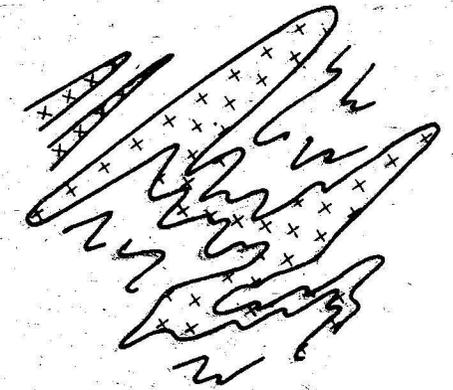


Fig. 13.9 Pliegues ptigmoidales en migmatitas: 1- granitos; 2- aplitas

13.9 Edad de las rocas metamórficas

Dada la complejidad tectónica de los complejos metamórficos y la mala preservación de los fósiles, el método más importante para determinar la edad de las rocas metamórficas es el radiométrico.

En el momento actual los pares de isótopos más usados son los siguientes:

K^{40}	_____	Ar^{40}	Método del argón
Rb^{87}	_____	Sr^{87}	Método del estroncio
U^{238}	_____	Pb^{206}	Método del plomo
U^{235}	_____	Pb^{207}	
Th^{232}	_____	Pb^{208}	

Para la interpretación de los resultados basados en las mediciones de elementos radiactivos es necesario tener en cuenta lo siguiente:

1. En aquellos casos que, por el intenso metamorfismo, los productos de la desintegración natural puedan haber escapado del medio original, la determinación de las edades por el método radiométrico es imposible.
2. La información más precisa sobre la edad del metamorfismo la dan los minerales metamorfogénicos, los cuales, a través de la historia geológica posterior, se mantienen como sistemas cerrados, en relación con los elementos que se usan para determinar la edad por métodos radiactivos.
3. En condiciones de polimetamorfismo (de varias fases en el tiempo) la información que se recibe es muy insegura; en estas condiciones solo se obtiene con exactitud la edad de las últimas fases que afectan a minerales y rocas.

El método del argón-potasio es el más usado hasta el momento para determinar edades. La determinación de edades en minerales y rocas con un contenido muy bajo de potasio (anfíboles, piroxenos, rocas básicas y ultrabásicas) ha dado resultados exitosos.

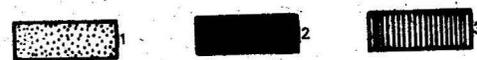
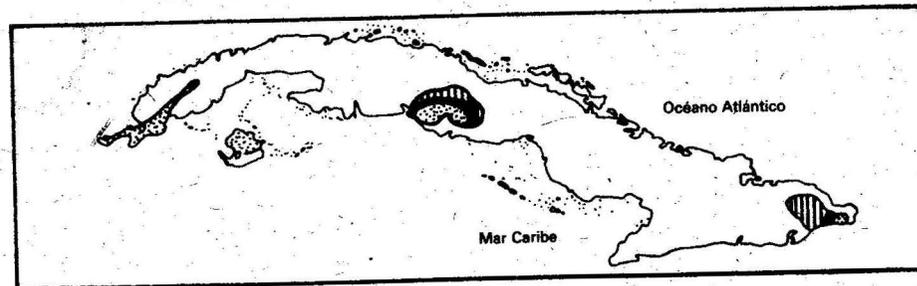


Fig. 13.10 Complejos metamórficos de Cuba: 1- complejo carbonatado terrígeno; 2- complejo anfíbólico; 3- complejo vulcanógeno

El método paleontológico también se aplica para determinar la edad de las rocas metamórficas; como se conoce, en algunas ocasiones los restos fósiles llegan a preservarse a pesar del metamorfismo. Es una realidad, sin embargo, que el método paleontológico se hace más efectivo a partir del análisis de rocas del Mesozoico y sus posibilidades son más limitadas en rocas más antiguas.

En el complejo de rocas metamórficas de Cuba occidental, en las secuencias carbonato-terrágenas metamorfozadas que afloran en la Isla de la Juventud y en el Escambray, fueron descubiertos ammonites de familias oxfordianas, restos de foraminíferos del Mesozoico inferior y restos de cefalópodos (Somín y Millán, 1977).

En las rocas metamórficas de Cuba se han determinado edades para los diferentes complejos (fig. 13.10). Para el complejo carbonato-terrágeno, en esquistos moscovíticos, se determinó una edad de 78 millones de años. En los mármoles de Sierra Morena en Matanzas dos muestras de mármoles con flogopita dieron edades del orden de 910 a 945 millones de años (Proterozoico).

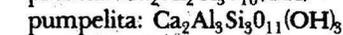
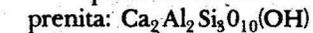
13.10 División estratigráfica de las secuencias metamórficas

En la división estratigráfica de las secuencias metamórficas se utilizan los métodos descritos en el epígrafe anterior (paleontológicos y radiométricos), pero también se utilizan otros métodos, que en ocasiones resuelven exitosamente esta tarea, entre los cuales se encuentran los siguientes:

- Grado de metamorfismo (facies metamórficas)
- Relictos de rocas originarias
- Discordancias
- Intrusiones magmáticas.

Todo el complejo de factores permite dividir las secuencias metamórficas en complejos, series y formaciones, y pueden llegarse a separar algunos horizontes particulares; por ejemplo, mármoles, cuarcitas, etcétera.

Las facies metamórficas representan, en un sentido las condiciones físico-químicas del metamorfismo y en otro reflejan las peculiaridades del contenido químico. Por ello es muy importante estudiar y establecer las regularidades de asociación de minerales que corresponden a cada facie metamórfica. Con esta finalidad se utiliza una serie de minerales que caracterizan diferentes grados de metamorfismo; por ejemplo, para las rocas volcánicas afectadas por un metamorfismo de alta temperatura son típicos los minerales:



Por tal razón a esta facie se le denomina: facie preanita-pumpelita. Las rocas de origen primario arcilloso, al someterse a metamorfismo de alta temperatura, desarrollan las facies denominadas: sillimanita-almandino-ortoclasa. Estos ejemplos permiten asegurar que tanto el grado de metamorfismo como la composición de las rocas originarias determinan las diferentes asociaciones de minerales metamorfogénicos y demuestran la utilidad de la diferenciación de las secuencias metamórficas en facies, como vía para la subdivisión estratigráfica.

Las rocas metamórficas siempre conservan huellas de las rocas sedimentarias, volcánicas o magmáticas, a partir de las cuales se formaron, porque se conservan algunas partes no metamorfozadas (relictos) o porque la composición química de la nueva roca hereda la composición de la roca original. En este sentido las rocas sedimentarias metamorfozadas pueden preservar localmente el carácter estratificado de las ca-

pas (se conservan los conglomerados en algún sector). Se puede descubrir la ritmicidad de la estratificación y la composición química es semejante a la de la roca de la sedimentaria originaria.

En las rocas volcánicas suelen conservarse las estructuras de las lavas, lava-brechas y aglomerados; igualmente en las rocas intrusivas se preservan sus texturas.

Otro factor que permite la subdivisión de las secuencias metamórficas es el estudio de las discordancias; sin embargo, resulta muy difícil localizar estas discordancias en el corte.

Las intrusiones magmáticas pueden ayudar a dividir las rocas metamórficas en diferentes etapas de su desarrollo; para ello es necesario analizar las relaciones geólogo-estructurales entre las intrusiones y el complejo metamórfico.

13.11 Complejos metamórficos de Cuba

En el territorio cubano se encuentran distribuidos varios complejos de rocas metamórficas (fig. 13.10). M. L. Somin y Millán diferencian tres tipos de complejos fundamentales:

Complejo carbonato-terrigeno (1). Constituido de secuencias carbonatadas y terrígenas metamorfizadas, que se correlacionan con las formaciones jurásicas que afloran en la Sierra de los Órganos en el occidente de Cuba; en ellas se han encontrado restos de ammonites y foraminíferos. En las montañas del Escambray, donde este complejo aparece con un metamorfismo de alta presión, se han identificado radiolarios de aspecto mesozoico. Diferentes muestras para la determinación de edad absoluta (método argón-potasio) han arrojado edades no más antiguas que 78 millones de años.

Complejo anfibólico (2). Este complejo se relaciona con el metamorfismo de alta presión de rocas gabro-diabásicas, basaltos y tobas básicas, y corresponden en su mayoría a facies de anfibolitas almandínicas. Diferentes análisis de edad absoluta (argón-potasio) han permitido establecer edades del orden de 76 millones de años. Los datos geológicos permiten suponer una edad anterior al Albiano.

Complejo vulcanógeno eugeosinclinal (3). Se desarrolló fundamentalmente en el extremo oriental de Cuba y presenta las secuencias vulcanógenas del Cretácico afectadas por un metamorfismo de alta y baja presión; su edad fluctúa entre Albiano y Jurásico superior.

En resumen, las rocas metamórficas en Cuba corresponden a secuencias sedimentarias y volcánicas del Jurásico y Cretácico, afectadas por procesos de metamorfismo regional, relacionados con eventos tectónicos ocurridos a finales del Mesozoico e inicios del Paleógeno, análogamente a como ocurrió en otros sectores de la región antillana y del Caribe (Islas Virgenes, Santo Domingo, Trinidad-Tobago).

Nuestro planeta está constituido por tres capas concéntricas fundamentales: la corteza terrestre, el manto y el núcleo.

Para la geotectónica, como ciencia, que estudia la estructura y evolución del planeta, la información de la constitución profunda de este tiene un valor extraordinario. En los últimos 25 años se ha avanzado considerablemente en este sentido; sin embargo, no es lo suficiente para poseer un conocimiento exacto de la composición material y de los procesos que ocurren a profundidades superiores a los 10 o 15 km.

En este capítulo se trata de ofrecer una introducción que permita comprender los temas sucesivos y conocer los conceptos y términos que con mayor frecuencia se manejan en geotectónica. Se estudiarán las estructuras de carácter planetario: océanos y continentes y las estructuras interiores de estos: plataformas y geosinclinales.

14.1 Estructura interna del planeta

La envoltura externa del planeta se denomina corteza terrestre, su potencia media es del orden de 32 a 40 km, pero varía considerablemente; en los límites de los continentes puede alcanzar hasta 70 km y en los océanos de 5 a 15 km, es decir, que en los continentes el orden de la potencia es cinco veces superior que en los océanos.

La corteza terrestre, a su vez, no es uniforme; se distinguen tres zonas concéntricas bien diferenciadas: cobertura sedimentaria, capa granito-gneílica y capa basáltica.

La cobertura sedimentaria es la parte más externa constituida de rocas muy ligeras. En los continentes alcanza hasta 35 km, pero en los océanos raramente sobrepasa 1 km.

Debajo de la cobertura sedimentaria se desarrolla la capa granito-gneílica que, como indica su nombre, está compuesta de rocas ígneas ácidas y de metamorfitas. Su espesor máximo se localiza en las zonas montañosas de plegamiento joven (Mesozoico) y puede alcanzar hasta 40 km. Esta capa se acuña rápidamente hacia los océanos hasta desaparecer. La base de la corteza terrestre la constituyen rocas de composición básica, conclusión a que se ha llegado a partir de la información de las investigaciones geofísicas, ya que esta capa no aflora en la superficie del planeta.

La capa basáltica en los océanos tiene un espesor medio de 5 km pero puede alcanzar entre 10 y 15 km en los continentes.

El límite inferior de la corteza terrestre está marcado por un fuerte salto de las propiedades físicas de las rocas, en especial la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Es evidente que entre la corteza terrestre y el manto superior infrayacente existe una fuerte diferencia de densidades, este salto o discordancia se denomina frontera de Mohorovicic.

La diferencia de espesores de la corteza terrestre en los continentes y los océanos, se tratará en detalles en capítulos posteriores.

En la actualidad, la composición del manto es aún materia de discusión. Existen dos tendencias: una plantea que su composición es fundamentalmente eclogítica (granates y piroxenos), otra le asigna una composición ultrabásica. No obstante, existen argumentos que indican la coexistencia de ambos tipos de rocas.

El manto superior, sin embargo, no es uniforme en sus propiedades físicas. Recientemente fue descubierta la existencia de una capa cuya viscosidad es del orden de 10^{20} poises, lo que equivale a una viscosidad mil veces menor que la del resto del manto. Esta "capa blanda" ha sido denominada *astenosfera* y tiene la característica de amortiguar las ondas sísmicas transversales, lo que hace suponer un estado semisólido o semilíquido. Este hecho tiene una significación de grandísima importancia para los procesos geotectónicos. La astenosfera se considera como la fuente de la actividad magmática y como capa amortiguadora, sobre la cual los bloques continentales y oceánicos flotan o se deslizan.

El límite superior de la astenosfera se localiza debajo de los océanos a una profundidad de 50 a 60 km y se extiende hasta los 400 km. Debajo de los continentes la astenosfera yace más profundamente (100 a 120 km), su espesor es mucho menor, y puede llegar hasta los 250 km.

A partir del límite inferior de la astenosfera, el manto retoma sus propiedades de rigidez, aumenta rápidamente la velocidad de propagación de las ondas sísmicas y la electroconductividad. Esta nueva zona de cambio de las propiedades físicas se denomina capa de Golidzin.

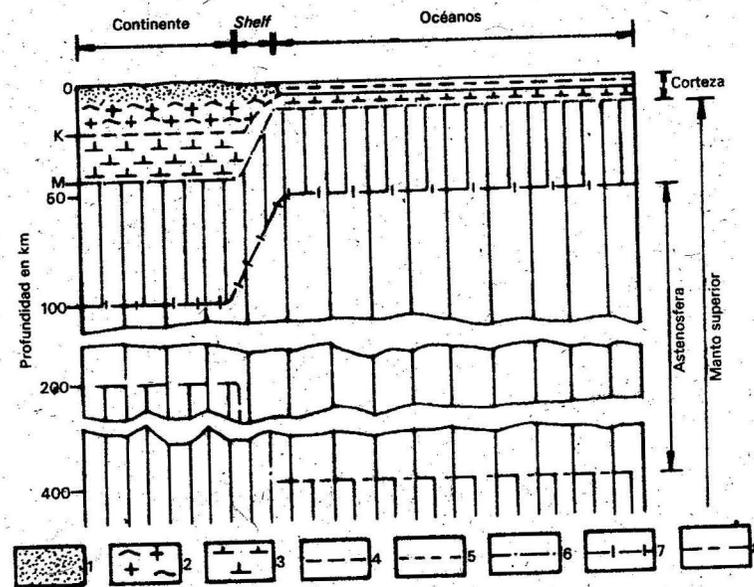


Fig. 14.1 Esquema de la estructura de la tectonosfera: 1. cobertura sedimentaria; 2. capa gnésico-granítica; 3. capa basáltica; 4. capa de agua (océanos); 5. superficie de Konrad (K); 6. superficie de Mohorovicic (M); 7. límite superior de la astenosfera; 8. límite inferior de la astenosfera

La corteza terrestre, el manto superior, la astenosfera y la capa de Golidzin en conjunto, constituyen lo que los geotectonistas denominan tectonosfera y corresponde a la región de nuestro planeta donde tienen lugar los procesos magmáticos y tectónicos.

En la figura 14.1 se muestra la estructura de la tectonosfera debajo de los continentes y océanos.

14.2 Tipos básicos de movimientos tectónicos

A fines del siglo XIX el geólogo estadounidense G.K. Gilbert propuso diferenciar dos tipos principales de movimientos tectónicos:

- Movimientos epirogenéticos, que forman los continentes
- Movimientos orogenéticos, que forman los sistemas montañosos con rocas plegadas.

Este concepto fue más precisado por Stille, quien definió los movimientos epirogenéticos como movimientos lentos y de larga duración, que abarcan enormes porciones de la superficie del planeta y están acompañados de transgresiones y regresiones del mar. Estos movimientos no producen cambios sustanciales en las estructuras de las rocas de la corteza terrestre, sino deformaciones suaves. Por otro lado, definió los movimientos orogenéticos como aquellos de corta duración que poseen un carácter episódico, que ocurren de tiempo en tiempo, pero con una intensidad significativa y afectan regiones limitadas, donde el resultado final es el surgimiento de un territorio montañoso y plegado.

M.M. Tatiaev y V.V. Belousov propusieron a su vez agrupar los movimientos tectónicos en cuatro tipos:

- Oscilatorios
- De plegamiento
- Disyuntivos
- Magmáticos.

Existen numerosos esquemas para clasificar los movimientos tectónicos, pero más recientemente se ha adoptado como criterio fundamental de clasificación la profundidad de los procesos geológicos que han originado las diferentes estructuras; de acuerdo con esto, se consideran cinco grupos:

- Superficiales
- Corticales
- Profundos
- Superprofundos
- Planetarios.

Los movimientos superficiales afectan solo la cobertura sedimentaria; los corticales se desarrollan o abarcan toda la corteza (capa sedimentaria, basáltica y granítica); los profundos tienen su origen en el manto superior; los superprofundos en el manto inferior y los planetarios afectan incluso al núcleo del planeta.

Los movimientos planetarios, también llamados de oscilaciones generales, se originan por los cambios de volumen y forma del planeta y su expresión fundamental son las transgresiones y regresiones de escala universal.

Otro efecto inmediato y fundamental de los movimientos oscilatorios generales es la estratificación en ciclos de las secuencias sedimentarias y la formación de terrazas marinas y fluviales.

Los movimientos superprofundos se refieren a los movimientos de ascenso y descenso constante de grandes segmentos de la tectonósfera de escala continental y oceánica.

Los movimientos tectónicos que tienen su origen en el manto superior y sobre todo en la astenosfera son denominados profundos y dan origen a grandes estructuras de la corteza terrestre (geosinclinales, intrageosinclinales, plataformas, sineclisas y antecclisas).

Dentro de los movimientos corticales se incluyen aquellos movimientos plicativos y disyuntivos de carácter horizontal o vertical que se producen en la corteza consolidada superior y que se reflejan directamente en la cobertura sedimentaria.

14.3 Estructuras fundamentales de la litosfera

En primer lugar es necesario distinguir dos tipos de estructuras: profundas y no profundas. Las estructuras profundas se caracterizan porque:

- a) abarcan por lo menos toda la corteza terrestre (cobertura, capa granito-gneí-sica, capa basáltica) y pueden tener sus raíces en el manto superior (incluida la astenosfera);
- b) se reflejan directamente en el relieve terrestre como grandes morfoestructuras (arcos insulares, sistemas montañosos plegados, agrietamiento de extensión planetaria, etcétera);
- c) se caracterizan no solamente por su gran extensión, sino por su largo desarrollo en el tiempo (no menor de decenas de millones de años).

Las estructuras no profundas o corticales se enmarcan solo en la cobertura sedimentaria superior. Existe una amplia gama de tipos y formas: cúpulas, flexuras, braquiopliegues, diapiros, etc., los cuales varían en extensión desde cientos hasta unidades de kilómetros.

Las estructuras profundas pueden subdividirse a su vez en varios órdenes de tamaño; así los continentes y océanos son las más extensas y resultan, de este modo, las de primer orden. Seguidamente se encuentran las estructuras de segundo, tercero y cuarto órdenes.

14.4 Estructuras de primer orden

Entre las estructuras de primer orden se incluyen los continentes y los océanos. Las diferencias radicales entre una y otra estructura son las siguientes:

1. Bajo los océanos la capa granítica no existe y la potencia de la capa basáltica disminuye bruscamente. Estas capas, en las estructuras continentales, alcanzan espesores 10 veces superiores en su conjunto.
2. Bajo los océanos la superficie de Mohorovicic yace mucho menos profundamente que en los continentes.
3. Los océanos están separados de los continentes por zonas de fallas profundas, las cuales penetran hasta 700 km en el interior del planeta y atraviesan gran parte del manto superior.
4. La astenosfera en los océanos es mucho más potente y se encuentra más cerca de la superficie que en los continentes. Bajo los océanos el techo de la astenosfera se encuentra entre 50 y 60 km de profundidad y en los continentes entre 100 y 200 km. El espesor de la astenosfera debajo de los océanos es de 300 km y debajo de los continentes es aproximadamente de 150 km.
5. Los continentes tienen un mayor grado de diferenciación de la materia en la corteza que los océanos.

14.5 Estructuras de segundo orden

A estas estructuras corresponden los cinturones móviles (geosinclinales) y los bloques estables de la corteza terrestre (plataformas). Estas estructuras de segundo orden pueden ser localizadas tanto en océanos como en continentes, pero con particularidades propias en uno y otro caso. A su vez, los geosinclinales y las plataformas tienen características contrastantes. Los geosinclinales se caracterizan, en el período inicial de su desarrollo, por una subsidencia impetuosa y en su estado final por un levantamiento general muy vigoroso; además, en estas zonas se desarrolla un intenso magmatismo, movimientos plicativos y disyuntivos muy fuertes. Las plataformas, por el contrario, experimentan en su desarrollo una amplitud mucho más reducida de los movimientos tectónicos positivos y negativos; el magmatismo y las deformaciones en general tienen un carácter mucho más débil.

