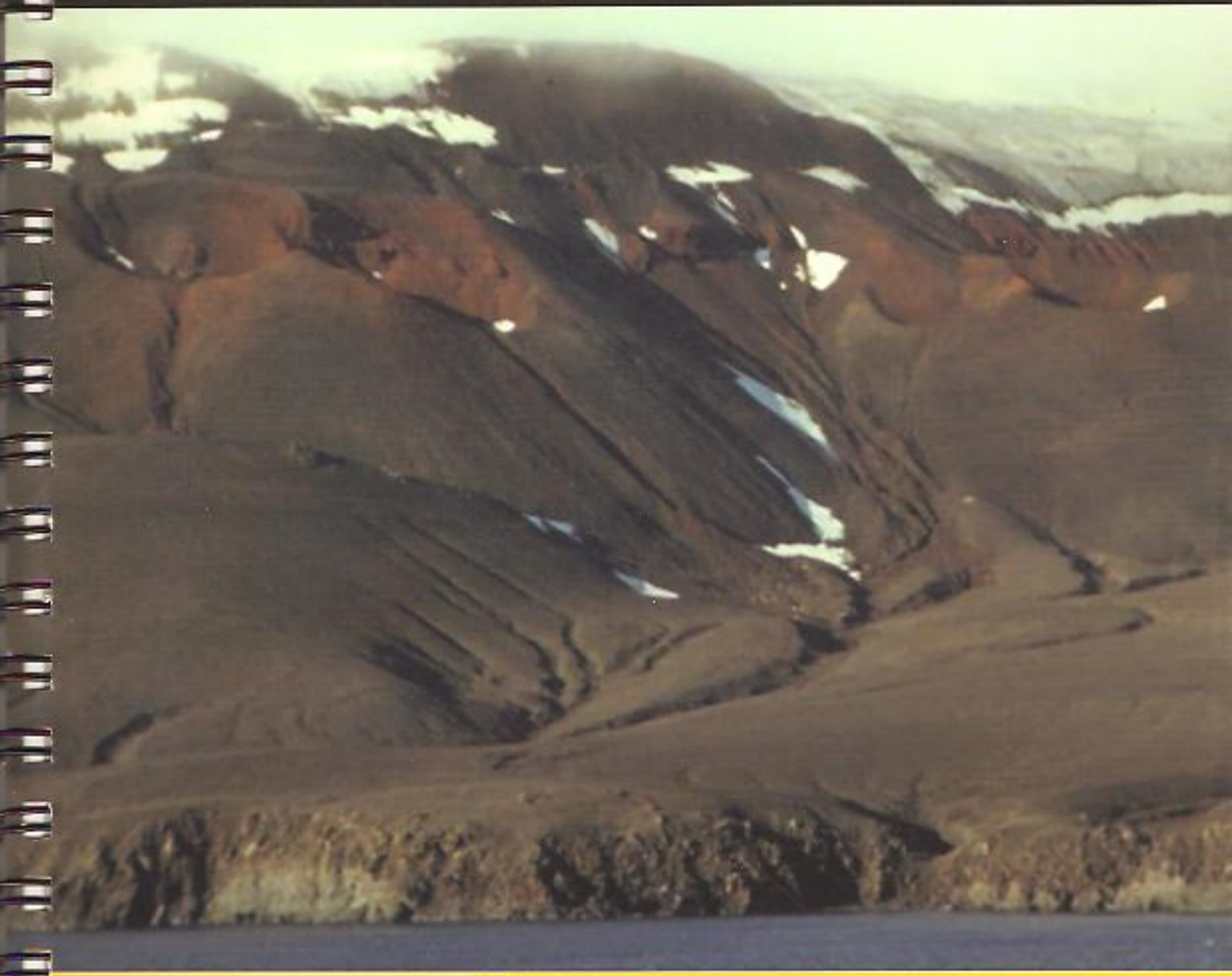
Geología Práctica

Introducción al Reconocimiento de Materiales y Análisis de Mapas



Manuel Pozo Rodríguez
Javier González Yélamos
Jorge Giner Robles

PEARSON
Prentice Hall

GEOLOGÍA PRÁCTICA

Introducción al reconocimiento de materiales y análisis de mapas

MANUEL POZO RODRÍGUEZ
JAVIER GONZÁLEZ YÉLAMOS
JORGE GINER ROBLES

Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica
Universidad Autónoma de Madrid

PEARSON
Prentice Hall

Madrid • México • Santafé de Bogotá • Buenos Aires • Caracas • Lima
Montevideo • San Juan • San José • Santiago • São Paulo • White Plains

CONTENIDO

Prólogo ... xi

BLOQUE I: MINERALES Y ROCAS ... 1

I.1. Introducción ... 1

Los minerales y su importancia en la sociedad actual ... 1
Las rocas: texturas y ambientes ... 3

I.2. Tipos texturales básicos ... 4

Textura y patrón textural ... 4
Tipos texturales básicos ... 4
Estructura y fábrica de una roca ... 6

Práctica 1: Identificación de propiedades físicas en minerales ... 7

Objetivos ... 7
Material de trabajo ... 7
1.1. Introducción: las propiedades físicas de los minerales ... 7
1.2. Determinación de características del mineral sin aplicación de un agente externo: color, brillo y morfología del mineral ... 7

Color ... 7
Brillo (lustre) ... 8
Morfología de los minerales: forma y hábito ... 8

1.3. Determinación de características del mineral aplicando un agente externo: dureza, raya, exfoliación y fractura ... 11

Dureza ... 11
Color de la raya ... 12
Exfoliación y fractura ... 13

1.4. Otras propiedades físicas ... 13

Estriaciones ... 13
Peso específico ... 15
Solubilidad ... 15

Ejercicios ... 16

Práctica 2: Reconocimiento, mediante criterios de «visu», de los principales minerales petrogenéticos, menas o industriales ... 19

Objetivos ... 19
Material de trabajo ... 19
2.1. Introducción ... 19
2.2. Metodología en la identificación mineral ... 20
Ejercicios ... 26

Práctica 3: Introducción a la aplicación de la difracción de rayos X en la identificación mineralógica ... 27

Objetivos ... 27
Material de trabajo ... 27
3.1. Introducción ... 27
3.2. El fenómeno de difracción ... 27
3.3. Obtención de un difractograma ... 29
3.4. Procedimiento de identificación mineralógica mediante difracción de rayos X ... 30
Ejercicios ... 32

Práctica 4: Introducción a la identificación de minerales con el microscopio de luz polarizada ... 35

Objetivos ... 35
Material de trabajo ... 35
Introducción ... 35
4.1. El microscopio de luz polarizada ... 35

La luz polarizada ... 35
El microscopio ... 36

4.2. La lámina delgada ... 37

4.3. Clasificación óptica de los minerales . 38
4.4. Determinaciones con luz polarizada plana . 38
4.5. Determinaciones con luz polarizada cruzada . 39
4.6. Procedimiento de identificación de minerales con el microscopio petrográfico: los minerales petrogenéticos . 42
Ejercicios . 45

Práctica 5: Reconocimiento de «visu» de las principales rocas ígneas (plutónicas, subvolcánicas y volcánicas) . 47

Objetivos . 47
Material de trabajo . 47
5.1. Introducción . 47
5.2. Texturas de rocas ígneas . 49
Grado de cristalinidad . 49
Tamaño de los cristales y su distribución . 49
5.3. Composición mineral de las rocas ígneas . 50
5.4. Clasificación de las rocas ígneas . 50
Rocas ígneas con textura afanítica y fanerítica . 50
Rocas ígneas con texturas vítreas, vesiculares y piroclásticas . 52
5.5. Pasos a seguir en la clasificación de una roca ígnea . 53
Ejercicios . 55

Práctica 6: Reconocimiento de «visu» de las principales rocas metamórficas . 57

Objetivos . 57
Material de trabajo . 57
6.1. Introducción . 57
6.2. Tipos principales de metamorfismo . 58
Metamorfismo de contacto . 58
Metamorfismo regional . 58
6.3. Cambios mineralógicos durante el metamorfismo . 59
Recristalización . 59
Neomorfismo . 59
Metasomatismo . 59
6.4. Cambios físicos durante el metamorfismo: microestructura y textura . 59
Microestructuras metamórficas . 59
Lineación . 59
Foliación . 59
Texturas metamórficas . 61
6.5. Clasificación de rocas metamórficas . 62
Rocas metamórficas foliadas . 62
Rocas metamórficas no foliadas . 63
6.6. Pasos a seguir en la clasificación de una roca metamórfica . 63
Ejercicios . 66

Práctica 7: Reconocimiento de «visu» de las principales rocas sedimentarias . 67

Objetivos . 67
Material de trabajo . 67
7.1. Introducción . 67
Componentes de los sedimentos y rocas sedimentarias . 68
7.2. Rocas sedimentarias detríticas . 70
Aspectos texturales . 70
Composición mineralógica . 72
7.3. Clasificación de las rocas detríticas . 73
Conglomerados . 73
Areniscas . 73
7.4. Rocas sedimentarias químicas y organógenas . 75
Rocas carbonáticas . 75
Aspectos texturales de las calizas . 75
Componentes texturales de las calizas . 76
Clasificación de las calizas . 76
Otras rocas sedimentarias de precipitación química . 76
Rocas sedimentarias organógenas . 78
Clasificación de las rocas sedimentarias . 78
Ejercicios . 81

Práctica 8: El estudio y clasificación de rocas mediante el microscopio petrográfico . 83

Objetivos . 83
Material de trabajo . 83
8.1. Introducción al análisis petrográfico . 83
Ejercicios . 89

BLOQUE II: ANÁLISIS DE LAS FORMAS DEL PAISAJE MEDIANTE MAPAS TOPOGRÁFICOS Y FOTOGRAFÍAS AÉREAS . 91

II.1. Introducción . 91

Práctica 9: Fundamentos básicos de la cartografía . 95

Objetivos . 95
Material de trabajo . 95
9.1. Introducción . 95

9.2. Puntos y líneas de referencia en la Tierra: polos, meridianos y paralelos ... 95
9.3. Orientación en la Tierra: puntos cardinales ... 97
9.4. Los mapas son planos: sistemas de proyección ... 97
9.5. Los mapas están a escala: escala numérica, gráfica y literal ... 99
9.6. Orientación: los conceptos de dirección y sentido ... 101
9.7. Situación de puntos sobre el mapa: coordenadas geográficas ... 104
9.8. Situación de puntos sobre el mapa: coordenadas UTM ... 106
9.9. La cuadrícula UTM ... 107
9.10. Convergencia de la cuadrícula y norte magnético ... 108
9.11. Errores en los mapas ... 110

Práctica 10: La representación del relieve: el mapa topográfico ... 113

Objetivos ... 113
Material de trabajo ... 113
10.1. Introducción ... 113
10.2. Cartografía básica española: Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 ... 113
10.3. Conceptos de altitud y de vértice geodésico ... 114
10.4. Sistemas de representación del relieve ... 115
10.5. Sistemas de representación en tres dimensiones (3D) ... 116
10.6. Curvas de nivel ... 117
10.7. Propiedades de las curvas de nivel ... 118
10.8. Lectura práctica de mapas topográficos ... 121
10.9. Signos y tramas en los mapas topográficos ... 122

Práctica 11: Cálculos y realizaciones con el mapa topográfico ... 125

Objetivos ... 125
Material de trabajo ... 125
11.1. Introducción ... 125
11.2. El perfil topográfico ... 125
11.3. Cálculo de distancias ... 129
11.4. Cálculo de la pendiente del terreno y elaboración de mapas de pendientes ... 131
11.5. Cálculo de superficies regulares ... 133
11.6. Cálculo de superficies irregulares ... 135
11.7. Cálculo de volúmenes ... 135

Práctica 12: Iniciación al trabajo con fotografías aéreas ... 139

Objetivos ... 139
Material de trabajo ... 139
12.1. Introducción ... 139
12.2. Información en los márgenes de las fotos ... 140
12.3. Escala de las fotos y su cálculo ... 141
12.4. Orientación de las fotos ... 143
12.5. Visión estereoscópica ... 144
12.6. Manejo del estereoscopio de espejos ... 144
12.7. Manejo del estereoscopio de bolsillo ... 146
12.8. Trabajando sobre fotografías aéreas ... 147

Práctica 13: EL medio fluvial ... 151

Objetivos ... 151
Material de trabajo ... 151
13.1. Introducción ... 151
13.2. Procesos fluviales ... 151
13.3. Perfil longitudinal y evolución de los ríos ... 153
13.4. El nivel de base y sus cambios ... 157
13.5. Trazado de divisorias de aguas y delimitación de cuencas hidrográficas ... 159
13.6. Divisorias hidrográficas y divisorias hidrológicas ... 163
13.7. Tipos de redes de drenaje ... 164
13.8. Riesgos del medio fluvial: las inundaciones ... 166

Práctica 14: El medio desértico o eólico ... 169

Objetivos ... 169
Material de trabajo ... 169
14.1. Introducción: características generales ... 169
14.2. Erosión eólica ... 170
14.3. Transporte eólico ... 171
14.4. Sedimentación eólica ... 172
14.5. Loess ... 175
14.6. Formas fluviales en ambientes desérticos ... 175
14.7. Riesgos en el medio desértico ... 177

Práctica 15: El medio glaciar ... 179
Objetivos ... 179
Material de trabajo ... 179
15.1. Introducción ... 179
15.2. Tipos de glaciares ... 180
15.3. Formas de erosión glaciar ... 182
15.4. Formas de sedimentación glaciar ... 183
15.5. Periglaciarismo ... 187
15.6. Riesgos en áreas glaciares y periglaciares ... 188

Práctica 16: Relieves litológicos y estructurales ... 191
Objetivos ... 191
Material de trabajo ... 191
16.1. Introducción ... 191
16.2. Relieves volcánicos ... 191
16.3. Relieves estructurales ... 193
16.4. Relieves graníticos ... 196
16.5. Relieves kársticos ... 198
16.6. Riesgos en los relieves litológicos y estructurales ... 200

Práctica 17: Ejercicio de fotointerpretación ... 203
Objetivos ... 203
Material de trabajo ... 203
17.1. Introducción ... 203
17.2. Parte 1. Identificación de elementos antrópicos ... 204
17.3. Parte 2. Trazado de la red fluvial ... 206
17.4. Parte 3. Trazado de contactos geológicos ... 206
17.5. Parte 4. Marcado de elementos geomorfológicos ... 208

BLOQUE III: MAPAS Y CORTES GEOLÓGICOS ... 211
III.1. El mapa geológico ... 211
Información topográfica ... 212
Información geológica ... 212
Representación de las litologías ... 212
Relación entre la topografía y la estructura ... 221
III.2. El corte geológico ... 224
Elementos de un corte geológico ... 224
Cómo se realiza un corte geológico ... 226
Por dónde realizar un corte ... 227
Las tramas en los cortes geológicos ... 227
Características de los materiales (Q) ... 227
El mapa como fuente de información ... 229
III.3. Historia geológica ... 229
Principios fundamentales de la geología ... 229

Práctica 18: Dirección, buzamiento y espesor ... 233
Objetivos ... 233
Material de trabajo ... 233
18.1. Determinación de la orientación de un plano estructural ... 233
18.2. Determinación del espesor de una capa ... 236
Ejercicios ... 239

Práctica 19: Contornos estructurales. Trazado de capas ... 243
Objetivos ... 243
Material de trabajo ... 243
19.1. Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales ... 244
19.2. Determinación de la dirección de un plano estructural a partir de su traza en un mapa topográfico con relieve ... 249
19.3. Cálculo del buzamiento para planos con $\beta \neq 90° \neq 0°$, en zonas con superficie topográfica no horizontal ... 249
Método trigonométrico ... 249
Método gráfico ... 250
19.4. Determinación del espesor de una capa (capas con $\beta \neq 90° \neq 0°$; superficie topográfica no horizontal) ... 250
19.5. Determinación de la orientación de un plano mediante cotas de afloramiento: el método de los tres puntos ... 252
Método trigonométrico ... 254
Método gráfico ... 254
Ejercicios ... 255

Práctica 20: Buzamientos y discordancias (cortes geológicos I) ... 259
Objetivos ... 259
Material de trabajo ... 259
20.1. Orientación del perfil geológico ... 259
Información del mapa geológico ... 259
20.2. Simbología en los cortes geológicos ... 261
20.3. Discontinuidades estratigráficas ... 262
Tipos de discontinuidades ... 262

20.4. Representación de discontinuidades en perfiles geológicos 262
Ejercicios 264

Práctica 21: Pliegues (cortes geológicos II) 269
Objetivos 269
Material de trabajo 269
21.1. Tipos de pliegues 269
Clasificación según la forma del pliegue 269
Clasificación según el buzamiento del plano axial 270
Clasificación según la inmersión del eje del pliegue 270
21.2. Visualización de pliegues en mapas y su interpretación en el corte geológico 271
21.3. Simbología de pliegues en los perfiles geológicos 273
21.4. Interpretación en profundidad de los cortes geológicos que presentan materiales plegados 273
Ejercicios 274

Práctica 22: Fallas (cortes geológicos III) 279
Objetivos 279
Material de trabajo 279
22.1. Visualización de fallas en mapas y su interpretación en el corte geológico 279
22.2. Simbología de fallas en los perfiles geológicos 281
Ejercicios 283

Práctica 23: Materiales y cortes geológicos (cortes geológicos IV). La columna estratigráfica 287
Objetivos 287
Material de trabajo 287
23.1. Génesis de materiales y su representación en un perfil geológico 287
Materiales ígneos 288
23.2. La columna estratigráfica 291
Ejercicios 293

Práctica 24: Historia geológica 299
Objetivos 299
Material de trabajo 299
24.1. La Historia geológica de una zona 299
24.2. Deposición, intrusión o formación de materiales 299
24.3. Estructuración de los materiales 299
24.4. Significado de las discontinuidades (erosión y no deposición) 300
24.5. Ambientes de formación 301
Ejercicios 302

Referencias 305

PRÓLOGO

Existen en la actualidad libros de prácticas de Geología en lengua española que abordan solo parcialmente algunos aspectos de las mismas, dedicándose a temas como la identificación de minerales y rocas, el estudio de los mapas geológicos o el análisis de fotografías aéreas. Es difícil, sin embargo, encontrar un buen texto que reúna en un mismo volumen todas estas actividades prácticas. El presente texto sobre Geología Práctica pretende ocupar ese vacío teniendo como principal propósito introducir al alumno, que cursa asignaturas de Ciencias de la Tierra, en los métodos prácticos más comúnmente utilizados en Geología. Así, se han diferenciado tres bloques temáticos que recogen actividades prácticas con materiales geológicos, fotografías aéreas y mapas, tanto topográficos como geológicos. El objetivo es aprender a caracterizar minerales y rocas, así como analizar, entender e interpretar la geología de una región a partir de los mapas y fotografías aéreas.

Cada bloque temático comienza con una introducción que permite al alumno adquirir los conocimientos básicos y necesarios para afrontar con éxito las correspondientes actividades prácticas.

El **Bloque I** está dedicado a los materiales que constituyen la corteza terrestre, esto es los minerales y rocas. Se han incluido dos prácticas de identificación de minerales, habiéndose seleccionado aquellos minerales que son importantes por su carácter petrogenético, su interés económico (menas, industriales) o por su utilidad en interpretaciones genéticas (**Práctica 1** y **2**). Junto a los tradicionales métodos de «visu» empleados en estas prácticas, se han añadido otras dos que recogen técnicas instrumentales ampliamente utilizadas en la identificación de minerales: la microscopía óptica y la difracción de rayos X (**Práctica 3** y **4**). Al estudio de las rocas se han dedicado tres prácticas en las que se examinan los criterios de «visu» para la identificación de las rocas ígneas (**Práctica 5**), metamórficas (**Práctica 6**) y sedimentarias (**Práctica 7**). Finalmente se incluye una práctica dedicada a la identificación de la principales rocas estudiadas de «visu», mediante métodos petrográficos (**Práctica 8**).

El **Bloque II** presenta una serie de prácticas que tienen como objetivo familiarizar al alumno con las formas de representación del relieve (mapas), de su análisis e interpretación. Se le da un enfoque práctico de tipo cuantitativo en el que el alumno debe emplear métodos numéricos, más que descriptivos, en la realización de los ejercicios. Tras comenzar con una introducción a la Cartografía (**Práctica 9**), se hace hincapié en la información que suministra el análisis del mapa topográfico (**Práctica 10** y **11**), para finalmente pasar a una práctica dedicada a las características y utilidad de las fotografías aéreas (**Práctica 12**). Las restantes prácticas abordan el estudio, reconocimiento y análisis de las formas del paisaje, a partir de mapas topográficos y fotografías aéreas. Se incluye aquí el medio fluvial (**Práctica 13**), el medio eólico (**Práctica 14**) y el medio glaciar (**Práctica 15**), así como los relieves litológicos y estructurales (**Práctica 16**). Finalmente se dedica una práctica a la fotointerpretación y sus aplicaciones en las Ciencias de la Tierra (**Práctica 17**).

El **Bloque III** pretende introducir al alumno en el análisis de los mapas geológicos y elaboración de cortes geológicos. Una extensa pero necesaria introduc-

ción permite al alumno adquirir los conocimientos básicos para la realización de las prácticas, en las que es de destacar la amplia utilización de figuras y ejemplos que facilitan la comprensión de las mismas. Así, se abordan en primer lugar prácticas dedicadas a trabajar con direcciones, buzamientos y espesores (**Práctica 18**), así como con contornos estructurales y trazado de capas (**Práctica 19**). Seguidamente, se pasa a una serie de prácticas que tienen como referente principal el corte geológico. En este contexto las prácticas se dedican a trabajar con buzamientos y discordancias (**Práctica 20**), pliegues (**Práctica 21**), fallas (**Práctica 22**) y materiales (**Práctica 23**), haciéndose énfasis, en esta última, en la elaboración de la columna estratigráfica. Finalmente se incluye una práctica dedicada a la reconstrucción de la historia geológica a partir de mapas y cortes geológicos (**Practica 24**), lo que completa la formación adquirida en las prácticas anteriores.

En cada uno de los bloques diferenciados se incluyen ejercicios con un mayor o menor grado de elaboración y complejidad. En el Bloque I, aunque se han incluido ejercicios con fotografías, es necesario el empleo de colecciones de minerales, rocas o láminas delgadas, que permitan al alumno obtener un rendimiento óptimo. En los Bloques II y III los ejercicios están incorporados a cada una de las prácticas, dándose a los mismos un grado de complejidad creciente.

Agradecimientos

Queremos hacer constar nuestro agradecimiento a las diversas entidades que desinteresadamente han permitido reproducir mapas topográficos y fotos aéreas de sus fondos: al Centro Cartográfico del Ejercito Español, a la Consejería de Obras Publicas Urbanismo y Transporte de la Comunidad de Madrid y a la empresa de fotografía aérea Azimut S.A. El «Geological Survey of Canada» también autorizó la reproducción de algunas fotos de los magníficos paisajes polares canadienses.

En la lista de agradecimientos queremos citar a todos aquellos amigos que pusieron a nuestra disposición sus colecciones particulares de fotografías geológicas para mejorar la calidad del libro: Julio Barea Luchena, Luis Carcavilla Urquí, Emilio Chubieco Salinero, Carmina García Cuevas, José Manuel González Casado, Jerónimo López Martínez y Jesús Suso Llamas. Mención especial merece el apoyo de Eugenio Sanz Pérez que aportó un buen número de sugerencias y buenas ideas sobre los temas de fotografía áerea. Asimismo, nuestra gratitud a Miguel Angel Hoyos Guerrero y María José Huertas por el suministro de algunos ejemplares de minerales y rocas.

La selección y búsqueda de mapas topográficos y fotos aéreas para los ejercicios propuestos, no habría podido llevarse acabo sin el excelente servicio que presta el personal de la Cartoteca de la Universidad Autónoma de Madrid. Vaya nuestro agradecimiento a su directora Angela Blanco García, así como a Juan Pedro de la Puente Vallesa por su apoyo en el tratamiento digital de las imágenes cartográficas.

También, queremos extender nuestro agradecimiento a la editora del libro, Isabel Capella. Sin sus ideas, aliento y «flexibilidad» en la entrega de plazos de los capítulos, este proyecto nunca hubiera llegado a buen puerto.

Por último, agradecemos a nuestras familias la comprensión y paciencia que nos han dispensado durante los meses que nos ha llevado la preparación, redacción y revisión del libro

Esperamos que este libro sea de utilidad para la docencia práctica de Geología. Sus posibles méritos, proceden en gran medida del contacto docente, durante muchos años, con nuestros estudiantes de la Universidad Autónoma de Madrid, a quienes dedicamos especialmente este libro.

Manuel Pozo Rodríguez
Javier González Yélamos
Jorge Giner Robles

BLOQUE I

Minerales y rocas

La determinación de minerales y rocas

I.1. Introducción

Los minerales y su importancia en la sociedad actual

Los minerales son el fundamento de nuestro planeta y de nuestra sociedad industrial, son los materiales naturales a partir de los cuales se ha fabricado cualquier producto inorgánico que conocemos. Los minerales, especialmente las gemas y los metales preciosos, se encuentran entre los objetos más antiguos usados y apreciados por las sociedades de las civilizaciones antiguas y actuales. Otros minerales han sido la fuente de diversos metales empleados en aleaciones, como el hierro, el cobre o el estaño; son los denominados minerales mena. Un ejemplo es la hematites (Fe_2O_3), mineral del que se puede extraer el hierro mediante tratamiento térmico. Otros minerales que no contienen metales beneficiables son útiles a la sociedad por sus propiedades físicas o químicas, incluyéndose en el grupo de los denominados minerales industriales. Así, el yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) es ampliamente utilizado en la industria de la construcción por sus propiedades aglomerantes.

De los cerca de 4.000 minerales conocidos, solo unos centenares tienen verdaderamente algún valor económico (menas y minerales industriales). Asimismo, tan solo unas docenas son abundantes en la corteza terrestre, éstos que comúnmente se asocian a otros minerales en las rocas se denominan minerales formadores de rocas o petrogenéticos.

Un mineral es un compuesto químico, homogéneo, de origen natural, formado como consecuencia de un proceso geológico (no se incluyen compuestos como rubíes y zafiros sintéticos), inorgánico (casi por convención, ya que en el ambiente sedimentario es frecuente la participación orgánica en la síntesis mineral), dotado de una composición química definida (pero no fija, con un paréntesis se indican las posibles sustituciones) y con una estructura interna ordenada que cumple las propiedades de periodicidad, simetría, anisotropía y homogeneidad. Los minerales se clasifican desde el punto de vista químico en silicatos y no silicatos (Figura I.1). La ordenada estructura interna de la materia cristalina de un mineral, junto a su composición química, les confiere sus peculiares propiedades físicas (por ejemplo brillo, fractura/exfoliación y dureza). Es precisamente el hecho de que los minerales tengan propiedades físicas y químicas distintivas, la base de los métodos de identificación de «visu» de los mismos (Prácticas 1 y 2).

El reconocimiento de «visu» de un mineral es la identificación de sus características y propiedades externas por métodos estrictamente visuales o con sencillas manipulaciones. Es decir, sin la utilización de complejas técnicas analíticas, siendo la primera etapa a seguir en la identificación de un mineral probiema. Posteriormente, y si son necesarias, se pueden utilizar otras técnicas de identificación como el estudio óptico, análisis químico o el empleo de la difracción de rayos X.

Los minerales pueden identificarse con exactitud mediante difracción de rayos X (Práctica 3) ya que lo que se determina es una serie de espaciados característicos de la estructura del mineral con valores de intensidad definidos. El análisis químico y petrográfico (microscopía óptica) complementan la correcta iden-

PRINCIPALES GRUPOS MINERALES	ANIÓN O COMPLEJO ANIÓNICO	MINERALES REPRESENTATIVOS
ELEMENTOS NATIVOS	Metal o no metal	*Oro**, grafito
SULFUROS Y SULFOSALES	S^{2-}, S(Sb,As)	Pirita, galena, esfalerita, *calcosina*, calcopirita
ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS	O^{2-}, OH	Hematites, corindón, pirolusita, magnetita
HALUROS	Cl , F^-, Br , I	Halita, fluorita
CARBONATOS	CO_3^{2-}	Calcita, dolomita, malaquita, magnesita
SULFATOS	SO_4^{2-}	Yeso, baritina
FOSFATOS	PO_4^{3-}	Apatito
SILICATOS	SiO_4^{4-}	
	Nesosilicatos	Olivino, sillimanita, estaurolita, granate, cianita
	Sorosilicatos	*Epidota*
	Ciclosilicatos	*Turmalina*
	Inosilicatos	Piroxeno (augita), anfíbol (hornblenda)
	Filosilicatos	Moscovita, biotita, talco, serpentina
	Tectosilicatos	Feldespato potásico (ortosa, sanidina, microclina), cuarzo, plagioclasa
OTROS	Incluye cromatos, nitratos, boratos, wolframatos, vanadatos, y molibdatos	*Crocoita, nitro, borax, wolframita, vanadinita, eritrina* y *wulfenita*

* En cursiva se indican minerales que no se estudian en este texto.

FIGURA I.1
Clasificación de los minerales y minerales representativos.

tificación de un mineral, pero además aportan información acerca de su génesis.

El análisis químico permite conocer los elementos constituyentes de un mineral y la proporción en la que se encuentran. A partir de estos datos se puede establecer la fórmula del mineral en cuestión pero, ¿qué pasa cuando la fórmula química obtenida puede corresponder a más de un mineral? Hay múltiples ejemplos de esta situación: calcita-aragonito, pirita-marcasita, ortosa-microclina-sanidina, cianita-sillimanita-andalucita. En general este problema, que se dará con minerales polimorfos o de composición química parecida, requiere el empleo de otras técnicas para establecer correctamente la composición mineralógica.

El análisis petrográfico (Práctica 4) es de bastante mayor utilidad que el análisis químico ya que mediante criterios ópticos permite identificar los minerales más frecuentes y sus rasgos texturales, sin embargo cuando el mineral es poco común, o pertenece a un grupo mineral con diversos grados de sustitución química en su estructura, puede ser complicado realizar la precisa identificación del mineral problema. En este caso los minerales polimorfos se pueden identificar con facilidad pero no así los pertenecientes a series isoestructurales (isomorfos), algunos ejemplos de esta problemática incluyen las plagioclasas, los piroxenos y los anfíboles. En otras ocasiones la similitud en las propiedades ópticas hacen prácticamente imposible el diferenciar especies minerales, tal es el caso de los carbonatos romboédricos: calcita, dolomita y magnesita.

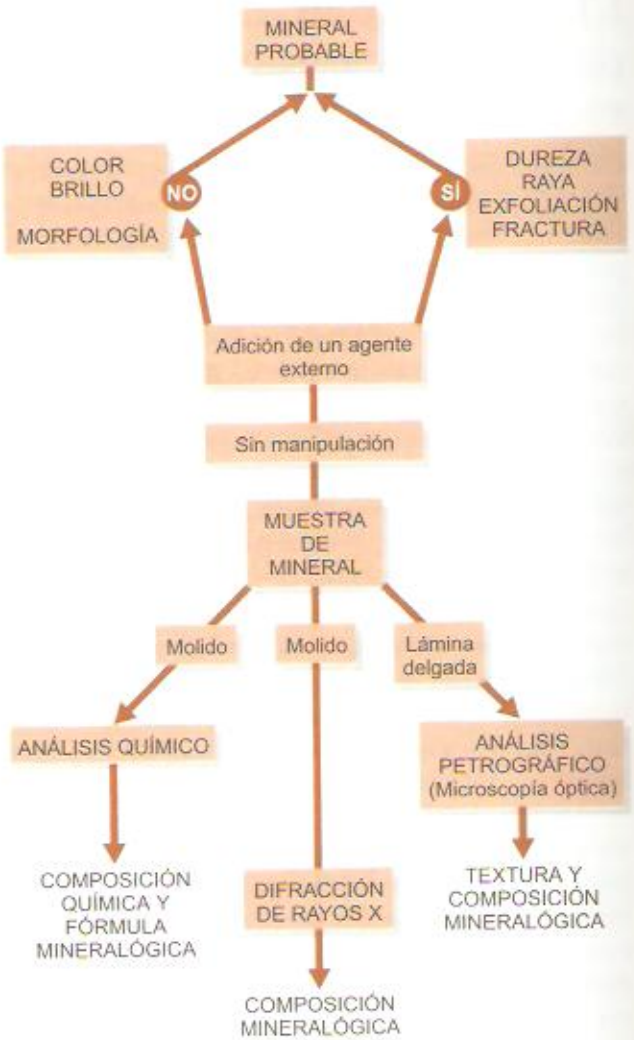


FIGURA I.2
Esquema de identificación de un mineral empleando diversos métodos analíticos.

El proceso de identificación de un mineral aplicando tanto criterios de «visu» como técnicas experimentales se muestra en la Figura I.2.

Las rocas: texturas y ambientes

Las rocas, que constituyen la parte mas externa de nuestro planeta o litosfera, pueden ser consideradas como el resultado final de la evolución de sistemas físico-químicos, más o menos complejos, desarrollados como consecuencia directa de la actividad geológica exógena (meteorización, sedimentación y diagénesis) y endógena (magmatismo y metamorfismo).

Como roca se entiende a los agregados minerales naturales, cuya composición y textura es regular dentro de un volumen determinado, y que son geológicamente independientes (Figura I.3a). Hay unos pocos ejemplos en los que las rocas no están formadas estrictamente por agregados minerales, así, la obsidiana es una roca compuesta de vidrio volcánico. Asimismo, la turba, el carbón y la caliza bioclástica son rocas compuestas de partículas orgánicas (restos de plantas o animales). Las rocas son por lo tanto los materiales sólidos que constituyen la corteza terrestre (geosfera), formados principalmente, pero no exclusivamente, por agregados de granos minerales (Figura I.3b).

Todas las rocas forman parte del denominado ciclo petrológico. El ciclo petrológico es un modelo conceptual de cómo las rocas se forman, transforman, destruyen y regeneran como respuesta a los factores ambientales y a los procesos que intervienen.

El ciclo petrológico sugiere que las rocas de la Tierra pueden reciclarse una y otra vez, y así ha sucedido a lo largo de los tiempos geológicos. En la Figura I.4 se muestra el ciclo idealizado. Todas las rocas proceden del manto terrestre (magmas), del espacio (meteoritos), de organismos (restos de animales o plantas), o de la fragmentación y descomposición química de otras rocas (sedimentos).

Las rocas se suelen agrupar en ígneas, metamórficas y sedimentarias, caracterizando los tres ambientes principales que intervienen en el ciclo petrológico: el magmático, el metamórfico y el sedimentario, respectivamente. Los procesos de magmatismo y metamorfismo son endógenos, el de la sedimentación es exógeno.

Las rocas ígneas se forman por solidificación (cristalización) de material rocoso fundido que constituye magma o lava (Práctica 5). Las rocas metamórficas se forman mediante la transformación, por el calor, la presión y/o la presencia de fluidos calientes, de cualquier

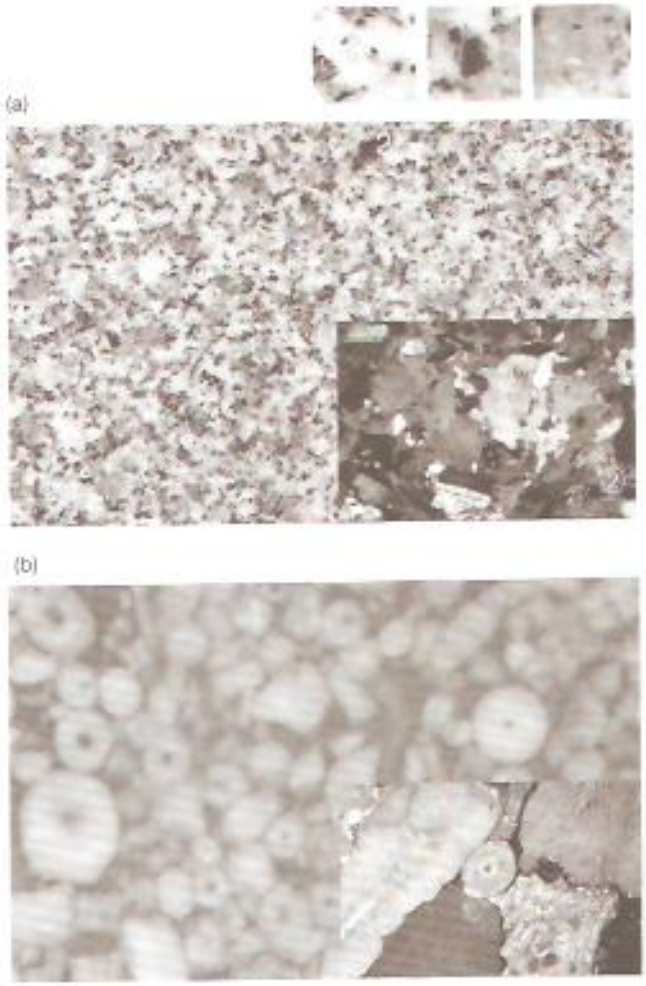


FIGURA I.3
(a) El granito como roca con textura determinada (fanerítica, equigranular) y constituida por un conjunto de minerales característicos: 1 (feldespato), 2 (mica biotita), 3 (cuarzo). En el recuadro inferior derecho se muestra el aspecto en lámina delgada. (b) Caliza fosilífera conteniendo restos de crinoides. En el recuadro inferior derecho se muestra el aspecto en lámina delgada. (Fotografías de Manuel Pozo.)

tipo de roca previa (ígnea, sedimentaria o incluso metamórfica) (Práctica 6).

Las rocas sedimentarias se forman por la compactación y cementación de fragmentos de rocas, plantas o animales (clastos y bioclastos), o por precipitación química o bioquímica de agregados de cristales a partir de soluciones acuosas (Práctica 7).

Para los estudiosos de la Tierra las rocas representan algo más que un material de interés económico (rocas industriales). Así, interpretando el origen de las rocas y los cambios que han sufrido a lo largo del tiempo podremos comprender la evolución de nuestro planeta y los procesos que le han afectado. La historia de

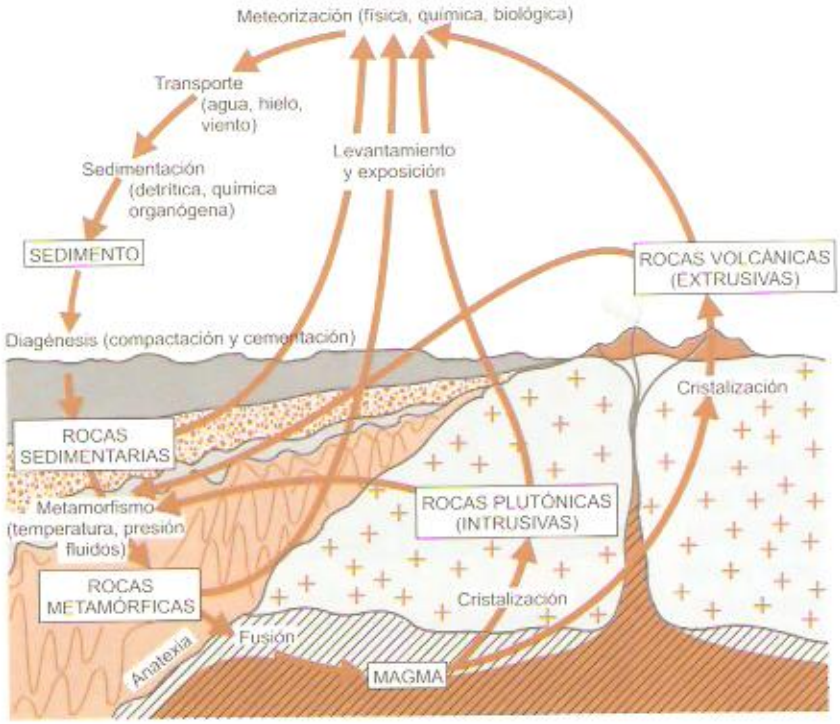


FIGURA I.4
El ciclo petrológico. Origen y evolución de las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

la Tierra esta grabada en las rocas, de ahí la necesidad de aprender a descifrar la información que estas nos suministran.

El análisis petrográfico de una roca en lámina delgada es fundamental (en el caso de las rocas más finas es imprescindible), por ello junto a las características texturales que se pueden identificar de «visu» en las Prácticas 5, 6 y 7, se incluirán imágenes del aspecto que estos rasgos presentan bajo el microscopio petrográfico. Asimismo, en la Práctica 8 se aborda la aplicación del microscopio petrográfico en la caracterización de los principales tipos de rocas, previamente estudiados de «visu».

I.2. Tipos texturales básicos

En la identificación de cualquier tipo de roca la composición mineralógica y su textura son fundamentales. Como se verá más adelante, la mineralogía de una roca es insuficiente para caracterizar una roca y su ambiente de formación, si desconocemos su textura. Así, por ejemplo, se nos puede indicar que una roca esta constituida por cuarzo, ortosa y micas. Con esta composición y desconociendo la textura podría tratarse de un granito (plutónica), de una riolita (volcánica), de una arcosa (sedimentaria) o de un gneis (metamórfica). Por consiguiente la textura de una roca es un factor primordial para la correcta clasificación de una roca problema y el establecimiento de su ubicación dentro del ciclo petrológico. Veamos seguidamente qué entendemos por textura y cuáles son los tipos básicos en los que se puede incluir cualquier tipo de roca. Finalmente se definirán estructura y fábrica, términos que a veces se confunden indiscriminadamente entre sí y con la textura.

Textura y patrón textural

Por textura se entiende las relaciones intergranulares de tamaños y formas de los cristales o clastos que constituyen una roca determinada. El patrón textural es el conjunto de características, no composicionales, que permiten diferenciar a una roca de las demás. Estas características varían según se consideren rocas de ambiente ígneo, metamórfico o sedimentario. En el análisis textural (también mineralógico) de una roca el estudio petrográfico en lámina delgada es fundamental, especialmente en el caso de las rocas de grano fino.

Tipos texturales básicos

Se han diferenciado cinco tipos texturales básicos a los que pertenecen los principales tipos de rocas. En la Figura I.5 se recogen algunos ejemplos en muestras cortadas para obtener superficies planas.

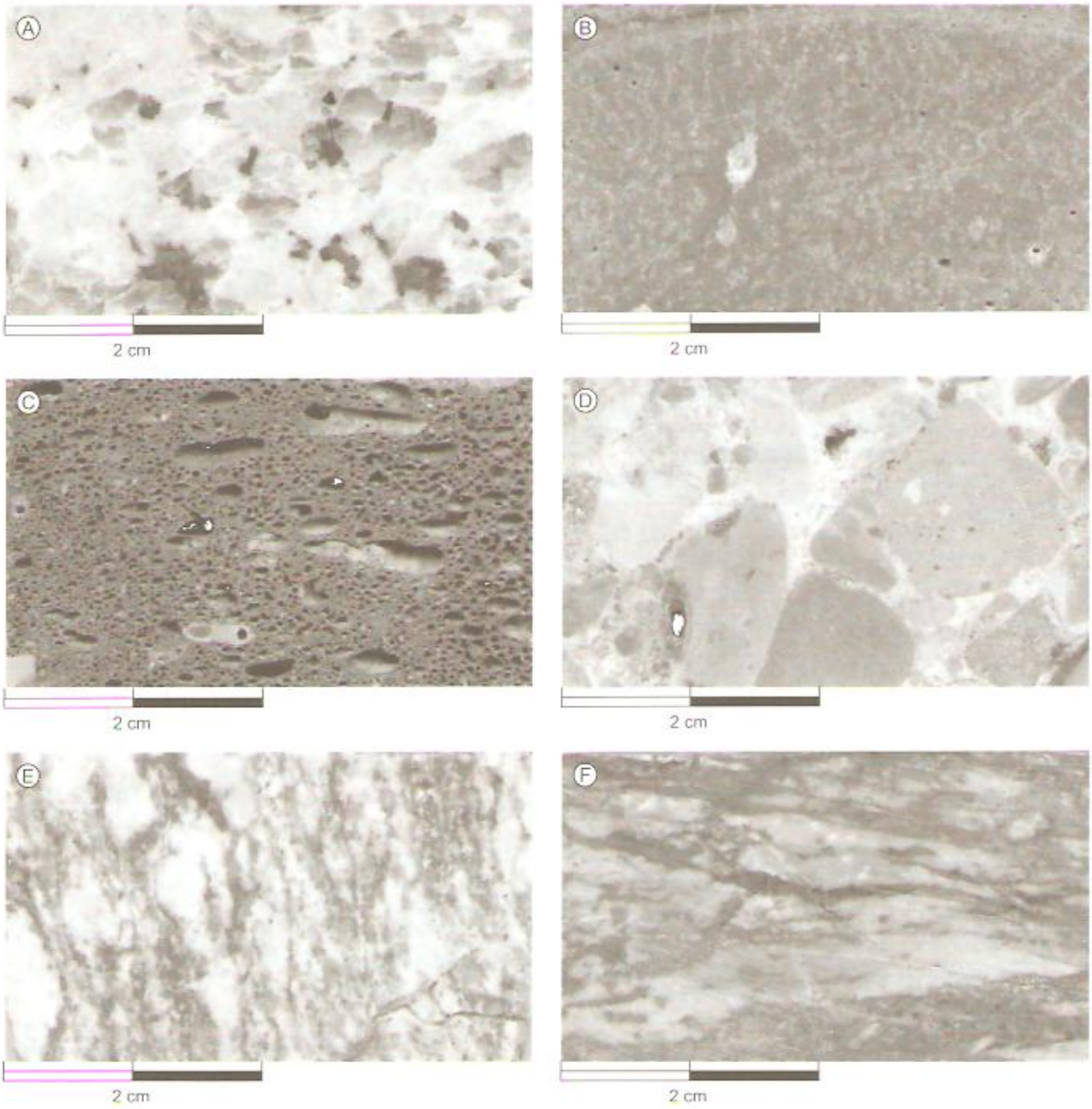


FIGURA I.5
Texturas básicas. (A) Textura secuencial 1, de grano grueso (granito). (B) Textura secuencial 2, de grano fino (basalto). (C) Textura vítrea, vacuolar (pumita). (D) Textura clástica-piroclástica (conglomerado). (E) Textura cristaloblástica (gneis). (F) Textura deformada (tectonita). (Fotografías de Manuel Pozo.)

1. *Textura secuencial*. Conjunto de cristales formados secuencialmente a partir de una disolución acuosa o fundidos magmáticos. Se diferencian dos subtipos según la roca sea de grano grueso (tipo 1, Figura I.5A) o fino (tipo 2, Figura I.5B). Se presenta en rocas magmáticas y sedimentarias químicas.
2. *Textura vítrea*. Formada por el rápido enfriamiento de un fundido magmático que origina un material constituido por vidrio, que puede contener o no vacuolas (Figura I.5C). Es exclusiva de rocas magmáticas volcánicas.
3. *Textura clástica-piroclástica*. Constituida por clastos de rocas o cristales englobados en una

pasta de grano más fino formada por matriz y/o cemento (Figura I.5D). En rocas sedimentarias la matriz es limo-arcillosa, en las rocas piroclásticas suele ser vítrea. Incluye rocas sedimentarias detríticas y volcánicas piroclásticas.

4. *Textura cristaloblástica.* La formación de los cristales tiene lugar en un medio sólido, por transformaciones de minerales preexistentes (Figura I.5E). Los minerales así formados se denominan blastos y al proceso blastesis. Se presenta en rocas metamórficas.
5. *Textura deformada.* Los cristales o clastos se presentan reorientados y deformados, comúnmente borrando la textura original de la roca (Figura I.5F). Se presenta en rocas tectonizadas (cataclastitas, milonitas y tectonitas en general).

Estructura y fábrica de una roca

Es importante entender que la estructura y la fábrica son conceptos distintos, así, una roca con estructura masiva puede presentar varias fábricas (Figura I.6).

Estructura: Orden y distribución de cristales o clastos en un cuerpo rocoso. Se pueden diferenciar como estructuras principales la masiva, la bandeada, la nodulosa y la brechoide (Figura I.6a).

Fábrica: Orientación espacial de cristales, clastos o agregados policristalinos, no equidimensionales, dentro de un cuerpo rocoso. Puede ser: isótropa, planar, linear o plano-linear (Figura I.6b).

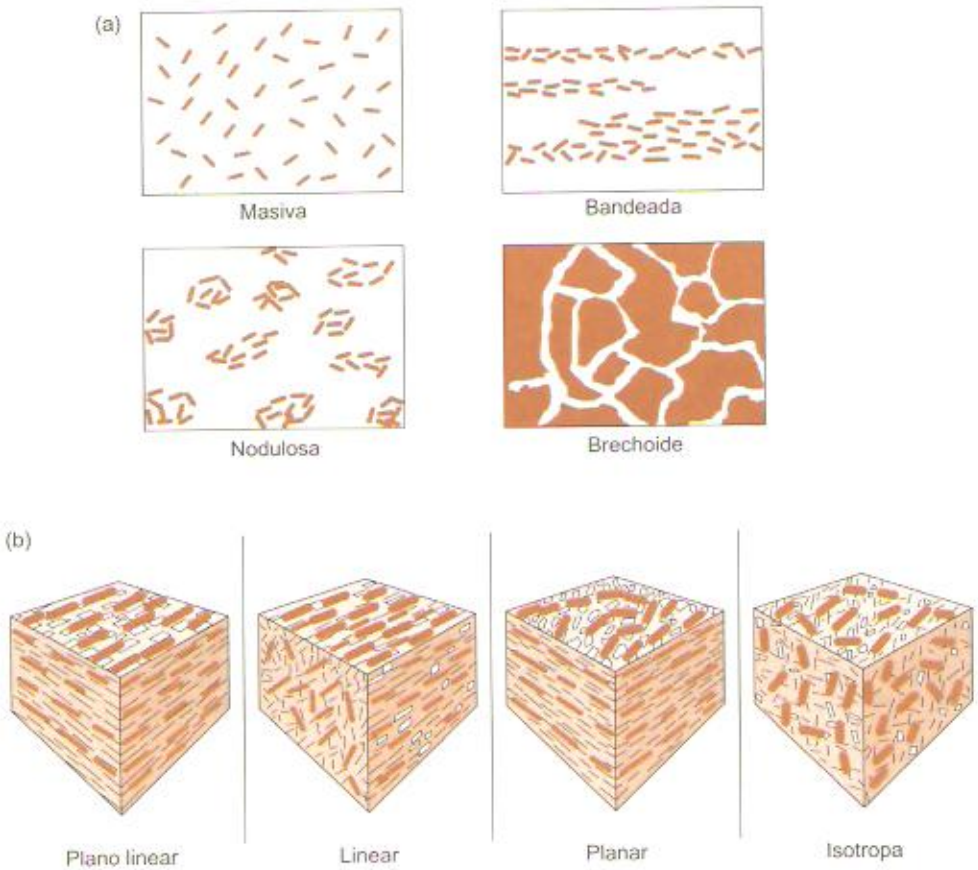


FIGURA I.6
(a) Tipos principales de estructuras. (b) Fábricas que puede presentar una roca con estructura masiva.

PRÁCTICA 1

Identificación de propiedades físicas en minerales

✓ Objetivos

- En muestras de minerales, ser capaz de identificar y describir sus propiedades físicas principales (color, brillo, morfología, dureza, raya, exfoliación) y subordinadas (tenacidad, solubilidad, magnetismo estriaciones y peso específico), resultantes de la aplicación o no de un agente externo.

Material de trabajo

Cuaderno, útiles de escritura, lupa de bolsillo (10×), placa de porcelana no vitrificada, punzón, vidrio, gotero con ácido clorhídrico diluido (10%).

1.1. Introducción: las propiedades físicas de los minerales

La capacidad para identificar minerales utilizando las técnicas más simples es una necesidad para geólogos y científicos relacionados con las ciencias de la Tierra, especialmente durante el trabajo de campo. En esta práctica se aprenderá cómo utilizar las principales propiedades físicas de los minerales para identificarlos.

Las propiedades físicas útiles son aquellas que pueden determinarse por observación («visu») o mediante sencillos ensayos. Así, se diferencian dos tipos de determinación, según se aplique o no un agente externo.

1.2. Determinación de características del mineral sin aplicación de un agente externo: color, brillo y morfología del mineral

Color

Esta propiedad es el resultado de la interacción de la luz con el mineral, dependiendo de las longitudes de onda que son absorbidas por el mineral, de cuáles son reflejadas y de cuáles son refractadas. Los minerales son coloreados porque absorben ciertas longitudes de onda de la luz, y el color es el resultado de la combinación de las longitudes de onda que llegan al ojo. Si la luz no sufre absorción el mineral es incoloro, tanto en la luz reflejada como en la transmitida.

Algunas veces, el color esta causado por la combinación específica de átomos que forman el mineral. En estos minerales, llamados idiocromáticos, el color es prácticamente constante y característico, siendo útil como criterio de identificación. Así, la malaquita es siempre verde y la azurita, azul.

Muchos minerales, normalmente incoloros, pueden presentarse coloreados debido a la presencia de elementos traza que se incorporan en la estructura del mineral (cromóforos). Así, en el corindón la presencia en trazas de Ti y Fe le confiere color azul (zafiro), mientras que indicios de Cr originan un color rojo intenso (rubí). El color del mineral también se puede deber a otras causas como defectos en la estructura cristalina (ej. fluorita) e inclusiones finamente divididas de otros minerales (ej. yeso rojo). Todos estos minerales, que

muestran una variación en el color se llaman alocromáticos. Algunos ejemplos de minerales idiocromáticos y alocromáticos se muestran en la Figura 1.1 (en pliego a color).

Estos cambios en el color de un mismo mineral dan lugar a lo que se denominan variedades. Uno de los ejemplos más representativos es el del cuarzo y sus múltiples variedades: cuarzo rosa (trazas de titanio), ahumado (sometido a material radiactivo), lechoso (inclusiones fluidas), púrpura-amatista (hierro férrico), prasio (trazas de clorita), hematoideo-jacinto de Compostela (trazas de hematites). La existencia de variedades de un mismo mineral hace que el color sea una propiedad física de utilidad relativa.

Junto al color del mineral debe describirse su capacidad para transmitir la luz, diferenciándose minerales transparentes (se ve claramente la luz y una imagen), translúcidos (de aspecto brumoso, permite el paso de la luz pero no de una imagen) y opacos (no permite el paso de la luz).

Brillo (lustre)

Como ya se comentó al hablar del color, la luz blanca visible que incide sobre la superficie de un mineral puede ser transmitida, dispersada, reflejada, refractada o absorbida. La dispersión y reflexión contribuyen a lo que se denomina brillo o lustre. Esta propiedad, dependiente de la luz, es el aspecto general que tiene la superficie del mineral cuando se refleja la luz en ella, es decir, es la descripción de cómo la superficie de una sustancia refleja la luz. Los minerales pueden presentar brillo metálico (ej. pirita) o no metálico (ej. cuarzo), según se asemejen o no al brillo de un metal. Si un mineral no presenta brillo se denomina mate (refleja pobremente la luz de una superficie relativamente rugosa) o terroso (refleja pobremente la luz como una masa suelta de tierra).

Un mineral que tenga el aspecto brillante de un metal se dice que posee brillo metálico (ej. galena), son completamente opacos a la luz. Por el contrario, todos los minerales de brillo no metálico suelen ser de colores claros y transmiten la luz, al menos en lámina delgada (30 μm de espesor) (ej. baritina). La separación entre estos dos grupos de minerales no es a veces tan clara, empleándose en estos casos el término brillo submetálico (ej. grafito).

En raras ocasiones un mineral puede presentar variedades con brillo metálico y no metálico, como es el caso del mineral hematites.

Cuando un mineral tiene brillo no metálico éste se describe con uno de los siguientes nombres (Figura 1.2, en pliego a color):

Adamantino. Muestra un reflejo fuerte y brillante como el diamante. Se debe a un alto índice de refracción (ej. cerusita).

Vítreo. Tiene el brillo del vidrio (ej. yeso).

Resinoso. Presenta el brillo de la resina (ej. esfalerita).

Nacarado o perlado. Muestra el brillo irisado de la perla. Se observa bien en las superficies paralelas a los planos de exfoliación (ej. baritina).

Sedoso. Como la seda. Resultado de la reflexión de la luz sobre un agregado de fibras finas paralelas (ej. trona).

Céreo o graso. Su aspecto recuerda al de la cera (ej. malaquita).

El brillo al igual que el color hay que observarlo en zonas frescas del mineral ya que la existencia de alteraciones podría enmascararlo o variarlo (Figura 1.3, en pliego a color).

Morfología de los minerales: forma y hábito

La forma es el término cristalográfico que define el desarrollo de una serie de caras como resultado de la simetría del cristal, controlada por el sistema cristalino y clase a la que pertenece, cuando el cristal crece libremente. En la naturaleza, sin embargo, los minerales deben competir para crecer, dando como resultado agregados más o menos densos de cristales intercrecidos los cuales no exhiben realmente su forma cristalográfica, sino la morfología resultante del ambiente genético en el que se ha originado, denominándose hábito. Así, un mineral como el cuarzo puede presentar diversos hábitos, originándose cristales con desarrollo de vértices, caras y aristas en unos ambientes, y aspecto masivo en otros (Figura 1.4, en pliego a color).

En el reconocimiento de «visu» de minerales lo que se observa, desde el punto de vista morfológico, es el hábito (forma de presentarse un mineral), que puede coincidir o no con la forma cristalográfica. Los siguientes términos hacen referencia al grado de desarrollo de las caras cristalinas, correspondan tanto a forma como hábito:

- **Euhédrico.** Desarrollo de caras bien formadas.
- **Subeuhédrico.** Desarrollo parcial de caras en el cristal.
- **Anhedral.** Ausencia de caras en el cristal.

Forma

Las formas cristalográficas, están controladas por la simetría del cristal y por consiguiente por su estructura

interna que se corresponderá con un sistema cristalino y clase determinada (Figura 1.5). Incluye formas cerradas y abiertas, según cierren o no el espacio tridimensional (Figura 1.6). Las formas cerradas son simples, mientras que las abiertas, al requerir de varias para cerrar el espacio (formar un cristal), son compuestas. Las formas abiertas son: pedión, pinacoide, domo, esferoide, prisma y pirámide. La mayor parte de las formas cerradas pertenecen al sistema cúbico, las más comunes son: cubo (pirita), octaedro (magnetita), tetraedro (tetraedrita) y rombododecaedro (granate). Dentro de las no pertenecientes al sistema cúbico destaca el romboedro (dolomita).

Desde el punto de vista práctico no es una propiedad importante porque los minerales que muestran buenas formas son raros (minerales de museo), ya que las condiciones para que éstas se desarrollen no son las predominantes en la naturaleza. Más interesante desde el punto de vista de la identificación mineralógica es la presencia de maclas, es decir el crecimiento conjunto y simétrico de dos o más cristales de una misma sustancia. Su origen puede deberse a un plano de macla, eje de rotación o centro de macla. Así, se diferencian: *a*) Maclas de contacto, con superficie definida que separa los dos cristales (plano de simetría). *b*) Maclas de penetración constituidas por distintos cristales interpenetrados con superficie irregular (eje de simetría). *c*) Maclas múltiples, que pueden ser polisintéticas (planos paralelos) o cíclicas (planos no paralelos). En la Figura 1.7 se recogen estos tipos de maclas y algunos minerales maclados representativos.

Hábito

Es un término descriptivo que hace referencia al aspecto externo de un cristal o agregado de cristales de un mineral. Se diferencia por un lado el hábito de los cristales individuales y por otro el de los agregados. En estos últimos, múltiples cristales individuales dan lugar a una morfología única, en la que con frecuencia los cristales individuales son difíciles de diferenciar, especialmente si son de pequeño tamaño (micro o criptocristalinos). El hábito de un mineral está condicionado por el ambiente de formación del cristal, a su vez influenciado por los siguientes factores: presión, temperatura, tasa de crecimiento, ambiente químico, tensiones ambientales y presencia de otros cristales creciendo.

Examinaremos seguidamente los principales tipos de hábito referidos a cristales individuales o en agregados. En cristales individuales es conveniente verificar si el cristal es el resultado o no de rotura, para obviar la presencia de morfologías de exfoliación.

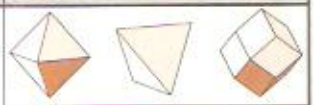
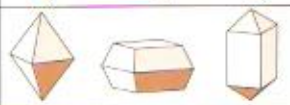
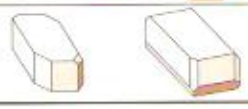
SISTEMA	PARÁMETROS	CRITERIO DE IDENTIFICACIÓN*	EJEMPLO	SISTEMA DE EJES	FORMAS CRISTALINAS
CÚBICO 5 clases	$a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90°$	4 ejes ternarios	Fluorita, galena, granate, halita, magnetita, pirita, esfalerita		
TETRAGONAL 7 clases	$a = b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90°$	1 eje cuaternario	Calcopirita, pirolusita		
HEXAGONAL 7 clases	$a = b \neq c$ $\alpha = \beta = 90°$ $\gamma = 120°$	1 eje senario	Grafito, apatito		
TRIGONAL 5 clases	$a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma \neq 90°$	1 eje ternario	Cuarzo, calcita, dolomita, corindón, hematites, magnesita		
RÓMBICO 4 clases	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90°$	3 ejes binarios o 1 eje binario y dos planos de simetría	Baritina, olivino, estaurolita, sillimanita		
MONOCLÍNICO 2 clases	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \gamma = 90° \neq \beta$	1 eje binario o un plano de simetría	Yeso, hornblenda, malaquita, moscovita, ortosa, talco, serpentina, augita, biotita		
TRICLÍNICO 2 clases	$a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90°$	1 cetro de simetría o solo translación	Plagioclasa, cianita		

FIGURA 1.5
Sistemas cristalinos y formas cristalográficas. * Se incluyen ejes de simetría de rotación y de rotoinversión.

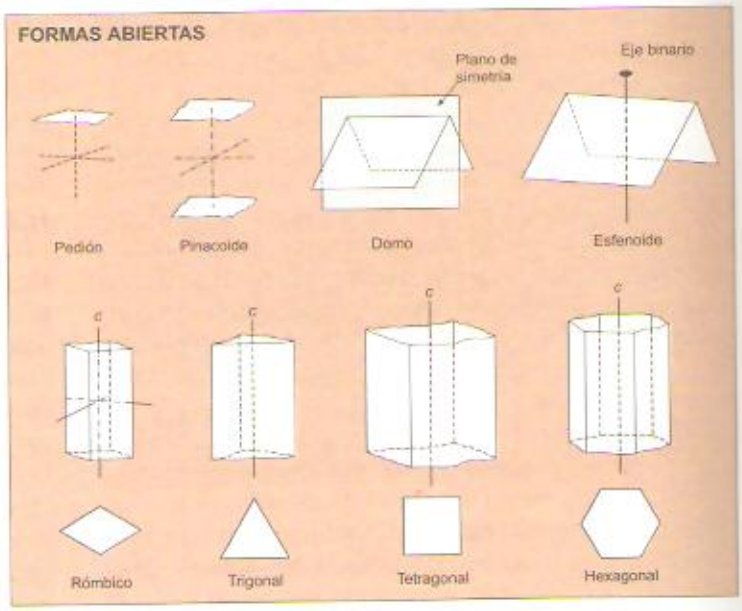


FIGURA 1.6
Formas cristalográficas. (a) Formas abiertas. Las caras de las secciones basales de los prismas pueden duplicarse, dando lugar a formas ditrigonales, ditetragonales y dihexagonales. Si las caras cortan al eje c se denominan pirámides. (b) Formas cerradas comunes en los minerales.

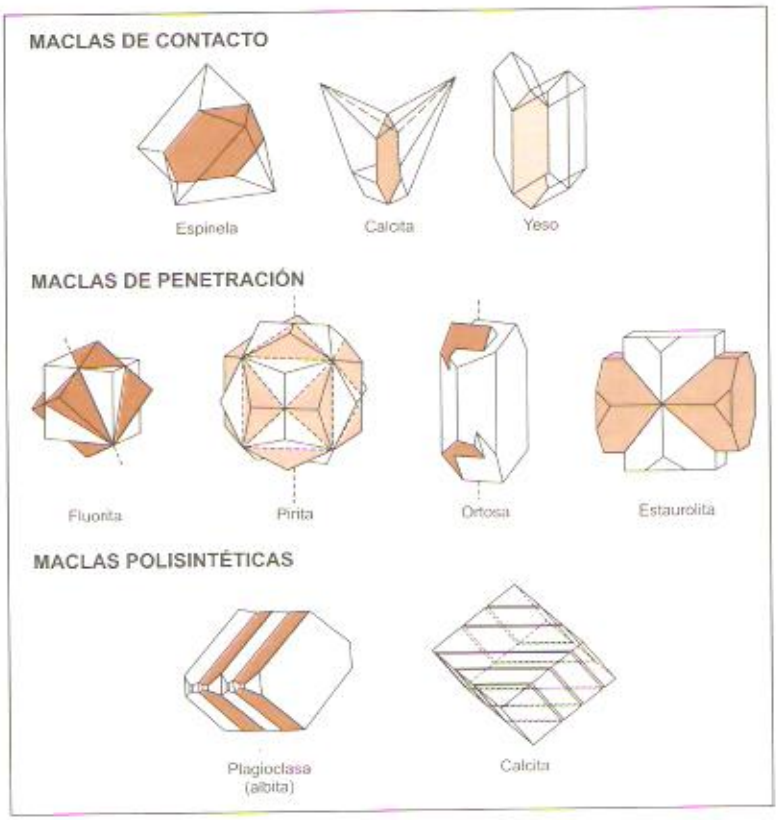


FIGURA 1.7
Principales tipos de maclas y minerales representativos.

I. Hábitos aplicados a cristales individuales

Se establecen distintos tipos morfológicos de hábito basándose en las relaciones existentes entre el largo, ancho y grosor del mineral (Figura 1.8, en pliego a color):

1. ISOMÉTRICOS

Equidimensionales en el espacio.

Isométrico. Incluye cristales con dimensiones similares en las tres direcciones del espacio incluyéndose tanto cristales con morfologías angulosas (fluorita) como redondeadas (granate).

2. NO ISOMÉTRICOS

Se incluyen las siguientes variedades morfológicas.

a) *Alargado*: bloque, prismático y acicular.

Bloque. Pertenecen a este hábito cristales a menudo con aspecto de caja, no necesariamente con caras planas, más alargados que los cristales isométricos, pero menos que los prismáticos, y más gruesos que los tabulares (feldespato, augita).

Prismático. Cristales alargados más grueso que acicular, sección menos aplastada que hojoso (columnar) (apatito). Varios cristales que se disponen paralelos o radiales originan agregados columnares.

Acicular. Cristales alargados finos como agujas. Varios cristales originan agregados aciculares o filiformes (en este caso cuando recuerda al cabello) (serpentina).

b) *Aplanado* (espesor menor que ancho): tabular, hojoso y micáceo.

Tabular. Con forma de tableta, no tan alargado como hojoso (baritina). Varios cristales que se disponen paralelos o radiales originan agregados tabulares.

Hojoso. Alargado y aplastado, más alargado y estrecho que tabular (cianita). Varios cristales que se disponen paralelos o radiales originan agregados hojosos.

Micáceo. Cuando un mineral esta constituido por morfologías laminares fácilmente exfoliables (moscovita).

II. Hábitos aplicados a agregados

Existe una amplia terminología, los tipos principales se relacionan seguidamente (Figura 1.9, en pliego a color):

Coloforme. Morfologías esferoidales compuestas de agregados radiales de diverso tamaño y morfología que incluye los tipos reniforme (aspecto de riñón) y botrioidal (aspecto de racimo de uvas) (malaquita).

Dendrítico. Los cristales del mineral se disponen ramificados originando morfologías que recuerdan las plantas y arbustos (pirolusita).

Masivo. Agregados de cristales de los que no es posible discernir la morfología de los cristales (azurita). Si estos se llegan a ver pero no se reconocen sus formas (granos) se denominan granulares (olivino).

Fibroso. Agregados fibrosos, tanto paralelos como radiales (fibrorradiales) (yeso).

Geoda. Superficie curvada recubierta por agregados minerales en disposición radial que no cierran completamente la cavidad (cuarzo).

Drusa. Agregado de cristales paralelos que recubren una superficie plana o ligeramente convexa (calcita).

1.3. Determinación de características del mineral aplicando un agente externo: dureza, raya, exfoliación y fractura

Dureza

Es la resistencia que ofrece la superficie lisa de un mineral a ser rayada. Depende de la estructura cristalina y se puede considerar como una manera de evaluar su reacción a una tensión sin rotura. Cuanto más fuerte es la fuerza de enlace entre los átomos, más duro es el mineral. El mineralogista austriaco Friederich Mohs (1773-1839) estableció una escala relativa de dureza, con minerales de referencia, en función de la facilidad o dificultad con que un mineral es rayado por otro. Dicha escala, denominada de Mohs se recoge en la Figura 1.10a.

Los minerales de dureza 1 y 2 son considerados como muy blandos, si son oscuros tiznan los dedos y si son claros se rayan con la uña. Con un punzón o navaja se pueden rayar todos los minerales de dureza inferior a 5. Los de dureza 5 se pueden rayar con un vidrio de ventana y los de 6 con una placa de porcelana. Los considerados como muy duros (7-10), son aquellos que rayan la placa de porcelana.

La comparación de la escala de Mohs con una escala de dureza absoluta pone en evidencia el carácter

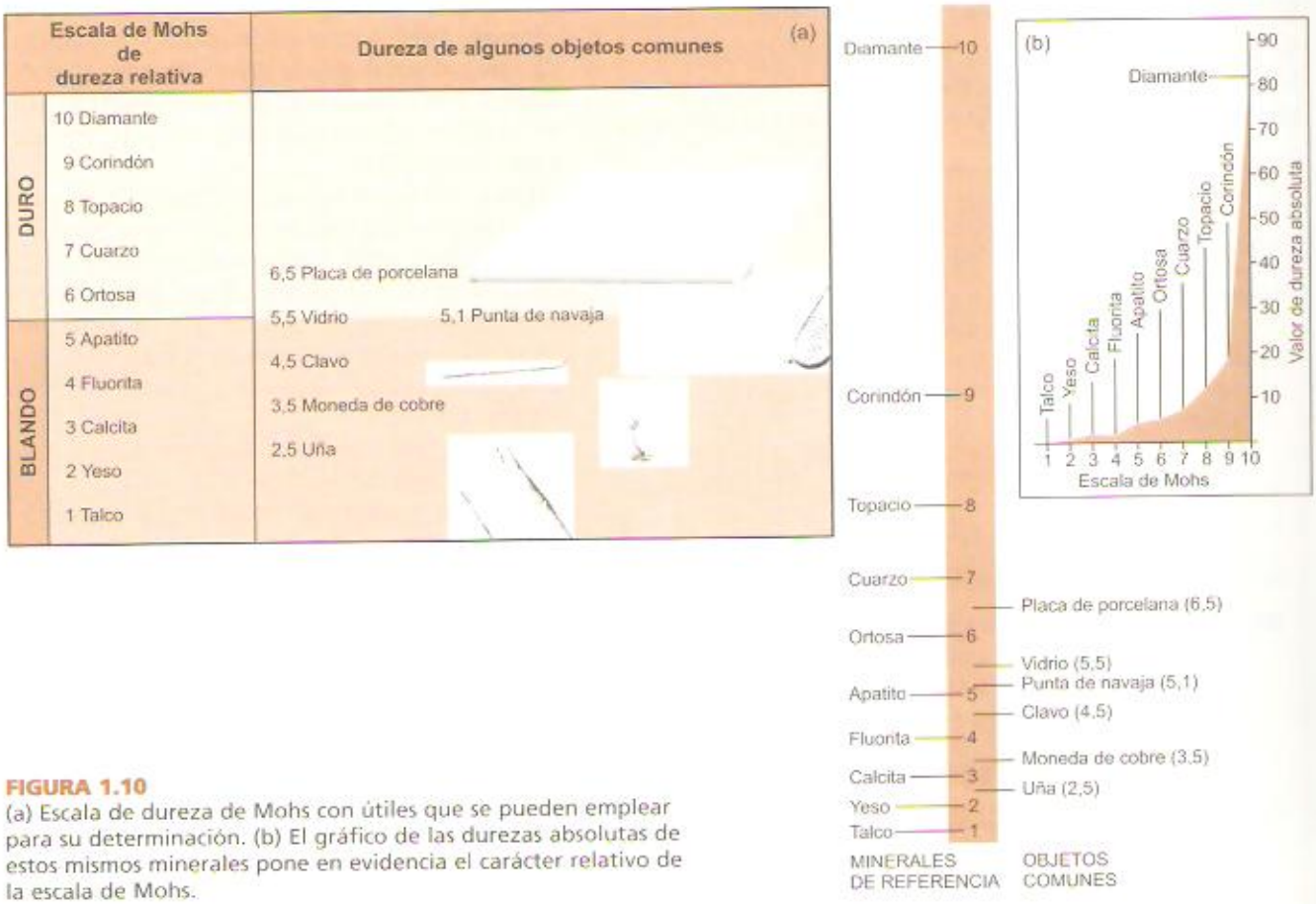


FIGURA 1.10
(a) Escala de dureza de Mohs con útiles que se pueden emplear para su determinación. (b) El gráfico de las durezas absolutas de estos mismos minerales pone en evidencia el carácter relativo de la escala de Mohs.

relativo de la misma, así un mineral con dureza 10 no es el doble de duro que el de dureza 9 (Figura 1.10b).

Al ser la dureza una propiedad vectorial, un mismo mineral puede presentar distinta dureza según la dirección considerada. Aunque en general esta diferencia es inapreciable sin utilización de instrumentos apropiados, algunos minerales como calcita (H = 2-3) y cianita (H = 5-7) muestran variaciones notables (Figura 1.11).

Color de la raya

Es el color que presenta una sustancia después de ser pulverizada o rayada. Se determina fácilmente frotando el mineral sobre una placa de porcelana. Dado que la placa de porcelana tiene una dureza aproximada de 6,5 no puede emplearse esta técnica con minerales de dureza superior a esta. Las partículas desprendidas presentan el color genuino del mineral, ya que quedan eliminados los efectos ópticos secundarios que actúan en la capa superficial del mineral pudiendo variar su propio color. Los elementos metálicos nativos y la mayoría de los sulfuros y óxidos presentan un color de raya intenso y definido. La mayoría de los óxidos no metálicos, los cloruros, fluoruros, carbonatos, sulfatos, fosfatos y algunos silicatos presentan raya blanca.

Varios ejemplos de rayas coloreadas se recogen en la Figura 1.12 (en pliego a color), es de destacar que el color de la raya es independiente del color del mineral y de su brillo.

① Punzón
② Cuarzo

FIGURA 1.11
Ejemplo de variabilidad de la dureza en un mismo mineral. Los cristales de cianita que se muestran en la fotografía, presentan dureza 5 a lo largo del cristal (se raya con un punzón), sin embargo, transversalmente la dureza es de 7, rayándose con dificultad con un cristal de cuarzo. (Fotografía de Manuel Pozo.)

Exfoliación y fractura

La exfoliación y la fractura son el resultado de la respuesta del mineral a la acción de fuerzas externas que provocan una tensión y con frecuencia deformación en la estructura interna del mineral. Los mecanismos de enlace y la presencia o ausencia de defectos estructurales condicionarán su resistencia. Desde el punto de vista práctico la propiedad más importante es la exfoliación.

Exfoliación

Es una propiedad física de los minerales caracterizada por la rotura ordenada del mineral siguiendo uno o varios sistemas de planos de exfoliación (o clivaje). Este fenómeno se debe a la existencia de planos reticulares unidos por un menor número de enlaces, por unidad de volumen, que otros planos de la estructura del mineral, o bien que están unidos por enlaces más débiles. La relación entre la estructura interna y las direcciones de rotura, hacen de la exfoliación una propiedad física vectorial.

La exfoliación puede describirse como: perfecta, buena, pobre o ausente. Una exfoliación perfecta refleja la luz en una dirección, procedente de una superficie regular y lisa. Una exfoliación buena también refleja la luz en una dirección pero a través de muchas superficies planas, pequeñas e irregulares. Una exfoliación pobre refleja la luz de pequeñas superficies, no visibles, planas, irregulares y difícilmente distinguible de los planos de fractura. Un mineral sin exfoliación no rompe a lo largo de verdaderas superficies planas (aunque algunos se aproximen), de forma que toda la luz es reflejada aleatoriamente.

Cada conjunto de planos de exfoliación tiene una orientación respecto de la estructura cristalina, denominándose dirección de exfoliación. Los minerales pueden tener una, dos tres, cuatro o seis direcciones de exfoliación. En minerales con exfoliación perfecta o buena la intersección de estas direcciones origina diversas morfologías que se denominan respectivamente: exfoliación basal, prismática, cúbica, romboédrica, octaédrica y rombododecaédrica (Figura 1.13). Un mineral con tres direcciones de exfoliación desarrolladas entre sí a ángulos rectos (ej. galena), se rompe en cubos (exfoliación cúbica) o fragmentos limitados por caras formando ángulos rectos entre sí. Por el contrario, las micas tienen solo una dirección predominante y rompen en finas láminas, como las páginas de un libro (exfoliación basal). En la descripción de la exfoliación debe anotarse tanto el número de direcciones de exfoliación como los ángulos a los cuales se cortan las direcciones mencionadas.

No debe confundirse la exfoliación con la partición. Esta última se produce cuando un mineral rompe a lo largo de planos de debilidad estructural, resultado de una presión, de una macla o de una desmezcla. Al ser paralela a los planos cristalográficos recuerdan la exfoliación. A diferencia de la exfoliación, la partición es mucho más rara y no todos los ejemplares de un mismo mineral la presentan.

Fractura

Se produce cuando en una estructura cristalina la resistencia de los enlaces es aproximadamente la misma en todas las direcciones, el mineral se rompe sin seguir las normas de la exfoliación (o partición).

Los principales tipos de fractura son los siguientes:

Concoidal. Cuando la fractura tiene superficies suaves, lisas, como la cara interior de una concha.
Fibrosa o astillosa. Cuando el mineral se rompe según astillas o fibras.
Ganchuda. El mineral se rompe según una superficie irregular, dentada, con filos puntiagudos.
Desigual o irregular. El mineral se rompe según superficies bastas e irregulares.

No es raro que algunos minerales, como los feldespatos, puedan presentar al mismo tiempo fractura y exfoliación.

1.4. Otras propiedades físicas

Estriaciones

Son morfologías formadas por surcos rectos muy finos, que se presentan en las caras o superficies de exfoliación de algunos minerales. Esta característica puede ser de ayuda en la diferenciación de minerales de aspecto similar como los feldespatos calco-sódicos (plagioclasas) y los potásicos. Así, las plagioclasas tienen estriaciones sobre las caras de una de las direcciones de exfoliación (realmente son maclas múltiples) siendo paralelas a la segunda dirección de exfoliación. Algunos feldespatos potásicos pueden tener líneas en sus superficies que recuerdan las estriaciones, pero realmente son lamelas de exolución discontinuas, finas y subparalelas, constituidas por plagioclasa sódica (albita).

Otros minerales que pueden presentar buenas estriaciones son turmalina y pirita (Figura 1.14), en muchos casos se trata del crecimiento de cristales a lo largo de superficies paralelas muy próximas.