14.6 Estructuras de tercero y cuarto órdenes

Algunas estructuras de segundo orden pueden ser separadas en estructuras menores que por sus características corresponden a un tercer orden.

Las plataformas continentales pueden dividirse en escudos y plataformas propiamente dichas. En los primeros aflora el basamento de rocas ígneas y metamórficas, ya que son regiones que han experimentado un ascenso constante. Las plataformas corresponden a zonas de cobertura sedimentaria sobre un fundamento antiguo.

Las estructuras de tercer orden se componen a su vez de estructuras de cuarto orden. Así, las plataformas se subdividen en antecclisas y sineclisas.

Las estructuras de cuarto orden cierran la serie de estructuras tectónicas profundas, en el desarrollo de las cuales participa, como mínimo, toda la corteza terrestre. De esta forma las estructuras de primer orden abarcan toda la tectonósfera o gran parte de ella y por sus dimensiones en superficie tienen una extensión planetaria. Los continentes y océanos tienen sus raíces en la capa de Golidzin, los geosinclinales tienen su base de origen en la astenosfera y las estructuras de tercero y cuarto órdenes tienen su origen en la parte alta del manto superior.

Se denominan geosinclinales a las zonas de forma alargada o de banda, que pueden tener hasta miles de kilómetros de longitud y están caracterizadas por una alta movilidad de la corteza terrestre y una significativa permeabilidad que comunica las fuentes magmáticas profundas con las partes superiores de dicha corteza. En estas zonas alargadas y estrechas del planeta se produce, en etapas tempranas, una intensa subsidencia que da origen a fosas marinas profundas, las cuales posteriormente invierten su tendencia de hundimiento en levantamiento general y al final, en el lugar que ocupaba la cuenca, surge un sistema montañoso alto y muy plegado. Todo este proceso está controlado por sistemas de fallas profundas que se disponen a lo largo del eje de la cuenca geosinclinal y regulan la distribución de la actividad magmática.

El ciclo geosinclinal es el proceso completo que comienza con la subsidencia y concluye con la inversión, es decir, el levantamiento del sistema montañoso de rocas plegadas. Un ciclo geosinclinal puede abarcar uno o varios periodos geológicos.

En resumen, las bandas geosinclinales se pueden caracterizar del siguiente modo:

1. Alta movilidad tectónica, con desplazamientos horizontales y verticales de gran envergadura y rapidez, y velocidades que alcanzan anualmente desde algunos milímetros hasta centímetros en algunos casos.
2. Desarrollo intenso de estructuras disyuntivas, en primer término de fallas profundas.
3. Desarrollo de plegamientos continuos con predominio general de la compresión.
4. Potencia notable en los depósitos sedimentarios: en general de 10 a 15 km (en algunos casos alcanzan hasta 25 km).
5. Intensa actividad volcánica e intrusiva.
6. Desarrollo de formaciones sedimentarias típicas que se repiten con regularidad en todos los geosinclinales.
7. Desarrollo de procesos de metamorfismo.
8. Desarrollo de procesos metalogénicos relacionados con la actividad magmática.
9. Desarrollo de relieve montañoso al final del ciclo.

15.1 Estructura interna de las regiones geosinclinales

Antes de entrar en el estudio concreto de la estructura interna de las regiones geosinclinales, es oportuno tratar el problema de la ubicación de las bandas móviles de tipo geosinclinal en la corteza terrestre. Los geosinclinales ocupan diversas posiciones en relación con otras estructuras de carácter planetario, por ejemplo:

1. En el borde de las plataformas continentales: el caso de los geosinclinales cordilleranos y apalachianos en América del Norte, o del andino en América del Sur

(fig. 15.1). La banda geosinclinal se sitúa entre una plataforma y un bloque oceánico.

2. Entre plataformas: en esta situación se encuentra el geosinclinal de los Urales, en la URSS. El sistema uraliano se extiende en forma de banda de sur a norte; al oeste está limitado por la plataforma rusa y al este por la plataforma siberiana.
3. En los arcos insulares: los sistemas geosinclinales actuales se desarrollan en las áreas de islas que bordean el continente asiático en su costa del Pacífico, así como en el arco de islas de las Antillas.

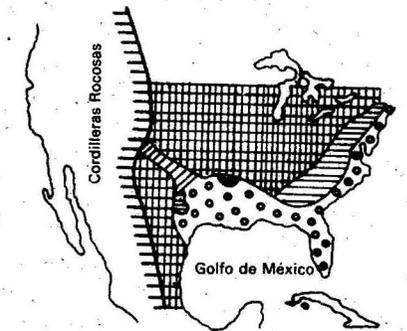


Fig. 15.1 Sistemas geosinclinales del continente América del Norte: 1- plataforma; 2- cuenca interior; 3- geosinclinal apalachiano; 4- geosinclinal cordillerano; 5- falla profunda

Independientemente de la posición que ocupe el geosinclinal con respecto a estructuras mayores, se puede afirmar que le son inherentes una serie de peculiaridades generales en cuanto a su estructura interna. Ante todo, es necesario decir que la cuenca geosinclinal inicial no es una estructura simple constituida por una depresión única, sino una serie de estructuras menores: unas positivas (levantamientos interiores del geosinclinal) y otras negativas (intra geosinclinales). En conjunto, estas estructuras menores constituyen el sistema geosinclinal. Las cuencas geosinclinales interiores o intra geosinclinales se caracterizan por el predominio de: movimientos de descenso, mayores potencias de las secuencias sedimentarias y vulcanógenas, rocas clásticas de grano fino y secuencias estratificadas concordantes con muy pocas y no muy extensas discordancias. Los levantamientos interiores del geosinclinal (geoanticlinales) generalmente se separan de los intra geosinclinales por fallas y se diferencian de ellos por: el predominio de los movimientos ascendentes, la potencia varias veces menor de las secuencias sedimentarias y vulcanógenas, el desarrollo de sedimentos clásticos de grano grueso y la presencia frecuente de discordancias en el corte estratigráfico.

Al final del ciclo geosinclinal todo el sistema de intra geosinclinales (IGS) y geoanticlinales (GA) es afectado por el levantamiento y el plegamiento general, lo cual da origen a grandes anticlinorios y sinclinorios; es decir, estructuras sinclinales y an-

ticinales de gran tamaño con pliegues secundarios en sus flancos (fig. 15.2). El radio de curvatura de los anticlinorios y sinclinorios varía desde unidades hasta decenas de kilómetros.

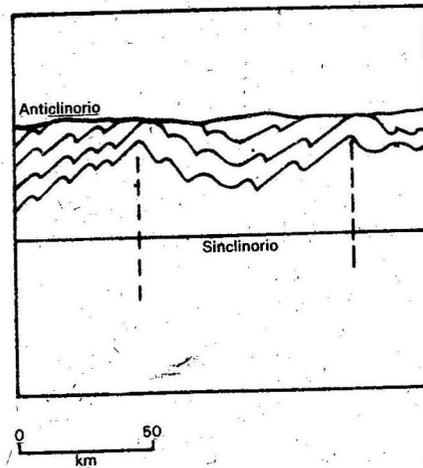


Fig. 15.2 Sinclinorios y anticlinorios

Por lo general existe una determinada correspondencia entre el anticlinorio y el geoanticlinal, y entre el sinclinorio y el intrageosinclinal; sin embargo, hay casos opuestos en los cuales el anticlinorio se desarrolla precisamente por plegamiento de las secuencias intrageosinclinales.

En la figura 15.3 se observa un corte esquemático de un sistema geosinclinal, situado entre dos plataformas, donde se ha representado el sistema de IGS y GA. Además, se ha representado un nuevo elemento: el macizo central, constituido por segmentos interiores de la zona geosinclinal; dicho macizo experimenta poco cambio durante todo el ciclo geosinclinal que afecta a las demás partes de la zona.

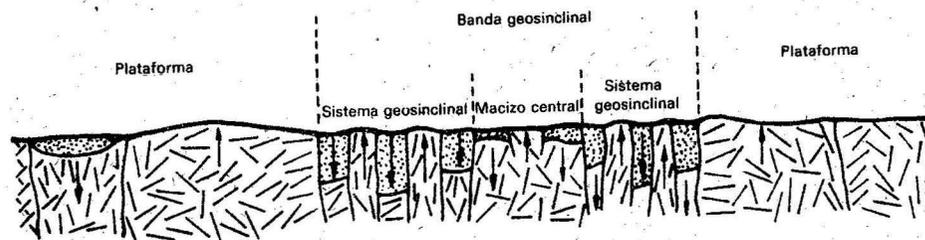


Fig. 15.3 Sistema geosinclinal y sus partes componentes

El macizo central es un bloque del fundamento que se eleva en los estadios iniciales del ciclo geosinclinal y permanece estable durante todo este proceso; por lo general sobre él se depositan secuencias sedimentarias de yacencias muy suaves.

Los macizos centrales tienen las siguientes características:

- a) se encuentran separados de las restantes estructuras de la zona geosinclinal por sistemas de fallas profundas;

- b) son formaciones muy diferentes a las formaciones de la misma edad de las zonas aledañas;
- c) la actividad intrusiva es muy débil o no existe;
- d) ausencia de plegamientos de tipo continuo y desarrollo de plegamientos discontinuos e intermedios (pliegues de caja);
- e) este tipo de estructura no aparece en todas las zonas geosinclinales.

En cuanto al sistema geosinclinal, se puede señalar el importante hecho de que no todas las cuencas intrageosinclinales tienen igual desarrollo; esto se refiere, en primer lugar, a las cuencas eugeosinclinal y miogeosinclinal.

En la figura 15.4 se ha representado un corte de las cuencas miogeosinclinal y eugeosinclinal apalachianas al final del Ordovícico.

Es evidente que en la cuenca eugeosinclinal se desarrolla una intensa actividad volcánica en el Ordovícico, mientras que en la cuenca miogeosinclinal se desarrollan solo depósitos terrígenos y carbonatados. Por otro lado, la potencia de los depósitos es casi el doble en la cuenca eugeosinclinal.

En sentido general, las cuencas miogeosinclinales, que se forman en los bordes de contactos con plataformas, experimentan una actividad magmática débil, con deformaciones de las rocas mucho menos acentuadas.

Las cuencas eugeosinclinales se desarrollan más hacia el interior de la zona geosinclinal en contacto con macizos centrales o estructuras oceánicas y desarrollan una intensa actividad efusiva e intrusiva (formaciones vulcanógenas de lavas básicas y sus tobas, intrusiones ultrabásicas, básicas y batolitos graníticos) que provoca un alto grado de metamorfismo.

Los miogeosinclinales con frecuencia quedan separados uno de otro por geoanticlinales, tal como se aprecia en la figura 15.4. En otras ocasiones entre las cuencas miogeosinclinal y eugeosinclinal se desarrolla una cuenca profunda, de régimen no compensado de acumulación de sedimentos, casi siempre arcillosos y silíceos. Este tipo de cuenca profunda se denomina leptogeosinclinal.

15.2 Otros tipos de cuencas o depresiones de las zonas geosinclinales

Por su desarrollo tectónico las zonas geosinclinales se subdividen en cuencas o depresiones y en zonas elevadas plegadas; de esta forma surgen otros tipos diferentes de cuencas a partir de una estructura inicial bastante simple.

En los límites de la zona geosinclinal y la transición a la plataforma, se desarrollan cuencas donde se depositan sedimentos terrígenos del tipo molasa que reciben la denominación de *depresiones de avance* o *exteriores*. Estas depresiones de avance se superponen o coinciden con las cuencas miogeosinclinales. Se denominan de avance, debido a que según se levanta el sistema montañoso de la zona eugeosinclinal y geoanticlinal, la cuenca es empujada hacia el borde exterior de la zona geosinclinal en dirección a la plataforma. En las proximidades de las zonas elevadas, la depresión de avance acumula sedimentos gruesos e incluso molasa continental; en esta zona, la depresión recibe la denominación de cuenca premontañosa (fig. 15.5).

En los estadios intermedios de desarrollo de la zona geosinclinal, algunos bloques descienden formando las áreas llamadas *depresiones intramontañas* (fig. 15.6).

Las *depresiones interiores* son cuencas que se desarrollan en el estadio final de la evolución del geosinclinal y sobre el mismo cuerpo del complejo plegado (fig. 15.7).

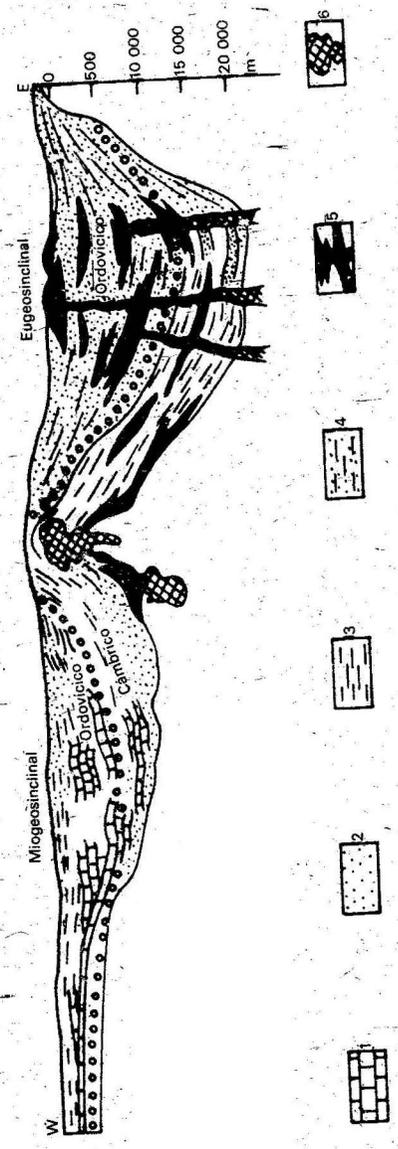


Fig. 15.4 Miogeosinclinal y eugeosinclinal apalachiano (EUA) al final del Ordovico: 1. calizas; 2, 3. sedimentos terrigenos; 5. vulcanismo; 6. intrusiones

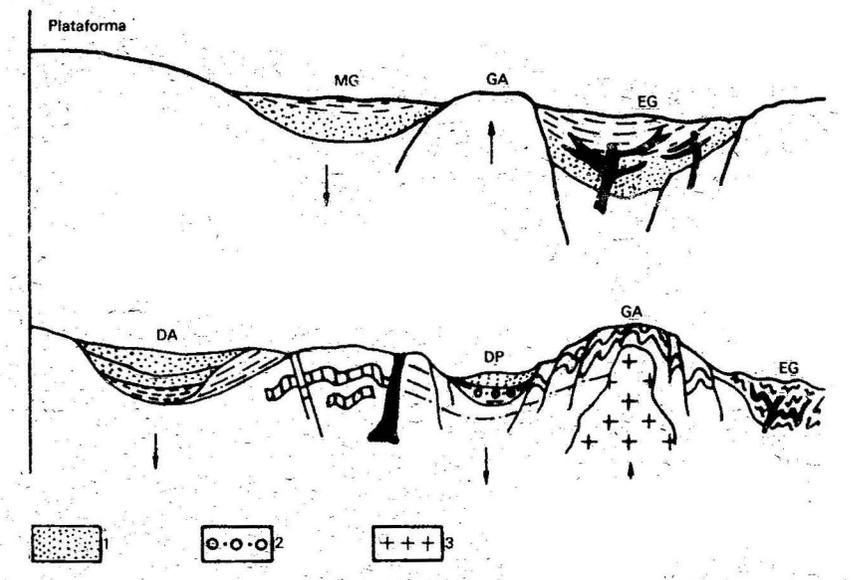


Fig. 15.5 Esquema que muestra las relaciones espaciales entre las depresiones de avance y montañosas con las cuencas miogeosinclinales y eugeosinclinales: 1. molasa; 2. material magenico grueso; 3. intrusiones; MG- miogeosinclinal; EG- eugeosinclinal; GA- geoanticlinal; a- estadio inicial; b- estadio avanzado

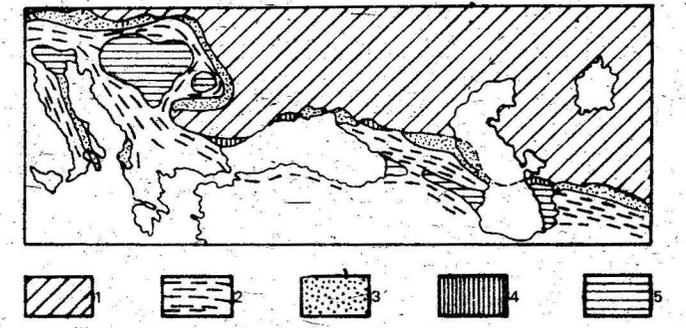


Fig. 15.6 Depresiones de avance e intramontánicas a lo largo del borde norte del sistema geosinclinal de Europa central y oriental: 1. plataforma; 2. sistema geosinclinal; 3. depresiones de avance; 4. depresiones intramontánicas; 5. depresiones interiores

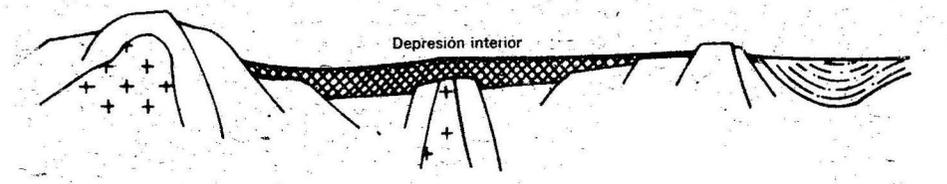


Fig. 15.7 Depresión interior

15.3 Esquema general de desarrollo del geosinclinal

Geólogos de diversos países han hecho generalizaciones teóricas sobre lo que puede definirse como desarrollo típico de una zona geosinclinal.

V.V. Belousov, académico soviético, que ha realizado profundas investigaciones de la geotectónica y ha estudiado extensos territorios de la URSS y otros países, propuso el siguiente esquema general para el desarrollo geosinclinal:

- En su estadio inicial el geosinclinal constituye una cuenca sencilla y única, donde predomina el régimen de sedimentación no compensado
- En épocas posteriores la cuenca única comienza a diferenciarse en zonas de levantamiento relativo y zonas que conservan su tendencia general a la subsidencia
- Los levantamientos o geoanticlinales (GA) más activos, o que se levantan más rápidamente, surgen precisamente en las zonas donde en el período anterior se produjo la subsidencia más enérgica
- En este sentido se comienza a operar un fenómeno de inversión del régimen de los movimientos tectónicos y los movimientos de signo negativo cambian a movimientos de signo positivo
- Esta inversión local de la subsidencia en levantamiento produce la división del sistema geosinclinal sencillo en geoanticlinales (GA) e intrageosinclinales (IGS), estos últimos diferenciados en eugeosinclinales (EG) y miogeosinclinales (MG).

Es importante señalar que en estos periodos iniciales del desarrollo geosinclinal los geoanticlinales no se elevan tan vigorosamente como para emerger sobre la superficie del mar y convertirse en zonas de denudación, sino que se desarrollan como levantamientos relativos donde se depositan espesores mucho menores que en los intrageosinclinales vecinos y un material de granulometría más gruesa con intercalaciones frecuentes de calizas.

En el desarrollo ulterior del sistema geosinclinal, y en sus partes centrales, donde otrora prevalecieron los movimientos más intensos de subsidencia, ocurre el levantamiento más enérgico que da origen al llamado orógeno central, el cual constituirá, al final del desarrollo geosinclinal, el eje de las estructuras plegadas y montañosas. Los levantamientos no ocurren todos al mismo tiempo, sino progresivamente, desde la parte central hacia la periferia. Las depresiones de avance son empujadas hacia la periferia también y ocupan áreas mayores de las plataformas vecinas.

Al final del ciclo geosinclinal el orógeno ocupa todo el sistema geosinclinal, con excepción de las depresiones de avance e intramontañosas. Las demás depresiones resultan envueltas en el ascenso general y se forma así una estructura montañosa plegada.

Como se observa, en el proceso actúan dos tendencias opuestas (subsidencia y levantamiento), las cuales constituyen un par dialéctico, que imprime al desarrollo geosinclinal una viva lucha de contrarios manifestada en la inversión reiterada de las tendencias predominantes. Al inicio del ciclo el sistema geosinclinal es una cuenca marina profunda, de varios miles de metros de profundidad, y al final de dicho ciclo, en el mismo sitio surge un sistema montañoso que puede alcanzar hasta 10 000 m de altura, de modo que el intervalo de los movimientos alcanza el orden de 15 a 20 km.

15.4 Ciclo geosinclinal

En el desarrollo evolutivo de una zona geosinclinal, como se dijo en el epígrafe anterior, se observa una regularidad de procesos tectónicos que producen la trans-

formación de la cuenca profunda en un sistema montañoso plegado (orógeno); este proceso completo se denomina ciclo tectónico. En la historia del desarrollo de nuestro planeta, a partir del Cámbrico, estos ciclos tectónicos se enmarcan, para todas las regiones del planeta, en ciertos intervalos de tiempo:

- a) desde el Paleozoico temprano hasta el Silúrico (ciclo caledónico);
 - b) del Paleozoico medio al Paleozoico tardío (ciclo herciniano);
 - c) del Mesozoico temprano al Mesozoico medio (ciclo kimmeridgiano);
 - d) del Mesozoico tardío al Cenozoico (ciclo alpino).
- Con frecuencia los dos últimos se incluyen en el ciclo alpino.