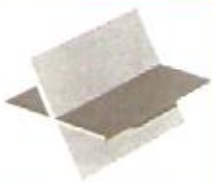
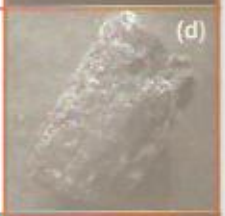
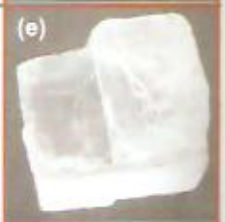
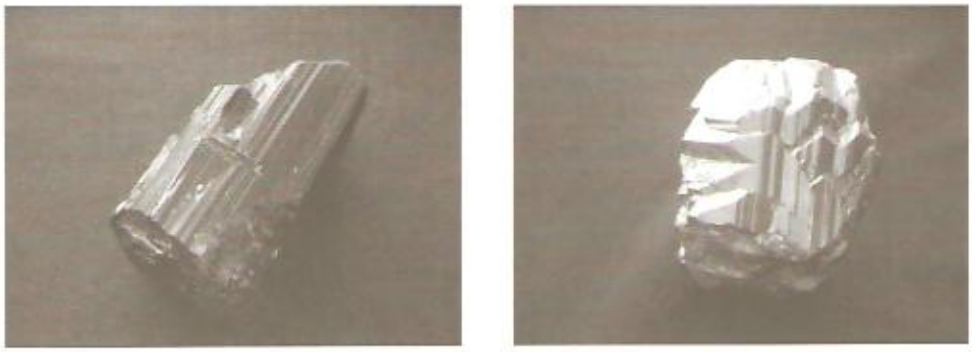
Número de direcciones de exfoliación	Esquema de las direcciones de exfoliación	Morfología resultante de la exfoliación	Esquema de morfologías	Ejemplo real de mineral
0 (no hay exfoliación, sólo fractura)		Masas irregulares sin superficies planas.		(a)
1		Exfoliación basal. «Libritos» que se separan en láminas planas.		(b)
2 (ángulo recto)		Exfoliación prismática recta. Morfología alargada con sección transversal rectangular, o partes del mismo.		(c)
2 (ángulo no recto)		Exfoliación prismática no recta. Morfología alargada con sección transversal de paralelogramo, o partes del mismo.		 (d)
3 (ángulo recto)		Exfoliación cúbica. Morfología de cubo o partes del mismo.		 (e)
3 (ángulo no recto)		Exfoliación romboédrica. Morfología de romboedro o partes del mismo.		(f)
4		Exfoliación octaédrica. Morfología de octaedro o partes del mismo.		(g)
6		Exfoliación rombododecaédrica. Morfología de rombododecaedro o partes del mismo.		(h)

FIGURA 1.13
Tipos de exfoliación en función de las direcciones de exfoliación y los ángulos formados. (a) Olivino. (b) Biotita. (c) Ortosa. (d) Hornblenda. (e) Halita. (f) Calcita. (g) Fluorita. (h) Granate.



(a) (b)

FIGURA.1.14
Estrías en cristales de turmalina (a) y pirita (b). (Fotografías de Manuel Pozo.)

Peso específico

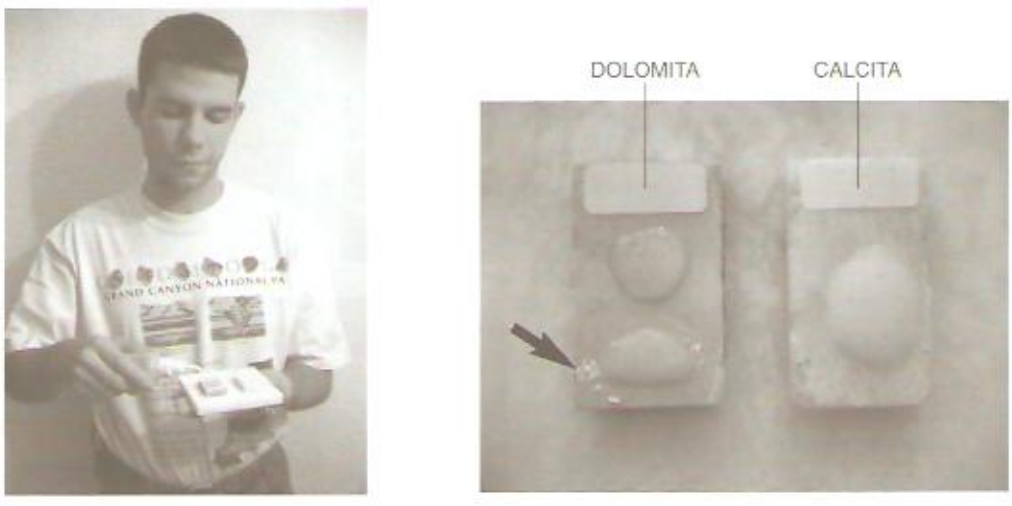
También denominado densidad relativa, el peso específico de un mineral es un número que expresa la relación entres su peso y el peso de un volumen igual de agua a 4 °C. Así, el cuarzo (peso específico de 2,65) es 2,65 veces más pesado que un volumen igual de agua.

Depende del tipo de átomos que constituyen el mineral y su empaquetamiento. Se puede estimar de forma relativa aunque la determinación precisa es complicada porque requiere que el mineral sea puro, empleándose instrumentos como la balanza de Jolly, el picnómetro o la aplicación de líquidos pesados de densidad conocida.

Una manera fácil de tantear el peso específico consiste en colocar dos piezas de minerales de tamaño similar en cada una de las manos, a continuación se sopesa cual parece más pesada, esta será la que tendrá mayor peso específico. La mayoría de los minerales metálicos tiene mayor peso específico que los no metálicos.

Solubilidad

La solubilidad de un mineral puede tener lugar en medio acuoso o en medio ácido. En el primer caso la solubilización puede ser total (halita, trona) o parcial (yeso). En medio ácido es relevante el comportamiento de los carbonatos más comunes. Así, calcita y dolomita reaccionan con efervescencia de distinta intensidad en contacto con ácido clorhídrico diluido (10%). Este hecho puede servir de diagnóstico, ya que la calcita da efervescencia vigorosa, mientras que en la dolomita, menos reactiva, el mineral debe estar pulverizado o rayado para observarse la reacción (Figura 1.15).



(a) (b)

FIGURA 1.15
Empleo del ácido clorhídrico diluido (HCl 10%) en el reconocimiento de carbonatos comunes. (a) Adición mediante gotero a las muestras problema. (b) Obsérvese cómo la calcita reacciona vigorosamente en medio ácido, mientras que en la dolomita la reacción sólo es destacable cuando previamente se ha rayado o pulverizado (flecha). (Fotografías de Manuel Pozo.)

EJERCICIOS

1. Indicar si son o no minerales los siguientes materiales, en los que la respuesta sea negativa explicar brevemente el porqué no lo son: *a*) un copo de nieve, *b*) carbón, *c*) sal de mesa, *d*) ventana de vidrio, *e*) grafito.
2. ¿Para qué grupo de minerales es el color un criterio de visu de poca utilidad? Justificar la respuesta.
3. Indicar qué brillo presentan los minerales de la fotografía.

①

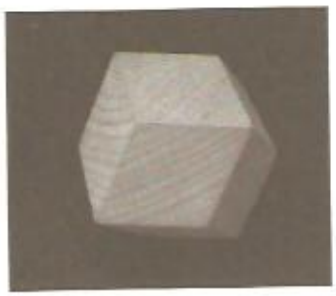
②

③

④

4. En las fotografías se muestran modelos de formas cristalográficas. *a*) ¿Cómo son las formas, abiertas o cerradas? *b*) ¿Qué nombre recibirán? *c*) ¿Qué minerales pueden presentarlas?

①



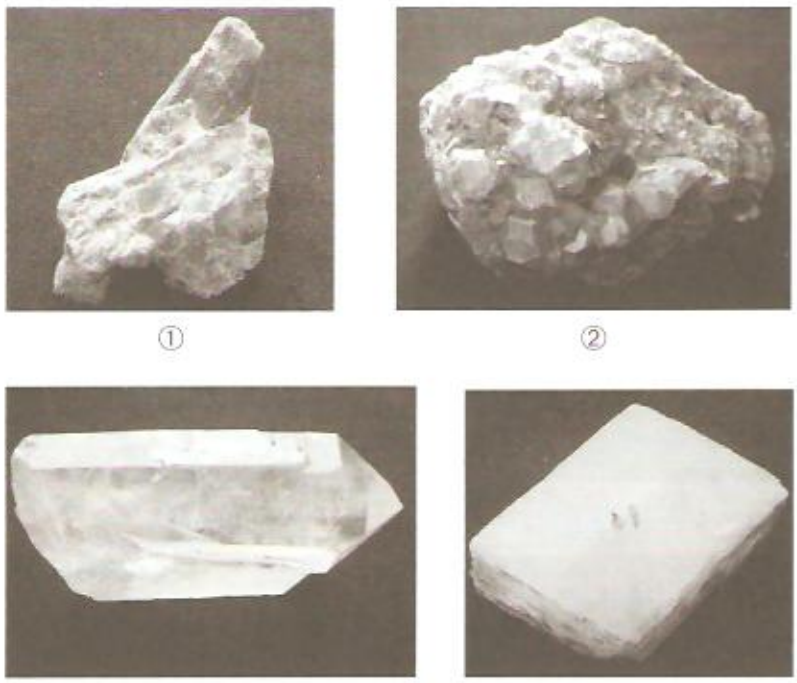
②

③

④

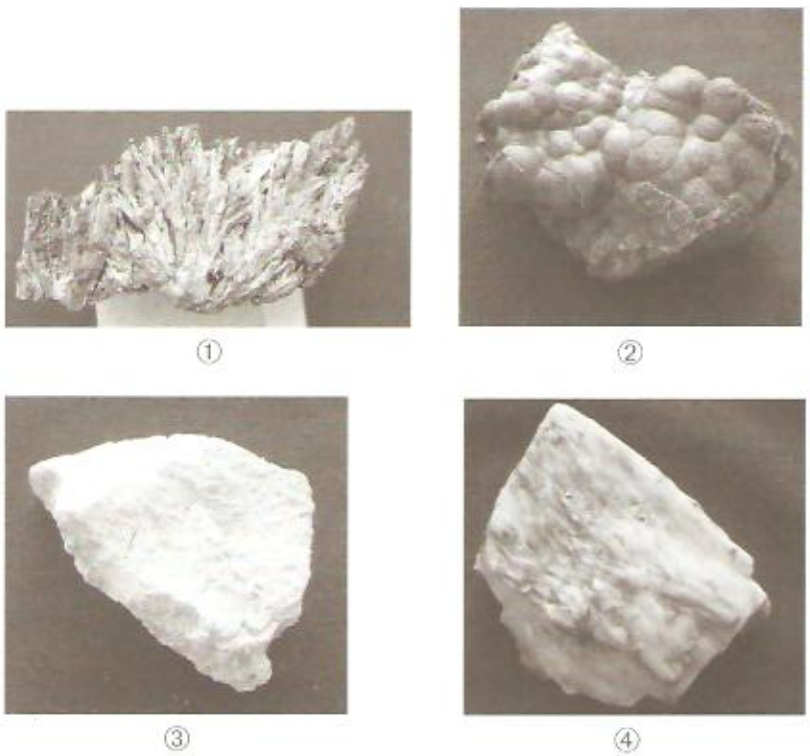
⑤

5. Describir el hábito de los minerales de la fotografía.



①　②　③　④

6. La fluorita se presenta comúnmente formando cristales que son cúbicos, pero no rompe formando cubos. *a*) ¿Cuántas direcciones de exfoliación presenta? *b*) ¿En qué morfología rompe la fluorita? *c*) ¿Cómo se denomina a ese tipo de exfoliación?
7. ¿Qué tipo de agregados presentan los minerales de la fotografía?



①　②　③　④

8. Un mineral puede rayar la fluorita pero es rayado por una pequeña navaja. *a*) ¿Es un mineral duro o blando? *b*) ¿Cuál es el número de este mineral en la escala de Mohs? *c*) Si el diamante es la sustancia conocida más dura, ¿qué sustancia mineral puede ser usada para cortarlo y pulirlo?
9. *a*) ¿Qué representan las morfologías de los siguientes modelos cristalográficos? *b*) ¿De qué tipo son? *c*) ¿De qué minerales son representativas?

①

②

③

④

10. Describir qué sucede cuando se añade ácido clorhídrico diluido al mineral calcita, escribir la reacción resultante. ¿Qué se desprende?

PRÁCTICA 2

Reconocimiento, mediante criterios de «visu», de los principales minerales petrogenéticos, menas o industriales

✓ Objetivos

- Identificar minerales comunes mediante el empleo de criterios de visu y de las tablas de base de datos mineralógicos. Establecer su interés genético o económico, así como sus aplicaciones y usos.

Material de trabajo

Ficha de identificación mineralógica, tablas de base de datos mineralógicos, útiles de escritura, lupa de bolsillo (10×), placa de porcelana no vitrificada, punzón, vidrio, gotero con ácido clorhídrico diluido (10%).

Relación de minerales: *CUARZO, ORTOSA, PLAGIOCLASA, MOSCOVITA, BIOTITA, HORNBLENDA, AUGITA, OLIVINO, CALCITA, DOLOMITA, YESO, HALITA, CALCOPIRITA, MALAQUITA, ESFALERITA, GALENA, HEMATITES, MAGNETITA, PIROLUSITA, PIRITA, APATITO, BARITINA, CORINDÓN, FLUORITA, GRAFITO, MAGNESITA, SERPENTINA, CIANITA, ESTAUROLITA, GRANATE, SILLIMANITA* y *TALCO.*

2.1. Introducción

Una vez conocidas las propiedades físicas de los minerales se puede pasar a la identificación de los ejemplares que se suministren en las clases prácticas. Es muy importante que el alumno aprenda la metodología para la identificación de los minerales, esto es, la secuencia de recogida de datos y su interpretación, más que el memorizar simplemente un mineral determinado. La habilidad para identificar minerales es una de las destrezas más útiles para los geólogos, también lo será para la identificación de las rocas, en las que un requisito es identificar su mineralogía. Solo después de que se han identificado correctamente los minerales y las rocas que los contienen, se puede establecer adecuadamente su origen. Como se ha visto previamente la identificación de «visu» de los minerales se basa, principalmente, en la habilidad para describir sus propiedades físicas. Para la realización de esta práctica se han seleccionado tres grupos de minerales con interés genético o económico.

En el primer grupo se incluyen los minerales formadores de rocas (petrogenéticos), tanto silicatados (cuarzo, feldespatos, moscovita, biotita, anfíboles, piroxenos y olivino) como no silicatados (calcita, dolomita, yeso y halita), cuya identificación es indispensable para la clasificación de las rocas (Figura 2.1, en pliego a color).

En el segundo grupo se recogen minerales metálicos y formadores de menas, estos son especialmente interesantes por sus implicaciones económicas en la extracción de diferentes elementos metálicos. Destacan minerales mena de cobre (calcopirita y malaquita), de cinc (esfalerita), de plomo (galena), de hierro (oligisto y magnetita) y de manganeso (pirolusita). Se incluye junto a estos la pirita, mineral metálico muy frecuente y a menudo asociado a varios de los anteriores en los yacimientos (Figura 2.2, en pliego a color).

El tercer grupo esta integrado por minerales de interés industrial y/o con aplicación en la interpretación

genética de las rocas en las que aparecen. Entre los primeros se encuentran apatito, baritina, corindón, fluorita, grafito, magnesita y serpentina. Entre los segundos se recogen varios minerales típicos del ambiente metamórfico como son: cianita, estaurolita, granate, sillimanita y talco (Figura 2.3, en pliego a color).

2.2. Metodología en la identificación mineral

Para la correcta identificación de un mineral, aplicando criterios de «visu», han de seguirse una serie de pasos que se describen seguidamente. Debe tenerse cuidado de que la muestra no sea una roca, en cuyo caso habría que considerar los minerales constituyentes por separado:

a) Separar los minerales de brillo metálico de los no metálicos. Si hay dudas es probablemente no metálico.

b) Determinar la dureza relativa y el color de la raya del mineral, cumplimentando la ficha de identificación.

c) Anotar otras propiedades fácilmente identificables en el mineral problema.

d) Emplear las propiedades del mineral para determinar el posible nombre ayudándose de la base de datos minerales, comprobando otras propiedades del mineral para confirmar su identificación.

e) Registrar el nombre del mineral y sus utilidades en la ficha de identificación.

El modelo de ficha a rellenar se muestra en la Figura 2.4. A partir de un conjunto de muestras de minerales suministradas por el profesor rellenar la ficha de identificación mineral aplicando el procedimiento descrito anteriormente.

Las bases de datos de los minerales petrogenéticos, menas y de interés industrial/genético se recogen en las Figuras 2.5, 2.6 y 2.7, respectivamente.

Número de muestra	Brillo	Dureza	Color	Raya (color)	Fractura	Exfoliación (tipo, n.º de direcciones y ángulos)	Otras propiedades	Nombre del mineral	Interés industrial o genético. Aplicaciones

FIGURA 2.4
Ficha modelo para la identificación de minerales.

MINERALES FORMADORES DE ROCAS

MINERALES (COMPOSICIÓN)	BRILLO	DUREZA	RAYA	PROPIEDADES FÍSICAS DESTACABLES DEL MINERAL	SISTEMA CRISTALINO	AMBIENTE GENÉTICO
OLIVINO $(Fe,Mg)_2SiO_4$ Serie isomórfica: forsterita (Mg)-fayalita (Fe)	No metálico vítreo	6,5-7	Blanca	Colores que van de verde a marrón y hasta amarillo. Prismas cortos aplastados. Con frecuencia en agregados granulares. Transparente a translúcido. Fractura concoide. Sin exfoliación (p.e., 3,3-4,4). Utilidades: gema (variedad peridoto) y fuente de magnesio.	Rómbico	Magmático
AUGITA (piroxenos) (Ca,Mg,Fe,Na) (Mg,Fe,Al) $(SiAl)_2O_6$	No metálico vítreo o mate	5,5-6	Blanca a gris claro	Color verde a negro. Forma prismas cortos de 8 lados. Opaco a translúcido. Buena exfoliación en dos direcciones que se cortan a 87° y 93° (p.e., 3,2-3,5).	Monoclínico	Magmático
HORNBLENDA (anfíboles) $(Na,K)(Ca,Na,Fe,Mg)_2$ $(Mg,Fe,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}$ $(OH)_2$	No metálico vítreo a sedoso	5-6	Blanca o verde grisácea	Color verde oscuro a negro. Forma prismas, hábito columnar a fibroso. Translúcido. Buena exfoliación en dos direcciones a 56° y 124° (prismática) (p.e., 3,0-3,4).	Monoclínico	Magmático Metamórfico
BIOTITA Grupo de las micas $K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	No metálico vítreo a nacarado o sedoso	2,5-3	Marrón-grisácea	Color negro, negro verdoso o castaño. Se puede presentar como «libritos» de seis lados o como laminitas dispersas. Translúcido. Exfoliación excelente en una dirección (basal). Separación en láminas flexibles (p.e., 2,8-3,2). Utilidades: goma, pintura y productos de construcción resistentes al fuego.	Monoclínico	Magmático Metamórfico
PLAGIOCLASA Serie isomórfica entre albita ($NaAlSi_3O_8$) y anortita ($CaAl_2Si_2O_8$)	No metálico vítreo	6	Blanca	Incoloro a blanco en los términos sódicos. Gris a negro en los términos más cálcicos (ocasionalmente con iridiscencias). Translúcido. Forma cristales tabulares, a veces con hábito hojoso y caras estriadas. Buena exfoliación en dos direcciones que se cortan a casi 90° (p.e., 2,6-2,8). Utilidades: cerámica, vidrio, jabón y esmaltes.	Triclínico	Magmático Metamórfico
ORTOSA $KAlSi_3O_8$ Polimorfo de microclina y sanidina	No metálico vítreo	6	Blanca	El color blanco o rosa salmón son los más frecuentes. Exfoliación excelente en dos direcciones que se cortan a casi 90°. Lamelas de exolución paralelas (p.e., 2,5-2,6). Maclas simples (p.e., Carlsbad). Utilidades: cerámica, vidrio, jabón y esmaltes.	Monoclínico	Magmático Metamórfico

FIGURA 2.5 *(Continúa)*
Base de datos de minerales petrogenéticos.

MINERALES (COMPOSICIÓN)	BRILLO	DUREZA	RAYA	PROPIEDADES FÍSICAS DESTACABLES DEL MINERAL	SISTEMA CRISTALINO	AMBIENTE GENÉTICO
MOSCOVITA Grupo de las micas $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	No metálico vítreo a nacarado o sedoso	2-2,5	Blanca	Incoloro a amarillento. Se presenta en «libritos» o disperso en laminitas. Excelente exfoliación en una dirección (basal). Separación en láminas transparentes y flexibles (p.e., 2,8-2,9). Utilidades: Soporte de microchips, aislantes y maquillaje.	Monoclínico	Magmático Metamórfico
CUARZO SiO_2	No metálico vítreo a graso	7	Blanca	Comúnmente incoloro, blanco o gris pero pueden presentarse variedades de casi todos los colores. Transparente a translúcido. Sin exfoliación. Fractura concoide. Forma prismas hexagonales y pirámides, también hábito en agregados masivos y fibrosos (p.e., 2,7). Utilidades: gemas, abrasivo y fabricación de vidrio.	Trigonal	Magmático Metamórfico Sedimentario
CALCITA $CaCO_3$	No metálico vítreo	3	Blanca	Comúnmente incoloro, blanco o amarillo, aunque puede presentar otros colores. A veces transparente. Excelente exfoliación en tres direcciones que se cortan con ángulos distintos de 90° (romboédrica). Forma con frecuencia prismas y romboedros. Intensa efervescencia en ácido clorhídrico diluido (10%). Tiñe de rojo con alizarina roja S (p.e., 2,7). Utilidades: antiácido, fertilizantes, cementos y fuente de calcio.	Trigonal	Sedimentario
DOLOMITA $CaMg(CO_3)_2$	No metálico vítreo a nacarado	3,5-4	Blanca	Color blanco, gris, rosa o crema. Excelente exfoliación en tres direcciones que se cortan con ángulos distintos de 90° (romboédrica). Forma con frecuencia romboedros. Con ácido clorhídrico diluido (10%) solo produce reacción evidente cuando está pulverizado (p.e., 2,8-2,9). Utilidades: Abrasivo suave, fabricación de papel.	Trigonal	Sedimentario
YESO $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	No metálico vítreo a nacarado	2	Blanca	Incoloro, blanco o gris. Forma cristales con hábito tabular, hojoso, prismático o fibroso. Transparente a translúcido. Muy blando. Buena exfoliación (p.e., 2,3). Utilidades: escultura (variedad alabastro) e industria de la construcción.	Monoclínico	Sedimentario

FIGURA 2.5 *(Continúa)*
Base de datos de minerales petrogenéticos.

MINERALES (COMPOSICIÓN)	BRILLO	DUREZA	RAYA	PROPIEDADES FÍSICAS DESTACABLES DEL MINERAL	SISTEMA CRISTALINO	AMBIENTE GENÉTICO
HALITA NaCl	No metálico vítreo a graso	2,5	Blanca	Comúnmente incoloro o blanco pero con frecuencia puede presentar otros colores. Transparente o translúcido. Quebradizo. Forma cubos. Soluble en agua. Excelente exfoliación en tres direcciones (cúbica). Sabor salado (p.e., 2,1-2,6). Utilidades: sal común, conservante y fuente de sodio.	Cúbico	Sedimentario

FIGURA 2.5 ***(Continuación)***
Base de datos de minerales petrogenéticos.

PRINCIPALES MINERALES METÁLICOS Y FORMADORES DE MENAS

MINERALES (COMPOSICIÓN)	BRILLO	DUREZA	RAYA	PROPIEDADES FÍSICAS DESTACABLES DEL MINERAL	SISTEMA CRISTALINO	USOS Y APLICACIONES
CALCOPIRITA $CuFeS_2$	Metálico	3,5-4	Gris oscura a verdosa	Color amarillo latón o dorado con tonos marrones, que puede presentar irisaciones azules, verdes y rojas. Forma tetraedros elongados pero en general presenta hábito masivo. Pobre exfoliación. Fractura concoide (p.e., 4,1-4,3).	Tetragonal	Mena de cobre para tuberías, monedas, circuitos eléctricos, latón, munición y bronce.
ESFALERITA ZnS	No metálico a submetálico (adamantino a resinoso)	3,5-4	Blanca a marrón o amarillo pálida	Color generalmente amarillo-marrón a marrón o negro. Forma tetraedros o dodecaedros deformes, también hábito en masas granulares o botrioidales. Transparente a translúcido. Maclas frecuentes. Excelente exfoliación en seis direcciones (dodecaédrico) (p.e., 3,9-4,1).	Cúbico	Mena de cinc para latón, galvanizados y baterías.
GALENA PbS	Metálico	2,5	Gris a gris oscura	Color gris plateado a veces gris mate. Forma cubos y octaedros. Opaco. Buena exfoliación en tres direcciones originando cubos (cúbica) (p.e., 7,4-7,6).	Cúbico	Mena de plomo para vidrios, baterías de coche, soldaduras, munición, pintura y escudos protectores de radiación.
MALAQUITA $Cu_2CO_3(OH)_2$	No metálico a mate (vítreo en variedades fibrosas y mate en las terrosas)	3,5-4	Verde pálida	Color verde, verde pálido o verde grisáceo. Generalmente asociado a azurita en costras, masas botrioidales o en masas terrosas. Raramente en agregados fibrosos. Translúcido. Se disuelve con efervescencia en HCl diluido (p.e., 3,9-4,0).	Monoclínico	Mena de cobre para tuberías, monedas, circuitos eléctricos, latón, munición y bronce.

FIGURA 2.6 ***(Continùa)***
Base de datos de minerales metálicos y menas.

MINERALES (COMPOSICIÓN)	BRILLO	DUREZA	RAYA	PROPIEDADES FÍSICAS DESTACABLES DEL MINERAL	SISTEMA CRISTALINO	USOS Y APLICACIONES
MAGNETITA Fe_3O_4	Metálico	6	Gris oscura	Color gris plateado a negro. Opaco. Forma octaedros, frecuente hábito en agregados granulares. Deslustrado es gris. Sin exfoliación. Es atraído por un imán (p.e., 5,2).	Cúbico	Mena de hierro para acero, latón, clavos, herramientas, vehículos, etc.
OLIGISTO (HEMATITES) Fe_2O_3	Metálico a no metálico (mate a submetálico en variedad terrosa)	1,5-6	Roja a marrón rojiza	Color gris plateado, negro o rojo ladrillo. Deslustrado rojo. Opaco a translúcido. Las variedades blanda (terrosa) y dura (metálica) tienen el mismo color de raya. Forma cristales finos tabulares o masivo. En ocasiones hábito boitroidal a reniforme (p.e., 2,1-2,6).	Trigonal	Pigmento rojo. Mena de hierro para herramientas de acero, vehículos, clavos, etc.
PIROLUSITA MnO_2	Metálico	1-2	Negra	Color negro. Opaco. Forma agregados radiales fibrosos o columnares, pero también hábito en masas granulares o agregados reniformes y dendríticos. Exfoliación prismática buena. Fractura astillosa (p.e., 4,75).	Tetragonal	Mena de manganeso. Fabricación de acero. Agente oxidante y desinfectante. Baterías.Colorante de vidrio, cerámica y ladrillos.
PIRITA FeS_2	Metálico	6-6,5	Gris oscura	Color amarillo latón. Opaco. Deslustrado marrón. Forma cubos u octaedros. A veces caras con estrías. Macla en cruz de hierro. Sin exfoliación observable (p.e., 5,0).	Cúbico	Obtención de ácido sulfúrico, fertilizantes explosivos e insecticidas.

FIGURA 2.6 ***(Continuación)***
Base de datos de minerales metálicos y menas.

MINERALES DE INTERÉS ECONÓMICO O GENÉTICO

MINERALES (COMPOSICIÓN)	BRILLO	DUREZA	RAYA	PROPIEDADES FÍSICAS DESTACABLES DEL MINERAL	SISTEMA CRISTALINO	AMB. GENÉTICO/ USOS
APATITO $Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$	No metálico (vítreo a céreo)	5	Blanca	Color muy variable de incoloro a verde oscuro, marrón o púrpura. Transparente a opaco. Forma masas granulares o compactas, también en prismas hexagonales terminados en pirámides. Fractura concoide (p.e., 3,1-3,2).	Hexagonal	Magmático y sedimentario principalmente. Se utiliza como gema (transparente) y en fertilizantes y pesticidas.

FIGURA 2.7 ***(Continúa)***
Base de datos de minerales industriales y de interés genético.

MINERALES (COMPOSICIÓN)	BRILLO	DUREZA	RAYA	PROPIEDADES FÍSICAS DESTACABLES DEL MINERAL	SISTEMA CRISTALINO	AMB. GENÉTICO/ USOS
CIANITA $Al_2(SiO_4)O$	No metálico (vítreo a perlado)	4-7	Blanca	Color azul, verde pálido, gris o blanco.Translúcido a transparente. Forma cristales con hábito tabular y agregados hojosos. Exfoliación perfecta (basal) (p.e., 3,5-3,6).	Triclínico	Metamórfico. Se utiliza en la elaboración de cerámicas de alta temperatura y bujías.
ESTAUROLITA $Fe_2Al_9O_6(SiO_4)_4(O,OH)_2$	No metálico (vítreo a resinoso o mate)	7-7,5	Blanca a gris	Color marrón a marrón grisáceo. Deslustrado marrón mate. Translúcido. Forma prismas a veces con maclas en cruz, raro en hábito masivo (p.e., 3,7-3,8).	Monoclínico	Metamórfico. Algunas maclas en cruz se utilizan como gemas.
GRANATE $A_3B_2(SiO_4)_3$ (A=Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn). (B= Al, Fe^{3+}, Ti, Cr)	No metálico (vítreo a resinoso)	6,5-7,5	Blanca	Amplia gama de colores según la variedad considerada, comúnmente rojo, negro o marrón, más raramente amarillo o verde. Forma dodecaedros o granos redondeados. Opaco a translúcido (p.e., 3,5-4,3).	Cúbico	Metamórfico principalmente. Se usa como abrasivo y algunas variedades como gema.
SILLIMANITA $Al_2(SiO_4)O$	No metálico	6-7	Blanca	Color marrón pálido, blanco o gris. Transparente a translúcido. Exfoliación buena pinacoidal y varios planos de fractura. Comúnmente hábito en agregados fibrosos (fibrolita), también en cristales largos y aplastados (p.e. 3,2).	Rómbico	Metamórfico. Se utiliza en la elaboración de cerámicas refractarias.
BARITINA $BaSO_4$	No metálico (vítreo a perlado)	3-3,5	Blanca	Incoloro a blanco con tintes marrones, amarillos, azules o rojos. Forma cristales cortos de hábito tabular, ocasionalmente rosas o en masas granulares. Transparente a translúcido. Exfoliación en dos direcciones excelente. Muy pesado para no tener brillo metálico (p.e., 4,5).	Rómbico	Magmático y sedimentario principalmente.Se usa en lodos de sondeos, pinturas, cosmética, vidrio y como fuente de bario.
CORINDÓN Al_2O_3	No metálico (adamantino a vítreo)	9	Blanca	Color azul, rojo gris o marrón. Transparente a opaco. Forma prismas hexagonales cortos con finales planos estriados y morfología de barril. Ausencia de exfoliación (p.e., 3,9-4,1).	Hexagonal	Metamórfico y magmático principalmente. Se usa en polvo como abrasivo, las variedades roja (rubí) y azul (zafiro) son gemas.
FLUORITA CaF_2	No metálico (vítreo)	4	Blanca	Incolora o coloreada de gris a púrpura, amarillo o azul, a veces simultáneamente. Generalmente forma cubos con frecuencia maclados, también hábito masivo. Transparente a opaco. Exfoliación excelente originando octaedros (octaédrica) (p.e., 3,0-3,3).	Cúbico	Magmático principalmente. Se utiliza como fundente en la industria del acero, como material óptico y como fuente de flúor.

FIGURA 2.7 *(Continúa)*
Base de datos de minerales industriales y de interés genético.

MINERALES (COMPOSICIÓN)	BRILLO	DUREZA	RAYA	PROPIEDADES FÍSICAS DESTACABLES DEL MINERAL	SISTEMA CRISTALINO	AMB. GENÉTICO/ USOS
GRAFITO C	Metálico	1-2	Gris oscura a negra	Color negro a gris plateado. Hábitos en escamas, prismas cortos hexagonales y masas terrosas. Tacto graso. Hojas flexibles pero no elásticas. Exfoliación basal excelente (p.e., 2,1-2,3).	Hexagonal	Metamórfico. Se usa como lubricante, minas de lapicero y cañas de pescar.
MAGNESITA $MgCO_3$	No metálico (vítreo)	3,5-5	Blanca	Colores blanco, gris, amarillo o pardo. Generalmente masiva a veces terrosa. Transparente a translúcido. Exfoliación perfecta romboédrica (p.e., 3,0-3,2).	Trigonal	Metamórfico y sedimentario principalmente.Se utiliza en la fabricación de ladrillos refractarios y como fuente de magnesia en productos químicos industriales.
TALCO $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	No metálico (perlado a céreo)	1	Blanca	Color gris, blanco, verde pálido o marrón. Translúcido. Frecuentemente forma masas. Sectil. Tacto jabonoso (p.e., 2,7-2,8).	Monoclínico	Metamórfico principalmente. Se utiliza en la elaboración del polvo de talco, maquillaje, cerámicas, pinturas y esculturas.
SERPENTINA $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$	No metálico (céreo a sedoso)	3-5	Blanca	Color verde, amarillo o gris, de oscuro a pálido, a veces en moteados. Forma con frecuencia hábitos en masas laminadas o fibrosas (asbestiforme) (p.e., 2,2-2,6).	Monoclínico	Las variedades fibrosas se utilizan para fibras resistentes al fuego, tejas y guarniciones de freno.

FIGURA 2.7 ***(Continuación)***
Base de datos de minerales industriales y de interés genético.

EJERCICIOS

1. Indicar qué minerales petrogenéticos serán más frecuentes en rocas oscuras y cuáles en rocas claras. ¿Qué rocas serán más densas?
2. ¿Qué color de raya producirá el olivino en una porcelana desvitrificada? ¿Por qué?
3. ¿Qué propiedad física común comparten las micas?
4. ¿Cómo se podría distinguir entre ortosa y plagioclasa a simple vista?
5. ¿Cuál es la fórmula química más sencilla de un silicato? ¿A qué mineral corresponde?
6. ¿Qué dos minerales petrogenéticos se pueden originar por evaporación del agua del mar?
7. ¿Cómo se puede distinguir pirita de oro nativo?.
8. ¿Por qué es hematites la principal mena de hierro aunque la magnetita tenga una mayor proporción de este metal?
9. ¿Cuál es la diferencia química entre pirita y calcopirita? ¿Cómo se pueden diferenciar físicamente?
10. Una roca presenta abundantes cristales oscuros de granate y de estaurolita. ¿Qué criterio de «visu» emplearíamos para diferenciar estos minerales? ¿En qué ambiente genético se habría formado la roca?

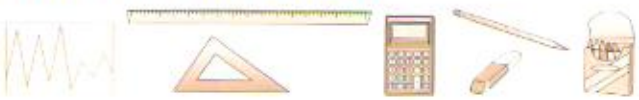
PRÁCTICA 3

Introducción a la aplicación de la difracción de rayos X en la identificación mineralógica

✓ Objetivos

- Familiarizarse con la aplicación de la difracción de rayos X en el estudio de minerales y rocas. Aplicación de la ley de Bragg.
- Metodología en la identificación de minerales y de fases amorfas a partir de diagramas de rayos X.

Material de trabajo



Diagramas de rayos X, regla, cartabón, calculadora, útiles de escritura (goma de borrar, lápices negros y de colores).

3.1. Introducción

La difracción de rayos X es indudablemente la técnica más ampliamente utilizada en la identificación de minerales. Es también de gran ayuda en la identificación de los constituyentes de una roca, especialmente de los sedimentos y rocas sedimentarias de carácter arcilloso. No obstante, pese a su utilización en el estudio composicional de rocas, de ninguna manera sustituye al análisis petrográfico, sino que lo complementa. El análisis petrográfico permite no solo establecer la composición mineralógica sino además la textura, factor esencial en la caracterización y clasificación de la roca. La difracción de rayos X constituye uno de los métodos más fiables de identificación mineralógica en todos aquellos materiales que presentan una estructura cristalina y por consiguiente sus componentes están ordenados espacialmente. Esta técnica se basa en la interferencia de un haz de rayos X con la red cristalina. Las longitudes de onda empleadas son muy pequeñas (del orden de 1 Å) y su valor depende del metal empleado para la generación de rayos X; uno de los metales más empleados es el cobre (CuKz = 1,5418 Å).

3.2. El fenómeno de difracción

La interacción entre la materia cristalina y la radiación X da lugar a una dispersión (Figura 3.1a). En esta dispersión, provocada por el ordenamiento interno de la materia cristalina, se producen interferencias, tanto constructivas como destructivas. Si dos rayos están desfasados $^1/_2$ longitud de onda, darán lugar a una interferencia destructiva (Figura 3.1c). Pero si los rayos están exactamente desfasados 1 longitud de onda, en la interferencia se refuerzan, originándose la difracción (Figura 3.1b). Por consiguiente, un haz difractado esta compuesto de rayos coherentemente dispersados (todos con la misma longitud de onda) que se refuerzan unos a otros.

La relación entre esta radiación y la estructura del cristal viene dada por la ley de Bragg, que se expresa por la siguiente ecuación:

$$n\lambda = 2d \operatorname{sen} \theta$$

Donde n es un número entero (orden de reflexión, generalmente se utiliza con valor 1), λ es la longitud de onda de los rayos X, d es el espaciado en ángstroms (Å) entre planos reticulares paralelos y θ es el ángulo de in-

cidencia. Los rayos X son difractados por el cristal sólo si se cumple que el ángulo de incidencia sen θ es igual a $n\lambda/2d$. Para todos los demás ángulos tienen lugar interferencias destructivas.

En la Figura 3.1d se muestra un esquema de la interacción de los rayos X con la materia cristalina y las condiciones (ley de Bragg) en las que se produce la difracción.

Sintetizando, un haz de rayos X pasando a través de una partícula mineral es dispersado por los átomos que ordenadamente constituyen la materia cristalina. A determinados ángulos de incidencia los rayos X dispersados están en fase originando un haz secundario intensificado. Este fenómeno de difracción podría asimilarse a una especie de reflexión de los rayos X por los planos de átomos. Los requisitos para que la difracción tenga lugar son: A) El espaciado entre las capas de átomos debe ser aproximadamente el mismo que la longitud de onda de la radiación. Las diferencias de fase dan como resultado interferencias que producen un cambio en la amplitud pero no en la longitud de onda. B) Los centros de dispersión deben estar dispuestos de forma muy regular.

En la Figura 3.2a se muestra la imagen obtenida sobre una placa fotográfica al hacer incidir un haz de rayos X sobre un cristal. Se puede observar la disposición ordenada de los puntos, lo que demuestra el ordenamiento interno de la materia cristalina.

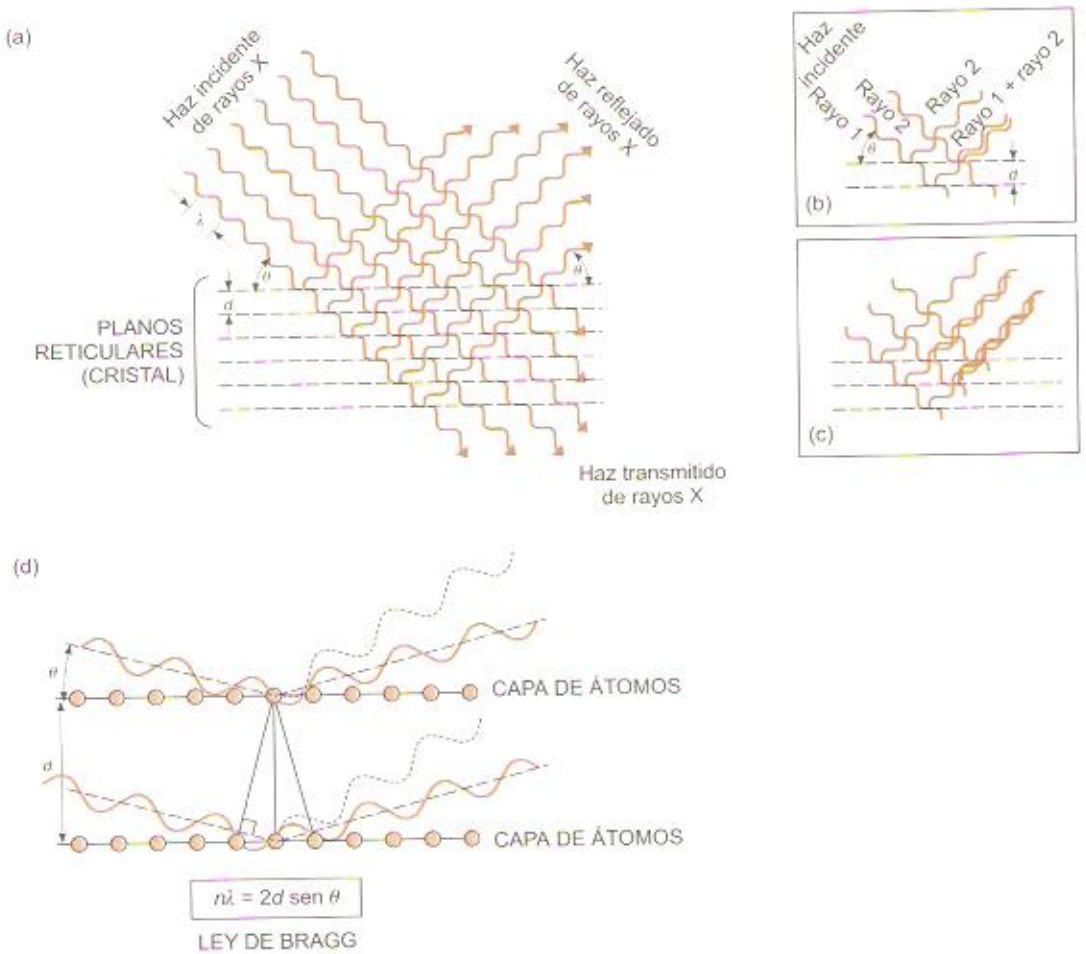


FIGURA 3.1
El fenómeno de difracción de rayos X. (a) Esquema de la interacción de los rayos X con la materia cristalina (ordenamiento interno). (b) Interferencia constructiva (en fase) que origina difracción. (c) Interferencia destructiva (en desfase), no se produce la difracción. (d) Las capas de átomos originan reflexiones de difracción de primer orden ($n = 1$) cuando la diferencia de trayectoria (AB + BC), entre los haces de rayos X dispersados por planos adyacentes de átomos, es igual a una longitud de onda de los rayos X. Estos haces están en fase y se combinan para formar un haz secundario (trazo continuo en el dibujo). Otros haces difractados que no cumplen esta condición están desfasados y se destruyen (trazo discontinuo). Como muestra la ecuación de la ley de Bragg, la difracción de rayos X depende de ángulo de incidencia (θ), del espaciado (d) y de la longitud de onda (λ) de la radiación incidente.

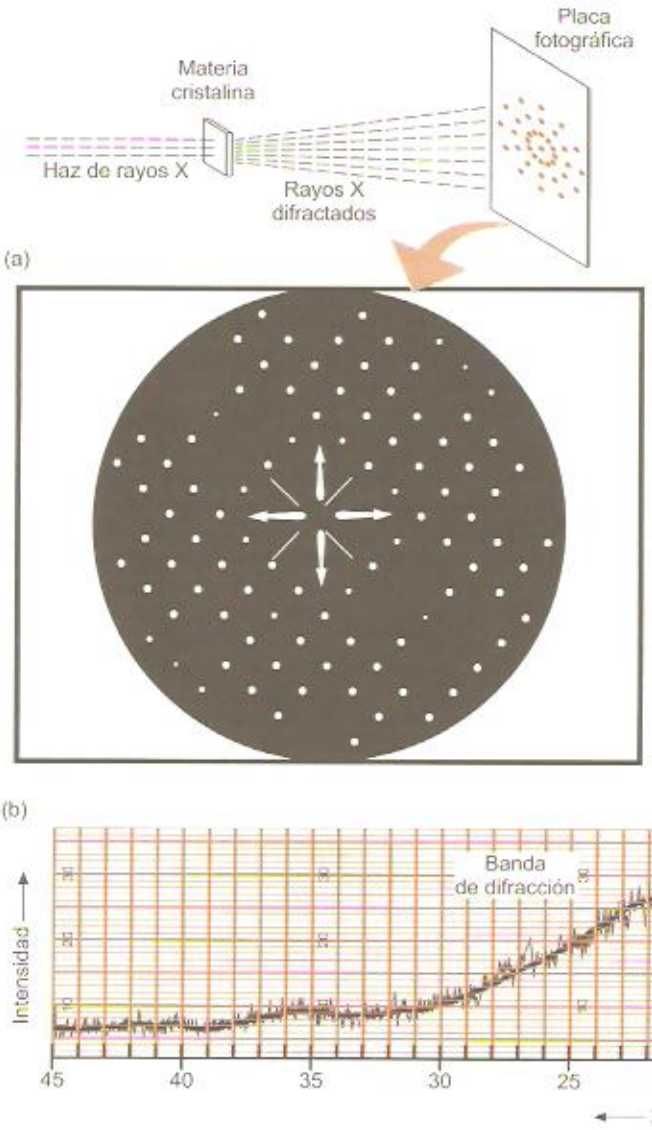


FIGURA 3.2
Interacción de los rayos X con la materia cristalina y amorfa. (a) Esquema y fotografía real de la difracción producida por un cristal, la disposición simétrica de los puntos, relacionados con la estructura atómica, evidencia el ordenamiento interno característico de la materia cristalina. (b) Difractograma (ángulo 2θ-intensidad) de diatomita (roca formada por caparazones de diatomeas), sin picos de difracción pero con una banda ancha que indica la presencia de componentes amorfos, con estructura interna pobremente ordenada.

3.3. Obtención de un difractograma

De las diversas aplicaciones de la difracción de rayos X, la que se emplea con más frecuencia en la identificación de sustancias minerales, es el denominado método del polvo policristalino. En este método la muestra ha sido finamente pulverizada, por lo que, en teoría, hay partículas cristalinas con sus planos reticulares en todas las direcciones posibles. En la práctica la muestra molida a tamaño fino (<20 μm) se coloca en un portamuestra y se introduce en un aparato denominado difractómetro de rayos X, donde la muestra se somete a la acción de la radiación que incide de forma continua con distintos ángulos. El esquema de un difractómetro con sus diversos elementos se recoge en la Figura 3.3a. El resultado es un espectro denominado difractograma (Figura 3.3b), donde se recogen una serie de picos que en la escala horizontal muestra el ángulo 2θ y en la vertical la intensidad del pico difractado. Conociendo la longitud de onda de los rayos X (λ) y el valor del ángulo de difracción (θ), medido como 2θ en el difractograma, es muy fácil calcular el valor del espaciado (d); bien mediante aplicación de la ecuación de Bragg o utilizando tablas de conversión de ángulo a espaciado ya preparadas a tal efecto.

En el caso de que la muestra no presente ordenamiento interno en su estructura, lo que se obtiene es una banda de difracción que nos informa del carácter amorfo del material estudiado. Es el caso del vidrio volcánico o del ópalo biogénico (caparazones de diatomeas y radiolarios). En la Figura 3.2b se muestra un ejemplo de difractograma de una diatomita constituida por ópalo biogénico amorfo.

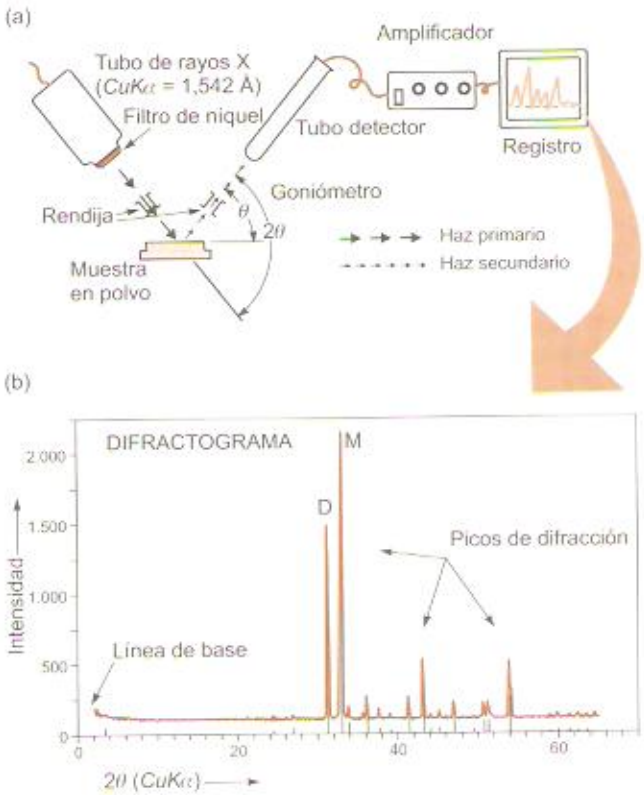


FIGURA 3.3
(a) Esquema mostrando las distintas partes de un difractómetro. (b) Ejemplo de difractograma de una muestra de polvo, mostrando los elementos principales del mismo. Destaca la presencia de picos de difracción que se desarrollan sobre una línea de fondo o línea base. En la horizontal se recogen valores del ángulo 2θ y en la vertical la intensidad del pico.

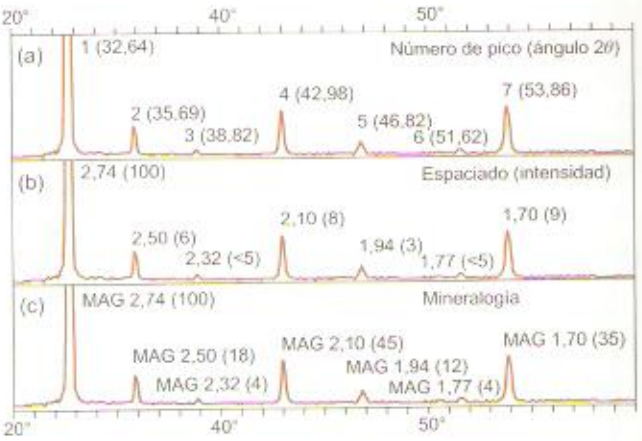


FIGURA 3.4
Metodología de identificación de un mineral.
(a) Numeración de picos y medida de su ángulo 2θ.
(b) Determinación de los espaciados y de la intensidad relativa de los diferentes picos (I/Io). (c) Comparación de los resultados obtenidos con los espaciados e intensidades del mineral magnesita (MAG). Se observa una total coincidencia en los espaciados, pero diferencias en los valores de las intensidades. Este hecho no es infrecuente en carbonatos y sales, debido a la facilidad con la que se desarrollan orientaciones preferentes durante la molienda de la muestra.

3.4. Procedimiento de identificación mineralógica mediante difracción de rayos X

Aunque en la actualidad los distintos pasos que conducen a la identificación de los minerales de una muestra analizada por difracción de rayos X, se realizan de forma automática por ordenador mediante el empleo del software adecuado, es conveniente que el alumno realice el procedimiento manual, con sus medidas y cálculos, que le permitirán entender mejor los fundamentos de esta técnica analítica.

Una vez obtenido el difractograma (Figura 3.4), las diferentes etapas en la caracterización de un mineral son las siguientes:

1. Diferenciar picos de la línea de base del diagrama de rayos X, y numerarlos.
2. Con una regla medir la posición de los picos en la escala horizontal (ángulo 2θ).
3. Con una tabla de conversión ángulo $2\theta/d$ (espaciado en Å), convertir ángulos en espaciados o calcularlos aplicando la ley de Bragg.
4. Con una regla medir la altura de los picos utilizando como referencia de medida la línea de base del diagrama. Este valor representará la intensidad del pico (I). Para obtener la intensidad relativa (I/Io), recalcular la altura de todos picos, adjudicando al más intenso el valor 100.
5. Se ordenan los picos por intensidades y se comparan los espaciados con los registrados en las bases de datos de minerales (tablas o fichas JCPDS). Cuando haya coincidencia en los valores de los espaciados y en el orden de las intensidades relativas se habrá identificado el mineral problema.
6. Este procedimento es aplicable también a muestras poliminerales. En este caso hay que ir eliminando, con reservas, los espaciados pertenecientes a los minerales ya identificados. En esta situación al existir varios minerales que pueden interferir en sus reflexiones, la posición de los picos y especialmente las intensidades pueden sufrir variaciones.

Las intensidades relativas reflejan, de alguna manera, la proporción en que se encuentran los minerales en la muestra, lo que unido al poder reflectante (se calcula experimentalmente y es característico de cada mineral) permite establecer un orden de abundancia. En algunos casos, como en los carbonatos dolomita y calcita, el poder reflectante es igual ($Pr = 1$), por lo que en rocas con ambos minerales se pueden cuantificar sus contenidos (Figura 3.5).

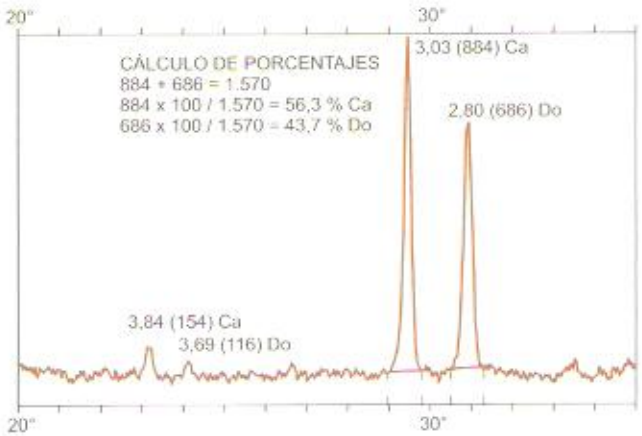


FIGURA 3.5
Aplicación de la difracción de rayos X en la cuantificación de los minerales más comunes en rocas carbonáticas: calcita (Ca) y dolomita (Do). Estos minerales presentan un poder reflectante similar por lo que la intensidad de sus picos principales (3,03 y 2,89 Å, respectivamente) es proporcional a su contenido en una muestra.

MUESTRA _____ AUTOR _____

2θ	d(Å)	I	I/Io (%)	MINERALES POSIBLES

MINERALOGÍA IDENTIFICADA _____

FIGURA 3.6
Modelo de ficha para el estudio de una muestra por difracción de rayos X.

El modelo de ficha a rellenar en el estudio de una muestra por difracción de rayos X se recoge en la Figura 3.6. Una pequeña base de datos, incluyendo los espaciados principales de los minerales formadores de rocas y sus intensidades relativas, se presenta en la Figura 3.7.

Un mayor detalle en la descripción de los métodos de aplicación de la difracción de rayos X y de la identificación y cuantificación de minerales, con especial énfasis en las arcillas, se recoge en Moore y Reynolds (1989).

DIFRACCIÓN DE RAYOS X
ESPACIADOS E INTENSIDADES RELATIVAS DE LOS MINERALES PETROGENÉTICOS (1)

Cuarzo	Microclina	Plagioclasa (Albita)	Moscovita	Olivino	Augita	Hornblenda	Biotita	Calcita	Dolomita	Yeso
4,26 (35)	**4,21** (60)	**4,03** (90)	**9,97** (100)	5,10 (50)	3,20 (50)	8,96 (10)	**10,1** (100)	**3,85** (35)	**2,88** (100)	**7,56** (100)
3,34 (100)	**3,83** (50)	3,78 (40)	**4,99** (55)	**3,88** (70)	**2,99** (100)	**8,40** (100)	4,59 (20)	**3,03** (100)	**2,19** (30)	4,27 (50)
2,46 (12)	3,48 (50)	3,66 (40)	4,49 (20)	2,77 (60)	2,94 (80)	4,50 (10)	**3,37** (100)	2,49 (14)	2,01 (15)	**3,79** (50)
2,28 (12)	3,36 (50)	**3,21** (70)	**3,33** (100)	**2,51** (70)	2,86 (60)	**3,26** (20)	2,66 (80)	**2,28** (18)	1,80 (20)	**3,06** (55)
1,81 (17)	**3,24** (100)	**3,19** (100)	2,56 (25)	**2,46** (100)	**2,56** (90)	**3,10** (70)	2,52 (40)	2,09 (18)	**1,78** (30)	2,86 (25)
1,54 (15)	2,96 (50)	3,15 (40)	1,99 (45)	2,27 (40)	**2,51** (90)	2,69 (20)	**2,45** (80)	1,87 (14)	1,39 (15)	2,68 (28)

(1) Los tres picos de intensidad mayor se muestran en negrita.
De este cuadro se ha excluido el mineral halita, que solo presenta tres picos importantes en su diagnóstico: **3,26** (10), **2,82** (100) y **1,99** (60).

FIGURA 3.7
Tabla recogiendo los principales espaciados e intensidades relativas de los minerales formadores de rocas.

EJERCICIOS

1. Calcular utilizando la ecuación de Bragg, los espaciados correspondientes a los siguientes ángulos 2θ, medidos sobre un difractograma: 27,37, 31,72 y 45,49. (Radiación utilizada CuKα.)
2. Aplicando la ecuación de Bragg, calcular a qué ángulos 2θ deberíamos encontrar en un diagrama de rayos X, los picos cuyos espaciados son los siguientes: 7,56, 4,27 y 3,06 Å. (Radiación utilizada CuKα.)
3. Aplicando la metodología adecuada, identificar el mineral presente en el siguiente diagrama de rayos X (Figura 3.8).

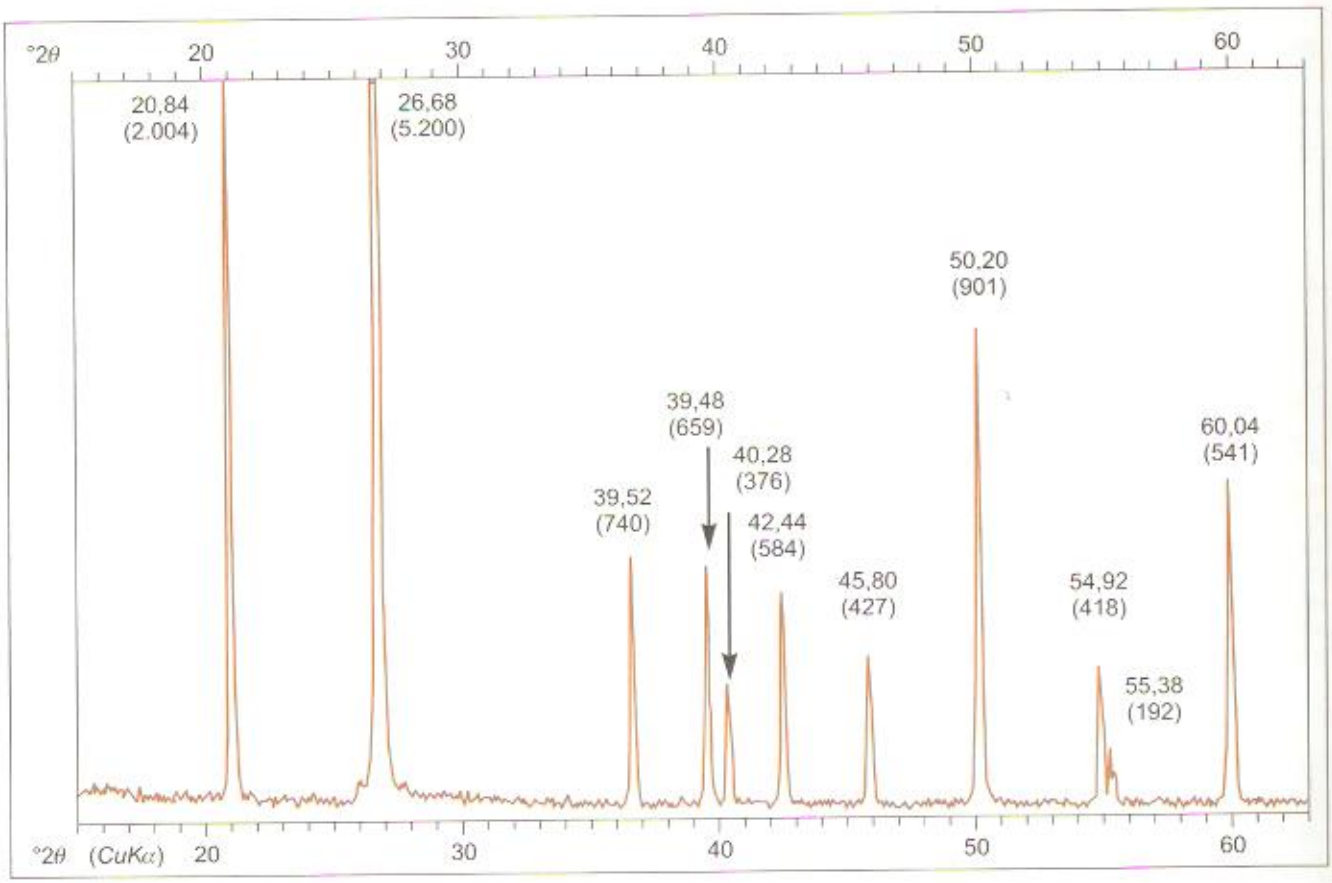


FIGURA 3.8
Véase Ejercicio 3.

4. ¿Qué minerales se identifican en el difractograma adjunto? Si es posible, establecer en qué proporción se encuentran (Figura 3.9).

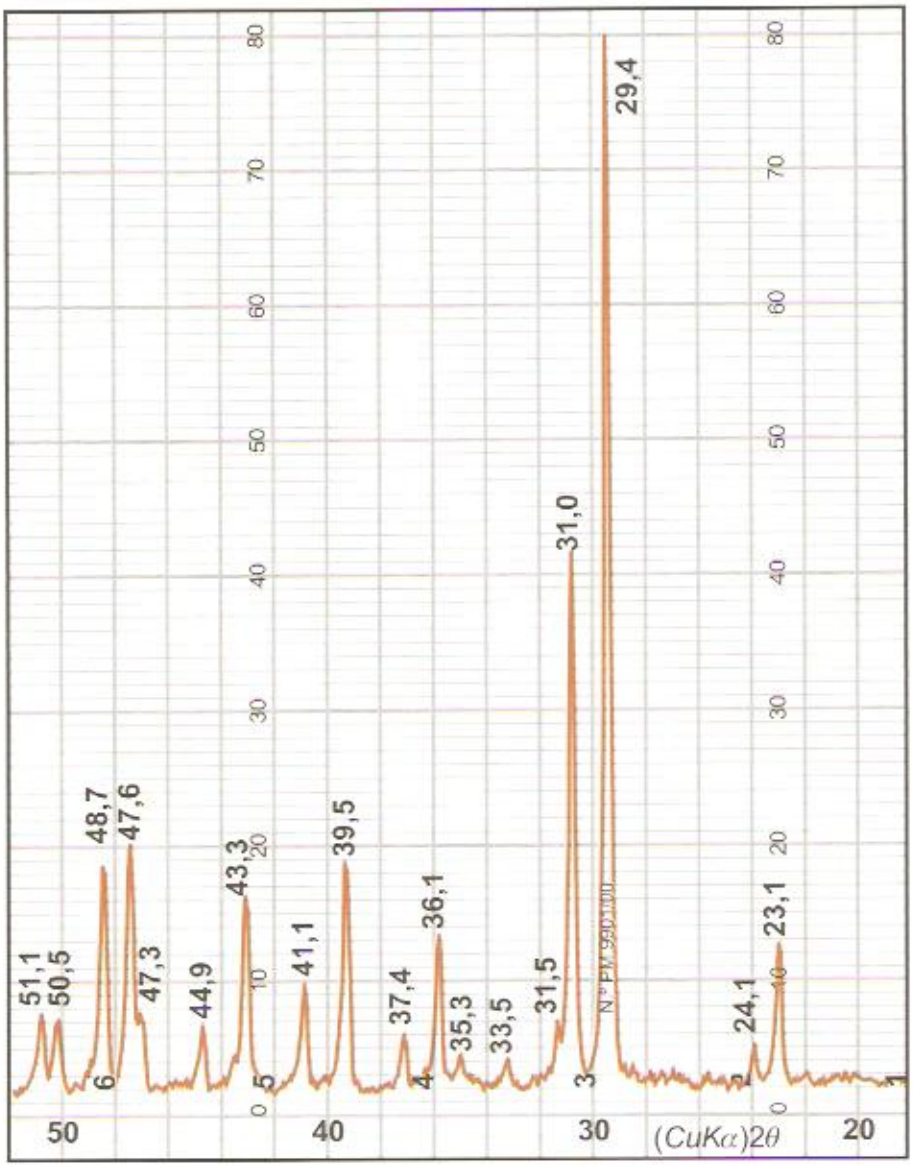


FIGURA 3.9
Véase Ejercicio 4.

5. Una muestra contiene cuarzo, moscovita y calcita. Construir en papel milimetrado el difractograma resultante, teniendo en cuenta los espaciados de los cuatro picos más intensos. A los picos de cada fase mineral se les dará un color para diferenciarlos en el dibujo, no teniéndose en cuenta la altura, sino el grosor de la línea, como indicativa de las intensidades relativas de los mismos. (Radiación utilizada CuKα.)

PRÁCTICA 4

Introducción a la identificación de minerales con el microscopio de luz polarizada

✓ Objetivos

- Aprender el manejo del microscopio petrográfico y su utilización en el reconocimiento de las características ópticas de los minerales que permiten su identificación.
- Identificación petrográfica de los minerales formadores de rocas (petrogenéticos).

Material de trabajo

Microscopio de luz polarizada (petrográfico), preparaciones de minerales en lámina delgada, cuaderno, útiles de escritura.

Introducción

El estudio de los minerales y rocas mediante el microscopio de luz polarizada, es una de las técnicas más ampliamente utilizada por los geólogos, ya que no solo permite reconocer y cuantificar la composición mineralógica de una muestra sino también establecer sus características texturales y por consiguiente inferir su ámbito genético. Aunque es una técnica aplicable a cualquier tipo de material, adquiere especial relevancia en muestras donde los constituyentes mineralógicos son de pequeño tamaño, y en consecuencia difíciles de reconocer a simple vista o con la ayuda de una lupa de bolsillo. El análisis petrográfico de una muestra de mineral o roca se sustenta en tres pilares básicos: el microscopio de luz polarizada, las láminas delgadas y las propiedades ópticas de los minerales.

4.1. El microscopio de luz polarizada

La luz polarizada

En haces de luz normal, no polarizados, las ondas vibran en muchas direcciones diferentes (Figura 4.1a y b). Sin embargo, es posible filtrar o alterar un haz de luz para hacer que todas las ondas vibren en una di-

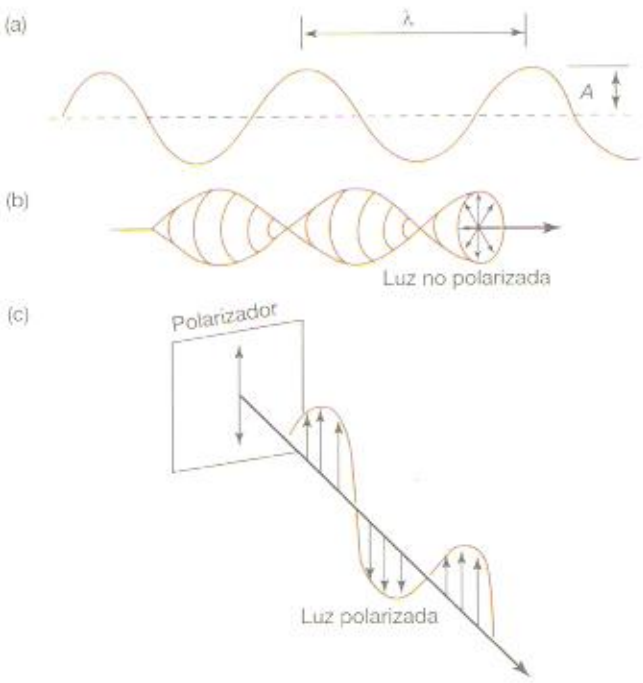


FIGURA 4.1
(a) Esquema de ondas de luz mostrando la amplitud (*A*) y la longitud de onda (λ). (b) Luz no polarizada mostrando vectores eléctricos vibrando en todas las direcciones. (c) Luz polarizada con los vectores eléctricos vibrando en un plano.

rección paralela a un plano determinado. La luz, se dice entonces que esta polarizada (Figura 4.1c). Supongamos un haz de luz pasando a través de un filtro polarizante que la condiciona a vibrar en una dirección norte-sur (arriba-abajo). El rayo polarizado, aunque mostrando algo menos de intensidad, es visible por nuestros ojos, incapaces de discriminar si la luz que nos llega esta o no polarizada. No obstante, si otro filtro polarizante está en la trayectoria del haz, podemos determinar fácilmente que el rayo esta polarizado. Así, si el segundo filtro solo permite pasar a la luz que vibra en una dirección norte-sur, el rayo polarizado pasará a través de él, pero si rotamos lentamente el segundo filtro hasta una dirección este-oeste transmitirá progresivamente menos luz, y finalmente nada (extinción). El empleo de los dos polarizadores orientados con una diferencia de 90° y la presencia entre ambos de materia cristalina es el fundamento del estudio óptico de los minerales mediante el microscopio petrográfico.

El microscopio

Los microscopios polarizantes también llamados petrográficos son, en muchos aspectos, similares a los microscopios convencionales denominados biológicos (Figura 4.2a). Ambos presentan por debajo de la mues-

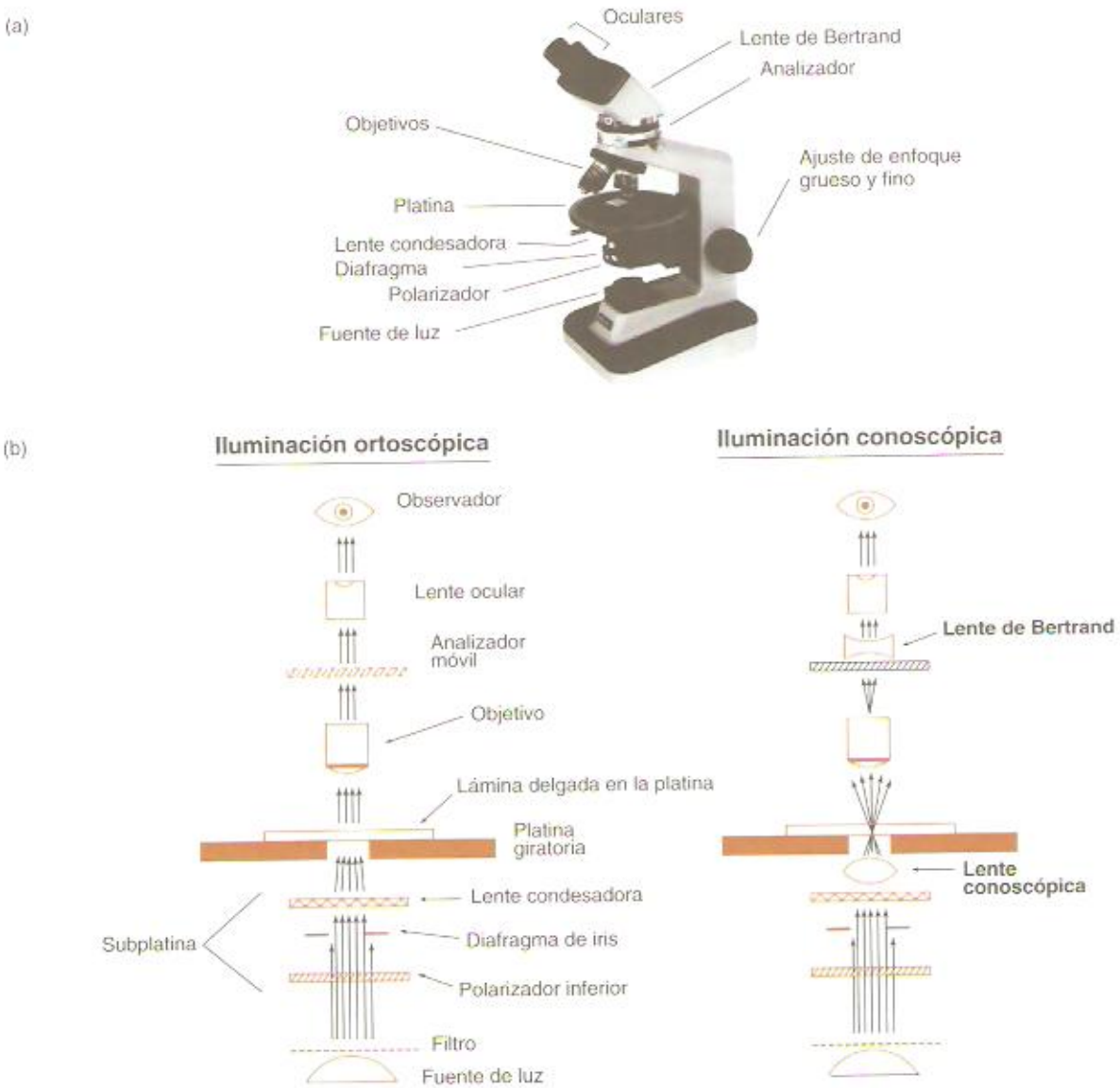


FIGURA 4.2
(a) Partes y elementos del microscopio petrográfico. (b) Trayectoria de la luz en el microscopio según se trabaje con iluminación ortoscópica o conoscópica.

tra un sistema de iluminación ortoscópica (haces de luz no convergente) y de control de la intensidad de la luz (diafragma). La muestra (lámina delgada) se coloca sobre un soporte denominado platina. Por encima se dispone un conjunto de lentes que incluyen en primer lugar los objetivos, habitualmente instalados en un soporte rotatorio (revolver), y por último el ocular. Estas lentes, objetivo y ocular, son las responsables de los aumentos que se pueden alcanzar con el microscopio petrográfico, oscilando entre 16X y 500X.

Los elementos específicos que caracterizan al microscopio petrográfico son los siguientes (Figura 4.2a):

a) La platina es giratoria y esta graduada en grados. Permite observar la muestra en distintas direcciones y medir ángulos cuando sea necesario.

b) Presenta dos filtros polarizadores. Uno de ellos es fijo y se dispone por debajo de la platina, sobre el sistema de iluminación. El otro es móvil (analizador), de manera que se puede insertar o quitar a voluntad, colocándose entre los objetivos y el ocular. El primer filtro origina luz polarizada plana, habitualmente en dirección este-oeste, que atraviesa la muestra. El segundo polarizador insertado (luz polarizada cruzada) solo permite el paso de la luz con orientación norte-sur, procedente de la muestra.

c) Introduce elementos ópticos que permiten la obtención de las denominadas figuras de interferencia, entre estos elementos destaca la lente conoscópica situada debajo de la platina (luz convergente), y la lente de Bertrand ubicada entre el analizador y el ocular, que permite visualizar las mencionadas figuras (Figura 4.2b).

d) Presenta una ranura por encima del analizador en la que se pueden introducir las láminas compensadoras, que permiten realizar algunas determinaciones ópticas específicas, como el signo óptico.

El microscopio petrográfico se puede utilizar con o sin el analizador. Como ya se ha mencionado, sin el analizador la muestra se examina con *luz polarizada plana* (luz PP); con el analizador se observa con *polarizadores cruzados* (luz XP).

4.2. La lámina delgada

El estudio, identificación y clasificación de minerales y rocas con el microscopio petrográfico se realiza habitualmente en láminas delgadas. En una lámina delgada la muestra original se ha adelgazado hasta alcanzar un grosor de 0,03 mm (30 μm), valor éste que está estandarizado para toda lámina delgada de mineral o roca. El proceso de elaboración de una lámina delgada consta de los siguientes pasos (Figura 4.3):

1. *Preparación de la muestra* (Figura 4.3a y b). La muestra se corta con un disco de metal con borde de diamante hasta conseguir una tableta de roca de dimensiones aproximadas 25 × 45 mm y menos de 10 mm de grosor. En muestras muy

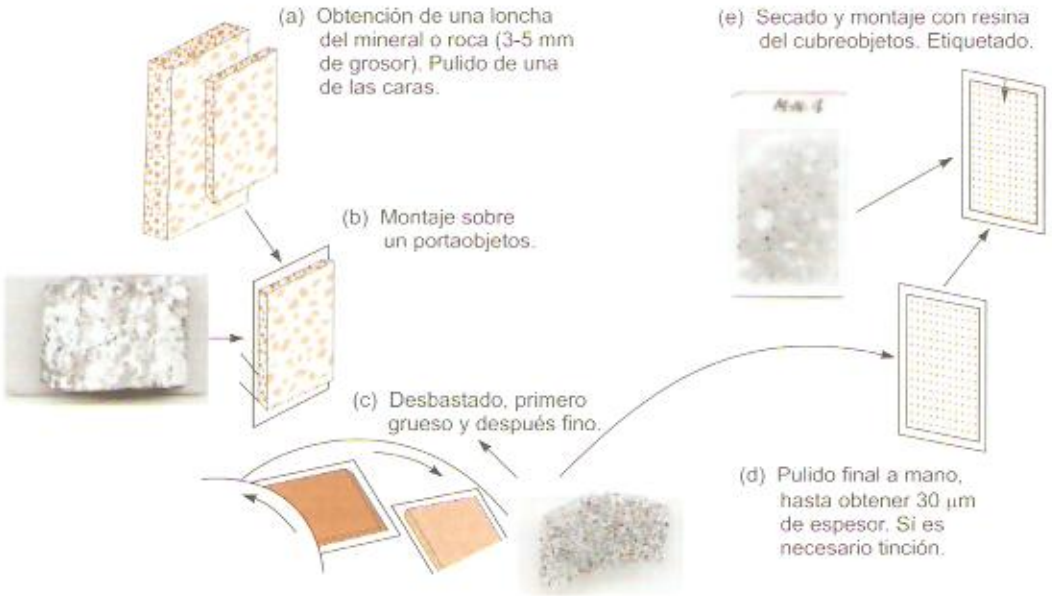


FIGURA 4.3
Esquema de elaboración de una lámina delgada. (Fotografías de Manuel Pozo.)

porosas o escasamente cementadas es requisito previo tratarlas por impregnación al vacío con resinas para consolidar el material. Seguidamente la muestra se alisa en una de sus caras con ayuda de un lubricante y un abrasivo, para finalmente montarla, con un agente cementante, sobre un portaobjetos.

2. *Desbaste y pulido final de la preparación* (Figura 4.3c y d).
   El montaje elaborado se somete a desbaste mecánico hasta alcanzar un grosor de 0,1 mm. La fase final se realiza a mano hasta alcanzar los 0,03 mm de espesor, para ello se utiliza carborundo (carburo se silicio) de tamaño progresivamente menor (400, 600 y 800), realizándose el acabado con el más fino.
3. *Tinciones* (Figura 4.3d).
   En algunos casos es conveniente la realización de tinciones, con el fin de diferenciar minerales de una roca (calcita , dolomita) o fases minerales muy similares sin la tinción (feldespato potásico, plagioclasa).
4. *Cubreobjetos y etiquetado* (Figura 4.3e).
   Con el fin de proteger la lámina delgada se le coloca, con resina transparente, un cubreobjetos. Para su identificación se le coloca una etiqueta con la numeración o siglas de la muestra.

Resumiendo una lámina delgada es una sección fina de un mineral o roca montada sobre un portaobjetos de vidrio y generalmente cubierta por un cubreobjetos que la proteje.

4.3. Clasificación óptica de los minerales

En una primera aproximación los minerales en lámina delgada se pueden clasificar como opacos y no opacos. Los primeros necesitan para su estudio microscópico el empleo de un microscopio de luz reflejada, también denominado metalográfico, en el que una muestra pulida se examina por reflexión, y no por transmisión como sucede con el microscopio petrográfico. En este último, estos minerales opacos (con espesor de solo 30 μm) se ven como granos negros con luz polarizada plana.

Los minerales no opacos se dividen, a su vez, en isótropos y anisótropos. En los primeros la luz viaja a la misma velocidad en todas las direcciones del cristal, en los segundos la velocidad de la luz, en el interior del cristal, varia según la dirección considerada. Los minerales del sistema cúbico son isótropos, los pertenecientes al resto de los sistemas son anisótropos. Los

CLASIFICACIÓN ÓPTICA DE LOS MINERALES

- Opaco → PIRITA, MAGNETITA, GALENA, OLIGISTO, PIROLUSITA, GRAFITO
- No opaco
  - **Isótropo** → GRANATE, **HALITA,** FLUORITA, ESFALERITA
  - **Anisótropo**
    - Uniáxico (+) **CUARZO**
      (–) APATITO, **CALCITA, DOLOMITA,** MAGNESITA, CORINDÓN, OLIGISTO
    - Biáxico (+) SILLIMANITA, **AUGITA, YESO, PLAGIOCLASA,** BARITINA, ESTAUROLITA, SERPENTINA (CRISOTILO)
      (–) **FELDESPATO POTÁSICO, MOSCOVITA, HORNBLENDA, OLIVINO, BIOTITA,** MALAQUITA, CIANITA, TALCO, **PLAGIOCLASA**

* En negrita se recogen los minerales formadores de rocas (petrogenéticos).

FIGURA 4.4
Clasificación óptica de los minerales recogidos en las prácticas de visu.

minerales anisótropos pueden ser uniáxicos o biáxicos, según tengan un eje óptico o dos ejes ópticos, respectivamente. Son uniáxicos los minerales pertenecientes a los sistemas tetragonal, trigonal y hexagonal. Son biáxicos los minerales integrados en los sistemas rómbico, monoclínico y triclínico. En la Figura 4.4 se muestran los minerales estudiados en las prácticas de «visu», clasificados según sus propiedades ópticas, en negrita se presentan los minerales petrogenéticos, que por su importancia en la clasificación de las rocas, serán objeto de un apartado especial.

Las características de este texto no permiten el minucioso examen de las propiedades ópticas de los minerales, por lo que se remite al lector al libro *Minerales en lámina delgada* de Perkins y Henke (2002), editado por Prentice Hall.

4.4. Determinaciones con luz polarizada plana

Trabajando con luz polarizada plana es posible diferenciar, en lámina delgada, entre minerales no opacos y opacos, según permitan el paso de la luz a su través o no (Figura 4.5a, en pliego a color).

Morfología y hábito

En lámina delgada se observan secciones bidimensionales de los minerales, según presenten elementos geométricos o no se diferencian cristales euhédricos y anhedrales, respectivamente (Figura 4.5b). En las situaciones intermedias, se dice que el cristal es subeuhédrico. En los minerales euhédricos es posible inferir (con la limitación de una sección) el hábito del mineral, empleándose términos como: equidimensional (Figura 4.5c), prismático (Figura 4.5d), laminar (Figura 4.5e) o romboédrico (Figura 4.5f).

Relieve relativo

(Figura 4.6, en pliego a color.)

El término relieve describe el contraste entre el mineral y su entorno (por ejemplo, resina cementante u otro mineral). Los granos con relieve bajo apenas son visibles, mientras que aquellos con relieve alto destacan claramente, es el caso del mineral isótropo granate (Figura 4.6a y b). Algunos minerales (como la calcita) presentan relieve variable con la rotación de la platina, lo que es una propiedad útil de diagnóstico.

Color y pleocroismo

En muestra de mano, muchos minerales se presentan intensamente coloreados, sin embargo, cuando se observan con un microscopio empleando luz polarizada plana, se muestran incoloros o débilmente coloreados. Si los minerales se presentan coloreados, el color puede cambiar cuando se rota la platina de microscopio, a esta propiedad se la denomina pleocroísmo. Si el mineral presenta cristales en varias secciones el distinto color de los mismos pone de manifiesto el pleocroismo. Si solo tenemos un cristal el pleocroismo se pone de manifiesto al girar la platina (Figura 4.6c y d).

Alteraciones

Muchos minerales se alteran debido a la meteorización, la circulación de fluidos hidrotermales, el metamorfismo retrógrado o por otras razones. Los productos de la alteración son referidos habitualmente como minerales secundarios. A veces, la alteración da como resultado el total reemplazamiento de un mineral por otro, dejando tras de si seudomorfos (formas relíctas). La alteración puede también dar lugar al reemplazamiento parcial de un mineral por otro. La sericita, un intercrecimiento micáceo, puede presentarse creciendo sobre feldespato o reemplazándole (Figura 4.6e). La alteración es algunas veces útil para la identificación de minerales. Así, la iddingsita, de color rojo o marrón amarillento y grano fino, es un producto de alteración característico del olivino (Figura 4.6f).

Líneas de exfoliación

(Figura 4.7, en pliego a color.)

Al microscopio la exfoliación se presenta como líneas finas y paralelas, más fáciles de reconocer en minerales con relieve alto que bajo. No debe confundirse con las líneas de fractura que presentan, con frecuencia, algunos minerales. Los minerales pueden tener varias direcciones de exfoliación, pero debido a que las láminas son bidimensionales raramente se pueden observar más de tres a la vez. Los minerales que tienen hábitos alargados, generalmente presentan distintos patrones de exfoliación, según se observen en secciones transversales o longitudinales. Los anfíboles, por ejemplo, muestran en sección transversal dos exfoliaciones buenas que se cortan a 56° y 124°, pero solamente una exfoliación buena en secciones longitudinales. En la Figura 4.7 se recogen diversos minerales con exfoliación característica, tanto en una dirección (Figura 4.7a), como en varias (Figura 4.7b, c, d y e). Asimismo, se muestra en la Figura 4.7f un ejemplo de líneas de fractura.

4.5. Determinaciones con luz polarizada cruzada

Cuando se examina una muestra con el analizador insertado (luz polarizada cruzada), es posible diferenciar cristales isótropos y anisótropos. El comportamiento de la luz polarizada, según el tipo de mineral (isótropo o anisótropo) interpuesto entre ambos polarizadores, se muestra en la Figura 4.8. Utilizando luz polarizada un cristal isótropo permanecerá oscuro a lo largo de los 360° de rotación de la platina (Figura 4.8a). Si el cristal examinado es anisótropo, salvo en orientaciones excepcionales, aparecerá un color que extinguirá cuatro veces en un giro de 360°. La extinción sucederá cada 90° y la máxima iluminación se producirá a 45° de las posiciones de extinción (Figura 4.8b y c).

Color de interferencia

(Figura 4.9 y 4.10, en pliego a color.)

Cuando se inserta el analizador, se pueden observar colores que son más brillantes y acusados que cuando observamos el mismo mineral con luz polarizada plana. Son los colores de interferencia, que raramente se asemejan al color verdadero del mineral. Es frecuente que un mineral pueda presentar un rango de colores de interferencia, dependiendo de la orientación del gra-

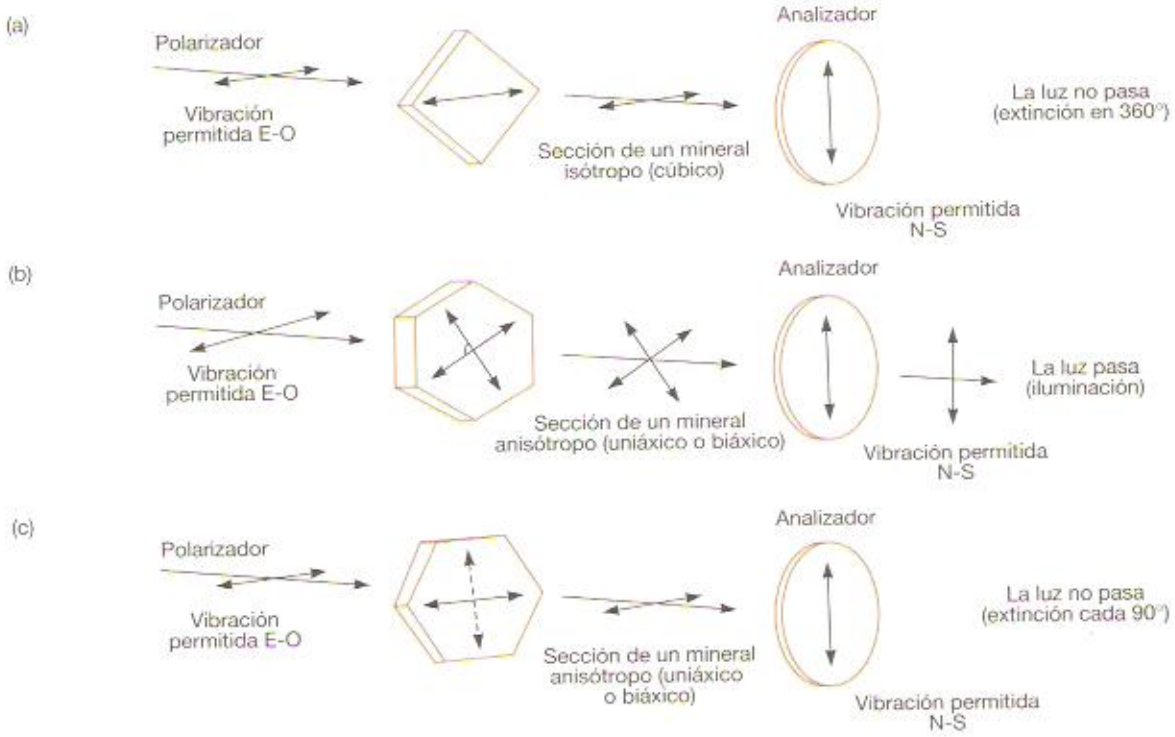


FIGURA 4.8
Comportamiento óptico de los minerales isótropos y anisótropos entre dos polarizadores con direcciones de vibración perpendiculares. (a) Mineral isótropo con extinción continua en un giro completo de la platina. (b) Mineral anisótropo con direcciones de vibración no coincidentes con los polarizadores, extingue cuatro veces en un giro completo de la platina. (c) Mineral anisótropo mostrando la posición de extinción, en la que su dirección de vibración coincide con uno de los polarizadores.

no, de su grosor y de una propiedad óptica denominada birrefringencia que se relaciona con los índices de refracción del mineral. Manteniendo fijo el grosor de la lámina delgada de un mineral, su color de interferencia será útil para la identificación del mineral. Los diferentes órdenes de colores de interferencia junto a la birrefringencia y el grosor se recogen en la carta de Michael-Lévy (Figura 4.9). La importancia del grosor del mineral se pone de manifiesto en la Figura 4.10a. En minerales que pueden presentar un rango de colores de interferencia se tomará como color de diagnóstico el de mayor orden (mayor birrefringencia). Como referencia visual, en la Figura 4.10b, c y d se muestran minerales con colores de interferencia de orden creciente, que van del cuarzo (baja birrefringencia), al clinopiroxeno (media-alta birrefringencia) y a la magnesita (birrefringencia extrema).

Zonado

En algunos minerales es posible observar entre el núcleo del cristal y su periferia un bandeado concéntrico o zonación. Se produce sobre todo en minerales que por pertenecer a una serie de solución sólida puede presentar cambios en su composición química durante su crecimiento, y en consecuencia cambios en el comportamiento óptico (ej. plagioclasas). Esta característica se reconoce con facilidad petrográficamente, especialmente cuando la zonación se detecta por cambios en la birrefringencia o en el ángulo de extinción (Figura 4.10e). En minerales coloreados la zonación se puede manifestar por cambios de tonalidad (Figura 4.10f).

Extinción

Cuando se examinan con luz polarizada cruzada los minerales anisótropos extinguen cada 90° conforme se gira la platina del microscopio. Con respecto a las líneas del retículo, que marcan las orientaciones N-S y O-E (direcciones de los polarizadores), esta extinción puede tener lugar paralelamente (recta o paralela), o no (oblicua) (Figura 4.11a y b). En el caso de la extinción oblicua se puede medir el ángulo de extinción, es decir, el ángulo entre una dirección de exfoliación o de alargamiento del cristal y el momento de la extinción. Los minerales con exfoliación que presentan extinción paralela extinguen cuando sus exfoliaciones o direcciones de alargamiento son paralelos al ana-

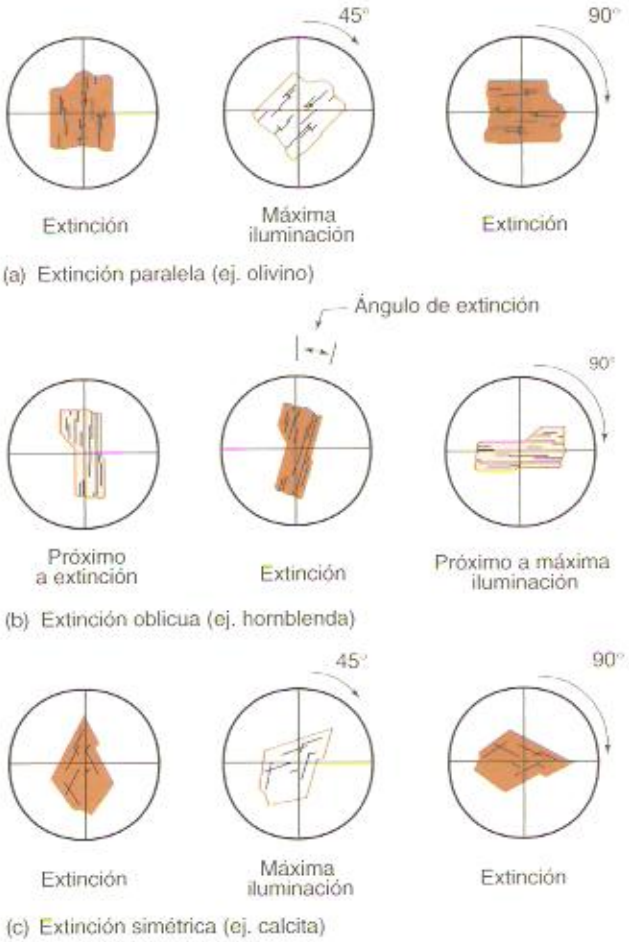


FIGURA 4.11
Tipos de extinción. (a) Extinción paralela, coincide con las caras del cristal o con las direcciones de exfoliación. (b) Extinción oblicua, no coincide con las caras del cristal o con las direcciones de exfoliación (ángulo de extinción). (c) Extinción simétrica, cuando las exfoliaciones se orientan simétricamente al retículo y los polarizadores.

lizador o al polarizador inferior (líneas del retículo). Más raramente algunos minerales presentan extinción simétrica, es decir, extinguen ángulos simétricos con respecto a las exfoliaciones o caras del cristal (Figura 4.11c). En grupos minerales importantes como los piroxenos y anfíboles, la determinación de la extinción es fundamental en la diferenciación de los términos rómbicos (ortoanfíboles y ortopiroxenos) de los monoclínicos (clinoanfíboles y clinopiroxenos), según presenten extinción recta u oblicua respectivamente.

Maclado

(Figura 4.12, en pliego a color)

Las maclas, se manifiestan como diferentes regiones de un grano que tienen orientaciones cristalográficas distintas, de manera que no extinguen al mismo tiempo cuando se gira la platina del microscopio. Los dominios en las maclas de contacto están separados por una línea nítida, la traza del plano de macla. Las maclas de penetración tienen generalmente dominios de contacto irregular.

Son frecuentes las maclas simples consistentes en dos dominios individuales y las polisintéticas formadas por muchas lamelas de macla paralelas, a menudo estrechas, relacionadas por planos de macla. Los feldespatos, lo piroxenos y los anfíboles son excelentes ejemplos de minerales silicatados maclados. La plagioclasa se caracteriza por el maclado polisintético, la ortosa y sanidina por frecuentes maclas simples, de penetración o contacto, y la microclina, por dos tipos de maclas lamelares con orientaciones distintas (que combinadas dan lugar al maclado en enrejado o «tartán»). En piroxenos y anfíboles son frecuentes tanto las maclas simples como las polisintéticas. Entre los no silicatos, la calcita se caracteriza por presentar maclas polisintéticas paralelas a la diagonal larga de su forma romboédrica, lo que la diferencia de otros carbonatos, que no tienen maclas o son paralelas a la diagonal corta. Por lo tanto, para los feldespatos, piroxenos, anfíboles y carbonatos, el maclado puede ser la clave de su identificación. En la Figura 4.12 se presentan diversos ejemplos de maclas simples y polisintéticas, características de los minerales mencionados.

Clase óptica

Cualquier mineral uniáxico o biáxico, producirá, en principio, una figura de interferencia visible, lo que los diferencia opticamente de los minerales isótropos que no lo harán. Elegido un grano apropiado, la obtención de la figura de interferencia es relativamente sencilla. Se enfoca cuidadosamente el microscopio, utilizando luz polarizada cruzada y aumento alto, se inserta la lente conoscópica y la lente de Bertrand (ver Figura 4.2b). En función de cómo este cortado el mineral con respecto al eje o ejes ópticos, se observan distintos tipos de figuras de interferencia. Según la figura obtenida se podrá establecer si el mineral analizado es uniáxico o biáxico. De forma general y en la sección más favorable, la figura uniáxica se caracteriza por la formación de una cruz oscura que no se rompe al girar la platina (Figuras 4.13a y 4.14a). En el caso de un cristal biáxico, también en el caso de la sección más favorable, se obtiene asimismo una cruz negra, pero ésta se rompe al girar la platina (Figuras 4.15a y 4.14b, c y d). La utilización de una lámina compensadora en cualquiera de las figuras mencionadas nos aportaría además el signo óptico (positivo o negativo) de los minerales, tanto uniáxicos (Figura 4.13b) como biáxicos (Figura 4.15b).

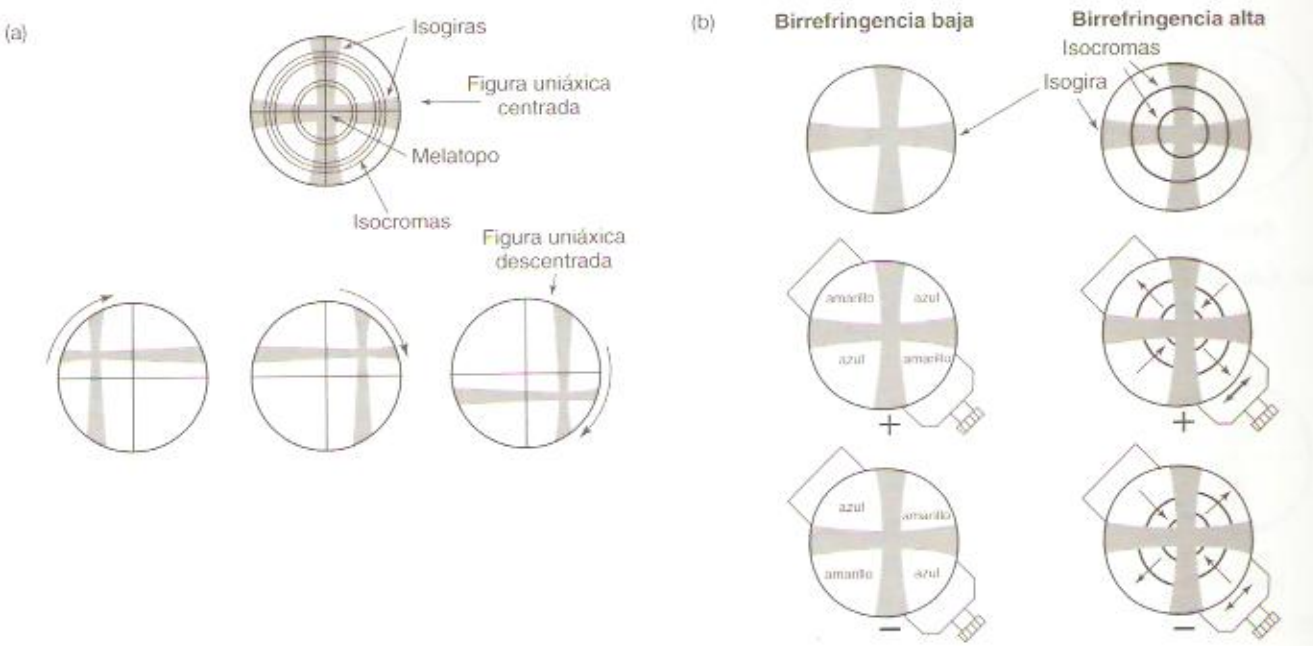


FIGURA 4.13
Minerales uniáxicos. (a) Principales figuras de interferencia con interés diagnóstico. (b) Determinación del signo óptico según la presencia de abundantes isocromas (birrefringencia alta) o no (birrefringencia baja).

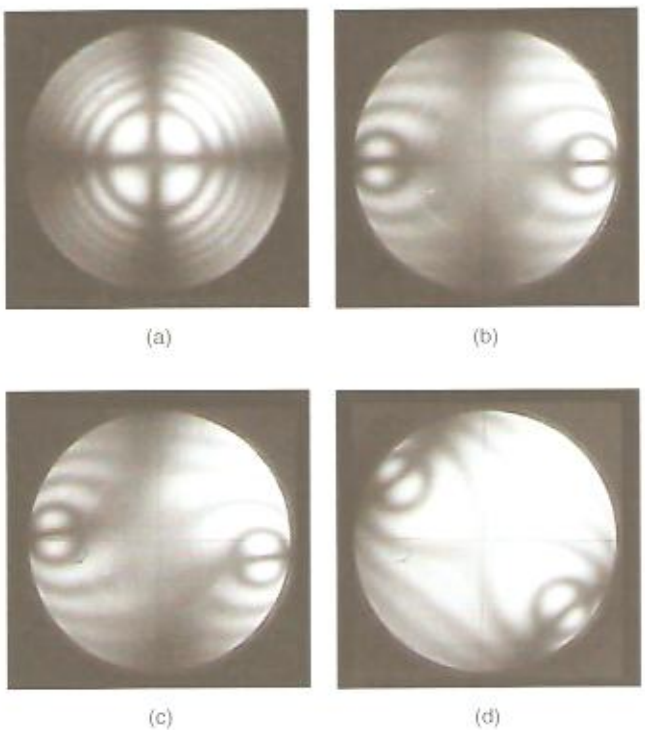


FIGURA 4.14
Imágenes de figuras de interferencia obtenidas con luz convergente y la lente de Bertrand. (a) Figura uniáxica centrada. (b), (c) y (d) Figura biáxica mostrando el movimiento de las isocromas conforme se gira progresivamente la platina.

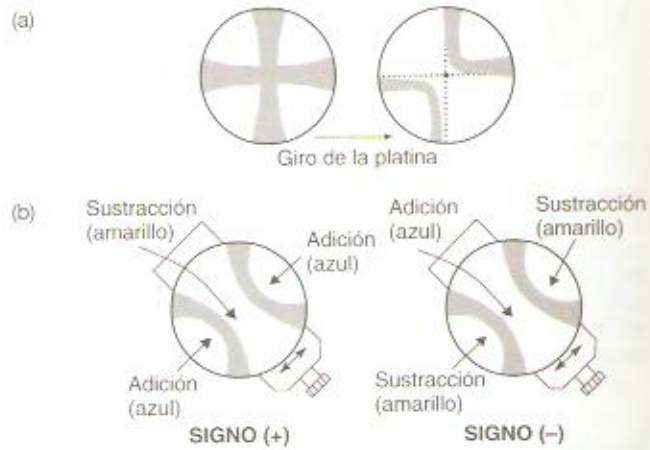


FIGURA 4.15
Minerales biáxicos. (a) Principal figura de interferencia con interés diagnóstico. (b) Determinación del signo óptico en la figura de interferencia anterior.

4.6. Procedimiento de identificación de minerales con el microscopio petrográfico: los minerales petrogenéticos

El procedimiento de identificación de minerales con el microscopio petrográfico se recoge en la Figura 4.16, es de destacar que en la identificación rutinaria de mi-

PROCEDIMIENTO DE IDENTIFICACIÓN DE MINERALES CON EL MICROSCOPIO

PASO 1 Realizar un reconocimiento preliminar de la muestra tanto en lámina delgada como en muestra de mano para establecer el carácter polimineral de la misma. En caso de presentar varios minerales se diferenciaran los que son esenciales (>5%) de los que son accesorios (<5%), analizándose uno a uno para su identificación.

PASO 2 Examinar la lámina delgada con luz polarizada paralela. Intentar responder a las siguientes preguntas:

a) ¿Es el mineral opaco o no opaco?

b) ¿Cómo es el relieve aparente?

c) ¿Qué color presenta el mineral? Girar la platina. ¿Es pleocroico? ¿Cómo varia el color?

d) ¿Qué morfología y hábito presentan sus cristales? Dibujarlos.

e) ¿Presenta líneas de exfoliación? ¿Cuántas direcciones se reconocen y que ángulos forman?

PASO 3 Insertar el analizador (luz polarizada cruzada) y examinar varios cristales del mineral.

f) Girar la platina. ¿Es isótropo o anisótropo? ¿Presenta zonación?

PASO 4 Si es anisótropo, realizar las siguientes observaciones.

g) Girar la platina. ¿Cuál es el rango de colores de interferencia? Estimar la máxima birrefringencia mirando los granos con los colores de interferencia de orden más alto.

h) En minerales alargados o con buena exfoliación: ¿Cuál es el máximo ángulo de extinción?

i) ¿Está maclado el mineral? Si lo esta ¿qué tipo de macla presenta? Dibujarla.

PASO 5 Si es necesario, obtener la figura de interferencia. Para ello, utilizar luz conoscópica y la lente de Bertrand. Es aconsejable examinar varios granos hasta conseguir una figura que sea útil. ¿El mineral es uniáxico o biáxico? Inserte la lámina compensadora. ¿Cómo es el signo óptico?

FIGURA 4.16
Esquema básico para identificación secuencial de minerales en lámina delgada.

nerales no es necesario llegar al paso 5 (figuras de interferencia), lo que agiliza grandemente el proceso de análisis. La identificación de los minerales petrogenéticos es fundamental para poder clasificar correctamente los principales tipos de rocas, tanto ígneas como metamórficas o sedimentarias.

Dentro de los minerales petrogenéticos se diferencian por su composición dos grupos:

1. SILICATOS.
   - Minerales félsicos: **plagioclasa, feldespato potásico (ortosa, microclina y sanidina), moscovita** y **cuarzo**.

     En la Figura 4.17 (en pliego a color) se muestra el aspecto característico de estos minerales. La diferenciación de tres minerales en el feldespato potásico, es una necesidad petrográfica por sus peculiares características ópticas y genéticas. Ortosa y microclina son feldespatos potásicos de baja temperatura (ambiente plutónico), mientras que la sanidina es de alta temperatura (ambiente volcánico). Dentro de los feldespatos es de destacar que, con frecuencia, tanto microclina como ortosa, se presentan formando intercrecimientos (pertitas) con la albita (plagioclasa sódica), denominándose entonces feldespatos alcalinos.
   - Minerales máficos: **olivino, piroxeno (augita), anfíbol (hornblenda)** y **biotita.**

     En la Figura 4.18 (en pliego a color) se muestra el aspecto característico de estos minerales. Los piroxenos y anfíboles son grupos que incluyen numerosos minerales formando series isomórficas, con términos monoclínicos y rómbicos. Se han elegido augita y hornblenda por ser los representantes más comunes.
2. NO SILICATOS.
   - Incluye los minerales: **calcita, dolomita, yeso** y **halita.**

     En la Figura 4.19 (en pliego a color) se muestra el aspecto característico de estos minerales.

Las principales características petrográficas para la identificación de estos minerales se recogen en la Figura 4.20.

MINERAL PETROGENÉTICO	COLOR	RELIEVE	LÍNEAS DE EXFOLIACIÓN	BIRREFRINGENCIA Y COLORES DE INTERFERENCIA	EXTINCIÓN	ÓPTICA	OTROS
CUARZO	No	Muy bajo	No	Muy baja, blanco a gris de primer orden	Paralela	Uniáxico (+)	Sin alteración. Morfología de cristales según ambiente.
ORTOSA	No, salvo alteración	Bajo	Sí	Muy baja, blanco a gris de primer orden	Oblicua	Biáxico (–)	Ocasionalmente macla simple. Alteración a fases arcillosas.
MICROCLINA	No, salvo alteración	Bajo	Sí	Muy baja, blanco a gris de primer orden	Oblicua	Biáxico (–)	Frecuente macla polisintética en tartán. Alteración a arcillas.
SANIDINA	No, salvo alteración	Bajo	Sí	Muy baja, blanco a gris de primer orden	Oblicua	Biáxico (–)	Frecuente macla simple, cristales prismáticos.
PLAGIOCLASA	No, salvo alteración	Bajo	Sí	Baja, hasta amarillo de primer orden	Oblicua	Biáxico (+ o –)	Frecuente macla polisintética en una dirección. Zonado.
MOSCOVITA	No	Moderado	Sí, excelente	Moderada a alta, hasta amarillo y rojo de segundo orden	Oblicua, casi paralela	Biáxico (–)	Cristales tabulares. Extinción en «ojo de pájaro».
BIOTITA	Sí, marrón a amarillo. Pleocroico	Moderado	Sí, excelente	Moderada a alta, rojo de segundo orden	Oblicua, casi paralela	Biáxico (–)	Inclusiones de circón con aureolas oscuras. Extinción en «ojo de pájaro».
HORNBLENDA	Sí, marrón a verde. Pleocroico	Moderado, alto	Sí, excelente (124° y 56°)	Moderada a alta, colores medios de segundo orden	Oblicua	Biáxico (–)	Cristales prismáticos de sección basal euhédrica. Macla simple.
AUGITA	No, o tonos muy suaves	Alto	Sí, excelente (93° y 87°)	Moderada a alta, colores medios de segundo orden	Oblicua	Biáxico (+)	Maclas de diverso tipo. Zonación en cristales coloreados.
OLIVINO	No, salvo alteración	Alto	No visibles, líneas de fractura	Moderada a alta, colores altos de segundo orden	Paralela	Biáxico (+ o –)	Alteración a iddingsita y opacos.
CALCITA	No	Variable alto-bajo	Sí, excelente	Extrema, blanco a crema	Simétrica a la exfoliación	Uniáxico (–)	Maclado polisintético. Tiñe con alizarina roja S.
DOLOMITA	No	Variable alto-bajo	Sí, excelente	Extrema, blanco a crema	Simétrica a la exfoliación	Uniáxico (–)	Maclado polisintético. No tiñe con alizarina roja S.
YESO	No	Bajo	Sí, excelente	Baja, blanco o gris hasta amarillo de primer orden	Paralela	Biáxico (+)	Maclado, a veces artificial durante la preparación de la lámina.
HALITA	No	Bajo	Sí	No	No	Isótropo	Cristales a veces zonados.

FIGURA 4.20
Características petrográficas de los minerales petrogenéticos.

EJERCICIOS

1. En una muestra con cuarzo y feldespato potásico no maclado, indíquese qué criterios se aplicarían para diferenciarlos.
2. Una muestra contiene feldespato. Empleando el microscopio petrográfico, ¿Cómo se puede saber si el mineral presente es sanidina, ortosa, microclina o plagioclasa?
3. Indíquese qué criterios se pueden emplear para distinguir biotita, augita y hornblenda.
4. Realizar el dibujo del comportamiento en 360° de un cristal prismático con extinción recta, simétrica y con ángulo de extinción de 60°.
5. Enlazar características observables con el microscopio óptico y minerales en la siguiente relación:

   a) Augita. *b*) Plagioclasa. *c*) Calcita. *d*) Halita. *e*) Olivino. *f*) Moscovita.

   A) Exfoliación en una dirección, colores de interferencia de segundo orden. B) Abundantes líneas de fractura, alteración a iddingsita que origina aureolas anaranjadas. C) Líneas de exfoliación en varias direcciones ortogonales, isótropo. D) Exfoliación romboédrica, colores de interferencia extremos. E) Líneas de exfoliación cortándose a casi 90°, extinción oblicua. F) Colores de interferencia bajos (gris, amarillo de primer orden), macla polisintética.

PRÁCTICA 5

Reconocimiento de «visu» de las principales rocas ígneas (plutónicas, subvolcánicas y volcánicas)

✓ Objetivos

- Mediante la observación «de visu», y en ejemplares de mano, ser capaces de describir e interpretar los rasgos texturales y composicionales (mineralogía, índice de color) de las rocas ígneas.
- Basándose en los anteriores poder clasificar e inferir el origen plutónico, subvolcánico o volcánico de las rocas ígneas comunes.

Material de trabajo

Cuaderno de prácticas, útiles de escribir, regla milimetrada, lupa de bolsillo.

Relación de rocas: *GRANITO, SIENITA, DIORITA, GABRO, RIOLITA, TRAQUITA, ANDESITA, BASALTO, PUMITA, OBSIDIANA, TOBA VOLCÁNICA, BRECHA VOLCÁNICA, DIABASA, PORFIDO GRANÍTICO.*

5.1. Introducción

Dentro de las rocas endógenas, las rocas ígneas o magmáticas tienen su origen en el manto superior, donde las rocas fundidas (por efecto de la presión, la temperatura y la presencia de agua) ascienden hacia la superficie, enfriándose y adquiriendo un estado sólido (cristalización). La fase sólida resultante se caracteriza por formar una masa intercrecida de cristales y/o vidrio.

Las rocas fundidas se encuentran bajo la superficie terrestre formando lo que se denomina magma (fundido con gases disueltos y parte sólida), la eliminación de buena parte de los compuestos volátiles, cuando sale al exterior, origina la lava. Puesto que el magma en el interior de la Tierra se encuentra sometido a presión, presentando además menor densidad que los materiales de su entorno, es un hecho físico su tendencia a ascender a zonas de menor presión confinante, lo que se produce aprovechando cualquier tipo de discontinuidad o zona de debilidad que facilite este ascenso.

Según la profundidad de formación y la rapidez de enfriamiento se diferencian tres tipos de ambientes genéticos de las rocas ígneas: plutónico, subvolcánico y volcánico (Figura 5.1).

Un fundido magmático que avanza abriéndose paso en la corteza terrestre hacia la superficie, y cristaliza por debajo de la superficie terrestre (entre 1 y más de 10 km de profundidad), se denomina intrusión. Las rocas resultantes del enfriamiento de intrusiones se denominan rocas ígneas intrusivas o plutónicas. Dichas intrusiones pueden ser concordantes (sills, lacolitos, lopolitos y facolitos) o discordantes (batolitos, pipas y diques) con las rocas a las que afectan, mostrando geometrías y tamaños muy diversos. Así, contrasta la dimensión de los batolitos con dimensiones de centenares de kilómetros y la de los enjambres de diques con dimensiones métricas e inferiores. Un aspecto de campo de una intrusión concordante (sill) se recoge en la Figura 5.2.

Cuando un magma no alcanza completamente la superficie y solidifica a escasa profundidad da lugar a lo que se conocen como complejos subvolcánicos o filonianos. Éstos presentan características intermedias entre las rocas plutónicas y las volcánicas lávicas, asociándose con frecuencia a algunos tipos de intrusiones como los sills, lacolitos y diques.

Los fundidos magmáticos que alcanzan la superficie cristalizan, en el exterior de la corteza terrestre, en condiciones subaéreas o submarinas. Con frecuencia el

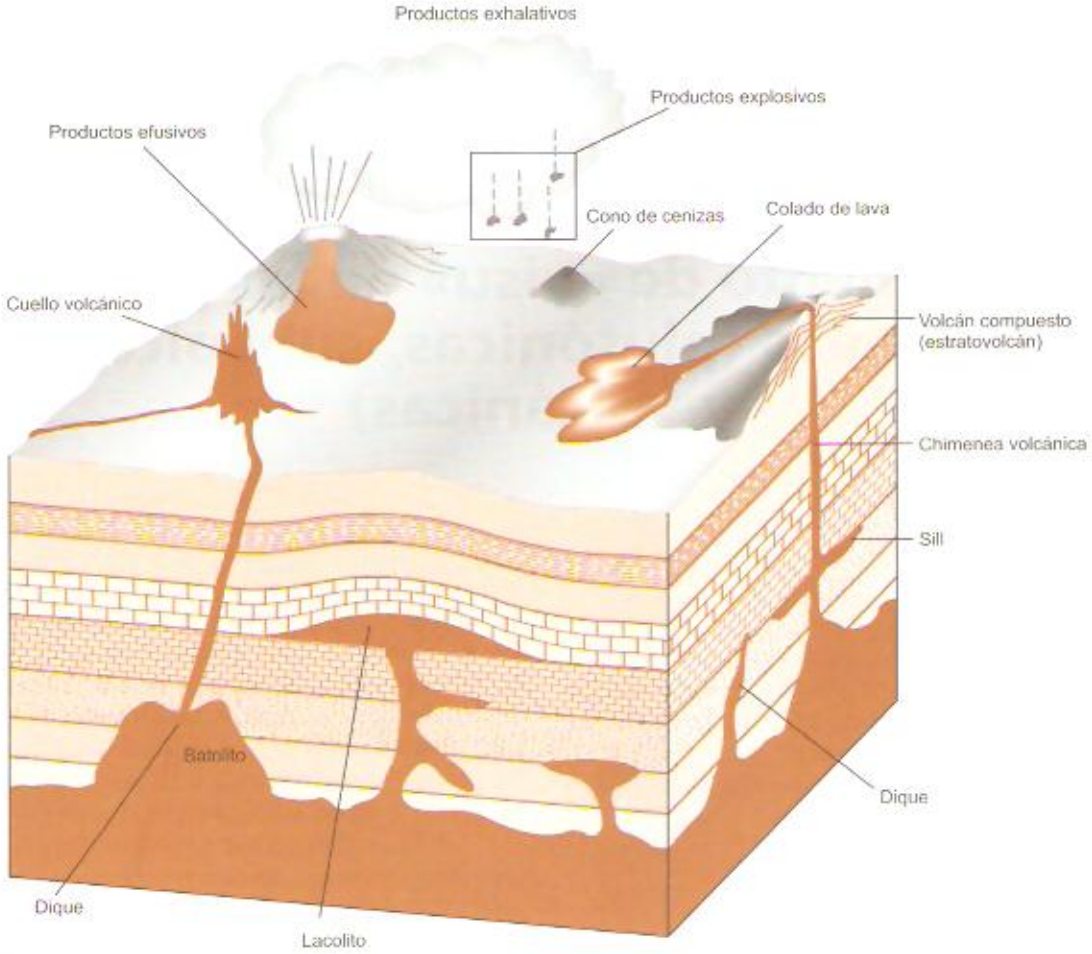


FIGURA 5.1
Elementos morfológico-estructurales del ambiente ígneo (plutónico, subvolcánico y volcánico).

FIGURA 5.2
El sill dolerítico (intrusión concordante) de Salisbury Craigs (Edimburgo). (Fotografía de Manuel Pozo.)

elemento morfológico resultante son los volcanes. A las rocas formadas en estas condiciones se las denomina ígneas extrusivas o volcánicas, y están formadas por productos efusivos (coladas de lava) y/o explosivos (depósitos piroclásticos de tefras y flujos piroclásticos). Un aspecto de campo de un edificio volcánico se recoge en la Figura 5.3.

FIGURA 5.3
Edificios volcánicos y coladas lávicas en la Antártida. (Fotografía de Jorge Giner.)

5.2. Texturas de rocas ígneas

La textura de una roca ígnea es la descripción de sus partes constituyentes, sus tamaños, formas y disposición. Su patrón textural viene caracterizado principalmente por la cristalinidad, y la granularidad (tamaño de los cristales y su distribución).

Grado de cristalinidad

En función de su cristalinidad las rocas pueden ser:

Holohialinas. Cuando el contenido en vidrio volcánico supera el 90% en volumen de la roca.
Holocristalinas. Cuando el contenido en cristales supera el 90% en volumen de la roca.
Hialocristalinas. Cuando los cristales y el vidrio se presentan con porcentajes superiores al 10% en volumen de la roca.

Tamaño de los cristales y su distribución

El tamaño de los cristales es importante porque en general informa acerca de la rapidez del enfriamiento del magma o lava, así los cristales grandes indican un enfriamiento lento, mientras que los pequeños, rápido. Cuando el enfriamiento es tan rápido que no hay tiempo para que se forme la materia cristalina (cristales) se origina el vidrio volcánico, que da lugar a la textura **VÍTREA** (Figura 5.4a, en pliego a color).

El proceso de cristalización también depende de la capacidad de los átomos para nuclear y posteriormente crecer. Así, si un magma muy fluido se enfría lentamente los cristales tienen tiempo para alcanzar tamaños de varios centímetros de longitud. Sin embargo si el magma es muy viscoso (resistente al flujo) los problemas para nuclear impiden la formación de cristales incluso en condiciones de enfriamiento lento.

Basándose en el tamaño de los cristales se usan las siguientes denominaciones texturales:

— Textura de grano fino o **AFANÍTICA** (cristales <1mm). No se pueden distinguir ni con una lupa (Figura 5.4b, en pliego a color). Se diferencian dos tipos:

Microcristalina. Se reconocen los constituyentes con un microscopio.
Criptocristalina. No se reconocen sus constituyentes con un microscopio.

— Textura de grano grueso o **FANERÍTICA** (>1 mm). Los componentes son identificables de visu o con una lupa (Figura 5.4c, en pliego a color). Se diferencian los siguientes tipos:

Grano muy grueso	> 30 mm
Grano grueso	5-30 mm
Grano medio	2-5 mm
Grano fino	< 2 mm (pero visibles)

Cuando una textura fanerítica presenta cristales de tamaño superior a 1 cm se denomina pegmatítica.

En función de la distribución de tamaños en la muestra se reconocen texturas equigranulares (tamaños de grano similares o dentro de un rango pequeño) e inequigranulares (cuando hay dos poblaciones de tamaños perfectamente definidas).

Algunas rocas ígneas con un marcado carácter inequigranular, se dice que tienen textura **PORFÍDICA** (Figura 5.4d, en pliego a color). Los cristales grandes se denominan fenocristales y los pequeños matriz. Estas texturas indican al menos dos etapas principales de crecimiento de los cristales en condiciones temporales o de viscosidad diferentes.

Las combinaciones de varias texturas ígneas también se pueden producir. Así, por ejemplo, una textura porfídica-afanítica, implica fenocristales en una matriz afanítica. Una textura porfídica-fanerítica consiste en fenocristales en una matriz fanerítica.

La existencia, por efecto de la presión, de gases disueltos en un magma origina que conforme éste se acerca a la superficie, con el consiguiente descenso de presión, se formen burbujas (efecto descorche) que se liberan del magma originando lava. En función de la viscosidad del magma esto sucede mansamente (fluido) o con violencia (viscoso). El resultado son dos nuevas texturas: **VESICULAR** (cuando las burbujas quedan atrapadas en la lava en solidificación, originando vesículas). La escoria y la pumita presentan esta textura con numerosas vesículas (Figura 5.4e, en pliego a color).

Los fragmentos de rocas, de diferentes tamaños, emitidas en erupciones volcánicas explosivas, se denominan piroclastos o tefras. Estos según el tamaño predominante reciben diversos nombres:

Cenizas (<2mm).
Lapilli (cinder) (2-64mm).
Bombas volcánicas (morfología elipsoidal o discoidal) (>64 mm).
Bloques (morfología irregular o angulosa) (>64 mm).

Las rocas formadas por piroclastos, como las tobas y las brechas volcánicas, presentan textura **PIROCLÁSTICA** (Figura 5.4f, en pliego a color).

5.3. Composición mineral de las rocas ígneas

Una vez identificados los minerales constituyentes de la roca y mediante el empleo de diagramas de estimación visual de porcentajes (Figura 5.5a), se puede cuantificar, de forma aproximada, la composición mineralógica de la muestra.

En las rocas ígneas los minerales petrogenéticos son silicatos, y su abundancia permite clasificar las rocas (Figura 5.5b). En función de su color estos minerales se dividen en:

Minerales claros, félsicos o leucocratos (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita).
Minerales oscuros, máficos, melanocratos o ferromagnesianos (biotita, anfíbol, piroxeno y olivino).

Así, la mineralogía de una roca ígnea puede estimarse de forma aproximada como un índice de color. El índice de color (IC) es el porcentaje en volumen de cristales de minerales oscuros (máficos) en la roca. Tanto el índice de color como la identificación de los minerales y su abundancia permiten clasificar e interpretar genéticamente las rocas ígneas.

La importancia de los minerales anteriormente mencionados, en la identificación de las rocas ígneas, es consecuencia de las series de cristalización de Bowen y de la reactividad mineral en el magma. Así, los experimentos de laboratorio del petrólogo americano Bowen en el estudio de la cristalización de magmas, puso de manifiesto que, conforme los magmas se enfrían, cristalizan dos series de minerales en secuencias predecibles. Una serie es la cristalización continua de las plagioclasas, desde el término cálcico (anortita), al sódico (albita), la otra serie es discontinua y corresponde a la cristalización de los minerales ferromagnesianos (Figura 5.6).

Cuando un magma a elevadas temperaturas comienza a enfriarse se forman primero los cristales de olivino y plagiocasa cálcica. Si estos cristales permanecen en el magma conforme se enfría (sin decantarse), reaccionan y se descomponen siendo reemplazados por piroxenos y plagioclasas cálcico-sódicas. Estos a su vez, si permanecen en el magma, lo hacen por anfíboles, biotita y plagioclasa sódica. Las últimas reacciones y cristalizaciones tienen lugar a las temperaturas más bajas, donde los elementos remanentes forman abundante feldespato potásico, moscovita y cuarzo.

Los cristales que se decantan de un magma en enfriamiento apenas reaccionan con el mismo. Estos cristales retiran del magma parte de los elementos químicos constituyentes, así, durante la cristalización y decantación se retira una fracción específica de los elementos del magma (cristalización fraccionada). Esto da como resultado cambios en el quimismo del magma remanente con una combinación diferente de elementos para formar los siguientes cristales. Esta es una de las formas en las que un magma ácido (félsico) o intermedio se puede originar a partir de uno inicial de tipo máfico. La relación entre temperatura, composición del magma y rocas originadas es, pues, evidente.

5.4. Clasificación de las rocas ígneas

Para clasificar correctamente una roca ígnea el mejor método es el estudio petrográfico de su lámina delgada, especialmente si la roca es subvolcánica o volcánica, donde los criterios de «visu» son, a veces, de escasa utilidad. Desde el punto de vista de la caracterización de «visu» es importante identificar la textura de la roca, la abundancia de sus minerales constituyentes y más subordinadamente su índice de color (IC).

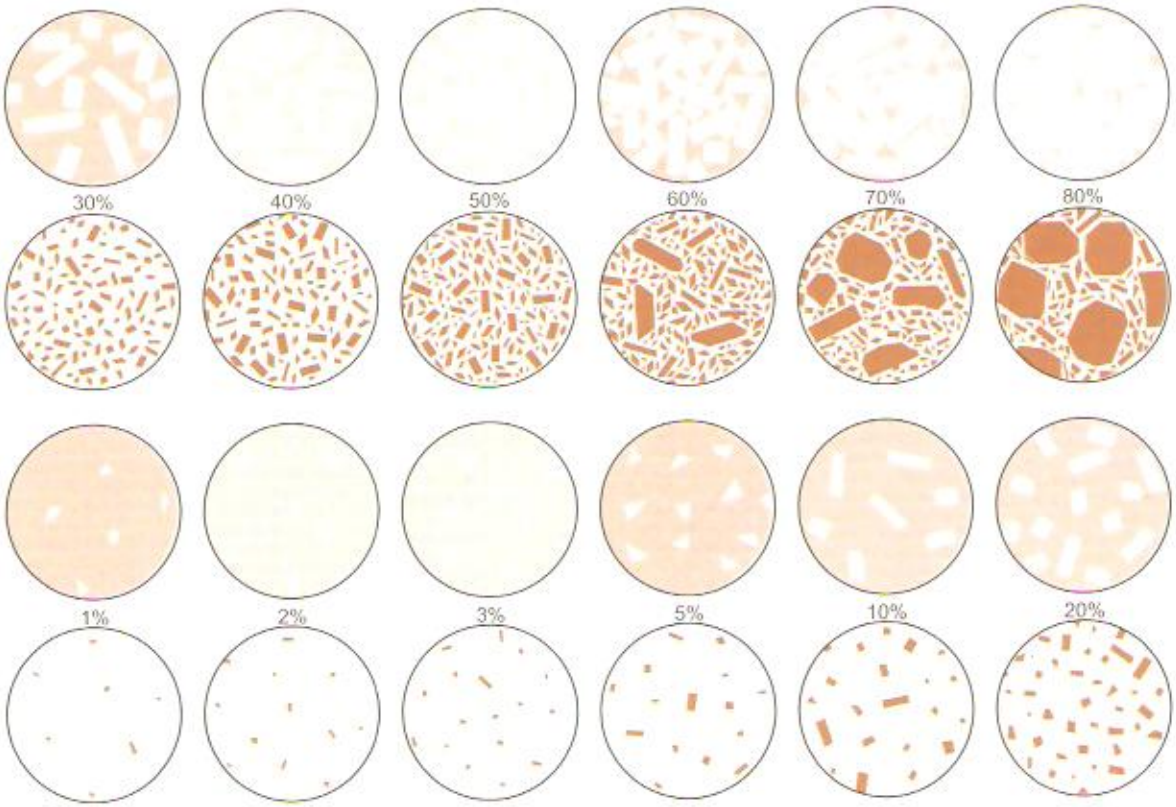
El empleo del índice de color debe usarse como complemento de la identificación mineralógica de la roca, teniendo en cuenta que en ocasiones un mineral máfico como el olivino puede presentar tonalidades claras y uno félsico como la plagioclasa, en su término rico en calcio labradorita, puede presentar color oscuro. La obsidiana es una excepción a las reglas del índice de color, su color negro sugiere que es ultramáfica cuando realmente tiene menos del 15% de componentes ferromagnesianos.

Rocas ígneas con textura afanítica y fanerítica

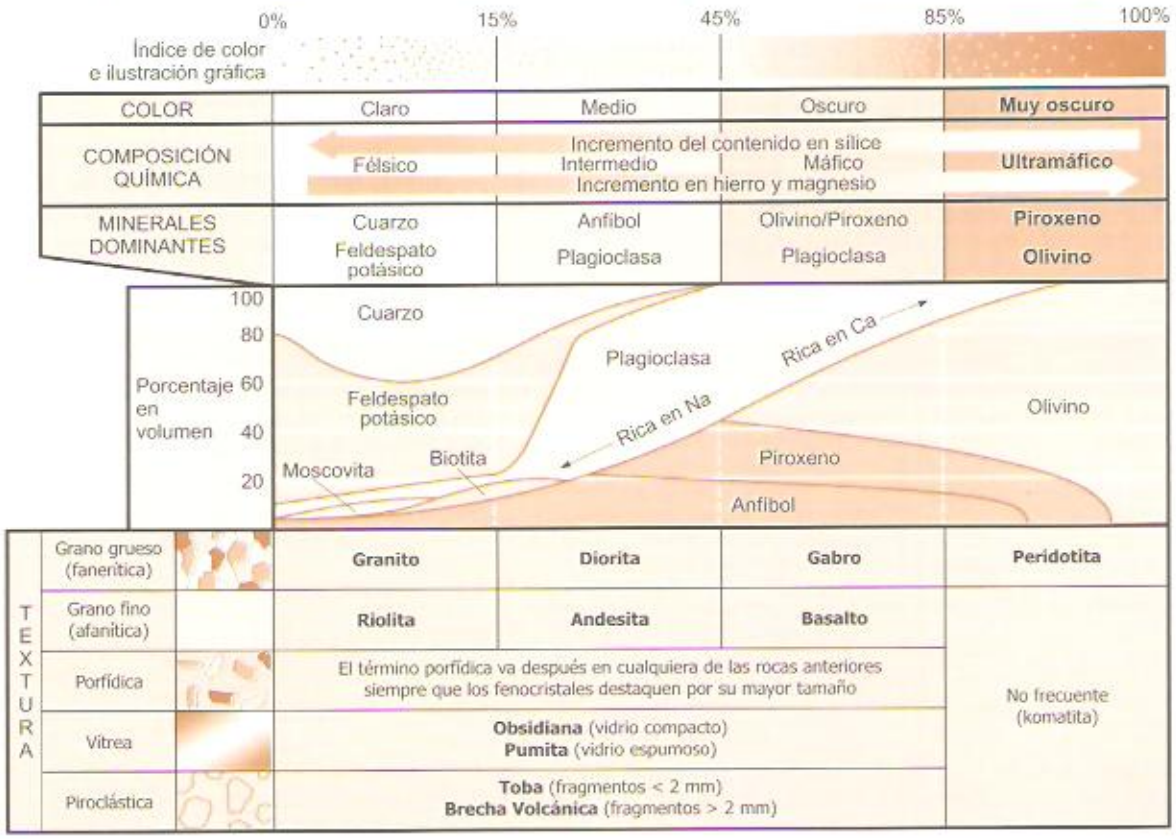
Teniendo en cuenta el quimismo de la roca en función de su mayor o menor contenido en minerales félsicos (ricos en sílice) o ferromagnesianos (más pobres en sílice) se diferencian los siguientes grupos de rocas ígneas (Figura 5.5b):

- **Rocas ígneas ácidas (o félsicas).** Tienen sólo 0-15% de minerales máficos (IC=0-15), es decir son rocas muy claras, con predominio de cuarzo y/o feldespato. Las rocas plutónicas más comunes son el GRANITO y la SIENITA (Figura 5.7a, b y c, en pliego a color). Dentro de las vol-

(a)



(b)



		COLOR	Claro	Medio	Oscuro	Muy oscuro
		COMPOSICIÓN QUÍMICA	Félsico	Intermedio	Máfico	Ultramáfico
			Incremento del contenido en sílice			
			Incremento en hierro y magnesio			
		MINERALES DOMINANTES	Cuarzo, Feldespato potásico	Anfíbol, Plagioclasa	Olivino/Piroxeno, Plagioclasa	Piroxeno, Olivino
TEXTURA	Grano grueso (fanerítica)		**Granito**	**Diorita**	**Gabro**	**Peridotita**
TEXTURA	Grano fino (afanítica)		**Riolita**	**Andesita**	**Basalto**	No frecuente (komatita)
TEXTURA	Porfídica		El término porfídica va después en cualquiera de las rocas anteriores siempre que los fenocristales destaquen por su mayor tamaño			
TEXTURA	Vítrea		**Obsidiana** (vidrio compacto) **Pumita** (vidrio espumoso)			
TEXTURA	Piroclástica		**Toba** (fragmentos < 2 mm) **Brecha Volcánica** (fragmentos > 2 mm)			

FIGURA 5.5
(a) Gráfico de estimación visual en porcentajes. (b) Cuadro de clasificación de rocas ígneas en función de su textura y mineralogía.

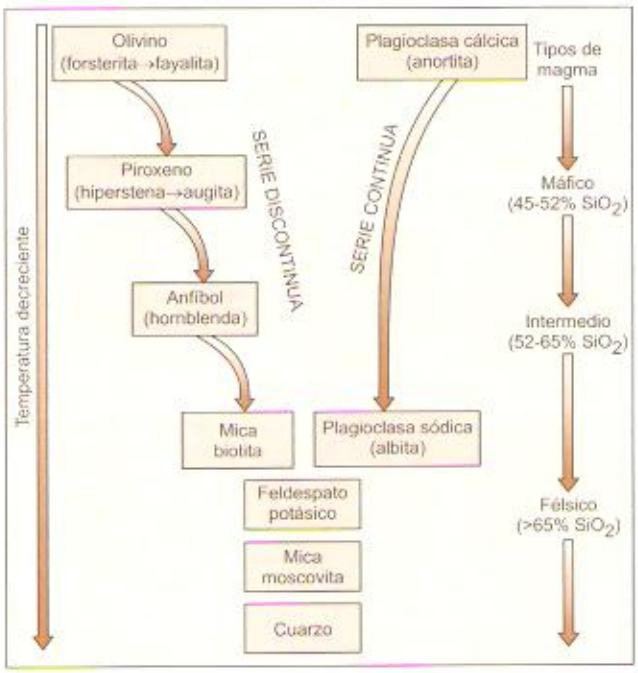


FIGURA 5.6
Series de Bowen de la cristalización magmática.

5.7a, b y c, en pliego a color). Dentro de las volcánicas sus equivalentes son la RIOLITA y la TRAQUITA (Figura 5.7d y e, en pliego a color). Como representante de las rocas subvolcánicas estaría el PÓRFIDO GRANÍTICO (Figura 5.7f, en pliego a color).

- **Rocas ígneas intermedias.** Contienen un 16-45% de minerales ferromagnesianos (CI=16-45), en general son mas claras que oscuras, los feldespatos, especialmente la plagioclasa, son los minerales más abundantes. El cuarzo ausente o en indicios. La roca plutónica más frecuente es la DIORITA (Figura 5.8a, en pliego a color) y su equivalente volcánico la ANDESITA (Figura 5.8b, en pliego a color).
- **Rocas ígneas máficas.** Son oscuras, presentando un 46-85% de minerales máficos (IC=46-85), con predominio de anfíboles, piroxenos y plagioclasas. El representante plutónico más abundante es el GABRO (Figura 5.8c, en pliego a color) y entre las rocas volcánicas, su equivalente, el BASALTO (Figura 5.8d, en pliego a color). Dentro de las rocas subvolcánicas destaca la DIABASA o dolerita (Figura 5.8e, en pliego a color).
- **Rocas ígneas ultramáficas.** Se presentan muy oscuras con un 86-100% de minerales máficos (IC=86-100), predominando piroxenos y olivino. La roca más representativa y abundante es la PERIDOTITA, de origen plutónico (Figura 5.8f, en pliego a color). Los términos volcánicos son muy raros (komatita).

La clave de identificación de rocas ígneas con textura fanerítica y/o afanítica se recoge en las Figuras 5.9 y 5.10, respectivamente.

Rocas ígneas con texturas vítreas, vesiculares y piroclásticas

Son todas rocas volcánicas, con características texturales peculiares que las diferencian de las rocas volcánicas afaníticas. Destaca entre las rocas de textura vítrea la OBSIDIANA, un vidrio volcánico de carácter

MINERALES DESTACABLES	OTRAS CARACTERÍSTICAS	NOMBRE DE LA ROCA
Cuarzo y feldespato alcalino, abundantes.	Principalmente minerales de color claro, cuarzo transparente, blanco o grisáceo con feldespato blanco y/o rosáceo; puede presentar moscovita y minerales ferromagnesianos (biotita, hornblenda).	GRANITO
Feldespatos alcalinos abundantes.	Predominan los minerales de color claro que confieren tonos blancos o rosáceos (feldespatos); cuarzo ausente; entre los minerales ferromagnesianos puede presentar anfíboles y biotita.	SIENITA
Hornblenda y plagioclasa.	Proporciones equivalentes de minerales claros y oscuros; las plagioclasas pueden presentar algunas estriaciones visibles en sus caras de exfoliación.	DIORITA
Piroxeno y plagioclasa gris a oscura (rica en calcio).	Alrededor del 70% son minerales oscuros; en las plagioclasas pueden ser visibles las estriaciones; la roca puede presentar en el afloramiento tonos ocres de meteorización; ausencia de cuarzo.	GABRO
Olivino abundante con piroxeno y hornblenda subordinada.	La roca está compuesta de olivino y piroxeno; cuarzo ausente; poco frecuente y cuando se presenta con frecuencia alterada a serpentina. Si predomina el olivino se denomina dunita, si lo hace el piroxeno, piroxenita.	PERIDOTITA

FIGURA 5.9
Clave de identificación de rocas ígneas con textura fanerítica.

COLOR GLOBAL	COMPOSICIÓN MINERAL (*)	NOMBRE DE LA ROCA
Claro.	Roca masiva a bandeada; los cristales de cuarzo y/o feldespato pueden ser visibles.	**RIOLITA**
	Los granos de cuarzo pueden ser relativamente grandes, flotando en una matriz de grano fino que puede presentar colores variados (gris claro a púrpura).	**RIOLITA PORFÍDICA**
Grisáceo.	Con frecuencia están presentes plagioclasa y hornblenda.	**ANDESITA**
	Granos de plagioclasa y hornblenda son visibles en una matriz de grano fino y frecuente color gris.	**ANDESITA PORFÍDICA**
Oscuro.	Roca generalmente masiva, de color marrón oscuro a negro, puede presentar olivino.	**BASALTO**
	Se distinguen cristales grandes de olivino, augita o plagioclasa en una masa de grano fino gris oscura.	**BASALTO PORFÍDICO**
	Cavidades y vesículas presentes; puede presentar cristales de olivino.	**BASALTO VESICULAR ESCORIA**

(*) El conjunto de la roca es afanítica, pero algunos cristales aislados se pueden reconocer a simple vista.

FIGURA 5.10
Clave de identificación de rocas ígneas con textura afanítica.

color). Entre las rocas de textura vesicular son frecuentes la PUMITA y la ESCORIA, diferenciándose por su densidad, mucho menor en la pumita (Figura 5.11b y c, en pliego a color). Finalmente entre las rocas de textura piroclástica son comunes en tamaños gruesos las BRECHAS VOLCÁNICAS y en los finos las TOBAS (Figura 5.11d y e, en pliego a color). Asimismo, sus equivalentes soldados, originados por flujos piroclasticos, las IGNIMBRITAS (Figura 5.11f, en pliego a color). La clave de identificación de estas rocas se muestra en la Figura 5.12.

5.5. Pasos a seguir en la clasificación de una roca ígnea

El modelo de ficha a rellenar en la identificación de una roca ígnea se muestra en la Figura 5.13.

a) Determinar la textura de la roca.
b) Establecer el índice de color de la roca (IC) y la identificación y abundancia de sus minerales constituyentes.

COLOR GLOBAL	OTRAS CARACTERÍSTICAS	NOMBRE DE LA ROCA
Claro.	Textura vesicular. Estructura celular de paredes finas con abundantes vesículas de pequeño tamaño, a menudo de morfología tubular, muy ligera (puede flotar en el agua).	**PUMITA**
	Textura piroclástica. Constituida por ceniza muy fina, ligera pero sin vesículas, puede presentar laminación interna.	**TOBA VOLCÁNICA**
Claro a oscuro.	Textura piroclástica. Fragmentos angulosos de roca volcánica se presentan incluidos en una masa de ceniza color claro, puede presentar fragmentos de vidrio.	**BRECHA VOLCÁNICA**
	Textura piroclástica. Fragmentos de vidrio o pumita se disponen en una masa de ceniza, el aspecto soldado de los constituyentes indica que el material se depositó a muy alta temperatura (flujo piroclástico).	**IGNIMBRITA (TOBA SOLDADA)**
Oscuro.	Textura vesicular. Abundantes vesículas de gran tamaño y paredes gruesas. Frecuentemente puede tener composición basáltica o andesítica.	**ESCORIA**
	Textura vítrea. Color negro a rojizo, fractura concoide. Translúcida en bordes finos.	**OBSIDIANA**

FIGURA 5.12
Clave de identificación de rocas ígneas con textura vítrea, vesicular y piroclástica.

FICHA DE ROCAS ÍGNEAS

NÚMERO DE MUESTRA	TEXTURA PRESENTE	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (% minerales esenciales)	ÍNDICE DE COLOR	NOMBRE DE LA ROCA Y AMBIENTE DE FORMACIÓN

FIGURA 5.13
Ficha tipo de identificación de una roca ígnea.

Si la roca es de grano grueso (fanerítica o pegmatítica) estimar el índice de color y el contenido porcentual de cuarzo, feldespatos y minerales máficos. Con esta información se puede caracterizar la roca como ácida (o félsica), intermedia, máfica o ultramáfica. Si la roca es esencialmente de grano fino (afanítica o porfídica afanítica) o si no se es capaz de identificar sus minerales, se puede hacer una aproximación a su composición, basándose en el índice de color de la roca. Las rocas de grano fino ácidas (o félsicas) tienden a ser de color rosa, blanco o marrón pálido; las intermedias, gris verdoso; las máficas y ultramáficas, gris oscuras o negras.

c) Clasificar la roca siguiendo la Figura 5.5. Utilizar como adjetivos los términos texturales. Por ejemplo, se puede identificar una roca de grano fino y color rosáceo como riolita, pero si contiene diseminados fenocristales se puede nombrar como riolita porfídica. De forma similar se puede denominar basalto vesícular a un basalto con vesículas.

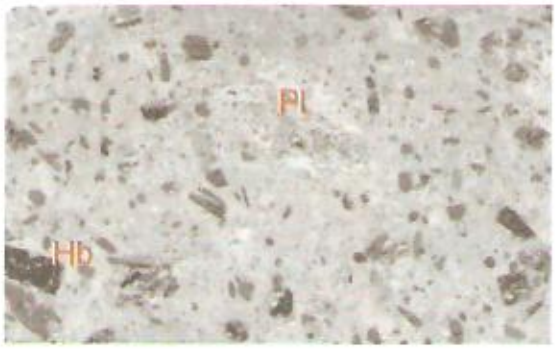
d) Establecer el ambiente genético de formación de la roca.

En el caso de las rocas volcánicas los rasgos texturales aportan información sobre su origen. Así, la presencia de vesículas indica que la roca se formó a partir del enfriamiento de un magma burbujeante (vesicular y fanerítico) o lava (vesícular y afanítico). Por su parte, una textura piroclástica implica una erupción volcánica con predominio de los productos explosivos.

La aplicación de las claves correspondientes a los distintos tipos texturales (Figuras 5.9, 5.10 y 5.12), facilitará enormemente el reconocimiento de la roca.

EJERCICIOS

1. Realizar un dibujo de la disposición de los cristales en una muestra de roca ígnea con textura fanerítica y afanítica porfídica, indicando los componentes mineralógicos, la escala y el nombre de una posible roca.
2. Una roca ígnea de color negro esta formada por cristales ferromagnesianos grandes y de tamaños similares. La roca se formó de un magma que se enfrió: *a*) lentamente, rápidamente; *b*) dentro, sobre o cerca de la superficie terrestre; *c*) con quimismo ácido o básico. Subrayar las repuestas correctas.
3. Una roca ígnea de color claro esta formada de cristales pequeños, sólo identificables con un microscopio. La roca se formó de un magma que se enfrió: *a*) lentamente, rápidamente; *b*) dentro, sobre o cerca de la superficie terrestre; *c*) con quimismo ácido o básico. Subrayar las repuestas correctas.
4. La roca de la fotografía tiene una textura _____. Los cristales grandes se denominan _____ y los cristales más pequeños _____. *a*) ¿En qué ambiente se ha formado? *b*) ¿Qué roca puede ser?

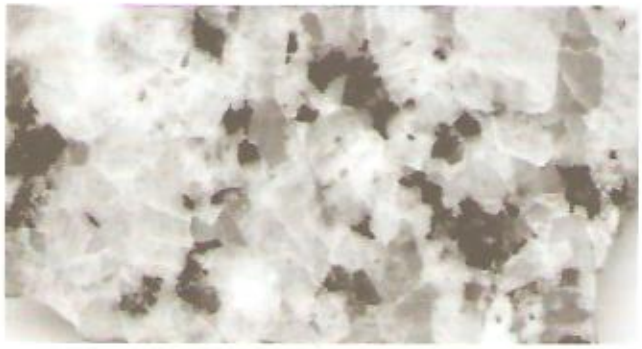


Pl plagioclasa
Hb hornblenda

5. Las parejas de rocas recogidas en las fotografías (1a-b y 2a-b) tienen aproximadamente la misma composición. ¿Qué hecho relativo a los cristales de la roca les da una apariencia diferente? ¿Qué causa esa diferencia? (Nota: todas las fotos están a la misma escala.)

(1a)

(1b)



(2a)

(2b)

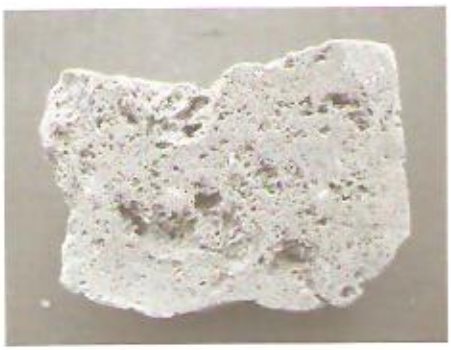
6. Las rocas mostradas en la fotografía tienen la misma textura. ¿Qué hecho relacionado con sus minerales les hace distintas? ¿Qué rocas son?

①

②

7. En la fotografía se recogen dos rocas con texturas diferentes. ¿Cómo se denominan dichas rocas y texturas? Si ambas presentan un elevado contenido en sílice (magma félsico) ¿qué aspecto genético motiva su aspecto distinto?

①



②

8. ¿Qué diferencias mineralógicas, texturales y genéticas existen entre una diabasa, un basalto y un gabro? ¿Cuál se forma de un magma más viscoso?
9. Señalar que criterio se emplearía para diferenciar una diorita de un granito y de una andesita. ¿Qué roca se originó de un magma más rico en sílice?
10. A partir de un foco volcánico, razonar dónde encontraríamos brechas y tobas. ¿Qué tipo de actividad volcánica reflejaría su presencia? ¿Cómo diferenciaríamos texturalmente una toba de una ignimbrita?

PRÁCTICA 6

Reconocimiento de «visu» de las principales rocas metamórficas

✓ Objetivos

- Describir e interpretar los rasgos texturales y composicionales de las rocas metamórficas.
- Identificar rocas metamórficas comunes, sobre la base de sus texturas y composiciones mineralógicas. Inferir su posible roca madre de procedencia (protolito).

Material de trabajo

Cuaderno de prácticas, útiles de escribir, regla milimetrada, lupa de bolsillo (10×), gotero con ácido clorhídrico diluido (10%).

Relación de rocas: *PIZARRA, FILITA, ESQUISTO, GNEIS, CUARCITA, MÁRMOL, CORNEANA, ANTRACITA, SERPENTINITA.*

6.1. Introducción

Las rocas metamórficas son materiales que han sufrido una transformación como resultado del intenso calor, la elevada presión y/o la acción de fluidos termales. De esta manera cada roca metamórfica tiene una roca madre (o protolito), ésta puede ser de cualquiera de los tres tipos principales de rocas: ígnea, sedimentaria o incluso metamórfica. El proceso metamórfico tiene lugar en un estado esencialmente sólido (blastesis), a veces con participación de fluidos intergranulares activos, lo que implica no solo la formación de nuevos minerales, sino la aparición de unas estructuras y texturas propias. El aspecto de campo de un afloramiento de rocas metamórficas se muestra en la Figura 6.1.

FIGURA 6.1
Afloramiento de rocas metamórficas foliadas (esquistosidad). (Fotografía de J. M. González.)

De forma idealizada, se recoge en la Figura 6.2 cómo una intrusión ígnea granítica ha metamorfizado diversos tipos de rocas madre, transformándolas en nuevos tipos de rocas. Los tipos más frecuentes de rocas metamórficas se recogen en la mencionada figura e incluyen: mármol, pizarra, filita, esquisto, gneis y cuarcita. Así, se observa que las rocas cristalinas más antiguas (roca madre ígnea) han sido metamorfizadas a gneis. Mientras que rocas madre sedimentarias, como caliza, lutita y arenisca, han sido metamorfizadas para dar mármol, pizarra y cuarcita, respectivamente, que son rocas metamórficas. La pizarra (roca madre metamórfica) puede ser metamorfizada a filita, ésta a esquisto y finalmente a gneis. De lo último mencionado se puede deducir que las rocas metamórficas mencionadas, pizarra, filita, esquisto y gneis, forman series de rocas metamórficas relacionadas entre sí. De hecho, se forman a lo largo de un gradiente metamórfico que va desde el bajo grado (pizarra a filita), al grado me-

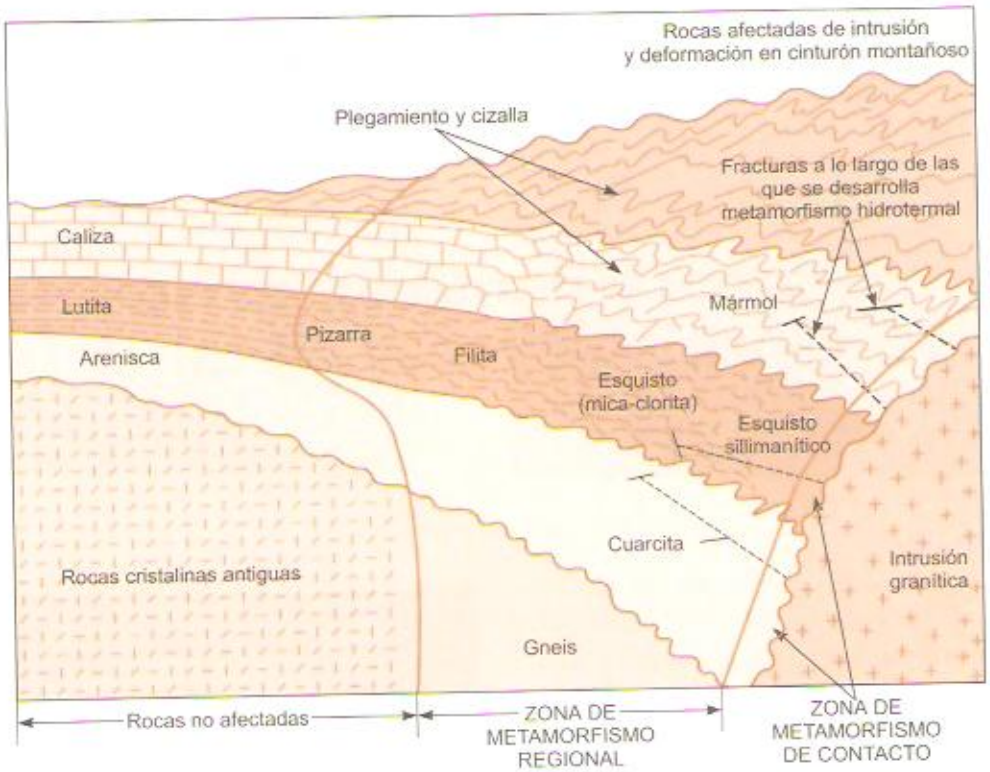


FIGURA 6.2
Corte idealizado con los protolitos y rocas metamorfizadas respectivas, separando metamorfismo de contacto y regional.

dio (filita a esquisto), o alto grado (esquisto a gneis), según la proximidad a la intrusión granítica. Si el grado de metamorfismo es extremadamente alto se pueden originar migmatitas, un gneis mostrando zonas con rasgos ígneos, resultado de la fusión parcial (anatexia) de la roca metamórfica.

Los diferentes grados de metamorfismo producen cambios característicos en la estructura, textura y mineralogía de la roca. Algunos minerales son únicos y específicos del metamorfismo, como estaurolita, cianita o sillimanita (véase Figura 2.3 de la Práctica 2). Otros minerales son petrogenéticos como cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita, calcita y dolomita (véase Figura 2.1 de la Práctica 2).

6.2. Tipos principales de metamorfismo

En función de la escala considerada se pueden diferenciar dos tipos principales de metamorfismo: de contacto y regional (Figura 6.2). A menudo la distinción entre metamorfismo regional y de contacto es poco clara, ya que un tipo de metamorfismo puede reemplazar al otro, así, es frecuente que las principales intrusiones estén precedidas de un metamorfismo de contacto y continúen por uno regional.

Metamorfismo de contacto

Se produce localmente, adyacente a intrusiones ígneas y a lo largo de fracturas que están en contacto con fluidos calientes (metamorfismo hidrotermal o metasomático). Este metamorfismo se produce en condiciones de baja presión y calentamiento moderado, durante periodos de tiempo variable. La intensidad es mayor donde la roca encajante está en contacto con la intrusión o los gases calientes (fluidos metasomáticos), decreciendo rápidamente en una distancia relativamente corta desde la intrusión. Por consiguiente, las aureolas del metamorfismo de contacto suelen ser estrechas, oscilando entre milímetros y decenas de metros de grosor.

Metamorfismo regional

Tiene lugar en áreas muy extensas y muy profundas dentro de los núcleos de las cadenas de montañas en formación, estando normalmente acompañado por el plegamiento de las rocas (orogénesis). El metamorfismo regional es causado por grandes intrusiones ígneas que se forman y enfrían durante largos periodos de tiempo. Además de la presión extrema y el calor asociado con la profundidad o movimientos tectónicos de

las rocas, participa la amplia migración de fluidos calientes de una región a otra, a lo largo de fracturas y porosidades.

6.3. Cambios mineralógicos durante el metamorfismo

La composición mineralógica de una roca metamórfica es compleja y se establece mediante la identificación de sus minerales y su abundancia. El desarrollo de los minerales constituyentes es el resultado de la formación de nuevos minerales, a partir de fases previas, y de la recristalización. Así, en la configuración de la mineralogía juegan un papel importante los procesos de neomorfismo, metasomatismo y recristalización.

Recristalización

Es responsable de que abundantes cristales de pequeño tamaño se conviertan lentamente, sin fusión de la roca, en un menor número de cristales del mismo mineral pero de mayor tamaño. Los granos resultantes son generalmente de tamaño similar (equigranulares) (ej., minerales de la arcilla en una pizarra se convierten en cristales macroscópicos de moscovita en un esquisto).

Neomorfismo

En el neomorfismo (neoformación), el mineral no sólo recristaliza, sino que además forma minerales diferentes a partir de los mismos elementos químicos (ej., una lutita se metamorfiza a un esquisto donde por neoformación de alta temperatura se puede formar estaurolita).

Metasomatismo

Durante el metasomatismo suceden los cambios mineralógicos más importantes, jugando un papel importante los fluidos hidrotermales. El resultado es la pérdida o adición de componentes a una roca madre (ej., antracita) o la formación de nuevos minerales (ej., formación de serpentinita o talco por acción metasomática sobre rocas básicas).

Es importante reseñar que muchos minerales formados en el proceso metamórfico lo hacen en un estrecho rango de presión y temperatura, por lo que su presencia nos da información acerca de estos parámetros físicos, a estos minerales se los denomina minerales índice y entre estos se incluyen: granate, estaurolita, cianita y sillimanita. La relación entre intensidad metamórfica, tipo de roca y minerales índice se muestra en la Figura 6.3.

6.4. Cambios físicos durante el metamorfismo: microestructura y textura

Microestructuras metamórficas

Los cambios mineralógicos previamente mencionados producen cambios en la textura de la roca (cambios en el tamaño y morfología de los minerales). Asimismo, en algunas rocas metamórficas se desarrollan nuevas estructuras (microestructuras) y fábricas, como repuesta a los esfuerzos de cizalla y compresión. Hay dos categorías de dichas estructuras con fábricas peculiares: la lineación y la foliación (Figura 6.4).

Lineación

Presenta una fábrica linear. En un metaconglomerado con cantos estirados, los ejes largos de estos cantos definen la lineación (Figura 6.4a).

Foliación

Tiene una microfábrica laminar (planar), diferenciándose tres tipos básicos de foliación: la pizarrosidad, la esquistosidad y el bandeado gneísico. Las dos primeras se caracterizan por la orientación paralela de minerales laminares (filosilicatos como las micas) que hacen que la roca sea fácil de escindirse (partirse), dependiendo del tamaño de grano de la roca se diferencian la pizarrosidad y la esquistosidad. El tercer tipo de foliación se manifiesta en la segregación de diversos tipos de minerales en capas que le confieren un aspecto bandeado a la roca. Según esté desarrollada ésta fábrica planar o no en la roca, se diferencian dos grandes grupos de rocas metamórficas: foliadas y no foliadas (masivas).