La duración de un ciclo tectónico del Paleozoico puede alcanzar 200 millones de años y los del Mesozoico-Cenozoico de 100 a 150 millones de años.

Un ciclo geosinclinal se divide en dos etapas:

- a) de subsidencia general;
- b) de inversión y formación del orógeno.

La segunda etapa resulta muy esquemática; por tal razón algunos tectonistas diferencian cuatro etapas, cada una de las cuales se caracteriza por la presencia de determinadas formaciones sedimentarias y el desarrollo de formaciones magmáticas específicas. Es muy significativo el hecho de que el magmatismo cambia expresivamente con el tiempo y esto ha sido la base sobre la cual se han establecido las diferentes etapas del ciclo geosinclinal. Diferentes esquemas de desarrollo del geosinclinal han sido elaborados por Stille, Tatiaev, Belousov, Jain y otros.

15.5 Etapas de desarrollo del geosinclinal

En el ciclo geosinclinal se diferencian cuatro etapas de su desarrollo:

- Etapa inicial o de subsidencia general
- Etapa preorogénica
- Etapa de orogenia temprana
- Etapa de orogenia plenamente desarrollada.

Primera etapa: de subsidencia general

Esta primera etapa del desarrollo geosinclinal se caracteriza por el predominio absoluto de la subsidencia. El descenso ocurre con gran velocidad y se encuentra acompañado de un régimen de sedimentación no compensado. En este período inicial se acumulan potentes secuencias arcillo-arenosas, que se localizan en la mayor parte de los sistemas geosinclinales y se denominan *formación terrígena inferior*.

Estas secuencias terrígenas pueden ser afectadas posteriormente por el metamorfismo regional y se transforman en esquistos arcillosos oscuros. La formación terrígena inferior con frecuencia experimenta una transición a series más calcáreas en la parte superior del corte.

El material detrítico que constituye esta formación procede de la denudación y acarreo de los terrenos más elevados de la plataforma vecina, la cual, en este período inicial, está constituida aún por tierras emergidas altas. Cuando la subsidencia es más intensa y la movilidad tectónica de la cuenca geosinclinal es notable, aparece una fuerte actividad volcánica. Los canales que sirven de ascenso al material efusivo son las mismas fallas profundas, según las cuales se producen los movimientos de subsidencia. En esta etapa inicial la composición típica del magma es basáltica y es muy

frecuente encontrar rocas del tipo de las espilitas, diabasas y porfiritas. En ocasiones, entre las rocas basálticas es posible la presencia de rocas ácidas queratofíricas.

Junto con el material efusivo se acumulan tobas, aglomerados y lava-brechas. Ese complejo volcánico es denominado por muchos autores *formación espilito-queratofírica* y por otros *complejo ofiolítico*.

Los representantes intrusivos de esta formación son los *sills* o mantos interestratificados de diabasas y gabrodiabasas.

La formación terrígena inferior, junto con la formación espilito-queratofírica, constituyen la secuencia típica del eugeosinclinal y ambas se intercalan íntimamente en el corte.

En el transcurso del periodo inicial geosinclinal ya se producen inversiones locales de los movimientos de descenso por movimientos de levantamiento, precisamente en las zonas en las que en otro momento se produjeron los movimientos de subsidencia más intensos. De esta forma la cuenca comienza a dividirse en intrageosinclinales y geoanticlinales. Los levantamientos geoanticlinales locales están acompañados de movimientos plicativos y actividad magmática intrusiva de tipo ácido (granitoides, plagiogranitos y sienitas), cuyo conjunto suele llamarse *formación plagiogranítica*. A este tipo de intrusiones, que coinciden en el tiempo con movimientos tectónicos de plegamiento y levantamiento, se les denomina intrusiones sinorogénicas.

Es importante señalar que enlazadas con las fallas más profundas pueden ascender rocas de composición ultrabásica y básica (gabros, peridotitas, dunitas, piroxenitas).

En la figura 15.8 se ofrece un esquema que caracteriza las formaciones típicas del estadio inicial geosinclinal.

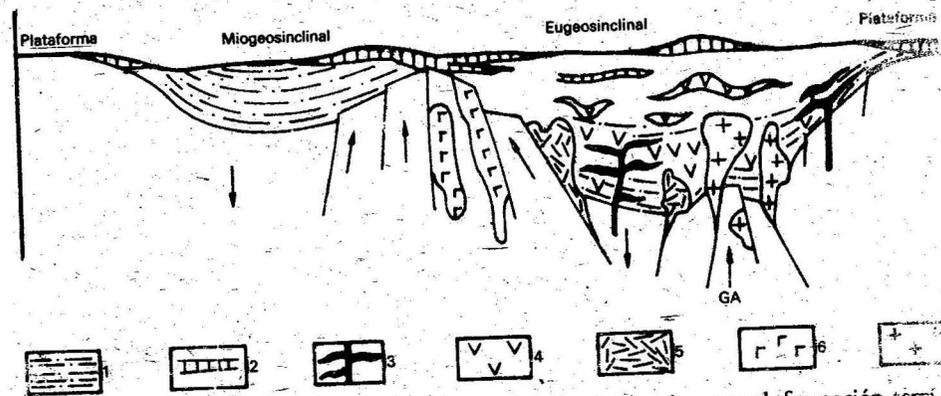


Fig. 15.8 El sistema geosinclinal en la etapa inicial de subsidencia general, formación terrígena inferior: 1 - sedimentos arenó-arcillosos; 2 - calizas, formación espilito-queratofírica (complejo ofiolítico); 3 - *sills* de diabasas y gabro-diabasas; 4 - lavas basálticas, espilitas, diabasas y sus tobas; 5 - intrusiones ácidas (keratofíricas); formación básica-ultrabásica (complejo ofiolítico); 6 - gabros y rocas ultrabásicas; 7 - formación plagiogranítica

Segunda etapa: preorogénica

En esta segunda etapa se acentúa la subdivisión del sistema geosinclinal en intrageosinclinales (IGS) y geoanticlinales (GA); además, se generaliza el fenómeno de plegamiento y se intensifica la actividad magmática intrusiva.

El paisaje físico-geográfico de la zona geosinclinal cambia bruscamente: en lugar de una cuenca marina extensa y profunda aparecen archipiélagos, cuyas islas están separadas unas de otras por mares más o menos profundos. Es obvio que las cadenas de islas corresponden a las porciones levantadas (geoanticlinales). Este cambio de las condiciones físico-geográficas influye en el tipo de sedimentos que se acumulan en las cuencas marinas. De esta forma los sedimentos más típicos están representados por la *formación de flysch*.

Las secuencias de *flysch* se caracterizan por capas finas (unos centímetros) con estratificación interna gradacional, que constituyen cada una un ritmo. Estas capas, con material pelitomórfico, arenoso, aleurolítico o calcáreo, pueden alcanzar espesores de miles de metros. Cada capita corresponde a un flujo de lodo y arena que se desprende de los bordes de las cuencas y se acumula en sus partes más profundas. La formación de *flysch* muy frecuentemente yace concordante sobre las formaciones terrígenas inferiores y la formación espilitica y puede ser encontrada tanto en el macrogeosinclinal como en el eugeosinclinal.

Asociado con las fallas profundas aún muy activas, se desarrolla un intenso vulcanismo; por eso, intercaladas con el *flysch* se encuentran tobas y lavas de composición andesítica (*formación andesítica*), que al alterarse le transmiten a las rocas colores rojos y lilas típicos. Este detalle diferencia la formación andesítica de la formación espilito-keratofírica de etapas anteriores. No siempre es posible separar en el corte estas formaciones vulcanógenas, ya que incluso en la primera se encuentran a veces rocas de la segunda y viceversa; por tal razón, en el esquema elaborado por Stille, ambas se consideran como una sola formación bajo el nombre de *formación magmática básica*.

Generalmente sobre la formación de *flysch* se depositan calizas, en épocas de transgresión general del mar sobre la tierra firme (*formación carbonatada*). Esta formación varía en dependencia de las condiciones tectónicas locales siguientes:

- en las zonas de levantamiento (GA) se depositan calizas típicas de mares poco profundos (calizas organodetríticas o arrecifales);
- en condiciones de mares profundos, como en el caso de la zona central de las depresiones, se depositan calizas pelitomórficas.

En el transcurso de esta etapa del ciclo, el geosinclinal se diferencia notablemente y aparecen nuevos geoanticlinales que se levantan al final en forma de cordilleras. Las cuencas marinas se hacen más y más estrechas. En esta etapa ya se acentúa la tendencia al levantamiento general para dar lugar al orógeno y precisamente en esta época ocurren los principales procesos de actividad magmática intrusiva, caracterizados por el asentamiento de grandes batolitos de granitoides (*formación granodiorítica*) asociados a su vez con procesos de metamorfismo regional que afectan las rocas más antiguas del sistema geosinclinal.

En la figura 15.9 se representa esquemáticamente la distribución de las formaciones en esta etapa.

Tercera etapa: orogenia temprana

La inversión general hacia el levantamiento, acompañado de los intensos procesos de plegamiento (formación del orógeno), no ocurre de golpe en una sola fase de movimientos tectónicos, sino que se manifiesta primeramente en algún geoanticlinal y poco a poco la tendencia al levantamiento incluye a todo el sistema geosinclinal, desde la parte central hacia la periferia.

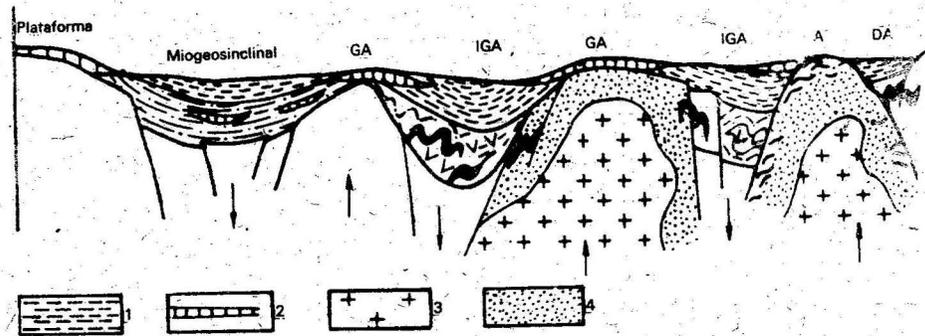


Fig. 15.9 El sistema geosinclinal en la etapa preorogénica: 1 - formación de flysch; 2 - formación carbonatada; 3 - formación granodiorítica; 4 - metamorfismo

Ya en el paisaje físico-geográfico de esta etapa aparecen levantamientos montañosos. Al pie de estos levantamientos se desarrollan cuencas bastante cerradas por lo accidentado del relieve marino. En estas condiciones se acumulan sedimentos terrígenos de granulometría fina, que se denominan *formación de molasa inferior*. En mares interiores y en dependencia del clima reinante se distinguen dos variedades de molasas: con intercalaciones de carbón en climas húmedos y con intercalaciones de sales en climas áridos.

Ya en esta etapa la actividad volcánica se reduce considerablemente; sin embargo, la actividad magmática intrusiva se incrementa durante millones e incluso decenas de millones de años con la intrusión de diferentes tipos de rocas (batolitos y stocks de diferente composición).

Al mismo tiempo que los levantamientos orogénicos, se producen grandes desplazamientos horizontales que provocan la aparición de sobreempujes de los complejos antiguos del geosinclinal sobre rocas más jóvenes.

En la figura 15.10 se aprecia el desarrollo del sistema geosinclinal en esta etapa.

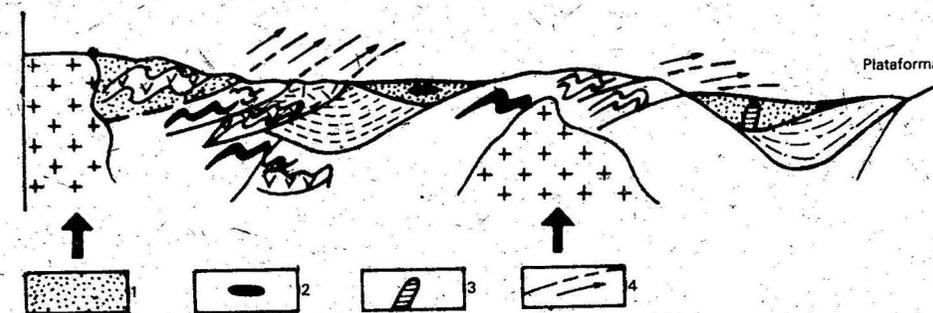


Fig. 15.10 El sistema geosinclinal en la orogenia temprana: 1 - formación de molasa inferior; 2 - capas de carbón en molasa lagunal; 3 - diapiros salinos; 4 - sobreempujes

Cuarta etapa: orogenia final

En el transcurso de la etapa final del ciclo geosinclinal ocurre un rápido ascenso de las tierras y se forma un sistema montañoso constituido por rocas fuertemente plegadas, intruidas por numerosas variedades magmáticas.

Al final de la etapa anterior la zona geosinclinal estaba constituida por un archipiélago de islas con un relieve moderado, pero en esta etapa final el relieve se transforma radicalmente.

Cuando el levantamiento montañoso (orógeno) abarca una gran extensión y alcanza una gran altura (varios miles de metros) sobre el nivel del mar, en su parte central se producen asentamientos tectónicos que provocan la aparición de zonas hundidas en forma de grábenes, las cuales se convierten con frecuencia en receptáculos de sedimentación de los productos que la erosión enérgica arranca de las tierras altas vecinas. En estas condiciones se desarrollan depósitos de tipo continental (no marinos) que suelen denominarse *formación de molasa superior*. Esta se distingue de la molasa inferior precisamente por su carácter continental.

Durante esta etapa final reaparece la actividad volcánica, asociada a sistemas de fallas según los cuales se sitúan los focos volcánicos en forma de cadenas. La composición de las lavas es frecuentemente andesito-basáltica, aunque se encuentran lavas de composición más ácida. Estos derrames de lavas yacen con fuerte discordancia angular sobre las rocas más antiguas, lo que reafirma el carácter tardío de este vulcanismo. Por esta razón Stille lo denomina *vulcanismo subsecuente*; otros prefieren denominar al complejo volcánico tardío *formación porfídica*.

Por su esencia, este vulcanismo es subaéreo y se desarrolla por lo general en las partes interiores del orógeno, fundamentalmente en las zonas de afloramiento del complejo eugeosinclinal.

La actividad intrusiva está representada por diques de la más variada composición (ácida, alcalina y básica). En conjunto son intrusiones posttectónicas. Este término indica que la intrusión se produce, después de haber cesado los movimientos tectónicos más intensos, aprovechando todos los sistemas de grietas para penetrar en las zonas superiores de la corteza.

Los sobreempujes y deslizamientos gravitacionales que comenzaron a desarrollarse durante la etapa anterior (orogenia temprana) se acentúan más aún. Los sobreempujes se desarrollan desde las zonas montañosas hacia las zonas bajas o cuencas.

15.6 Sistemas geosinclinales de desarrollo incompleto

Es conocido que en ciertas regiones del planeta, como en los Urales, Tian Shan, Europa y noroeste de África, durante el ciclo caledónico (Cámbrico-Silúrico) el desarrollo geosinclinal no fue completo y solo se depositaron las formaciones iniciales (formación terrígena inferior y formación espilitico-queratofrica), y faltaron el metamorfismo y los procesos de granitización regionales. Además, los procesos formados de montañas tuvieron una significación muy reducida, de modo que los levantamientos se invirtieron a subsidencia general. Estos ciclos geosinclinales se denominan *abortivos* o *incompletos*.

Muchos geosinclinales del ciclo alpino se caracterizan también porque se desarrollan sobre basamentos de geosinclinales que han tenido ciclos caledónicos o hercinianos incompletos. De modo que el último ciclo alpino completa los ciclos anteriores, los cuales se denominan geosinclinales residuales.

Se ha visto cómo el desarrollo de un sistema geosinclinal se caracteriza por ciclos. Al término de cada ciclo se reinicia uno nuevo, pero con características diferentes. Esto está en concordancia con la esencia dialéctica del desarrollo de la naturaleza.

Las plataformas constituyen elementos básicos de los continentes y poseen características contrastantes en relación con las bandas móviles o geosinclinales. Son segmentos relativamente estables de la corteza terrestre donde, de forma general, los procesos de plegamiento, metamorfismo y magmatismo han cesado. Las plataformas tienen forma aproximadamente poligonal, limitada en muchos casos por fallas profundas que las separan de los sistemas geosinclinales que le sirven de marco. En la figura 16.1 se señalan los límites entre las estructuras de plataforma y geosinclinales del continente europeo.

Las plataformas se han originado a partir de sectores o bandas móviles del pasado geológico, en los cuales los procesos plicativos y magmáticos han concluido. Al

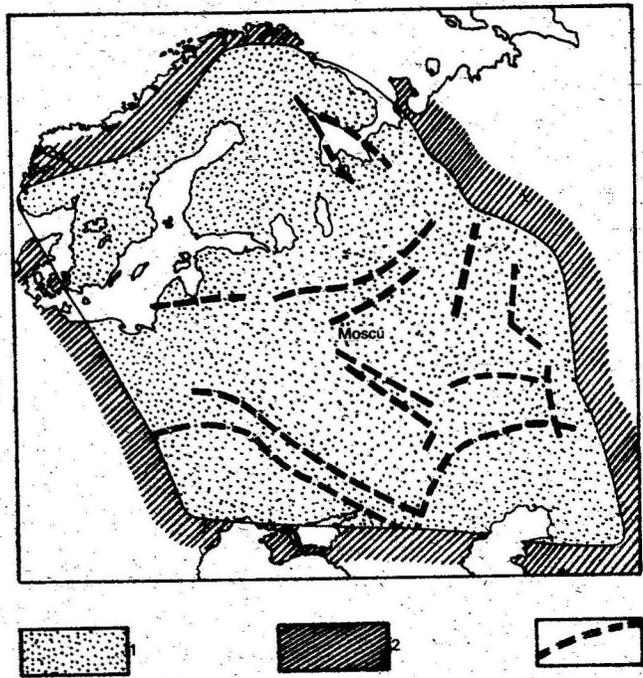


Fig. 16.1 Contorno general y zonas principales de fallas profundas en la plataforma europea: 1- plataformas; 2- bandas geosinclinales; 3- zonas de fallas profundas

final de cada ciclo tectónico las plataformas aumentan su tamaño a expensas de la consolidación de los geosinclinales marginales; al mismo tiempo, en los bordes continentales se inicia un nuevo ciclo geosinclinal.

Independientemente de que en el límite de las plataformas y los geosinclinales existan fallas profundas, el tránsito de un tipo de estructura a otra no es brusco, sino paulatino, de modo que ambas zonas de transición presentan características comunes.

En las zonas de plataforma se destaca, ante todo, la existencia de dos pisos estructurales bien diferenciados:

- el fundamento cristalino, fuertemente plegado y metamorfozido;
- la cobertura sedimentaria de rocas poco deformadas de yacencia suave (fig. 16.2).

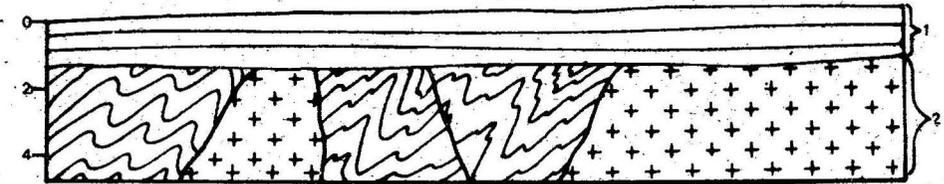


Fig. 16.2 Estructura general de las plataformas que muestra dos pisos estructurales: 1- cobertura sedimentaria; 2- fundamento cristalino

El límite cobertura-fundamento siempre es un límite geológico y geofísico muy abrupto. Las rocas de la cobertura yacen con ángulos muy suaves y tienen un bajo peso específico, mientras que las rocas del fundamento son más densas, presentan un alto grado de deformación y están afectadas de intenso magmatismo y metamorfismo.

Para formaciones sedimentarias de una misma edad que se formen en zonas de plataforma y en geosinclinales, a las primeras les corresponderán espesores del orden de 3 a 10 veces menores que los geosinclinales y, en sentido general, para un ciclo tectónico en las zonas de plataforma, se acumulan espesores dos veces menores que en los sistemas geosinclinales.

El magmatismo en las plataformas es muy débil y se caracteriza por ser de tipo basáltico casi exclusivamente; esta es otra propiedad que diferencia las plataformas de los geosinclinales, en los cuales no solo la actividad es mucho más intensa, sino también muy variada por la composición del material ígneo.