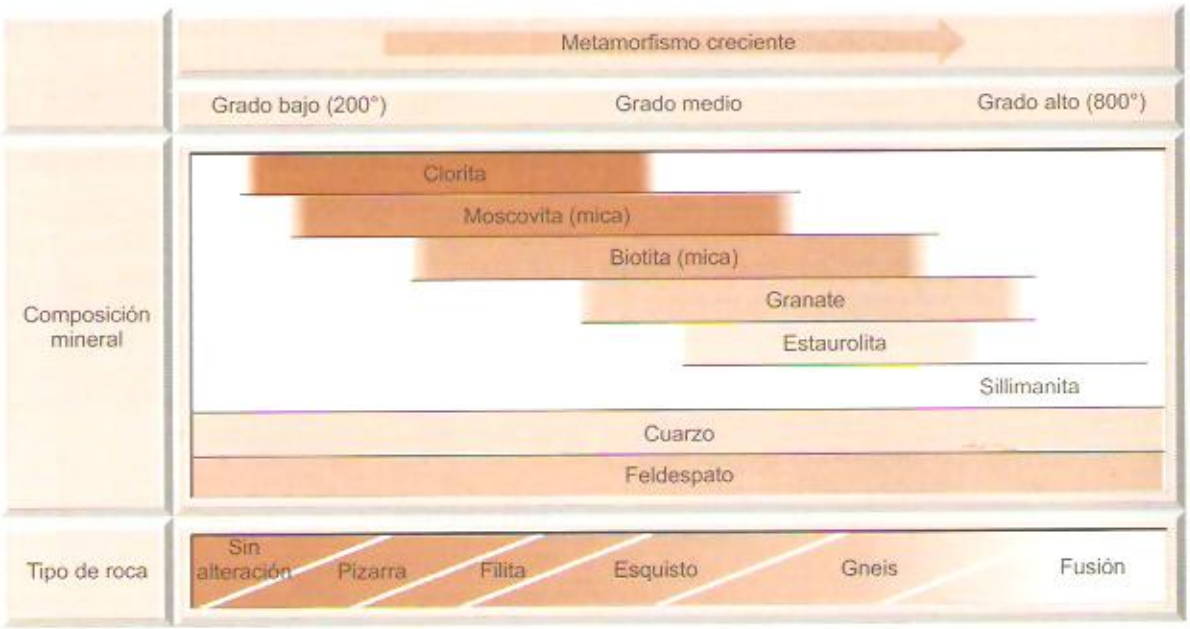
a) Pizarrosidad

Es una foliación planar de filosilicatos de grano fino (principalmente minerales de la arcilla de tipo moscovita o clorita), desarrollados paralela o subparalelamente a planos de cizalla (fallas microscópicas) en lutitas ricas en moscovita. Los prototipos de rocas con pizarrosidad son la pizarra y la filita, ambas rocas del metamorfismo de bajo grado (Figura 6.4b).

b) Esquistosidad

Es una foliación paralela a subparalela de minerales laminares (filosilicatos) (principalmente micas y clorita) de grano medio a grueso; o una alineación de cristales prismáticos alargados (anfíbol). La roca más representativa son las diversas variedades de esquisto, según el mineral acompañante, siendo característicos del metamorfismo de grado medio a alto (Figura 6.4c).

(a)



(b)

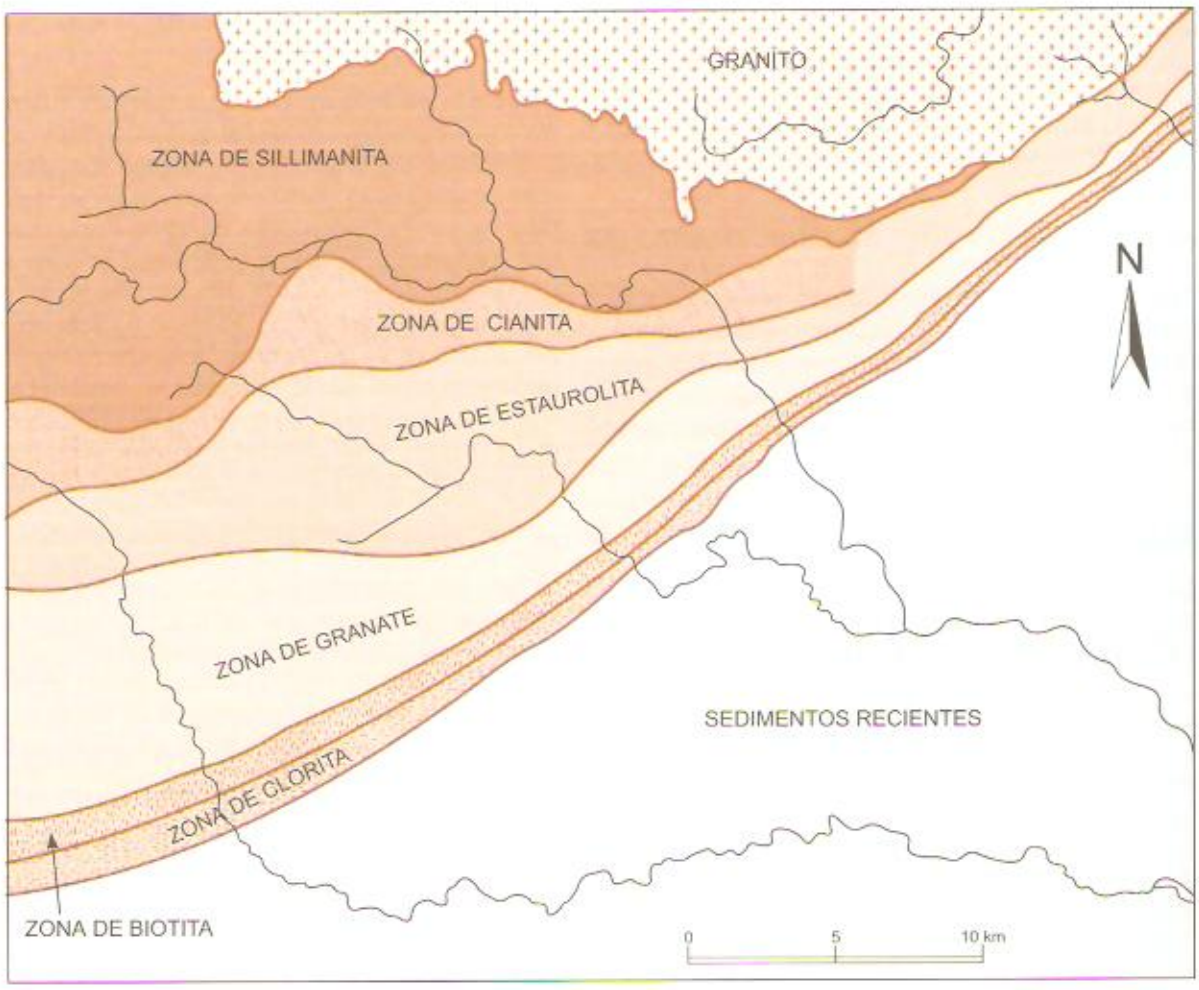


FIGURA 6.3
Minerales índice. (a) Relación con la intensidad del metamorfismo y rocas asociadas. (b) Mapa de distribución de zonas metamórficas basadas en los minerales índice.

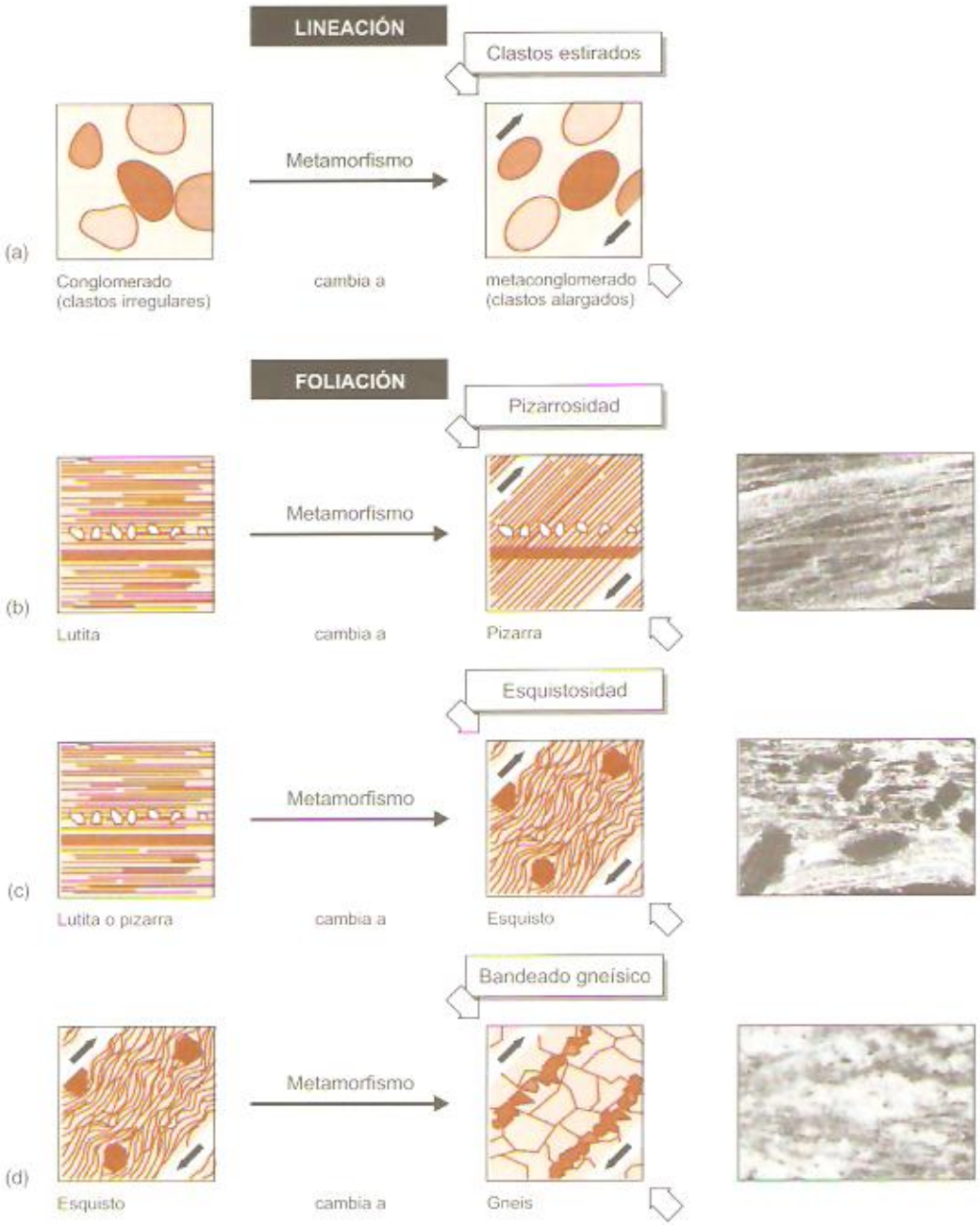


FIGURA 6.4
Microestructuras metamórficas. Las flechas negras indican esfuerzos de cizalla, las blancas, esfuerzos compresivos.

Cuando la roca sufre dos fases de deformación, separadas temporalmente y con direcciones de esfuerzo no paralelas, se origina una esquistosidad de crenulación como resultado de la intersección de las dos foliaciones desarrolladas.

c) Bandeado gneísico

Es una foliación paralela a subparalela de minerales laminares, de grano medio a grueso, en bandas alternantes (segregación mineral) de composición diferente, que no representan planos de ruptura. La roca más representativa es el gneis, característico del metamorfismo de grado medio y alto (Figura 6.4d).

Texturas metamórficas

La textura de una roca metamórfica es la descripción de sus constituyentes, de sus tamaños, formas y disposición. En las rocas metamórficas es importante el tamaño medio de grano ya que éste es orientativo del grado meta-

mórfico alcanzado, así, a mayor tamaño de grano mayor intensidad del proceso metamórfico. Como en las rocas ígneas, se pueden diferenciar rocas faneríticas y afaníticas, según se vean a simple vista o no los cristales.

La textura básica es la denominada cristaloblástica, en la que los cristales (denominados blastos) se han desarrollado por blastesis en un medio esencialmente sólido por transformación de minerales preexistentes. Esta textura se puede dividir a su vez en cuatro tipos morfológicos dependiendo del hábito de los cristales que la forman: granoblástica, lepidoblástica, nematoblástica y porfidoblástica (Figura 6.5).

1. **Textura granoblástica.** Los cristales forman un mosaico de granos, mas o menos equidimensionales, con fuerte tendencia al empaquetamiento hexagonal.
2. **Textura lepidoblástica.** Definida por minerales laminares (micas) intercrecidos y homogéneamente orientados, con paralelismo entre sí.
3. **Textura nematoblástica.** Definida por minerales aciculares (generalmente anfíboles) entrecrecidos y orientados homogéneamente, con los ejes mayores paralelos entre sí.
4. **Textura porfidoblástica.** Presenta cristales de mayor tamaño (porfidoblastos) y una matriz fina que puede ser afanítica o fanerítica. Los porfidoblastos se asemejan a los fenocristales de las rocas ígneas, sin embargo aquellos se originan los primeros (antes de formarse la roca) y los porfidoblastos son los últimos (después de formarse la roca), obteniendo sus constituyentes de los minerales preexistentes.

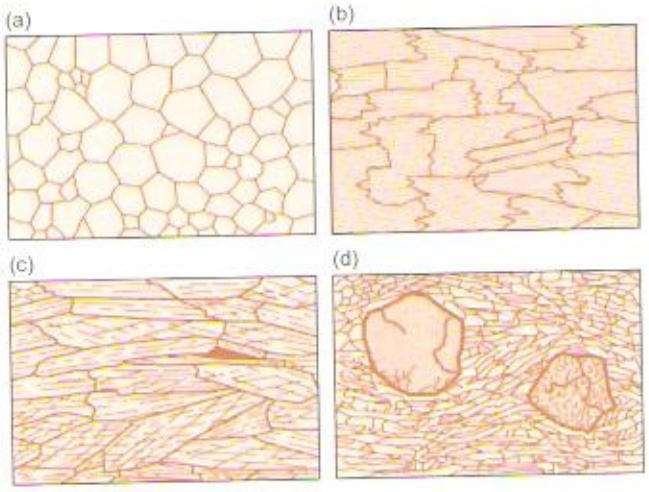


FIGURA 6.5
Texturas cristaloblásticas de las rocas metamórficas. (a) Textura granoblástica (mármol). (b) Lepidoblástica (filita). (c) Nematoblástica (anfibolita). (d) Porfidoblástica (esquisto granatífero).

En las rocas metamórficas es frecuente que su textura corresponda a la unión de dos o más de las descritas. Las combinaciones más frecuentes son granolepidoblástica, granonematoblástica y granoporfidoblástica.

6.5. Clasificación de rocas metamórficas

Desde un punto de vista práctico la clasificación de rocas metamórficas se debe realizar atendiendo a su microestructura, textura y composición mineralógica. Como ya se mencionó en la Práctica de rocas ígneas, el mejor método para clasificar cualquier tipo de roca es el estudio petrográfico mediante microscopía óptica.

Rocas metamórficas foliadas

La foliación resulta de la orientación casi paralela de micas o minerales prismáticos, donde el resultado de esta orientación, perpendicular a las fuerzas compresivas, es debido a la presión y la recristalización. En el caso de los minerales prismáticos como la hornblenda, su crecimiento cristalino tiene una orientación preferente debido a la presión. Incluye este grupo rocas metamórficas muy comunes como la PIZARRA, la FILITA, el ESQUISTO y el GNEIS. De forma esquemática las principales características de estas rocas se recogen en la Figura 6.6.

Pizarra (Figura 6.7a, en pliego a color)

Es una roca metamórfica de grano fino, mate, que se origina a partir de materiales arcillosos, en la que los minerales laminares se han alineado perpendicularmente a la dirección de máxima compresión. Los minerales de la arcilla recristalizan a clorita y moscovita, que definen una débil foliación por orientación de los filosilicatos mencionados. Esta foliación es paralela o casi a la pizarrosidad, a lo largo de la cual rompe el material. Una característica de esta pizarrosidad es lo liso de sus superficies. La pizarra puede separarse en finas lajas, que normalmente cortan los planos de estratificación de la roca sedimentaria original. Esta estratificación puede ser visible sobre los planos de pizarrosidad, como bandas de diferente color y tono. Los mineros que extraen pizarras, denominan cintas a estas bandas. Textura lepidoblástica, no visible a simple vista por el pequeño tamaño de sus cristales.

Filita (Figura 6.7b, en pliego a color)

Sometida a más calor y presión que la pizarra, la filita muestra una foliación ondulada de filosilicatos de gra-

ROCA	ESTRUCTURA Y TEXTURA	CARACTERÍSTICAS DE IDENTIFICACIÓN	PROTOLITO (ROCA MADRE)	METAMORFISMO (TIPO/INTENSIDAD)
PIZARRA	Pizarrosidad. Textura lepidoblástica.	Afanítica. Aspecto mate, rompe en placas finas. Generalmente gris oscuro, marrón, rojo o verde. La pizarrosidad corta la estratificación original de la roca (bandas de color más oscuro).	Lutita, limolita, rocas volcánicas silíceas.	Regional de bajo grado.
FILITA	Pizarrosidad. Textura lepidoblástica.	Afanítica. Los cristales de mica, casi invisibles, le confieren un brillo satinado sobre las superficies de foliación. Gris o gris-verdoso.	Lutita, limolita, pizarra.	Regional de bajo grado.
ESQUISTO	Esquistosidad. Textura lepidoblástica, granolepidoblástica y porfidoblástica.	Fanerítica. La foliación es causada por minerales laminares o alargados, visibles. Son frecuentes el cuarzo, los feldespatos (<20% de feldespato potásico) y la mica (>20%), así como minerales típicamente metamórficos: granate, cianita, estaurolita, sillimanita.	Lutita, pizarra, filita, rocas volcánicas.	Regional de bajo y medio grado. Contacto bajo grado.
GNEIS	Bandeado gneísico. Textura granolepidoblástica, granonematoblástica y porfidoblástica.	Fanerítica. Roca de grano grueso con aspecto bandeado debido a segregación mineral. Feldespato potásico >20%.	Lutita, limolita, arcosa, rocas ígneas silíceas.	Regional grado medio y alto.

FIGURA 6.6
Características de rocas metamórficas foliadas.

no fino recristalizados (principalmente moscovita y clorita) que exhibe un brillo peculiar, sedoso, satinado o plateado, y un aspecto arrugado. Puede presentar pizarrosidad pero no tan acusada como la pizarra. Textura lepidoblástica.

Esquisto (Figura 6.7c y d, en pliego a color)

Se forma cuando la clorita y moscovita de la filita recristaliza a tamaños mayores, su alineación casi paralela da lugar a lo que se denomina esquistosidad, rompiendo a lo largo de su foliación. Con frecuencia contiene cristales de mayor tamaño (porfidoblastos) de cianita, granate, sillimanita o estaurolita, que permiten clasificar con más precisión la roca (ej., esquisto sillimanítico, esquisto estaurolítico, esquisto granatífero). Cuando es predominante la mica se denomina micacita o esquisto micáceo. Textura lepidoblástica, granolepidoblástica y porfidoblástica.

Gneis (Figura 6.7e y f, en pliego a color)

Es la roca foliada más intensamente metamorfizada. En esta roca los minerales ferromagnesianos forman bandas oscuras (biotita, hornblenda), mientras que cuarzo y feldespatos constituyen las bandas claras. El gneis se presenta principalmente en variedades bandeadas y glandulares, pudiéndose originar a partir de un esquisto o de una roca ígnea (ej., granito). Textura granolepidoblástica, granonematoblástica y porfidoblástica.

Rocas metamórficas no foliadas

De forma esquemática, las características principales de estas rocas se recogen en la Figura 6.8. No exhiben foliación, presentándose masivas y cristalinas, más que bandeadas. Las texturas son predominantemente granoblásticas y más raramente porfidoblásticas. Incluyen rocas como el MÁRMOL (Figura 6.9a y b, en pliego a color), la CUARCITA (Figura 6.9c) y la SERPENTINITA (Figura 6.9d), que se identifican comúnmente determinando su composición mineral. Otras rocas metamórficas menos frecuentes incluidas en este grupo son la CORNEANA y la ANTRACITA (Figura 6.9e y f).

6.6. Pasos a seguir en la clasificación de una roca metamórfica

1. Determinar los rasgos texturales de la roca, incluyendo presencia o no de foliación, tamaño de grano y otras características observables.

ROCA	ESTRUCTURA Y TEXTURA	CARACTERÍSTICAS DE IDENTIFICACIÓN	PROTOLITO (ROCA MADRE)	METAMORFISMO (TIPO/INTENSIDAD)
MÁRMOL	No foliada, ocasionalmente bandeada. Textura granoblástica.	Fanerítica. En general color claro, en función del carbonato predominante: mármol calcáreo o dolomítico. Ocasionalmente intercalaciones finas. Poca dureza.	Caliza, dolomía.	Regional (contacto).
CUARCITA	No foliada, ocasionalmente muestra rasgos de la roca original (ejemplo, laminación). Textura granoblástica.	Fanerítica. Colores claros. Granos de cuarzo fusionados, que le confieren aspecto sacaroideo, pero más liso que una arenisca. Rompe cortando los granos. Muy dura.	Arenisca.	Regional (contacto).
CORNEANA	No foliada, ocasionalmente bandeada. Textura granoblástica.	Afanítica a fanerítica. Color gris oscuro a negro, densa, con fractura concoide. Composición silicatada variada.	Cualquier roca de grano fino.	Contacto, medio y alto grado.
ANTRACITA	No foliada.	Afanítica. Color Negro, baja densidad, fractura concoide y partición.	Carbón bituminoso.	Metamorfismo metasomático.
SERPENTINITA	No foliada.	Afanítica a fanerítica. Color verde claro a oscuro, densa y pesada. Con frecuencia presenta planos de fricción.	Rocas básicas y ultrabásicas.	Metamorfismo metasomático.
METACON-GLOMERADO	No foliada, a veces lineación. Textura clástica gruesa (conglomerado).	Fanerítica. Constituido por cantos estirados. De composición muy variable. Rompe cortando los clastos.	Conglomerado.	

FIGURA 6.8
Características de rocas metamórficas no foliadas.

2. Establecer la composición mineralógica. Relacionar los minerales, en orden decreciente de abundancia, para ajustar la clasificación de la roca.
3. Nombrar la roca, incluyendo las modificaciones necesarias desde el punto de vista composicional o textural.

El modelo de ficha para la identificación de rocas metamórficas se recoge en la Figura 6.10. Se utilizará la clave de la Figura 6.11 donde además de los pasos a seguir para identificar la roca se suministra información sobre la posible roca de origen (protolito) y sus posibles usos industriales.

FICHA DE IDENTIFICACIÓN DE ROCAS METAMÓRFICAS

NÚMERO DE MUESTRA	MICROESTRUCTURA Y FÁBRICA	TEXTURA	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA	NOMBRE DE LA ROCA Y GRADO METAMÓRFICO

FIGURA 6.10
Ficha de identificación de rocas metamórficas.

MICROESTRUCTURA Y TEXTURA			CARACTERÍSTICAS	NOMBRE	PROTOLITO (ROCA MADRE)	UTILIDADES
FOLIADAS	Grano fino	Pizarrosidad *(slaty cleavage)*.	Colores frecuentes: negro, gris o verde; a veces rojo o marrón. Brillo mate, suena al golpearlo, rompiendo en lajas finas y planas. No se distinguen los minerales.	PIZARRA	Lutita	Techado de tejados, roca decorativa.
		Pizarrosidad a ligera esquistosidad dando superficies onduladas.	Brillo lustroso, los cristales pueden verse a simple vista.	FILITA	Pizarra	
	Grano medio a grueso	Esquistosidad.	Se reconocen a simple vista cuarzo, feldespatos y micas. Puede presentar cristales de cianita, estaurolita, granate o sillimanita. Rompe en escamas a lo largo de las superficies de foliación.	ESQUISTO	Filita	Roca de construcción y decorativa. Fuente de gemas como el rubí.
		Bandeado gneísico.	Los minerales se segregan en bandas alternantes de color oscuro y claro, donde los feldespatos alcalinos pueden presentar porfidoblastos (glandular). No rompe siguiendo el bandeado.	GNEIS	Esquisto	
NO FOLIADAS	Grano fino	Textura lisa, puede presentar cierta foliación difícil de ver.	Color negro con superficies brillantes, que rompe con fractura concoide o irregular.	ANTRACITA	Carbones sedimentarios	Es el carbón de mayor grado, ampliamente utilizado con combustible fósil.
		Textura masiva lisa, a veces, microcristalina granular.	Brillo mate, generalmente de color oscuro. Fractura concoide.	CORNEANA	Cualquier tipo de roca	Roca decorativa.
		Textura masiva, puede presentar planos de rotura lisos o agregados asbestiformes.	Con colores que abarcan diversos tonos de verde, amarillo o negro. Se presenta mate o brillante.	SERPENTINITA	Basalto, gabro o rocas ígneas ultramáficas	Roca decorativa.
	Grano medio a grueso	Textura masiva cristalina de aspecto sacaroideo.	Colores claros. No reacciona en medio ácido. Raya el vidrio. Constituido por granos de cuarzo fuertemente unidos.	CUARCITA	Arenisca	Roca de construcción y decorativa.
		Textura masiva cristalina de aspecto sacaroideo.	Gran variedad de colores. Reacciona en medio ácido. No raya el vidrio. Formado por granos de calcita o dolomita fuertemente unidos.	MÁRMOL	Caliza/dolomía	Escultura, roca de construcción, fuente de cal para agricultura.

FIGURA 6.11
Clave de identificación de rocas metamórficas.

EJERCICIOS

1. Partiendo de una lutita como roca madre, realizar un esquema indicando qué tipo de estructuras y rocas se desarrollarán en un proceso metamórfico de intensidad creciente.
2. ¿Puede un gneis formarse a partir de una pizarra? Indicar las condiciones necesarias y los cambios mineralógicos resultantes.
3. En las muestras de la fotografía indicar qué tipo de estructura metamórfica presentan. Dibujar en un esquema, con flechas, la dirección y sentido de los esfuerzos. ¿Qué rocas son?

①

②

③

4. A partir de cuatro muestras de esquistos se pretende establecer su proximidad a un foco plutónico responsable de un metamorfismo de contacto. El primer esquisto presenta nódulos de sillimanita, el segundo cristales de cianita, el tercero porfidoblastos de biotita y el cuarto cristales prismáticos de estaurolita. Realizar un esquema dibujando la posición de los diferentes esquistos respecto del plutón. ¿Cómo se denominan los minerales que diferencian cada esquisto?
5. Realizar un dibujo que muestre el aspecto de una textura lepidoblástica, granoblástica y porfidoblástica. Señalar qué rocas reales pueden presentar estas texturas.
6. Indicar qué criterios de visu se emplearían para diferenciar pizarra, gneis y esquisto. ¿Cómo se comportarían estas rocas al golpearlas con un martillo?
7. En afloramientos naturales la cuarcita y el mármol pueden presentar colores y aspectos similares. ¿Qué criterios texturales, estructurales o mineralógicos podemos emplear para su diferenciación?
8. Indicar dos rocas que puedan originar serpentinita durante el metamorfismo. ¿Qué factores y procesos metamórficos intervienen?
9. Señalar qué protolitos pueden originar antracita, cuarcita y corneana. ¿Qué rasgo más significativo permite identificar estas rocas metamórficas?
10. Realizar un esquema indicando como varía el tipo de foliación, tamaño de grano y mineralogía conforme se incrementa la intensidad del metamorfismo.

PRÁCTICA 7

Reconocimiento de «visu» de las principales rocas sedimentarias

✓ Objetivos

- Describir e interpretar los rasgos texturales y composicionales de las principales rocas sedimentarias. Clasificar la roca como detrítica, química u organógena (bioquímica).
- Identificar las rocas sedimentarias comunes sobre la base de criterios composicionales y de textura. Interpretar su posible origen, en términos de área madre en las rocas detríticas y de ambiente sedimentario en las rocas químicas y organógenas.

Material de trabajo

Cuaderno de prácticas, útiles de escribir, regla milimetrada, lupa de bolsillo (10×), carta de estimación visual de porcentajes, gotero de ácido clorhídrico diluido (10%).

Relación de rocas: *PUDINGA, BRECHA, ARENITA, GRAUVACA, LUTITA, MARGA, CALIZA BIOCLÁSTICA, CALIZA OOLÍTICA/PISOLÍTICA, DOLOMÍA, CALIZA TRAVERTÍNICA, SALGEMA, YESO, YESO ROJO, SÍLEX, CALIZA FOSILÍFERA, CRETA, CALIZA TOBÁCEA, DIATOMITA, CARBÓN.*

7.1. Introducción

Los sedimentos se componen de granos sueltos y de compuestos químicos de los materiales terrestres, incluyendo fragmentos de roca, granos minerales, restos orgánicos (plantas y animales) y precipitados químicos. Todos los sedimentos tienen un área fuente donde se producen por procesos bioquímicos (orgánico) de plantas o animales, o mediante meteorización química y/o física de materiales orgánicos (conchas, hojas y troncos) e inorgánicos (rocas, minerales). En la Figura 7.1 se muestran, de forma esquemática, los procesos que conducen a los diversos tipos de rocas sedimentarias.

La meteorización física o mecánica, a través de los fenómenos de gelifracción, descompresión y expansión térmica, conduce a la disgregación de los materiales terrestres. El resultado es que grandes masas rocosas se desintegran en detritos, que incluyen fragmentos de rocas y granos minerales (cristales enteros o fragmentos). Asimismo, provoca el desarrollo de turba y gravilla conchífera a partir de arbustos y conchas, respectivamente. El posterior transporte y sedimentación de los productos de la meteorización física dará lugar a los sedimentos detríticos.

La mayor parte de los minerales que forman las rocas ígneas y metamórficas son inestables en las condiciones de presión y temperatura atmosférica, reaccionando cuando dichas rocas entran en contacto con las aguas meteóricas o hipergénicas. En consecuencia, algunos minerales se transforman en otros más estables en las nuevas condiciones (oxihidróxidos o arcillas generalmente) y otros son disueltos, parcial o totalmente. Este proceso se denomina meteorización química.

Por consiguiente, la meteorización química es la descomposición mediante diversas reacciones (principalmente disolución (ej., cuarzo), hidrólisis (ej., feldespato) y oxidación (ej., olivino)) de los materiales terrestres, dando como resultado la puesta en solución de especies iónicas y coloidales, así como la formación de nuevas fases minerales estables en las condiciones superficiales (alteritas).

El resultado de la meteorización química son especies en solución tanto iónicas como coloidales, su precipitación orgánica o inorgánica da lugar a las rocas sedimentarias organógenas y químicas, respectiva-

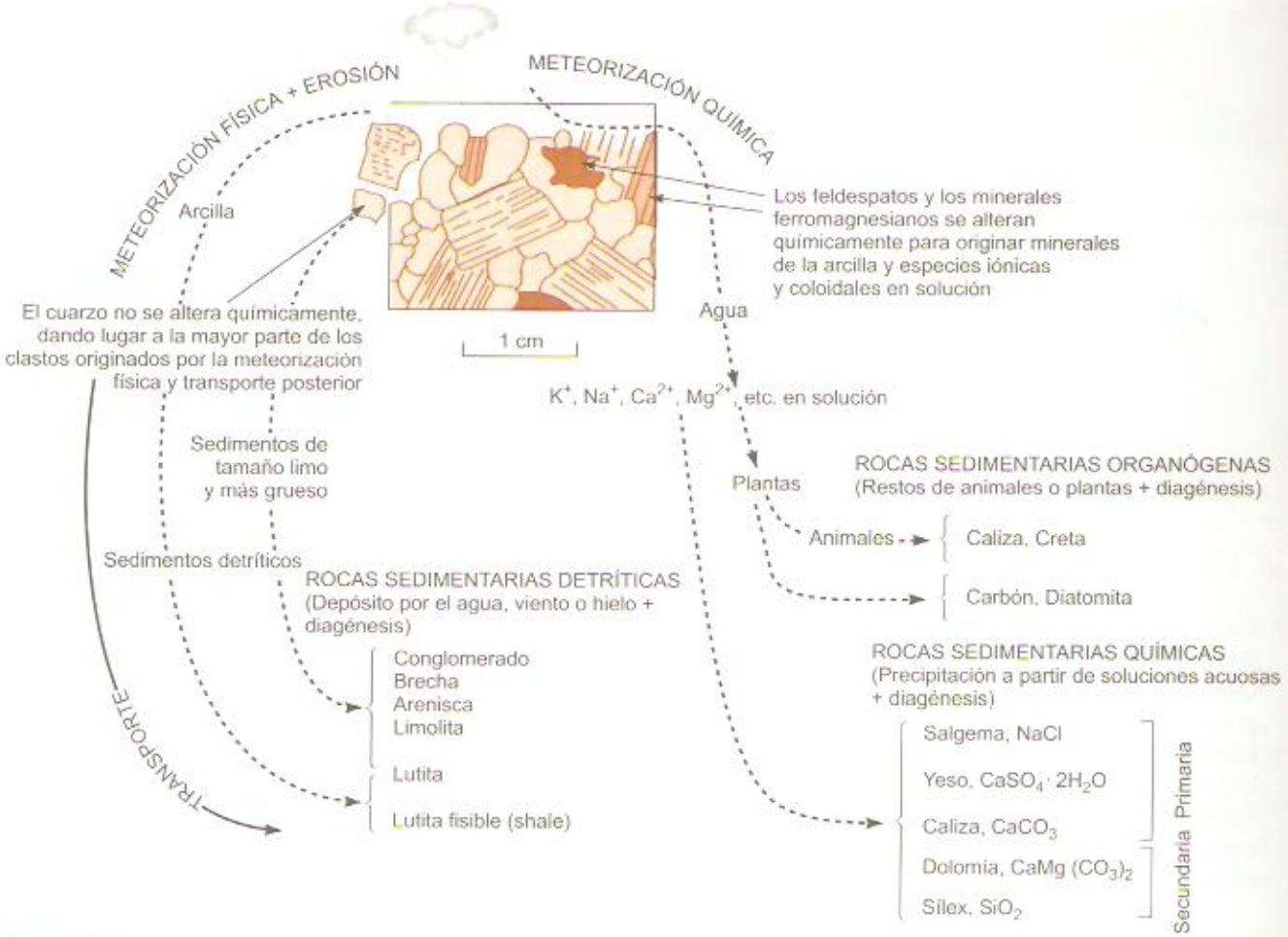


FIGURA 7.1
Esquema del origen de los diversos tipos de rocas sedimentarias a partir de un área madre.

mente. Las primeras están constituidas fundamentalmente de restos esqueléticos de plantas y/o de animales; las segundas precipitan directamente de soluciones acuosas.

Cuando los productos de la meteorización química no sufren transporte dan lugar a las denominadas rocas residuales; que pueden convertirse en suelos.

Sintetizando, los productos de la meteorización son los detritos (material disgregado), alteritas (nuevos minerales formados) y soluciones acuosas de diversos iones. La erosión posterior, como resultado de los agentes de transporte (gravedad, agua, viento y hielo) y su depósito (sedimentación) en una cuenca de sedimentación, origina los sedimentos. Las características físicas, químicas y biológicas de estos sedimentos serán consecuencia del ambiente sedimentario (marino, continental) en el que se han originado (Figura 7.2).

Las rocas sedimentarias se forman durante la diagénesis, cuando los sedimentos sufren fenómenos de compactación, cementación o ambos. El resultado general es el endurecimiento o litificación del sedimento, dando lugar, según su composición, a las rocas detríticas, químicas y organógenas.

A diferencia de las rocas de origen endógeno (ígneas y metamórficas), las sedimentarias muestran rasgos exclusivos que incluyen la estratificación, los fósiles y las estructuras sedimentarias (Figura 7.3).

Componentes de los sedimentos y rocas sedimentarias

Los tres componentes fundamentales de las rocas sedimentarias, con excepción de las organógenas, son: *terrígenos, ortoquímicos* y *aloquímicos.*

- **Terrígenos.** Son cristales sueltos, fragmentos de cristales y rocas, procedentes de rocas preexistentes por alteración y disgregación. Son materiales que han sufrido, por lo general, un transporte largo y enérgico y que en la cuenca sedimentaria aparecen formando sedimentos y rocas sedimentarias detríticas.

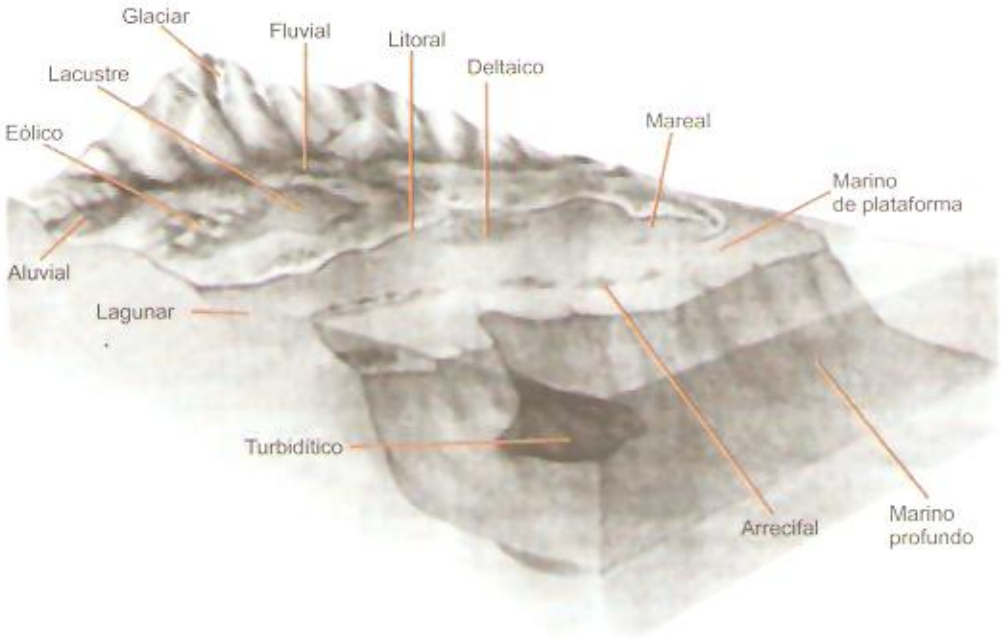


FIGURA 7.2
Ambientes sedimentarios en los que se pueden depositar los sedimentos.

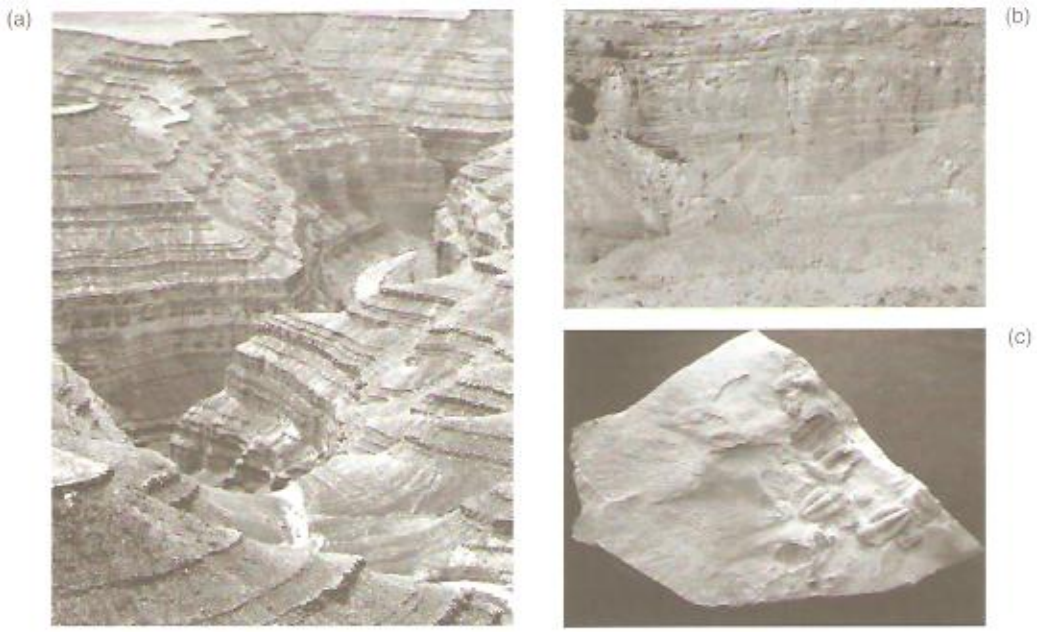


FIGURA 7.3
(a) Afloramiento mostrando la excelente estratificación de las rocas sedimentarias. (b) La estructura laminada de la imagen nos suministra información sobre el medio sedimentario que la origina, en este caso un delta. (c) Los restos de fósiles aportan información, no solo de la edad de los materiales, sino también del ambiente sedimentario en el que habitaban. En este caso los trilobites indican un ambiente marino durante el Paleozoico. (Fotografías de Manuel Pozo.)

- **Ortoquímicos.** Son los materiales formados por precipitación química directa en la propia cuenca de sedimentación, durante o inmediatamente después del depósito. Dan lugar a las rocas sedimentarias químicas.
- **Aloquímicos.** Materiales de origen químico o bioquímico formados en la misma cuenca, pero que han llegado a la zona de depósito como clastos. Originan rocas sedimentarias químicas y algunas organógenas.

La mayor parte de ortoquímicos y aloquímicos están constituidos por carbonato cálcico ($CaCO_3$), principalmente calcita.

7.2. Rocas sedimentarias detríticas

Incluye sedimentos y rocas sedimentarias en las que la proporción de componentes terrígenos es superior al 50%. Los clastos de minerales o rocas preexistentes son depositados por procesos físicos.

Aspectos texturales

Los mismos procesos de meteorización , transporte, precipitación y sedimentación que conducen a la formación de un sedimento o roca sedimentaria, también contribuyen a la formación de su textura. La textura de un sedimento o roca sedimentaria es la descripción de sus partes constituyentes, así como de sus tamaños, morfologías y disposición.

Los sedimentos pueden ser transportados grandes distancias por el agua, viento o hielo, durante este proceso los clastos son arrastrados, rodados y transportados en saltación o suspensión. Esto provoca rotura, rayado y abrasión de los granos que tienden a perder sus bordes angulosos, afectando a la morfología del grano. Un fragmento de roca, mineral o concha que tiene los bordes agudos se describe como angular. Cuanto mayor transporte sufre más redondeado y pequeño se convierte el clasto. La diferente velocidad del viento o el agua será responsable del proceso denominado selección.

Todas las rocas detríticas presentan textura clástica. En ésta se pueden diferenciar dos componentes: esqueleto y pasta. Dentro de la pasta se distingue entre matriz y cemento. El esqueleto esta formado por clastos que constituye el soporte o armazón del sedimento. La matriz la forman componentes de grano fino que se disponen entre el esqueleto durante la sedimentación. Dependiendo del sedimento o roca sedimentaria considerada, el tamaño de grano de la matriz puede variar desde lutítica o aleurítica en términos con textura arenácea, hasta arenosa en uno de textura rudácea. Finalmente, el cemento incluye aquellos precipitados o minerales neoformados que se originan con posterioridad a la sedimentación (postdeposicional).

Los elementos que definen el patrón textural son: tamaño de grano, morfología de clastos, selección, madurez textural y empaquetamiento.

Tamaño de grano. Tres grandes clases de tamaño de grano son aceptadas en las rocas detríticas (Figura 7.4):

Sefitas (> 2 mm). Textura rudácea. El material suelto formado por cantos (2-64 mm) o bloques (>64 mm) se denomina con frecuencia grava, mientras que el consolidado recibe el nombre de conglomerado o aglomerado, respectivamente.

Samitas (entre 2 mm y 64 μm). Textura arenácea. El material suelto, formado por granos, se denomina corrientemente arena y el consolidado arenisca.

Pelitas (< 64 μm). Textura lutácea. El material suelto puede estar constituido por gránulos (64-2 μm) o por partículas (<2 μm), originando aleuritas o limos, y arcillas, respectivamente. Los términos consolidados se denominan limolitas y lutitas.

FIGURA 7.4
Variación del tamaño de grano en arcilla-limo, arena y grava. (Fotografía de Manuel Pozo.)

Morfología de los clastos. El grado de redondez es el dato morfológico de mayor interés. Se distinguen clastos redondeados, subredondeados (o subangulosos) y angulosos.

Asociado a éste se suele considerar la esfericidad de los clastos, alcanzando la máxima esfericidad aquellos que son equidimensionales (Figura 7.5).

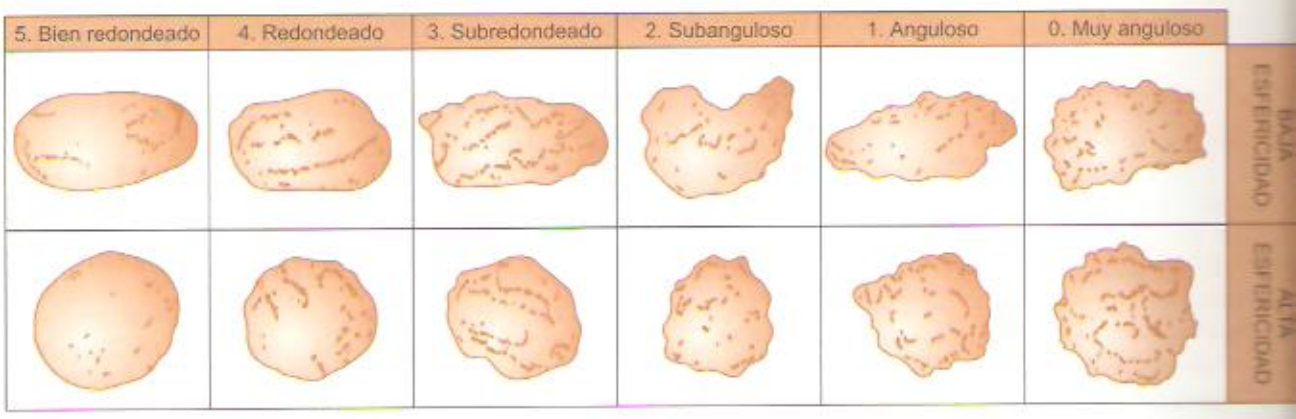


FIGURA 7.5
Esquema sintético de redondez-esfericidad.

Selección de tamaño. Una roca con una gran dispersión de tamaños de grano se dice que posee una pobre selección. Una roca bien seleccionada tendría, por tanto, una menor variación en el tamaño de grano que una roca mal seleccionada (Figura 7.6).

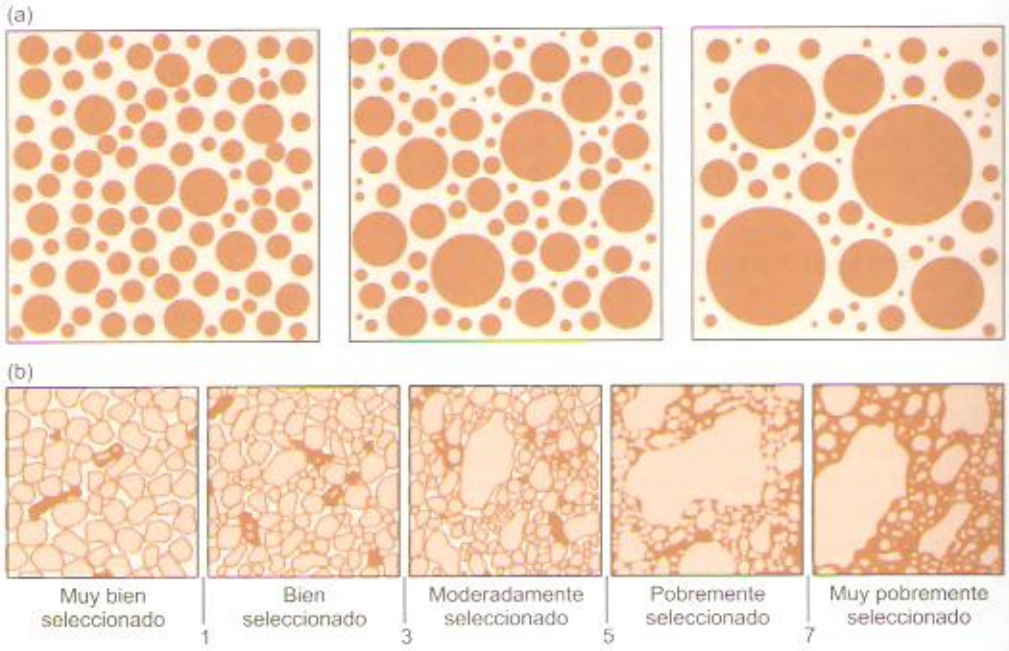


FIGURA 7.6
Gráficos mostrando diversos tipos de selección. (a) Generado por ordenador. (b) Esquemas realizados a partir de láminas delgadas.

Madurez textural. Se dice que una roca detrítica es más madura cuanto más largo y energético haya sido el proceso de transporte (Figura 7.7). Las rocas detríticas maduras se caracterizan por tener clastos redondeados, buena selección y predominio de los minerales más estables (ej., cuarzo).

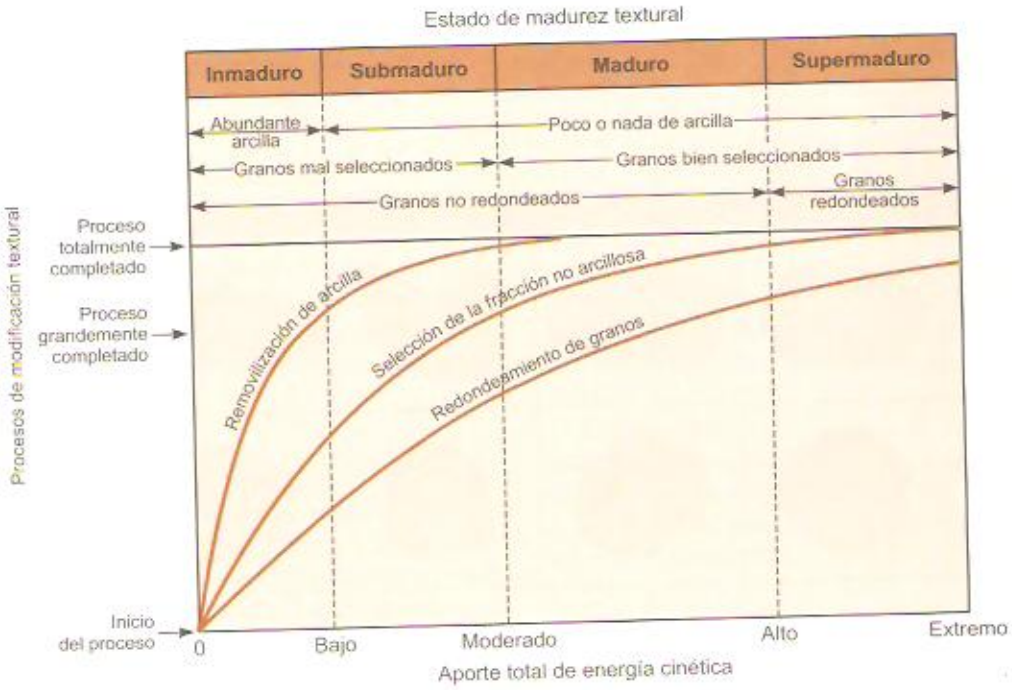


FIGURA 7.7
Gráfico de madurez textural de una roca detritica arenosa.

Empaquetamiento. El espacio intergranular dejado por los clastos puede estar ocupado por material detrítico fino (matriz) y/o por cemento (calcáreo, silíceo, ferruginoso o salino). Según sea el grado de empaquetamiento de los componentes se diferencian esqueletos densos (grano-soportados) o quebrantados (matriz-soportados) (Figura 7.8, en pliego a color).

Composición mineralógica

Los clastos detríticos pueden ser monominerales o fragmentos de rocas sin disgregar. En las rocas detríticas dominan los minerales félsicos, más resistentes a la alteración, como son: cuarzo, moscovita y los feldespatos alcalinos. Los minerales ferromagnesianos (olivino, piroxeno, anfíbol, biotita) se alteran con facilidad y suelen estar en rocas detríticas formando la matriz arcillosa de las mismas. La estabilidad mineral ante la meteorización química viene regida por las series de Goldich (Figura 7.9).

Así pues, los cuatro componentes fundamentales de las rocas detríticas serán: cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca y matriz.

FIGURA 7.9
Series de Goldich de estabilidad mineral ante la meteorización química.

7.3. Clasificación de las rocas detríticas

En función del tamaño predominante (>50%) de los clastos distinguiremos: conglomerados, areniscas y lutitas. En el estudio de muestras de mano mediante criterios de «visu», se pueden reconocer bien conglomerados y arenas de grano grueso y medio. En areniscas en general y limolitas es necesario el empleo del microscopio óptico, y en el caso de las lutitas la microscopía electrónica de barrido.

Conglomerados

Roca constituida por cantos o bloques de grava (> 2 mm), en proporción superior al 50%. Si estos son redondeados (intensa abrasión) reciben el nombre de pudinga, si son angulosos (escasa o nula abrasión) se denominan brecha (Figura 7.10a y b, en pliego a color). La matriz puede ser arenosa o limo-arcillosa. El cemento es predominantemente calcáreo, pero también son frecuentes ferruginosos o silíceos. Los términos con relación esqueleto/matriz alta (clasto-soportados) se denominan ortoconglomerados, aquellos con relación baja (matriz-soportados) paraconglomerados. Según la composición de los clastos se diferencian conglomerados oligomícticos (composición homogénea, clastos duros y resistentes), petromícticos (composición homogénea, clastos blandos y poco resistentes) y polimícticos (heterogéneos).

La denominación de los términos litológicos puede ser bastante complicada, aunque en general se acepta seguir el siguiente orden: textura-matriz-cemento-composición-clastos. Ejemplo. Ortoconglomerado arenoso calcáreo polimíctico de dolomita y cuarcita.

Areniscas

Constituida por granos cementados de tamaño arena (2 mm-64 μm) en proporción superior al 50%. La matriz lo forma el material limo-arcilloso de tamaño inferior a 30 μm. En función del contenido en matriz se diferencian arenitas (<15%) y grauvacas (>15%-<75%).

En la Figura 7.11, se observa como el término litológico final se establece representando su composición en un triangulo equilátero en función de la abundancia que presentan los siguientes componentes clásticos: Cuarzo (C), incluye cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, cuarcita y chert. Feldespato (F), tanto feldespato potásico, como feldespatos calcosódicos (plagioclasa). Fragmentos de roca (FR), ígnea, metamórfica o sedimentaria.

Arenitas (Figura 7.10c, en pliego a color)

Presentan menos del 15% de matriz. En función de su composición C-F-FR hay tres tipos principales:

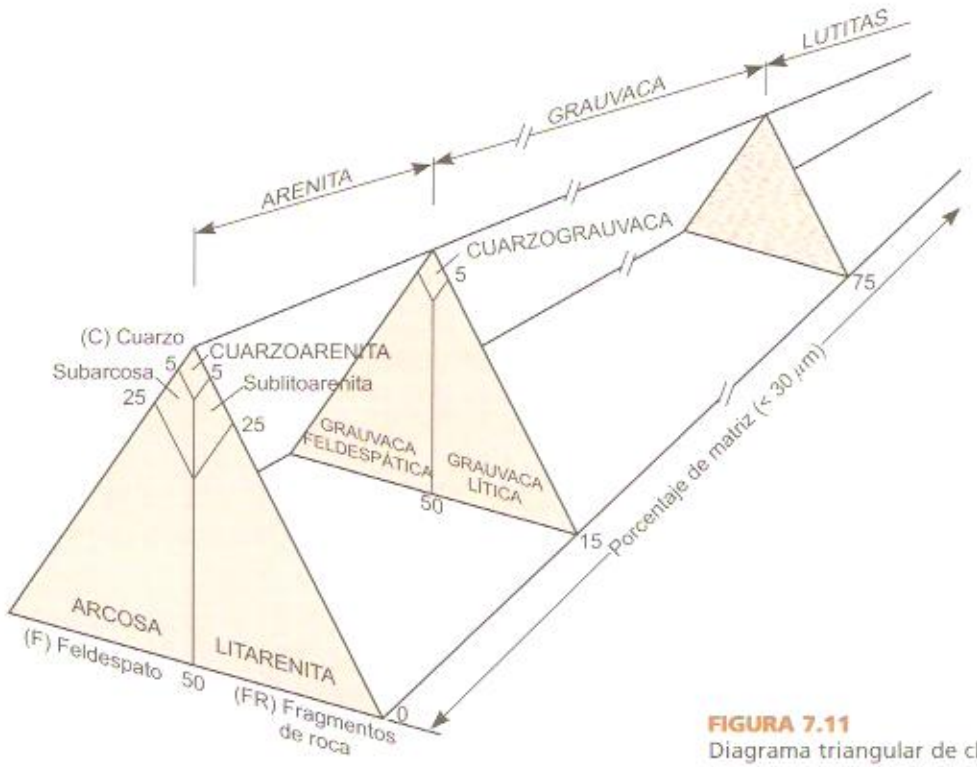


FIGURA 7.11
Diagrama triangular de clasificación de areniscas.

Cuarzoarenita

Presenta contenidos en cuarzo superiores al 90%. Algunas muestras son muy porosas. En general son rocas de tono claro.

Arcosa

Con menos de un 75% de granos de cuarzo, predominan los feldespatos (>25%) sobre los fragmentos de roca. Con proporciones de feldespato entre 5-25% recibe el nombre de subarcosa. Predominan los tonos claros o ligeramente oscuros.

Litoarenita

Con menos de un 75% de granos de cuarzo, predominan los fragmentos de roca (>25%) sobre los feldespatos. Con proporciones de fragmentos de roca entre 5-25% recibe el nombre de sublitoarenita. Colores variables según la composición de los fragmentos de roca.

Grauvacas (Figura 7.10d, en pliego a color)

Muestran contenidos importantes de matriz que oscila entre 15 y 75%. Según predominen los feldespatos o los fragmentos de roca se diferencian grauvacas feldespáticas y líticas, respectivamente. El elevado porcentaje en matriz con presencia, a menudo, de clorita y micas confiere a estas rocas tonos oscuros.

Lutitas

Rocas constituidas por gránulos (64-2 μm) y/o partículas (< 2 μm) en proporción superior al 50%, diferenciando lutitas aleuríticas (limolitas) y arcillosas, respectivamente. El pequeño tamaño de sus constituyentes no hace posible su identificación mineralógica de «visu», siendo necesario el empleo de técnicas instrumentales como la difracción de rayos X y la microscopía electrónica. En los términos más finos (lutita arcillosa), se pueden diferenciar términos masivos y físibles (shale) de composición muy variable en función del tipo de mineral de la arcilla (filosilicato) presente (Figura 7.10e, en pliego a color). La mezcla de los minerales de la arcilla con otros componentes da lugar a las lutitas híbridas, entre las que destaca por su frecuencia la marga, mezcla de arcilla (25-75%) y calcita microcristalina (micrita) (Figura 7.10f, en pliego a color).

En la Figura 7.12 se muestra una clave de identificación para el reconocimiento de rocas detríticas.

TAMAÑO DE GRANO	COMPOSICIÓN Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	ROCA
Fino a muy fino (arcilla-limo) (<64 micras).	Arcilla compactada formada por minerales de la arcilla. Suave al tacto. Laminado a masivo, a veces fisible. Tizna las manos al frotar. Colores muy variables.	**LUTITA LUTITA FISIBLE (SHALE)**
	Constituida principalmente por minerales terrígenos (cuarzo, feldespatos, etc.) y minerales de la arcilla. Terroso al tacto. Colores muy variables.	**LIMOLITA**
Medio (arena) (64 micras-2 milímetros).	Compuesto principalmente de cuarzo. Puede presentar laminación. Los granos rayan el vidrio. Colores claros a marrón rojizo.	**CUARZOARENITA**
	Formado por granos de feldespatos, micas y fragmentos de roca, incluidos en una matriz limo-arcillosa. Mala selección. Frecuentes clastos angulosos. Colores oscuros (verde a negro).	**GRAUVACA**
	Constituido por feldespato y cuarzo, con micas subordinadas, que predominan sobre los fragmentos de roca. Escasa matriz. Colores claros, de gris a rosáceo.	**ARCOSA**
	Formado predominantemente por fragmentos de rocas, más abundantes que feldespato y cuarzo. Escasa matriz. Colores muy variables.	**LITOARENITA**
Grueso (grava) (Mayor de 2 milímetros).	Constituido por clastos de composición mineral variada y/o fragmentos de rocas mono y polimineral. Selección variable. Los componentes del esqueleto son redondeados, flotan en una pasta fina formada por matriz (limo-arenosa) y /o cemento calcáreo.	**CONGLOMERADO (PUDINGA)**
	Similar a la anterior, pero con clastos predominantemente angulosos y mal seleccionados.	**CONGLOMERADO (BRECHA)**

FIGURA 7.12
Clave de identificación de las rocas sedimentarias detríticas.

7.4. Rocas sedimentarias químicas y organógenas

Desde el punto de vista genético las rocas sedimentarias químicas pueden originarse como rocas primarias o secundarias. Son primarias cuando es la primera roca en ocupar un espacio concreto. Incluiría la salgema, la mayoría del yeso y la caliza no organógena. Por su parte las secundarias se forman en un espacio ya ocupado, por lo que los fenómenos de reemplazamiento juegan un papel fundamental. Rocas como las dolomías y el sílex son frecuentes rocas secundarias, como resultado de fenómenos de dolomitización y silicificación, respectivamente. Desde el punto de vista composicional, las principales rocas sedimentarias químicas son los carbonatos y a continuación las evaporitas. Muy subordinadas se encontrarían las rocas silíceas, ferruginosas y fosfáticas.

Las rocas organógenas se producen como resultado de la acumulación de materiales originados por diversos procesos orgánicos. Entre estos procesos tendríamos la elaboración de exoesqueletos calcáreos o silíceos por diversos organismos y las acumulaciones y transformación de restos vegetales. Entre los primeros tenemos varias rocas carbonáticas y silíceas. Entre las segundas, los carbones.

Rocas carbonáticas

Aspectos composicionales

Según el carbonato predominante forman dos grandes grupos:

Calizas. Compuestas por carbonato cálcico (calcita).
Dolomías. Compuestas por carbonato cálcico-magnésico (dolomita).

Algunas rocas carbonáticas presentan ambos carbonatos recibiendo diversos nombres en función del mineral predominante. Las proporciones de cada carbonato y los nombres se recogen en la Figura 7.13.

De «visu» se pueden diferenciar estos carbonatos mediante el empleo de ácido clorhídrico diluido (10%), que produce efervescencia intensa con la caliza, pero mucho más suave con la dolomita. También se puede utilizar para diferenciar un carbonato de otro una solución de alizarina roja S, que tiene la propiedad de teñir de rojo la calcita, dejando inalterable la dolomita (véase Práctica 8, Figura 8.2b, en pliego a color).

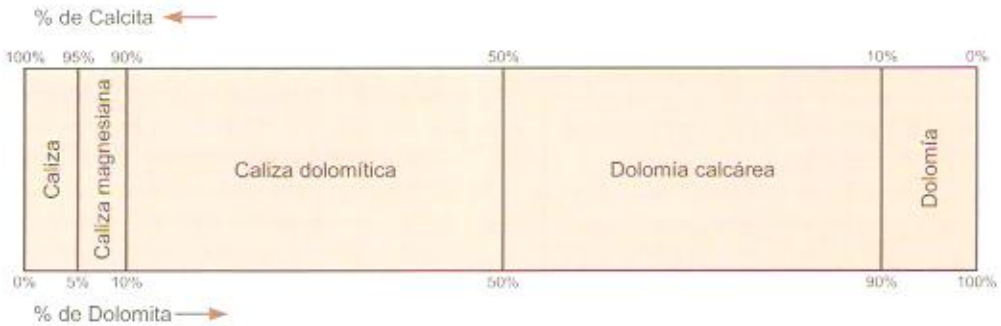


FIGURA 7.13
Rango composicional entre caliza y dolomía.

Las dolomías son en general cristalinas y texturalmente bastante monótonas, sin embargo las calizas, a pesar de su carácter monomineral, presentan gran variedad de texturas y componentes carbonatados de diferente origen.

Aspectos texturales de las calizas

Las rocas carbonáticas contienen menos del 50% de material terrígeno. En el origen de las calizas intervienen factores orgánicos, químicos y físicos. La textura resultante puede ser bastante compleja y variada, debido al mayor o menor grado de participación de los tres factores indicados.

En zonas con área madre carbonática se pueden originar rocas carbonáticas detríticas, con clastos de composición carbonatada y diverso tamaño, con características texturales como las empleadas en las rocas detríticas en general (textura clástica).

Las calizas en sentido estricto (autóctonas) se originan primariamente por procesos químicos o bioquímicos. Éstas pueden presentar textura secuencial, aunque en muchos casos la textura deposicional original puede estar modificada por procesos diagenéticos.

Las calizas y dolomías que no muestran rasgos deposicionales se agrupan con el nombre de carbonatos cristalinos.

Componentes texturales de las calizas

Las calizas no cristalinas están constituidas fundamentalmente de componentes aloquímicos y/o ortoquímicos.

a) Ortoquímicos: formados por precipitación química directa en la cuenca de sedimentación. (Figura 7.14a, en pliego a color). Se distinguen dos tipos:

Micrita. Material carbonático de tamaño inferior a 4 μm. De visu se reconoce como una masa homogénea de brillo mate, donde no se reconocen morfologías, ni siquiera con la lupa.

Esparita. Material carbonático de tamaño superior a 15 μm. Aparece como un mosaico de cristales rellenando huecos. Tamaños entre 4 y 15 μm se denominan microesparita. Sobre todo en los tamaños más grandes (>1 mm) se reconocen los cristales fácilmente con la ayuda de una lupa. Le confieren a la roca un aspecto granular.

b) Aloquímicos: son granos carbonatados formados en la misma cuenca en la que se origina el depósito (Figura 7.14b y c, en pliego a color). Pueden ser:

Bioclastos. Restos de partes duras de organismos generalmente recristalizados.

Peloides. Partículas subesféricas o elipsoidales, compuestas de micrita y sin estructura interna. Si contienen materia orgánica, tomando un color más oscuro que la matriz, se llaman pellets. Se presenta en tamaños muy pequeños (0,1-0,5 mm) por lo que no se reconocen a simple vista.

Ooides. Partículas subesféricas a esféricas, de diámetro inferior a 2 mm, constituidas de micrita y/o esparita dispuesta en capas concéntricas en torno a un núcleo. Este núcleo puede ser un clasto terrígeno u otro aloquímico cualquiera. Cuando tienen un diámetro superior a los 2 mm se denominan pisolitos.

Intraclastos. Agregados de carbonato retrabajados, originados en la propia cuenca de sedimentación.

Clasificación de calizas

Desde el punto de vista práctico la clasificación descriptiva más ampliamente utilizada es la de Folk (1959, 1962) (Figura 7.15). Esta clasificación se basa en el concepto de la textura deposicional, como la perteneciente al sedimento carbonático original, que muestra texturalmente rasgos primarios.

Así, y como ya se ha mencionado previamente, las calizas y dolomías que no muestran textura deposicional reconocible se denominan cristalinas. Presentando rasgos deposicionales, la roca se denominara en función de su proporción en componentes aloquímicos (prefijos: bio-, oo-, intra- y pel-) y ortoquímicos. Así se obtienen los términos litológicos biomicrita (bioesparita), oomicrita (oosparita), intramicrita (intraesparita) y pelmicrita (pelsparita), según el ortoquímico predominante. Un inconveniente de esta clasificación es el pequeño tamaño, en general, de los componentes aloquímicos y ortoquímicos, por lo que es de gran utilidad cuando se emplea el microscopio óptico, pero presenta limitaciones cuando se trabaja de «visu» sólo con la ayuda de una lupa de bolsillo.

Otra clasificación descriptiva ampliamente utilizada en la clasificación de carbonatos es la de Dunham (1962) (Figura 7.16). En esta clasificación, también deposicional, juega un papel importante el que los componentes estuvieran o no unidos durante el depósito y la presencia o ausencia de micrita (matriz-soportados o grano-soportados), se diferencian así varios tipos de calizas en los que se ha respetado el nombre original en inglés: mudstone, wackestone, packstone, grainstone y boundstone. En las descripciones petrográficas es frecuente que los carbonatos deposicionales se clasifiquen según los criterios de los dos autores mencionados.

Con criterios de «visu» es fácil reconocer calizas bioclásticas y oolíticas/pisolíticas que estarían entre estos carbonatos deposicionales (Figura 7.17a y b, en pliego a color). Los carbonatos cristalinos, tanto caliza como dolomía, se caracterizan por presentar aspecto masivo, resultado de la recristalización durante la diagénesis, con ausencia de componentes deposicionales como los fósiles (Figura 7.17c, en pliego a color). Un tipo particular de roca carbonática formada por precipitación a partir de aguas subterráneas es la caliza travertínica (Figura 7.17d, en pliego a color).

Otras rocas sedimentarias de precipitación química

Las rocas evaporíticas son el resultado de la precipitación de fases minerales a partir de soluciones cargadas en sales (salmueras), sometidas a evaporación en un medio lacustre o marino. La composición de las especies iónicas en solución (sulfatos, cloruros, bromuros, boratos, alcalinos, alcalino-térreos, etc.) será responsable del tipo de minerales predominantes que se

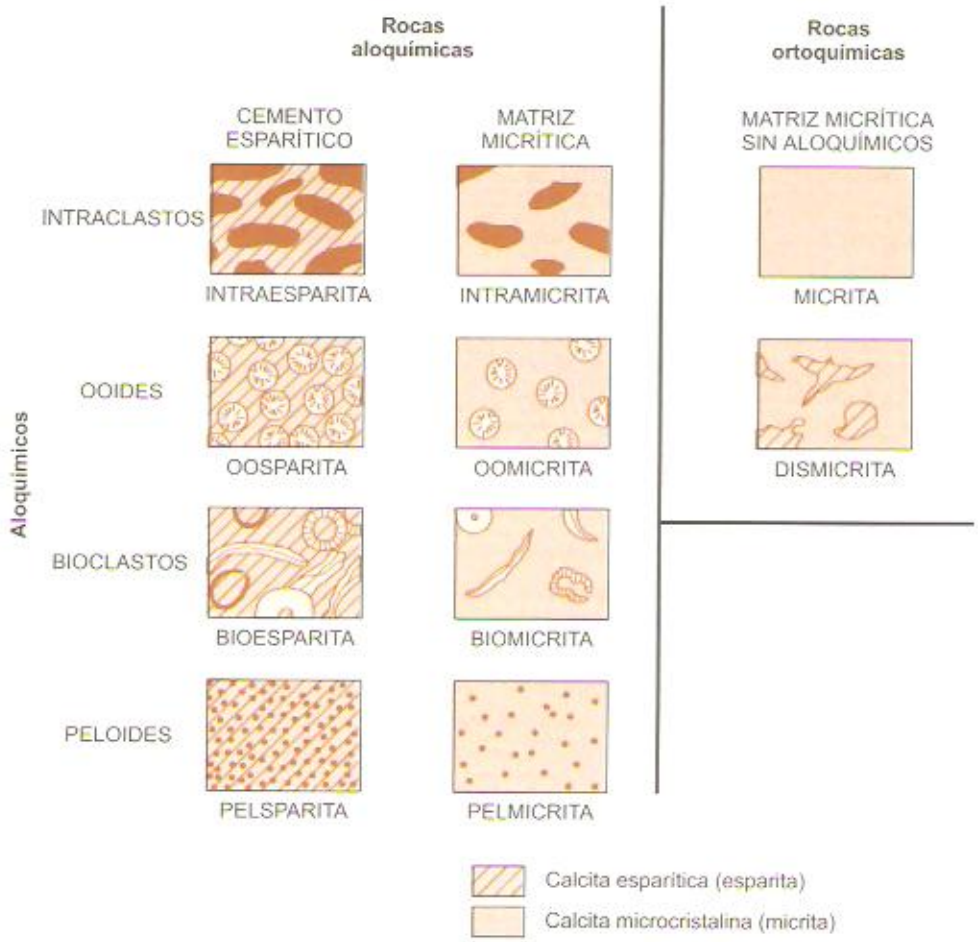


FIGURA 7.15
Cuadro de la clasificación de carbonatos deposicionales de Folk.

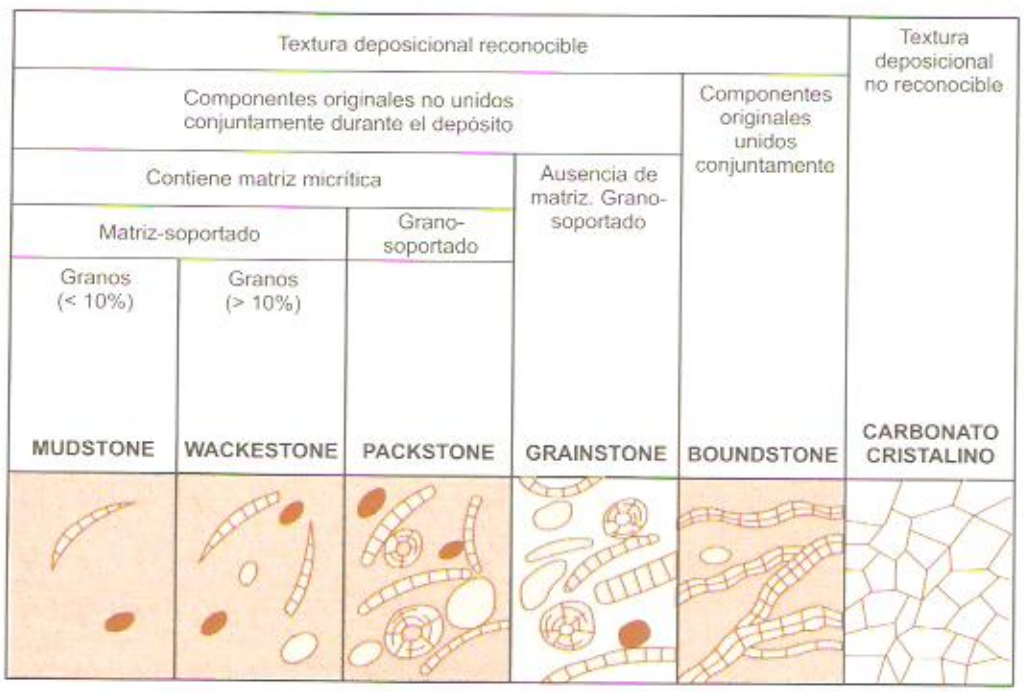


FIGURA 7.16
Cuadro de la clasificación de carbonatos de Dunham.

van a originar por cristalización en las rocas evaporíticas. Cuantitativamente, las rocas evaporíticas más importantes son el yeso y la salgema o halita (no confundir con sus componentes minerales que se llaman igual). La salgema se presenta en general de color blanco o incolora, en agregados que con frecuencia presentan cristales euhédricos (Figura 7.18a, en pliego a color). El yeso presenta una mayor variedad tanto de colores como de aspecto. Aunque las variedades más comunes son blancas o rojas, también se puede presentar con otros colores, incluyendo el negro, en función de las inclusiones que englobe. En cuanto a su aspecto, el yeso se puede presentar en capas, masivo o laminado, a veces, en agregados sacaroideos denominados yeso alabastrino; pero también en morfologías nodulosas o en agregados fibrosos (Figura 7.18b y c, en pliego a color).

Dentro de las rocas silíceas destaca la variedad nodular del sílex como roca sedimentaria de origen químico (cementación y reemplazamiento durante la diagénesis), constituido por cuarzo micro y criptocristalino. Es una roca densa y dura que presenta fractura concoide al romper y bordes afilados (Figura 7.18d, en pliego a color).

Rocas sedimentarias organógenas

Dentro de los carbonatos se incluyen como rocas organógenas (en este caso acumulación de restos calcáreos), la caliza fosilífera (acumulaciones de conchas u otros exoesqueletos cementados por un carbonato subordinado), la coquina (acumulación de restos orgánicos calcáreos escasamente cementados por lo que es más porosa que la anterior) y la creta (parecida a la anterior en cuanto a la escasa cementación y alta porosidad, sin embargo aquí los bioclastos son muy pequeños no reconociéndose a simple vista) (Figura 7.19e, en pliego a color). Por precipitación de carbonato cálcico sobre restos vegetales (tallos, hojas, etc.) se forma otro tipo de carbonato organógeno, la caliza tobácea (Figura 7.19f, en pliego a color). Entre las rocas silíceas destaca la diatomita, roca formada por la acumulación de restos de diatomeas (ópalo A, biogénico), caracterizada por sus tonos claros (con frecuencia blanca) su baja densidad y elevada porosidad; como en el caso de la creta los restos orgánicos son demasiado pequeños como para reconocerse a simple vista o con una lupa de bolsillo (Figura 7.19g, en pliego a color). Tanto la creta como la diatomita manchan las manos como una tiza, pero la reacción en medio ácido permite identificar el carbonato del material silíceo.

Los carbones son rocas combustibles originadas a partir de restos vegetales transformados mediante un proceso denominado «carbonización». Este va progresando y dando lugar a los siguientes términos: turba, lignito y hulla. En este mismo sentido aumenta el porcentaje de carbono y la capacidad calorífica, haciéndose menor el contenido en volátiles hasta llegar al término antracita que se considera ya como roca metamórfica. Presentan colores que van del marrón oscuro a negro, pudiéndose reconocerse todavía en la turba restos vegetales (Figura 7.19h, en pliego a color).

En la Figuras 7.20 y 7.21, se muestran las claves de identificación para el reconocimiento de rocas sedimentarias químicas y organógenas, respectivamente.

Clasificación de las rocas sedimentarias

Para clasificar correctamente una roca sedimentaria se necesita conocer su textura, su composición y otras propiedades distintivas. Dadas las características de las rocas sedimentarias esta clasificación ha de realizarse petrográficamente, empleando un microscopio óptico con luz polarizada. En la descripción de visu, siempre preliminar, debe determinarse primero si la roca sedimentaria es detrítica o no. Si es detrítica se rellenará la ficha que se recoge en la Figura 7.22. Si la roca no es detrítica y por lo tanto se sospecha que es química u organógena, se empleará la ficha mostrada en la Figura 7.23.

DUREZA (MOHS)	REACCIÓN CON HCl DILUIDO (10%)	CARACTERÍSTICAS	ROCA
<5,5	Intensa efervescencia.	Densa y compacta. Tamaño de cristal variable, en general pequeño (microscópico). Fósiles frecuentes. Tiñe con alizarina roja S. Colores muy variables.	**CALIZA**
		Similar a la caliza. Formado por cristales gruesos que se disponen en estructura bandeada con diversos tonos de color.	**CALIZA TRAVERTÍNICA (TRAVERTINO)**
	Débil efervescencia.	La reacción se incrementa si se raya o pulveriza la roca. Densa, de colores muy variables. Ausencia de fósiles, en general. No tiñe con alizarina roja S.	**DOLOMÍA**
	Ausencia de efervescencia.	Roca blanda (se raya con la uña). Soluble lentamente en agua caliente. En superficies frescas se puede observar la exfoliación en una dirección. Se presenta masivo (alabastrino), laminado y fibroso. Predomina el color blanco, pero debido a las inclusiones puede presentar cualquier otro color.	**YESO**
		Altamente soluble en agua. Sabor salado. En superficies frescas puede presentar exfoliación cúbica. En general agregados de cristales grandes. Sin impurezas color blanco, si las presenta puede adquirir colores diversos.	**SALGEMA**
>5,5	Ausencia de reacción.	Predominantemente masivo, en capas o en nódulos. Tamaño de cristal muy pequeño. Fractura concoide y cortante. Raya el vidrio. Colores muy variados.	**SÍLEX**

FIGURA 7.20
Clave de identificación de las rocas sedimentarias químicas.