Otra diferencia sustancial entre las estructuras geosinclinales y las plataformas consiste en el carácter de las deformaciones de las secuencias sedimentarias. En las plataformas, en extensiones de varios cientos de miles o millones de kilómetros cuadrados, las capas yacen casi horizontalmente; esta situación solo varía localmente a causa de movimientos de los bloques del fundamento (pliegues reflejados) o debido a fenómenos de intrusión salina (diapirismo). Sin embargo, las secuencias estratificadas de los sistemas geosinclinales aparecen intensamente plegadas (pliegues continuos o de compresión general).

El campo de anomalías gravimétricas en los límites de las plataformas presenta un aspecto de mosaico con gradientes pequeños, lo cual corresponde a la situación de equilibrio tectónico que prevalece en las condiciones de estos sectores de la cor-

teza terrestre. Por el contrario, en las zonas geosinclinales donde la corteza terrestre está en un proceso de cambios muy intensos, el campo gravitacional presenta anomalías alargadas según el eje del sistema, con valores contrastantes de ± 100 a ± 150 miligales, y mayores.

El gradiente geotérmico en las plataformas es de dos a cuatro veces menor que en los sistemas geosinclinales. En otros términos, el aumento de la temperatura con la profundidad en las plataformas es mucho más lento que en las zonas geosinclinales.

Por último, es necesario señalar que el relieve actual de las plataformas y los geosinclinales se diferencia, notablemente. Las plataformas continentales actuales se caracterizan por un relieve llano o por mares de poca profundidad (bahía de Hudson, mar Báltico), ya que estos últimos se consideran dentro de las estructuras de plataforma continental. Los sistemas geosinclinales, en oposición, representan sistemas montañosos hasta de más de 8 000 m de altura o fosas marinas de profundidades del orden de 8 a 10 km. No obstante lo dicho, en algunas plataformas se levantan sistemas de montañas bajas (1 000 a 1 500 m) que corresponden a ciertos sectores que experimentan un rejuvenecimiento o renovación de la actividad tectónico-plástica y magmática (plataformas móviles).

16.1 Estructura interior de las plataformas continentales

Muchos geólogos identifican a las plataformas continentales con el término *cratón*. El cratón o plataforma surge en el lugar donde, en períodos geológicos anteriores, se desarrollaron los sistemas geosinclinales. Precisamente estos complejos de rocas geosinclinales antiguos constituyen el fundamento de las plataformas continentales. Cuando en este fundamento predominan las rocas graníticas y gnéissicas, generalmente de ciclos tectónicos del Precámbrico, suele denominarse *fundamento cristalino*. El fundamento, como se explicó en el epígrafe anterior, está cubierto por una secuencia de rocas sedimentarias, poco deformadas y no metamorizadas, que se denomina *cobertura sedimentaria*. Estos dos pisos estructurales representan los componentes típicos de las plataformas continentales.

La edad de las plataformas se determina con respecto a las edades del fundamento y de la cobertura sedimentaria. Según H.C. Shatski las plataformas pueden nombrarse mediante la partícula epi (después de) seguida del nombre del ciclo tectónico que afecta el fundamento.

Así, las plataformas epicalédónicas se desarrollan sobre un fundamento de rocas cámbricas ordovícicas-silúricas (Paleozoico temprano) cubierto por una secuencia de rocas cuya edad puede fluctuar del Paleozoico tardío al Cenozoico (fig. 16.3).

Cuando el fundamento es de edad Proterozoico medio o más antiguo, la plataforma se denomina antigua y si el fundamento es más joven que el Proterozoico medio (Paleozoico, Meso-Cenozoico) se denomina plataforma joven. Esta división no es formal, sino que obedece a ciertas regularidades entre una y otra que se analizarán más adelante.

En los mapas geológicos de los continentes se observan grandes áreas de plataformas, en las cuales la cobertura sedimentaria no existe y aflora directamente el fundamento cristalino. Estas áreas se denominan *escudos* (canadiense, báltico). En la figura 16.4 se aprecia un corte esquemático de las estructuras típicas de una plataforma.

Los escudos corresponden a las zonas de levantamiento de las plataformas. Esta tendencia general se mantuvo a lo largo de las eras geológicas, conservando siempre el carácter de zonas de denudación, sin permitir la acumulación de sedimentos. Otras

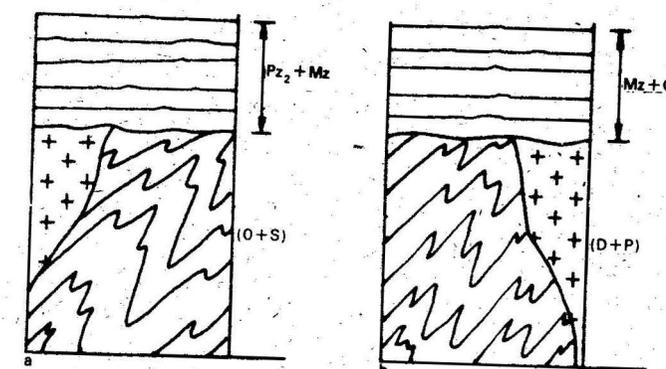


Fig. 16.3 Forma de establecer las edades de las plataformas: a- epicalédónica; b- epiherciniana

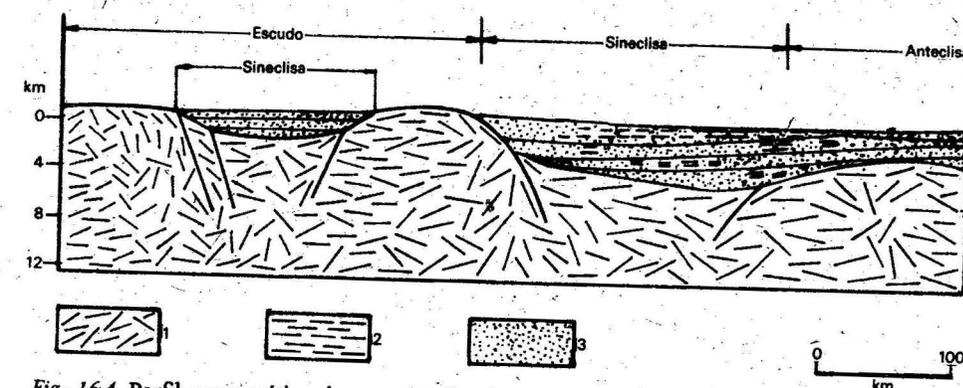


Fig. 16.4 Perfil esquemático de una plataforma que muestra sus elementos (escudos, sineclisas y anteclisas): 1- fundamento; 2- arcilla y rocas carbonatadas; 3- material clástico grueso

zonas, por el contrario, han tenido la tendencia general a la subsidencia, con la acumulación de espesores de secuencias sedimentarias de hasta 4 o 5 km. En ellas pueden diferenciarse dos tipos de estructuras: sineclisas y anteclisas.

Las sineclisas son depresiones de la plataforma ocasionadas por la tendencia de algunos bloques del fundamento a la subsidencia, según planos de fallas profundas. En las sineclisas pueden depositarse entre 3 y 5 km de sedimentos.

Es posible que las sineclisas se desarrollen también en algunas depresiones de los escudos, pero la potencia de sedimentos es mucho menor, como se aprecia en la figura 16.4. En las secuencias de las sineclisas se observa un aumento de la granulometría de los sedimentos hacia el borde de la cuenca, mientras que en sus partes centrales predomina el material arcilloso-calcareo. Las secuencias estratificadas presentan poca deformación y yacen con ángulos muy suaves; además, las discordancias son poco frecuentes.

Las anteclisas son las partes de levantamiento relativo, también a causa de bloques del fundamento que tienden a levantarse por planos de fallas. En estas zonas la potencia de las secuencias sedimentarias es expresivamente reducida con respecto a las sineclisas (1 a 1,5 km) y la presencia de discordancias es un fenómeno frecuente

hacia las partes más elevadas del fundamento. En las anteclicas predomina el material areno-aleurolítico sobre el arcilloso.

El tamaño de las sineclisas y anteclicas en el plano, según una dirección transversal, alcanza de 500 a 1 000 km y poseen una forma aproximadamente equidimensional. Estas estructuras de las plataformas se desarrollan por lo general en uno o varios ciclos tectónicos, aunque de uno a otro ciclo se pueden producir cambios de las estructuras mayores; por ejemplo, las grandes anteclicas pueden quedar divididas en bloques tectónicos, algunos de los cuales desarrollan la tendencia a subsidir y como consecuencia dan lugar a una sineclisa nueva, superpuesta a las secuencias de la anteclica anterior.

En los límites de anteclicas y sineclisas se desarrollan cúpulas de contorno oval o circular que pueden alcanzar, en el plano, un diámetro entre 150 y 300 km.

Existen otras estructuras en las plataformas que son causadas por la intensificación o reaparición de procesos tectónicos y magmáticos más o menos intensos; esto se refiere en primer lugar a los llamados *avlacógenos*, estructuras alargadas (500 a 1 000 km) y estrechas (100 a 150 km), limitadas por fallas profundas. Estos avlacógenos constituyen depresiones en forma de graben. Asociado a las épocas de máxima subsidencia de estas estructuras se produce un corto período de actividad volcánica.

En la figura 16.5 se puede apreciar como en los avlacógenos la potencia total de la secuencia sedimentaria sobrepasa los 5 km, y puede alcanzar hasta 8 o 10 km.

Es importante señalar que la época de más actividad tectónica en el avlacógeno, y en la que aparece el vulcanismo básico, coincide en tiempo con el proceso de subsidencia intensa de los sistemas geosinclinales contiguos. Por otra parte, las secuencias que se encuentran en el avlacógeno sufren deformaciones plicativas de un carácter mucho más complejo que las secuencias de las anteclicas y sineclisas del resto de la plataforma.

En la figura 16.6 se observa la distribución de algunos avlacógenos de la plataforma africana.

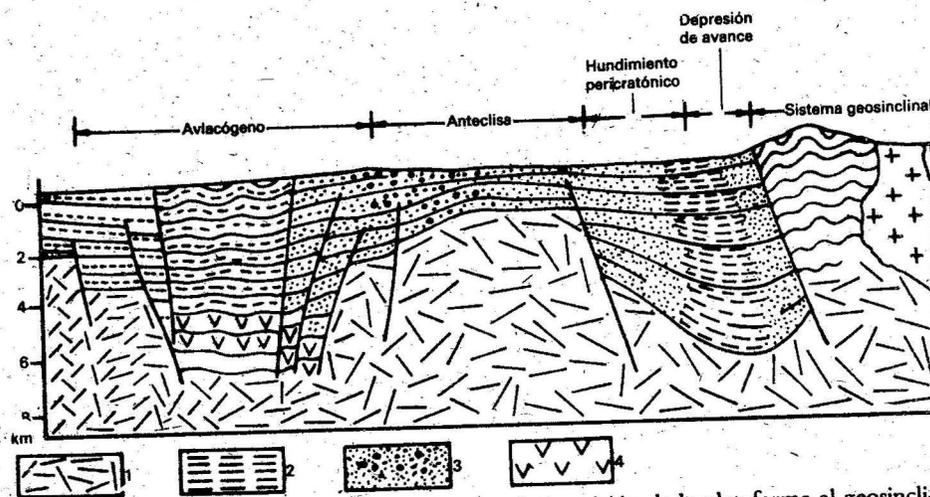


Fig. 16.5 Perfil esquemático que muestra la zona de transición de la plataforma al geosinclinal y los avlacógenos: 1. fundamento; 2. arcillas y rocas carbonatadas; 3. material clástico grueso; 4. rocas efusivas básicas



Fig. 16.6 Avlacógenos de la plataforma africana: 1. plataforma; 2. sistemas geosinclinales; 3. avlacógenos



En la zona de transición de la plataforma al sistema geosinclinal, el fundamento se encuentra mucho más profundo que en el resto de la plataforma. Se destaca el *talud de plataforma* o *hundimiento pericratónico* (fig. 16.5) que se desarrolla en el borde de la plataforma y donde los espesores de rocas sedimentarias alcanzan hasta 10 o 15 km. Más próximo al sistema geosinclinal se desarrollan las depresiones de avance. En conjunto, la depresión de avance y el talud de plataforma constituyen la zona o sistema periférico de la plataforma.

16.2 Desarrollo de las plataformas continentales

En los últimos años se ha acumulado un volumen considerable de datos geológicos y geofísicos sobre la estructura del fundamento y desarrollo de la cobertura de las plataformas antiguas (norteamericana, africana, europea, gran parte de la siberiana y otras). Esta información ha permitido establecer que el fundamento de las plataformas antiguas está compuesto esencialmente de rocas del Precámbrico inicial hasta el Proterozoico, entre los que predominan gneises y granito-gneises, lo cual indica la existencia, en esas épocas geológicas, de una fuerte actividad de granitización, en la que también abundan las rocas volcánicas de composición básica.

El inicio de la etapa de consolidación del fundamento de las plataformas antiguas puede ser situado hacia el Proterozoico temprano (2 000 millones de años atrás). Este proceso de consolidación definitiva o cratonización de la corteza terrestre culmina con una intensa actividad volcánica, que se extiende hasta el Proterozoico medio y se manifiesta por una fuerte efusión subaérea de productos volcánicos de composición ácida.

Entre las rocas piroclásticas más características se encuentran las ignimbritas, las cuales son el resultado de un proceso volcánico, que recuerda al que tiene lugar durante la etapa orogénica del geosinclinal, por tal motivo a esta formación volcánica tardía que culmina la consolidación del fundamento de las plataformas antiguas se le denomina *vulcanismo subsecuente tardío*. Esta formación volcánica se localiza junto con el complejo granito-gnéisico, prácticamente en todas las plataformas antiguas, y cubren grandes extensiones superficiales en forma de capa continua, pero también se acumula en la base de cuencas del tipo graben (avlacógenos).

Precisamente el desarrollo de los avlacógenos marca el inicio de una nueva etapa del desarrollo de las plataformas antiguas: la formación de la cobertura sedimentaria.

En los avlacógenos comienza una acumulación de sedimentos en los que se observa una marcada ciclicidad. En primer lugar se depositan rocas volcánicas ácidas, de la formación subsecuente tardía, junto con secuencias continentales terrígenas. Seguidamente se desarrollan secuencias de tipo lagunal y concluye con depósitos típicamente marinos (calizas y dolomitas intercaladas). Durante el tiempo de acumulación de estas rocas sedimentarias suele producirse cierta actividad volcánica básica (mantos de basalto, *sills* de diabasas y gabro-diabasas). En la figura 16.7 se pueden apreciar los estadios de desarrollo correspondientes a la cratonización y desarrollo de avlacógenos en las plataformas antiguas.

La siguiente etapa de desarrollo de las plataformas corresponde al surgimiento de grandes extensiones de cobertura sedimentaria. Esta etapa no se ubica en el mismo tiempo geológico para diferentes plataformas: en Siberia comienza en el Proterozoico superior, al igual que en la plataforma rusa; en América del Norte hacia el

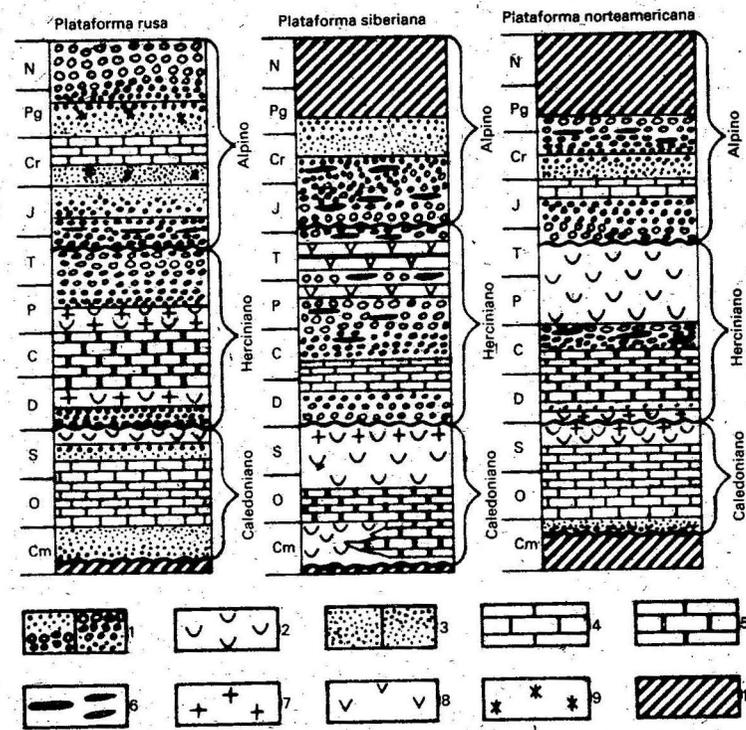


Fig. 16.7 Formaciones típicas de las plataformas rusa, norteamericana y siberiana, a lo largo de los ciclos tectónicos caledónico, herciniano y alpino: 1- formaciones continentales; 2- formación lagunal roja; 3- formación terrígena marina; 4- formación calcárea; 5- formaciones yesífero-dolomíticas; 6- formación hullera; 7- formaciones salíferas; 8- formación de *trapp*; 9- formación glauconítica y terrígena marina; 10- épocas de interrupción de la sedimentación

Cámbrico medio; en América del Sur en el Silúrico. En el estadio de formación de la cobertura sedimentaria, al igual que en los avlacógenos, se observa una marcada ciclicidad de los depósitos. Esta ciclicidad se corresponde con la ciclicidad del desarrollo de los geosinclinales vecinos. Esta importante regularidad indica la estrecha relación que existe entre el desarrollo de las zonas de geosinclinales y plataformas.

A partir del final del Proterozoico o inicios del Paleozoico, cuando se ha producido ya la total consolidación del fundamento, las plataformas antiguas son afectadas sucesivamente por los ciclos tectónicos caledónico, herciniano y alpino. En cada ciclo tectónico se depositan secuencias sedimentarias que constituirán la cobertura de la plataforma. Al final de un ciclo y comienzo del siguiente las plataformas experimentan una retirada general del mar, tal como ocurrió al inicio del Devónico, en el Triásico medio y en el Neógeno en la plataforma europea y en el Cámbrico inferior y medio, Devónico inferior, Triásico superior y Neógeno en América del Norte. Una vez iniciado el nuevo ciclo tectónico la regresión del mar cesa y comienza una transgresión general de la plataforma. Esta transgresión se retrasa un poco en relación con la que ocurre en el sistema geosinclinal vecino. Cuando la transgresión alcanza su máxima expresión en la plataforma, ya en el geosinclinal contiguo comienza a manifestarse la tendencia al levantamiento general.

En el transcurso del ciclo, en dependencia de las condiciones tectónicas y climáticas, se producirá en las plataformas una sucesión de formaciones sedimentarias típicas:

1. Al inicio del ciclo, durante el período de retirada del mar de las zonas de plataforma, se desarrollan depósitos de tipo continental terrígenos, los cuales, según las condiciones del clima reinante, pueden ser de color rojo (clima árido) o gris (húmedo); en este último caso pueden localizarse acumulaciones de carbón. A todo este conjunto se le denomina *formación continental de lagunas*.
2. En la medida que el mar recomienza a invadir el continente, los depósitos continentales de lagunas de la etapa anterior comienzan a ser sustituidos por depósitos marinos. Estos están constituidos principalmente por secuencias areno-arcillosas de mares poco profundos. En diferentes regiones este conjunto se denomina *formación transgresiva terrígena inferior*.
3. Hacia mediados del ciclo tectónico la transgresión sobre el continente alcanza su máxima extensión; en esta situación comienzan a depositarse secuencias carbonatadas, cuyas particularidades litológicas dependen de las condiciones climáticas locales. En general, estas secuencias pueden denominarse *formación carbonatada de la plataforma*.
4. Hacia la segunda mitad del ciclo tectónico, nuevamente las secuencias terrígenas sustituyen los depósitos carbonatados. En condiciones de aridez se depositan secuencias evaporíticas y terrígenas de color rojo y en clima húmedo depósitos parálícos ricos en carbón. La *formación evaporítica y terrígena roja*, constituida por areniscas y arcillas con intercalaciones de margas, calizas, yeso y sales de potasio, se encuentra en las secuencias del Silúrico superior de las plataformas de Europa, Siberia y América del Norte, entre otras. La *formación parálíca carbonatada superior*, de color gris oscuro, se localiza en la secuencia del Carbonífero superior y medio de América del Norte.
5. Hacia el final del ciclo tectónico, y en la posición estratigráfica más alta de un ciclo de desarrollo de plataforma, se encuentran las formaciones netamente continen-

tales que corresponden a un nuevo apogeo de regresión marina. En estas condiciones pueden acumularse tres tipos de depósitos:

- a) en clima árido, la *formación continental roja*;
- b) en clima húmedo, la *formación arenoso-cuarzo-caolinitica*;
- c) en condiciones de glaciación, la *formación glacial*.

Es fácilmente observable que en las plataformas las relaciones entre las diferentes formaciones a lo largo de un ciclo tectónico, son mucho más complejas que en los sistemas geosinclinales. Esto se debe, sin dudas, a que en las plataformas las condiciones climáticas reinantes en la época de la acumulación de sedimentos influyen mucho más que en los geosinclinales. Efectivamente, se ha visto que para las plataformas surgen variantes muy diferentes de sedimentogénesis para el clima árido, para el clima húmedo y para condiciones extremas de glaciación.