TAMAÑO DE GRANO	COMPOSICIÓN Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	ROCA
Muy pequeño (microscópico).	Acumulaciones de conchas de pequeños organismos que no se distinguen a simple vista. Reacción en medio ácido, pudiendo dejar un residuo insoluble (arcilla). No raya el vidrio. Color claro y aspecto de tiza.	**CRETA**
	Acumulación de esqueletos silíceos (ópalo biogénico) de diatomeas. Salvo en términos margosos no hay reacción en medio ácido. No raya el vidrio. Escasa densidad. Muy poroso. Se presenta masivo a laminado, con colores predominantemente blancos o amarillentos.	**DIATOMITA**
Muy variados.	Acumulación de conchas de uno o varios tipos de organismos invertebrados con escasa cementación. Reacciona en medio ácido con intensa efervescencia. No raya el vidrio. Porosa. Colores variables.	**CALIZA FOSILÍFERA (COQUINA)**
	Acumulaciones de restos de plantas, enteras o fragmentadas, petrificadas por la precipitación del carbonato cálcico. Cementación variable. Reacciona en medio ácido con intensa efervescencia. No raya el vidrio. Porosidad, en general alta. Colores en general claros.	**CALIZA TOBÁCEA**
	Aspecto masivo, en capas o fibroso, este último cuando se reconocen restos orgánicos. Acumulación de restos de plantas con proceso de carbonización variable. No reacciona en medio ácido. No raya el vidrio. Poco denso. Color gris oscuro a negro o marrón.	**CARBÓN**

FIGURA 7.21
Clave de identificación de las rocas sedimentarias organógenas.

Número de muestra	Color y estructura	Tamaño de grano (mm)	Selección y empaquetado	Redondez y esfericidad	% de matriz (tipo)	Cemento (tipo)	Composición mineralógica	Otras características	Nombre de la roca

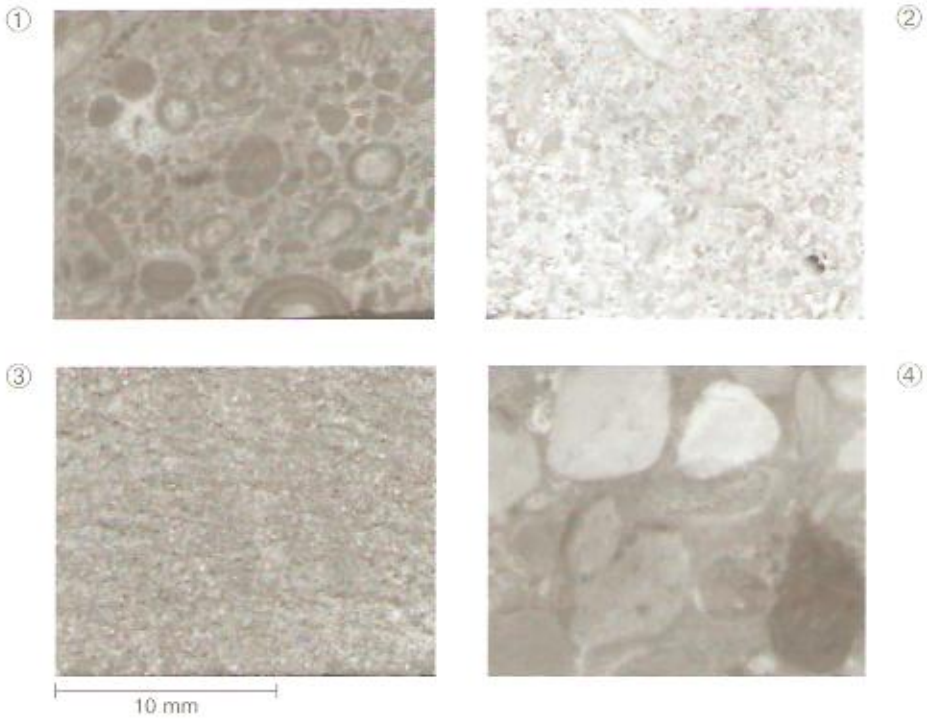
FIGURA 7.22
Ficha de identificación de rocas sedimentarias detríticas.

Número de muestra	Color y estructura	Tamaño de cristal (mm)	Componentes aloquímicos	Componentes ortoquímicos	Componentes orgánicos	Composición mineralógica	Otras características	Nombre de la roca

FIGURA 7.23
Ficha de identificación de rocas sedimentarias químicas y organógenas.

EJERCICIOS

1. Una roca está formada por fragmentos redondeados de caliza y pizarra con tamaños entre 10 y 40 mm. Englobando a estos componentes se reconoce un cemento de calcita. Indíquese cómo denominaríamos a esta roca y en qué ambiente genético se ha originado.
2. Indicar que tienen en común una arcosa, una cuarzoarenita y una grauvaca. ¿Qué criterio podríamos emplear de «visu» para diferenciar estos tipos de rocas? ¿Cuál de las tres indicaría un mayor grado de madurez?
3. Realizar un dibujo indicando escala y composición en los siguientes ejemplos: *a*) Una cuarzoarenita bien seleccionada. *b*) Una brecha. *c*) Una litoarenita mal seleccionada y con clastos redondeados. *d*) Una arena arcósica con clastos redondeados de baja esfericidad. *e*) Una arcosa con clastos angulosos de alta esfericidad. *f*) Una grava de clastos redondeados con mala selección.
4. Indicar qué criterios se pueden emplear para diferenciar una limolita, una lutita y una marga. ¿Son los métodos de visu de utilidad en la identificación de estos materiales? Razonar la repuesta.
5. Realizar un esquema mostrando los diferentes tipos de componentes aloquímicos y ortoquímicos que puede presentar una roca carbonática deposicional, dibujando el aspecto que presentarían las posibles combinaciones.
6. Clasificar, empleando la nomenclatura adecuada, las rocas representadas en las fotografías adjuntas.



7. Indicar y dibujar qué diferencias morfológicas permiten diferenciar una caliza tobácea de un travertínica. ¿Qué reacción química las origina?
8. Indicar cuatro pruebas de visu que permitan diferenciar yeso de halita. ¿En qué ambiente se originan habitualmente estas rocas?
9. El sílex es una roca que fue utilizado por el hombre prehistórico en la elaboración de diversas herramientas y armas. ¿Qué características presenta esta roca que la hicieron tan valiosa en el pasado? En Centroamérica el sustituto fue la obsidiana. ¿Qué diferencias geológicas presentan estos materiales, a pesar de utilizarse para los mismos fines?
10. Indicar qué nombre reciben las rocas organógenas con las siguientes características: *a*) Están formadas por restos vegetales compactados y transformados durante la diagénesis. *b*) Consisten en acumulaciones de caparazones microscópicos calcáreos. *c*) Están constituidas por acumulaciones de caparazones microscópicos de diatomeas. *d*) Se originan por acumulaciones de restos de conchas macroscópicas, con escasa o nula cementación.

PRÁCTICA 8

El estudio y clasificación de rocas mediante el microscopio petrográfico

✓ Objetivos

- Introducción al empleo del microscopio petrográfico en el estudio de la textura y mineralogía de las rocas, y en consecuencia de su clasificación.
- A partir de muestras desconocidas determinar el tipo de roca, empleando para ello la correspondiente ficha petrográfica básica y una base de datos de imágenes de los principales tipos de rocas.

Material de trabajo

Microscopio de luz polarizada, preparaciones de rocas en lámina delgada, muestra de mano de las rocas, cuaderno, útiles de escritura.

8.1. Introducción al análisis petrográfico

Como se ha repetido en varias ocasiones en las prácticas precedentes, el análisis petrográfico de una roca es el método más ampliamente utilizado y el que ofrece unos resultados más completos y rápidos en su identificación. Petrográficamente se puede establecer no solo la textura de la roca estudiada, sino también su composición mineralógica, características que son la base para su clasificación. La distinta proporción de los constituyentes de la roca se puede establecer mediante el análisis modal, basado en la realización de pasadas horizontales y verticales a pequeños intervalos prefijados (retículo de puntos), anotando el mineral presente en cada uno de ellos, después se recalculan a 100 las distintas proporciones (número de veces que se encuentra un mineral). En definitiva el análisis modal nos aporta el porcentaje en volumen de los minerales presentes en la muestra, el proceso es lento pero bastante eficaz. En la actualidad existen métodos de análisis de imagen mediante ordenador que permiten, en algunos casos, agilizar la cuantificación. Cuando no se requiere una excesiva precisión, se puede estimar la proporción de los principales constituyentes empleando gráficos o diagramas de estimación de porcentajes (Figura 8.1), que permiten realizar con mayor rapidez determinaciones semicuantitativas. Con experiencia y cuantificando los dos o tres minerales claves, según el tipo de roca analizado, se obtienen, en general, unos buenos resultados en la clasificación.

Una buena ayuda en la clasificación de las rocas es el empleo de tinciones que permiten diferenciar minerales con características ópticas similares, así, es frecuente en rocas silicatadas el uso de la tinción con cobaltinitrito sódico, que tiñe de amarillo el feldespato potásico no afectando ni al cuarzo ni a las plagioclasas (Figura 8.2a, en pliego a color). En el caso de los carbonatos es de gran utilidad el empleo de alizarina roja S, colorante que tiñe de rojo la calcita pero no afecta a la dolomita o magnesita (Figura 8.2b, en pliego a color).

Dependiendo del tipo de roca se emplean fichas distintas para el análisis petrográfico de la misma, aunque lógicamente en todas ellas se contempla la identificación de los rasgos texturales (véase Prácticas 5, 6 y 7) y de los componentes mineralógicos, en una primera estimación de visu (Práctica 1 y 2) o mediante el microscopio petrográfico (Práctica 4).

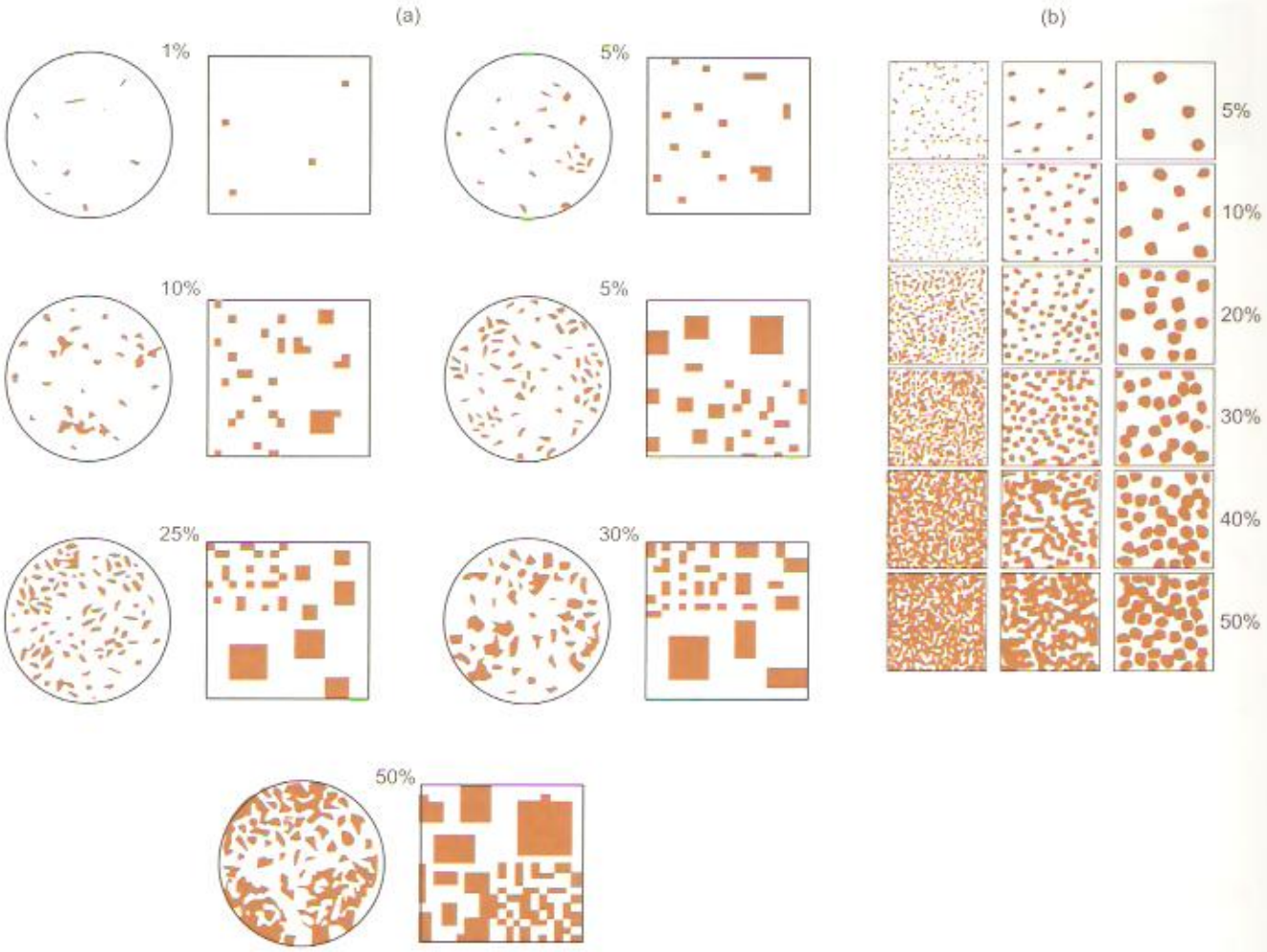


FIGURA 8.1
Diagramas de estimación de porcentajes en análisis modal. (a) Realizados por comparación visual (círculo) y mediante ordenador (cuadrados). (b) Estimación visual de porcentajes variando el tamaño de los componentes observados.

La ficha tipo básica para las rocas ígneas se recoge en la Figura 8.3. Las características texturales principales incluyen: textura general, grado de cristalinidad, granularidad y morfología de los cristales. Desde el punto de vista composicional se diferencian minerales esenciales (>5%), accesorios (<5%) y secundarios. Estos últimos originados por procesos hidrotermales o meteóricos, con independencia de la proporción en la que se encuentran. Destaca en las rocas ígneas volcánicas la presencia de un constituyente amorfo: el vidrio volcánico. Este componente, muy abundante en alguna de estas rocas, se caracteriza por comportarse ópticamente como un mineral isótropo. El aspecto petrográfico que presentan las principales rocas ígneas, estudiadas en la Práctica 5, se recoge en la Figura 8.4, en pliego a color.

En las rocas metamórficas el tipo de ficha básica se presenta en la Figura 8.5. Adquiere relevancia no solo los aspectos texturales, sino también la microestructura. Composicionalmente se aplica el mismo criterio que con las rocas ígneas, diferenciándose minerales esenciales, accesorios y secundarios. En estas rocas puede ser más importante la presencia de un determinado mineral accesorio (mineral índice), que la proporción de los diversos constituyentes. El aspecto petrográfico que presentan las principales rocas metamórficas, estudiadas en la Práctica 6, se muestra en la Figura 8.6, en pliego a color.

Dentro de las rocas sedimentarias es necesario diferenciar un tipo de ficha básica para las rocas detríticas (Figura 8.7) y otra para las químicas y organógenas (Figura 8.8). En las rocas detríticas se contemplan aspectos texturales particulares de estas rocas, tales como: granulometría, selección, redondez y esfericidad. Desde el punto de vista composicional se diferencian los componentes detríticos (esqueleto y matriz) y los diagené-

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE ROCAS ÍGNEAS

Muestra _____ Autor _____

Estructura _____

ASPECTOS TEXTURALES

Textura general _____

Cristalinidad (holohialina, hialocristalina, holocristalina) _____

Tamaño de cristales (grano muy grueso, grueso, medio, fino) _____

Morfología de los cristales (euhédrico, subeuhédrico, anhedral) _____

Distribución de tamaños (equigranular, inequigranular) _____

ESQUEMA TEXTURAL

Ambiente genético probable _____

ASPECTOS MINERALÓGICOS

Minerales esenciales (>5%)

Félsicos (por orden de abundancia relativa) _____

Ferromagnesianos (por orden de abundancia relativa) _____

Minerales accesorios (<5%)

Félsicos y ferromagnesianos (por orden de abundancia relativa) _____

Minerales secundarios _____

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA _____

FIGURA 8.3
Ficha tipo para rocas ígneas.

ticos que incluyen cementos y minerales neoformados. El aspecto petrográfico que presentan las principales rocas detríticas, estudiadas en la Práctica 7, se recoge en la Figura 8.9, en pliego a color.

En la elaboración de la ficha básica de las rocas químicas y organógenas se atenderá en primer lugar a los aspectos composicionales con el fin de establecer el tipo de roca: carbonática, evaporítica o de otro tipo. A continuación se determina la presencia, composición y tamaño de componentes aloquímicos y ortoquímicos, así como de minerales o fragmentos de roca detríticos. El aspecto petrográfico de las principales rocas químicas y organógenas, recogidas en la Práctica 7, se muestra en la Figura 8.10, en pliego a color.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE ROCAS METAMÓRFICAS

Muestra _____ Autor _____

TEXTURA Y MICROESTRUCTURA

Textura general _____

Tamaño de cristales (afanítica, fanerítica) _____

Morfología de los cristales (euhédrico, subeuhédrico, anhedral) _____

Distribución de tamaños (equigranular, inequigranular) _____

Microestructura (foliada, no foliada) _____

Tipo de foliación _____

ESQUEMA TEXTURAL

Grado metamórfico probable _____

ASPECTOS MINERALÓGICOS

Minerales esenciales (>5%)

Félsicos (por orden de abundancia relativa) _____

Ferromagnesianos (por orden de abundancia relativa) _____

Minerales accesorios (<5%)

Félsicos y ferromagnesianos (por orden de abundancia relativa) _____

Minerales secundarios _____

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA _____

FIGURA 8.5
Ficha tipo para rocas metamórficas.

En todas las fichas se incluye un espacio para la realización de un esquema de la textura de la roca estudiada y de sus componentes. La clasificación de la roca, empleando la estimación cuantitativa, se lleva a cabo utilizando los diferentes diagramas composicionales recogidos en las prácticas de «visu» de rocas.

A partir de láminas delgadas y de muestras de mano de rocas comunes, suministradas por el profesor, el

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE ROCAS SEDIMENTARIAS DETRÍTICAS

Muestra _____ Autor _____

Estructura _____

ASPECTOS TEXTURALES

Textura general _____

Tamaño de grano (mm) máximo _____

mínimo _____

medio _____

Redondez _____ **Esfericidad** _____

Selección _____ **Otros aspectos** _____

ESQUEMA TEXTURAL

ASPECTOS MINERALÓGICOS

Esqueleto

Componentes detríticos principales (estimación %)

Cuarzo _____ Feldespato potásico _____ Plagioclasa _____

Biotita _____ Moscovita _____ Fragmentos de roca _____

Otros componentes detríticos subordinados _____

Pasta

Matriz (estimación % y tipo) _____

Cemento (tipo y composición) _____

Otros minerales autigénicos _____

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA _____

FIGURA 8.7
Ficha tipo para rocas detríticas.

alumno deberá primero hacer un diagnóstico preliminar del posible origen ígneo, metamórfico o sedimentario de la roca. A continuación rellenar la ficha correspondiente ayudándose en la clasificación de la base de imágenes petrográficas que se muestran en las Figuras 8.4, 8.6, 8.9 y 8.10.

En esta práctica sólo se pretende poner de manifiesto la utilidad de esta técnica en la identificación de

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE ROCAS SEDIMENTARIAS QUÍMICAS Y ORGANÓGENAS

Muestra _____ Autor _____

Estructura _____

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

Mineralogía principal _____

_____

ASPECTOS TEXTURALES

Textura general _____

Componentes aloquímicos (tipo y estimación %) _____

_____

Componentes detríticos heredados (tipo y estimación %) _____

_____

ESQUEMA TEXTURAL

Componentes ortoquímicos

Matriz (estimación % y tipo) _____

Cemento (tipo y composición) _____

Otros minerales autigénicos _____

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA (1) _____

(1) En carbonatos deposicionales clasificación de Folk y de Dunham.

FIGURA 8.8
Ficha tipo para rocas químicas y organógenas.

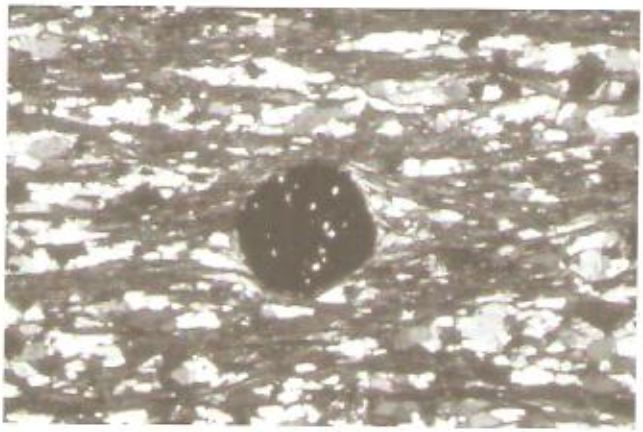
rocas comunes, siendo conscientes de que se deja para manuales más específicos el reconocimiento de otros componentes minerales (ejemplo, feldespatoides) y texturas particulares, que permiten precisar con más exactitud la determinación de éstas y de otros tipos de rocas menos frecuentes.

EJERCICIOS

1. En la fotografía adjunta se muestra la imagen petrográfica de una roca, indicar:

   a) Tipo de textura general. ¿Es afanítica o fanerítica?
   b) Indicar tres minerales predominantes en la muestra.
   c) Señalar el ambiente genético de formación y el nombre de la roca.

2. *a*) ¿Cómo se denomina la microestructura que presenta la roca de la fotografía adjunta?
   b) Indicar cuales son los minerales principales, el nombre de la roca y su ambiente de formación.



3. El análisis modal de una roca laminada constituida por una matriz fina (<30 μm) en muy baja proporción (<5%) y por fragmentos minerales de tamaño entre 0.5-0.7 mm es el siguiente: cuarzo (30%), feldespato potásico (40%), plagioclasa (15%), fragmentos de roca (10%) y minerales micáceos (5%).

   a) Indicar el ambiente genético en el que se formó la roca y el nombre de la misma.
   b) ¿Qué información nos aporta el rango de tamaños de los fragmentos minerales?

4. Una roca afanítica está constituida principalmente por plagioclasa, minerales ferromagnesianos y vidrio en baja proporción. Subordinados se reconocen fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Indicar el nombre de la roca y su ambiente de formación. Si la roca hubiese sido fanerítica, ¿cuál sería su nombre?
5. Una roca muestra tinción roja con alizarina roja S. Está constituida por una masa de cristales de grano muy fino (<4 μm) en el que flotan morfologías de tamaño medio de 1,5 mm, esferoidales con laminación concéntrica y frecuente disposición alrededor de un grano de terrígeno. Hacer un dibujo e indicar cómo clasificaríamos esta roca y en qué tipo de ambiente se origina.

BLOQUE II

Análisis de las formas del paisaje mediante mapas topográficos y fotografías aéreas

II.1. Introducción

En el bloque anterior hemos conocido los diferentes tipos de rocas que encontramos en la superficie terrestre, los minerales que las forman, sus texturas y distintos procesos de formación; en este segundo bloque pasamos a estudiar los distintos paisajes o formas de relieve que encontramos sobre la parte más superficial de la litosfera.

Los ejercicios recogidos en las distintas prácticas no se quedan en aspectos meramente descriptivos. Se ha querido dar un fuerte enfoque cuantitativo planteando, en la medida de lo posible, cuestiones que se resuelvan con resultados numéricos concretos. En las Ciencias de la Tierra sólo se conoce adecuadamente aquello que se mide, se puede expresar en forma numérica y se puede modelizar. Si bien el aspecto descriptivo es una fase inicial de todo estudio geológico, posteriormente se debe buscar la cuantificación, ya sea de forma simplemente numérica, o ya sea de forma gráfica, sobre todo si buscamos que el estudio tenga un aspecto aplicado.

El bloque temático tiene una neta división general: las cuatro primeras prácticas versan sobre las técnicas para la representación del relieve (el mapa topográfico y la fotografía aérea), mientras que las cinco restantes se dirigen al análisis y reconocimiento de formas del paisaje. Se trata de técnicas que no son exclusivas de las Ciencias Geológicas, sino que se emplean en cualquier disciplina cuyo objeto de estudio se encuentre en la superficie terrestre: botánica, arqueología, edafología, agricultura, defensa, sólo por citar algunas. El mapa topográfico es la base fundamental para la realización del mapa geológico que será estudiado en detalle en el Bloque III, mientras que la fotografía aérea es una herramienta imprescindible a la hora de realizar tanto los mapas topográficos como los geológicos o cualquier otro tipo de cartografía temática.

Antes de aprender a manejar el mapa topográfico es necesario conocer los conceptos que se muestran en la Práctica 9: Fundamentos Básicos de la Cartografía. En primer lugar es absolutamente fundamental comprender el concepto de escala, sus tipos y las operaciones a realizar con ellas. Un mapa requiere un sistema de proyección que nos represente un elemento tridimensional como el paisaje, en una representación plana como es un mapa. Una persona que trabaja en campo estudiando el relieve necesita orientarse, poder expresar direcciones de forma numérica (puntos cardinales, meridianos, paralelos) y disponer de un sistema para ubicar puntos singulares del terreno sobre el mapa (sistemas de coordenadas geográficas y UTM). Todos estos conceptos no son exclusivos de los mapas del relieve sino que son de utilidad en cualquier tipo de cartografía temática.

Si trabajamos sobre un medio físico tridimensional es preciso disponer de alguna técnica para la representación del relieve. La Práctica 10: El mapa topográfico, describe someramente los sistemas de representación basados en hauchures (o normales), sombreados, tintas hipsométricas y modelos en 3D. El énfasis especial se pone en el mejor método: las isolíneas o curvas de nivel que representan sobre un mapa topográfico puntos de igual altitud. Conociendo las propiedades de estas curvas, un usuario con algo de experiencia es capaz de visualizar el relieve de un mapa topográfico con un simple golpe de vista.

Una vez conocida la representación del relieve mediante curvas de nivel se pasa a la cuantificación (Práctica 11: Cálculos y realizaciones con el mapa topográfico). El primer ejercicio consiste en la obtención de una representación a escala del relieve siguiendo una dirección concreta (un perfil o corte topográfico); éste es la base para la realización de los cortes geológicos que se verán en el Bloque III. El manejo del mapa topográfico permite cuantificar distancias, superficies y volúmenes, aspectos que permiten aplicaciones como cubicar el agua que almacenará un embalse, la mena de un yacimiento mineral o el volumen de tierras que hay que mover a la hora de construir una carretera. A partir de un mapa de curvas de nivel es simple rutina el obtener un mapa de pendientes que nos permita valorar riesgos geológicos como el grado de erosión del suelo o la probabilidad que se produzca un deslizamiento del terreno.

A diferencia del mapa topográfico, las fotos aéreas permiten un estudio tridimensional directo del relieve. Ya no es necesario recurrir a una abstracción mediante curvas de nivel. Utilizando la visión estereoscópica disponemos de una herramienta que nos permite observar un paisaje en tres dimensiones como si fuera una maqueta. Además, proporciona una mejor apreciación del conjunto, nos permite una visión más detallada que la del simple ojo humano y disponemos de un registro exacto y permanente del estado del terreno en un momento concreto, lo que posibilita analizar la variabilidad temporal del paisaje. El conocimiento de los fundamentos y el aprendizaje en la visión estereoscópica son los objetivos primordiales de la Práctica 12: Iniciación a la fotografía aérea.

Las cuatro prácticas siguientes cubren el estudio de las distintas formas del relieve. La estructura general de cada práctica consiste en la descripción de las formas características en cada medio, para a continuación identificar esos elementos utilizando las dos técnicas aprendidas en la primera mitad del bloque temático: el mapa topográfico y las fotografías aéreas. Buscando el aspecto aplicado, cada práctica finaliza con un apartado que hace referencia a los riesgos geológicos que pueden presentarse en cada uno de los medios.

Las distintas formas del relieve se agrupan, inicialmente, siguiendo un criterio climático. Todos somos conscientes de los distintos tipos de paisajes entre zonas climáticas, que hemos reducido a tan solo tres: el medio fluvial característico de los climas templados en las latitudes medias, el medio eólico o desértico y, en tercer lugar, el medio glaciar conjuntamente con las discretas morfologías periglaciares.

La Práctica más extensa es la 13 (El medio fluvial) que desarrolla el tipo de paisaje que nos parece más frecuente: el modelado resultante de la acción de las aguas corrientes sobre la superficie de la Tierra. Es normal que a este medio o tipo de paisaje se le dedique un mayor desarrollo ya que es donde vivimos la mayor parte de la población: desde antaño las terrazas o superficies planas en las márgenes de los ríos han sido un emplazamiento habitual para los núcleos de población. Los ríos suponen la principal fuente de abastecimiento de agua dulce para la humanidad y su aprovechamiento como fuente de energía aún sigue jugando un papel relevante. Pero a la inversa, cuando esporádicamente los cauces de los ríos se desbordan dan lugar a las inundaciones, el riesgo geológico que tiene en su haber el mayor número de pérdidas humanas y materiales. Además de las inundaciones naturales, distintas actuaciones antrópicas alteran el perfil de equilibrio de los ríos pudiendo dar lugar a impactos negativos cuya valoración y corrección precisan de un conocimiento de la dinámica fluvial. Todos estos aspectos, y otros como la delimitación de la cuenca hidrográfica de un río a partir de un simple mapa topográfico, requieren más de una sesión de prácticas para su correcto desarrollo.

El viento como agente de erosión, transporte y sedimentación es el moldeador de las formas de relieve en las zonas desérticas, dando lugar a la aparición de las características dunas, las cuales presentan diferentes morfologías: longitudinales, parabólicas, transversas, barjanes, etc. Sin embargo, la principal acción erosiva en los desiertos no corresponde al viento sino a la acción de las efímeras aguas corrientes que aparecen en tormentas episódicas. Ambos tipos de formas (eólicas y fluviales) son descritas en la Práctica 14: El Medio cólico o desértico.

La Práctica 15, titulada El medio glaciar, recoge las formas del relieve presentes en las altas latitudes y altitudes. En este caso el hielo, en forma de glaciares, es el principal agente de erosión dando lugar a la formación de paisajes espectaculares: circos, valles con sección en U, horns, aristas, por citar solo algunos. El proceso de sedimentación queda reflejado en los típicos depósitos morrénicos y, en los menos conocidos, drumlins, eskers y kames.

Aunque el clima es un factor de primer orden en los procesos que moldean la topografía, existen relieves en los que los factores climáticos tienen un papel secundario o incluso nulo. El mejor ejemplo lo tenemos en

las morfologías de génesis volcánica, cuya forma está condicionada por procesos del interior de la Tierra en vez de por la acción de los agentes externos. La disposición espacial del los estratos, junto con la alternancia de niveles de distinta competencia frente a la erosión, da lugar a formas específicas como los relieves jurásicos, los domos estructurales, los montes-isla y otros muchos. También las rocas graníticas tienden a originar morfologías particulares como los domos de exfoliación. La acción erosiva de las aguas subterráneas genera morfologías peculiares tanto superficiales (dolinas, lapiaces, mogotes) como subterráneas (simas, galerías), mediante el proceso denominado karstificación. El objetivo de la Práctica 16 es el análisis de todas estas de formas de relieve, bajo el epígrafe de relieves litológicos y estructurales.

En algunas prácticas de este Bloque temático II van apareciendo ejercicios de fotografía aérea en los que se visualizan las distintas formas del relieve usando pares estereoscópicos o bien tripletas (conjuntos de tres imágenes). Pero el principal ejercicio de fotointerpretación se realizará en la Práctica 17. Integrando los conocimientos adquiridos en el Bloque II se llega a la elaboración de un mapa que no solo recoge claros elementos del paisaje, sino que también muestra la que posiblemente sea la labor más difícil: la traza de los contactos entre distintos grupos de rocas presentes.

El área de trabajo escogida para este ejercicio es todo un clásico en la enseñanza de la Geología en la zona centro de España: la región de municipio madrileño de Patones; conviene hacer la advertencia de que no es habitual que en una superficie tan reducida (el par de fotos solo abarca unos 30 km^2) se puedan apreciar tantos y tan claros elementos geológicos. Una última idea es que la fotografía aérea es una herramienta de trabajo muy poderosa, pero que no anula el trabajo de campo sino que ambas metodologías se complementan. A lo largo de la Práctica 17 se van aportando una serie de datos para la elaboración del mapa, con la idea de suplir esa necesidad de información tomada in situ.

PRÁCTICA 9

Fundamentos básicos de la cartografía

✓ Objetivos

Aprendizaje en la lectura de los elementos básicos de un mapa como soporte para posteriormente aprender a manejar un mapa topográfico. Comprensión del significado de escala y realización de operaciones con escalas. Comprensión del concepto de dirección y sentido. Orientación y manejo de direcciones sobre un mapa. Cálculo de las coordenadas de un punto utilizando los dos sistemas más universales: coordenadas geográficas y coordenadas UTM.

Material de trabajo

Lápiz negro y goma de borrar. Regla graduada en cm. Calculadora con funciones aritméticas básicas. Círculo o semicírculo graduado. Conveniente, escuadra y cartabón.

9.1. Introducción

Una pieza básica para cualquier estudio de Geología y del medio ambiente en general consiste en un soporte físico, en papel impreso o en formato digital, sobre el que se puedan representar los distintos elementos que componen el área objeto de estudio. Este elemento lo constituye el mapa topográfico, a partir del cual se pueden elaborar una infinidad de cartografías temáticas, como un mapa geológico, de suelos, de vegetación, de cultivos, etc. El mapa topográfico contiene una serie de elementos comunes con otros tipos de mapas (escala, sistemas de coordenadas, etc.) cuyo conocimiento necesariamente ha de ser previo a intentar la lectura de mapas geológicos.

Un mapa, u otro tipo de representación del terreno como las fotos aéreas, es una herramienta básica en el trabajo geológico, sobre todo en los trabajos de campo. En esta fase de toma de datos in situ es preciso saber orientarse en el terreno, dar la orientación de elementos estructurales geológicos y saber situar sobre el mapa la posición en que nos encontramos. Por ello en este capítulo se analiza en detalle el significado del concepto dirección y se muestra cómo indicar la posición concreta de un punto en el mapa en base a dos sistemas de coordenadas: las coordenadas geográficas y las coordenadas UTM.

Una sencilla definición de un mapa es: representación plana y a escala de una parte de la superficie de la Tierra. Estas dos características se desarrollan en el presente capítulo, pero previamente es necesario conocer (o recordar) unos conceptos básicos que nos sirven para situarnos sobre nuestro planeta.

9.2. Puntos y líneas de referencia en la Tierra: polos, meridianos y paralelos

A grandes rasgos, nuestro planeta se puede considerar como una esfera con un radio de 6.371 km. Una aproximación mejor es considerar la Tierra como una esfera achatada (o un elipsoide) con un semieje mayor de longitud 6.378,4 m y el semieje menor con 6.356,9 m; estos son los dos valores del elipsoide Internacional de Hayford en los que se basa la cartografía de la mayor parte de los países (la hispana incluida).

La Tierra se encuentra en permanente rotación sobre un eje que habitualmente representamos como vertical o próximo a una posición vertical. La intersección de ese eje con la esfera define dos puntos singulares a los cuales denominamos polos geográficos. Por convenio, al polo desde el que se ve a la estrella Polar se le denomina polo Norte mientras que su opuesto se le denomina polo sur, siendo su referencia astronómica las estrellas que forman la Cruz del Sur.

Imaginemos un plano perpendicular al eje de rotación y situado a igual distancia de los polos. Este plano nos divide a la tierra en dos mitades iguales denominadas hemisferios (del griego, hemi, mitad, sphaera, esfera). Lógicamente a la mitad en la que se encuentra el polo norte se le denomina hemisferio norte (también septentrional), mientras que la restante es el hemisferio sur o meridional (Figura 9.1a).

La intersección o área común entre este plano y la esfera terrestre nos define un círculo. Su borde es una circunferencia a la que se la llama Ecuador.

El círculo del Ecuador es el de mayor tamaño que podemos obtener mediante cortes perpendiculares al eje de rotación. Si hacemos intersectar la esfera terrestre con otros planos paralelos al del ecuador se consiguen otros círculos con circunferencias tanto más pequeñas cuanto más nos acercamos a los polos. Como estas circunferencias se mantienen paralelas entre si (no se cortan) se las llama paralelos (Figura 9.1b).

Quedan unas últimas circunferencias por definir sobre la esfera terrestre que son las que obtenemos al trazar círculos que pasen por los polos (Figura 9.1c). Éstas constituyen los meridianos que también se pueden definir como círculos máximos perpendiculares al plano que delimita el Ecuador. A diferencia de los paralelos, los meridianos si que se cruzan entre sí y tienen la característica de que al ser representados sobre el mapa son líneas paralelas al eje de rotación de la Tierra o eje Norte-Sur.

Un punto cualquiera de la superficie terrestre puede situarse por el cruce entre un paralelo y un meridiano. Éste es el sistema de identificación de un punto en base a las denominadas coordenadas geográficas que ya se verán en detalle a lo largo de la práctica.

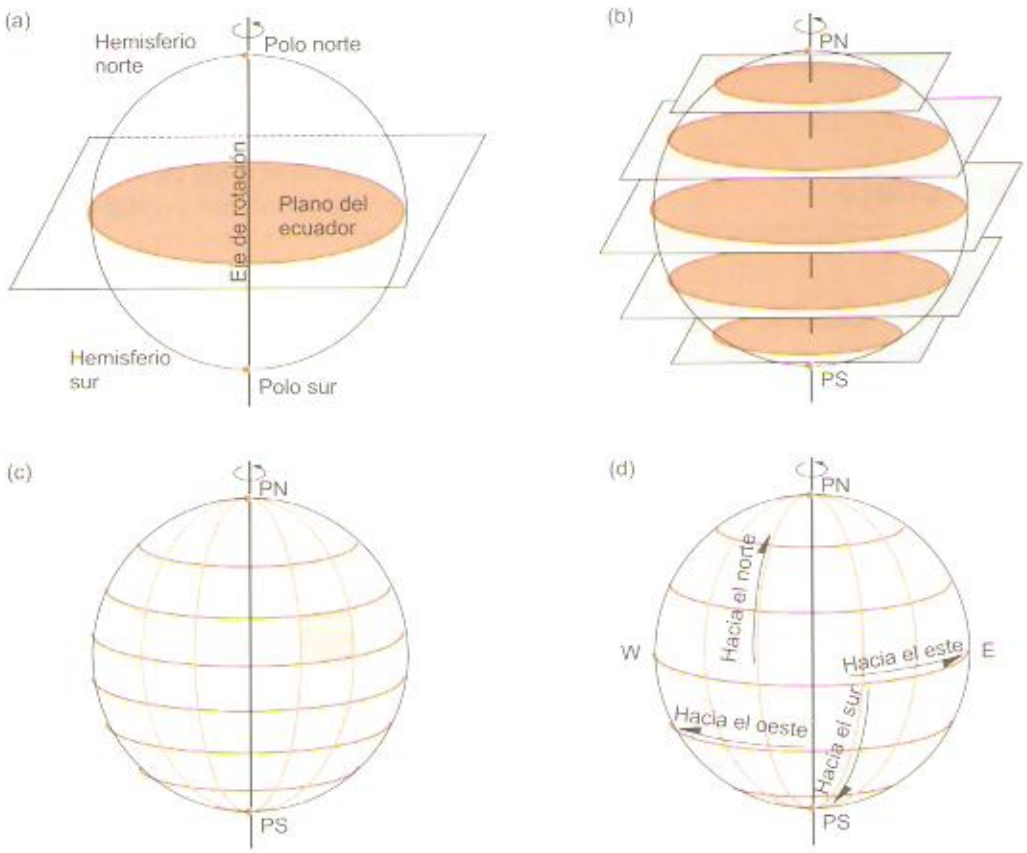


FIGURA 9.1
(a) Representación de los polos, hemisferios y Ecuador. (b) Obtención de los paralelos. (c) Obtención de los meridianos. (d) Sentidos de desplazamiento.

Ejercicio 1 **Responder a las siguientes cuestiones**

a) El área rectangular sombreada de la esfera de la Figura 9.1c simboliza un mapa de un sector de la tierra. ¿Qué tipo de líneas están delimitando cada uno de sus cuatro bordes?

b) «Dar la vuelta al mundo» significa realizar un viaje en el que se vayan atravesando todos los meridianos. ¿Cómo se puede realizar este recorrido en menos de un minuto?

9.3. Orientación en la Tierra: puntos cardinales

Ya conocemos dos de los puntos cardinales, el Norte y el Sur. Un observador sobre la superficie terrestre que se mueve hacia el polo norte siguiendo la traza de un meridiano se dice que se desplaza en sentido norte (Figura 9.1d) y a la inversa, viaja hacia el sur si va por el meridiano hacia la Antártida. Si en vez de recorrer un meridiano opta por viajar siguiendo un paralelo caben dos posibles sentidos: el Este (hacia oriente) y el Oeste (o hacia occidente); en el primer caso el viajero deja el norte hacia su costado izquierdo, mientras que al avanzar hacia el oeste el costado izquierdo mira hacia el sur.

Los puntos cardinales se pueden expresar en forma abreviada por su primera inicial: N (Norte), S (Sur) y E (Este). Para el Oeste usaremos la letra W (del inglés West) por una razón que se expondrá más adelante.

Los mapas de la Tierra se tienden a imprimir de manera que el Norte esté en su borde superior, el Sur en el inferior, el Este en el lado derecho y el Oeste en la margen izquierda; superior, inferior, derecha e izquierda se entiende que referido a un lector que tenga el mapa vertical entre sus manos y que lo lea directamente.

De no cumplirse esta regla, el mapa llevará una rosa de los vientos, que consiste en algun tipo de indicación que señale el eje norte-sur y el sentido norte; en mapas antiguos aparecen rosas de vientos muy elaboradas pero en su versión más reducida sirve una simple punta de flecha con una letra N. Aun cuando el Norte se encuentre en el borde superior del mapa y los dos laterales sean sendos meridianos es conveniente, por no decir imprescindible, la inclusión de una rosa de los vientos en todo mapa, croquis o esquema a escala.

Ejercicio 2 Se encuentra a las 12 horas solares en un lugar del hemisferio norte, de manera que su sombra marca la posición exacta del Sur. Si se coloca de espaldas al sol para que sus rayos no le cieguen ¿dónde se encuentran los otros tres puntos cardinales?

9.4. Los mapas son planos: sistemas de proyección

Un mapa es un objeto de carácter bidimensional; un mapa impreso en papel tiene dos dimensiones, largo y ancho, pero no espesor (o es despreciable) mientras que un mapa sobre soporte digital como el que aparece en el monitor de un ordenador no dispone de tercera dimensión. De hecho la voz «plano» en cierto modo hace referencia directa a esta característica de los mapas.

Sin embargo, la Tierra es tridimensional y cualquier sector de ésta tiene un largo, un ancho y un espesor. La única representación exacta de la Tierra la obtenemos a partir un globo terráqueo tridimensional.

Con el concepto espesor no se quiere indicar la altitud o el relieve, sino el tercer eje que tenemos en cualquier porción del planeta aun cuando la superficie nos parezca más o menos plana como acontece con una porción de un mar. La Figura 9.2 sirve para aclarar esta idea: si extraemos un sector rectangular de la Tierra obtenemos un objeto tridimensional, limitado por cuatro

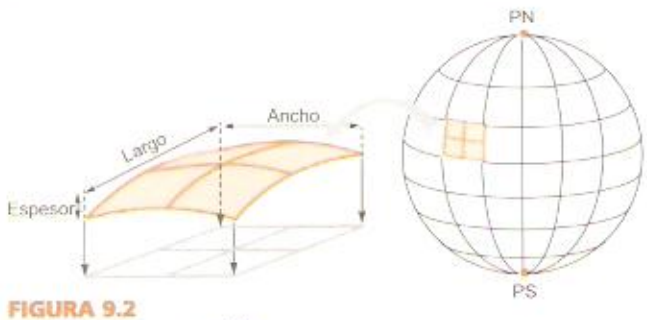


FIGURA 9.2
Concepto de proyección.

líneas curvas. Para poder convertirlo en un plano (objeto bidimensional) hace falta algun proceso que nos transforme, con la menor deformación posible, las líneas curvas del objeto tridimensional en líneas bidimensionales sobre un mismo plano. Esta es la función que hacen los sistemas de proyección. Recordemos que proyectar, en el lenguaje común, significa representar imágenes sobre una superficie plana, como el caso de un proyector de cine o de diapositivas.

Los cartógrafos disponen de infinidad de sistemas de proyección; ninguno es capaz de aportar una representación de la Tierra en la que no haya una deformación ya sea en superficies, en ángulos o en distancias. De esta forma, los sistemas de proyección se clasifican en tres tipos.

1. Proyecciones equivalentes. Cuando mantienen sin deformación las áreas representadas. Al desplazar una moneda sobre el mapa esta siempre cubre un área que representa la misma extensión.
2. Proyecciones automecoicas o conformes. Consiguen mantener constantes las relaciones entre los ángulos y las líneas del mapa. El ángulo entre un meridiano y un paralelo que crucen la Tierra es el mismo con que aparecen en el mapa.
3. Proyecciones gnómicas. Cuando las distancias entre puntos del mapa no sufren variación.

Uno de los sistemas de representación más utilizados en mapas topográficos es la proyección UTM (Universal Transversa de Mercator). Se basa en el sistema de proyección ideado por el cartógrafo Mercator en el que los meridianos y paralelos se proyectan sobre la superficie de un cilindro que envuelve a la Tierra con el eje paralelo al eje Norte-Sur geográfico. Al pasar el cilindro a un plano, los ángulos con que se cortan los meridianos y paralelos se conservan en 90° (proyección conforme) pero las superficies se van deformando a medida que nos alejamos del ecuador; no es un sistema adecuado para las cartografiar las regiones polares (de hecho no se pueden representar los polos) pero es muy apreciado en navegación, ya que cualquier línea recta trazada sobre un mapa Mercator representa una loxodroma o línea de dirección constante. A me-

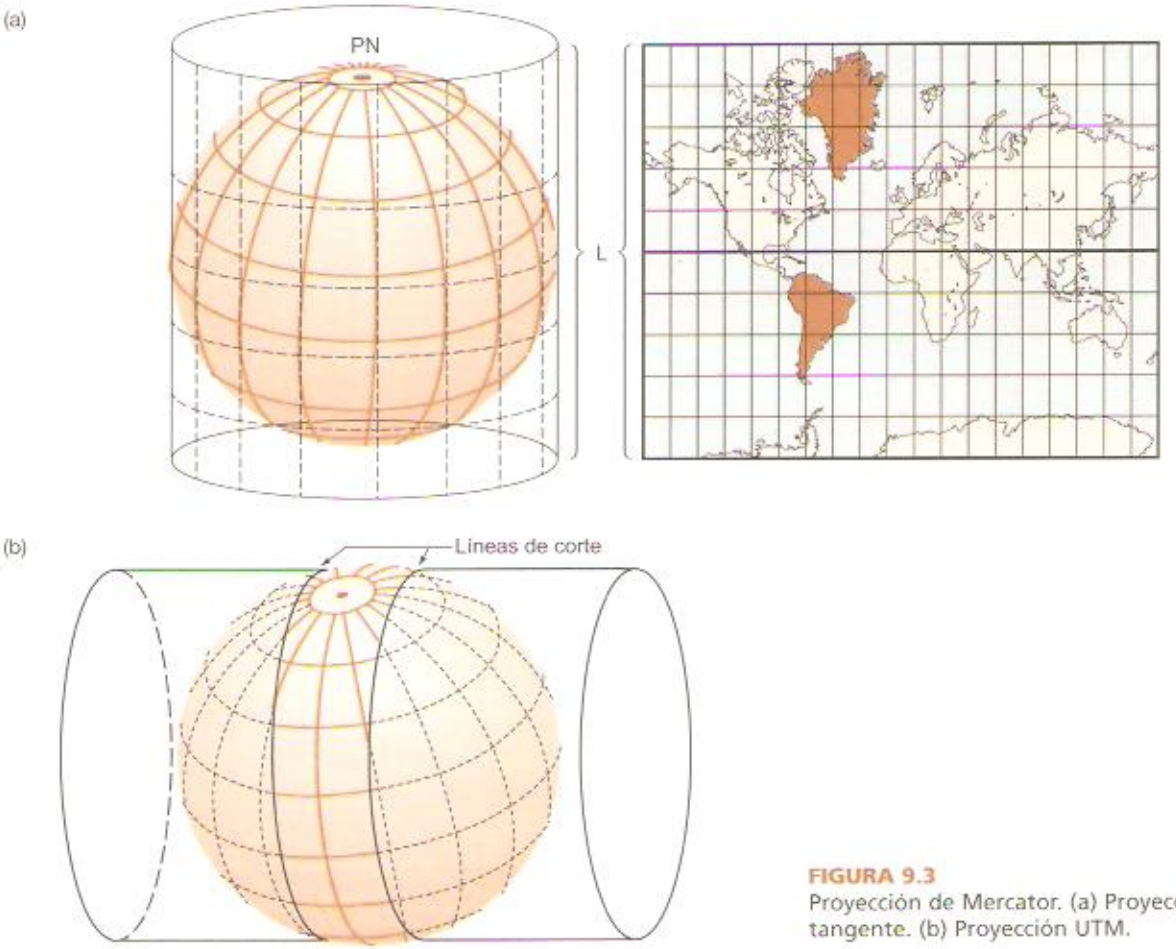


FIGURA 9.3
Proyección de Mercator. (a) Proyección cónica tangente. (b) Proyección UTM.

dida que nos acercamos a los polos el incremento de la deformación es tan notable que en un mapamundi en proyección Mercator nos parece que América del Sur tiene la misma extensión que Greoenlandia (Figura 9.3a), cuando esta isla es ocho veces menor que el continente.

La proyección UTM (también llamada de Gauss) considera un cilindro con el eje paralelo al Ecuador y que corta a la Tierra en dos meridianos (cilindro secante, véase la Figura 9.3b). Con esta proyección, en los mapas topográficos de uso habitual las deformaciones de las áreas no son tan importantes como el ejemplo citado y de hecho, este sistema de proyección es el recomendado por la Asociación Internacional de Geodesia para unificar la cartografía mundial.

La proyección UTM es la que utilizan en España los dos principales organismos que publican mapas topográficos: el Instituto Geográfico Nacional y el Centro Geográfico del Ejército. Hasta el año 1968 utilizaban la proyección Lambert, que a diferencia de la UTM es una proyección de tipo cónico conforme.

9.5. Los mapas están a escala: escala numérica, gráfica y literal

Casi con toda seguridad el concepto de escala es el más necesario de comprender para un adecuado manejo de los mapas. La escala se define como la relación entre una distancia cualquiera medida en el mapa y su equivalente en la realidad. Se trata de un concepto que se usa en el lenguaje habitual; alguna vez habremos visto maquetas de vehículos que se construyen a diversas escalas. Supongamos que tenemos la maqueta de un barco que se ha fabricado a una escala 1/100. Esto significa que la longitud de cualquier de los componentes de la maqueta es 100 veces mayor en el barco real; si un mastil de la maqueta mide 15 cm de largo, en el modelo real el mástil mide 15 cm × 100 = 1.500 cm = 15 m. En el caso de las maquetas no hace falta recurrir a un sistema de proyección puesto que se trata de un objeto tridimensional a escala.

En cartografía topográfica se utilizan escalas con más dígitos. Posiblemente la escala más utilizada sea la 1/50.000: dos localidades, A y B, que en un mapa de esa escala se representan separadas por una distancia de 6 cm, supone que un habitante de un pueblo A al desplazarse al pueblo B tendría que recorrer una distancia (supuesto que pueda viajar en línea recta) de:

$$6 \text{ cm} \times 50.000 = 300.000 \text{ cm} = 3 \text{ km}$$

Éste tipo de escala es la denominada numérica, que por definición se expresa como un cociente (1/50.000 ó 1:50.000) en el que el numerador siempre vale la unidad y el denominador, como hemos comprobado, nos indica la cifra que hay que multiplicar para obtener una distancia real a partir de una medida en el mapa (o en la maqueta). La escala numérica es adimensional; se toman en consideración las unidades en que hayamos medido las distancias.

Contrariamente a lo que nos pueda parecer a primera vista, la escala 1/50.000 del mapa es mucho menor que la escala 1/100 de la maqueta ya que estamos manejando cocientes. Si no se tiene clara esta diferencia, un método para evitar errores es pensar mentalmente que cifra es mayor, 1/2 ó 1/4.

A igualdad de un formato o tamaño de un mapa, éste abarca una superficie menor cuanto mayor es la escala, pero los objetos se representan con mayor detalle.

Las representaciones cartográficas pueden clasificarse en función de la escala en:

1. Planos o cartografías a gran escala, superiores a 1:10.000.
2. Atlas cuando se trata de representaciones a muy pequeña escala, menores de 1:1.000.000 con el objetivo de representar en un solo mapa grandes extensiones como países o continentes.
3. Mapas s.s. para los que están comprendidos entre esas dos escalas, 1:10.000 y 1:1.000.000. A estas escalas se necesitaría un papel de gran extensión para representar un país o región, de manera que los mapas se dividen en numerosos sectores rectangulares. La representación a escala de cada sector se denomina hoja.

Esto límites de escalas citados no son rígidos, sino orientativos. A lo largo del presente libro utilizaremos los términos plano y mapa como sinónimos. Lo que no sería correcto es referirse al «plano» de un continente o decir que ya tenemos dibujado el «atlas» de una casa; los edificios se representan en planos.

En el lenguaje geológico se utiliza la expresión «trabajo a gran escala» para referirse a un estudio que abarca una gran extensión del terreno, como una cadena montañosa; en cambio, trabajar a pequeña escala es cuando se realiza un estudio muy detallado de una región de tamaño discreto, o bien se recurre a la toma de datos mediante técnicas de detalle como el uso de un microscopio. Sin embargo, se da la paradoja de que en el primer caso se utilizan mapas de pequeña escala, mientras que en el segundo se recurre a representaciones gráficas detalladas, o sea de gran escala.

Una segunda forma de indicar la equivalencia entre distancias sobre un mapa y distancias reales, es la escala gráfica que suele aparecer en la parte inferior de los mapas, como la que recoge la Figura 9.4. Consiste en una línea recta dividida en segmentos, sobre los límites de los cuales aparecen cifras (generalmente en m o km). La longitud de los segmentos representan las distancias sobre el mapa mientras que los dígitos indican su equivalencia en la realidad. En la escala gráfica de la Figura 9.4 cada segmento tiene una longitud de 2 cm y los dígitos nos informan que esa distancia sobre el mapa supone 1 km de recorrido en la realidad. O bien los 10 cm totales de la escala gráfica equivalen a 5 km reales.

La escala gráfica es un elemento que nunca debería faltar en toda representación cartográfica, croquis, mapa, etc. En las fotografías geológicas de detalle suele aparecer una regla o un objeto de tamaño conocido que cumple la función de una escala. La escala gráfica facilita al usuario del mapa una fácil apreciación del tamaño de los elementos representados. Además, en el trabajo geológico habitual, surge con frecuencia la necesidad de ampliar o reducir un mapa de una escala dada. Si la representación de partida dispone de escala gráfica, ésta se modifica en la misma proporción que el resto del mapa, permitiendo conocer directamente la escala numérica del nuevo mapa obtenido tras la reducción o ampliación.

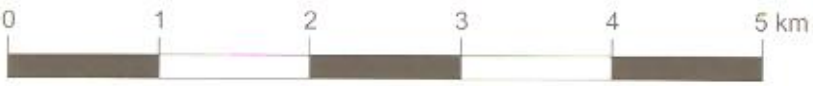


FIGURA 9.4
Ejemplo de escala gráfica.

Ejemplo 1 Cálculo de una escala numérica a partir de una escala gráfica

La escala de la figura adjunta (Figura 9.5) procede de la modificación de otra escala previa. Calcular cual es ahora su escala numérica.

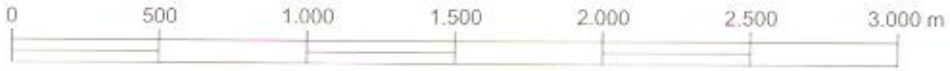


FIGURA 9.5
Escala gráfica para la realización del Ejemplo 1.

SOLUCIÓN:

Se parte de la propia definición de escala: el cociente entre una distancia cualquiera y su equivalente en la realidad:

$$\text{ESCALA} = \frac{\text{Distancia mapa}}{\text{Distancia real}} = \frac{11{,}75\ \text{cm}}{3.000\ \text{m}}$$

Para obtener la mejor aproximación es preferible medir todo el largo de la escala en vez de un solo segmento. En principio el cociente 11,75 cm/3.000 m ya es en si una escala; pero, por definición la escala numérica lleva un 1 en el numerador y no usa dimensiones Por tanto hay que eliminar el 11,75 del numerador y suprimir las unidades mediante factores de conversión:

$$\frac{\frac{11{,}75}{11{,}75}\ \text{cm}}{\frac{3.000}{11{,}75}\ \text{m}} = \frac{1\ \text{cm}}{255{,}31914\ \text{m}} \times \frac{1\ \text{m}}{100\ \text{cm}} = \frac{1}{25.530}$$

Ejercicio 3 Cálculo de una escala numérica a partir de una escala gráfica

Calcular la escala numérica que le corresponde a la escala gráfica recogida en la Figura 9.6.

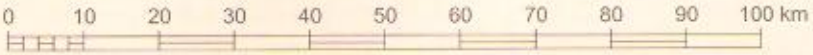


FIGURA 9.6
Escala gráfica del Ejercicio 3.

Tan interesante como obtener la escala numérica a partir de una gráfica es la operación inversa: dibujar una escala gráfica para una escala numérica dada.

Ejemplo 2 Dibujo de escalas gráficas a partir de numéricas

Construir una escala gráfica de 4 segmentos que corresponda a una escala 1:20.000.

SOLUCIÓN:

A escala 1:20.000, 1 cm sobre el mapa representa 20.000 cm reales o 200 m. Se puede dibujar una escala de 4 cm de largo indicando en los extremos de los segmentos 0, 200, 400, 600 y 800 m, pero queda más elegante que la escala acabe en 1 km y que los segmentos representen 250 m reales, lo que conseguimos con que cada uno mida 1,25 cm y el total de la escala 5 cm como la que aparece en la Figura 9.7.

FIGURA 9.7
Escala gráfica del Ejemplo 2.

Un error relativamente frecuente consiste en olvidar indicar las unidades en las escalas gráficas. Es un tema a recordar ya que sin este dato la escala no tiene utilidad.

Ejercicio 4 Dibujo de escalas gráficas a partir de numéricas

a) Dibujar una escala gráfica con 5 segmentos de 1 cm de longitud cada uno, en la que cada mm represente 10 m reales.
b) ¿Cuál es la escala numérica?

Queda un tercer tipo de escala, denominada verbal o literal, en la que simplemente se indica una correspondencia cualquiera entre una distancia en el mapa y su equivalencia en la realidad, como 1 cm es igual a 500 m.

A primera vista este tipo de escala parece una obviedad, ya que tan solo supone un simple cambio de unidades. Pero esta forma de indicar la escala tiene una gran utilidad en los países anglosajones donde todavía se editan (o bien existen) mapas elaborados en unidades diferentes a las del sistema métrico decimal. Esta es la razón por la que se encuentran mapas en escalas, que a primera vista parecen «raras», como la mayoría de las que recoge la siguiente tabla:

ESCALA NUMÉRICA	ESCALA VERBAL
1:9.600	Una pulgada equivale a 800 pies
1:24.000	Una pulgada equivale (exacto) a 2.000 pies
1:62.500	Una pulgada equivale (algo menos) a una milla terrestre
1:63.360	Una pulgada equivale (exacto) a una milla terrestre
1:250.000	Una pulgada equivale (casi) a cuatro millas terrestres

Ejercicio 5 Un mapa turístico de una región alemana se ha editado a escala 1:22.000. Una escala verbal adecuada para rotular al lado de la escala gráfica sería: 4,5 cm equivalen a ¿cuánto?

9.6. Orientación: los conceptos de dirección y sentido

En el lenguaje geológico se utiliza la palabra «dirección» con dos significados análogos, de manera que en buena parte coinciden pero en parte tienen diferencias. Estos son:

a) Línea recta sobre la cual se mueve un objeto dado.
b) Trayectoria concreta recorrida por un objeto móvil.

A primera vista parece que los conceptos son idénticos pero hay una cierta diferencia que puede llevar a confusión. En el primer caso tan solo se indica el camino que recorre el objeto móvil. La representación gráfica sería una simple recta y para saber hacia donde se mueve el objeto falta añadir un sentido, hacia uno u otro extremo de la línea. Este significado de la palabra dirección es de gran utilidad en Geología ya que junto con el concepto de buzamiento permite ubicar la posición en el espacio de cualquier elemento planar como un estrato, un plano de falla o el plano axial de un pliegue, tal como se verá en el Bloque III.

En cambio, la representación geométrica del segundo concepto sería un vector o una flecha, compuesta de un punto concreto de aplicación, un segmento de cierta longitud (el módulo del vector) y una punta de flecha indicando hacia donde se mueve el objeto. En este caso el concepto sentido se entiende ya incluido al representar la dirección.

Conviene aclarar esta distinción para lo que recurrimos a un ejemplo basado en el simple mapa del suburbano de una imaginaria ciudad que se muestra en la Figura 9.8. Si nos encontramos en la Estación Central y un viajero nos pregunta cómo puede ir hacia la estación del Camino Viejo, le contestaremos que tiene que coger el tren que va en dirección hacia la Estación Norte, o sea desplazarse siguiendo el sentido que marca la flecha 1, mientras que si nuestro interlocutor quiere llegar a la estación Parque del Recreo le recomendamos que vaya en dirección hacia Puerta del Sur, hacia donde apunta la flecha 2.

Desde un punto de vista cartográfico, desplazarse hacia la Estación Norte o hacia la Puerta del Sur se puede considerar como la misma dirección: ambas estaciones están sobre la misma línea del metro y las flechas 1 y 2 son paralelas; la dirección sería única y lo que cambia es el sentido del desplazamiento hacia un extremo u otro de la línea de metro. Este sería el significado a) de la palabra dirección. Si recurrimos al significado b), su expresión gráfica sería el vector indicado con el número 3 en la Figura 9.8; para ir desde la Estación Central al Camino Viejo el tren sigue una trayectoria que parte (punto origen del vector) de la Estación Central y su punta finaliza en el Camino Viejo.

FIGURA 9.8
Mapa para la explicación del concepto dirección.

Sea uno u otro el significado que le demos a «dirección» en ambos casos la trayectoria a seguir viene representada por una línea dibujada sobre un mapa que puede tener cualquier orientación; para poder fijar una dirección concreta, necesitamos otra línea de referencia que tenga una dirección constante. Estas dos líneas formaran un ángulo cuyo valor nos permite identificar la dirección que nos interese. Volviendo a la Figura 9.8, la forma de situar en el espacio la dirección línea del metro sería indicar que forma un ángulo de unos 70° con la línea que marca el borde oeste del mapa.

Para el caso de mapas de la superficie de la Tierra, la línea de referencia para las direcciones la constituye el eje de rotación del planeta o eje Norte-Sur. El trazado de esta línea proyectada sobre la superficie terrestre coincide con los meridianos.

Volvamos al mapa del metro que ahora aparece en la Figura 9.9 e imaginemos que nuestro interlocutor desea desplazarse andando, en vez de por el suburbano, desde la Estación Central a la estación de Camino Viejo,

de manera que ya no dispone de la línea de referencia que marcan las vías del metro.

En base al par de significados expuestos para la palabra dirección tenemos dos posibilidades. La forma más simple de indicarle la trayectoria a recorrer sería, tiene que desplazarse siguiendo una línea con un extremo situado en la Estación Central y que forme un ángulo de unos 70° desde el eje N-S, midiendo el ángulo hacia el E. Se entiende que el eje N-S lo marca cualquier línea paralela a la flecha de la rosa de los vientos, como la línea de trazo discontinuo que se ha marcado pasando por la Estación Central (Figura 9.9) o el borde Oeste del mapa; esta dirección se expresa en forma abreviada como N 70° E y de forma implícita, al tener un punto de aplicación (o de comienzo) de la línea se está indicado que el sentido de desplazamiento es hacia el Este.

Otra forma de indicar la trayectoria (concepto a de dirección) sería: siga una línea que pase por la Estación Central (no es necesario que un extremo se fije en la estación) y que forme un ángulo de 70° hacia el E (N 70° E) o bien un ángulo de N 110° W); además tienes que escoger el sentido hacia el Este.

Una tercera posibilidad, más complicada pero no errónea, es indicar una dirección N 290° W.

FIGURA 9.9
Expresión de direcciones en un mapa.

Ejercicio 6 **Cálculo de direcciones sobre un mapa**

Sobre el mapa topográfico a color de Segovia en el cuadernillo interior. Un aficionado al parapente va a realizar un vuelo en línea recta desde el Pico de Peñalara hasta la cumbre del cerro de Matabueyes. Trazar sobre el mapa una línea que señale la trayectoria a seguir y calcular la dirección con el empleo de un círculo o semicírculo graduado.

El Pico de Peñalara se encuentra en el centro del triángulo que indica cota 2.428 m entre las líneas verticales marcadas con $^{4}19$ y $^{4}20$, mientras que la cumbre del Cerro de Matabueyes está justo a la derecha de la indicación 1.484 entre las líneas verticales $^{4}11$ y $^{4}12$.

Ejercicio 7 Analizar por qué al trazar una línea que marque el eje N-S se dice que sea paralela al norte de la rosa de los vientos en vez de sencillamente indicar que se dibuje una línea vertical.

Las cuatro direcciones (o sentidos) marcados por los ejes cardinales pueden usarse de referencia para indicar otras cuatro direcciones intermedias. Si un móvil se desplaza siguiendo una trayectoria exactamente intermedia entre la dirección N y la E, podemos indicarla como N 45° E o simplemente como NE y si es entre el eje Este y el Sur (dirección N 135° E) como SE. De forma análoga se pueden indicar direcciones NW y SW (primero se indica el N o el S, no se considera una dirección WN o ES).

A su vez, la dirección intermedia entre el N y el NE se la puede indicar como NNE que equivale a N 22° 30′ E (45°/2 = 22,5° = 22° 30′) mientras que la bisectriz del sector comprendido entre las direcciones NE y E se escribe como ENE para indicar una dirección N 67° 30′ E (primero se indica el punto cardinal principal, es incorrecto NEE). Volviendo al ejemplo del suburbano, la forma de expresar la dirección solicitada sería más precisa mediante un N 70° E sentido NNE, que simplemente N 70° E sentido E.

Aunque se podría seguir haciendo subdivisiones en los ejes cardinales, para direcciones más precisas se recurre a indicar el valor del ángulo concreto en vez de expresiones del tipo NNNE.

Ejercicio 8

1. Expresar en forma de ángulos las direcciones: *a*) SSW *b*) NNW *c*) WNW y *d*) SSE. Conviene apoyarse en el dibujo previo de una rosa de vientos.
2. Si las anteriores direcciones las consideramos en un contexto geológico, ¿Qué dos direcciones son la misma?

Aunque las direcciones se pueden medir desde el eje N-S hacia el este y hacia el oeste, en Geología se toma como preferente el sentido oriental (hacia el Este). Una dirección expresada como N 45° se sobrentiende que es N 45° E. Esto da lugar a la conveniencia de utilizar la sigla W en vez de O para referirse a un sentido occidental: ante una dirección expresada como N60 (sobre todo como anotación en un cuaderno de trabajo en campo) surge la incertidumbre de si el signo de la derecha es un cero (dirección N 60° E) o es la letra O de oeste indicando una dirección N 6° W. Utilizando siempre W como sigla de oeste se elimina esa posible fuente de incertidumbre.

Al acabar este apartado conviene recalcar el significado relativo de los puntos cardinales. Solo tienen una posición absoluta los dos polos mientras que N, S, E y W siempre toman como referencia un punto, una región o una trayectoria de desplazamiento. Estamos acostumbrados a ver mapas mundi donde Asia y Oceanía aparecen en la mitad oriental del mapa y el continente Americano en la mitad Occidental, pero esto no quiere decir que Asia se encuentre en el oriente ni América en el Occidente, aunque en el lenguaje habitual se usen expresiones como oriente medio y extremo oriente para indicar ciertos países de Asia. Vietnam y Corea son el extremo oriente si tomamos como referencia nuestro viejo continente europeo pero para un americano son países que están al oeste, hacia su occidente.

Este significado relativo de los puntos cardinales provoca quebraderos de cabeza a los conductores que por primera vez entran a Madrid por la autovía de circulación M-30. Al acceder por el N encuentran carteles que indican M-30 Sur (se desplazan en sentido Sur). A medida que avanzan se bordea la ciudad hasta encontrase en una dirección paralela a la de entrada pero avanzando hacia el N; los carteles informativos indican M-30 Norte y el conductor se encuentra perdido pensando en que momento se ha salido de la M-30 Sur para acceder a la M-30 Norte.

9.7. Situación de puntos sobre el mapa: coordenadas geográficas

Las coordenadas geográficas son el sistema más general para referenciar un punto sobre el globo terráqueo. Se basan en dos medidas, denominadas latitud y longitud, expresadas en forma de ángulos, realizadas sobre los círculos que trazan los meridianos y paralelos.

La latitud se define como la distancia de un punto al Ecuador expresada en unidades sexagesimales. Se sobrentiende que se refiere a la distancia más corta que es la que obtenemos si nos desplazamos siguiendo el meridiano que pasa por el punto. El la Figura 9.10 podemos apreciar como el punto P se encuentra a una distancia tal que el radio terrestre que pasa por P forma un ángulo alfa de 30° sobre el plano del Ecuador. A medida que un punto se aleja del Ecuador aumenta su latitud hasta llegar a un máximo de 90° que es la de los Polos.

Como la latitud se puede medir desde el ecuador hacia cada uno de los Polos hay que añadir un signo cardinal al valor angular. Para el punto P de la Figura 9.10 su latitud completa es 30° N mientras que el punto A situado en el hemisferio sur se encuentra a una latitud de 15° S.

Indicar la latitud de un punto es equivalente a fijar en qué paralelo se sitúa. Ahora falta otra referencia que

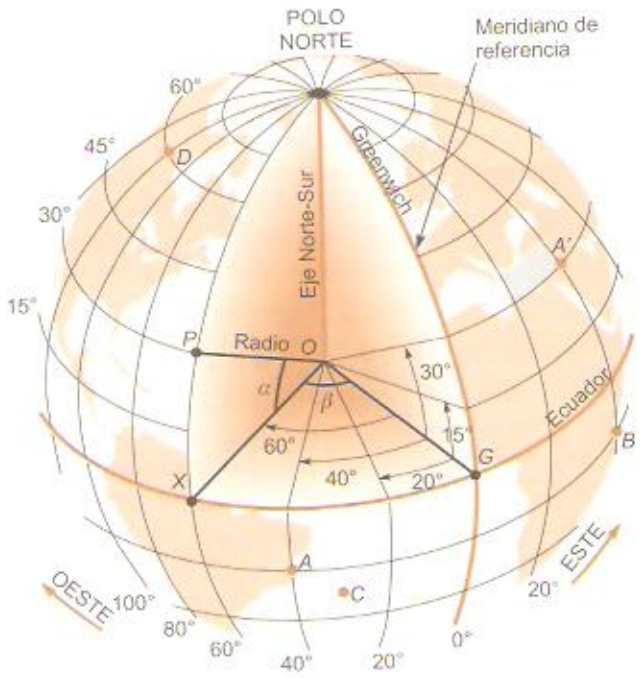


FIGURA 9.10
Las coordenadas geográficas sobre el globo terráqueo.

especifique en qué punto concreto del paralelo se ubica el punto de interés. Para ello se indica el meridiano que corta al paralelo en el punto o, lo que es equivalente, la coordenada geográfica de longitud.

La longitud se define como la distancia de un punto a un meridiano de referencia expresada en unidades sexagesimales. En la cartografía actual se considera como meridiano principal o de referencia el que corta por el observatorio de Greenwich (cerca de Londres). Volviendo a la Figura 9.10, el punto P se encuentra sobre un meridiano que proyectado sobre el plano del Ecuador origina la línea OX que es un radio de la Tierra. El meridiano de Greenwich al proyectarse sobre el Ecuador da lugar a otro radio en este caso la línea OG; ambas líneas forman el ángulo beta cuyo valor es la longitud del punto P, 60°. A medida que un punto se encuentra sobre un meridiano más alejado del de referencia el valor de beta va creciendo y viceversa al acercarse. La longitud puede medirse desde el meridiano de referencia hacia el oeste o hacia el este, con lo que el valor completo de la longitud del punto P sería 60° W mientas que el punto A′ se encuentra a una longitud de 40° E. En principio no tiene mucho sentido indicar valores de longitud mayores de 180°.

Ejercicio 9 **Coordenadas geográficas sobre globo terráqueo**

Indicar las coordenadas geográficas de los puntos B, C y D que aparecen sobre el globo terráqueo de la Figura 9.10.

Calcular las coordenadas geográficas sobre el globo resulta fácil ya que se tiene una visión completa de la Tierra. El paso a obtenerlas sobre un mapa supone la pequeña abstracción que se recoge en la Figura 9.11:

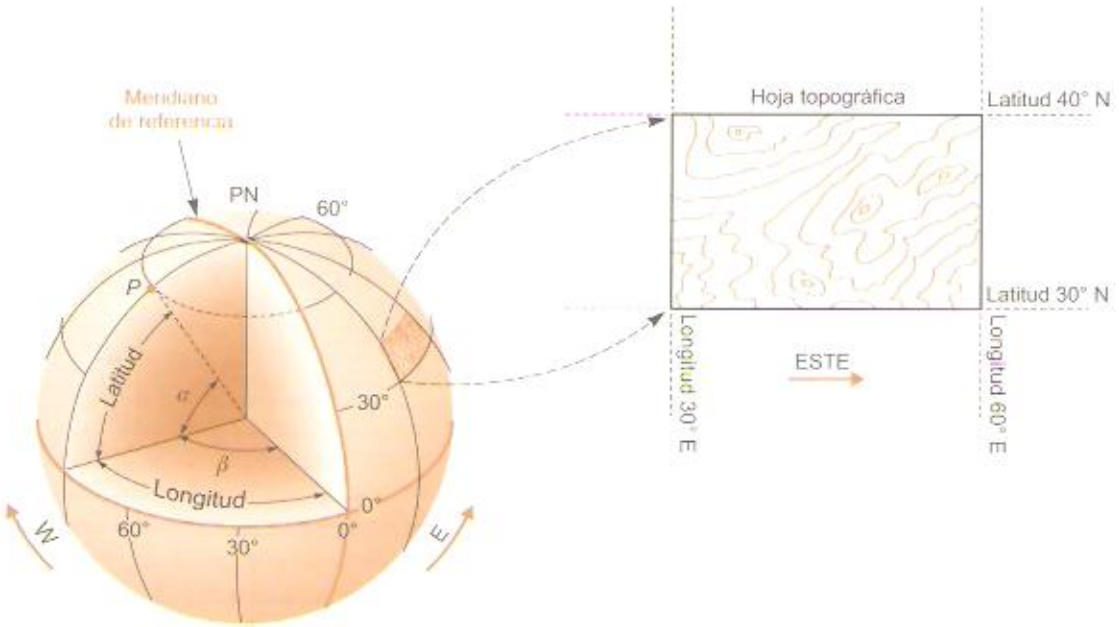


FIGURA 9.11
Las coordenadas geográficas en la hoja de un mapa topográfico.

las hojas de los mapas solo cubren una sección rectangular de la Tierra cuyos límites suelen venir trazados por meridianos y paralelos. En la mejor de las situaciones en los bordes de la hoja aparecen unos segmentos que facilitan una rápida obtención de las coordenadas geográficas. En el peor de los casos, el mapa llevará impreso en sus cuatro esquinas los valores de esas cuatro coordenadas a partir de los cuales hay que calcular la posición de un meridiano y paralelo que pase por el punto cuyas coordenadas nos interese.

Ejemplo 3 Coordenadas geográficas sobre globo terráqueo

Obtener las coordenadas geográficas del punto A en el mapa de la Figura 9.12.

SOLUCIÓN:

En este caso el mapa lleva segmentos en los bordes para calcular directamente las coordenadas. Preferiblemente con la ayuda de una escuadra y un cartabón se traza una línea paralela al borde derecho (este del mapa) que pase por el punto A. Este será su meridiano que se encuentra entre las referencias 3° 42′ y 3° 43′. Entre estas dos marcas hay 6 segmentos cuya longitud individual representa 10″. Como el meridiano cae justamente en el quinto segmento, el ángulo de la longitud vale 3° 42′ 50″. ¿Hacia el E ó hacia el W? Si nos fijamos en los valores de longitud, estos crecen al desplazarnos hacia el W (el meridiano de referencia está al E del mapa) luego se trata de longitud W.

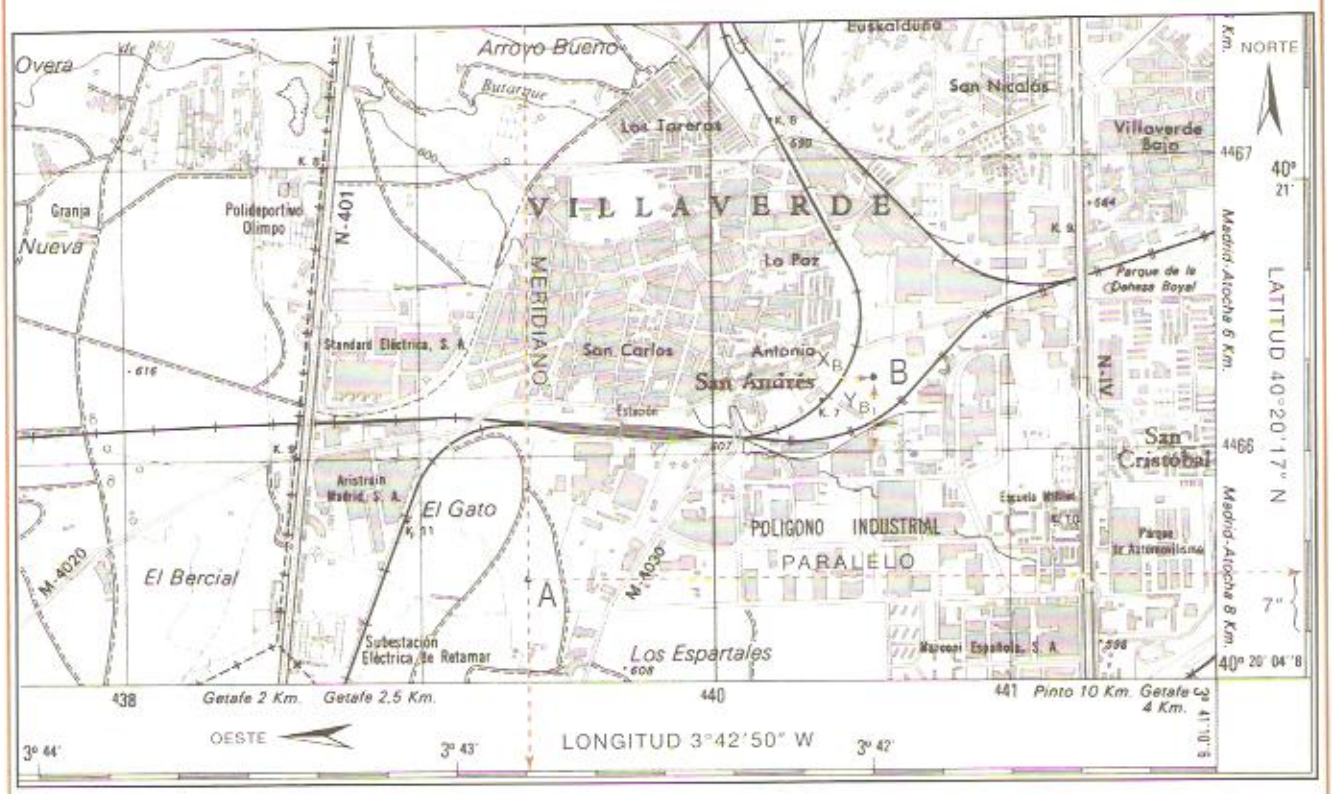


FIGURA 9.12
Mapa para la realización de los Ejemplos 3 y 4. Sector SW de la hoja topográfica a escala 1:25.000 n.º 559-III (Madrid-suroeste) del *Instituto Geográfico Nacional*.

La misma operación, pero ahora trazando una línea paralela al borde sur del mapa y que pase por A nos indica el paralelo del punto, que se encuentre entre las marcas de 40° 20′ 10″ y 40° 20′ 20″, a unos 7/10 de distancia de la primera y 3/10 de la segunda. El ángulo resulta ser de 40° 20′ 17″. Como en el mapa la latitud aumenta hacia el N, nos encontramos en el hemisferio septentrional; luego el valor completo es de 40° 20′ 17″ N.

Ejercicio 10 **Coordenadas geográficas sobre mapa**

Calcular las coordenadas geográficas del Pico Peñalara que aparece en el mapa topográfico a color de la hoja de Segovia.

A diferencia del mapa del Ejemplo 3, esta topografía no tiene un segmento en los bordes con las subdivisiones de las coordenadas geográficas. Por esta razón en el enunciado se dice calcular, ya que habrá que recurrir a cuantificar proporciones mediante reglas de tres. El meridiano del Pico Peñalara se encuentra entre una marca que indica la longitud 3° 55′ y la marca de 4° 00′. Para la latitud solo hay dos referencias, el vértice SE del mapa con valor 40° 50′ 05″ y la marca de latitud 40° 55′.

9.8. Situación de puntos sobre el mapa: coordenadas UTM

Si nos fijamos en el mapa de color de la hoja de Segovia y dejando de lado las líneas curvas de color marrón que estudiaremos en el siguiente tema, el elemento que aparece más presente sobre la superficie son una líneas negras perpendiculares entre si. Se trata de la retícula, malla, canevés o cuadrícula UTM: un conjunto de líneas que facilitan la obtención de las coordenadas UTM. Posiblemente la denominación más propia sea la de cuadrícula ya que las líneas definen cuadrados de igual tamaño, pero variable en función de la escala. En los mapas a escala 1:10.000, 1:25.000 y 1:50.000 la malla define cuadrados de 1 km de lado: fijarse como los cuadrados son cuatro veces más grandes en el mapa a escala 1:25.000 del mapa de la Figura 9.12 que en la hoja a color de Segovia a escala 1:50.000. En cartografía de menor escala (1:100.000, 1:200.000, 1:400.000) la retícula aparece con espaciados de 4, 5 o 10 km.

A diferencia de las coordenadas geográficas, las UTM son coordenadas cartesianas como las de uso más habitual en matemáticas. Un punto se define con dos valores, el X en el eje de las abcisas y el valor Y en el eje de las ordenadas. El valor la coordenada X siempre aumenta a medida que nos desplazamos hacia el Este y la coordenada Y cuando vamos en sentido Norte. Aunque a primera vista nos parezca un contrasentido, las coordenadas UTM no tienen un valor de origen X = 0 e Y = 0 y a la hora de calcularlas se recurre a medir distancias en m, si bien las coordenadas UTM no tienen unidades en un sentido propio.

Ejemplo 4 **Cálculo de coordenadas UTM**

Obtener las coordenadas UTM del punto B en el mapa a escala 1:25.000 de la Figura 9.12.

SOLUCIÓN:

En primer lugar se localizan las líneas vertical izquierda y horizontal inferior, que delimitan el cuadrado de 1 km de lado; los numeros que las acompañan proporcionan 3 ó 4 de los primeros dígitos de las coordenadas. Para el punto B de momento X: 440 e Y: 4466.

El siguiente paso es calcular el valor de la distancia en metros desde el punto B hasta esas dos líneas tanto en vertical como en horizontal. Sobre el mapa esas distancias son las líneas Xb = 2,1 cm (equivalente a 535 m reales) e Yb = 1 cm ó 250 m en la realidad. Ya sólo queda añadir a estos valores los dígitos anteriores y así se obtiene que las coordenadas UTM del punto B son:

X: 440535
Y: 4466250

Visto el procedimiento anterior resulta bastante evidente que las coordenadas del punto situado justo sobre el vértice SW del cuadrado de 1 km de lado donde se encuentra el punto B son X: 440000 e Y: 4466000.

Ejercicio 11 **Obtención de coordenadas UTM**

Calcular las coordenadas UTM de los puntos:

1. El punto A en el mapa de la Figura 9.12.
2. El Pico de Peñalara en el mapa a color de Segovia.

9.9. La cuadrícula UTM

El sistema de coordenadas UTM parte de una división de la Tierra en husos o porciones limitadas por dos meridianos separados 6° de longitud; se trata precisamente de los dos meridianos por los que corta el cilindro transverso que se usa en la proyección (véase Figura 9.3b). España se encuentra principalmente en el huso 30 (de 6° oeste a 0° de longitud), pero también tiene zonas en el huso 31 (de 0° a 6° este de longitud) en la zona más oriental de la península y en el huso 29 (de 6° oeste a 12° oeste, zona más occidental de la Península e Islas Baleares). Las Islas Canarias se sitúan en los husos 27 y 28.

Por la mitad de un huso pasa un meridiano, al que de forma convencional se le asigna la coordenada X = 500000 (véase Figura 9.13). Por tanto, el valor numérico de una ordenada UTM nos está indicando la distancia que hay entre el punto y el meridiano central del huso. Por ejemplo, el pico de Peñalara tiene de coordenada X = 419525 lo que supone que se encuentra a 80.475 m (500000-419525) al Oeste del meridiano central de su huso. Peñalara está dentro del huso 30 (de 6° oeste a 0°) por lo que también podemos deducir que el pico en cuestión se ubica a 80,475 m al oeste del meridiano de 3° de longitud W.

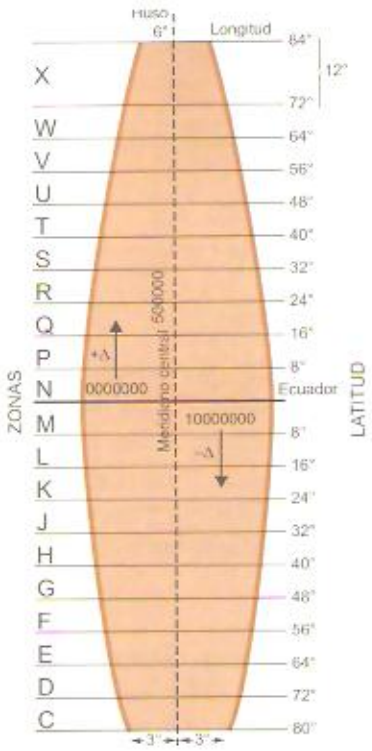


FIGURA 9.13
Orígenes de las coordenadas UTM y división de un huso en zonas.

Las coordenadas UTM Y tienen como referencia el plano del Ecuador. Para los puntos situados en el hemisferio norte, el plano del Ecuador toma el valor de coordenada 0000000, aumentando su valor a medida que nos acercamos al Polo Norte. Cuando un punto se encuentra en el hemisferio Sur, el valor de referencia es el de 10000000 y la coordenada disminuye a medida que aumenta su latitud. Volviendo al Pico de Peñalara, su coordenada Y informa que se ubica a 4.522,750 m del plano del Ecuador.

Para poder discernir en qué hemisferio se encuentra un punto y evitar que dos puntos en una misma zona tengan igual coordenada Y, cada huso se subdivide en 20 zonas limitadas (generalmente) por paralelos distanciados 8°. A las zonas así obtenidas se les asigna una letra en la secuencia que aparece en la Figura 9.13. De esta manera la superficie terrestre queda delimitada en sectores de 6° × 8° (longitud × latitud) que son identificables por un número (huso) acompañado de una letra (zona).

Las zonas UTM finalizan en las altas latitudes ya que para estas regiones polares es preferible el uso de otro sistema de proyección: la Universal Polar Estereográfica (UPS), en la que no entramos en más detalle ya que suponemos que el lector no tendrá necesidad de utilizarla. Únicamente hacer constar que en la zonas UTM no se emplean las letras A, B, Y y Z por que se reservan para la cuadrícula UPS.

Como en los trabajos de Geología normalmente se estudia un área que está comprendida dentro de una misma zona UTM, tiende a omitirse la indicación de zona y huso en las coordenadas.

Ejercicio 12 En cierto informe oficial se indica un punto singular con las siguientes coordenadas UTM: huso 30, X: 479660,66 e Y: 43111,06. Analizar las posibles erratas y plantear una hipótesis de cual es la expresión correcta de las coordenadas.

9.10. Convergencia de la cuadrícula y norte magnético

Si echamos un rápido vistazo a las líneas verticales y horizontales de la cuadrícula UTM del mapa de Segovia y las comparamos con los bordes de la hoja (paralelos y meridianos) podemos apreciar no que no hay un paralelismo absoluto, no tienen la mima dirección. Esta diferencia se expresa en la denominada convergencia de la cuadrícula: ángulo entre el eje norte-sur geográfico y el eje norte-sur que marca la cuadrícula UTM.

El valor del ángulo de convergencia (también llamado declinación de red) puede obtenerse midiendo con un círculo o semicírculo graduado el ángulo entre una línea cualquiera de la cuadrícula y el borde al mapa, aunque el valor promedio de la hoja topográfica suele venir indicado en los laterales del mapa. Dependiendo del sector de la tierra que represente el mapa, la convergencia puede ser hacia el oeste o hacia el este del norte geográfico; igualmente el valor absoluto del ángulo es variable, mínimo en las hojas del Ecuador.

Una línea cualquiera sobre un mapa forma un ángulo con el eje norte geográfico al que hemos denominamos dirección; cuando ese ángulo lo medimos con relación al eje norte de la cuadrícula, se le tiende a dar el calificativo de azimut (o mejor azimut de red), a fin de evitar confusiones, mientras que a la dirección con respecto al norte geográfico también se la puede denominar como azimut verdadero.

Queda un tercer azimut a considerar que es el ángulo que forma una línea sobre el mapa con el eje norte-sur del campo magnético; o bien la dirección que realmente mediríamos a partir del eje norte-sur que marca una brújula. Para diferenciarlo de los dos ángulos anteriores, éste se denomina rumbo o azimut magnético.

Ejercicio 13 **Azimut de red**

a) Medir la convergencia del mapa de Segovia añadiendo si es oriental (hacia el este) u occidental (hacia el oeste).

b) En el Ejercicio 1 se obtenía una dirección N 64° W para desplazarse desde el pico de Peñalara hacia el cerro de Matabueyes. ¿Cuál sería el ángulo a considerar (azimut de red) si se mide con relación a la cuadrícula UTM?

La Tierra tiene un campo magnético que puede simularse como si fuera un dipolo cuyo eje forma un ángulo con el eje de rotación. La intersección del eje del dipolo magnético con la superficie de la Tierra nos marca dos puntos, los polos magnéticos cuya posición no coincide con la de los polos geográficos.

Una vez situados con una brújula sobre un punto de la Tierra, el eje norte-sur de la aguja forma un ángulo distinto (y en sentido diferente) con el eje norte-sur geográfico en función de la posición que adoptemos con relación al polo norte magnético, tal como se muestra en la Figura 9.14. En la posición A, al este del meridiano que contiene los dos polos, la declinación es hacia el oeste y va aumentando a medida que nos alejamos de dicho meridiano; en la posición B el sentido de la declinación es al contrario, la brújula marca una dirección más oriental de lo que debiera. Si la medida la realizamos sobre el propio meridiano que contiene los dos polos, (magnético y geográfico) la declinación se anula; y en cuarto lugar, se da la paradoja de que un observador situado entre el polo norte geográfico y el magnético aprecia que la aguja N de la brújula le señala hacia el sur.

Además, por causas todavía desconocidas, el eje magnético cambia continuamente de posición, oscilando alrededor del eje geográfico.

Los mapas topográficos llevan un valor de declinación para su región con una fecha de referencia, más un valor de variación temporal de la declinación, a fin de que el usuario de la hoja pueda calcular el ángulo de declinación actualizado, tal como se muestra en el Ejemplo 5.

FIGURA 9.14
Declinación magnética.

Ejemplo 5 Cálculo de la declinación magnética

La hoja topográfica de Segovia tiene una declinación magnética de 5° 16′ hacia el W a fecha de 1 de enero de 1989 y una variación anual de −9′42″. Calcular el valor de la declinación magnética a fecha de 1 de julio de 2003.

SOLUCIÓN:

Desde el 1 de enero de 1989 hasta el 31 de diciembre de 2002 transcurren 14 años enteros (no 13 si restamos 2002 − 1989), más 0,5 años de los 6 meses hasta el 1 de julio. Luego hay que multiplicar 9′42″ × 14,5 = 130,5′ 609″.

130,5′ son 2° (120′/60) y 10,5′, mientras que 609″ son 10′ (600/60) 9″. La declinación ha variado en 2° 21′ (redondeo que desprecia los segundos).

El signo menos de la variación nos indica que el eje magnético tiende a aproximarse hacia el eje geográfico (la declinación disminuye con el tiempo) luego a 5° 16′ hay que restarle 2° 21′ de manera que a 1 de julio de 2003 la declinación magnética en la hoja de Segovia sería de 2° 55′ hacia el W del norte geográfico.

Ejercicio 14 Cálculo de la declinación magnética

La hoja Talda del mapa chileno a escala 1:50.000 indica que esa zona tenía un valor de declinación magnética de 10° 14,6′ E en 1968 y que la variación anual es de −4,7′. ¿Cuál será el valor de la declinación en el año 2003?

En síntesis, una línea trazada sobre un mapa puede referenciarse en función de su ángulo con tres nortes: 1) norte geográfico que indica la dirección ó azimut verdadero, 2) norte de la cuadrícula que indica el azimut de red y 3) el eje N-S magnético con relación al que se miden rumbos o azimuts magnéticos. Es fre-

cuente que en las hojas de mapas topográficos encontremos los tres nortes representados juntos tal como recoge la Figura 9.15.

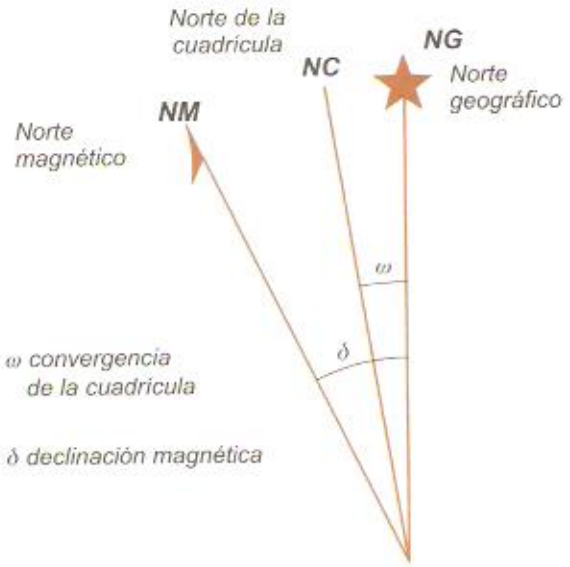


FIGURA 9.15
Representación de los tres nortes.

9.11. Errores en los mapas

La anamorfosis o deformación provocada por el sistema de proyección que se usa al realizar un mapa, no es la única posible fuente de error en las cartografías. Como toda actividad humana, la edición de mapas está sujeta a posibles errores de lo que hay que ser consciente y no asombrase en exceso si en el trabajo de campo se observa una falta de coincidencia entre lo representado en el mapa y el mundo real. Conscientes de esta circunstancia en los mapas se encuentran frases del tipo: «el organismo editor de este mapa agradece al público usuario la notificación de posibles errores u omisiones».

Los orígenes de estas divergencias entre el mapa y la realidad pueden ser múltiples. Quizás, la principal sea el uso sistemático de fotografías aéreas a la hora de realizar la cartografía topográfica junto con la reducción del costoso trabajo de campo al mínimo. Antes de que se dispusiera de fotografías del terreno obtenidas desde el aire, el cartógrafo se recorría toda la zona a representar tomando medidas del terreno a la vez que iba levantando el mapa sobre una plancheta, acompañado de algún habitante local que le indicaba elementos singulares del terreno y las toponimias o nombres de parajes, ríos, edificios aislados, etc. Era un método muy laborioso pero que apartaba una información directa altamente fiable.

Con las fotografías aéreas la mayor parte del trabajo se realiza en gabinete, es más rápido y se obtiene una mejor representación de las curvas de nivel. Una vez dibujado el mapa se contrasta con un trabajo de campo, realizado preferentemente a lo largo de vías de comunicación y para obtener los topónimos se suele recurrir a mapas ya editados.

Con esta forma de trabajo no resulta extraño que pueda aparecer indicado como «edificio aislado» la base de hormigón de una torre de tendido eléctrico a la que se ha desmantelado la estructura de metal; sobre una foto aérea no hay mucha diferencia entre está y una pequeña casa. O bien que en un mapa realizado en 1954 con plancheta se indique la situación de 300 manantiales, mientras que el mapa de la misma zona posteriormente realizado con fotografía aérea no indique ningún manantial (igualmente es difícil de apreciar sobre foto aérea).

La superficie de la Tierra es un medio dinámico o cambiante por procesos naturales y por la actividad humana. El simple desfase temporal entre la toma de datos para la realización del mapa y el tiempo necesario para su elaboración más su impresión en papel (o generación en formato digital) da lugar a que tras la finalización de la cartografía, esta ya empieza a quedarse desfasada. La acción antrópica ha podido dar lugar a nuevos edificios o carreteras mientras que los procesos naturales de erosión cambian la fisonomía del relieve, especialmente en zonas montañosas. Tomados en su conjunto son cambios menores pero conviene ser consciente de esta fuente de variación. De hecho los mapas llevan indicada su fecha de realización (o de actualización) para que el usuario aprecie esta posible fuente de discrepancia.

En ocasiones, los mapas recogen elementos antrópicos que se encuentran proyectados o en fase de ejecución durante el periodo de elaboración del mapa. Esta buena metodología puede llevar a erratas si luego el proyecto no llega a término. Tal es el caso del Embalse de Matallana, que aparece representado en mapas de la Comunidad de Madrid realizados en la década de los ochenta, proyectado un par de décadas antes, pero que todavía no se ha construido en el momento de redactar estas líneas.

Los mapas pueden omitir información o aportarla defectuosa por razones de carácter militar o por motivos de seguridad. La conocida residencia presidencial de Camp David aparece en la cartografía oficial de EE.UU. con un anónimo *Camp 3*; mientras que durante el periodo de Guerra Fría en los atlas de la extinta

Unión Soviética se alteraba ex profeso la ubicación exacta de algunas ciudades (Monmonier, 1996). La editora de una de las más célebres guías de carreteras omite de forma sistemática toda instalación militar en sus mapas.

Queda una última posible fuente de errores durante el proceso de impresión del mapa sobre el soporte de papel. Especialmente en cartografía temática y compleja como es el caso de los mapas geológicos, es posible encontrar incoherencias entre los colores, tramas y números de la leyenda y su representación en la hoja del mapa. Quizás, la mejor medida para ser conscientes de los posibles errores en el proceso de impresión sea obtener cuatro hojas adyacentes de un mismo mapa topográfico, realizar la operación de combinarlos en uno solo y posteriormente analizar el resultado. Aconsejamos al lector que realice esta operación y extraiga él mismo sus propias conclusiones.

PRÁCTICA 10

La representación del relieve: el mapa topográfico

✓ Objetivos

Comprensión del concepto de altitud y conocimiento de los distintos métodos para representar el relieve. Aprendizaje de la visualización del relieve mediante curvas de nivel a partir de la morfología y propiedades de las isolíneas de altitud. Conocimiento de las características de los signos, tramas y rellenos que aparecen en la cartografía topográfica.

Material de trabajo

Lápiz negro y goma de borrar. Lápices de color rojo y azul. Calculadora con funciones aritméticas básicas. Papel cuadriculado (0,5 cm de espaciado). Papel transparente.

10.1. Introducción

Si en la Práctica 9 definíamos el mapa como una representación plana y a escala de un sector de la superficie de la Tierra, ahora el adjetivo topográfico añade el que ese mapa de alguna forma nos tendrá que representar el relieve o la altura del terreno con relación al nivel del mar.

Un mapa topográfico va a ser la base para la realización de multitud de cartografías temáticas: mapas geológicos, de vegetación, mapas de cultivos, cartografía de suelos, mapas geotécnicos, etc. son representaciones de distintos aspectos del medio físico que utilizan un mapa topográfico como soporte. Por esta razón, el conocimiento (mejor aún la comprensión) del mapa topográfico y del sistema utilizado para representar el relieve, es un aspecto crucial sin el cual no se podrían manejar adecuadamente esas cartografías temáticas.

10.2. Cartografía básica española: Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Cada país dispone de uno o varios servicios oficiales cartográficos que editan mapas a distintas escalas, pero generalmente hay una serie a una escala concreta que determina las características de los otros mapas. En el caso español, esa cartografía de partida viene dada por el Mapa Topográfico Nacional (MTN) a escala 1:50.000 realizado en proyección UTM. En sentido estricto el MTN sería un plano que representase toda la extensión del solar hispano en el que cada cm representara 500 m de España. De esta manera se obtendría un plano inmanejable de grandes dimensiones, de manera que el MTN se edita en porciones denominadas hojas, todas con el mismo formato rectangular externo de 57 por 36 cm que a escala 1:50.000 representa unos 20′ de longitud frente a 10′ de latitud. En las latitudes hispanas ese rectángulo viene a representar una extensión en planta de unos 500 km^2.

Como la superficie de España es de unos 500.000 km^2 ya se puede estimar que el MTN a escala 1:50.000 comprende del orden de un millar de hojas, en concreto 1.078. El número se eleva porque algunas hojas comprenden zonas de mar además de tierras emergidas, así como por la presencia de algunos saltos en la numeración. La primera hoja se realizó en 1853 y corresponde al centro de la localidad de Madrid, mientras que la última fue la de Las Palmas de Gran Canaria finalizada casi un siglo después, en 1968.

Cada hoja 1:50.000 se puede identificar de tres formas distintas:

1. Por el nombre de la localidad más importante que aparece en la hoja. Tiene el ligero inconveniente de que, ocasionalmente, se modifica el nombre de la hoja al crecer una localidad (la antigua hoja de Villaviciosa de Odón, actualmente se denomina Majadahonda) o también un cambio en el nombre de las localidades (Ávila se denominó antiguamente como Ávila de los Caballeros).
2. La disposición de las hojas es similar a una matriz. Se identifica la posición de la hoja por dos cifras que indican el número de su fila y de su columna, respectivamente. Este sistema tiene la ventaja de que es fácil identificar los números de las hojas vecinas, pero en la práctica resulta algo lioso.
3. Una sola cifra que indica el número correlativo de la hoja, dando el 1 a la situada en la esquina más noroccidental de la matriz, el 2 a la siguiente en la fila y así hasta finalizar ésta. Al acabar una fila el siguiente número se asigna a la hoja más occidental de la siguiente fila inferior. Posiblemente es el método más empleado.

   El formato 57 × 36 cm es el mismo para la mayoría de las cartografías oficiales españolas independientemente de su escala. Como las escalas suelen ser múltiplos o fracciones en base 2 de 1:50:000, cada hoja a una escala dada comprende la superficie de las cuatro adyacentes de escala inferior. El área abarcada por cuatro hojas a escala 1:50.000 se representa en una sola hoja a escala 1:100.000; 4 hojas 1:100.000 forman un mapa de igual formato a 1:200.000 y así sucesivamente. A la inversa, para representar la superficie de una hoja 1:50.000 a una escala 1:25.000 se necesitan 4 hojas de 57 × 36 cm de formato externo.

Los mapas a escala menor de 1:50.000 se denominan con un sistema análogo al de las hojas 1:50.000 (nombre de la localidad principal, sistema matricial, numero correlativo), mientras que para escalas mayores (1:25.000, 1:10.000, 1:5.000), en primer lugar se referencia el nombre de la hoja 1:50.000 donde se encuentra el plano y además se añade una numeración con una sistemática variable.

Algunos mapas especiales no utilizan este formato, como los mapas que abarcan el territorio de una sola provincia, que normalmente se realizan a escalas 1:200.000 ó 1:250.000.

10.3. Conceptos de altitud y de vértice geodésico

La altitud (no confundir con latitud) es simplemente la altura de un punto con relación al nivel del mar o a la línea de costa. Si se supone que el agua en el mar de una zona litoral se queda estática formando un plano horizontal (en realidad curvo), dicho plano nos daría la referencia de altitud cero. Si ese plano imaginario se prologase por debajo de los continentes nos reflejaría una forma de la Tierra en la que se excluye el relieve de las tierras emergidas, que recibe el nombre de Geoide. Con este concepto claro, otra forma de definir la altitud es: la distancia vertical h desde un punto P de la superficie de la tierra hasta el geoide (Figura 10.1).

La palabra cota también puede usarse como sinónimo de altitud, aunque es más frecuente su empleo en planos como altura desde una superficie de referencia distinta a la marcada por el nivel del mar.

La línea de costa que representaría la altitud cero es un elemento claramente dinámico por la acción de las mareas, el oleaje y es variable en cada litoral. El servicio cartográfico de cada país define un punto (o varios) de referencia cero a partir del cual se van obteniendo las altitudes representadas en los mapas topográficos. En el caso español este punto de altitud cero se encuentra en la localidad mediterránea de Alicante, en una playa donde un mareógrafo midió el rango medio (diferencia entre la pleamar y la bajamar) de las mareas. En mapas antiguos puede encontrarse que se consideraba la referencia de cota cero en la localidad costera de Santander.

A fin de no tener que partir de Alicante cada vez que se necesita conocer una altitud, existen una red de puntos distribuidos por todo el territorio nacional en los que se ha medido con gran exactitud sus coordenadas y altitud: son los denominados vértices geodésicos.

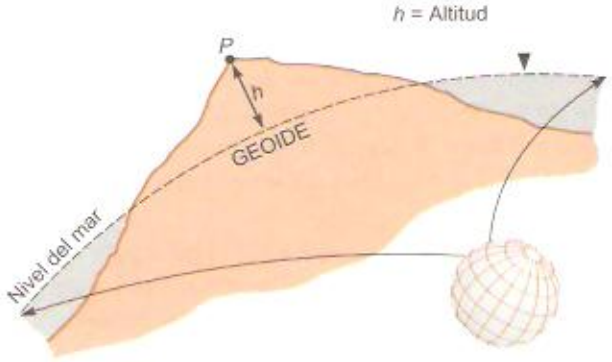


FIGURA 10.1
Concepto de Altitud y Geoide.

Éstos se colocan en los puntos más elevados de una región y físicamente consisten en señales diseñadas para una larga duración como un cilindro metálico relleno de cemento (Figura 10.2) acompañado de una placa metálica en la que se grava la altitud exacta. También pueden encontrarse en la entrada de edificios singulares como estaciones de ferrocarril, ayuntamientos e iglesias.

Los vértices geodésicos aparecen en los mapas con números que expresan su altitud junto con un signo que marca la posición exacta: un triangulo, una equis, un punto, acompañado, o no, de las siglas VG. Cuando aparecen en el interior de una localidad, la cota hace referencia a uno de los citados edificios singulares.

La presencia de los vértices geodésicos en un mapa permite conocer la altitud exacta de unos cuantos puntos, pero son claramente insuficientes para conocer el relieve del terreno. Al representar la morfología hay que recurrir a un sistema de representación del relieve, que usa la información aportada por los vértices geodésicos. Existen varias posibilidades que se describen a continuación, pero el sistema más adecuado, y con diferencia, consiste en la delineación sobre el mapa de líneas de igual altitud o curvas de nivel.

FIGURA 10.2
Imagen de un vértice geodésico. Pico del Ocejón, Guadalajara. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

10.4. Sistemas de representación del relieve

Tintas o colores hipsométricos. Representan sobre el mapa zonas de igual altitud (Figura 10.3) Una leyenda anexa al mapa indica el intervalo de altitud que corresponde a cada color. Las líneas o los límites que aparecen entre los distintos colores, en el fondo constituyen curvas de nivel.

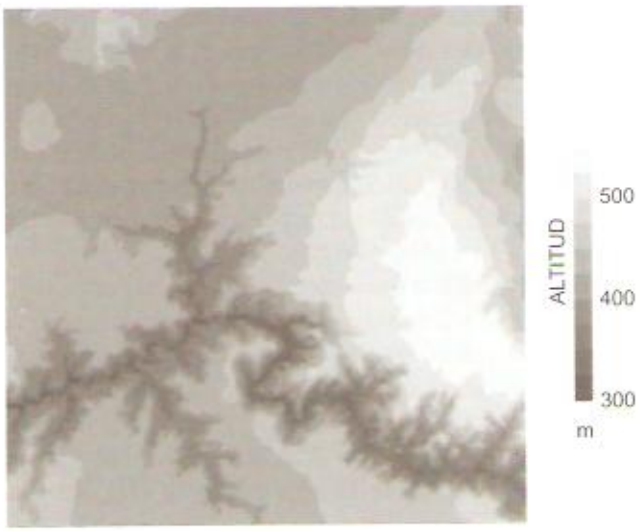


FIGURA 10.3
Ejemplo de representación de un valle con tintas hipométricas.

Se trata de un sistema de representación muy adecuado para su empleo en atlas y, en los últimos años, está teniendo un gran auge por su facilidad de empleo utilizando las herramientas informáticas cartográficas, tanto para la elaboración de representaciones de relieve como para cualquier cartografía temática que represente isolíneas.

La leyenda de colores puede ser variable pero hay tendencia a representar las zonas de baja altitud en colores verdes que recuerdan la presencia de vegetación. En altitudes medias se recurre a marrones (en principio menor vegetación) mientas que las zonas más altas suelen aparecer en blanco simbolizando las cumbres con nieves perpetuas. Los azules tienden a reservarse para representar profundidades de los fondos marinos (batimetrías) tanto más intensos cuanto mayor sea la distancia entre el fondo marino y el nivel del mar.

El sombreado o sombreado plástico. Consiste en dibujar las sombras que generaría un foco de luz situado en el vértice noroeste del mapa, obteniéndose un efecto visual que reproduce montañas y zonas deprimidas. Si se colocase el foco de luz en el sur el efecto sería la obtención de un aspecto de relieve pero invertido (los valles como zonas elevadas y las montañas en depresión).

Aunque en algunas ediciones de mapas topográficos se ha combinado el sombreado junto con curvas de nivel (véase la Figura 13.12), y este tipo de representa-

ción es muy agradecido por las personas que se inician en el manejo de mapas topográficos, a la larga el sombreado resulta más un elemento que enmascara la ya abundante información que aparece en el mapa, en vez de una ayuda. Además, en la cartografía temática que usa el mapa topográfico como base, y sobre el cual se dibujan sectores con distintos colores y tramas, resulta inviable recurrir al sombreado.

«Hauchures» o normales. Consisten en cortos segmentos que se trazan siguiendo la línea de máxima pendiente del terreno, esto es perpendiculares o «normales» a líneas de igual altitud. Si se dejara un balón en el extremo superior de un hauchure, éste se desplazaría pendiente abajo siguiendo la traza marcada por el segmento. El sistema fue ideado por el oficial alemán Lehmann. Los segmentos se trazan gruesos cuando la pendiente es abrupta y finos como un hilo si el terreno es suave u horizontal. Combinando este método con el dibujo de segmentos más gruesos en las vertientes surorientales y de hauchures más finos en las noroccidentales se consigue efecto de relieve análogo al del sombreado.

En el siglo XIX se realizaron numerosos mapas topográficos en Europa en base al sistema de los hauchures (véase la Figura 10.4), pero el método quedó totalmente relegado a partir de la elaboración de mapas topográficos mediante curvas de nivel.

FIGURA 10.4
Ejemplo de representación del relieve mediante hauchures o normales en un mapa inglés del siglo XIX.

El empleo de «normales» aun sirve para cuatro situaciones: *a*) en croquis a mano alzada que reproduzcan un paisaje; *b*) en mapas topográficos cuando el relieve es muy abrupto y las curva de nivel se empastan; *c*) como parte de signos geomorfológicos en la representación de superficies con escalones (terrazas) y en depósitos de laderas (abanicos y glacis) y *d*) como más adelante se indicará, los hauchures aparecen en casos particulares de curvas de nivel.

10.5. Sistemas de representación en tres dimensiones (3D)

Ocasionalmente se editan mapas (con o sin curvas de nivel) sobre un soporte plástico que permite una representación en 3D, en los que al, igual que en una maqueta, se representan a escala tanto las superficies como las formas del relieve (véase la Figura 10.5). Su utilidad es principalmente docente o decorativa.

FIGURA 10.5
Mapa topográfico en tres dimensiones.

Las actuales herramientas cartográficas permiten la construcción automática de representaciones del relieve en perspectiva a partir de una base de datos con coordenadas y altitudes. Para la percepción en 3D se recurre a un mallado o a un sombreado (Figura 10.6), combinado o no con tintas hipsográficas, o también con curvas de nivel. Estos modelos digitales del terreno permiten una visualización más fácil del relieve que mediante un mapa de curvas de nivel, pero no se puede trabajar directamente sobre estas representaciones a fin de cuantificar las características del medio físico.

Las maquetas a escala del terreno suelen recurrir al empleo de láminas de madera recortadas a escala y de igual grosor, que al irse superponiendo dan lugar a una representación de montañas y valles. Este sistema recurre a un principio similar al que se usa en los mapas topográficos: el relieve se representa mediante curvas de nivel o líneas de igual altitud, separadas entre si por el mismo intervalo de altitud (este intervalo vendría a ser el grosor de la plancha de madera).

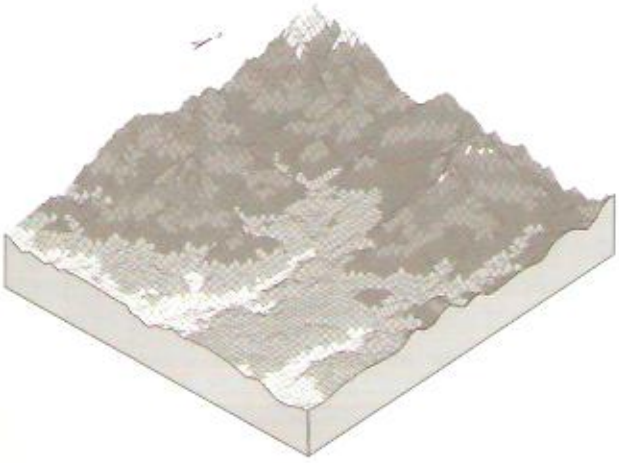


FIGURA 10.6
Representación del relieve a partir de un modelo digital del terreno.

10.6. Curvas de nivel

Las curvas de nivel (también denominadas isohipsas o isolíneas de altitud) son líneas sobre el mapa que señalan puntos de igual altitud. También las podemos definir como el lugar geométrico de los puntos de igual altura sobre el nivel del mar. Se obtienen por la intersección con el relieve de planos horizontales y separados entre sí un mismo intervalo de altitud; este intervalo es constante a la hora de representar las curvas y se le denomina equidistancia de un mapa.

Para entender mejor el concepto hay que fijarse en los esquemas de la Figura 10.7. Para representar el relieve del bloque diagrama en primer lugar se supone una serie de planos imaginarios horizontales al terreno y, por tanto, paralelos entre sí, espaciados una misma altitud (en la Figura 10.7 son 100 m). La intersección de estos planos con el bloque da lugar a una serie de líneas (el lugar geométrico) cada una de una morfología distinta. El tercer paso consiste en dibujar la posición de cada línea (o curva de nivel) sobre un solo plano. Este plano vendría a ser la superficie bidimensional que corresponde al plano del mapa topográfico.

El recurso a las curvas de nivel es, sin lugar a dudas, el mejor sistema de representación del relieve. Una vez que se tiene una cierta experiencia en el manejo de mapas permite una fácil y rápida visualización de la morfología del terreno, se pueden obtener perfiles a escala del relieve siguiendo cualquier dirección y también sirve par calcular el volumen de cualquier elemento del paisaje ya sea natural (por ejemplo, cubicar la cantidad de roca que hay en un cerro) o de origen antrópico (como calcular la cantidad de agua que almacena un embalse).

Cuando el mapa está impreso en colores, las curvas de nivel suelen aparecen de color marrón u ocre, simbolizando que el color más frecuente que visuali-

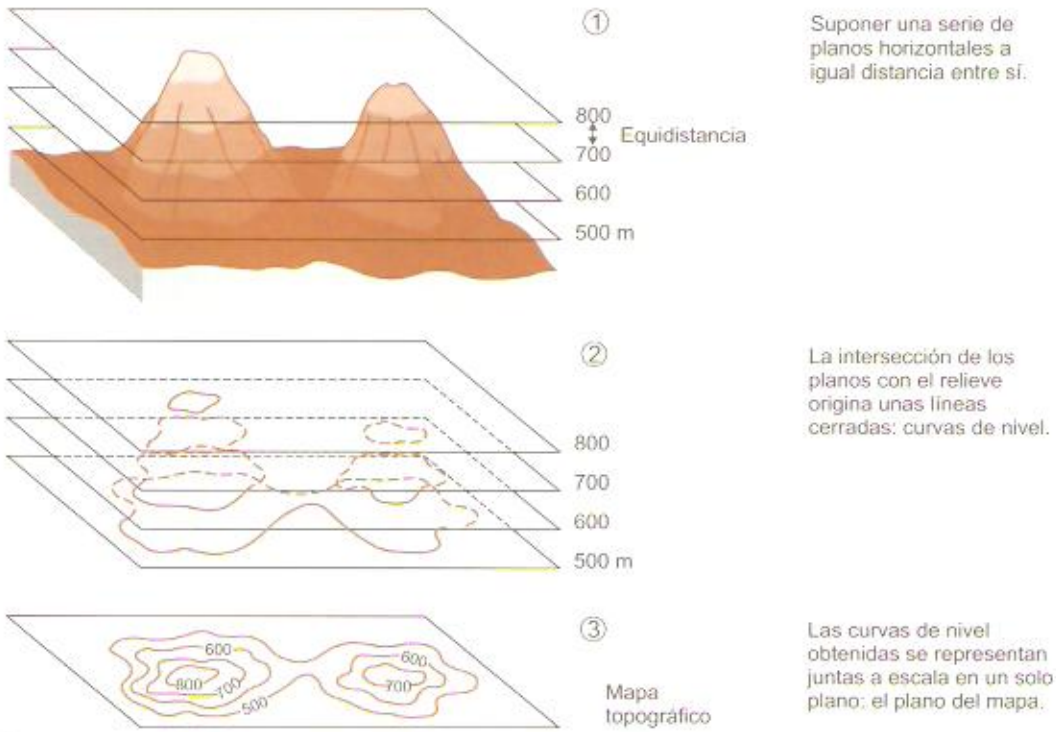


FIGURA 10.7
Obtención de las curvas de nivel.

zaríamos sobre el terreno (salvo zonas verdosas cubiertas por vegetación) es el típico marrón o anaranjado de la «tierra».

De forma sistemática se representan dos tipos de curvas de nivel:

1. Curvas maestras o directoras. Se las reconoce porque aparecen con un grosor mayor junto con unas cifras que indican el valor de su altitud.
2. Curvas auxiliares o simplemente curvas de nivel. Aparecen con un trazado más fino y sin número que indique su cota.

Las curvas auxiliares se suelen disponer en grupos de cuatro entre dos curvas de nivel maestras de distinta altitud. Al amparo de esta regla se puede conocer la equidistancia del mapa aun cuando ésta no venga explícitamente indicada: el valor de la equidistancia se calcula fácilmente dividiendo la diferencia de cota entre dos curvas maestras adyacentes entre 5 (entre curva maestra y su vecina hay cuatro auxiliares luego cinco «saltos» de altitud). En algunas imágenes de este capítulo se colocan valores de altitud en todas las curvas simplemente para facilitar el proceso de aprendizaje.

Ocasionalmente pueden aparecer un tercer tipo de curvas cuando el relieve es tan plano que las curvas anteriores no aportan la suficiente información; éstas se dibujan con una equidistancia menor que la general del mapa y habitualmente se representan con trazo discontinuo. Un último tipo de curvas de nivel aparecen bordeadas de hauchures para indicar la presencia en el terreno de cubetas o depresiones cerradas.

La equidistancia de las curvas está en función de la escala del mapa. Una equidistancia demasiado grande supone una pérdida de información sobre el relieve, pero equidistancias demasiado reducidas pueden llevar a un empaste de las curvas dificultando la visualización del mapa. La siguiente tabla muestra los valores que suelen utilizarse habitualmente.

ESCALA DEL MAPA	EQUIDISTANCIA (metros)
1:5.000	2 o 5
1:10.000	5
1:25.000	10
1:50.000	20
1:100.000	50
1:200.000, 1:250.000	100
1.400.000	200
1:800.000	500

En mapas a escalas menores de 1:200.000 es habitual que aparezcan menos de 4 curvas de nivel entre dos curvas maestras.

Ejercicio 1 **Elaboración de un simple mapa de curvas de nivel**

Durante el año de 1831 tuvo lugar la aparición de la «isla fantasma» denominada Fernindanéa, situada entra las costas de Sicilia y Túnez. Se trataba de un volcán submarino que tras una erupción originó un relieve por encima del mar Mediterráneo. Cesada la erupción, la isla despareció en ese mismo año.

En su momento de máximo desarrollo, Fernindanéa tenía un perímetro de 4.800 m y una altura máxima de 63 m. Admitiendo que la isla fuera de forma cónica, dibujar su representación mediante curvas de nivel en un mapa a escala 1:25.000 con una equidistancia de 15 m. Dibujar a escala sobre el papel cuadriculado, solo la cota de nivel 0 y las restantes a mano alzada.

10.7. Propiedades de las curvas de nivel

Las curvas de nivel presentan una serie de características cuyo conocimiento (y sobre todo comprensión) es clave a la hora de conocer la morfología del terreno representada en un mapa topográfico.

1. Las curvas de nivel son siempre líneas cerradas. Si en la hoja de un mapa no se cierran ya lo harán en la vecina; si no es así, se trata de un error en la impresión del mapa.
2. Las curvas de nivel difícilmente se cortan. Cabe la posibilidad de que se cruzasen al representar un extraplomo (sector del relieve al aire, sin roca debajo que lo sustente, como en la Figura 10.8) pero este tipo de morfología del terreno no suele tener la suficiente envergadura como para salir representada en los mapas de escalas habituales.
3. La separación entre las curvas de nivel se relaciona con la irregularidad del relieve. En terrenos abruptos o montañosos (con fuertes pendientes) aparecen muy juntas, mientras que en

FIGURA 10.8
Ejemplo de un extraplomo en el terreno. Valle de Hecho, Huesca. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

paisajes planos aparecen distanciadas. En el mapa a color de Segovia (cuadernillo interior) puede apreciarse a simple vista como en el sector central las curvas están muy juntas (son las elevaciones montañosas de la Sierra de Guadarrama), mientras que en el vértice NE, el relieve es más suave apareciendo las curvas más separadas, correspondiendo a la zona plana de la fosa del río Lozoya.

4. En el caso límite de una pared absolutamente vertical como un acantilado, las curvas se representarían unas encima de otras. En paredes casi verticales las curvas de nivel se empastan al representase muy próximas por lo que en tal caso se suprimen o se sustituyen por una sola de mayor grosor en unión del trazado de hauchures.
5. Una curva de nivel engloba o incluye a la inmediata de mayor cota. En el resultado del Ejercicio 1 se puede observar como la curva de cota 0 m engloba a la de 15 m; a su vez la curva de 15 comprende en su interior a la de 30 y así sucesivamente.

   Hay una configuración del relieve en la que no se cumple esta regla: cuando aparece una cubeta o depresión totalmente cerrada. En este caso las curvas de nivel se contornean con hauchures que indican hacia donde se deprime el terreno. La disposición de las curvas cambia en función de que la depresión se encuentre en la cima de una montaña (Figura 10.9a) o se ubique en medio de una ladera (Figura 10.9b). En el primer caso la primera curva que indica la depresión está abarcada por otra curva normal (sin hauchures) de igual valor, mientras que en el segundo la primera curva con normales toma el valor menor entre las dos curvas normales entre las que se encuentra.
6. En valles y vaguadas por las que discurren aguas superficiales, las curvas de nivel adoptan una forma de V cuyo vértice está a contracorriente; indica el sentido contrario al del movimiento del agua.

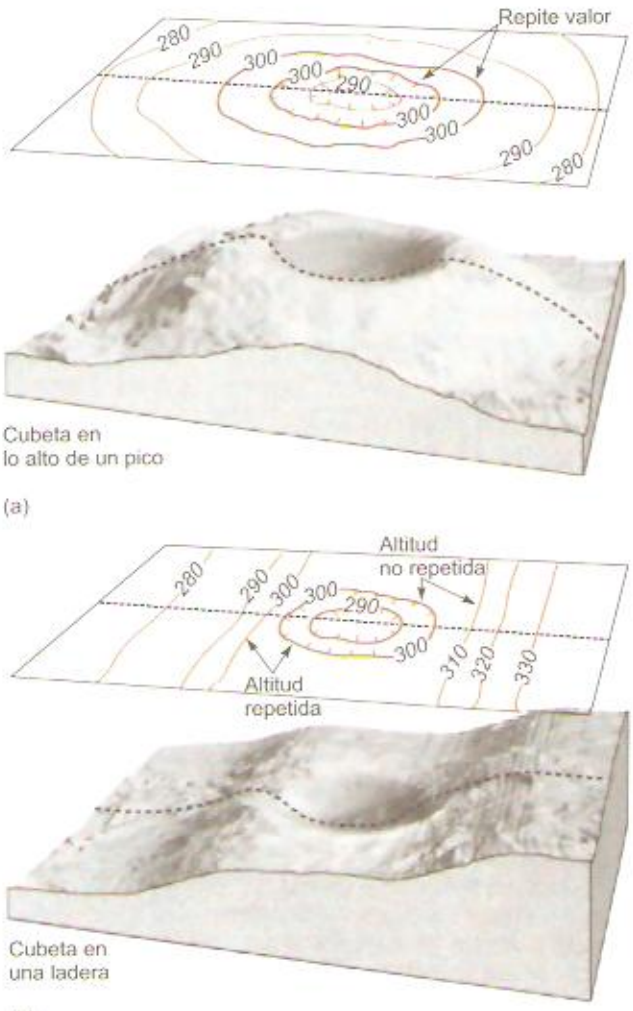


FIGURA 10.9
(a) y (b) Disposición de las curvas de nivel en depresiones cerradas. Modificada de Bash (2000).

7. Las curvas también tienden a adoptar una forma de V sobre el eje central de alineaciones montañosas. Esta V suele ser mucho menos aguada que en el caso de los valles y vaguadas y, al contrario que en el caso anterior, señala un sentido en el que se va perdiendo altura.
8. El eje de una alineación montañosa (o la cuerda, o línea de cumbres) hace el papel de un eje de simetría para las curvas de nivel. Estas se repiten a un lado y otro de la línea de cumbres con altitudes tanto más bajas cuanto más nos alejamos del eje (Figura 10.10a).
9. La regla inversa a la anterior. El cauce de un río que discurre por medio de un valle también hace el papel de un eje de simetría: las curvas se repiten a un lado y otro del río, pero al contrario que en el caso de la línea de cumbres, las curvas son de mayor valor cuanto más nos alejamos del río (Figura 10.10b).

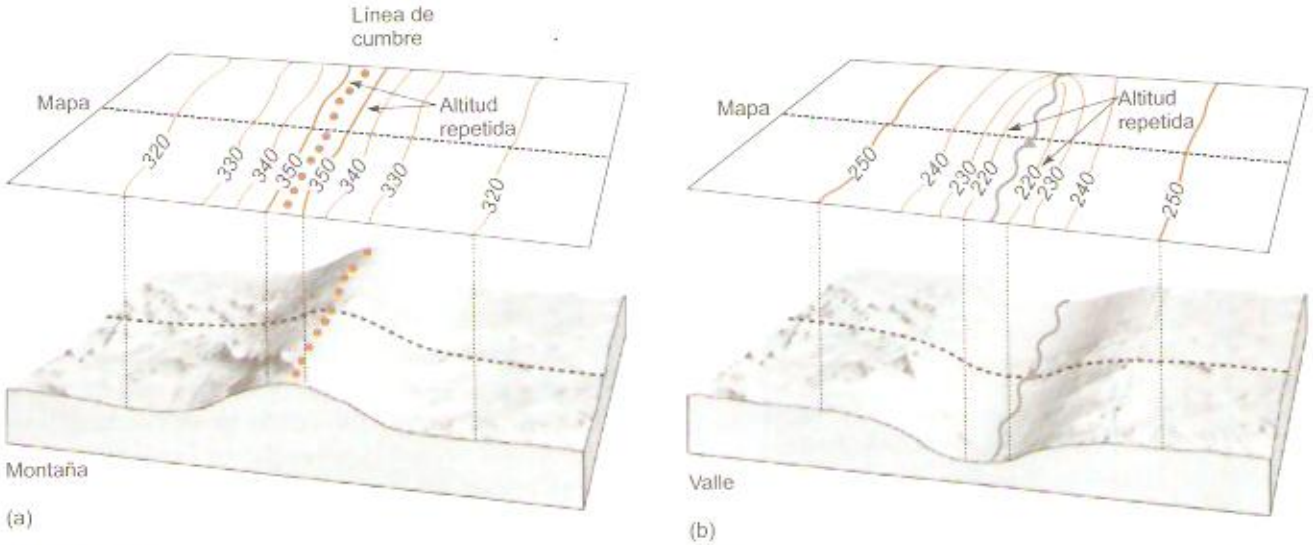


FIGURA 10.10
Efecto de simetría de las curvas de nivel. (a) Cuerda en zona montañosa. (b) En valle fluvial. Modificada de Bash (2000).

Ejercicio 2 Identificación de valores en curvas de nivel

Asignar valores a las curvas de nivel que aparecen en el mapa de la Figura 10.11, con una equidistancia de 10 m. La línea de contacto con el océano es la curva de altitud cero. Escribir los valores sobre un papel transparente.

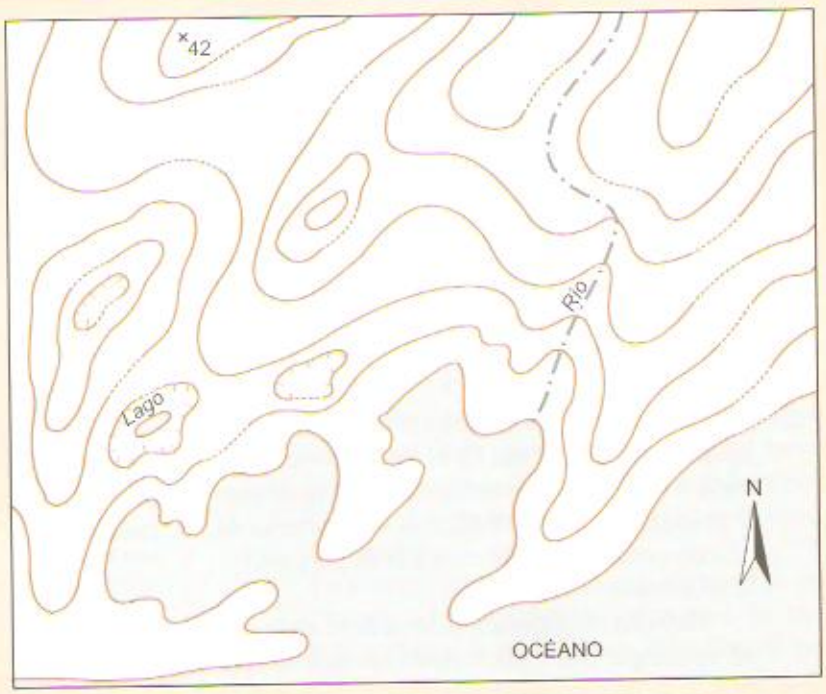


FIGURA 10.11
Mapa topográfico del Ejercicio 2.

10.8. Lectura práctica de mapas topográficos

El estudiante que se encuentra por primera vez con un mapa de curvas de nivel tiende a dirigir la vista instintivamente hacia los números de cota de las curvas maestras. Esta es una forma de lectura de los mapas poco productiva. Los valores de altitud sólo son útiles cuando al trabajar con el mapa se necesita conocer la altitud concreta de puntos, como en el trazado de perfiles o en el cálculo de pendientes.

La forma más adecuada de visualizar el relieve consiste en fijarse en la morfología de las curvas y ser capaz de comprender el relieve que representan siguiendo las nueve reglas descritas en el apartado anterior. Si el observador del mapa aprecia varias curvas cerradas más o menos concéntricas ya está deduciendo que se trata de una elevación y que la más pequeña representa el punto más elevado. Si lo que se aprecian son curvas en V aguda, deduce que se trata de un valle, que este gana altura hacia donde señalan los vértices y, aunque no esté indicado explícitamente en el mapa, deduce que por el eje de simetría de las curvas discurre un arroyo; si las curva aparecen muy juntas, instintivamente ya se es consciente de que se trata de un terreno de fuerte pendiente. Para fijar esta forma de trabajo pasamos a realizar el Ejercicio 3.

Ejercicio 3 Análisis de la morfología de las curvas de nivel

El mapa topográfico hipotético de la Figura 10.12 representa una serie de curvas sin valores de altitud que, en cierta medida, se asemejan a una cara. Con un poco de imaginación se pueden ver en el mapa los ojos en los lados, la nariz en la mitad inferior y las arrugas de la frente en la superior. Tras colocar un papel transparente sobre la figura realizar las siguientes tareas.

a) Marcar la traza de dos ríos sobre el mapa con un lápiz de color azul e indica con puntas de flecha el sentido del movimiento del agua.
b) Bordear con un círculo de color rojo el sector donde las pendientes sean más fuertes.
c) Un collado es una zona deprimida en medio de una línea de cumbres. Son los típicos pasos de los puertos de montaña. Indicar la posición de un collado en el mapa.
d) ¿En cuál de los dos ríos dibujados el agua circula más rápida? ¿Por qué?
e) ¿En qué zona del mapa hay un mayor riesgo de que bloques de roca o masas de tierra se desplacen ladera hacia abajo? ¿Por qué?
f) Trazar una línea cualquiera sobre el mapa. Colocar la punta de un lápiz en un extremo y a medida que se va desplazando sobre la línea pensar si el terreno va subiendo o va bajando.

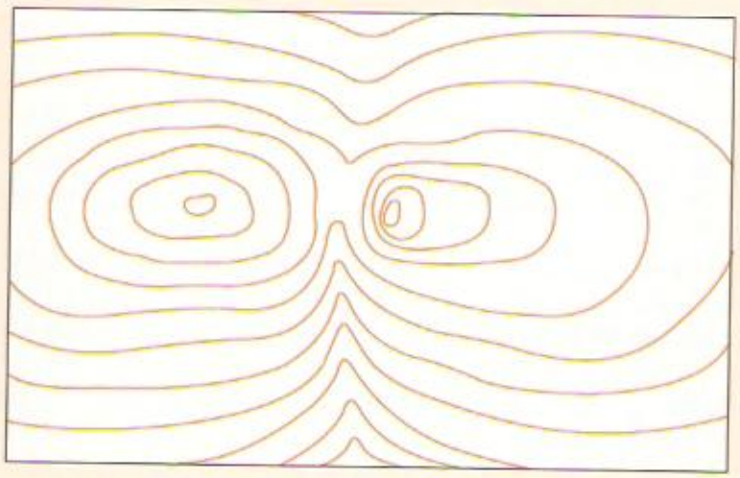


FIGURA 10.12
Mapa topográfico para la realización del Ejercicio 3.

Si se tienen dudas en la realización del Apartado *f*, volver a repetirlo tras realizar los ejercicios de la Práctica 11.

10.9. Signos y tramas en los mapas topográficos

Además de la representación del relieve, en los mapas topográficos se recurre a una leyenda de signos, líneas, rellenos de colores y tramas que representan o simbolizan elementos del paisaje. Los signos se utilizan para indicar la posición de elementos de carácter puntual como un edificio asilado, un estanque o un puente. Líneas de diferentes colores y formas indican el trazado de vías de comunicación y límites administrativos. Las tramas son dibujos que se repiten de forma sistemática sobre una zona concreta del mapa, indicando que se encuentra cubierta por un tipo de vegetación, de cultivo o bien un tipo de forma del paisaje como dunas, barras de arena en ríos, etc.

El recurrir a las tramas es muy frecuente en todo tipo de cartografías temáticas, particularmente en los mapas geológicos. En éstos se representan diferentes litologías mediante un sistema de tramas bastante universal, que será descrito en el Bloque III.

El color rojo y el negro suele reservarse para la representación de elementos antrópicos: poblaciones y vías de comunicación. Los cascos urbanos aparecen como figuras geométricas rellenas de color rojo. Las líneas que marcan carreteras suelen ser dobles y pueden aparecer en distintos colores en función de la categoría de la vía. Es frecuente que las vías de ferrocarril aparezcan en línea continua negra con trazos perpendiculares que simbolizan las traviesas de la vía. En el caso de que una vía de comunicación se encuentre en proyecto o ya en desuso se marcan las líneas con trazo discontinuo.

Los signos de color azul hacen referencia al mundo del agua. Una línea de trazo azul continuo indica el cauce de un río o corriente de agua continua, mientras que el trazo azul discontinuo se suele reservar para corrientes intermitentes como arroyos. Un pozo de agua se simboliza con un círculo azul que recuerda el típico brocal, mientras que un manantial pude aparecer con un círculo junto a un trazo en forma de «S» recordando que es un punto a partir del cual el agua circula por el terreno. Un pequeño rectángulo de color azul puede ser una piscina, estanque o alberca.

La representación de vegetación y cultivos utiliza el color verde y el recurso a tramas. Una repetición de círculos verdes alineados nos recuerda la vista aérea de un campo con árboles frutales, mientras que líneas paralelas verdes con puntos simbolizan adecuadamente las zonas con huertas: las líneas, los surcos y los puntos, las hortalizas. Una trama que repita sistemáticamente la forma de la letra Y puede simbolizar campos con cultivos de vid o también de olivares.

El significado de los signos, líneas y tramas en principio aparece indicado en la leyenda situada en alguno de los bordes del mapa. En caso de que esta no aparezca o sea incompleta, el usuario puede ser capaz de descifrarlos en base a la anterior regla de colores, las relaciones entre los signos con las curvas de nivel y un poco de sentido común, puesto que como ya se ha indicado en los párrafos anteriores, la forma de los signos reproduce la morfología de los elementos representados. Con esta idea en la mente, resolver el siguiente ejercicio.

Ejercicio 4 **Reconocimiento de signos de mapas topográficos**

En el mapa topográfico a color de Segovia, descifrar el significado de los siguientes signos:

a) El grupo de rectángulos verdes sitos al SE de la localidad de San Ildefonso o la Granja.
b) A unos 200 m al SE de las figuras anteriores, una figura irregular en azul con un lado recto en color negro.
c) Las líneas paralelas verdes que aparecen en las laderas de la Sierra de Guadarrama, en concreto en el vértice SE bajo el topónimo de El Pinganillo.
d) La línea doble de puntos que se encuentra en la columna delimitada por las coordenadas UTM 411000 y 412000.
e) Desde la presa del Pardillo, situada en las coordenadas UTM X: 425500 e Y: 4522675 salen dos líneas continuas de color azul. ¿Qué representa cada una?

Los signos, líneas y tramas aparecen en las representaciones cartográficas a escala, o no, dependiendo de la escala del mapa. Supóngase que trabajando en campo con un mapa a escala 1:25.000 y se encuentra en un punto kilométrico exacto de un lado de una carretera local. Al indicar la posición sobre el mapa, ésta no es justo en el borde de la línea que representa la carretera, sino dentro de la propia línea. A escala 1:25.000

la carretera aparecerá pintada en el mapa con un grosor de 1 mm, que teóricamente equivale a 25 m, mientras que el ancho real de una carretera local suele ser de tan sólo unos 7 u 8 m.

A partir de una escala 1:10.000 (1 mm equivale a 10 m) los edificios aparecen delineados a escala y las carreteras importantes pueden estar representando su ancho original, mientras que en mapas a escala 1:5.000 y mayores cabe la posibilidad de representar árboles de forma individual, pero se sigue recurriendo a tramas que señalan aun área cubierta por un tipo de vegetación.

Ejercicio 5 Un cuadrado de color rojo con una arista de 0,5 mm de lado señala la existencia de un edificio aislado de los núcleos de población en un mapa a escala 1:50.000. Suponiendo que estuviese a escala, ¿cuál sería la extensión en planta del edificio en m^2?

PRÁCTICA 11

Cálculos y realizaciones con el mapa topográfico

✓ Objetivos

Aprendizaje de la realización de perfiles desde cartografía topográfica. Cálculo de distancias, superficies y volúmenes de los elementos representados sobre un mapa topográfico. Obtención de valores de pendientes y elaboración de mapas de pendientes a partir de mapas de curvas de nivel.

Material de trabajo

Lápiz negro y goma de borrar. Papel milimetrado (normal y conviene papel milimetrado transparente). Papel transparente. Regla graduada. Calculadora con funciones aritméticas básicas (y a ser posible trigonométricas). Conveniente, un curvímetro.

11.1. Introducción

Una vez conocidos los distintos sistemas de representación del relieve, en especial el recurso a los mapas topográficos basados en isolíneas de nivel, pasamos a la elaboración de los datos recogidos en el mapa apoyándonos especialmente en los valores de altitud. Un mapa topográfico permite directamente una cierta visualización del relieve pero si necesitamos una cuantificación precisa se requiere elaborar un corte topográfico o representación a escala de la topografía siguiendo una dirección determinada. El mapa de curvas de nivel resulta una herramienta básica en el estudio de los elementos que encontramos en la superficie de la Tierra, permitiendo cuantificarlos, ya sean en una sola dimensión (distancias), en dos (superficies) o ya sea que interesen elementos tridimensionales (volúmenes).

Además, la práctica también recoge el cálculo de una variable básica en estudios del terreno: la pendiente, y se muestra cómo se puede obtener un mapa de pendientes a partir de un mapa de curvas de nivel.

11.2. El perfil topográfico

La primera realización que se impone al manejar un mapa topográfico consiste en el levantamiento o realización de un perfil o corte topográfico; éste consiste en una representación a escala de las altitudes, siguiendo una línea concreta de un mapa.

El perfil nos muestra en un gráfico bidimensional cuál es la forma del relieve siguiendo una dirección determinada. La palabra «corte» nos indica que vemos la morfología que se obtendría si, hipotéticamente, pudiésemos cortar verticalmente la superficie del terreno con un cuchillo. La misma idea se recoge en la palabra «perfil»: al mirar la cara de una persona de frente notamos menos sus rasgos que al mirarla de perfil, cuando se aprecia el «relieve» (nariz, boca) de la cara.

Para la realización de un perfil se procede de acuerdo con los pasos representados en la Figura 11.1.

Paso 1. Marcar sobre el mapa los dos puntos (X e Y) que señalan los extremos del perfil y trazar la línea que los une (dirección del perfil).

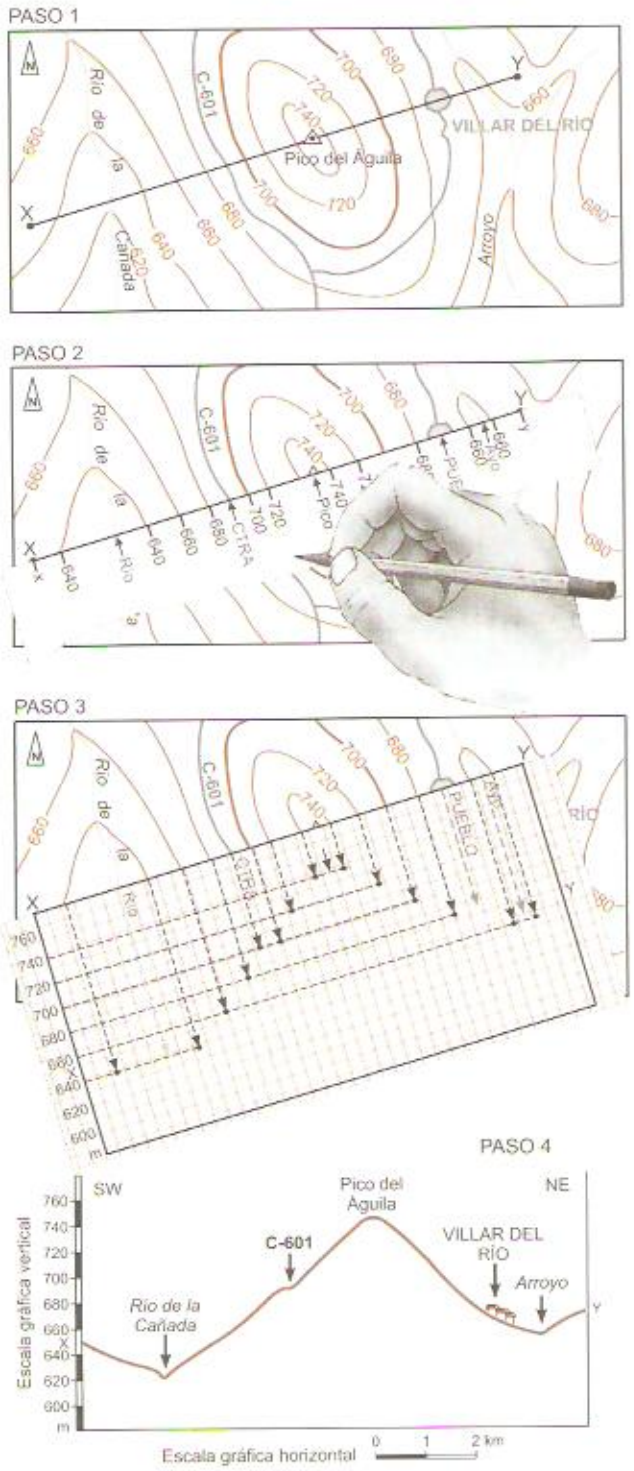


FIGURA 11.1
Etapas para la realización de un perfil topográfico.

El perfil se dibuja siguiendo la dirección que interese representar, pero una regla general es procurar que sea lo más perpendicular posible a las curvas de nivel. Si la dirección es paralela a las isolíneas, se obtiene una representación muy plana que no aporta una idea adecuada del relieve de la zona.

Paso 2. Coloca una hoja de papel milimetrado con el borde sobre la traza del perfil. Marcar sobre el papel la posición de los puntos X e Y (conviene que X coincida con una de las líneas más gruesas del papel milimetrado) y a continuación, marcar la intersección de las curvas con el borde del papel. Además de las marcas de intersección es conveniente anotar el valor de altitud de las curvas (suele ser suficiente con solo las maestras). También conviene indicar la posición de algunos elementos singulares del relieve que corten o estén sobre el perfil, como ríos, carreteras o localidades. Es importante procurar mantener fija la hoja de papel milimetrado. Si el papel tapa una parte del mapa donde se vería el valor de altitud de alguna curva, se levanta un extremo del papel para ver el mapa, procurando mantener el otro fijo.

Algunas hojas de papel milimetrado tienen unos márgenes en blanco. Si éste es el caso, conviene eliminarlos, cortándolos con cuidado o doblando el margen de manera que las marcas se haga directamente sobre las líneas del papel milimetrado.

Paso 3. Perpendicularmente al extremo X del perfil se dibuja una escala gráfica, denominada vertical por que nos servirá para representar las altitudes o cotas.

A continuación se sigue la línea vertical sobre la que cae cada una de las marcas de las curvas de nivel, hasta que coincida con la línea horizontal a la que corresponde su altitud, y en la intersección de ambas se marca un punto (cuanto más pequeño, mejor).

No es necesario que la escala gráfica vertical comience en un valor de altitud 0. Tal como aparece en el paso 3 de la Figura 11.1, es suficiente con que comprenda los puntos de máxima y mínima altitud a lo largo del perfil, para lo cual, antes de construirla hay que mirar las curvas que cortan por la dirección del perfil e identificar esos valores límite.

Tampoco es preciso dibujar las líneas verticales de las curvas de nivel y las horizontales de altitud hasta su intersección en el punto. Estas líneas se han representado en la Figura 11.1 por un motivo didáctico, para que se visualice fácilmente cómo se obtienen los puntos. Una de las funciones del papel milimetrado es precisamente ahorrar el trabajo de trazar esas líneas.

Aunque en la mayor parte de los perfiles las altitudes aparecen en metros, no hay que darlo por supuesto y es condición imprescindible indicar el tipo de unidad que corresponde a los números de la escala vertical (m, si se trata de metros).

Paso 4. Enlazar todos los puntos anteriores con una línea continua, algo más gruesa que los puntos auxiliares de manera que los tape; con esto obtenemos el perfil que está a escala, tanto para las distancias medidas en la horizontal como para las altitudes (escala vertical).

Una vez pintado el perfil, éste se puede complementar indicando:

a) La situación en los extremos de un par de puntos cardinales (no tiene sentido dibujar una rosa de los vientos). Siempre que se pueda, el Este se deja a la derecha del perfil.

b) El dibujo de una escala gráfica horizontal, la cual coincide con la escala del mapa de donde se ha obtenido el corte.

c) La posición sobre el perfil de elementos singulares como cursos fluviales, carreteras y localidades. Estos pueden acompañarse de una simbología realista, como unas pequeñas casas en la posición de una localidad. Si el río discurre por el medio de un valle con una V bien marcada es suficiente con indicar con una flecha la posición del río en medio de la V; pero es habitual que el río aparezca sobre una superficie plana (terraza) en la que no se aprecie el cauce, por lo que puede ser conveniente marcar una pequeña incisión en el perfil en el punto por donde habitualmente discurren las aguas. Igualmente, si una carretera aparece en medio de una ladera, es conveniente dibujar su posición con un pequeño trazo en horizontal que rompa la pendiente del corte, ya que las carreteras no se construyen inclinadas. En perfiles a escalas medias, la incisión del río y el replano de la carretera son meramente simbólicos y trazados a mano alzada; no tienen que estar a escala.

Otras posibles labores complementarias serían indicar el valor numérico de las dos escalas, dibujar otra escala vertical en el extremo del punto Y, escribir la identificación del mapa de dónde se ha obtenido el perfil y anotar el valor de las coordenadas de los dos extremos del perfil.

Los procesos de erosión que actúan sobre la superficie tienden a suavizar las formas del terreno. Por esta razón al pintar la traza del perfil se procura que sean líneas de curvatura suave: no se trazan una serie de segmentos que enlacen directamente los puntos auxiliares dando una línea quebrada. Solo se pintan líneas con ángulos agudos y líneas quebradas cuando se tiene la certeza de que esa es la morfología que aparece realmente en la zona que representa el relieve.

En el paso 3 no se ha indicado qué tipo de escala vertical numérica se utiliza. De forma intuitiva parece que la escala vertical o de altitudes debería ser la misma que la del mapa de donde se obtiene el corte (escala horizontal). Pero si se opta por esta elección, resultan perfiles con relieves muy suavizados, que pueden ser poco representativos. En la práctica habitual, la escala vertical es mayor que la horizontal, obteniéndose un perfil que exagera o realza el relieve. El grado de exageración del relieve viene definido por el cociente entre la escala numérica vertical y la escala numérica horizontal o lo que es lo mismo, el cociente entre el denominador de la escala horizontal y el denominador de la vertical. Por ejemplo, si se realiza un perfil a partir de un mapa a escala 1:100.000 con una escala vertical 1:20.000 el perfil esta realzado:

$$\text{Grado de exageración vertical} = \frac{100.000}{20.000} = 5 \text{ veces}$$

Conviene ser consciente de que, muy frecuentemente, los perfiles y representaciones tridimensionales de la Tierra presentan ese realce vertical a fin de evitar que, inconscientemente, se tengan apreciaciones erróneas. Normalmente se ven imágenes de los fondos marinos en las que las dorsales oceánicas aparecen como montañas puntiagudas y el talud, con una fuerte pendiente; sin embargo, las dorsales son elevaciones de relieves muy suaves mientras que la inclinación del talud es de tan solo unos pocos grados.

Dependiendo de los objetivos que se busquen con el corte topográfico la regla general de realzar el relieve de los perfiles puede cambiar. En el bloque de prácticas número III se verá por qué en la mayor parte de los cortes geológicos es condición necesaria que la escala vertical sea la misma que la horizontal.

La primera vez que se realiza un perfil sobre un mapa topográfico real, suele surgir la cuestión de si es realmente necesario considerar todo el amasijo de curvas de nivel auxiliares que corta el perfil; si no será suficiente con tan solo considerar las maestras. La respuesta depende de los objetivos del corte y de cómo se dispongan las curvas. Si tan solo buscamos una visión global del relieve puede ser suficiente con utilizar solo las curvas maestras, pero en ciertos cortes geológicos las curvas auxiliares reflejan elementos de interés, como pequeños resaltes provocados por niveles terrazas o relieves provocados por la presencia de rocas más resistentes a la erosión.

Ejercicio 1 Realización de un perfil topográfico

Sobre el mapa de la Figura 11.2 entre los puntos X e Y. De momento no tomar en consideración los otros puntos con letras que aparecen marcados sobre el perfil. Utilizar una escala vertical 1:20.000.

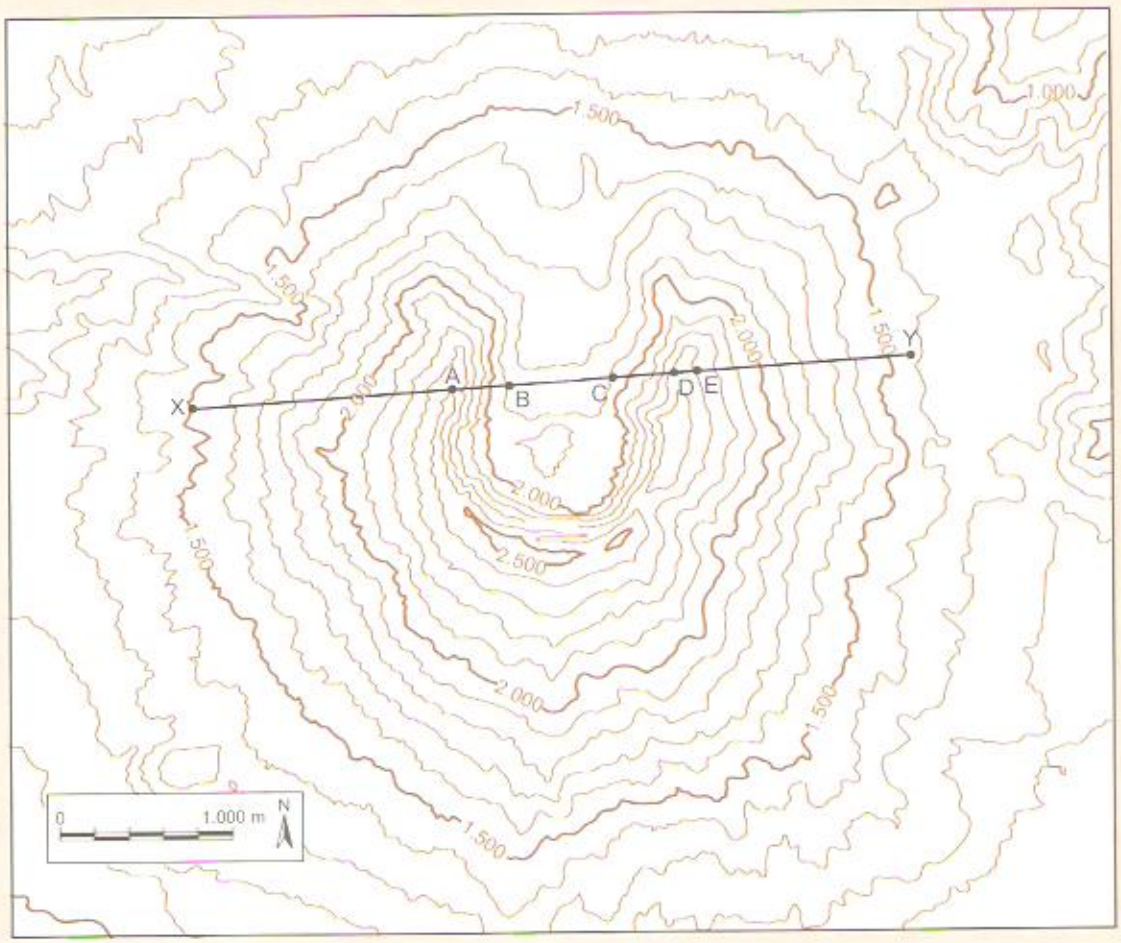


FIGURA 11.2
Mapa para la realización del perfil topográfico del Ejercicio 1.

Se trata de un perfil simple con la finalidad de irse soltando a la hora de hacer cortes. Con la realización de éste se aprende que el trazado de un perfil no es simplemente la tarea mecánica de hacer coincidir una serie de puntos, sino que hay que incorporar más información que aporta el mapa y, en cierto modo, visualizar el relieve al mismo tiempo que se realiza el perfil.

El punto X del perfil del ejercicio se encuentra sobre la curva de 1.500 m, luego se sabe su cota exacta, pero el extremo Y se localiza en medio de dos curvas (1.500 y 1.400 m), por lo que hay que estimar que el corte finaliza a una altitud de unos 1.450 m. En el punto A el corte pasa «rozando» (tangente) la curva de 2.400 y se puede marcar un pico con esa cota exacta; en cambio, entre los puntos D y E hay otro punto máximo, que está por encima de los 2.300 m pero sin llegar a los 2.400; se dibuja un pico de forma cóncava y no se traza una cima horizontal salvo que esa sea verdaderamente la morfología, tal como acontece en algunos de los relieves estructurales (páramos, mesas, etc.) que se verán en la Práctica 16.

El caso inverso se produce entre los puntos B y C, que tampoco hay que unir con una línea recta; el mapa informa de que en ese tramo del perfil hay una forma en surco con cotas inferiores a 1.900 pero sin llegar a bajar a altitudes de 1.800 m.

Ejercicio 2 **Realización de un perfil topográfico complejo**

Mapa topográfico de Segovia (en cuadernillo interior a color). Realizar el perfil topográfico entre la cota máxima del cerro de Matabueyes y el paraje Reajo Malo de coordenadas UTM X:421.000, Y:4522.000). El perfil pasa por lo alto del pico de Peñalara, la «Peña de Lara», el punto más alto de la Comunidad de Madrid.

Utilizar una escala vertical 1:10.000 y completar el corte con toda la información posible: mapa origen, coordenadas, puntos cardinales, etc.

lieves provocados por la presencia de rocas más resistentes a la erosión.

Para el caso del corte del Ejercicio 2, las curvas auxiliares aparecen muy juntas y con igual espaciado en el tramo del perfil situado al NW del Pico de Peñalara; al realizar ese sector del corte es suficiente con tomar en consideración solo las curvas maestras. Pero si se adopta este criterio en todo el perfil, el cauce del Arroyo Peñalara aparecerá en medio de una ladera, en vez de en una vaguada, lo cual no tiene mucho sentido.

Puede darse el caso de que con una sola línea no se represente el relieve que nos interesa. Entonces se puede realizar un perfil compuesto en el que se van uniendo varios segmentos, enlazando sus extremos y colocando en la vertical de cada punto de unión el signo ϕ que representa un eje, y la flecha el sentido de giro que toma la línea del perfil.

Los perfiles topográficos son fundamentales en Geología ya que son el primer paso en la realización de un perfil geológico. En el Bloque III de prácticas se verá como un corte geológico viene a ser un perfil topográfico «rellenado» con las rocas existentes en la zona. Si el mapa topográfico es la base del mapa geológico, de forma análoga el perfil topográfico viene a ser la base del perfil geológico.