En la figura 16.7 puede apreciarse la sucesión de formaciones sedimentarias en las plataformas rusa, siberiana y de América del Norte, a través de los ciclos caledónico, herciniano y alpino.

16.3 Plataformas continentales móviles

La sucesión de formaciones sedimentarias explicadas en el epígrafe anterior se refería a las plataformas que por su desarrollo geotectónico se pueden catalogar como estables; en ellas están incluidas la plataforma europea, la norteamericana, parte de la australiana y la siberiana. Otro grupo de plataformas tienen características muy diferentes, ante todo en lo referente a su actividad tectónica (plataformas china, africana y suramericana), y en conjunto se denominan plataformas móviles. En estas se destaca en primer lugar el relieve, el cual es siempre muy alto con respecto al nivel del mar. La actividad volcánica puede ser intensa.

La presencia de fallas profundas activas es otro elemento distintivo de las plataformas móviles. Estas fallas no se limitan solamente al fundamento, sino que penetran también la cobertura sedimentaria y alcanzan la superficie terrestre; por ejemplo, las plataformas china y africana.

Estas estructuras disyuntivas profundas se encuentran relacionadas con la intensificación de la actividad sísmica.

Con la presencia de estas fallas profundas también se asocia una intensa actividad magmática de tipo efusivo, que da origen a un complejo muy típico de las plataformas móviles, el cual se identifica con el nombre de *formación de trapp*. Esta formación presenta mantos de lava de composición básica (basaltos, doleritas, diabasas y sus'tobas). Junto con la actividad efusiva se desarrollan, con igual frecuencia, las intrusiones de *sills*, también de composición básica (gabro-diabasas y doleritas).

La formación de *trapp* se localiza en las secuencias del Devónico, Pérmico superior y Triásico de la plataforma siberiana y del Triásico al Cretácico inferior de Suramérica y Suráfrica. También se encuentran en las secuencias del Precámbrico tardío en una serie de plataformas antiguas. La formación de *trapp* puede alcanzar espesores de 3 a 4 km y ocupar extensiones superiores al millón de kilómetros cuadrados.

Es necesario señalar que en las plataformas móviles se desarrollan, de forma muy particular, complejos intrusivos de composición alcalino-ultrabásica de tipo central. Esta formación es portadora de importantes yacimientos minerales.

En la figura 12.9 se muestra un plano geológico del complejo intrusivo del tipo central de Jibin (URSS), en el cual se puede observar la presencia de rocas alcalinas y básicas.

En la medida que se penetra en el pasado geológico, se hace mucho más difícil reconstruir las condiciones físico-geográficas que prevalecieron en aquellos remotos tiempos.

La faz de nuestro planeta ha evolucionado a lo largo de miles de millones de años. En determinadas regiones se produjeron levantamientos montañosos de rocas plegadas intensamente; después, en el mismo sitio, el mar ocupó el lugar de las montañas. Todo este devenir de acontecimientos geológicos ha quedado "grabado" en las rocas.

El conjunto de investigaciones que tienen como objetivo determinar las condiciones paleogeográficas del pasado geológico, mediante el estudio de los fenómenos que en forma de testigos silentes han quedado en las secuencias estratificadas, se denomina métodos de análisis paleotectónicos e incluye el estudio de la distribución, composición, potencia y condiciones de yacencia de las rocas.

17.1 Análisis de facies

El concepto *facie* se define como un tipo específico de roca sedimentaria que surge en determinadas condiciones físico-geográficas; por ejemplo: calizas lagunales, grava litoral, etc. Muchas veces resulta útil y suficiente en la práctica, determinar solo las peculiaridades litológicas de los depósitos sedimentarios, independientemente de su origen; en estos casos el término *facie* se cambia por el término *litofacie*.

A partir de la información sobre la distribución de las diferentes litofacies se pueden construir mapas especiales (mapas litofaciales) que prestan una gran ayuda para el conocimiento de las condiciones geográficas imperantes en la época de la acumulación de dichos sedimentos.

La distribución de las facies refleja las características del relieve del fondo de la cuenca original, así como las posiciones aproximadas de la línea de costa y de las tierras emergidas que servían de fuentes de suministro.

Si los cambios en estos elementos paleogeográficos se pueden registrar de un período de tiempo a otro, es indudable que la información así obtenida resulta de enorme importancia para caracterizar los movimientos tectónicos en términos cualitativos. En otras palabras, los mapas faciales permiten establecer qué regiones se encontraban en proceso de levantamiento y cuáles en subsidencia en una época dada del pasado geológico y, además, también permiten establecer cuáles de estos movimientos fueron más fuertes y cuáles más débiles.

La tarea más importante, y al mismo tiempo la más compleja, es determinar la posición de las tierras emergidas; o sea, la zona o fuente de suministro de los sedimentos.

En condiciones de mares someros la acción de las olas produce una clasificación natural de los materiales por el tamaño de sus granos, de modo que el material más grueso se encuentra hacia las zonas de tierras emergidas. Esto se hace evidente prácticamente solo cuando las tierras están formadas por montañas que se levantan a partir de la propia costa. En estos casos el carácter de los cambios de granulometría de los sedimentos es el elemento que puede servir de criterio para localizar las zonas emergidas.

En la figura 17.1 se observa la relación que existe entre las litofacies y las tierras emergidas. En los sedimentos que se depositan en la cuenca, las gravas siempre están próximas a la línea de costa; sin embargo, la distribución, en el caso de las arcillas y las arenas, no es tan sencilla.

Además de los criterios granulométricos es posible utilizar criterios mineralógicos para aclarar los procesos paleotectónicos. Los minerales pesados (de alto peso específico) son los mejores indicadores. Así es posible establecer las siguientes características geológicas de las tierras emergidas:

- si en los sedimentos abunda rutilo, circón, granate o turmalina es posible predecir que las tierras emergidas están compuestas por rocas metamórficas o gréseas;
- si se encuentra distena, estauroлита y silimanita, la zona de denudación puede corresponder a esquistos cristalinos;
- si hay abundancia de cromita en los sedimentos, esto es testimonio de la denudación de un macizo de rocas ultrabásicas.

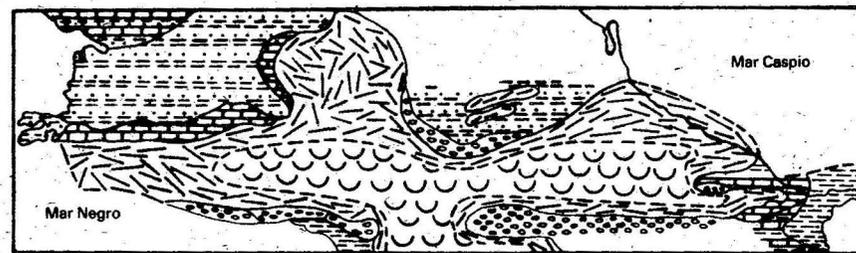


Fig. 17.1 Mapa litofacial del Ponticario, en la periferia del Cáucaso (URSS): 1- tierras altas; 2- tierras bajas; 3- gravas; 4- arenas; 5- arcillas; 6- coquinas -

En muchas ocasiones, en las estructuras plegadas se observa un cambio facial regular en las charnelas anticlinales y sinclinales, de modo que en las primeras predomina el material grueso y en las segundas el material arcilloso fino.

Los cuerpos arrecifales alargados y asociados a zonas de brecha, casi siempre indican la presencia de fallas de gran tamaño. En la figura 17.2 se muestra un perfil típico de estos casos.

El cuerpo arrecifal, que generalmente se dispone paralelo a la zona de falla en las condiciones geológicas actuales, corresponde a las barreras de arrecifes que se desarrollan en las zonas de cambios hipsométricos bruscos del fondo marino. En otras situaciones las bandas de rocas arrecifales se disponen paralelas a las flexuras.

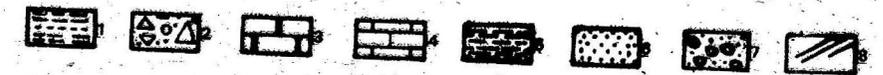
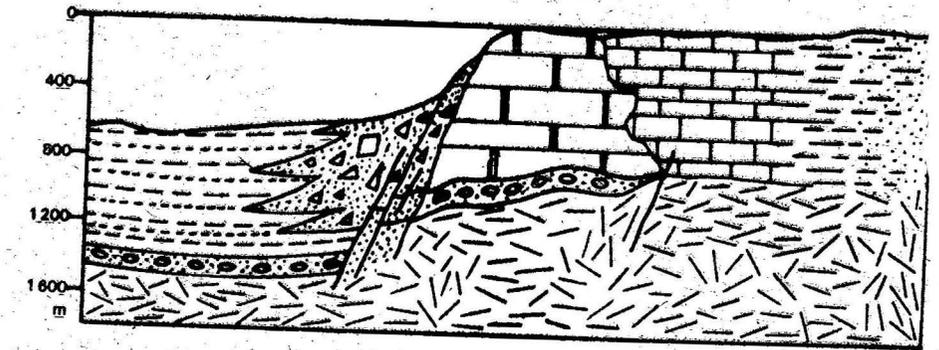


Fig. 17.2 Zonas de brecha y cuerpos arrecifales asociados a fallas regionales: 1- flysch; 2- brechas; 3- cuerpo arrecifal; 4- calizas estratificadas; 5- arcillas; 6- areniscas; 7- conglomerados; 8- fallas

En la formación El Cobre, en Santiago de Cuba, se localizan bandas de calizas arrecifales coincidentes con una falla importante que se extiende al norte de la ciudad de ese mismo nombre. En esta zona larga y estrecha las capas yacen casi verticalmente y se observa una intensa trituración de las rocas.

Otro fenómeno muy frecuente asociado a fallas profundas son los olistolitos, bloques de gran tamaño (hasta decenas de metros) caóticamente dispuestos en las secuencias estratificadas.

De esta forma, el análisis facial permite delimitar los contornos de los levantamientos tectónicos y las zonas de hundimiento, detectar zonas de fallas y flexuras, y valorar cualitativamente la intensidad de los movimientos tectónicos.

El análisis facial puede diferenciar los movimientos de gran intensidad de los menos intensos. En condiciones de movimientos intensos y de signo contrastante en el tiempo, como es el caso de los sistemas geosinclinales, las zonas faciales son estrechas y cambian sus características muy rápidamente en espacios cortos. Por el contrario, en las plataformas, las facies de un mismo tipo se extienden más ampliamente y los cambios de un tipo a otro son paulatinos.

La intensidad de los movimientos tectónicos, no solo influye en la anchura de las zonas faciales y en el carácter del cambio de una facie a otra, sino en todas las particularidades del sedimento.

Cuando el fondo de la cuenca subsidir rápidamente los sedimentos presentan las siguientes características:

- mala selección de los granos, es decir, granulometría muy variable del material;
- se preservan minerales inestables.

En condiciones de subsidencia lenta:

- los depósitos tienen una granulometría homogénea;
- los minerales inestables no existen o son muy escasos.

Por último, es necesario tener en cuenta que en la utilización de los datos del análisis facial en las reconstrucciones paleotectónicas, las condiciones paleoclimáticas desempeñan un papel muy importante.

17.2 Análisis de potencias

A diferencia del método de análisis de facies, el de potencias permite dar una valoración, no sólo cualitativa, sino también cuantitativa, de los movimientos tectónicos: *la potencia de los sedimentos en la gran mayoría de los casos indica la medida de la subsidencia del fondo de las cuencas.*

Algunos geólogos han querido demostrar que la magnitud de la potencia de los sedimentos depende de su carácter litológico. Por ejemplo, Sanders ha calculado que 1 m de arena demora en depositarse entre 4 y 20 años, 1 m de arcilla o margas de 8 a 60 años, y 1 m de rocas carbonatadas o sales de 20 a 100 años; sin embargo, está demostrado que la potencia depende de la magnitud de los movimientos tectónicos. En este sentido V. V. Belousov, en sus estudios de las potencias y su relación con la magnitud de los movimientos tectónicos en la plataforma rusa y el Cáucaso, dejó perfectamente aclarada la dependencia directa de estos fenómenos y la despreciable influencia de la composición-litológica en la práctica.

El auge del método de análisis de potencias coincide con una amplia publicación de mapas especiales de isopotencias para determinados intervalos estratigráficos. Estos mapas ya habían sido elaborados a mediados de la década del 30, en la URSS, Alemania, Francia, Inglaterra, y EUA.

El caso característico, en el que con mayor precisión los análisis de potencia dan una valoración cualitativa y cuantitativa de los movimientos tectónicos, es el de las zonas de los mares epicontinentales de aguas someras.

En el caso de un régimen de sedimentación compensado (velocidad de subsidencia igual a velocidad de sedimentación), como la cuenca del Dombás en la URSS, solo durante el Carbonífero se depositaron alrededor de 12 km de sedimentos típicos de mares someros.

Este hecho permite establecer, con un alto grado de exactitud, la velocidad de los movimientos tectónicos. Si se considera que el Carbonífero duró 50 millones de años y se acumularon 12 km de sedimentos, la velocidad de los movimientos tectónicos fue del orden de 2,4 cm cada 100 años.

En las cuencas profundas, donde predomina el régimen de sedimentación no compensada, el análisis de potencias debe tener otro tratamiento y en la mayoría de los casos no ofrece posibilidad para una valoración cuantitativa exacta de la velocidad de los movimientos tectónicos.

Esto se debe fundamentalmente al hecho de que en la sedimentación de las cuencas profundas el factor geológico que más influye es el de las corrientes o flujos de material fangoso. Estas corrientes, que pueden depositar espesores considerables de materiales terrígenos, no dependen en esencia de la profundidad mayor o menor de la cuenca. Por este hecho, en las cuencas de régimen no compensado el análisis de potencias no ofrece la misma efectividad que en las cuencas de régimen compensado, donde la profundidad de la cuenca desempeña el papel principal en el control de la distribución de sedimentos.

De todo lo dicho hasta aquí se puede concluir lo siguiente: *las zonas de máxima potencia de los sedimentos están lejos de coincidir siempre con las zonas de mayor profundidad de las cuencas.*

El ejemplo de la cuenca del Dombás en la URSS es elocuente; en condiciones casi estables de mares someros (50 a 150 m de profundidad) se acumularon alrededor de 12 km de sedimentos.

En forma de resumen puede decirse que el análisis de potencias tiene su máxima aplicación, como método para cuantificar los movimientos tectónicos antiguos, en el caso de las cuencas marinas epicontinentales de régimen de sedimentación compensada. Por lo tanto, es el método más importante para estudiar los movimientos tectónicos de las plataformas. En los sistemas geosinclinales y en su zona de transición a la plataforma se desarrollan con frecuencia cuencas profundas, en las cuales predomina el régimen de sedimentación no compensada; en tales casos los métodos de análisis de potencias se deben aplicar con mucho cuidado.

17.3 Método volumétrico

Es un método que complementa al de análisis de potencias. Se fundamenta en los siguientes elementos:

- cálculo del volumen de sedimentos sobre la base de las cartas de isopotencias;
- medición del volumen de los distintos tipos de sedimentos (arcillosos, carbonatados, marinos, continentales, etc.) según las cartas litofaciales y de isopotencias;
- determinación del valor medio de la subsidencia y la potencia de los sedimentos;
- determinación de la velocidad media de la subsidencia;
- determinación del volumen de sedimentos vulcanógenos;
- determinación de la velocidad media del levantamiento, sobre la base del cálculo del volumen de los productos terrígenos de rocas desnudas y depositadas en las cuencas vecinas.

Este último punto se relaciona esquemáticamente con el gráfico de la figura 17.3.

Análisis de formaciones

En el ciclo geosinclinal y en la plataforma se estudió la sucesión de diferentes formaciones que corresponden a situaciones tectónicas y climáticas específicas.

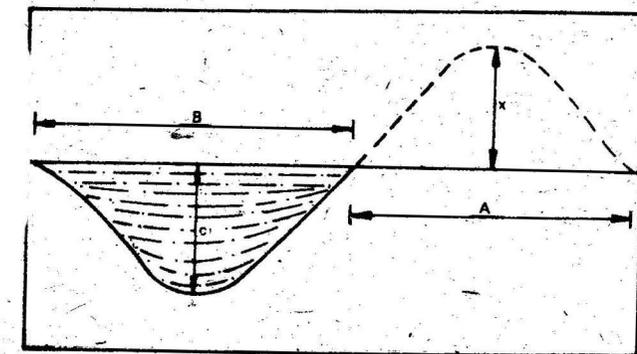


Fig. 17.3 Esquemas para el cálculo del volumen de sedimentos y el valor del levantamiento máximo del relieve.

El método de análisis de formaciones consiste principalmente en determinar el régimen tectónico que prevalece en una época determinada, a través del estudio de los complejos estratigráficos que se localizan en dicha etapa geológica.

Este método será estudiado con más detalles en la asignatura Estratigrafía.

Análisis de discordancias estructurales y estratigráficas

Toda discordancia representa un intervalo de tiempo en el cual han tenido lugar movimientos tectónicos positivos, de modo que la determinación de las discordancias en el tiempo y el espacio permite fijar el tipo y la época en que se manifestaron los movimientos tectónicos en una región dada.

Si se determinan las diferentes discordancias y se establecen las edades de las rocas que yacen encima y debajo, la tarea planteada en el párrafo anterior puede ser resuelta sin grandes dificultades, tal como se expuso en el capítulo 8.

La fuente fundamental de información sobre el relieve del fondo oceánico y sus estructuras está dada, en el momento actual, por las investigaciones batimétricas y los datos obtenidos del dragado de los fondos. Para esto han prestado una ayuda especialmente valiosa los métodos geofísicos, principalmente los sondeos sísmicos profundos, los métodos aeromagnéticos y los gravimétricos.

Si en el estudio de las estructuras continentales las investigaciones geomorfológicas desempeñan un papel importante, en el caso de las estructuras oceánicas puede afirmarse que es el método principal, pues si en los continentes el relieve está intensamente modificado por los procesos exógenos, en los fondos oceánicos prácticamente estos procesos no actúan y las formas del relieve submarino se conservan, reflejando de forma directa las estructuras de diferente orden.

18.1 Talud continental

El talud continental puede considerarse como la frontera entre las estructuras típicamente continentales y las oceánicas.

El talud se extiende en forma de banda alrededor de los continentes, su ancho medio es de 15 a 20 km y su longitud total alcanza el orden de 350 000 km. La profundidad media del océano en las zonas de talud es de 3,5 km.

La inclinación media del fondo en el talud continental es de 2 a 6°, aunque en algunos lugares alcanza hasta 40 a 45°. Siempre el talud continental tiene una pendiente más empinada que el *shelf*.

18.2 Estructuras oceánicas

Más allá del talud se extienden los fondos que poseen estructuras típicas oceánicas, donde la corteza resulta notablemente reducida en potencia y donde, por lo general, está ausente la capa granito-gnéisica. En los océanos es posible diferenciar dos tipos de estructuras: las bandas orogénicas oceánicas y las plataformas oceánicas. Prácticamente se repite el mismo esquema que para los continentes, pues no es difícil ver que una y otra corresponden a las bandas geosinclinales y a las plataformas continentales.

Bandas orogénicas oceánicas

Estas estructuras, en forma de zonas alargadas, representan sistemas montañosos sumergidos, cuya extensión alcanza miles de kilómetros de longitud. Estos sistemas de levantamientos submarinos, también denominados dorsales oceánicas (fig. 18.1), se encuentran en todos los océanos (Atlántico, Índico y Pacífico), e incluso en algunos mares interiores con cortezas de tipo intermedio.

Las bandas orogénicas oceánicas, en unos casos ocupan la parte central de los océanos, como en el océano Atlántico, y en otros se aproximan a sus zonas costeras, como ocurre en el océano Pacífico.

Estas bandas se caracterizan por la presencia de grandes fallas verticales dispuestas a lo largo del sistema montañoso marino; estas fallas dan origen a varios grabenes. La anchura total de las bandas fluctúa desde varios cientos de kilómetros hasta 1 500 km o más y se elevan a partir del fondo oceánico hasta alturas del orden de 1 a 3 km. En algunos sitios, el levantamiento montañoso alcanza la superficie del océano y origina grupos de islas, casi siempre con actividad volcánica actual o extinta.