11.3. Cálculo de distancias

Ya se sabe que para obtener la distancia entres dos puntos de un mapa separados por una línea recta es suficiente medir con una regla su separación y multiplicar el valor obtenido por el denominador de la escala numérica. Si se necesitan realizar muchas medidas de distancias, se recurre a un escalímetro o un juego de escalas (Figura 11.3a) que nos indican directamente el valor, sin necesidad de la operación matemática.

Cuando la distancia es una línea curva como el cauce sinuoso de un río meandriforme, se recurre a un curvímetro. Existen varios modelos, pero el clásico analógico dispone de una rueda dentada que a la vez que

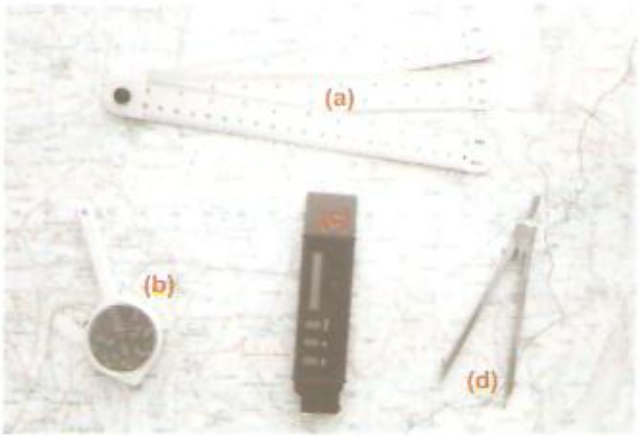


FIGURA 11.3
Herramientas para la medida de distancias sobre un mapa: (a) Juego de escalas. (b) Curvímetro analógico. (c) Curvímetro digital. (d) Compás de dos puntas.

se desplaza mueve un dial sobre el que se indica el valor de la distancia medida en varias escalas (Figura 11.3b). Actualmente existen curvímetros digitales (Figura 11.3c) en los que previa introducción del valor de la escala del mapa, señalan directamente la medida realizada en su pantalla.

Previamente a la realización de medidas con un curvímetro conviene comprobar la bondad de los resultados del aparato (especialmente en los modelos digitales) o la firmeza de nuestro pulso, por ejemplo, midiendo el segmento de la escala gráfica del mapa, o un trazado quebrado sobre segmentos del canevés y contrastar la medida que se obtiene con la real.

Si no se dispone de un curvímetro, un procedimiento expeditivo (aunque algo engorroso) consiste en ir superponiendo un hilo fino de alambre sobre la línea curva a medir. Finalizada esta operación se endereza el hilo y con una regla se miden los centímetros que hay que multiplicar por el denominador de la escala.

Otra posibilidad consiste en descomponer la distancia a medir en una serie de segmentos rectos de igual longitud y medir el número de segmentos recurriendo a un compás de dos puntas como el de la Figura 11.3d.

Hay que tener presente que las distancias que me-

la separación entre dos puntos en la horizontal, o su proyección sobre el plano del mapa. Sería la distancia a recorrer si el terreno estuviera absolutamente plano o bien el trayecto se hiciera por el aire en un avión con altitud constante. No obstante, en la práctica las diferencias entra las distancias verdaderas y su proyección en la horizontal no suelen ser muy significativas, salvo en terrenos muy abruptos.

Ejercicio 3 Cálculo de distancias

a) Repetir el perfil topográfico del ejercicio 2 pero esta vez con escala vertical igual que la horizontal. Medir la distancia que se recorre entre los dos extremos y compararla con la distancia en la horizontal que se mide de forma directa en un mapa topográfico.

b) En la carretera 604 del mapa de Segovia aparecen los rótulos de los kilómetros 29 y 31 pero no están las marcas o hitos que indican la posición exacta de éstos. Corregir esta laguna del mapa.

Ejercicio 4 Cálculo de volúmenes a partir de distancias

a) Tras colocar un papel transparente sobre el mapa topográfico de Segovia, identificar la posición de los puntos cuyas coordenadas UTM aparecen en la siguiente tabla:

Coordenada X	Coordenada Y
416000	4526000
411000	4527000
419000	4525000
425000	4521000

Enlazar los puntos con una línea y prolongarla hasta los bordes del mapa. Así se obtiene el trazado aproximado de un túnel, que se está construyendo en el momento de redactar estas líneas, para un tren de alta velocidad que pasa por debajo de la Sierra de Guadarrama a una profundidad (montera) de varios cientos de metros. Se escogió la opción de ese largo túnel a fin de evitar un impacto ambiental sobre las zonas protegidas de la Sierra de Guadarrama.

b) Calcular la longitud real de la línea que se ha trazado. Sumándola 12 km se tiene el valor real total de la longitud del túnel, cuyas bocas están fuera del área abarcada por el mapa.

c) El túnel es doble y durante la perforación de cada galería se realiza un hueco de 9,5 m de diámetro. Asimilando cada galería a un cilindro muy alargado y aplicando la ecuación:

$$\text{Volumen} = \text{Superficie de la sección de la galería} \times \text{Longitud del túnel}$$

Calcular el volumen de roca que se va a tener que perforar.

d) El valor calculado en el apartado anterior, multiplicado por un factor de 1,5 nos da una estimación del volumen de residuos rocosos que se generarán, ya que los detritos de la perforación sufren un incremento de volumen de ese orden. Sabiendo que un campo de fútbol tiene unas dimensiones máximas de 120 × 90 m y suponiendo que el material extraído se apilase en capas de hasta 10 m de altura, calcular cuantos campos de fútbol cubrirían los residuos del túnel.

11.4. Cálculo de la pendiente del terreno y elaboración de mapas de pendientes

La pendiente se define como la inclinación que tiene el terreno con respecto a un plano horizontal. Puede expresarse como un simple ángulo pero quizás sea más popular su expresión como porcentaje, ya que es el sistema que se emplea en las señales de tráfico como la recogida en la Figura 11.4. El valor del 10% de la señal nos indica que nos encontramos en una carretera con una pendiente tal, que por cada 100 m de distancia recorrida en la horizontal subimos 10 m de altura.

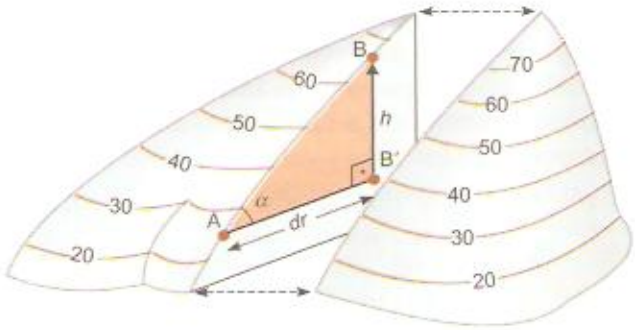
FIGURA 11.4
Señal de tráfico con indicación de la pendiente en porcentaje.

Para calcular una pendiente basta con obtener dos variables:

a) La distancia real entre los dos puntos, medida con una regla y convertida a distancia real multiplicando por el denominador de la escala (*dr*).
b) La diferencia de cota entre los dos puntos, restando sus altitudes (*h*).

El esquema de la Figura 11.5 visualiza cómo entre dos puntos A y B, sobre una ladera del terreno tenemos un triángulo rectángulo, cuyo ángulo es precisamente el valor de la pendiente, *h* su cateto opuesto y *dr* el cateto contiguo, de manera que

$$\text{Tangente } \alpha = \frac{\text{Cat. opuesto}}{\text{Cat. contiguo}} = \frac{h \text{ (diferencia de cotas)}}{dr \text{ (distancia real)}}$$



$h = \overline{BB'}$ = Cota B − Cota A = 65 − 25 m

$dr = \overline{AB'} \Rightarrow dr$ = distancia AB en el mapa × denominador de la escala

$$\text{tg } \alpha = \frac{h}{dr} \Rightarrow \alpha = \text{arctg } \frac{h}{dr}$$

FIGURA 11.5
Elementos para el cálculo de la pendiente entre dos puntos A y B.

donde α = arcotangente de *h*/*dr*, indicando la pendiente en forma de ángulo.

Si en vez de expresar el valor de la pendiente en unidades angulares se quiere conocerla en porcentaje, el cálculo se realiza mediante la siguiente regla de tres:

$$\begin{array}{rl} \text{Pendiente } (\%) & \text{——} \; h \\ 100 \; (\%) & \text{——} \; dr \end{array}$$

De manera que la Pendiente $(\%) = \dfrac{h}{dr} \times 100$.

La pendiente se puede calcular entre dos puntos cualquiera que interesen, pero como idea general se entiende que la pendiente del terreno es la que se obtiene perpendicularmente a las curvas de nivel: la máxima pendiente medible.

La pendiente es una variable fundamental en numerosas cartografías temáticas como: mapas de suelos, de peligrosidad de incendios, de riesgos geológicos, etc. Conocer la pendiente es clave en el trazado de vías de comunicación: las vías del ferrocarril no admiten pendientes mayores de un 4%, las carreteras de montaña suelen tener una pendiente del 7% mientras que su límite máximo está en un 14%. También la pendiente limita la posibilidad de darle un uso agrícola al terreno.

Ejercicio 5 **Cálculo de la pendiente entre dos puntos**

Mapa topográfico de Segovia. Calcular la pendiente entre el puerto del Reventón (coordenadas UTM, X:420.550, Y: 4528.650) y la confluencia de los arroyos de la Cancha y de la Redonda (coordenadas UTM, X:422.825, Y: 4528.800). Expresar el valor en porcentaje, y como ángulo si se dispone de calculadora con funciones trigonométricas.

Por todas estas razones, resulta de interés la elaboración de mapas de pendientes, para los cuales tan sólo se necesita disponer de un mapa topográfico con isolíneas de altitud y aplicar uno de los dos procedimientos siguientes.

a) Método de Terada, en el que se comienza dibujando una malla cuadrada sobre el mapa. Sobre los vértices de la malla se superpone un círculo (de tamaño similar a los cuadrados) y se cuenta el número de curvas de nivel que abarca (n). Se escribe el número sobre el vértice y posteriormente, cada número se transforma en valor de pendiente aplicando la misma ecuación anterior pero en la forma:

$$\alpha = \text{Arcotangente}\left(e \times \frac{n}{dr}\right)$$

donde e es la equidistancia entre curvas, n el número de curvas que entran en el cuadrado y dr la distancia real que representa el diámetro del círculo.

Por último se trazan líneas de igual valor de pendiente del mismo modo en que trazaríamos isolíneas de altitud sobre un mapa relleno de cotas de vértices geodésicos.

Una variante del método, en la que se pierde algo de exactitud, pero que resulta muy expeditiva en docencia, consiste en contar las curvas de nivel que aparecen en cada cuadrado de la malla y apuntar ese valor sobre el centro del cuadrado. Posteriormente se trazan líneas que delimiten las áreas con iguales números, cada uno de los cuales corresponde a un tipo de pendiente.

b) Método de los intervalos móviles. Se parte de establecer una clasificación de tipos de pendientes, como la recogida en la tabla adjunta para, a continuación, construir una regleta como la que aparece en la Figura 11.6; en ella aparecen una serie de marcas de acuerdo con las distancia entre curvas para cada uno de los valores límite de la clasificación. Este tipo de regletas son específicas para cada clasificación de pendientes y escala del mapa sobre el que se vayan a utilizar. Por ejemplo, en un mapa a escala 1:50.000, con equidistancia de 20 m, cuando dos curvas auxiliares están separadas 1,05 cm la pendiente es de 2º (límite del tipo 1); luego si la separación es mayor ya sabemos que la pendiente entrará en el tipo 1. Precisamente 1,05 cm es la distancia entre un extremo de la regleta y la marca que separa la pendiente tipo 1 de la del tipo 2.

La técnica consiste en ir desplazando la regleta perpendicularmente a las curvas de nivel, con el extremo del triángulo sobre una isolínea de altitud y anotando

TIPO DE PENDIENTE	PENDIENTE EN ÁNGULO	PENDIENTE EN %
1. Terreno llano	Menor de 2°	Menor del 3%
2. Ligeramente inclinado	2° a 5°	3-8%
3. Inclinado	5° a 9°	8-15%
4. Fuertemente inclinado	9° a 17°	15-30%
5. Abrupto	17° a 27°	30-50%
6. Muy abrupto	Mayor de 27°	Mayor del 50%

TABLA 1
Clasificación de pendientes utilizada por el Ministerio de Agricultura para la caracterización de la capacidad agrológica de los suelos. Límites en base a una propuesta del Servicio de Conservación de Suelos de EE.UU.

FIGURA 11.6
Regleta para el cálculo de pendientes mediante el método de los intervalos móviles. Especifica para mapas a escala 1:50.000 y 20 m de equidistancia.

sobre el mapa en qué tipo de pendiente entra la curva adyacente; cuando la separación entre curvas coincide con uno de los valores límite, se traza una línea que separe las dos zonas de diferentes tipos de pendiente. Tras pasar la regleta por todo el mapa se delimitan zonas de igual tipo de pendiente en base a esas líneas y a las curvas de nivel.

La regleta tiene dos lados; uno para utilizar entre curvas auxiliares y cuando éstas se juntan demasiado, se pasa a considerar la separación entre dos curvas maestras vecinas. Se trata de un método más laborioso que el de Terada, pero que proporciona mapas de pendientes con mayor resolución.

En ambos métodos hay que asegurarse que el conteo de curvas (o la colocación de la regleta) se realiza en una zona donde la pendiente se inclina en un solo sentido. Hay que tener cuidado con la simetría de curvas de nivel en las zonas de cuerdas y en los valles fluviales, donde se repiten curvas de igual valor. Si quedan zonas en blanco (sin valores de pendiente) se asigna el valor de los alrededores y si hay una medida puntual de pendiente diferente a las vecinas, se engloba en el valor de éstas.

Ejercicio 6 **Realización de un mapa de pendientes**

Realizar el mapa de pendientes del sector del mapa de Segovia comprendido por los siguiente límites: norte la abcisa 4527.000, oeste la ordenada 420.000, este y sur el borde del mapa. Usar el método que se prefiera de los dos descritos.

Si se opta por el método de Terada, se puede utilizar para el contaje el canavés UTM dividiendo cada cuadrado, de 1 km de lado, en cuatro cuadrados, y aplicar la variante que no requiere superponer el círculo. Si se escoge el método de los intervalos móviles, realizar previamente una fotocopia de la regleta de la Figura 11.6 sobre un papel de acetato.

Finalizada la delimitación de zonas, pintar con colores rojizos las áreas de mayor pendiente y usar colores verdes en las más llanas. Acompañar al mapa con una leyenda que indique el color que corresponde a cada tipo de pendiente.

Ejercicio 7 Construir una regleta como la de la Figura 11.6, pero que sirva para delimitar esos seis tipos de pendientes en un mapa a escala 1:10.000 con equidistancia entre curvas de nivel de 5 m (25 m entre curvas maestras).

11.5. Cálculo de superficies regulares

La Figura 11.7 recoge una imagen de la regular pirámide de Keops, que con sus 146,5 m de altura fue el edificio más grande construido por el hombre hasta 1880. La base de la pirámide mide 227 m de lado pero inicialmente eran 230 ya que tenía un recubrimiento, hoy perdido. A la hora de calcular la superficie que tenía que recubrir, los constructores de la pirámide no hicieron un simple cálculo de 227×227 m = 5,15 ha. Éste valor tan solo nos da la superficie de la base de la pirámide (su proyección sobre un plano horizontal), pero no la suma de la superficie abarcada por las cuatro caras de la pirámide que es de 8 ha. Lo mismo ocurre con los mapas topográficos: las superficies de los elementos del relieve están representadas a escala, pero el valor que se calcula directamente es el que corres-

FIGURA 11.7
Imagen aérea de la pirámide de Keops. Cortesia de DigitalGlobe, www.digitalglobe.com. Imagen original en color.

ponde a su proyección sobre un plano horizontal, no el de la superficie tridimensional verdadera.

Normalmente, la superficie que utilizamos para indicar la extensión de un país o la de una parcela agrícola es precisamente su proyección en la horizontal, la que se representa en un mapa. En cierto modo viene a significar la superficie útil. Aunque a primera vista parezca un contrasentido, si disponemos de dos parcelas de igual extensión, una sobre terreno horizontal y la otra con cierta pendiente, y van a ser repoblarlas con pinos a una separación constante, en las dos parcelas entrará el mismo número de pinos; al medir la separación entre árboles se consideran distancias sobre un plano horizontal, no se coloca la cinta métrica inclinada.

Una vez que está fijado el concepto anterior (la superficie que medimos en un mapa es su proyección en la horizontal), se pasa al cálculo en sí de las superficies. El segundo concepto a considerar es que no hay una correspondencia lineal entre la escala del mapa y la superficie, como acontece en el caso de distancias. A la hora de calcular el valor real de la superficie que ocupa un elemento (municipio, casco urbano, embalse, etc.) sobre el mapa, la fórmula a utilizar consiste en multiplicar la superficie del elemento en el mapa por el cuadrado del denominador de la escala. Esta operación suele dar lugar a cifras exponenciales de numerosos ceros con las que es sencillo cometer un error, de manera que puede que sea más práctico un segundo procedimiento; éste es un poco más laborioso y consiste en calcular en primer lugar la correspondencia entre una superficie cualquiera sencilla (1 cm^2 ó 1 mm^2) y su equivalente en la realidad, para a continuación aplicar una regla de tres. Ambos procedimientos se muestran en el Ejemplo 1.

Ejemplo 1 Cálculo de superficies

Supongamos que el aula en que se encuentra aparece representada en un plano a escala 1:1.000 por un rectángulo de 1 cm de ancho por 3 cm de largo. ¿Cuál es la extensión real del aula?

Solución:

Procedimiento 1. La superficie sobre el plano son 1 cm × 3 cm = 3 cm^2.

$$3\ cm^2 \times (1.000)^2 = 3 \times 10^6\ cm^2 \text{ reales}$$

que pasados a unidades más habituales, como m^2, suponen:

$$3 \times 10^6\ \cancel{cm^2} \times \frac{1\ m^2}{1.000\ \cancel{cm^2}} = 300\ m^2$$

es la extensión que realmente ocupa el aula.

Procedimiento 2. De nuevo la superficie sobre el plano son 1 cm × 3 cm = 3 cm^2. A escala 1:1.000, una distancia de 1 cm en el mapa equivale a

$$1\ cm \times 1.000 = 1.000\ cm = 10\ m.$$

Un cuadrado de 1 cm de lado en el mapa representa una superficie de 10 m × 10 m = 100 m^2.

Por último la regla de tres:

1 cm^2 en el mapa ——— 100 m^2 (reales)
3 cm^2 en el mapa ——— X m^2 (reales)

De donde $X = 3\ \cancel{cm^2} \times \frac{100\ m^2}{1\ \cancel{cm^2}} = 300\ m^2$.

Los dos procedimientos dan exactamente el mismo resultado, por tanto, escójase el que uno mismo prefiera para realizar los ejercicios propuestos de aquí en adelante.

Ejercicio 8 Cálculo de superficies

a) Mapa topográfico a escala 1:50.000 de Segovia. Calcular la superficie que ocupan los jardines del Palacio de La Granja, asumiendo que estos quedan abarcados por la suma de tres rectángulos.

b) El municipio de Madrid tiene una extensión en planta de 606 km^2. ¿Cuántos cm^2 ocuparía representado sobre un mapa a escala 1:100.000?

11.6. Cálculo de superficies irregulares

Cuando la superficie problema tiene una morfología excesivamente irregular como para asimilarla a una sola figura geométrica o descomponerla en varias regulares, se recurre a un aparato denominado planímetro como el que aparece en la Figura 11.8. Existe una diversidad de modelos que tiene en común el disponer de un brazo con un puntero; previa indicación al aparato de la escala del mapa sobre el que se mide la superficie, se recorre con el puntero la superficie problema; al finalizar el recorrido la pantalla indica el valor de la superficie real en las unidades que nos interesen.

FIGURA 11.8
Imagen de un planímetro de rodillos.

Al igual que en el caso del curvímetro, antes de utilizarlo es conveniente comprobar la bondad de su funcionamiento midiendo una superficie conocida, por ejemplo uno o varios de los cuadrados de la retícula UTM.

A falta de un planímetro, cuyo precio es relativamente elevado, y si la labor de medida de superficies es una actividad ocasional, pueden calcularse superficies irregulares con bastante precisión mediante el siguiente procedimiento:

a) Colocar sobre la superficie del mapa un papel milimetrado transparente.
b) Marcar sobre este papel la traza de la superficie de interés.
c) Contar los mm^2 que barca la superficie.
d) Aplicar uno de los dos procedimientos descritos en el Ejemplo 1.

Obviamente, no es necesario ir contando uno por uno cada mm^2. Se pude empezar contando cuadrados de 1 cm^2 de lado y una vez considerados todos éstos, se van añadiendo, medios o cuartos cuadrados, hasta completar los mm^2 que aparecen en zonas de borde.

A falta de papel vegetal milimetrado, la tarea se puede realizar usando papel transparente normal para trazar la superficie que posteriormente se calcará un papel milimetrado normal. Esta operación requiere una mesa de luz, pero esta puede suplirse, colocando el papel transparente y el milimetrado sobre el cristal de una ventana que reciba directamente la luz del sol.

Ejercicio 9 **Cálculo de superficies irregulares**

Utilizando el procedimiento descrito, calcular la extensión real que representa la superficie irregular que abarca la curva de 1.600 m de altitud que rodea el pico de Cabeza Mediana (coordenadas UTM X:423.700, Y:4522.050) en el mapa topográfico de Segovia. Indicar el valor en hectáreas. Antes de realizar el ejercicio, realizar una estimación rápida del orden de magnitud de la respuesta fijándose en el área que abarcan los cuadrados del canevés.

11.7. Cálculo de volúmenes

Una vez que se sabe cómo calcular el valor real de la superficie de un elemento representado en un mapa topográfico y como éste también representa la tercera dimensión (altitud), el paso a calcular volúmenes es automático; la ecuación general consiste en multiplicar la superficie del elemento por su altitud promedio.

La metodología para medir el volumen de un elemento del relieve consiste en considerarlo dividido en una serie de piezas cortadas por planos horizontales y delimitados por las curvas de nivel. Tras planimetrar la superficie inferior y superior entre dos planos, se calcula la superficie media real y ésta se multiplica por la equidistancia entre curvas de nivel. Posteriormente se suman los volúmenes de cada pieza (integración) con lo que se obtiene el volumen total del elemento de interés.

Ejemplo 2 Cálculo de volúmenes

Se supone que interesa conocer el volumen total de roca de la isla Fernándanea, cuyo mapa se realizó en el Ejercicio 1 de la Práctica 10.

Solución:

En principio, se mide la superficie abarcada por cada curva de nivel sobre el mapa. En segundo lugar se pasan cada una de esas superficies a su equivalencia real. Por último, el volumen total lo daría la ecuación siguiente:

$$\text{Volumen de Fernándanea} = \left(\frac{Sr0 + Sr15}{2} \times 15\ \text{m}\right) + \left(\frac{Sr15 + Sr30}{2} \times 15\ \text{m}\right) + \\ + \left(\frac{Sr30 + Sr45}{2} \times 15\ \text{m}\right) + \left(\frac{Sr45 + Sr60}{2} \times 15\ \text{m}\right) + \left(\frac{Sr60 \times 3\ \text{m}}{3}\right)$$

donde Sr0 = superficie real abarcada por la isolínea de cota 0; Sr15 = superficie real abarcada por la isolínea de cota 15 m y así sucesivamente; los 15 m por los que se multiplica son el valor de la equidistancia entre las curvas.

Lógicamente como la isla se suponía de forma cónica no sería necesario hace estas operaciones ya que el volumen de la isla de Fernándanea nos aporta directamente la ecuación del volumen de un cono:

$$\text{Volumen de Fernándanea} = (1/3) \times \text{Superficie de la base} \times \text{Altura} = (1/3) \times \pi\ \text{Radio}^2 \times \text{Altura} = \\ = (1/3) \times \pi(764\ \text{m})^2 \times 63\ \text{m} = 11{,}6\ \text{km}^3$$

Pero la metodología explicada es la que se usaría si las curvas de nivel tuvieran una morfología irregular, de manera que no resultara válida la aproximación a un cono.

Ejemplo 3 Estimación del volumen de un embalse

Solución:

Una de las morfologías que fácilmente se pueden obtener a partir de un mapa topográfico es el volumen que ocupan las aguas de un embalse. Conociendo la posición de la presa y su cota de embalse, el área máxima ocupada está definida por un plano horizontal que se representa como una isolínea de altitud que corta a la presa en sus dos extremos.

En la Figura 11.9 aparece el mapa topográfico del tramo del río Lozoya sobre el que se construyo el embalse de Pinilla, destinado al abastecimiento de agua a Madrid. La presa se ubicó a la altura del km 13 de la antigua carretera y tiene una cota de llenado en torno a los 1.090 m de altitud. Trazando un segmento perpendicular al cauce en ese punto obtenemos la representación de la presa.

El mapa de la Figura 11.9 tiene una equidistancia de 20 m apareciendo únicamente las curvas de nivel de 1.080 y 1.100 m. Partiendo de uno de los extremos de la presa se traza a mano alzada la posición de la curva de nivel 1.090 m procurando que vaya entre medias de esas dos, hasta que de nuevo vuelve al otro estribo de la presa.

La superficie así delimitada ocupa unos 1.545 mm^2 sobre el mapa a escala 1:50.000, que equivalen a

$$1.545\ \text{mm}^2 \times (50.000)^2 = 3{,}86 \times 10^{12}\ \text{mm}^2 \times \frac{1\ \text{m}^2}{10^6\ \text{mm}^2} = 3{,}86 \times 10^6\ \text{m}^2\ \text{reales}$$

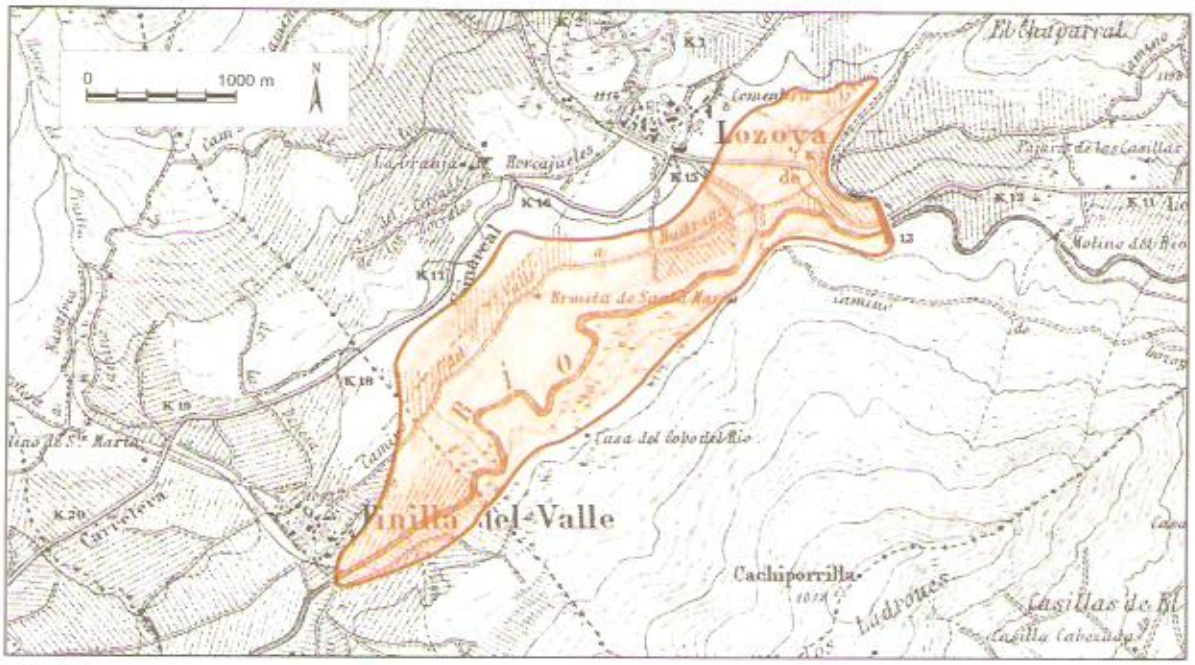


FIGURA 11.9
Mapa topográfico del área ocupada por el embalse de Pinilla. Sector de la hoja a escala 1:50.000 n.º 484 (Buitrago de Lozoya) del *Instituto Geográfico Nacional*. Edición de 1957.

Para estimar de forma rápida el volumen se supone que el embalse puede asimilarse a una pirámide invertida donde su base es la superficie máxima de embalse y su altura la profundidad en la presa. Ésta corta el cauce del río Lozoya en un punto entre las curvas de 1.060 y la de 1.080 m. Se mide con un curvímetro la distancia entre la posición de cota de 1.060 m en el cauce del río y la posición presa, y después la distancia (siguiendo el cauce) entre las curvas de 1.060 y 1.080. Mediante una regla de 3, se estima que la base de la presa se ubica a una altitud de 1.062 m, de manera que la máxima profundidad (o altura de la pirámide) será 1.090 m − 1.062 m = 28 m.

Con éstos datos el volumen resulta ser de:

$$\text{Volumen} = (1/3) \times \text{Superficie} \times \text{Profundidad} = (1/3) \times 3{,}86 \times 10^6\ \text{m}^2 \times 28\ \text{m} = 36{,}0\ \text{hm}^3$$

En el cálculo real de volúmenes habría que utilizar la metodología descrita en el Ejemplo 2, planimetrar la superficie ocupada por cada curva de nivel dentro del embalse y recurrir a una cartografía de mucha mayor escala. De todas formas, la estimación realizada es aceptable. La cifra de volumen máximo de embalse que oficialmente aporta el Canal de Isabel II, organismo propietario de la presa de Pinilla, es de 38,1 hm^3.

Ejercicio 10 Cálculo del volumen de un embalse. Mapa topográfico de Segovia

Se supone que la presa del Pradillo sobre el cauce del río Lozoya (esquina SE del mapa) es recrecida hasta alcanzar la cota de 1.320 m. Tras colocar sobre el mapa una hoja de papel transparente (preferiblemente milimetrado) realizar los siguientes ejercicios.

a) Marcar el segmento que representaría el espacio ocupado por la presa.
b) Delimitar la superficie máxima de embalse.
c) Calcular el valor real de dicha superficie.
d) Estimar el volumen de agua almacenada, suponiendo que puede aximilarse a una pirámide, tal como se hizo en el Ejemplo 3.

Se trata tan sólo de un ejemplo para aprendizaje, ya que resulta una presa demasiado grande para el volumen de agua que se lograría embalsar.

Ejercicio 11 Estimación de un volumen de roca

El volcán Santa Elena, ubicado en las montañas Rocosas, llevaba desde 1857 sin ningun tipo de actividad volcánica; su edificio tenía una forma cónica bastante regular, con la cumbre situada a unos 2.950 m de altitud. El 18 de mayo de 1980 una violenta erupción hizo que estallara la parte superior del volcán a la vez que se producía un gigantesco deslizamiento en su ladera norte. Precisamente el mapa de isolíneas de la Figura 11.2, representa la topografía del volcán después de esa erupción y en base a éste se puede realizar una estimación del volumen de roca que perdió el Santa Elena tras su erupción principal de 1980.

Al igual que en el caso del embalse del Ejemplo 3 se va a simplificar el cálculo asumiendo que el volumen de roca que perdió el volcán se puede asimilar a las dos figuras geométricas que aparecen en la Figura 11.10a: 1) un cono que representa la parte superior del pico antes de la erupción y 2) un prisma que simboliza la depresión en la ladera norte a consecuencia del deslizamiento. Las superficies a considerar son las que aparecen marcadas en marrón y relleno gris en la Figura 11.10b.

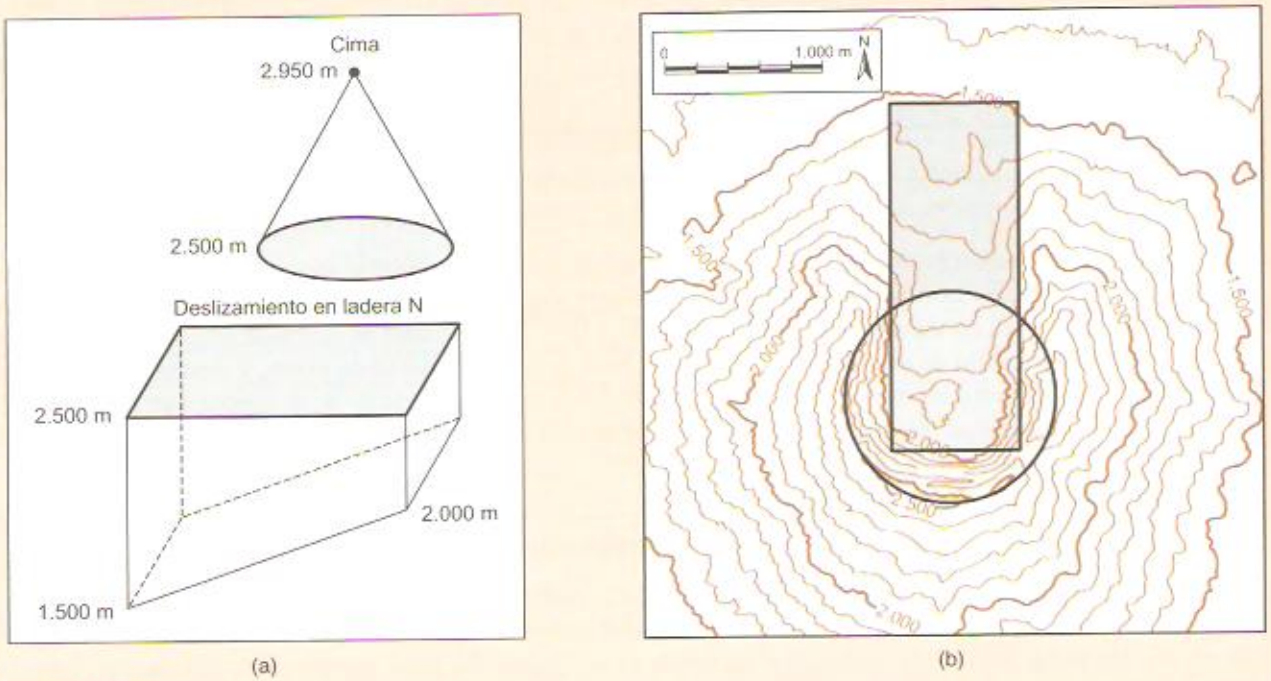


FIGURA 11.10
Elementos para el cálculo de volúmenes del Ejercicio 11. (a) Figuras geométricas. (b) Mapa topográfico para el cálculo de las superficies.

Al acabar esta práctica conviene hacer una última observación. Todos los cálculos y realizaciones presentados en las páginas anteriores pueden realizarse de forma automática, rápida y precisa utilizando sistemas informáticos basados en modelos digitales del terreno. No obstante, en nuestra modesta opinión, para que una persona maneje adecuadamente estas técnicas informáticas es muy conveniente (por no decir imprescindible) el que previamente haya realizado, alguna vez, ese tipo de realizaciones y cálculos de forma manual. De esta manera es como se consigue una adecuada comprensión de lo que se está realizando desde el teclado de un ordenador.

PRÁCTICA 12

Iniciación al trabajo con fotografías aéreas

✓ Objetivos

Conocimiento de los principios en que se fundamenta el trabajo con fotografías aéreas. Cálculo de la escala numérica de una foto aérea. Aprendizaje del manejo de los estereoscopios para visualizar imágenes en 3D. Reconocimiento inicial de elementos del paisaje en fotos aéreas.

Material de trabajo

Lápiz negro, goma de borrar y lápices de colores (azul, rojo y verde). Regla. Papel kodak-trace o, en su defecto, papel de acetato y rotuladores de alcohol con los colores citados. Calculadora con las funciones aritméticas básicas. Estereoscopio de bolsillo y conveniente uno de espejos.

12.1. Introducción

Las fotografías aéreas son fotos de la superficie terrestre que se toman desde medios aéreos (aviones, helicópteros, satélites, etc.), quedando reflejados en ellas todos los objetos y formas visibles del terreno. Por tanto, estas fotos serán muy útiles en todos aquellos estudios que precisen un conocimiento detallado de las formas de la superficie terrestre como la topografía, cartografía geológica, geología estructural, geomorfología, etc., o de los objetos que están sobre ella (botánica, edafología, arqueología, urbanismo, defensa, etc.).

Las fotografías aéreas pueden tomarse perpendicularmente a la superficie terrestre o en posición oblicua. En el primer caso se las denomina fotos aéreas verticales. Este tipo de fotografías son las más útiles en estudio del medio físico mientras que las oblicuas suelen tener una función de carácter más decorativo.

En fotogrametría se puede trabajar con distintos tipos de películas (infrarroja, película en color, etc.), pero la más común en los estudios geológicos es la película pancromática (en blanco y negro y toda la gama de grises) de alta sensibilidad, lo que permite registrar todas las longitudes de onda del espectro visible y apreciar detalles muy pequeños. Con frecuencia las fotos aéreas están tomadas en blanco y negro debido al elevado precio de las fotografías aéreas en color, no tanto por el coste de la película, como por la necesidad de mejores condiciones de visibilidad para la realización de los vuelos.

La fotografía aérea presenta varias ventajas con relación a la observación directa por el ojo humano de la superficie del terreno como las siguientes:

1. Observación mejorada, obteniendo un amplio campo de visión que permite visualizar de golpe todo un contexto. Sobre el terreno un árbol tapa el bosque.
2. Se registra un espectro de radiación más amplio que el visible que aprecia el ojo humano.
3. También la resolución de las fotos es superior a la de nuestros ojos. En las fotos quedan registrados detalles que no se apreciarían si simplemente se mira por la ventanilla de un avión.
4. Permanencia. Una vez realizadas las fotos es una información que permanece registrada para trabajar cuando sea conveniente.

12.2. Información en los márgenes de las fotos

Las fotos aéreas pueden realizarse en el formato que más convenga, pero el de uso más sistemático son los negativos de tamaño 22,8 × 22,8 cm. Sin embargo, el formato externo de la foto no tiene que ser exactamente un cuadrado ya que se suele añadir uno o dos márgenes más gruesos que los restantes, donde incluir la siguiente información de interés (Figura 12.1):

1. Identificación de la foto. Puede ser por indicación en primer lugar del número de rollo y después el número de fotograma; también indicando la hoja del mapa topográfico (generalmente a escala 1:50.000) en el que se encuentra la foto, más un número de identificación. Otra posibilidad es el número de banda (o pasada) más un número de fotograma. Además, puede aparecer un contador que indica un número de foto independiente del número de identificación.
2. Altímetro que indica la cota del avión en el momento de realizar la imagen. Puede venir indicada en dos sistemas de medida: en metros o en pies.
3. Marcas fiduciales. Consisten en una serie de elementos que permiten identificar el nadir o punto central de la foto. Aparecen en forma de muescas situadas en la mitad de los lados del cuadrado, o bien como una X en los vértices o en los centros de los lados. En algunos vuelos el nadir aparece como una pequeña cruz impresa sobre el propio fotograma.
4. Información sobre la cámara fotográfica. Básicamente tiene que aparecer la distancia focal de la cámara o separación entre la lente y el negativo expresada en mm. En ocasiones también se indica el número de serie y modelo de la cámara.

FIGURA 12.1
Ejemplos de distintos tipos de márgenes en fotos aéreas.

5. Indicación de la fecha y la hora de realización del vuelo. Este segundo dato queda registrado por un reloj, y nos informa sobre la posición de las sombras.
6. El nombre de la empresa que ha realizado el vuelo y/o del organismo que lo ha encargado.
7. Otros datos de interés, que no siempre aparecen, son la escala numérica aproximada de la foto, su orientación con una simple flecha que indica el norte y la hoja de vuelo.

12.3. Escala de las fotos y su cálculo

A diferencia de los mapas, una primera idea clave en el manejo de imágenes aéreas es que, la escala de las fotos es variable. Esto es debido, por un lado, a que las zonas de cumbres se encuentran más cerca del objetivo de la cámara que las zonas deprimidas y valles. Pero aun cuando la foto se tome de una superficie llana, la escala sigue siendo variable puesto que el centro de la foto (nadir) se encuentra más cerca de la cámara que los laterales, de manera que la escala va disminuyendo desde el centro hacia los bordes del fotograma.

La escala aproximada de la fotografía aérea puede aparecer indicada en la información de los laterales del fotograma, o bien puede conocerse de antemano a qué escala general se realizó el vuelo. Las escalas habituales oscilan entre 1:5.000 y 1:40.000 siendo los valores más frecuentes en España, 1:33.000 y 1:18.000.

Si no se dispone de esta información, hay dos procedimientos para deducir la escala de una foto aérea:

1. Mediante las relaciones que se establecen entre los triángulos semejantes que aparecen en la Figura 12.2. La relación que hay entre la distancia focal (df) de la cámara con que se tomó la fotografía y la altura de vuelo del avión sobre el terreno (H), es proporcional a la relación que hay entre el tamaño de la foto (o negativo) y la superficie fotografiada. Precisamente el cociente entre estas dos últimas variables es la escala: la relación entre una distancia cualquiera en la foto (su longitud total) y la longitud total del área fotografiada, de manera que:

$$\frac{df}{H} = \frac{\text{Longitud de la foto}}{\text{Longitud del área fotografiada}} = \text{Escala}\left(\frac{1}{D}\right)$$

Este procedimiento requiere restar a la altura de vuelo (indicada en los márgenes del fotograma) la altitud media del terreno fotografiado, información que se obtiene a partir de un mapa topográfico de la zona.

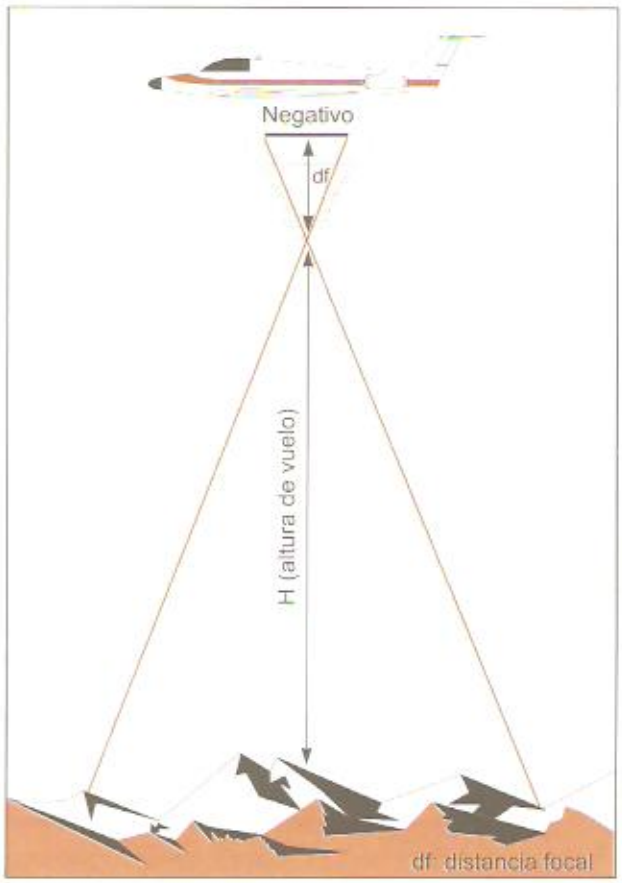


FIGURA 12.2
Esquema para el cálculo de la escala de una foto aérea por triángulos semejantes.

2. La segunda forma de calcular la escala consiste en medir la distancia entre dos puntos de la foto (Xf) y sus homólogos en un mapa de escala conocida (Xm), pongamos que de escala 1:50.000. De esta manera se establece una regla de tres de forma:

   Xf —— 1/Denominador de la escala de la foto
   Xm —— 1/50.000

   Para evitar los cocientes resulta más operativo eliminar el 1 en las fracciones planteando una regla de tres inversa que resulta ser:

   Xf —— 50.000
   Xm —— Denominador de la escala de la foto

   Despejando la relación nos queda: Denominador de la escala de la foto = (Xm/Xf) × 50.000, supuesto que 1:50.000 sea la escala del mapa utilizado.

Este segundo procedimiento sirve para conocer la escala numérica de un mapa, que ha recibido una ampliación o reducción por medios fotomecánicos a partir de un original de escala conocida. Tras la modificación se puede dar la circunstancia de que el mapa original no llevase escala gráfica o bien que ésta no haya salido reproducida en la copia. Tras identificar dos puntos en el mapa original y en la copia se miden sus distancias con una regla (Do, en el mapa original, Dc en la copia) y se plantea la misma regla de tres que en el caso de la foto y el mapa, quedando:

Distancia entre dos puntos de la copia del mapa —— Denominador de la escala del mapa original

Distancia entre dos puntos del mapa original —— Denominador de la copia modificada del mapa

Ejemplo 1 **Obtención de la escala numérica de una foto aérea**

Calcular la escala numérica de las fotos aéreas que aparecen en la tripleta de la Figura 15.9 la cuales representan parte de la hoja topográfica a color de Segovia a escala 1:50.000. Los laterales de una de las fotos son los dos primeros bordes de todos los recogidos en la Figura 12.1.

SOLUCIÓN:

Procedimiento 1. El altímetro recogido en el borde más grueso de la foto indica que la altitud de vuelo era de 4.440 m, mientras que en el borde más fino se puede leer que la distancia focal de la cámara era de 152,47 mm.

La fotografía corresponde a la vertiente oriental de la cuerda que pasa por el pico de Peñalara: fijarse como en la foto destacan dos lagunas (aparecen en color negro) que se corresponden con la Laguna Grande de Peñalara y la laguna principal del grupo de Cinco Lagunas, sitas justo al sur y al este del Pico de Peñalara.

El mapa topográfico de la zona (hoja de Segovia, en cuadernillo interior a color) permite estimar una altitud media de la zona en torno a unos 2.000 m que restados a los 4.440 m de la altura de vuelo dan para H un valor de unos $2{,}4 \times 10^3$ m. Aplicando la fórmula Escala 1/D = df/H, queda:

$$\frac{1}{D} = \frac{152{,}47 \text{ mm}}{2{,}4 \times 10^3 \text{ m}}$$

Dejando 1 en el numerado y eliminado unidades por factores de conversión

$$\frac{1}{D} = \frac{\frac{152{,}47}{152{,}47}\ \cancel{\text{mm}}}{\frac{2{,}4 \times 10^3}{152{,}47}\ \cancel{\text{m}}} \times \frac{1\ \cancel{\text{m}}}{1.000\ \cancel{\text{mm}}} = \frac{1}{16.000}$$

Procedimiento 2. Se eligen dos puntos singulares fácilmente reconocibles en la foto y en el mapa que bien pueden ser los centros de las dos lagunas citadas. La separación entre éstas en la foto de la derecha es de 9,5 cm, mientras que en el mapa topográfico a escala 1:50.000 están distanciadas 3,2 cm, de manera que

9,5 cm —— 50.000
3,2 cm —— Denominador escala de la foto

$$\text{Denominador escala de la foto} = \frac{3{,}2 \times 50.000}{9{,}5} = 16.842 \qquad \text{Escala 1:16.800}$$

Es normal que los dos valores obtenidos no sean exactamente iguales, sino similares.

Ejercicio 1

a) Tras hacer una fotocopia del mapa topográfico de Segovia, marcar sobre ésta los bordes de la imagen central de la tripleta de la Figura 15.10.

b) La escala general del vuelo de esa fotografía, diseñado para cubrir toda la Comunidad de Madrid es de 1:18.000. ¿Por qué razón en esa zona la escala resulta ser mayor, del orden de 1:16.400?

Ejercicio 2 Calcular la escala numérica del par de fotos aéreas de Patones que se utilizan en la Práctica 17, empleando como apoyo el mapa topográfico que se incluye en la misma práctica. Utilizar los dos procedimientos descritos en base a la siguiente información.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA:

Procedimiento 1. En los bordes de las fotos se indicaba que la distancia focal fue de 153,26 mm y la altura de vuelo de 15.840 pies (1 pie = 0,305 m).

Procedimiento 2. Realizar una fotocopia del mapa topográfico de Patones (Figura 17.1) y marca sobre éste los bordes de la foto izquierda sabiendo que vienen definidos, más o menos, por las siguientes coordenadas UTM:

Límite oeste X = 458900	Límite este X = 463900
Límite norte Y = 4528750	Límite sur Y = 4522150

Con una diagonal del cuadrado marcado en el mapa más la diagonal de la foto ya se dispone de las dos distancias a utilizar en la regla de tres inversa.

12.4. Orientación de las fotos

El avión que realiza las fotografías aéreas puede desplazarse según una dirección cualquiera en función de los objetivos que interesen, pero en los vuelos sistemáticos que cubren una gran extensión (un país, una comunidad autónoma) el avión sigue un recorrido de vuelo en el que realiza una serie de pasadas paralelas entre sí según una dirección este-oeste. A cada uno de estos recorridos se les denomina bandas y hay que tener en cuenta que al final de cada una el avión invierte su sentido de vuelo (Figura 12.3).

Las fotografías aéreas se orientan, la igual que los mapas, con el norte hacia arriba. Para el caso de las fotos tomadas en España y debido a su latitud septentrional, las sombras siempre marcan hacia el norte. Con estos dos datos ya se pueden orientar las fotos ya que solo caben dos posibilidades: que el norte esté en la parte superior de la foto o a la inversa. Si el vuelo no cumple esta regla, la única forma de orientarlo será el recurso a un mapa topográfico en el que se identifique la posición de los fotogramas.

El número de bandas y de fotografías que será necesario para recubrir una zona de interés dependerá de

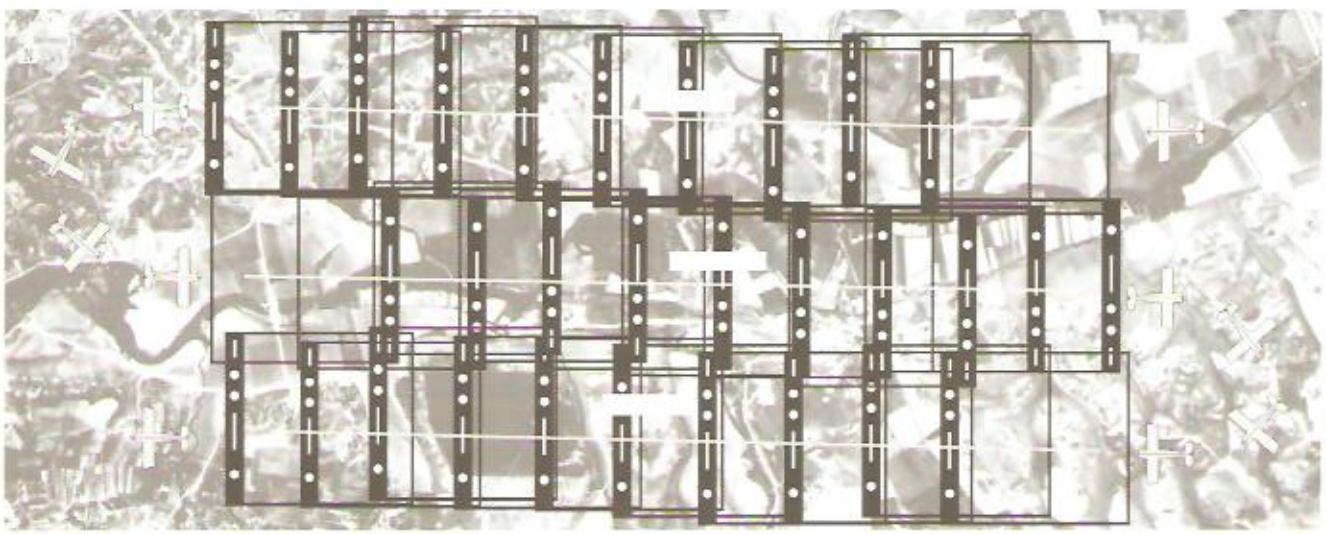


FIGURA 12.3
Dirección de los vuelos fotográficos sistemáticos.

la escala de la fotografía. Por ejemplo, se necesitan unas 30 o 40 fotografías a escala 1:33.000, agrupadas en 4 o 5 bandas, para tener un recubrimiento estereográfico completo de la superficie de una hoja topográfica a escala 1:50.000.

La toma de las fotografías se realiza de manera que una imagen se solapa del orden del 60% con la superficie de la foto vecina. De esta manera se consigue tener dos fotogramas de una misma zona pero con distinta posición de la sombras ya que entre las dos tomas el avión cambia de posición. Con esta duplicidad de fotos se persigue el poder visualizar imágenes del terreno en 3D como si se estuviera viendo una maqueta. Además, las imágenes de dos bandas vecinas se solapan del orden de un 20% a fin de poder descartar las zonas más externas del fotograma donde la deformación de la imagen es mayor.

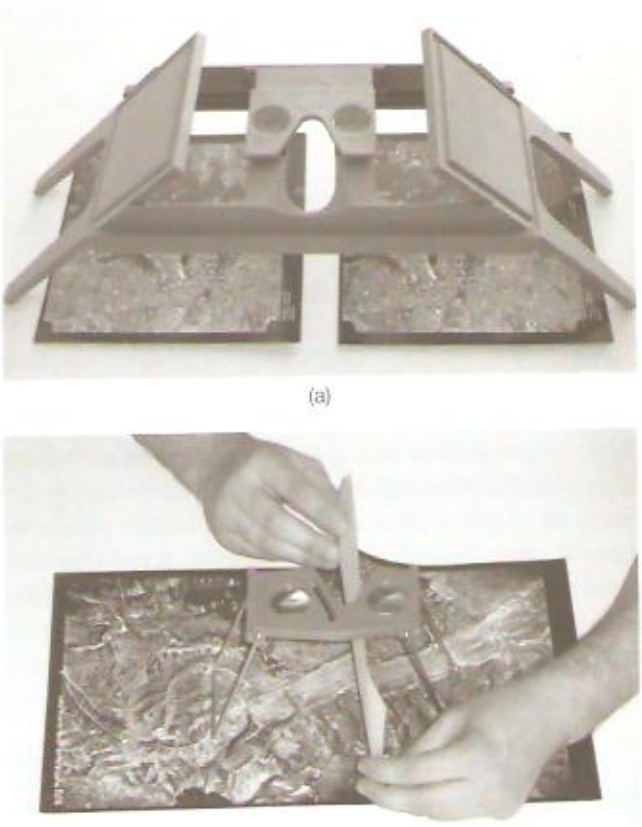
12.5. Visión estereoscópica

Los seres humanos disponemos de dos ojos porque recurrimos a la visión estereoscópica para poder apreciar imágenes en tres dimensiones. Cada ojo visualiza un mismo objeto pero desde ángulos distintos, y por tanto con diferente apreciación de las sombras. Si cerramos un ojo, nuestro cerebro ya no recibe la adecuada información para construir imágenes en 3D, pero como guarda otras en memoria y sabe que es un defecto de información, corrige la imagen que vemos dándonos la sensación de que estamos apreciando volúmenes

La diferencia en el ángulo de visión se denomina paralaje y se produce por la separación existente entre cada ojo. La separación ocular en el ser humano suele estar entre 6 y 7 cm y permite construir buenas imágenes tridimensionales hasta distancias de aproximadamente 100 metros; para poder ampliar esta distancia sería necesario aumentar la separación ocular. Las líneas de visión tienden a ser paralelas cuando observamos objetos lejanos y convergentes cuando enfocamos hacia objetos cercanos.

Para poder observar fotografías o dibujos en tres dimensiones se requiere dos imágenes de la misma zona con sombras distintas y que nuestros ojos las visualicen mirando en paralelo (hacia el infinito) en vez de colocar los ojos en una posición de enfoque convergente hacia un objeto cercano.

La visión en 3D de dos fotos aéreas se puede conseguir colocando una imagen enfrente de cada ojo y forzándolos a que adopten un enfoque hacia el infinito, pero es más adecuado el recurso a unos aparatos denominados estereóscopos o estereoscopios (abreviadamente «estéreos»); éstos son unos instrumentos construidos con lentes y espejos que sirven para observar con cada ojo una sola imagen cercana, de manera que se vean las fotografías aéreas en 3D sin forzar demasiado la vista. Existen dos tipos de estereoscopios, el de espejos, generalmente para trabajo de gabinete y el de bolsillo, plegable, que es el que habitualmente se usa para los trabajos de campo (Figura 12.4). El primero se basa en un sistema de prismas y espejos mientras que el segundo consiste en un soporte con dos simples lentes bicóncavas que, en cierto modo, ponen «bizco al usuario».



(a)

(b)

FIGURA 12.4
Tipos de estereoscopios. (a) De espejos. (b) De bolsillo.

12.6. Manejo del estereoscopio de espejos

La obtención de imágenes en 3D con el estéreo de espejos es muy fácil. Se colocan dos fotogramas de numeración consecutiva, paralelos y con la misma orientación, con el nadir de cada foto más o menos en la vertical del centro del espejo; también hay que procurar que el eje longitudinal del estéreo esté paralelo al

eje longitudinal del par estereoscópico. Al mirar a través de las lentes o de los prismas se ve directamente una maqueta del paisaje. Si no se consigue la visión 3D, separar o juntar lentamente las fotos, moviendo los dos fotogramas al mismo tiempo, sin perder el paralelismo horizontal entre fotos, hasta alcanzar una nítida visión tridimensional.

Los estereoscopios de espejos de uso más corriente en docencia suelen ser un modelo plegable como el que aparece en la Figura 12.4a. Una pequeña precaución a tomar en consideración consiste en procurar no colocar la superficie de los dedos sobre los espejos en las operaciones de montado y desmontado del estéreo, ya que quedan unas huellas que disminuyen la visibilidad a través de éstos. Las personas con el pelo largo deben procurar llevarlo recogido, para evitar otro proceso que disminuye la cantidad de luz que llega a las fotos.

Ejercicio 3 Separación óptima de pares de fotos. Sólo si se dispone de estereoscopio de espejos

Cuando se va a trabajar durante mucho tiempo con imágenes en 3D mediante un estereoscopio de espejos, se consigue una menor fatiga ocultar si se fija la posición del par estereoscópico siguiendo los pasos que se describen a continuación.

En primer lugar hay que calcular el centro de cada fotograma (nadir) a partir de las marcas fiduciales que existen en los márgenes o en los vértices de las fotografías aéreas.

En base a estas marcas se trazan dos líneas; se cruzan en el centro de la fotografía, nadir, o vertical del punto donde fue realizada la fotografía por el avión (Figura 12.5).

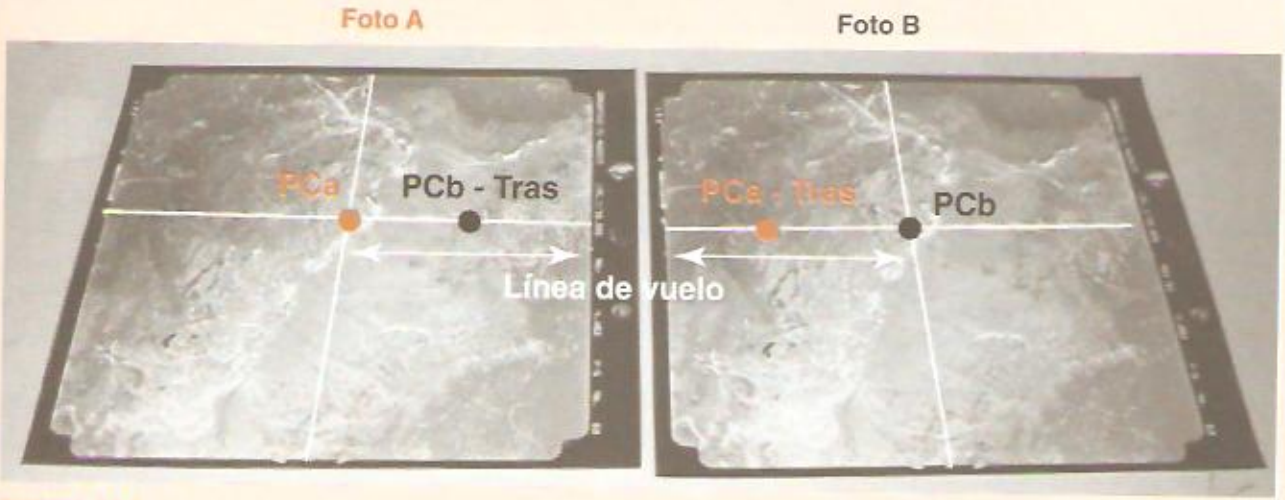


FIGURA 12.5
Determinación de la línea de vuelo sobre un par esteroscópico (González Casado y Giner, 2003).

A continuación se marca en cada fotograma el centro de la fotografía vecina, de tal forma que cada fotograma tendrá un punto central (PC) y dos puntos centrales transferidos (PC-Tras) de las fotografías contiguas. La línea que une el punto central (PC) y el punto transferido (PC-Tras) corresponde a la línea de vuelo del avión.

Una vez dibujadas estas líneas, se sitúan los dos fotogramas debajo del estereoscopio. Los puntos PCa y PCa-Tras deben observarse uno con cada ojo, procurando que queden situados en el centro de visión; además la línea recta que los une debe ser paralela al eje longitudinal del estereoscopio.

Si se mide la distancia que hay entre PCa y PCa-Tras, viendo en relieve, se obtiene la base de separación del estereoscopio que se está usando: la distancia a la que se deben situar dos puntos para una visión óptima con ese estereoscopio de espejos en concreto.

12.7. Manejo del estereoscopio de bolsillo

La visión tridimensional con el estereoscopio de bolsillo es una operación algo más compleja que con el de espejos. El de bolsillo tan solo permite ver directamente en 3D una franja de la foto de unos 6-7 cm de ancho (separación media entre ojos) de manera que hay que colocar las fotos de formato 22,8 × 22,8 cm paralelas, la izquierda montada encima de la derecha de tal manera que centro de cada lente este en la vertical de algún objeto que se repita en las dos fotos.

Si no se consigue ver en 3D y se ve una imagen doble, intentar que las dos imágenes se junten en una sola ya sea separando o juntando lentamente los dos fotogramas, o bien probar a girar suavemente el estéreo a derecha o izquierda.

Una vez que se consigue ver tridimensional una franja de 6-7 cm, hay que ir desplazando lateralmente hacia la izquierda el estéreo al mismo tiempo que se va levantado el fotograma izquierdo, de manera que ahora sobre la lente derecha aparecen objetos que antes estaban tapados por el fotograma (Figura 12.4b). Cuando se haya visto toda la parte común entre las dos fotos, el extremo del fotograma izquierdo choca contra el soporte del estereoscopio, indicándote la razón por la que el formato 22,8 × 22,8 cm es un estándar. No obstante, antes de intentar ver pares de fotos estándar en 3D con el estéreo de bolsillo, es conveniente realizar el siguiente Ejercicio 3.

Ejercicio 4 **Aprendizaje del estereoscopio de bolsillo**

Desplegar el estereoscopio de bolsillo y colócarlo sobre las dos imágenes de la Figura 12.6, procurando que quede paralelo a la figura y con los centros de las lentes sobre los centros de las dos imágenes. Mirando a través del estereoscopio con la frente en contacto con el soporte (pero sin dejar el peso de la cabeza sobre éste) se tiene que ver como la imagen del CD se superpone sobre la de la pantalla de la computadora.

FIGURA 12.6
Imágenes para la realización del Ejercicio 3.

Si tras un cierto tiempo no se consigue, dejar de mirar por el estéreo, relajar los ojos un rato mirando al infinito y volver a intentarlo de nuevo.

Si se mira hacia la derecha y hacia la izquierda, se verán imágenes dobles del CD o de la pantalla: esa no es una posición correcta de los ojos, tienen que mirar hacia el centro y enfocar hacia el infinito.

Por si sirve de ayuda, la posición de enfoque de los ojos para ver en 3D es la misma que se necesita para visualiza las imágenes escondidas en los libros, que posiblemente se hayan visto alguna vez, titulados «Ilusiones ópticas» o «El Ojo Mágico».

Algunos modelos de estéreos de bolsillo disponen de un sistema de ajuste para variar la distancia entre lentes. Si es el caso, probar a usarlo hasta encontrar la separación entre lentes que más beneficie.

Una vez que se haya realizado el ejercicio anterior, intentar realizar la misma operación sobre los montajes de fotos que aparecen en las Figuras 13.8, 15.9 y 16.8. Tras conseguir ver el relieve en un sector de un par de fotos, desplazar el estéreo de arriba hacia abajo (o viceversa) hasta que se consiga visualizar en 3D toda el área representada en la foto.

La primera vez que se consigue ver un relieve en 3D usando la visión estereoscópica artificial, llama la atención el alto grado de exageración del relieve. Esta exageración es variable en función de una serie de factores como la altura del vuelo, la hora en que se hizo la foto (lo que condiciona el tamaño de las sombras) y la separación entre pares estereoscópicos. También depende de la distancia interpupilar del observador y de su capacidad de visualizar el relieve, de manera que dos personas con el mismo par estereoscópico y estéreo aprecian un relieve diferente. Esta exageración del relieve en fotos estándar suele ser de 3 a 5 veces (denominador de la escala vertical de 3 a 5 veces menor que el de la escala horizontal) lo cual conlleva efectos positivos y negativos. Un relieve exagerado permite apreciar pequeños cambios de altitud de interés en Geología, como puede ser la disposición de niveles de terrazas. En el lado de las sombras, la exageración vertical da lugar a que sea más costosa la visualización del relieve en áreas montañosas de fuertes pendientes.

12.8. Trabajando sobre fotografías aéreas

La visón en 3D con fotografías aéreas permiten una precisa y rápida identificación de elementos del terreno, pero a la hora de delimitar éstos no se suele pintar directamente sobre la foto ya que quedaría inutilizada para posteriores usos; aparte, siempre es conveniente dejar la posibilidad de poder borrar un trazo erróneo.

La forma de trabajo más clásica consiste en el empleo de un papel especial (kodak-trace es una marca) consistente en un acetato con una impregnación que permite dibujar con lapiceros sobre él y, al mismo tiempo, la posibilidad de algún borrado.

Una vez colocado el papel (lado brillante del papel en contacto con el fotograma), la primera operación consiste en el dibujo de las marcas fiduciales o sucesivos entrantes y salientes que aparecen en los bordes del fotograma, lo que permite quitar el papel y volverlo a colocar sobre el fotograma en la misma posición original. Para la sujeción del papel al fotograma se puede recurrir a simples clips.

Como segunda opción se puede emplear el papel de acetato convencional, pero sobre éste no se puede utilizar lápices sino que hay que trazar las líneas con rotuladores de alcohol; éstos no admiten borrado o es muy grosero, a base de impregnar un algodón (los bastoncillos para higiene de oídos) con alcohol.

El recurso al clásico papel vegetal debe quedar como última medida ya que este tipo de papel tiene un bajo nivel de transparencia que provoca una gran pérdida de luminosidad. Una solución para salir del paso puede ser trabajar observando el relieve en 3D, con el papel vegetal levantando y posteriormente, con el vegetal en contacto con el fotograma dibujar el elemento previamente reconocido.

Cabe una cuarta posibilidad que consiste en escanear las fotos para su posterior impresión. Con el notable desarrollo de los actuales sistemas de impresión, incluso con los de tipo doméstico se obtienen imágenes de calidad suficiente sin una excesiva merma del original.

Ejercicio 5 Reconocimiento de elementos del paisaje en foto aérea

La foto de la Figura 12.7 es una imagen de gran escala, del orden de 1:10.000, sobre la vertical de la costera y donostiarra localidad de Zumaya. Por la mitad de la foto se aprecia la ría que se origina en la desembocadura del río Urdiola. En este ejercicio sólo se utiliza un fotograma, pero sin necesidad de recurrir a la visión en 3D se puede localizar numerosos elementos del paisaje para irse acostumbrando al reconocimiento de los elementos del terreno desde fotografías aéreas verticales. Tras colocar un papel transparente sobre la foto realiza las siguientes acciones.

a) Marcar el contorno del cauce de la ría en azul así como el de las dos islas dentro del río e indicar con una flecha el sentido del movimiento del agua.

b) El río está cruzado por tres puentes. Trazar por encima de estos una línea roja y a continuación marca en rojo todas las vías de comunicación que se pueda reconocer. Si alguna carretera parece especialmente importante, se marca con una línea doble, una por cada calzada.

c) De los tres puentes señalados uno es de un ferrocarril y otros dos de carreteras. Identificar aquél y sobre la línea de ferrocarril dibuja pequeños segmentos verticales que simbolicen las traviesas de la vía.

FIGURA 12.7
Fotografía aérea vertical de la localidad de Zumaya. Fotograma 5210 dentro del MTN a 1:50.000 n.º 63. Cortesía de *Azimut S.A.*

d) Hay tramos del ferrocarril que no se han podido dibujar porque discurre bajo tierra por dos túneles. Marcar éstos en rojo con trazo discontinuo y en las bocas de los túneles dibujar un semicírculo que simbolice la forma de la entrada.

e) Marcar los cruces entre las vías de comunicación con signos que simbolicen puentes. Si no se sabe cuál es el signo, mirar en el mapa topográfico de Segovia cómo se representa el cruce entre una carretera y un río.
f) Localizar la estación de ferrocarril y escribir junto a ella las siglas EFC.
g) Identificar un par de naves industriales y trazar con lápiz rojo su contorno en planta.
h) Dentro del casco urbano de Zumaya, localizar una plaza ajardinada y marcar su contorno con lápiz de color verde y rellenar la figura de color verde. Repetir la misma operación con otra plaza ajardinada sita más al sur.
i) Identificar la presencia de varios barcos en el puerto y en el astillero.
j) Identifica una plantación de árboles frutales que se reconocen por aparecer sus copas como puntos alineados. Delimita la plantación con lápiz verde y rellena con una trama de puntos verdes.
k) Finalmente, construir una leyenda con todos los signos que se han utilizado para realizar este incipiente mapa del entorno de la localidad de Zumaya.

PRÁCTICA 13

El medio fluvial

✓ Objetivos

Conocimiento de los procesos por los que los cursos de agua superficial moldean el paisaje. Elaboración de perfiles longitudinales de ríos. Aprendizaje en la delimitación de las cuencas hidrográficas a partir de mapas topográficos. Distinción entre divisoria hidrográfica e hidrológica. Reconocimiento de las distintas redes de drenaje y de elementos característicos del paisaje fluvial. Medidas para mitigar el impacto de la inundaciones.

Material de trabajo

Lápiz negro y goma de borrar. Lápices de colores. Papel milimetrado. Calculadora con funciones aritméticas básicas. Papel transparente. Estereoscopio de bolsillo. Papel kodak-trace o en su defecto papel de acetato y rotuladores de alcohol. Conveniente, un curvímetro.

13.1. Introducción

Sin lugar a dudas, las aguas corrientes son el principal agente de erosión sobre las superficies emergidas. Los ríos y arroyos están presentes sobre casi todas las latitudes y son los agentes de erosión que movilizan un mayor volumen de sedimentos. Si se hace la prueba de dibujar de forma rápida algún tipo de paisaje, casi con todo seguridad se marcará un valle fluvial en medio de dos montañas. Las aguas de ríos y arroyos son la principal fuente de abastecimiento de agua para la humanidad y a la inversa, cuando se salen de su cauce ordinario pueden dar lugar a inundaciones que originan los mayores pérdidas de vidas humanas y económicas, de todos los riesgos geológicos.

Se puede definir un río como un curso de agua superficial con circulación permanente y concentrada en un lecho y, en general, de alto caudal. Puede desembocar en el mar, en un lago o en otro río, no necesariamente de mayor envergadura. A diferencia del río, un arroyo es una corriente de agua de carácter ocasional, durante la época de lluvias y/o durante el deshielo de las nieves en las cumbres. Otra diferencia entre estos dos tipos básicos de cursos de agua consiste en la menor longitud del segundo. El término torrente se suele reservar para los arroyos que aparecen en áreas montañosas con fuertes pendientes.

13.2. Procesos fluviales

Los ríos disponen de potencia o energía resultado de combinar la masa de agua desplazada por su velocidad. El río emplea esa potencia en vencer las fricciones externas e internas, en erosionar el lecho y en transportar los sedimentos que arrastra. Si la potencia total o bruta supera las fricciones externas e internas (potencia neta) el río erosiona. En caso contrario, predominan los procesos de sedimentación.

Los cursos de los ríos pueden dividirse en tres tramos en función de la energía o de los procesos dominantes: 1) curso superior o alto, donde hay un predominio de los procesos erosivos, 2) curso medio caracterizado por el transporte y 3) curso inferior o bajo, donde el río tiende a depositar los sedimentos. Cambiando la escala, un modelo similar se puede aplicar a los torrentes de montaña: curso alto (cuenca de recepción), curso medio (canal de desagüe) y curso bajo (cono de deyección, abanico aluvial).

Curso alto-erosión. El río principal y sus afluentes circulan por valles con una sección muy marcada en V, con tramos rectilíneos y con fuertes pendientes en los que hacen su presencia rápidos, cascadas y cataratas; sobre el lecho del cauce fluvial aparece una forma erosiva típica: los pilancones o marmitas de gigante, que consisten en depresiones de forma cilíndrica, a escala decimétrica o métrica, producidas por cantos que desgastan el lecho al girar de forma helicoidal.

Curso medio-transporte. La pendiente del cauce se suaviza y los tramos tienden a ser algo más curvos. El proceso de transporte es prioritario y se realiza por distintos mecanismos. De mayor a menor tamaño de los sedimentos transportados viajan como (Figura 13.1):

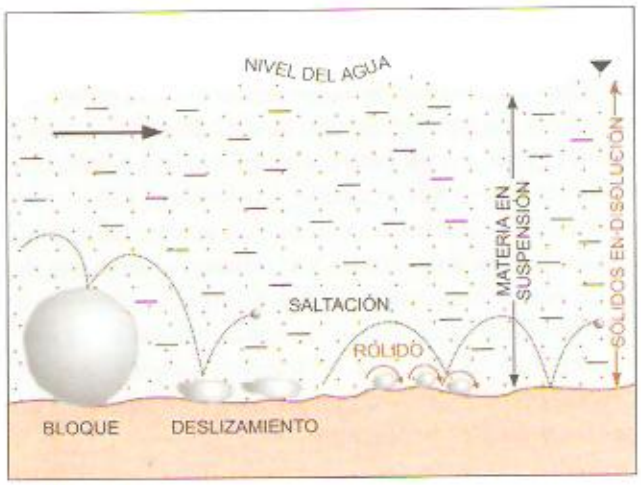


FIGURA 13.1
Mecanismos de transporte de los sedimentos en un río (sección longitudinal del cauce).

a) Carga de fondo, constituida por el material que está siempre en contacto con el lecho, como grandes bloques (que solo se movilizan en aguas altas), cantos que se deslizan y otros de menor tamaño que se desplazan por rólido (girando sobre sí mismos).

b) Saltación, granos de menor tamaño que la carga de fondo que se mueven en contacto intermitente con el lecho.

c) Materia en suspensión, formada por arcillas y coloides que solo se depositan cuando la corriente disiminuye su energía o se frena totalmente.

d) Sólidos en disolución (iones como Cl^-, Ca^+, etc.) que únicamente sedimentan por procesos químicos, independientemente de la velocidad de la corriente.

Curso bajo-sedimentación. Las aguas discurren tranquilas sobre terrenos suaves tendiendo a un trazado sinuoso que busca la menor pendiente o la menor energía. El río va depositando todo el material que arrastra empezando por la carga de fondo y finalizando por la materia que se desplaza en suspensión. El perfil longitudinal del valle tiene una forma de trapecio, a diferencia del perfil en V del curso alto. La base plana del trapecio surge por la sucesisva acumulación de sedimentos que conforman la denominada llanura aluvial.

En estas llanuras aluviales encontramos dos modelos generales de sedimentación:

a) Ríos braided (anastamosados, entrelazados). Tienen un cauce único más bien rectilíneo, pero formado por varios canales más sinuosos separados entre sí por barras o pequeñas islas de arena (Figura 13.2a). Los sedimentos son

(a)

(b)

FIGURA 13.2
Sedimentación fluvial. (a) Imagen de río braided o anastomosado. Parque Nacional del lago Kluane. Cortesía de *Natural Resources, Geological Survey of Canada*, sts.gsc.nrcan.gc.ca. (b) Point bar en la orilla cóncava de un meandro. Cañon del río Duraton, Segovia. (Fotografía de José Manual González Casado.)

principalmente de tamaño arena que se depositan en forma de láminas inclinadas sobre los laterales de las barras o islas. Los canales migran continuamente pudiendo dejar tramos aislados del cauce principal donde se forman depósitos de arcilla por decantación.

b) Ríos meandriformes, de cauces sinuosos, en los que hay una erosión en la orilla cóncava y sedimentación en la convexa, dando lugar a depósitos en forma de media luna denominados point-bar (Figura 13.2b). Los sedimentos se disponen en secuencias verticales granodecrecientes: cicatriz erosiva, cantos de carga de fondo, arenas y finalmente arcillas. El modelo de sedimentación meandriforme aparece más cerca de la desembocadura que el modelo tipo braided.

En el curso bajo de un río es frecuente encontrar una serie de superficies planas y escalonadas denominadas terrazas fluviales (Figuras 13.3a y b). En un mismo cauce pueden aparecer más de una veintena de niveles de terrazas a distintas cotas, dispuestas de manera que la terraza más antigua es la que se encuentra a mayor altitud y se la denomina T1, aumentando el número cuanto más reciente. La terraza más moderna es por la que actualmente discurre el río y suele coincidir con la denominada llanura de inundación.

(a)

(b)

FIGURA 13.3
Terrazas fluviales. (a) Numeración de los distintos niveles de terrazas (bloque diagrama de Tarbuck y Lutgens, 2000). (b) Nivel de terraza en el río Jarama, Madrid. El lago es una gravera inactiva (Las Madres) en la que aflora el nivel del agua subterránea. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

Los sistemas de terrazas se originan por la alternancia de procesos de erosión y sedimentación sobre un mismo tramo de un cauce, originados a su vez por modificaciones en la dinámica del río que pueden se generadas por varias causas como:

1. Cambios en el nivel de desembocadura por variaciones del nivel del mar. A su vez el, cambio en la línea de costa suele venir originado por periodos de glaciaciones en los que parte del agua de los océanos se almacena sobre los continentes en forma de hielo.
2. Cambios climáticos, pero que afecten de forma directa a un tramo del río, como un incremento en el volumen de las precipitaciones que le aporta una mayor energía y por tanto capacidad de erosión.
3. Procesos de tipo tectónico. Subsidencias o elevaciones que alteran la pendiente del cauce, y por tanto la energía de las aguas.

La influencia de esta serie de causas se entiende fácilmente mediante el análisis del comportamiento del perfil longitudinal de un río y su nivel de base, tal como se detalla en el siguiente apartado.

13.3. Perfil longitudinal y evolución de los ríos

El talweg de un río es la línea que se obtiene al unir los puntos más bajos de un cauce fluvial. Este concepto permite definir el perfil longitudinal de un río como la representación de las cotas del talweg desde el nacimiento del río hasta su desembocadura (Figura 13.4). El perfil representa las pendientes medias del río y suele ser una curva con concavidad hacia arriba.

Un mapa topográfico contiene toda la información necesaria para la elaboración del perfil longitudinal de un río. Partiendo de uno de los dos extremos del río, simplemente se necesita ir midiendo la distancia en la horizontal entre las curva de nivel que va cortando el cauce y anotando la cota correspondiente. Con estos dos conjuntos de datos se entra a realizar la representación de modo análogo a como se hace un perfil topográfico del relieve que siguiera un línea sinuosa en vez de una línea recta.

FIGURA 13.4
Perfil longitudinal de un río (Tarbuck y Lutgens, 2000).

Los ríos se representan sobre mapas con una línea fina que directamente señala la posición del talweg, en cartografía de escalas medias. Si un río de tiene un cauce suficientemente ancho, apareciendo en un mapa como una franja de cierto grosor, el criterio a seguir (a falta de otra información), es considerar que el talweg discurre por la mitad del cauce representado.