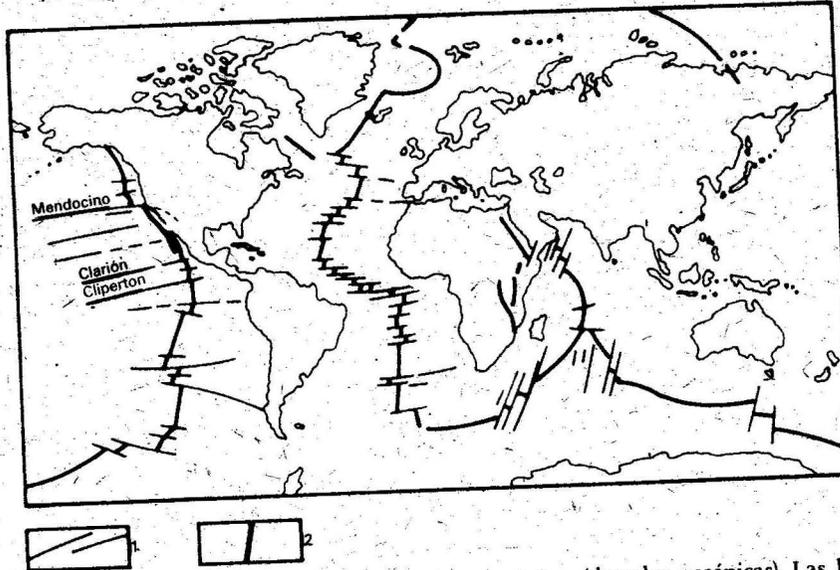


Fig. 18.1 Sistema mundial de bandas orogénicas oceánicas (dorsales oceánicas). Las líneas gruesas son las bandas orogénicas oceánicas y las líneas más finas sistemas de fallas que las desplazan transversalmente

La constitución de la litosfera en las bandas orogénicas oceánicas tiene las siguientes peculiaridades:

1. Representa zonas de levantamiento de la corteza oceánica.
2. La astenosfera se acerca a la superficie y se encuentra más alta que en el resto de las zonas oceánicas.
3. Se registra un aumento expresivo del gradiente geotérmico de la corteza y el manto superior.
4. Las zonas centrales de las bandas presentan actividad sísmica, ya que prácticamente todos los focos sísmicos en los océanos se localizan hacia las partes centrales de las bandas o dorsales. Estos focos sísmicos yacen en general solo a decenas de kilómetros de profundidad y son de intensidad pequeña.
5. Las bandas orogénicas aparecen desplazadas por fallas que se disponen transversalmente a ellas (fallas transversales). Estas fallas son profundas, de dirección latitudinal, provocan desplazamientos del orden de varios miles de kilómetros y pertenecen al tipo de desgarre.

6. Resulta de gran interés el hecho que sobre las bandas orogénicas oceánicas las anomalías magnéticas adoptan formas alargadas paralelas a su eje y guardan una simetría con respecto a dicho eje casi perfecta. Las anomalías próximas al eje son más intensas y se debilitan hacia la periferia. Este interesante hecho llevó a la conclusión de que las bandas orogénicas son zonas de apertura y expansión, hacia la periferia, de segmentos de la corteza oceánica. En la parte central de la banda orogénica se forma una nueva corteza a partir del ascenso de material generado por el manto superior. Tal conclusión es de gran interés en el momento actual. Las investigaciones iniciales se deben a Vening y Meinez, quienes determinaron e interpretaron por primera vez la disposición de las anomalías magnetométricas sobre las dorsales oceánicas.

Plataformas oceánicas (talasocratonos)

Las plataformas oceánicas ocupan los espacios de los fondos oceánicos comprendidos entre las bandas orogénicas y los taludes continentales o las zonas comprendidas entre los continentes y los bordes de las fosas marinas profundas.

En el océano Pacífico, estas plataformas ocupan las partes centrales y en el Atlántico se disponen en los bordes oriental y occidental.

Estas zonas se caracterizan por su estabilidad tectónica, y son prácticamente asísmicas (sin actividad sísmica). El relieve es casi llano (llanuras abisales) o ligeramente ondulado (llanuras abisales onduladas). La monotonía de las plataformas oceánicas se rompe por la presencia de cuencas profundas que reciben el nombre de talasosineclisis, en los límites de las cuales la corteza tiene una potencia y una composición bastante constante: la capa superior de sedimentos poco compactados alcanza 300 m de espesor, la capa de sedimentos compactados 1,5 km y la capa basáltica tiene 5 km, de modo que la superficie de Mohorovicic se encuentra entre 11 y 12 km de profundidad con respecto al nivel del mar.

En las plataformas oceánicas se localizan también algunos levantamientos extensos, en forma de estructuras lineales (algunos miles de kilómetros de longitud y cientos de kilómetros de ancho) y estructuras isométricas (algunos centenares de miles de kilómetros cuadrados).

Las zonas de levantamiento lineal se elevan desde el fondo hasta 2 o 3 km de altura y existen dos tipos: volcánicos y no volcánicos.

Los levantamientos volcánicos se localizan en el Pacífico y corresponden al grupo de islas del archipiélago Tuamotu y otras. En relación con el tipo no volcánico se destaca el levantamiento del océano Índico que se extiende a lo largo del meridiano 90° entre las latitudes 10° N y 34° S.

El levantamiento isométrico de Bermudas en el océano Atlántico constituye un ejemplo típico de estas estructuras. En algunos puntos este emerge y da lugar a las islas que llevan el nombre de Bermudas. En el océano Pacífico tales estructuras se localizan en las islas Manibiki y otras. Estos levantamientos también pueden presentar actividad volcánica.

Fallas oceánicas (transformacionales)

Las plataformas oceánicas y las bandas orogénicas son cortadas por grandes fallas de desgarre, que han recibido la denominación de fallas transformacionales. Estas fallas se localizan por lo general a lo largo de los paralelos. Se han estudiado de forma especial las fallas: Mendocino, Clarión, Cliperton y otras.

Las fallas transformacionales provocan grandes desplazamientos horizontales de estructuras oceánicas y continentales, y se extienden a lo largo de miles de kilómetros.

En la figura 18.1 se aprecia la disposición de las fallas transformacionales en el Pacífico oriental.

18.3 Origen de los océanos

Sobre este problema tan debatido existen innumerables puntos de vista, no solo sobre el mecanismo tectónico que dio origen a los océanos, sino sobre la época geológica en que estos se formaron.

Según el académico soviético V.E. Jain se pueden resumir tres concepciones fundamentales acerca de la edad de los océanos:

1. Todos los océanos, si se entienden como tales las cuencas profundas con corteza oceánica, surgieron en el principio mismo del desarrollo geológico del planeta, cuando la superficie de este adquirió una temperatura que permitió la acumulación de agua en forma líquida; de este modo, los océanos actuales se consideran como relictos o partes remanentes de un océano primario que cubría toda la superficie del planeta. Los continentes se formaron en los lugares que estuvieron ocupados en el pasado por estructuras oceánicas. Según este punto de vista, el desarrollo de la corteza terrestre siguió la dirección general océano-geosinclinal-continente, o sea, que los continentes aumentaron su tamaño a expensas de los espacios oceánicos.
2. Según otra concepción, todos los océanos se pueden agrupar en dos tipos: antiguos y jóvenes (Stille, 1946). Se considera océano antiguo al Pacífico y joven al resto (Atlántico, Índico y Ártico). Los océanos jóvenes surgieron durante el Paleozoico tardío al Mesozoico temprano.
3. Según V.V. Belousov todos los océanos son jóvenes y se formaron no más tarde que al final del Paleozoico y fundamentalmente hacia el Mesozoico temprano. Desde este punto de vista, los océanos se formaron en el lugar que ocuparon las estructuras continentales, de modo que el desarrollo de la corteza terrestre transcurrió del modo siguiente: continentes-océanos, lo que es totalmente contrario a la primera concepción. Por supuesto, resulta muy difícil, de acuerdo con esta tercera variante, explicar la formación de una corteza oceánica a partir de una corteza continental, que es de 5 a 10 veces más potente.

Sin duda alguna, y a la luz de los nuevos datos de la geología y la geofísica, los océanos Atlántico, Índico y Ártico son océanos jóvenes, secundarios en relación con el océano Pacífico. Esto se demuestra con los hechos siguientes:

- El contorno de los continentes que limitan los océanos Índico, Atlántico y Ártico es un límite fuertemente discordante. Los sistemas plegados de edad precámbrica hasta el Paleozoico tardío (herciniano) resultan bruscamente cortados por los límites actuales de los continentes.
- El carácter similar de la flora y la fauna fósiles terrestres, de los continentes que limitan estos océanos, en un mismo intervalo de tiempo geológico (anfibios, reptiles y otros). Idéntica fauna fósil para América del Sur y África en el Jurásico superior y el Cretácico inferior.

En los límites oceánico-continentales en el Pacífico, se observa un desarrollo simultáneo de sistemas geosinclinales a uno y otro lado del océano (costas de América

del Sur, América del Norte y costa de Asia oriental) y sistemas que se desarrollan paralelos a la periferia de los continentes que limitan el océano Pacífico. Estas consideraciones permiten establecer que la concepción referente a la existencia de dos grupos de océanos diferentes por su edad de origen, tiene una fuerte base lógica.

En cuanto al proceso de origen en sí, las opiniones pueden agruparse en dos tendencias: los que consideran la existencia de grandes movimientos horizontales sobre la superficie del planeta (movilistas) y los que consideran que los continentes y los océanos no han cambiado de posición desde que surgieron y los procesos de transformación de la corteza se producen a expensas de desplazamientos de los materiales pétreos en sentido vertical (fijistas).

Los fijistas tratan de explicar el origen de los océanos del modo siguiente: en primer lugar, consideran que los elementos estructurales de primero y segundo órdenes de la litosfera tienen una disposición constante y que los océanos se originan a causa de la transformación de las cortezas continentales en cortezas de tipo oceánico (Belousov, Tijomirov, Borisov y otros).

Según este esquema, la capa basáltica de la corteza continental se debe transformar en rocas ultramáficas y reducir considerablemente su espesor. Por otro lado, la capa granitognésica debe transformarse en roca básica. De por sí, este proceso sería de tal envergadura que alguna huella debía quedar. Aún menos se sustenta el hecho de que la capa sedimentaria se conserve en tan gigantesco proceso. No es posible explicar cómo las rocas graníticas y las capas sedimentarias superiores sobreviven sin alteración a tan grandioso evento.

Realmente toda la información de nuevas investigaciones indica que el origen de los océanos es mucho más complejo y que es necesario tener en cuenta grandes desplazamientos de masas de corteza oceánica y continental. Estas concepciones pueden clasificarse esquemáticamente como movilistas.

Los partidarios de los grandes desplazamientos horizontales (desgarres y sobreempujes) consideran que los océanos surgen, a partir de la ruptura de grandes bloques continentales, en los espacios que se originan al separarse un bloque de otro. O sea, que el océano o estructura oceánica surge como una nueva capa que se descubre a partir de una gran fractura.

Para los movilistas el origen del océano Atlántico ocurrió del modo siguiente: a partir de una fractura coincidente con la banda orogénica oceánica (dorsal centroatlántica), los continentes suramericano y africano se separaron. En la medida en que se separaban iba quedando una corteza nueva, delgada, de tipo oceánica y el vacío creado era ocupado por las aguas del Océano Mundial. En otras palabras, los continentes, a manera de placas, se separaron unos de otros a partir de fracturas iniciales y en el lugar abierto quedó formada una corteza de tipo oceánica.

La humanidad ha avanzado en este siglo a pasos agigantados en muchos campos del conocimiento del universo que lo rodea y al escrutar la estructura profunda del núcleo atómico ha logrado hacer descubrimientos sensacionales. La exploración del espacio cósmico ha sido también un campo de avances sustanciales, en el cual la Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas, como vanguardia científica del mundo contemporáneo, ha realizado portentosas hazañas. Con estas u otras palabras de admiración pueden calificarse los avances obtenidos en la biología, la medicina, la física, la química; sin embargo, en las entrañas de nuestro planeta quedan aún incógnitas: la perforación más profunda realizada en los últimos años no rebasa los 15 km.

Una perforación que rebase el límite de 15 km, al parecer, requiere de métodos totalmente distintos a los convencionales; esa tecnología aún no existe y es probable que demore años. Mientras tanto, el conocimiento de las estructuras, composición y estado de la materia en las zonas profundas del planeta se basa en interpretaciones de datos geofísicos y en un conjunto de observaciones geológicas indirectas.

19.1 El problema actual de la tectónica

En los dos últimos decenios se han acumulado nuevos datos, entre los cuales se pueden citar como fundamentales, los siguientes:

- La diferencia sustancial en composición y estructura de la corteza terrestre y el manto superior en los continentes y océanos
- El descubrimiento de los cinturones móviles oceánicos o dorsales oceánicas
- El descubrimiento de la astenosfera en el manto superior
- La reconstrucción de los procesos geológicos de la era precámbrica, gracias a la aplicación de los métodos radiométricos para determinar las edades absolutas de las rocas
- La elaboración y aplicación de los métodos para determinar el paleomagnetismo terrestre y con ello los movimientos relativos de las masas continentales
- El desarrollo acelerado y multifacético de la sismología, que ha permitido procesar un volumen considerable de información de sismos profundos, sobre la base de lo cual se han podido caracterizar zonas profundas del planeta
- El descubrimiento de un sistema de fallas profundas y agrietamiento que circunda el planeta y su relación con su régimen de giro
- La comprobación fehaciente de movimientos horizontales de grandes bloques de la corteza terrestre, medibles en decenas y centenas de kilómetros
- El establecimiento de una serie de regularidades morfológicas del relieve global del planeta que acusan un origen profundo
- Comparaciones de datos de otros cuerpos cósmicos vecinos: La Luna, Venus, Marte.

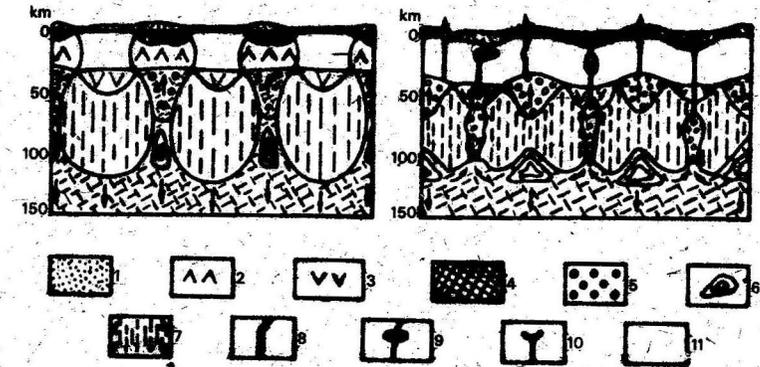


Fig. 19.1 Desarrollo geosinclinal de la tectonosfera: 1- cobertura sedimentaria; 2- metamorfitas; 3- eclogitas; 4- frente de granitización; 5- astenolitos; 6- antiastenolitos; 7- peridotitas del manto superior; 8- canales magmáticos; 9- cámaras magmáticas (intrusiones); 10- vulcanismo; 11- sectores de la corteza que no experimentan cambios

Estos avances y otros que se suceden en los tiempos actuales han determinado la posibilidad de retomar el problema de la génesis de las grandes estructuras geotectónicas desde una posición más actualizada, aunque muy limitada, ya que aún pertenece al campo de las hipótesis.

En el capítulo 18 se estudiaron los distintos enfoques sobre el origen de los océanos, se planteó la existencia de dos posiciones opuestas: la hipótesis fijista y la movi lista. Sobre las causas de los grandes procesos geotectónicos, también se revelan estas dos tendencias fundamentales.

19.2 Hipótesis de la diferenciación profunda de V.V. Belousov

V.V. Belousov considera que el proceso más universal, que determina el desarrollo de la tectonosfera, es el proceso de diferenciación de la materia en la astenosfera, provocado por la energía calorífica que emana de las acumulaciones de elementos radiactivos en proceso de desintegración espontánea.

Tal proceso, según Belousov, es el que ocurre en la base profunda de los sistemas geosinclinales. En estas zonas se desarrollan corrientes ascendentes de material caliente del manto superior. El material fundido es de composición básica y forma cuerpos de gran tamaño, que Belousov denomina *astenolitos*, los cuales se mueven hacia las partes superiores de la corteza terrestre a expensas de una menor densidad, en relación con el medio circundante. Es decir, el astenolito, por cambios físicos y químicos, se transforma en una sustancia menos densa que el medio y en forma de diapiro inicia un movimiento de penetración ascendente (fig. 19.1).

Este ascenso se produce fundamentalmente por las zonas de fracturas profundas. Una parte considerable del material del astenolito se estaciona en la base de la corteza terrestre y otra parte puede alcanzar la superficie de la Tierra en forma de actividad efusiva.

El material básico en estado fundido, que penetra en la base de la corteza, provoca profundos cambios en las rocas existentes y causa lo que Belousov denomina *degranitización de la corteza terrestre superior*. De modo que la corteza terrestre se transforma en una capa de dos horizontes, uno granítico (superior) y otro basáltico (inferior).

Las zonas de subsidencia (intraeocinclinales), Belousov las explica como efecto del hundimiento, en el manto, de cuerpos superpesados que denomina *antiastenolitos*.

En el transcurso de uno o varios ciclos tectónicos, la astenosfera se empobrece crecientemente de material ligero que se desprende en forma de astenolitos; además, las corrientes térmicas ascendentes se debilitan, todo lo cual conduce al cambio del régimen geosinclinal al de plataforma.

Según Belousov, el desarrollo de la tectonósfera, por lo menos hasta finales del Paleozoico, se condujo según la tendencia general de formar corteza continental. En el transcurso de este prolongado tiempo, en la superficie del planeta no existieron océanos, sino solamente mares de tipo epicontinental. Al final del Paleozoico e inicio del Mesozoico ocurrió un cambio radical en la tendencia del desarrollo de la tectonósfera, dando inicio a un nuevo tipo de diferenciación de la materia en el manto superior, que condujo al surgimiento de cortezas oceánicas a partir de cortezas continentales preexistentes.

En resumen, la hipótesis de diferenciación profunda de Belousov considera que los procesos que dieron origen a las cortezas continentales primero, y a las oceánicas después, en esencia, responden a un movimiento complejo de materia en sentido vertical. De esta forma desecha el elemento de movilidad horizontal de grandes masas de la corteza terrestre.

V.E. Jain señala que la hipótesis de Belousov tiene las siguientes deficiencias:

- la negación completa de la posibilidad de grandes movimientos horizontales de bloques de la litosfera, lo que está en evidente contradicción con los nuevos datos;
- la transformación de enormes volúmenes de masas rocosas de tipo continental en cortezas oceánicas no puede haber ocurrido sin dejar huellas evidentes y claramente identificables.

Hipótesis de diferenciación profunda (variante de Bemmelen)

El geólogo holandés Bemmelen considera la existencia de tres categorías de movimientos verticales, que se diferencian por la profundidad de su origen.

El tipo más profundo y fundamental (megahundacia) tiene su origen en procesos que ocurren en la zona profunda del manto (desde 1 000 km hasta el límite con el núcleo). En esta región del planeta ocurre una diferenciación de la materia que conduce al surgimiento de un material menos denso que el medio circundante. Por su ligereza este material asciende creando una intensa circulación, que provoca la ruptura de la corteza terrestre y la correspondiente separación de placas continentales que dejan al descubierto una nueva corteza de tipo oceánica.

Según este mecanismo se explica la fragmentación de los supercontinentes Gondwana y Laurasia que dieron origen a los océanos Atlántico e Índico (fig. 19.2).

En la hipótesis de Bemmelen se combinan las concepciones fijistas de diferenciación profunda y las movilitas de fragmentación y deriva de los bloques continentales.

El segundo tipo de movimientos verticales (geohundacia), según Bemmelen, se origina en la astenosfera y éstos se relacionan con el desarrollo de los geosinclinales y eugeosinclinales.

El tercer tipo (mesohundacia) controla el movimiento oscilatorio de las depresiones de avance del sistema geosinclinal.

En el desarrollo del planeta, Bemmelen diferencia tres fases: la primera se extiende desde los 5 mil millones de años hasta los 4 mil millones de años y se carac-

teriza por la formación de una corteza siálica (de tipo continental) a expensas de la caída, sobre la superficie del joven planeta, de un volumen considerable de meteoritos de composición siálica, procedentes de un anillo de este material que circundaba nuestro planeta. La hidrosfera, según Bemmelen, procedía de un anillo semejante, pero constituido de cristales de hielo. La segunda fase del desarrollo del planeta abarcó desde los 4 mil millones de años hasta el Paleozoico temprano, y se caracterizó por el desarrollo de grandes plataformas, de modo que al finalizar el Precámbrico existían ya los supercontinentes Laurasia y Gondwana, que posiblemente formaran un solo continente (Pangea). Aún no existían los océanos, sino solo mares epicontinentales.

En la tercera etapa, el proceso general de formación de cortezas de tipo continental cambia su tendencia y comienzan a surgir cortezas oceánicas por vía de las megahundacias, que fueron ya explicadas.

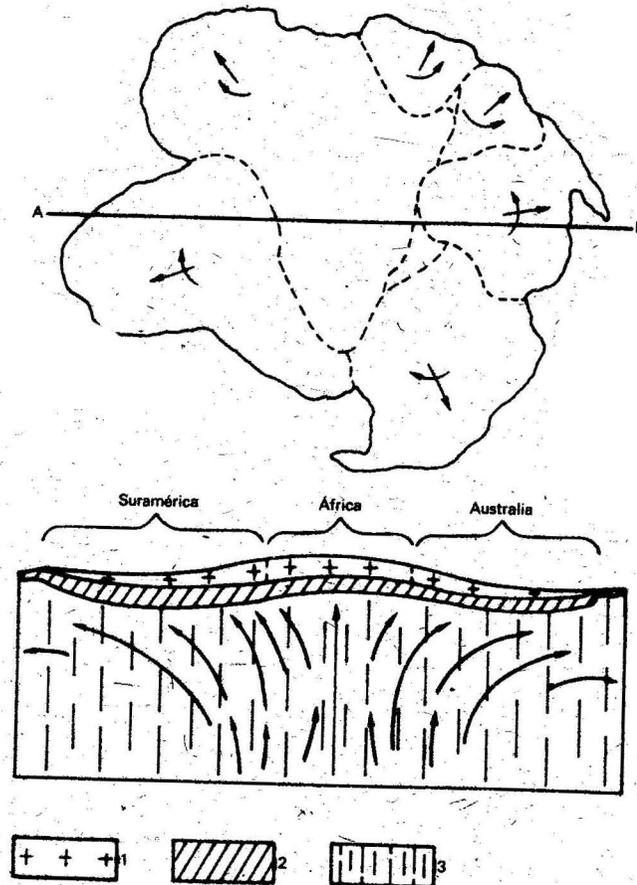


Fig. 19.2 Esquema del mecanismo que produjo la fragmentación del supercontinente Gondwana: 1- capa granito-gneílica; 2- capa basáltica; 3- manto

Esta hipótesis tiene dos deficiencias:

- a) no explica científicamente por qué el anillo que circundaba el planeta debía haber sido precisamente de material de composición silíca;
- b) ignora en su fundamentación el efecto del régimen de rotación del planeta sobre las estructuras geotectónicas.

19.3 Peculiaridades morfométricas del relieve global y su relación con el régimen de rotación del planeta

En el relieve actual del planeta es posible observar una serie de direcciones tectónicas de gran extensión que se manifiestan en las líneas de los bordes continentales, las cadenas montañosas, las redes fluviales, las divisorias de aguas, etc. Estos elementos lineales que alcanzan miles de kilómetros de longitud han sido denominados *lineamientos* y corresponden por su esencia a fracturas profundas de carácter planetario. Este sistema de grietas planetarias se desarrolla en direcciones meridionales, longitudinales y diagonales, abarca toda la superficie terrestre y tiene, por lo general, buzamientos verticales.

Es notorio el hecho de que los polos del planeta representen centros de simetría en los sistemas planetarios de lineamientos. Estos sistemas han sido ya estudiados con ejemplos en capítulos anteriores: el sistema de fallas normales de África oriental constituye un ejemplo notable de lineamientos meridionales, las fallas transformacionales (Cliperton, Murray) son ejemplos de lineamientos latitudinales.

Las dorsales oceánicas son sistemas gigantescos de estructuras disyuntivas submeridionales, que poseen una extensión de 60 000 km. Resulta interesante el hecho de que los grandes sistemas de grietas y fallas planetarias se dispongan simétricamente con respecto a los polos, o sea, al eje de giro del planeta, lo cual se pone en evidencia al observar la distribución de las tierras y los mares en las zonas polares.

En la figura 19.3 se muestra la distribución de mares y tierras alrededor del polo norte.

En el Círculo Polar Ártico se pueden diferenciar dos sectores donde predominan las tierras (geocratónicos) y dos sectores donde predominan los mares (talasocratónicos). Es muy significativo el hecho de que esos sectores guardan una simetría evidente con el polo y además cada sector es bisecado por el meridiano que pasa por el eje más largo (15 a 165°) y el meridiano que pasa por el eje más corto (75 a 105°) del plano ecuatorial del planeta. Esta simetría con el polo o eje de giro, sin dudas, indica la influencia del movimiento de rotación del planeta en la regularidad de distribución de las grandes estructuras planetarias.

En resumen, la forma del planeta es controlada por las fuerzas que generan su rotación y que actúan durante miles de millones de años. Por otro lado, la acción de la gravedad, la atracción de los astros vecinos próximos y las fuerzas internas que se desarrollan en el interior de la litosfera crean suficiente energía como para mantener la Tierra sometida a esfuerzos interiores constantes. Si se tiene en cuenta que la energía que se libera en un solo año, causada por cambios pequesísimos de la velocidad de rotación de la Tierra, es del orden de $1,2 \cdot 10^{27}$ erg (mil veces superior a la energía que liberan los terremotos en un año), se puede tener una idea de las colosales cantidades de energía de que dispone el planeta para producir todos los procesos endógenos. Si junto a esto se analiza la existencia de una litosfera superior rígida (de unos 50 km de espesor) que yace sobre una capa "blanda" (astenosfera) es posible comprender la inestabilidad de esta corteza, que se comporta como una fina película rígida, sujeta a los más variados procesos de deformación y movilidad.

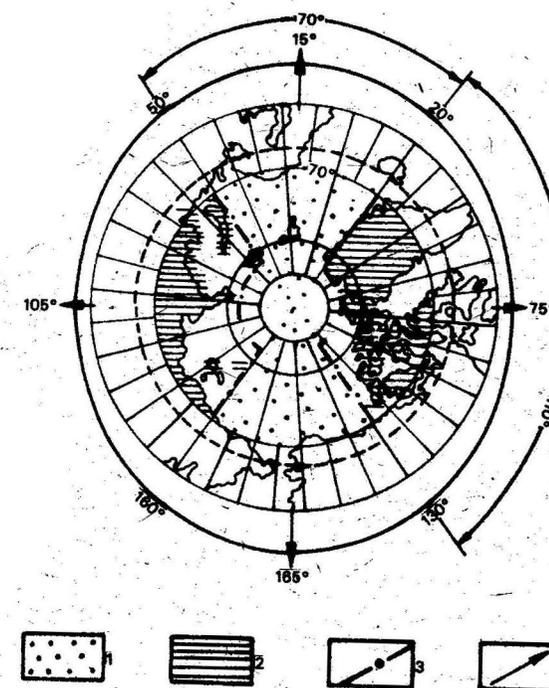


Fig. 19.3 Disposición de los sectores geocratónicos y talasocratónicos en el Círculo Polar Ártico: 1- sectores talasocratónicos; 2- sectores geocratónicos; 3- límite entre sectores; 4- Ejes ecuatoriales mayor y menor

19.4 La deriva de los continentes y la nueva tectónica global

Cuando Wegener propuso, a finales de la década del veinte del presente siglo, la hipótesis sobre la existencia en el pasado geológico de un gran continente en el hemisferio sur, que por procesos de gran envergadura se fragmentó, carecía de suficiente argumentación y datos que comprobaran su teoría. Durante veinte años esta teoría estuvo considerada como una curiosidad; sin embargo, ya en los años cincuenta comenzaron a obtenerse nuevos resultados que hicieron resurgir la olvidada hipótesis de la deriva de los continentes. Los principales descubrimientos y nuevos datos fueron mencionados ya en la introducción de este capítulo. Puede decirse que el estudio de la dorsal centroatlántica como centro de expansión o deriva de lo que fuera el continente Gondwana del hemisferio sur, constituyó el momento crucial, a partir del cual se comenzó a investigar con todo rigor científico este interesante problema de la geotectónica contemporánea.

P.S. Voronov (URSS), en 1968 publicó su trabajo "Regularidades morfométricas del relieve global del planeta", en el cual realiza una serie de interesantes análisis que conducen a la importante conclusión de que los continentes suramericano, africano, australiano, antártico e indio constituyen una familia de continentes con características similares desde el punto de vista morfométrico. Además, argumenta las diferencias con los continentes del hemisferio norte (Asia, Europa y América del Norte).

Se ha acumulado por otro lado gran número de evidencias geológicas que comprueban que en el Jurásico inferior en el hemisferio sur existió un supercontinente (Gondwana), que posteriormente se fragmentó, migrando cada parte hasta ocupar las posiciones de los continentes actuales. En las secuencias de rocas del Paleozoico al Mesozoico se ha encontrado flora fósil de características idénticas y anfibios, en África y América del Sur. Se ha determinado la similitud de litologías y biocenosis entre las secuencias del Jurásico superior y Cretácico inferior de la costa occidental de África y la costa oriental de América del Sur.

Las estructuras del fundamento precámbrico de las plataformas antiguas de América del Sur y África se corresponden perfectamente en tiempo y espacio; semejantes datos se han acopiado también en Australia y Antártida.

Este conjunto de hechos geológicos, unido a las evidencias morfométricas y geofísicas, en el momento actual constituyen una base muy sólida que permite dar crédito a la hipótesis de la deriva de los continentes.

P.S. Voronov ha propuesto un esquema del mecanismo que causa la fragmentación del continente Gondwana, basado en la existencia de una fuerte corriente ascendente de material caliente del manto en la parte central de este continente (fig. 19.2). Esta parte central correspondió al actual territorio del continente africano.

En los bordes del continente Gondwana las corrientes cambiaban su dirección y descendían, debido a un enfriamiento paulatino del material del manto. Las corrientes ascendentes crearon tensiones en la corteza continental de Gondwana dirigidas hacia la periferia. De esta forma, en el Mesozoico medio, en las partes centrales del supercontinente, a lo largo de sistemas de fallas profundas, comenzó un proceso de separación de bloques continentales, y cada uno se separó a una velocidad proporcional a su tamaño.

Los primeros años de la década del setenta de este siglo, fueron decisivos para el desarrollo de las hipótesis movi listas. Los principales trabajos que aportaron nuevos elementos fueron de X. Le Pichon, V. Oliver, B. Isaaks, L.R. Sikes, W.I. Morgan y otros.

Morgan y Le Pichon consideran que la litosfera se compone de un número determinado de placas estables, monolíticas, limitadas por bandas de intensa movilidad tectónica.

Todas estas variantes, en las cuales se toma como base el deslizamiento horizontal de placas o segmentos de cortezas continentales y oceánicas han recibido en su conjunto la denominación *nueva tectónica global*, o *tectónica de placas*.

El levantamiento geológico representa el método más efectivo para estudiar las estructuras geológicas de una región dada con fines de búsqueda de materias primas minerales, hidrocarburos, agua y las llamadas búsquedas ingeniero geológicas. El levantamiento geológico también es denominado cartografía geológica.

El levantamiento o cartografía geológica siempre persigue un fin concreto relacionado con la revelación de las perspectivas de una región, en cuanto a uno de los objetivos de búsqueda señalados en el párrafo anterior. Este fin se plasma en los mapas geológicos que resultan del proceso final de levantamiento.

Los mapas geológicos pueden abarcar territorios de diferentes tamaños; en ellos se representan las características litológicas, estructurales y los elementos de interés específico (manifestaciones de minerales útiles, cuencas favorables para la explotación de recursos hídricos, hidrocarburos, etcétera).

20.1 Escalas de los mapas geológicos

El grado de detalle de los mapas geológicos depende de la escala. Dicho grado de detalle se determina por la densidad de puntos de documentación por kilómetro cuadrado.

En sentido general, todo mapa geológico debe tener un punto de documentación cada centímetro y las marchas de documentación deben estar situadas a una distancia media de 1 cm una de otra.

Esto significa que para un mapa de escala 1:100 000 las marchas de documentación se distancian 1 000 m y se hace un punto de documentación cada 1 000 m. Para una escala 1:25 000 la distancia entre puntos se acerca a 250 m, lo que equivale a 1 cm en el mapa. Realmente esta relación de marchas y puntos es solo muy aproximada, ya que su grado de densidad depende del grado de aflorabilidad de las rocas, complejidad de las estructuras geológicas y transitabilidad de la región.

Las escalas más usadas para confeccionar mapas geológicos son 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000, 1:100 000, 1:50 000, 1:25 000, 1:10 000, 1:5 000, 1:2 000 y 1:1 000. Se consideran escalas pequeñas las de 1:1 000 000 a 1:500 000.

Estos mapas se confeccionan para territorios que se investigan por primera vez; en ellos se reflejan las características más generales de las estructuras geológicas y solo es posible establecer, a grosso modo las zonas de interés para materias primas minerales que deben ser investigadas en escalas más detalladas.

En los mapas geológicos de escalas medias (1:200 000 a 1:100 000) se pueden diferenciar las rocas sedimentarias por su edad, delimitar las rocas volcánicas y magmáticas y detallar la forma de los cuerpos intrusivos grandes. En este tipo de mapa ya aparecen representadas las manifestaciones conocidas de yacimientos minerales.

Los mapas geológicos de gran escala (1:50 000 a 1:25 000) están destinados, por su detalle, a resolver tareas concretas en los diferentes tipos de búsqueda.

Los mapas de escala 1:50 000 y 1:25 000 se confeccionan durante la búsqueda de minerales útiles. Sobre la base de estos mapas se calculan las reservas con categoría de pronóstico.

Los mapas geológicos detallados (1:10 000 a 1:1 000) se elaboran sobre zonas o territorios seleccionados para asentamientos urbanos, presas, complejos industriales y otros tipos de obras. En este mapa se representan todos los elementos que permitan caracterizar el objetivo fundamental, por eso pueden presentar diferentes tipos de información. A veces se elaboran series de mapas con informaciones especiales cada uno. En la búsqueda de minerales se confeccionan para las etapas detalladas y para la explotación.

Es válida, para todos los casos, la recomendación de trabajar sobre una base topográfica de escala mayor que la del mapa que se desea elaborar. Por ejemplo, si se confecciona un mapa 1:50 000, resulta muy provechoso trabajar sobre un mapa topográfico 1:25 000 y al final pasar la información a escala 1:50 000. Lo contrario no es admisible.

20.2 Tipos de mapas geológicos por su contenido

Hay mapas geológicos, que se construyen con finalidades concretas, en los cuales los elementos más generales desempeñan un papel subordinado o de fondo. Así por ejemplo, pueden ser construidos mapas tectónicos que muestren solo los elementos estructurales (ejes de pliegues, buzamientos, fallas y discordancias). A continuación se describirán algunos tipos de mapas geológicos especiales.

Mapas de sedimentos del Cuaternario

En este tipo de mapa se representan los diferentes depósitos del Cuaternario (sedimentos aluviales, deluviales, eluviales, marinos, litorales), separados por edad y por tipos genéticos. Las rocas más antiguas (precuaternarias) no se diferencian y se representan por un solo color.

Mapas tectónicos

Como se explicó anteriormente, en estos mapas se representan las estructuras geológicas de una región dada. Para lograr esto se utilizan los signos convencionales ya conocidos (eje de pliegue, elementos de yacencia, clivaje) y, además, se utilizan estratoisohipsas para representar la superficie de discordancias, plegamientos en forma de cúpula, etc. En muchos casos los elementos tectónicos se superponen a los del mapa geológico básico, de manera que constituyan un solo documento gráfico.

Los mapas tectónicos constituyen la base para la construcción de otros mapas especiales, como son las cartas metalogénicas y las cartas de pronóstico de yacimientos minerales.

Mapas hidrogeológicos

Estos mapas se confeccionan sobre una base geológica general y su objetivo es representar sistemáticamente las características hidrogeológicas de los complejos litológicos (coeficiente de filtración, porosidad, permeabilidad). Se pueden representar por isolíneas elementos tales como: tipo y grado de mineralización de las aguas subterráneas, nivel del manto freático en diferentes épocas, etcétera.

Mapas ingeniero-geológicos

Se utiliza una base geológica general y sobre ella se superponen datos e información especial como: permeabilidad, resistencia de la roca, grado de intensidad de

los movimientos sísmicos, etc.; es decir, toda una serie de datos que den al mapa un valor de aplicación práctica en objetivos constructivos.

Existen otras series de mapas geológicos especiales: mapas de movimientos neotectónicos, litofaciales, paleogeográficos, etc., que forman parte de disciplinas especiales del plan de estudio. En el presente curso de Geología estructural solamente se estudiarán los mapas geológicos básicos.

20.3 Uso de los métodos de fotointerpretación durante los trabajos de levantamiento geológico

Existe un viejo refrán popular que expresa "ven mal, los que solo ven los árboles y no el bosque". Esta sabia sentencia enseña que cuando solo se atiende a pequeños detalles y no se analiza el contexto general, es posible incurrir en errores serios. Esto puede suceder, durante el trabajo de levantamiento geológico, si el geólogo estudia un territorio de decenas o centenas de kilómetros cuadrados y lo hace solo observando en los caminos y valles de los ríos los afloramientos generalmente pequeños de las rocas y no observa, desde un plano alto, cómo se distribuyen las rocas en una zona amplia que abarque en una sola vista decenas de kilómetros cuadrados.

Esto podría resolverse sobrevolando la zona en un avión o helicóptero; sin embargo, económicamente no es posible cada día disponer de estos medios.

El problema lo resuelve la fotografía aérea, mediante la cual el geólogo puede tener vistas tomadas en avión que abarcan grandes territorios.

En Cuba, el Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía suministra a todas las empresas del país fotos aéreas, en diferentes escalas, del territorio nacional.

Las fotos aéreas constituyen elementos indispensables en los trabajos de levantamiento geológico que permiten combinar la observación directa en el campo con una imagen de conjunto de toda el área. El uso de las fotos aéreas eleva considerablemente la productividad del trabajo del geólogo y permite precisar muchos detalles de la tectónica de una región que no se revelan en el trabajo directo sobre el terreno.

La interpretación de las fotos aéreas se basa en la relación que existe entre las formas del relieve actual y los procesos geológicos endógenos y exógenos. Esta relación se manifiesta en la foto aérea a través de indicios directos e indirectos.

Los indicios directos son aquellos rasgos del relieve o características de la superficie terrestre que se manifiestan claramente en la foto aérea. Se consideran dos tipos de indicios directos: morfométricos y tonalidades de la foto (tonos grises o de cambios de coloración si son fotos en colores). Los indicios morfométricos directos son elementos del relieve de carácter lineal o volumétrico.

En los capítulos 9 y 10 fueron estudiadas las estructuras disyuntivas y se mostraron fotos aéreas donde estas se apreciaban claramente. Las grietas aparecen como líneas rectas en forma de surcos.

Estos elementos lineales, en efecto, son representativos de una relación directa entre el relieve y los procesos tectónicos. Los mantos de lava en las fotos aéreas del capítulo 11 constituyen elementos volumétricos de interpretación directa.

Los diferentes complejos rocosos pueden estar revelados por los tonos de grises en las fotos en blanco y negro o por diferentes colores, en el caso de las fotos policromáticas. En un caso y otro (sobre todo en blanco y negro) la variedad de tonos y sus contrastes dependen de diversos factores (capacidad de reflexión de la luz de la superficie del terreno, forma del relieve, características del equipo fotográfico, de la película y las condiciones de elaboración del material en el laboratorio). Además,

es importante considerar el efecto de sombra que se produce por la incidencia de los rayos solares en el momento de tomar las fotos.

Todo lo dicho tiene por finalidad advertir que la interpretación de los tonos o colores de las fotos aéreas y la identificación de algún complejo rocoso u otro fenómeno geológico, debe realizarse con sumo cuidado y hacer las comprobaciones correspondientes, a fin de verificar los criterios de fotointerpretación.

Es evidente que los indicios directos en el proceso de fotointerpretación geológica se asocian a terrenos donde las rocas afloran directamente a la superficie y no se encuentran cubiertas por vegetación. Esta situación es posible encontrarla en zonas desérticas y montañosas.

Los indicios indirectos tienen uso muy amplio, ya que en la mayoría de los casos los fenómenos geológicos resultan enmascarados por efectos de procesos naturales de la superficie (formación de suelo y desarrollo de la vegetación).

A pesar de este enmascaramiento, los elementos estructurales se manifiestan en determinadas formas del relieve, en la configuración de las redes de drenaje, en los ríos y en el tipo de vegetación. De este modo es posible identificar algunos complejos rocosos específicos, los sistemas de rupturas y en algunos casos los elementos de yacencia de las rocas.

20.4 Principios generales del levantamiento geológico

La esencia del levantamiento geológico consiste, en el sentido más amplio, en la delimitación de un cuerpo geológico sobre un plano. Este cuerpo geológico puede ser una secuencia de capas estratificadas de una misma era, época o edad; en otras ocasiones un batolito, stock o dique; pueden ser también diferentes complejos de rocas metamórficas. En los capítulos correspondientes se han estudiado los métodos concretos de levantamiento geológico, que son inherentes a cada tipo de complejo rocoso (sedimentario, vulcanógeno-sedimentario intrusivo y metamórfico). En este epígrafe se estudiarán algunos elementos que requieren especial atención. Uno de ellos es el llamado *horizonte guía* u *horizonte de apoyo*. Este horizonte o capa puede encontrarse en cualquier complejo rocoso, pero se localiza con más frecuencia en las secuencias estratificadas de rocas sedimentarias y se caracteriza por peculiaridades muy significativas (color, composición, inclusiones, fósiles), que se mantienen presentes a lo largo de gran parte de la extensión del territorio que se mapea y que se diferencian notablemente de la secuencia infra y suprayacente. Estas características hacen fácilmente localizable el horizonte guía y gracias a ello es posible determinar la estructura de las rocas.

En la figura 20.1 se ha representado un croquis geológico que muestra cómo la localización de un horizonte guía ha permitido contornearse una estructura plegada en una secuencia muy monótona. El horizonte guía no solo permite contornearse estructuras sino dividir estratigráficamente las secuencias de las rocas.

Otro elemento de gran importancia lo constituye la marcha de documentación geológica. Estos son los recorridos sobre el terreno que se realizan a fin de cubrir la zona objeto de estudio con observaciones geológicas continuas. Se recomienda de forma general que las marchas se hagan perpendiculares al rumbo de la estructura, en los casos en que se levanten mapas de pequeña escala; para los mapas de gran escala (1:10 000 y mayores) se recomienda realizar marchas a lo largo de los contactos geológicos y tratar de seguir el rumbo de esos contactos. Para el caso de escalas intermedias se combinan ambas formas, sobre la base de las condiciones del terreno y la importancia del contacto en relación con la interpretación del mapa geológico.

En condiciones de relieve muy quebrado o con vegetación muy frondosa, las direcciones de las marchas de documentación se determinan por el grado de transitabilidad; así, en algunos casos solo resulta posible realizarlas por los valles de los ríos o la divisoria de las aguas.

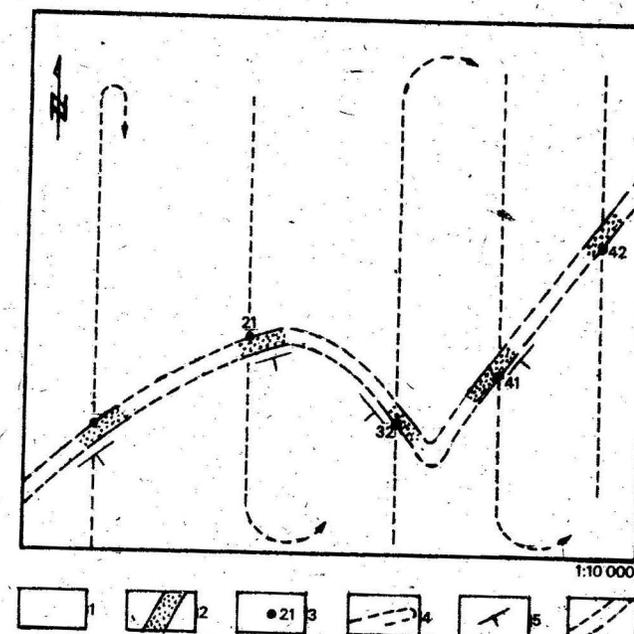


Fig. 20.1 Mapeo de un horizonte guía: 1- secuencia arcillosa monótona; 2- horizonte guía: areniscas pardas con concreciones de sílice negro; 3- punto de documentación; 4- marcha de documentación; 5- elementos de yacencia; 6- contorno estimado del horizonte guía.

Entre otros elementos de capital importancia se encuentra la correcta orientación en el terreno mediante brújulas y cartas topográficas. Una información geológica que no se ubique con exactitud en la carta topográfica, no solo carece de valor por sí misma, sino que tiende a crear confusiones graves en las etapas de interpretación de conjunto. En este caso la práctica sistemática de la orientación con brújula y mapa logra crear las habilidades necesarias en el geólogo y le imprimen seguridad y eficiencia crecientes en su trabajo. Siempre es necesario conocer la declinación magnética del lugar donde se trabaja. La declinación magnética es el ángulo en que la aguja de la brújula se separa del norte magnético real. En las provincias orientales de Cuba la declinación magnética es cero y la lectura de la brújula se puede trasladar directamente al mapa. En otros lugares, el valor de la declinación magnética puede alcanzar valores muy significativos, haciéndose necesario introducir las correspondientes correcciones. En resumen, se pueden ofrecer algunas indicaciones que es necesario tener presentes durante el proceso de mapeo geológico:

1. Realizar observaciones continuas a lo largo de las marchas de documentación y tomar notas precisas sobre todo lo que permita aclarar la forma y contorno de los cuerpos, su composición material, la edad relativa de un proceso en relación

con otro, etc. Si la zona recorrida no presenta afloramientos, debe describirse el suelo, fragmentos rocosos, anotar cambios bruscos de vegetación, todo lo cual ayuda a localizar posibles contactos geológicos.

2. Deben escribirse todas las observaciones que sea posible realizar, siguiendo el principio de que "lo que no se escribió, no se observó"; no debe quedar nada a la memoria.

Durante el trabajo de campo es necesario siempre tener en mente la estructura geológica que se presenta en la región de estudio. De un afloramiento al próximo, debe hacerse mentalmente una composición espacial, para el rutinismo y la mecanización del trabajo de campo. Por ejemplo, si se trata de una zona de rocas plegadas y en un afloramiento se describen capas inclinadas que buzanan al sur, y se sabe además que hacia el norte existe una estructura anticlinal, cuando se reinicia la marcha en esta última dirección, es necesario observar atentamente el cambio de buzamiento de las capas, a fin de localizar el eje de pliegue. En este estado de atención debe transcurrir el trabajo de campo, porque cuando se corrobora una determinada predicción, se gana seguridad en el trabajo que se ejecuta; en caso contrario, es obligatorio buscar una respuesta lógica, lo que conduce por lo general al esclarecimiento de las complicaciones estructurales.

3. En terrenos donde no abundan los afloramientos de rocas es necesario describir los fragmentos que aparecen en el suelo. Es indudable que la simple presencia de fragmentos de una roca indica la existencia de un afloramiento en la proximidad. Este recurso es necesario utilizarlo dentro de límites de precaución. Es indispensable observar en primer lugar el grado de redondez de los fragmentos; si estos son redondeados, con sus aristas muy suavizadas por el rodamiento, proceden de un lugar muy alejado del punto donde fueron hallados y disminuyen su valor como elementos de mapeo. Mientras más agudas sean las aristas, más valor tienen los fragmentos para tomarse como elementos confiables. La posición de los fragmentos en el terreno también es importante; si éstos se localizan en las divisorias de aguas es indudable que pueden tomarse con seguridad de acierto, pero si se localizan en las laderas pierden considerablemente el valor como elementos de mapeo; esto se debe a varias causas, ante todo porque se han desplazado considerablemente y, además, porque se han esparcido en un área muy grande. En el caso de la figura 20.2 una capa de calizas de unos 30 m de espesor ha creado una banda de dispersión de fragmentos cuesta abajo, de unos 500 m de ancho. El mapeo por fragmentos siempre es inseguro y siempre se debe tratar de buscar afloramientos; sin embargo, existen situaciones en que es necesario utilizarlos, en estos casos se deben aplicar las máximas medidas de precaución, a fin de no introducir errores.

4. Es obligatorio, y así lo dictan las normas de seguridad del trabajo, que las marchas de documentación se ejecuten en pareja. Aunque las condiciones del terreno no sean peligrosas, el trabajo de levantamiento exige la presencia de dos personas, no solo por la necesidad de auxilio mutuo en situaciones de peligro, sino porque muchas mediciones y operaciones así lo requieren. Esto evita también el negativo efecto psicológico de la soledad que perjudica la eficiencia del trabajo de levantamiento geológico.

5. Al final de cada día, después de las marchas de documentación, se debe organizar la información recogida y pasar los datos del mapa de campo al mapa de gabinete. Esta operación debe constituir un balance serio y cuidadoso de lo realizado, que permita compararlo con los datos acumulados de marchas anteriores, y corrobora-

rar las concepciones obtenidas hasta ese momento. Es necesario fijar los puntos concordantes y analizar con espíritu crítico aquellos que evidencien contradicción. El geólogo que realmente ama su profesión llega a comprenderse tanto con su trabajo que es capaz de reconstruir en su mente, con un detalle asombrosamente exacto, los elementos del mapa geológico que está elaborando. Solo con ese poder de síntesis es posible vencer con éxito las tareas de un levantamiento geológico.

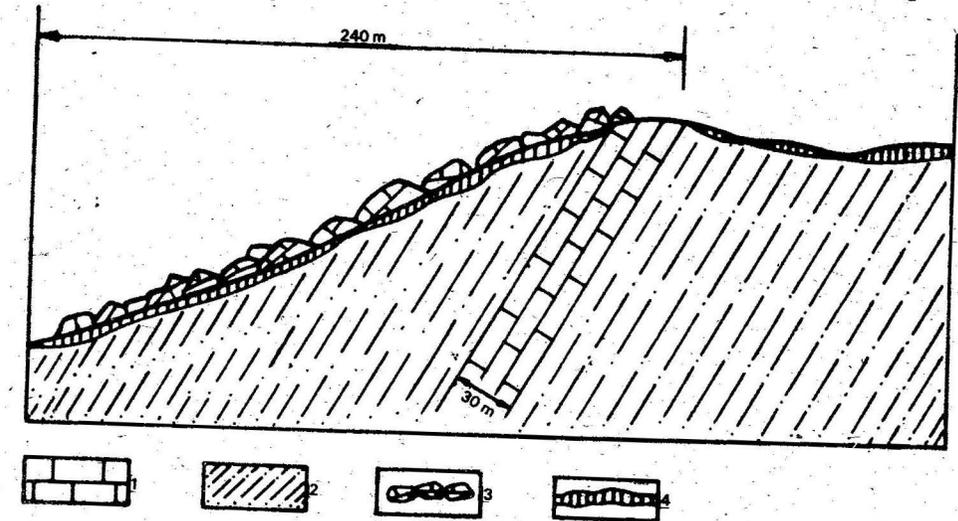


Fig. 20.2 Dispersión de fragmentos en la pendiente del terreno: 1- calizas, a partir de las cuales se dispersaron los fragmentos; 2- secuencia areno-arcillosa; 3- fragmentos de calizas; 4- suelo

20.5 Organización de los trabajos de levantamiento geológico

La actividad de levantamiento geológico está normada estatalmente y existe toda una serie de requisitos y especificaciones técnicas y económicas de obligatorio cumplimiento.

El levantamiento geológico tiene tres etapas fundamentales:

- Período preparatorio
- Período de campo
- Período de gabinete.

El levantamiento geológico surge como una necesidad estatal ante un objetivo concreto: la búsqueda de nuevos recursos naturales o la ampliación de las reservas minerales de algún territorio, los nuevos asentamientos urbanos o industriales, etc. Independientemente de la causa que motive el levantamiento geológico, se deberán cumplir las etapas antes señaladas.

Trabajos de períodos preparatorios

Esta etapa cumple dos tareas fundamentales: la confección del proyecto técnico-económico y la revisión de materiales existentes sobre la zona que se va a investigar.

En el plan técnico-económico se fijan en primer lugar los objetivos a alcanzar en el trabajo de levantamiento. A partir del grado de conocimiento que existe de la

zona se proponen las nuevas tareas a cumplir o a ampliar. Estos objetivos deben estar bien esclarecidos. La primera parte del plan técnico-económico debe contener un resumen de los trabajos existentes en el Fondo Geológico Nacional (institución estatal encargada de obtener, conservar y controlar toda la información geológica sobre los recursos naturales del país) sobre esta zona y exponer de forma clara el grado de conocimiento disponible hasta el momento.

En su segunda parte se fijan los recursos y volúmenes de trabajo a ejecutar en perforaciones, geofísica, topografía, número de trabajadores, su especialidad, base material de vida (vivienda, alimento, ropa, calzado, etcétera).

El plan técnico-económico es un documento de planificación y organización del trabajo geológico que permite precisar el tipo y volumen total de recursos necesarios. Una vez aprobado este plan por los organismos competentes, se pasa a integrar los grupos de trabajo y a formar el colectivo de geólogos y geofísicos que lo ejecutará.

La etapa preparatoria incluye también el trabajo de análisis de todo el material existente. Especial importancia tiene la interpretación de las fotos aéreas de las zonas. Con este material se puede preparar un mapa preliminar con los resultados obtenidos, agrupados en las categorías siguientes:

- Elementos de la fotointerpretación que se revelan con seguridad
- Elementos dudosos que deben ser aclarados en la etapa de los trabajos de campo.

A pesar de que las cartas o mapas basados en la fotointerpretación tienen una información muy general, resultan de gran ayuda para orientar las primeras marchas de documentación.

La etapa preparatoria cumple la misión de aseguramiento técnico y económico del levantamiento geológico.

20.6 Etapa de los trabajos de campo y gabinete

Una vez que el colectivo de trabajo llega al lugar del levantamiento, la primera tarea a cumplir consiste en la instalación de la base de vida y la distribución de los recursos técnicos. Al iniciar los trabajos de campo ya están definidas las zonas por donde comienza el levantamiento y se ha planificado la distribución de recursos. Los primeros días se dedican a levantar viviendas, abrir caminos, garantizar el abastecimiento de agua, se organizan las brigadas y se adelantan los trabajos topográficos. Generalmente en el trabajo de campo existe más de un grupo de levantamiento geológico. Esto obliga a una indispensable coordinación, a fin de evitar errores o interpretaciones equívocas. El geólogo jefe es el responsable de darle unidad lógica al trabajo de los grupos, para lo cual se cumplirán una serie de pasos:

1. Se realizarán no menos de dos marchas generales, en las que participe todo el personal de levantamiento; estas marchas deben atravesar todas las formaciones rocosas existentes en el área. Tienen por finalidad lograr un acuerdo general en cuanto a la nomenclatura para cada tipo de litología y la simbología para representar los diferentes fenómenos geológicos.

Estas marchas se denominan de apoyo y resultan indispensables para lograr la uniformidad del trabajo. Puede imaginarse el caos que causaría que a un tipo de roca un grupo la designe con un nombre y otro grupo con otro, o que se utilicen símbolos convencionales diferentes. Sería imposible después compatibilizar en un solo mapa esta información. Por esta razón durante las marchas de apoyo todos los geólogos de los diferentes grupos tienen ocasión de discutir y expresar sus puntos

de vista personales, pero cuando el geólogo jefe recoge el criterio de todos y decide adoptar una simbología o terminología, esta es de obligatoria utilización por cada grupo de levantamiento. Resulta práctico, una vez establecida la terminología que se usará, montar un pequeño muestrario en un lugar del campamento accesible a los componentes del grupo, a fin de garantizar la completa identificación de términos.

2. El trabajo de campo se planifica mensualmente, pero cada día tiene que fijarse el recorrido que se va a realizar el día próximo sobre la base del desarrollo del trabajo.
3. Cuando se regresa del trabajo de campo cada grupo debe valorar las informaciones obtenidas en el mapa general, bajo la supervisión directa del geólogo jefe.
4. De la efectividad e inteligencia del geólogo jefe, al coordinar las actividades de los geofísicos, perforadores y geólogos, depende el éxito del trabajo.
5. El muestreo es una tarea importante que debe ser supervisada y controlada directamente por el geólogo jefe.

El geólogo, para el trabajo de campo, requiere estar equipado con los siguientes elementos: martillo, brújula, mapa topográfico y foto área convenientemente protegidos, lápices de grafito y colores, cartera para proteger los materiales, cartabón, transportador y mochila para muestras. Para describir un afloramiento debe seguirse una determinada pauta, es aconsejable por lo tanto ejecutar las siguientes operaciones:

- a) ubicación del punto en el mapa con su correspondiente número de orden;
- b) escribir las coordenadas del punto;
- c) hacer una pequeña descripción del lugar, por ejemplo: en el lecho del río, al pie de un barranco, en la cima;
- d) se describe la litología presente, haciendo hincapié en los contactos que tengan importancia;
- e) si hay fósiles, se obtienen muestras y se confecciona un gráfico, que muestre la capa de donde se colectó;
- f) se describen los fenómenos geológicos presentes: fallas, discordancias, diques;
- g) se miden todos los elementos de yacencia que sean susceptibles a ser medidos;
- h) se toman muestras si son necesarias;
- i) se confecciona un gráfico o se toma una foto del afloramiento, si es necesario;
- j) se pasa al mapa la información recogida;
- k) entre el punto documentado y el próximo, es necesario hacer anotaciones continuas y pasarlas al mapa.

Los trabajos de campo, de ser posible, se planifican en periodos de seca, a fin de reducir al mínimo las pérdidas de tiempo, ya que es sumamente importante garantizar la continuidad de estos trabajos. Durante el trabajo de campo se acumula una voluminosa información geológica, geofísica e hidrogeológica; se manejan grandes cantidades de análisis petrográficos, químicos, espectrales y paleontológicos. Todo este material es necesario ordenarlo y procesarlo para obtener resultados utilizables.

Informe final (trabajo de gabinete)

Una vez concluido el trabajo de campo, se comienza la elaboración del informe final. En esta etapa se procesa todo el material recogido, incluidos los resultados de los análisis de laboratorio.

El informe consta de texto y de una serie de documentos gráficos. Independientemente de las peculiaridades del levantamiento, este informe tiene el siguiente esquema general de presentación:

Introducción: incluye una descripción de la situación geográfica de la región, su relieve, clima, vegetación, población, desarrollo económico y vías de acceso.

Investigaciones geológicas precedentes: se presenta un resumen de los trabajos realizados anteriormente, con una valoración crítica de estos.

Estratigrafía: se describen en orden ascendente desde las rocas más antiguas a las más jóvenes, los diferentes complejos de rocas.

Magmatismo: descripción de todas las manifestaciones de la actividad intrusiva y de los cuerpos magmáticos en cuanto a su forma y posición estratigráfica.

Tectónica: descripción de las estructuras geológicas.

Capítulo especial: trata de los objetivos concretos que declara el plan técnico-económico.

Conclusiones y recomendaciones

Bibliografía

Anexos gráficos: mapas de diferentes tipos, columnas estratigráficas y esquemas.

Todos los informes de levantamientos geológicos, se someten a la crítica de los organismos superiores, que evalúan si las conclusiones y recomendaciones tienen la suficiente argumentación y base científica.

La defensa del informe final constituye el momento crucial de un largo proceso, en el que se ven realizados los esfuerzos de meses de trabajo. Si todo lo realizado en el campo y el gabinete fue correcto, el resultado será exitoso.

BIBLIOGRAFÍA

- ACHGUIREI, G.D.: *Strukturalnaia Geologia*. Editorial Nauka, Moscú, 1966.
- ADAMOVICH, A.F. y V.D. CHEJOVICH: *Condiciones geológicas del noreste de Oriente*. ICRM, La Habana, 1964.
- BADGLEY, P.C.: *Structural methods for the exploration geologist*. Harpes and brothers, New York, 1959.
- BELOUSOV, V.V.: *Basics problems in Geotectonics*. Mc Graw Hill, New York, 1972.
- : *Structural geology*, Mir Publishers, Moscú, 1962.
- BILLINGS, M.P.: *Structural Geology*. Ed. Prentice-Hall, Inc. New York, 1954.
- COBIELLA, J.: *Paleogeografía del Paleógeno de Cuba Oriental*. Instituto Superior Minero Metalúrgico, Holguín, 1978.
- GARCIA, G.: *Tectónica de la cuenca de Santiago de Cuba*. Universidad de Oriente, Santiago de Cuba, 1972.
- : *Geología del yacimiento Martí*. Instituto Superior Metalúrgico, Holguín, 1978.
- GERASIMOV, I.P.: *Reiev Ziemli*. Editorial Nauki, Moscú, 1971.
- JAIN, V.E.: *Reogionalnaia Geotectonika*. Editorial Nauka, Moscú, 1971.
- : *Obschaia Geotectonika*. Editorial Nauka, Moscú, 1964.
- JUDOLEY, C. y otros: *Geología de Cuba*. ICRM, La Habana, 1964.
- KROPOTKIN, P.N. y otros: *Fisicheski cvoitzvi, coderyannosti i razvoverjmi manti*. Leningradski Gorni Institut, Leningrado, 1974.
- KRAUS, E.H.: *Mineralogía*. Edición Revolucionaria, Instituto del Libro, La Habana, 1970.
- KUSNETZOV, C.C.: *Geología SSSR*. Academia de Ciencias de la URSS, Moscú, 1968.
- MIJAILOV, A.E.: *Strukturalnaia geologia y geologicheskoe kartirovanie*. Editorial Niedra, Moscú, 1973.
- MOORE, R.C.: *Introduction to historical geology*. Edición Revolucionaria, Instituto del Libro, La Habana, 1970.
- SAPFIROV, G.N.: *Strukturalnaia geologia y geologicheskoe kartirovanie*. Editorial Niedra, Moscú, 1965.
- SEMOV, V.N.: *Gluvinni strukturi kori*. Academia de Ciencias de la URSS, Moscú, 1975.
- SITTER, L.V.: *Structural Geology*. Ed. Mc Graw Hill, New York, 1962.
- SOKRATOV, G.I.: *Strukturalnaia geologia y geologicheskoe kartirovanie*. Editorial Niedra, Moscú, 1973.
- SUVOROV, A.I.: *Gluvini paslomi na plitax y geosinclinaliax*. Editorial Niedra, Moscú, 1973.
- VORONOV, P.S.: *Ocherki y morfometricheski zakomernosti glovalnovo retesa zemli*. Editorial Nauka, Moscú, 1969.