La dinámica de los cursos fluviales busca alcanzar un perfil longitudinal suave o tendido al que se denomina perfil de equilibrio. Si alcanza este perfil, el río únicamente usa su energía para desplazar el agua, sin provocar erosión y, por tanto, tampoco hay transporte de material sólido ni sedimentación.

Ejercicio 1

Perfiles longitudinales de los ríos
Mapa topográfico a color de Segovia (en cuadernillo interior a color)

a) Dibujar el perfil longitudinal del arroyo Artiñuelo desde su cabecera (Collado de la Flecha) hasta su desembocadura en el río Lozoya a cota 1.130 m. Utilizar una escala vertical 1:10.000 y como escala horizontal la propia del mapa. Considerar únicamente la altitud y distancia horizontal entre las curvas maestras. Este Arroyo es el que atraviesa por la localidad de Rascafría.

b) Calcular el valor de la pendiente del cauce en su primer y último km de recorrido y comparar los resultados. Tener en cuenta que la pendiente no se puede obtener poniendo un semicírculo graduado directamente sobre el perfil longitudinal ya que el relieve está exagerado 5 veces.

c) Marcar sobre el perfil un punto a partir del cual se pueda suponer que aguas arriba se den procesos de erosión y aguas abajo de sedimentación.

d) Dibujar el perfil topográfico entre el Pico de Cabeza Mediana y el punto de cota 1.664 m justo al sur del paraje El Pingajillo (vértice SE del mapa), con escala vertical 1:10.000. Se obtendrá un corte representativo de la sección de un valle fluvial en su curso alto.

e) Durante los meses de verano es normal que el cauce del arroyo Artiñuelo esté seco al atravesar la localidad de Rascafría (véase la Figura 13.5). Igual ocurre en los cursos bajos de sus arroyos vecinos como el Entretérminos y El Gallinero. Plantear hipótesis de tipo geológico para explicar este hecho. Volver a plantearse esta cuestión tras haber leído el Apartado 13.6. Divisorias hidrográficas y divisorias hidrológicas.

FIGURA 13.5
Cauce seco del Arroyo Artiñuelo en Rascafría, verano de 1988. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

El río busca su perfil de equilibrio en su curso alto mediante los procesos de erosión remontante, con los que éste se va encajando y elaborando un perfil cada vez más tendido. A primera vista parece un contrasentido que el punto de nacimiento del río migre hacia posiciones topográficamente más altas cuanto más se encaja el cauce, pero hay que considerar que a medida que se encaja deja en sus laderas las pendientes más verticales. Sobre estas fuertes pendientes actúan procesos de gravedad o de vertiente, como caídas de bloques o deslizamientos que también tienden a darles un perfil más suave desplazando el comienzo del valle hacia mayores altitudes. Los materiales transportados hasta el cauce por estos procesos de ladera o vertiente, son erosionados y transportados por el río hacia el curso bajo.

Puede llegar un momento en que la cabecera invada la cuenca de alimentación de un curso vecino originándose la captura del río. Tras la captura, pueden quedar como testigos morfológicos del proceso un codo fluvial (giro brusco en la trayectoria un cauce) y un valle «muerto» por donde deja de circular el río capturado, o bien circula con menor caudal.

Si el curso medio es donde el río se dedica al transporte no caben muchas posibilidades de cambio ya que, en cierto modo, ya ha encontrado su perfil de equilibrio. Para el curso bajo, el río disminuye su energía buscando un recorrido con una menor pendiente al realizar trazos curvos o meandros sobre la llanura aluvial. Cuanto más curvo sea el recorrido menor es la pendiente, menor es la energía que tiene que invertir el río y menor es su velocidad; si se quiere ascender por un terreno abrupto, la forma menos cansada de hacerlo es seguir un recorrido en sucesivas curvas en vez de avanzar por la línea de máxima pendiente.

Los meandros se clasifican en dos tipos: los meandros divagantes que migran libremente por todo el ancho de la llanura aluvial y los meandros encajados. Este segundo caso acontece cuando la erosión sobre el lecho es mayor que la capacidad de migración lateral, de manera que el río se va encajando dentro de un recorrido del cual le resulta difícil salir, dando lugar a la formación de cañones o valles fluviales de paredes muy verticales (Figura 13.6).

FIGURA 13.6
Meandro encajado del río Júcar a la altura de la localidad de Jonquera, Albacete. (Fotografía de Luis Carcavilla Urquí.)

A medida que los meandros divagantes aumentan su curvatura, estos pueden estrangularse al invadir un cauce vecino dando lugar a un nuevo tramo del río y dejando otro abandonado. En menor medida lo mismo puede acontecer con meandros encajados. En el espacio ocupado por el cauce del meandro abandonado es habitual que aparezca un lago con forma de media luna o de herradura.

Ejercicio 2 Análisis de las formas de sedimentación fluvial

Mapa topográfico de los meandros del río Tajo, Figura 13.7. Tras colocar una hoja transparente realizar las siguientes actividades:

a) Pintar con un lápiz azul oscuro el cauce del meandro encajado del río Tajo y el azul claro el cauce de los meandros divagantes.
b) Realiza el perfil topográfico entre los puntos A y B con escala vertical 1:10.000. Se trata de un perfil representativo del curso bajo de un río.
c) ¿Por qué no se debe comparar directamente este perfil con el corte realizado en el Ejercicio 1?.
d) Marcar sobre el corte dos flechas en donde se aprecie un fuerte cambio de pendiente. La superficie plana entre las dos flechas se corresponde con el área ocupada por las terrazas aluviales.
e) Tomando como referencia la forma de las curvas de nivel, delimitar con dos líneas rojas el contacto entre las terrazas aluviales y las rocas del sustrato sobre las que se apoyan. Pintar toda esa zona con un color amarillo o gris muy claro.
f) ¿Qué tipo de explotación minera será la que aparece con hauchures entre las palabras «Tajo» y «La Peraleda»?

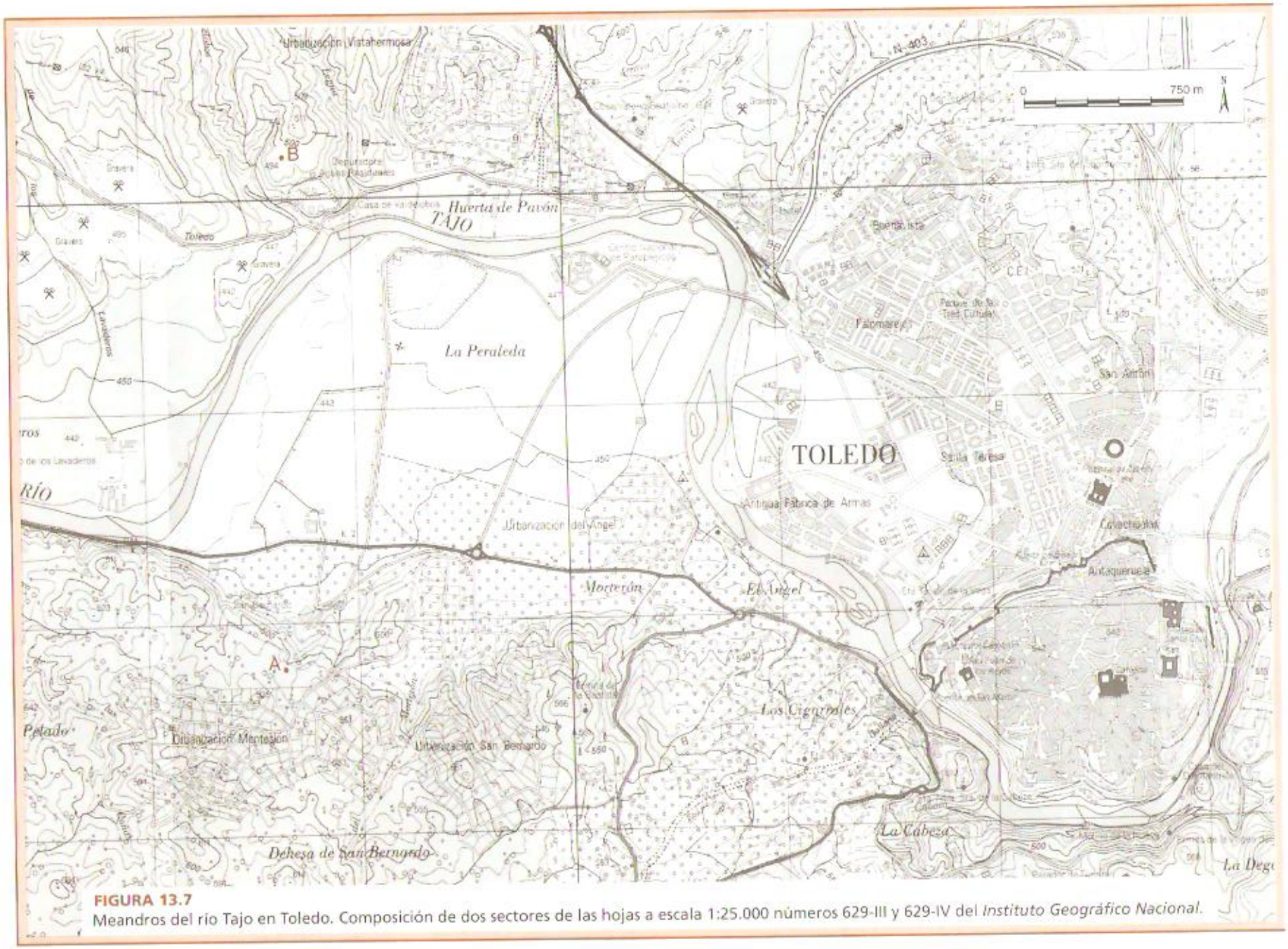


FIGURA 13.7
Meandros del río Tajo en Toledo. Composición de dos sectores de las hojas a escala 1:25.000 números 629-III y 629-IV del *Instituto Geográfico Nacional*.

Ejercicio 3 **Reconocimiento de formas fluviales en foto aérea**

Llanura aluvial del río Tajo en la Figura 13.8. Sobre la llanura aluvial se distinguen una serie de meandros abandonados que están colmatados, posiblemente artificialmente para su uso agrícola. Tras colocar un papel transparente sobre las fotos realizar las siguientes actividades:

a) Marcar con dos líneas azules continuas el cauce actual del río, delimitando también las islas.
b) Trazar con lápiz negro los depósitos más recientes de point-bar y ponerles encima una trama de puntos negros.
c) Por diferencias de color en el terreno, morfología en curvas y pequeños resaltes, pueden apreciarse antiguos cauces meandriformes abandonados. Marcar todos los que se puedan distinguir con líneas azules discontinuas.
d) En la foto aparecen varias graveras. Marcar su borde en lápiz rojo junto con unos pequeños hauchures que señalen la depresión.
e) Una de las graveras ha sido rellenada tras finalizar su explotación. Delimitar su contorno con lápiz rojo.
f) Construir una leyenda con la simbología que se ha utilizado.

El estrangulamiento de meandros es uno de los numerosos procesos que desestabilizan el perfil longitudinal del río: tras dejar el meandro abandonado, el nuevo tramo tiene más pendiente (el agua circula con más energía) que el anterior, con lo que el río se ha alejado de ese perfil de equilibrio. Sin embargo se trata de un proceso de tipo menor entre los que pueden alterar el perfil longitudinal de un río. Éste cambia sobre todo por variaciones de nivel de base o por la aparición de niveles de base secundarios o temporales.

13.4. El nivel de base y sus cambios

El nivel de base de un río se define como el límite por debajo del cual el cauce no es capaz de erosionar. Aunque parece un concepto obvio resulta clave en el análisis de las variaciones perfil longitudinal de un río. Los ríos presentan un nivel de base absoluto marcado por la cota de su desembocadura en el mar y a lo largo de su perfil pueden aparecer niveles de base locales producidos por estratos más resistentes a la erosión, la presencia de lagos y las cotas en las que el río recibe las aguas de sus afluentes.

La presencia de un estrato más resistente en medio del perfil de un río origina un nivel de base local, ya que limita su capacidad de erosión y afecta al tramo del perfil situado agua arriba del estrato. Un lago en mitad del cauce supone un límite inferior a la erosión, ya que frena la velocidad de la corriente. El mismo efecto se produce cuando el ser humano construye una presa: las aguas embalsadas dan lugar a procesos de sedimentación donde previamente el río erosionaba, o bien sedimentaba pero a menor escala.

Ahora, en vez de considerar los tres tramos clásicos de un río se divide éste en solo dos: un curso alto con erosión y uno bajo donde predomina la sedimentación. El límite entre estos dos tramos viene definido por un punto en el talweg al que se va a denominar punto neutro. Los cambios en el nivel de base afectan a la posición del punto neutro y este sencillo modelo explica la génesis de las terrazas y como afectan las acciones del hombre sobre los ríos.

En la Figura 13.9a aparece un río en un perfil de equilibrio con una hipotética posición del punto neutro (PN1); en la Figura 13.9b se supone que un periodo glaciar origina una bajada del nivel del mar y por tanto del nivel de base a NB2; a su vez, este genera un desplazamiento del punto neutro a una nueva posición (PN2) aguas abajo de la anterior. Donde antes había un tramo con predominio de la sedimentación, ahora el río tiende a erosionar o encajarse. En la Figura 13.9c el nivel del mar ahora tiene una subida, aparece un nuevo nivel de base (NB3) y el punto neutro se desplaza al punto PN3 aguas arriba de la posición PN2; nuevo periodo de sedimentación en un tramo donde antes se erosionaba. La sucesiva alternancia de estos periodos de erosión y sedimentación va dejando un valle fluvial con varios niveles de terrazas a distintas cotas.

El ser humano tiene varias formas de alterar el perfil de equilibrio de un río pero una de las más características consiste en la extracción arenas y gravas para su utilización como material de construcción. Este tipo de explotaciones mineras se denominan graveras, aunque sobre todo se busca material tamaño arena y son muy frecuentes en las terrazas de los ríos. Siguiendo un esquema similar al caso anterior, la Figura 13.9d muestra como la explotación de gravas en la llanura aluvial desestabiliza el perfil de equilibrio; para responder al va-

FIGURA 13.8 Meandros abandonados en el río Tajo. Tripleta a partir de las fotos 6446, 6447 y 6448, pasada 58, del vuelo de la provincia de Madrid de 1972. Cortesía de la *Consejería de Obras Públicas, Transporte y Urbanismo de la Comunidad de Madrid.*

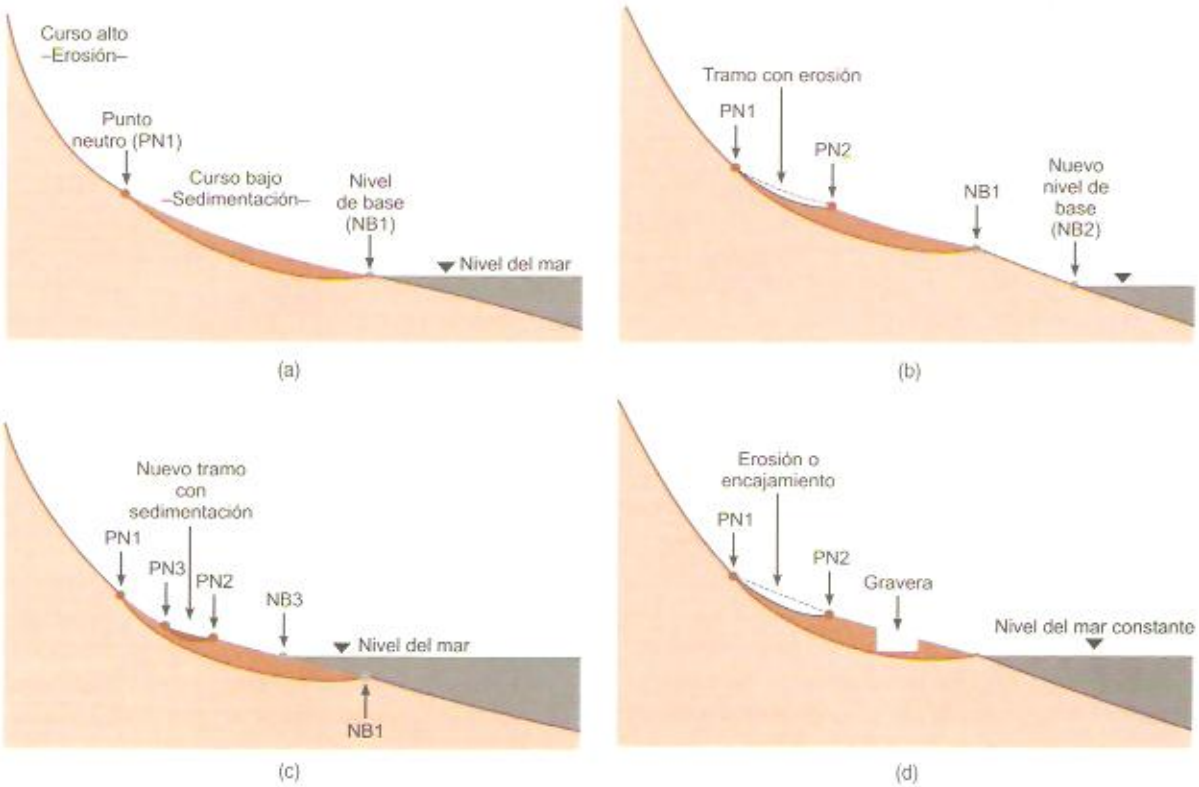


FIGURA 13.9
Cambios en el nivel de base. (a) Perfil en equilibrio. (b) Desplazamiento aguas abajo del punto neutro por bajada del nivel de base. (c) Desplazamiento aguas arriba del punto neutro por subida del nivel de base. (d) Cambio del punto neutro por la acción de graveras en el curso bajo.

cío de sedimentos que genera la gravera, el punto neutro se desplaza aguas abajo de su posición de equilibrio de manera que hay un proceso de erosión o encajamiento motivado por la acción antrópica.

La «erosión» humana que realizan las graveras del cauce bajo de los ríos se produce a una velocidad superior a la de actuación de los procesos naturales de sedimentación; de esta manera, el río también puede responder con procesos erosivos más rápidos de lo habitual dando lugar a encajamientos de su cauce que pueden afectar a estructuras construidas sobre el lecho del río (véase la Figura 13.10).

FIGURA 13.10
Apreciable encajamiento del río Jarama (Madrid) sobre el pilar de un puente. La existencia de numerosas graveras aguas abajo de la foto, hace sospechar la influencia de esas explotaciones en este proceso de encajamiento. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

13.5. Trazado de divisorias de aguas y delimitación de cuencas hidrográficas

Tal como su nombre indica, una divisoria de aguas (o divisoria hidrográfica) es la línea que separa las aguas, en concreto las de las precipitaciones atmosféricas. Esta idea se muestra claramente en la parte superior de la Figura 13.11: las aguas de lluvia son «divididas» por la

Ejercicio 4 **Análisis del perfil longitudinal de un río**

Apoyándose en perfiles como los de la Figura 13.9, analizar hacia dónde se desplaza el punto neutro de un río en equilibrio según los siguientes cambios naturales o antrópicos.

a) El incremento del agua en un río al recibir en su curso alto el agua de un transvase.
b) La deforestación de los bosques en el curso alto.
c) Un cambio climático a una época más seca con menores precipitaciones en el curso alto.
d) Un fenómeno tectónico de elevación del curso bajo.
e) El vertido de aguas residuales urbanas en el curso bajo, pero procedentes de un río distinto al que recibe el vertido.
f) La extracción de gravas en el curso alto del río.
g) La sustitución de meandros del curso bajo por canales rectos para aumentar la velocidad del río y disminuir el riesgo de inundaciones.
h) La construcción de una presa justo sobre el punto neutro.

cresta de una montaña, de manera que unas discurren por una ladera y las otra por la vertiente vecina. La unión de las divisorias de una región da lugar a unas zonas cerradas alrededor de los ríos denominadas cuencas hidrográficas: el área limitada por el contorno al interior del cual la precipitación caída se dirige hacia el río drenándose por un punto (Figura 13.11). También se denominan como cuencas de alimentación, cuencas de recepción, cuencas fluviales y cuencas vertientes.

La forma habitual de dibujar las divisorias o cuencas en mapas hidrológicos suele ser una línea de puntos, a ser posible en color azul, de tanto mayor diámetro cuanto más importante sea la divisoria. En un mapa de cuencas fluviales españolas la divisoria entre grandes ríos como el Tajo y el Duero aparece con una línea más gruesa que la que separaría la divisoria entre los ríos Jarama y Manzanares, ambos afluentes del río Tajo.

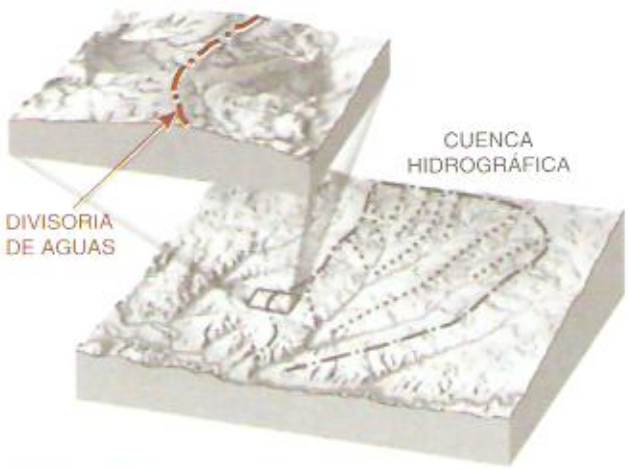


FIGURA 13.11
Concepto de divisoria de aguas y de cuenca hidrográfica. (Tarbuck y Lutgens, 2000.)

El trazado de divisorias es una labor sencilla cuando ante la maraña de isolíneas de nivel que aparecen sobre un mapa topográfico, una persona es capaz de visualizar directamente el relieve. No obstante, existen las siguientes reglas prácticas para el trazado de cuencas y divisorias.

a) Las divisorias pasan por los picos más elevados de una zona. Éstos pueden ser un buen comienzo a la hora de dibujarlas. Partiendo del punto más alto de una montaña, hay que desplaza el lápiz procurando perder la menor altitud posible, por la línea de mínima pendiente.
b) Las divisorias coinciden con el eje de una alineación montañosa (la cuerda, la línea de cumbres) y por tanto vienen a ser como planos de simetría para las curvas de nivel. La divisoria pasa por el medio de las «uves» que hacen las curvas de nivel en las cuerdas.
c) Un collado aparece en el un mapa con al menos cuatro curvas de nivel en forma de V enfrentadas. La divisoria pasa por el medio de la V de las dos curvas de mayor altitud.
d) Cada cuenca hidrográfica es única y cerrada. Esto no quita el que la cuenca pueda dividirse en varias subcuencas y que éstas compartan tramos de las divisorias.
e) La confluencia de un río y su afluente es el punto de partida para una divisoria; en la otra margen de uno de los dos cauces, tendrá que cerrarse la cuenca.

Existe un test de control que permite asegurarse de que unas divisorias están correctamente dibujadas: trazando hauchures (normales) o líneas de máxima pendiente, perpendiculares a las curvas de nivel, nunca pueden cortar a una divisoria de aguas.

Ejercicio 5 Trazado de divisorias en mapa topográfico con sombreado

Sobre el mapa de la Figura 13.12, dibujar las divisoras de aguas que delimitan:

a) La cuenca hidrográfica del arroyo Canencia hasta su desembocadura en el río Lozoya. Es el más largo de todos los cauces fluviales que aparecen en el mapa.

b) Dentro de esa cuenca hidrográfica, delimitar la subcuenca que corresponde al arroyo del Ortigal. Se trata de un afluente del anterior que desemboca en su margen derecha a la altura de la localidad de Canencia.

c) A su vez, dentro de esta segunda subcuenca, trazar las divisorias que delimitan la zona de alimentación del Arroyo de Matallana, principal afluente del Arroyo Ortigal.

FIGURA 13.12
Sector de la hoja a escala 1:50.000 nº 484 (Buitrago de Lozoya) del *Instituto Geográfico Nacional*. Edición de 1980 con sombreado plástico. Escala original reducida.

En el caso de terrenos planos horizontales no se pueden trazar divisorias al no aparecer en la zona curvas de nivel. Si es necesario delimitar las cuencas de alimentación de los ríos, a falta de un criterio mejor, se puede suponer que la divisoria discurre a igual distancia entre dos cauces vecinos, pero es poco probable que la divisoria de aguas dibujada así tenga algun sentido físico.

Disponiendo del sombreado plástico que da una imagen tridimensional, el trazado de las divisorias resulta bastante sencillo; pero el objetivo principal del ejercicio anterior es irse fijando en las relaciones que se establecen entre las líneas divisorias y las curvas de nivel, para poder delimitar cuencas hidrográficas en mapas sin sombreado, que son los más frecuentes y el objetivo del ejercicio siguiente, número 6.

Ejercicio 6 **Trazado de divisorias en mapa topográfico sin sombreado**

Sobre el mapa topográfico 1:50.000 de Segovia:

a) Dibujar la cuenca de alimentación que corresponde a los dos arroyos que abastecen al embalse situado al sureste de los jardines de San Ildefonso o La Granja.

b) La divisoria de aguas de la Sierra de Guadarrama coincide con el límite administrativo que separa las provincias de Madrid y Segovia; éste aparece representado con una línea alternante de cruces y rayas entre los meridianos marcados por las coordenadas UTM 419.000 y 421.000. Identificar en qué tramos no esta trazado el límite de forma correcta.

Sabiendo trazar las divisorias hidrográficas resulta automática la elaboración de un tipo de cartografía especialmente apreciada por los montañeros: los mapas de cuerdas o de cordales. Consisten en representaciones simplificadas de la topografía terrestre en las que se representan elementos fácilmente identificables sobre el terreno, que sirvan de referencia a los visitantes de zonas de alta montaña. Estos elementos son, en primer lugar, las cuerdas, picos y collados; las vías de comunicación, cauces fluviales y lagos, y por último se complementan con la indicación de la altitud de algunos puntos de interés. La Figura 13.13 recoge un fragmento de unos de estos mapas, en el que además se representa el relieve con tintas hipsométricas.

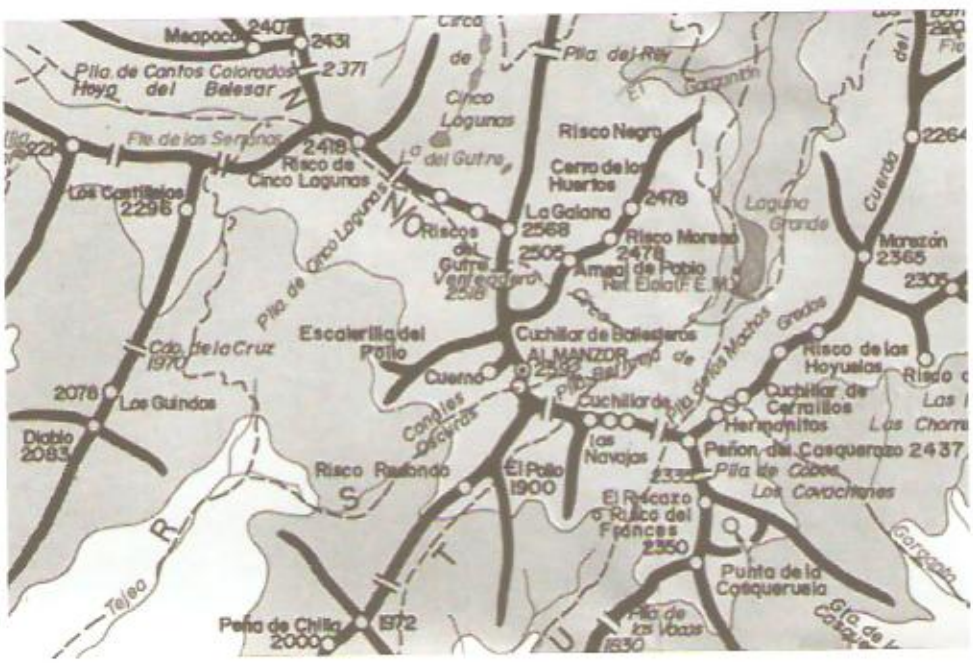


FIGURA 13.13
Fragmento del mapa de cordales de la Sierra de Gredos (Adrados *et al.*, 1981).

Ejercicio 7 **Elaboración de un mapa de cordales**

Realizar una fotocopia del mapa de Segovia, que lo reduzca a una escala 1:100.000 (queda reducido a una cuarta parte de extensión) y colocando un papel transparente sobre éste, elaborar un mapa de cordales similar al de la Figura 13.13. Realizar los siguientes pasos y tener cuidado de no saturar el mapa con una excesiva información:

a) Trazar las cuerdas en línea negra gruesa continua.
b) Señalar los collados más representativos mediante dos segmentos que corten perpendicularmente la cuerda, añadiendo su cota.
c) Trazar con lápiz azul el cauce de los ríos y algunos arroyos especialmente significativos. Indicar sus topónimos en azul.
d) Marcar con lápiz rojo continuo las carreteras principales y en trazo discontinuo las sendas de interés para los montañeros.
e) Completar el mapa con la indicación la posición del norte, construir una escala gráfica y añadir una leyenda que recoja toda la simbología empleada.

13.6. Divisorias hidrográficas y divisorias hidrológicas

El área de alimentación de agua de un río delimitada a partir de las divisorias de aguas que se pueden trazar directamente a partir de un mapa topográfico recibe, en sentido estricto, el nombre de cuenca hidrográfica. Ésta toma en consideración únicamente los aportes al río procedentes de las aguas superficiales. En cambio la superficie que alimenta de agua a un río, arroyo, lago, manantial, etc. y considerando tanto la aportación de las aguas superficiales como la de las subterráneas, se denomina cuenca hidrológica (o cuenca de alimentación) y las líneas que la delimitan son las divisorias hidrológicas.

En la mayor parte de las ocasiones la distinción entre divisorias hidrográficas e hidrológicas no es necesaria, ya que ambas suelen coincidir. Este es el caso de que nos encontremos sobre materiales impermeables en los que la aportación de los acuíferos no merece tenerse en consideración o bien cuando las divisorias hidrográficas coinciden en la vertical de las divisorias de aguas subterráneas.

En otras circunstancias puede que no se de esta coincidencia, de manera que parte de la cuenca de alimentación superficial de un río se drene hacia la cuenca hidrográfica de otro río vecino. Este caso se da con frecuencia cuando en el terreno encontramos rocas calizas karstificadas, y además han sido afectadas por una tectónica suave que modifica la posición horizontal original de los estratos.

Uno de los mejores ejemplos de esta divergencia entre cuencas tiene lugar en el curso alto del río Danubio

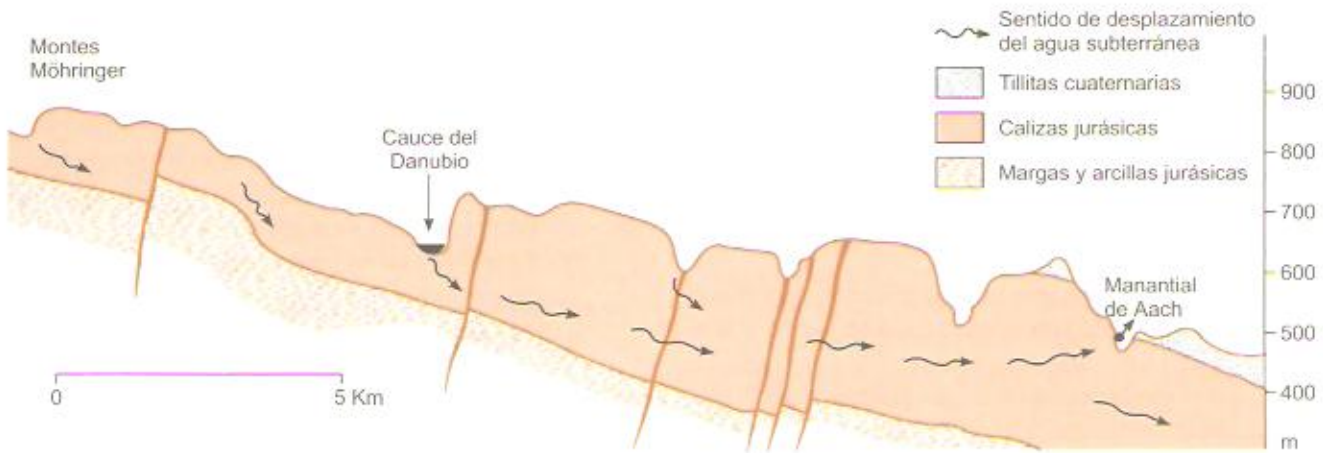


FIGURA 13.14
Corte geológico mostrando la conexión hidráulica entre el Danubio Alto y los manantiales de Aach. Simplificado de Batsche *et al.* (1970).

cuando discurre sobre unas calizas jurásicas altamente fracturadas y karstificadas, de manera que se produce la desaparición total del curso fluvial durante unos seis meses al año. Las calizas se encuentran basculadas hacia el sur, de manera que las aguas perdidas por el Danubio acaban descargando en el manantial de Aach (Figura 13.14). En dicha figura puede apreciarse como la circulación del agua subterránea es absolutamente independiente de la posición de las divisorias marcadas por las cumbres. La cuenca hidrográfica de las fuentes de Aach tan solo abarca unos 10 km^2, mientras que su cuenca hidrológica o de alimentación se estima en unos 250 km^2.

Uno de los métodos para identificar la posición de las divisorias hidrológicas son los ensayos de marcado o de trazado. Estos consisten en la inyección de una sustancia trazadora en un punto donde un río pierde agua, para posteriormente registrar su salida en donde se sospecha que el agua brota a la superficie.

Ejercicio 8 **Ensayos de trazado**

Entre el Danubio y las fuentes de Aach se hizo en 1877 la primera prueba a nivel mundial con el marcador más habitual, la fluoresceína. También es donde se ha realizado el ensayo de trazado más complejo (1969) con la inyección simultánea de trazadores tan variopintos como esporas del musgo *Lycopodium clavatum*, elementos radiactivos, sustancias aromáticas, detergentes, 50 toneladas de cloruro sódico y un cultivo con 30 trillones de bacterias de la especie *Serratia marcenses*.

A partir de estos ensayos de marcado, resulta una velocidad máxima de circulación del agua subterránea entre el Danubio y la fuente de Aach de 435 m/h. Supóngase que un camión cisterna cargado con líquidos tóxicos sufre un accidente y derrama su contenido en la cabecera del río Danubio. En base al corte de la Figura 13.14, estimar cuánto tiempo tardarían los contaminantes en salir por el manantial.

El valor de velocidad del agua utilizado en este ejercicio es real pero no es representativo de la velocidad de circulación de las aguas subterráneas. Ésta suele se mucho más baja, en el entorno de 1 m/día a 1 m/año. Incluso es un valor de velocidad por encima de las medias en acuíferos kársticos.

13.7. Tipos de redes de drenaje

La red de drenaje de un sistema fluvial consiste en la representación en planta de la traza del cauce principal junto con la de todos sus afluentes y sus cursos subsidiarios. La morfología que adopta la red de drenaje viene definida por la combinación de múltiples variables: litología, estructura geológica, clima, tipo de relieve, presencia de cobertera vegetal, etc. Sin embargo, existen unos cuantos prototipos o modelos, a los que tienden a ajustarse la mayoría de las redes fluviales. Su representación en planta es de gran interés en fotografía aérea ya que es unos de los criterios que facilitan la identificación de litologías y/o estructuras. Los tipos más característicos son los que se indican a continuación, estando representados en la Figura 13.15.

a) Dendrítica. Aspecto arborescente, con ríos o arroyos que van aumentando su ancho y longitud a medida que se juntan (de forma similar a como las ramas son más gruesas cuanto más cerca están del tronco del arbusto) y formando entre dos cauces ángulos agudos. Se asocia a la presencia en superficie de una litología uniforme, como puede ser una zona de arenas producto de la alteración de una roca granítica subyacente.

b) Radial (o centrífuga). Los cauces se disponen como los radios de una circunferencia y los sentidos del flujo divergen, partiendo de un punto en una zona elevada, con frecuencia un volcán.

c) Rectangular. Los cursos se cruzan en ángulos rectos y el río principal tiene un trazado en el que «dibuja» cuadrados o rectángulos. Suele presentarse en regiones con rocas resistentes a la erosión (granitos, rocas metamórficas) afectadas por una red de fracturas perpendiculares entre sí que suponen zonas de debilidad por donde tienden a encajarse los cauces.

d) Ortogonal (o enrejada). Al igual que en la anterior, también los ríos y arroyos se cruzan en ángulos rectos, pero el río principal tiene un trazado más rectilíneo y largo mientras que los secundarios tienen trazos cortos dando un aspecto en conjunto de reja de ventana. Responden a una circunstancia estructural por la alternancia en superficie de terrenos con diferente resistencia a la erosión fluvial.

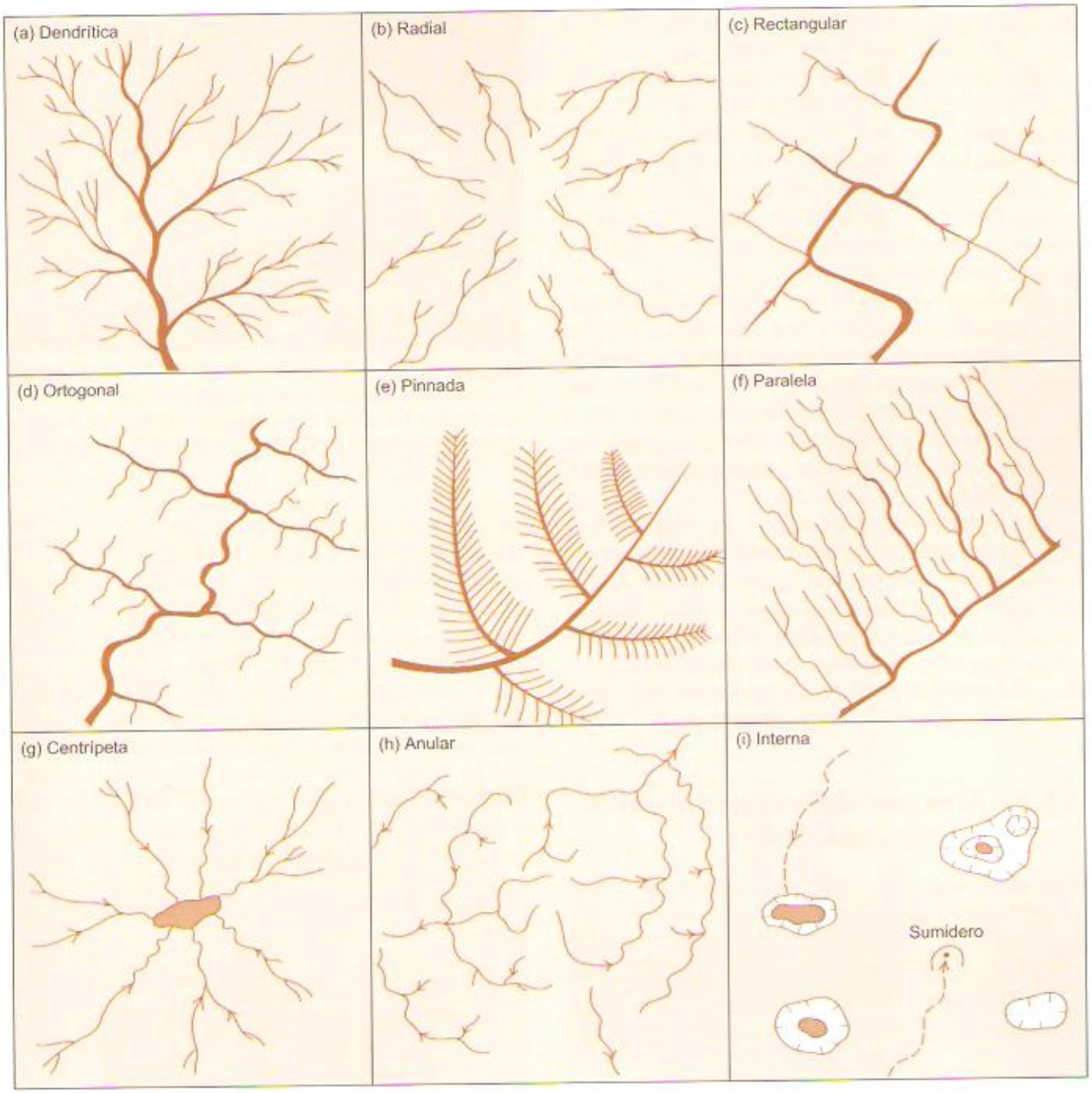


FIGURA 13.15
Representación en planta de los distintos tipos de redes de drenaje.

e) Pinnada. Al dibujar los cauces se aprecia un aspecto de «pluma», con una multitud de pequeños cauces (cárcavas y barrancos) que convergen en un curso mayor. Característico de materiales fácilmente erosionables (arcillas, yesos), especialmente en climas áridos o con ausencia de cobertera vegetal. Las áreas cubiertas por este tipo de red fluvial son zonas improductivas para la agricultura de manera que, cuando abarcan grandes extensiones se las denomina como «malas tierra» (del inglés «badlands»).

f) Paralela. La mayor parte de los cauces son paralelos entre sí pero perpendiculares a un curso principal. Implica la existencia de una pendiente regional con un solo sentido. En oca-

siones el cauce principal se corresponde con la traza de una falla importante.

g) Centrípeta. El caso contrario a la red centrífuga: los cauces convergen hacia un punto en el que o bien se establece un lago y el agua sale de la zona por evaporación, o bien hay un sumidero y el agua se infiltra en el subsuelo. Se trata de la red fluvial que aparece en cuencas cerradas o endorreicas con una planta más o menos circular.

h) Anular. Se origina por la presencia de un domo estructural: al erosionarse la cúpula deja una alternancia de zonas deprimidas y elevadas concéntricas; los cauces fluviales discurren por las zonas deprimidas dibujando formas más o menos circulares y concéntricas, al mismo tiempo que aparecen cauces en forma centrífuga.

i) Interna. Ausencia de red de drenaje. Esta circunstancia se origina por la presencia de materiales muy permeables como calizas karstificadas o terrazas de gravas y arenas. El agua de las precipitaciones atmosféricas en vez de circular por la superficie y erosionar, tiende a infiltrarse en el terreno hasta alcanzar un acuífero y desplazarse de forma «interna» o subterránea.

13.8. Riesgos del medio fluvial: las inundaciones

Dejando de lado la posibilidad de la alteración del perfil de equilibrio del río por las actividades antrópicas que ya se ha analizado en los apartados anteriores, el principal riesgo asociado al medio fluvial son las inundaciones: episodios en los que las aguas fluviales se salen de su cauce ordinario anegando terrenos, dañando estructuras y, en el peor de los casos, provocando pérdidas de vidas humanas.

El ser humano tiene una cierta tendencia a colocar asentamientos en las proximidades de las márgenes de los ríos, especialmente en las terrazas (Figura 13.16). La disponibilidad de una superficie plana para la edificación, el fácil acceso a recursos hídricos, el aprovechamiento de suelos cercanos de buena productividad agrícola y, en tiempos pasados, motivos defensivos, entran en la multiplicidad de razones de esta elección.

Las inundaciones han sido siglo el riesgo natural que ha provocado un mayor número de víctimas a lo largo del pasado siglo XX. La estimación alcanza unos 3 millones de personas, el doble que las víctimas de los terremotos y muy por encima de las cifras que se dan para ciclones (0,6 millones) y volcanes (49.000). En cuanto a pérdidas económicas, las inundaciones están en el mismo orden de magnitud que las pérdidas materiales provocadas por los terremotos: unos 10.000 millones de euros en el siglo XX (Berga, 1988).

FIGURA 13.16
Terraza en las márgenes del río Lobos (Soria) en cuya superficie se ha ubicado un camping con riesgo de sufrir inundaciones, como de hecho ya ha ocurrido. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

Hay que tener en consideración que la anterior cifra de víctimas mortales está un tanto sesgada ya que una sola inundación en los ríos de China genera cientos de miles, incluso millones, de muertos. La catastrófica inundación del río Amarillo en 1887 se saldó con un número estimativo de víctimas mortales que pudo oscilar entre 900.000 y 6.000.000 de personas.

FIGURA 13.17
Tramo de una carretera en la que periódicamente se producen inundaciones (punto negro). Moulis, Francia. (Fotografía de Jorge Giner Robles.)

Las inundaciones son un riesgo de tipo recurrente: si en un tramo de un cauce ha tenido inundaciones es muy probable que estas vuelvan a repetirse, de manera que la primera medida a adoptar consiste en la realización de un catálogo de puntos negros (Figura 13.17) que históricamente se han visto afectados por desbordamientos.

Una vez conocidos los puntos o zonas afectadas por inundaciones se pasa a tomar medidas para evitarlas o mitigar sus efectos. La ingeniería civil ofrece un amplio catalogo de actuaciones como presas para de laminación de avenidas, canales de desviación, malecones para evitar la erosión de las márgenes (Figura 13.18a), presas de retención de sedimentos, etc. Simulando a la inversa el comportamiento natural de los meandros, se puede recurrir al acortamiento artificial del cauce, aumentando la pendiente, lo que incrementa la velocidad del agua y disminuye la sección inundable.

Algunas de estas actuaciones no siempre han generado el resultado previsto y en el peor de los casos, incluso pueden aumentar los daños de las inundaciones. En vez de intentar antropizar el cauce, actualmente la lucha contra las inundaciones se dirige a permitir la dinámica natural de los ríos, con sus ciclos de desbordamientos y mitigar su impactos por la vía de la ordenación territorial: la planificación del uso del suelo en las proximidades de los ríos, e incluso permitir las inundaciones naturales en terrenos donde el impacto socio económico sea bajo, para evitar que se vean afectadas zonas de alto riesgo.

El imparable desarrollo de las técnicas informáticas y de las telecomunicaciones ha posibilitado el desarrollo de sistemas automáticos de alerta. Consisten en una serie de estaciones automáticas de medidas hidrológicas relacionadas con las inundaciones: caudal en los ríos y precipitaciones atmosféricas. Las estaciones son capaces de enviar la información en tiempo real hasta un centro control lo que permite prever la inundación con un corto intervalo de tiempo, pero suficiente para tomar medidas eviten la inundación (p.e. apertura de los aliviaderos de las presas) o al menos alertar y evacuar a la población. Varias cuencas hidrográficas hispanas disponen de estos sistemas automáticos de alerta recogidos con el acrónimo SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica), en los que la conexión entre las estaciones medida y el centro de control se establece vía satélite (Figura 13.18b).

Todas las medidas contra las inundaciones anteriormente descritas parten de conocer cuál va a ser la altura del agua en el cauce del río (calado) y que área va quedar cubierta por las aguas. A la hora de establecer esas zonas inundables, una herramienta imprescindible será el mapa topográfico, ya sea en formato de papel, ya sea en soporte digital.

(a)

(b)

FIGURA 13.18
Medidas contra inundaciones en el rio Jarama, Madrid. (a) Malecón «artesanal» a base de somieres rellenados con cantos de cuarcita. (b) Estación de medida de caudal de la red SAIH. Detrás aparece otra estación convencional sin sistema de transmisión de datos vía satélite. (Fotografías de Javier González Yélamos.)

PRÁCTICA 14

El medio desértico o eólico

✓ Objetivos

Comprensión de las formas y mecanismos de la acción de moldeado del viento en las regiones de clima árido. Reconocimiento de los distintos tipos de dunas sobre mapa topográfico y sobre fotografía aérea. Conocimiento de los riesgos asociados a los desiertos.

Material de trabajo

Lápiz negro y goma de borrar. Papel transparente. Círculo o semicírculo graduado. Papel milimetrado. Regla. Calculadora con funciones aritméticas básicas (conveniente trigonométricas).

14.1. Introducción: características generales

Las zonas áridas o desérticas se caracterizan por bajos valores de precipitación atmosférica, inferiores a los de evapotranspiración de la zona; de forma habitual hay un déficit de agua en la región, estando generalmente ausente la circulación de aguas superficiales. En climas de aridez extrema la precipitación llega a ser de tan solo unos pocos centímetros al año y además con una distribución muy irregular: tras una serie de años con precipitación prácticamente nula se producen unos fuertes aguaceros de elevado valor.

Quizás, la imagen más popular de un desierto sea la de una región cálida, cubierta por dunas de arena, donde toda la acción erosiva corresponde al viento y con ausencia de vida. Sin embargo:

a) No todos los desiertos son cálidos. También existen zonas áridas frías denominadas estepas, especialmente en zonas del interior de los continentes a las que no llegan las borrascas. Incluso una de las zonas más secas del Planeta se encuentra en plena Antártida en los precisamente denominados «Valles Áridos».

b) La mayor parte de la superficie de los desiertos no está ocupada por masas de arena sino por el desierto rocoso o tipo «reg», mientras que el desierto arenoso o tipo «erg», como el de la Figura 14.1, es minoritario. Por ejemplo, sólo una novena parte del desierto del Sahara está cubierto por dunas de arena. Para evitar confusiones entre erg y reg, aplíquese la siguiente regla nemotécnica: reg empieza por r igual que roca, mientras que erg lleva la r en segundo lugar como arena.

c) Aunque la acción erosiva del viento es la característica de las regiones áridas, el principal agente de erosión es la acción de las aguas superficiales durante los cortos periodos de aguaceros. Esta acción erosiva se ve facilitada por la práctica ausencia de una cobertura vegetal.

FIGURA 14.1
Dunas de un desierto del tipo erg. Sector del desierto del Sahara al sur de Marruecos. (Fotografía de Carmen García Cuevas.)

d) La biosfera en los desiertos es discreta pero no totalmente ausente. Tras los cortos episodios de lluvias las zonas áridas muestran una importante actividad biológica que vuelve a valores mínimos una vez que se pierde la humedad.

La acción del viento como agente moldeador del paisaje no es exclusiva de las zonas áridas; también se pueden encontrar sus formas características en las regiones costeras como las típicas dunas de arena en las playas. En las áreas glaciares el hielo es el principal agente que moldea el relieve, pero sobre sus efectos se pueden sobreimponer los del viento dando lugar, por ejemplo, a los nunataks o montañas en forma de pirámide originadas por la erosión eólica.

14.2. Erosión eólica

El viento ejerce su acción erosiva por dos mecanismos: *a*) la deflacción, que provoca un arrastre y vaciado de partículas sueltas y *b*) la corrasión (o abrasión) cuando el desgaste lo produce el choque de las partículas que viajan con el viento.

El proceso de corrasión da lugar a una serie de morfologías características de pequeña escala, no apreciables en mapas topográficos, como las siguientes:

1. Pulidos o superficies rocosas muy uniformes (Figura 14.2).
2. Ventifactos o cantos facetados, consistentes en cantos con morfologías poliédricas con caras y aristas bien desarrolladas. Su forma recuerda a las de las herramientas talladas por el hombre prehistórico.

FIGURA 14.2
Bloque de roca con caras pulidas. La Rioja, Argentina. (Fotografía de José Manuel González Casado.)

3. Alveolos o picaduras de abrasión. Pequeñas oquedades de tamaño centimétrico que se desarrollan preferentemente en rocas fácilmente desagregables como las areniscas.

FIGURA 14.3
Alveolos o picaduras de abrasión. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

4. Rocas fungiformes o formaciones rocosas aisladas con morfología en «seta», a consecuencia la acción de la corrasión en la base de la roca.

La deflacción origina superficies cubiertas por cantos tras el arrastre de las partículas más finas por par-

FIGURA 14.4
Roca fungiforme. Desierto de Argelia. (Fotografía de *Corel Gallery*™.)

te del viento denominadas pavimentos de desierto, ya que toman un aspecto que en cierto modo recuerda a un enlosado artificial. A gran escala, la deflacción puede dar lugar a depresiones por arrastre de partículas, denominadas cubetas de deflacción; son depresiones de poca profundidad en las que tras los periodos de aguaceros puede tener lugar la presencia de lagos efímeros.

14.3. Transporte eólico

El viento es un agente con mucha menor capacidad de arrastre que el hielo o el agua, pero es capaz de transportar material de tamaños finos a través de tres mecanismos: suspensión, saltación y movimiento en el suelo.

La suspensión es el mecanismo para las partículas en tamaño «polvo», arcillas y limos muy finos que viajan sin contacto con el suelo; las partículas de diámetro inferior a 0,02 mm pueden permanecer un largo tiempo en suspensión antes de ser depositadas (decantadas) pudiendo recorrer distancias de varios miles de km desde el área origen o madre (Figura 14.5a).

En el transporte por saltación la partícula tiene un contacto intermitente con el subsuelo («va dando saltos») y es el que corresponde a partículas y granos de tamaño entre 0,5 y 0,06 mm (de arena fina a limos).

El movimiento por el suelo es el que desarrolla el sedimento de tamaño más grueso. Generalmente solo tiene lugar cuando se producen grandes vientos. El desplazamiento puede ser por giro de los cantos (rólido) o por reptación; ésta consiste en un deslizamiento intermitente de los cantos originado por el impacto de granos que caen por saltación, lo cuales a la vez que causan este deslizamiento, también facilitan la puesta en suspensión de las tamaños más finos.

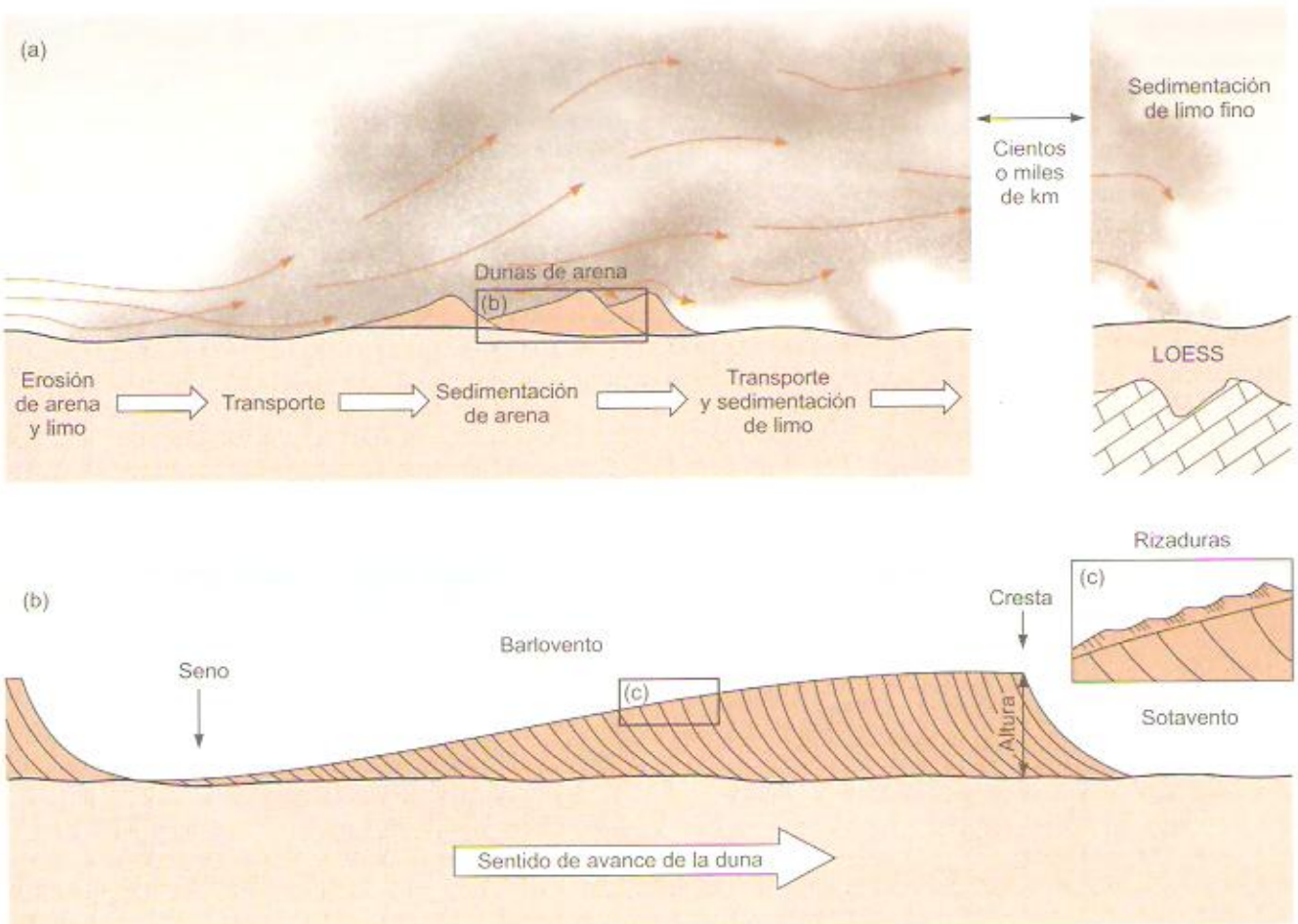


FIGURA 14.5
(a) Mecanismos de transporte eólico. (b) Elementos de las dunas y génesis de la laminación cruzada. (c) Ripples sobre dunas. (Modificada de Bash, 2000.)

14.4. Sedimentación eólica

Aunque en las zonas áridas aparecen sedimentos, la baja capacidad erosiva del aire da lugar a que en vez de una ganancia de sedimentación neta, lo que se suele producir es una reagrupación del material suelto. La forma sedimentaria más característica son las dunas o acumulaciones onduladas de granos de arena, con variables dimensiones de la onda.

Dentro de una duna se distinguen los siguientes elementos morfológicos (Figura 14.5b): 1) la cresta o zona más alta, 2) el seno o valle en la zona más baja, 3) la altura de la duna o distancia perpendicular a las tangentes a la cresta y al seno, 4) el lado a barlovento, el cual recibe el empuje del viento y 5) el lado a sotavento, que permanece protegido de la acción eólica. El ángulo de inclinación del lado a sotavento es mayor que el de barlovento.

El avance de la duna supone una erosión de los granos en el lado de barlovento seguido de una sedimentación en el lado situado a sotavento. Con este mecanismo los granos se ordenan dentro de la duna, formando una serie de láminas inclinadas con respecto a la horizontal y buzando (o hundiéndose) en el sentido de avance del viento. Esta ordenación del sedimento da lugar a una estructura sedimentaria que recibe el nombre de laminación cruzada.

Las ondulaciones del sedimento se pueden clasificar en función de la altura de la onda en:

a) Dunas cuando la altura de la onda es a escala métrica.

b) Rizaduras (o ripples). De menor entidad que las dunas, con alturas del orden de cm o dm. Es frecuente que las rizaduras se generen sobre el lado de barlovento de una duna (Figuras 14.5c y 14.6).

FIGURA 14.6
Rizaduras eólicas sobre el lado de sotavento de dunas. Emirato de Sharjah, Emiratos Árabes Unidos. (Fotografía de Manuel Pozo Rodríguez.)

Ejercicio 1 *a*) Colocar una hoja de papel transparente sobre las dos fotos de la Figura 14.7 y dibujar dos flechas que indiquen la dirección y el sentido de las corrientes que originaron las laminaciónes cruzadas que aparecen en las imágenes. *b*) En la duna principal de la Figura 14.1 ¿Cuál puede ser la principal dirección del viento?

(a) (b)

FIGURA 14.7
(a) Laminación cruzada en una duna actual. Emirato de Sharjah, Emiratos Árabes Unidos. (b) Laminaciones cruzadas en la Arenisca Navajo. Parque Nacional de Zion, Estados Unidos. (Fotografías de Manuel Pozo Rodríguez.)

c) Draas (o megadunas). Colinas de arena con alturas de más de cien metros. En este caso la mayor parte de la duna es estable y sólo se encuentran en movimiento los primeros metros de arena.

Las ondulaciones del sedimento (dunas, rizaduras) no son exclusivas del medio eólico, sino que pueden aparecer en cualquier ambiente en el que haya un fluido en movimiento con una cierta energía capaz de movilizar un sedimento: ríos, canales de marea en costas marinas y de grandes lagos, corrientes de turbidez en el talud submarino, etc. Una vez que el sedimento se transforma en roca es posible que se conserve esa estructura de laminación cruzada (Figura 14.7b), permitiendo conocer la dirección y el sentido del fluido que originó el ripple o la duna. En circunstancias favorables incluso se conserva y se puede apreciar toda la estructura tridimensional de la rizadura. A las medidas de dirección y sentido de una corriente en afloramientos rocosos se les denomina paleocorrientes.

En función de la morfología que adoptan, las dunas se clasifican en los siguientes tipos (Figura 14.8).

a) Barjanes. Quizás el tipo de duna más popular. Son dunas individuales que presentan forma de semiluna con las puntas avanzadas en la dirección del flujo de viento. Aparecen en zonas donde hay un escaso suministro de arena y son muy activas ya que pueden desplazarse hasta recorrer 50 m al año. Dependiendo de la constancia en la dirección del viento las puntas pueden ser simétricas o bien de distinto tamaño.

b) Transversas. Dunas en las que las crestas son más o menos perpendiculares a la dirección del viento. Si las crestas tienen una forma ondulada en planta, similar a una cresta de gallo, se les denomina dunas tipo aklé, y cuando la cresta tiene forma festoneada con ángulos agudos se la clasifica como duna barjanoide: tiene el aspecto de una duna formada por la suma de varios barjanes.

c) Longitudinales. Al contrario que en el caso anterior, las crestas se disponen paralelas a la dirección predominante del viento. En este caso la laminación cruzada indica una dirección perpendicular a la del viento. Cuando las crestas presentan una forma ligeramente curva, similar a una espada árabe, se las llama tipo seif.

d) Parabólicas. Tal como el nombre indica, su morfología en planta se asemeja a una parábola. A diferencia de los tipos anteriores aparecen en zonas con cierta vegetación, la cual realiza un cierto papel de frenado en el avance de la arena. Se encuentran con frecuencia en las zonas costeras por efecto de las brisas marinas.

e) Dunas en estrella. Con una morfología estrellada con puntas en varias direcciones. Son indicativas de una cambiante dirección del viento.

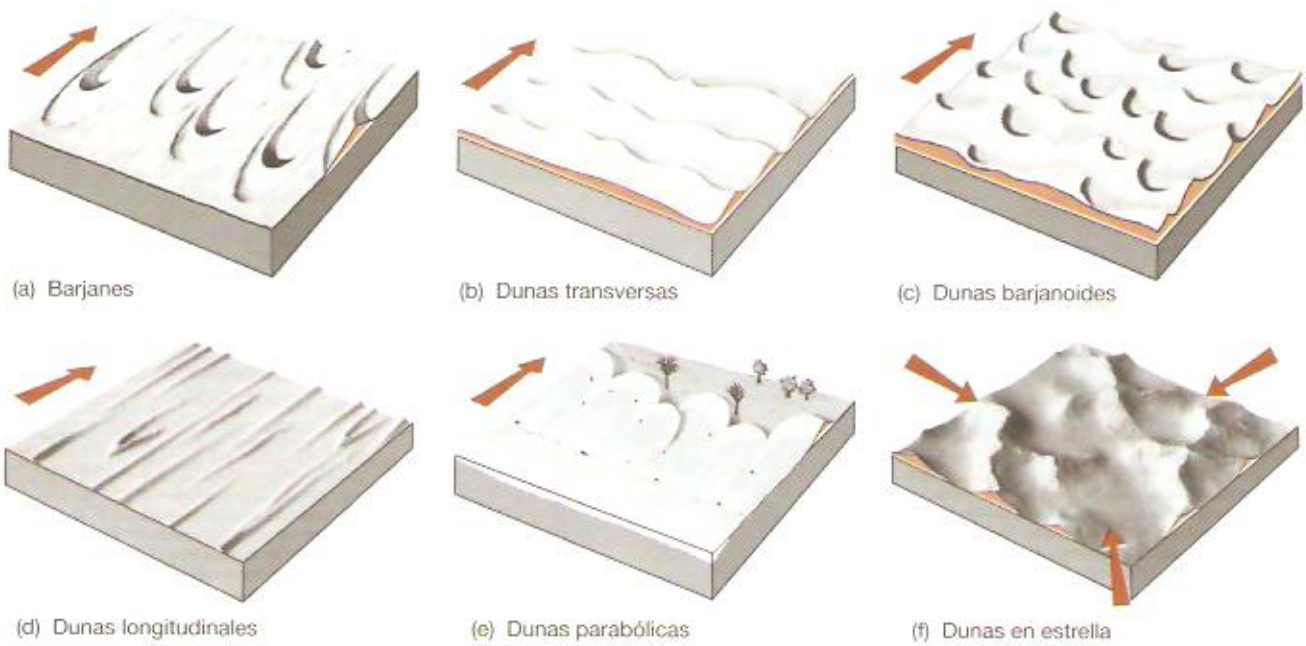


FIGURA 14.8
Tipos de dunas de arena (Tarbock y Lutgens, 2000).

Las dunas están formadas por material arenoso muy bien clasificado, pudiendo constituir acuíferos de gran interés, dando lugar a la única fuente de abastecimiento de agua en estas zonas áridas. Los típicos oasis del desierto no son más que un afloramiento de aguas subterráneas. La descarga de estos acuíferos tiende a producirse en las zonas bajas de los complejos dunares, en zonas de seno o valle, pudiendo dar lugar a la presencia de lagos situados entre dos crestas de dunas.

Ejercicio 2 Reconocimiento de tipos de dunas en mapa topográfico

Tras colocar un papel transparente sobre la Figura 14.9 realizar los siguientes ejercicios:

a) Trazar líneas sobre las crestas que se puedan identificar fácilmente. A continuación dibujar unas cuantas normales o hauchures sobre los lados de sotavento.
b) Identificar que tipos de dunas aparece en cada mapa.
c) Marca con una flecha la dirección y sentido preferente del viento e indica su valor en forma numérica con relación al norte geográfico. Si en algun caso no se puede reconocer el sentido del viento, marca solo la dirección.
d) ¿Cuál puede ser la procedencia de la arena que constituye las dunas en el mapa (a)?
e) ¿Por qué es lógico suponer que en el mapa (d) hay un nivel freático (límite superior de un acuífero libre) cercano a la superficie?
f) Calcular la escala numérica y la equidistancia de cada mapa. Altitudes en metros.

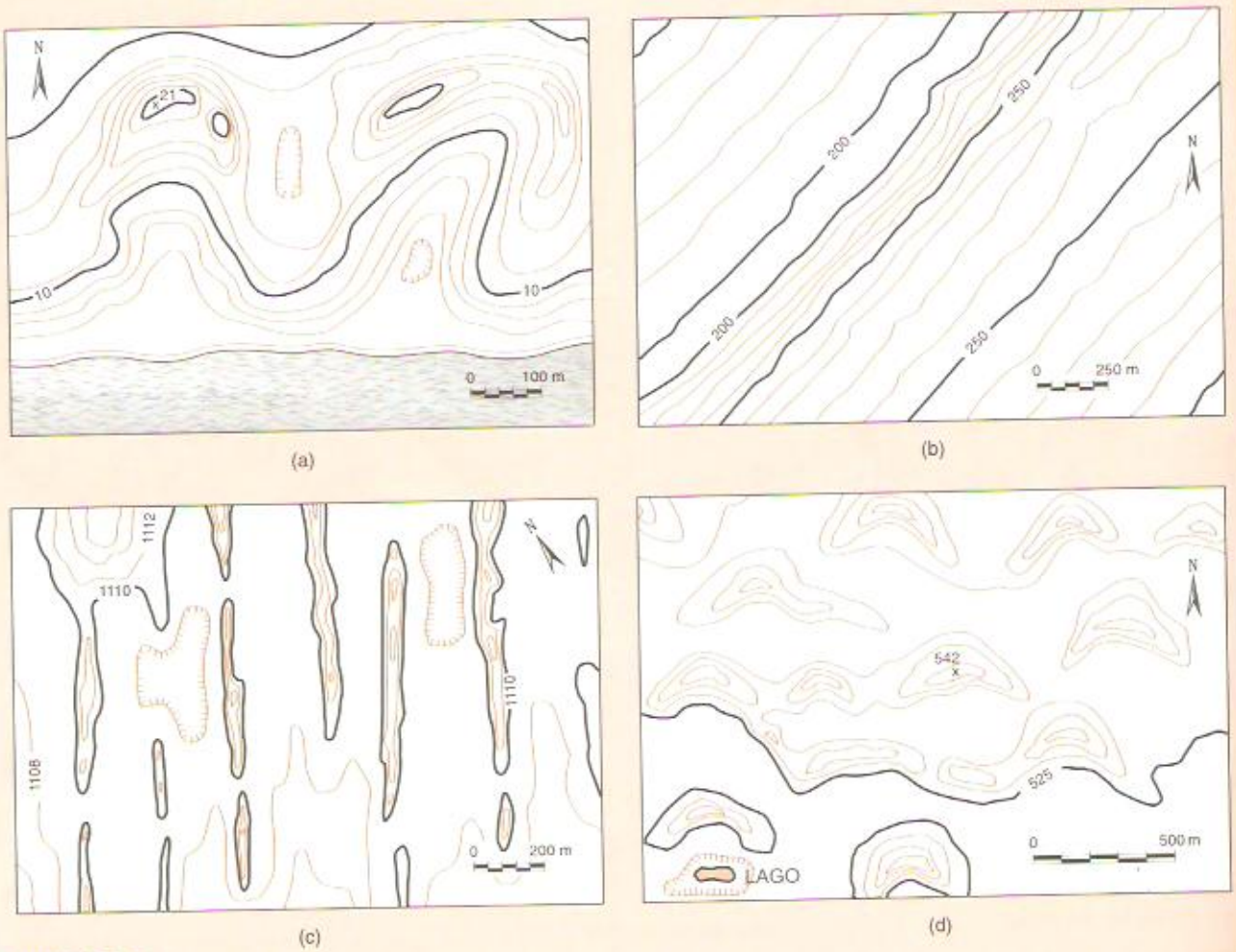


FIGURA 14.9
Mapas para la realización del Ejercicio 2.

14.5. Loess

Se denomina loess a importantes acumulaciones de materiales finos (limos, limos arcillosos), con decenas de metros de espesor (excepcionalmente se alcanzan los 300 m), que tapizan del orden de un 10% de la superficie de los continentes en bandas paralelas a los desiertos. Dan lugar a suelos de gran productividad agrícola.

El loess es claramente un depósito procedente de la decantación de un material fino. Tradicionalmente se consideraba que el área fuente del loess eran las zonas desérticas cálidas situadas justo al sur de estos depósitos. Posteriormente se ha comprobado que otra zona de origen del loess son las regiones periglaciares desérticas frías (estepas), sitas al norte del las latitudes donde aparecen estos depósitos. Tras el retroceso de los hielos, en dichas zonas aparecen abundantes depósitos de materiales finos («harina glaciar»). Incluso es posible que no todo el loess sea de origen eólico sino que parte este generado por corrientes fluviales tipo braided en esas zonas periglaciares.

14.6. Formas fluviales en ambientes desérticos

Como ya adelantábamos en la introducción, el medio desértico presenta unas morfologías típicas de la acción eólica, pero son las aguas superficiales las que dan lugar a los procesos de erosión y sedimentación más importantes. Además de las formas eólicas, podemos encontrar morfologías asociadas a las aguas corrientes como las descritas en los párrafos siguientes.

FIGURA 14.10
Aspecto del cauce fluvial de un uadi, Emiratos Arabes Unidos. (Fotografía de Manuel Pozo Rodríguez.)

Uadis (o wadis). Cauces fluviales amplios, de sección rectangular con paredes escarpadas, por los que circulan las ocasionales e impetuosas aguas de tormentas en ambientes áridos (Figura 14.10). Son análogos a las típicas ramblas del litoral mediterráneo de la Península Ibérica.

Abanicos aluviales. Acumulaciones de sedimentos de origen fluvial con morfología de abanico en planta. Aparecen en el límite entre zonas de fuerte contraste de relieve: zona de montaña en contacto con zona plana y más baja, estando el vértice del abanico junto al límite del frente montañoso (Figura 14.11).

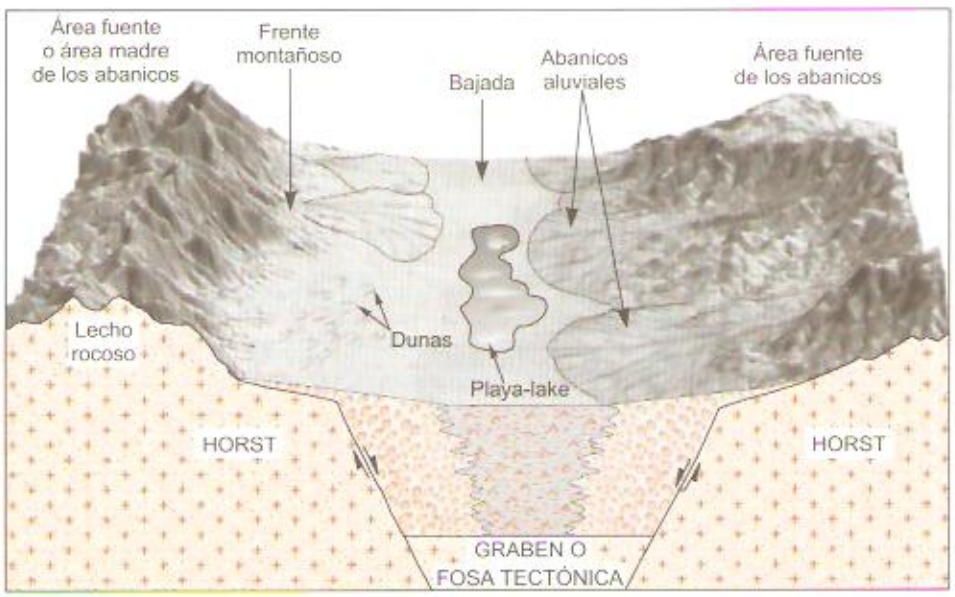


FIGURA 14.11
Cuenca de sedimentación en clima árido con abanicos aluviales, bajada, playa y playa lake. (Modificado de Bash, 2000.)

Ejercicio 3 Formas fluviales en medio árido

El mapa topográfico de la Figura 14.12 recoge una zona de contacto entre un frente montañoso y unos abanicos aluviales.

a) ¿Cuál es la equidistancia entre curvas de nivel?, ¿y la escala numérica del mapa?

b) Realizar un perfil topográfico en dos tramos que se inicie en el punto A, pase por B y acabe en el punto C. Marca el punto donde se aprecia el fuerte cambio de pendiente. Utiliza una escala vertical 1:10.000. ¿Cuál es la exageración del relieve en el perfil?

c) Usando el perfil anterior, calcular el valor medio de la pendiente (en %) en el sector montañoso y en el del abanico.

d) Tras colocar una hoja transparente sobre la Figura, traza una línea que delimite el contacto entre los abanicos aluviales y el área fuente de montaña. Rellenar con un color claro la zona ocupada por los sedimentos de los abanicos.

e) ¿Cuál es la razón por la que el cauce del Arroyo Seco no atraviesa todo el abanico y sí lo hace el del Arroyo Mediano?

f) Trazar unas normales o hauchures que partan del cruce del contacto anterior con los arroyos. Ir haciendo los hauchures más gruesos a medida que disminuya la pendiente, de manera que el final parezcan triángulos curvos muy alargados. Finalizada esta operación se obtiene el signo que se emplea en los mapas geomorfológicos para señalar un depósito de forma triangular, como es el caso de los abanicos aluviales.

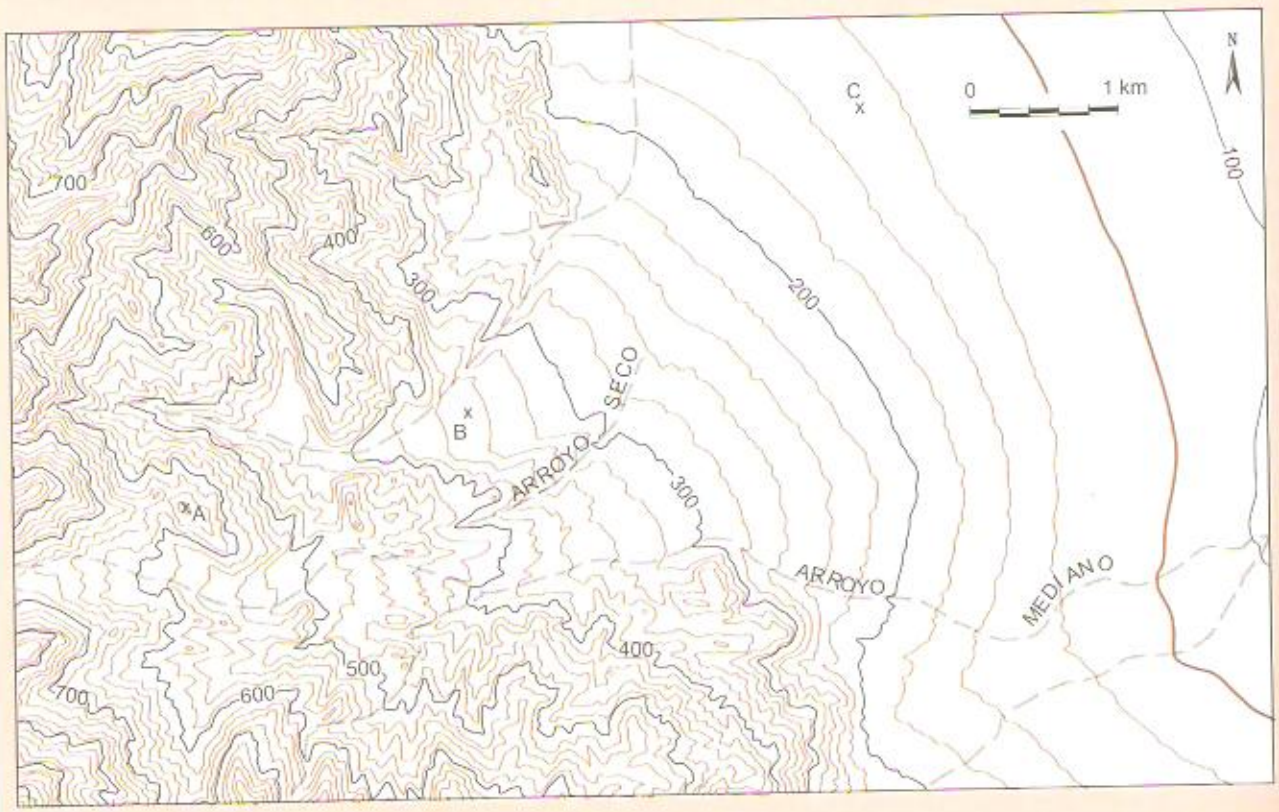


FIGURA 14.12
Mapa de curvas de nivel para la realización del Ejercicio 3.

Cuando las corrientes fluviales circulan esporádicamente por los valles muy empinados de la zona montañosa árida, dan lugar a una fuerte erosión de manera que arrastran una gran cantidad de sedimentos. Cuando estos ríos salen a la zona llana y abierta, la corriente sufre una fuerte pérdida de capacidad para transportar los sedimentos, dando lugar a esa deposición con planta de abanico y sobre la cual suelen aparecer cauces fluviales de tipo braided.

Los abanicos aluviales no son exclusivos del medio árido, apareciendo en cualquier área en la que se de ese contraste entre una zona montañosa de alta energía frente a una zona plana abierta de baja energía; pero fue en zonas desérticas donde se describieron por primera vez y donde suelen presentar su mejor desarrollo.

El sucesivo apilamiento de los abanicos aluviales va originando una superficie plana de escasa pendiente sobre el flanco de la alineación montañosa que se denomina bajada. Suele ser frecuente que el frente de contacto entre la zona montañosa y la bajada coincida con la posición de una falla, cuya actividad es la responsable del continuo contraste de energía entre la zona montañosa y la de bajada.

Por último, en combinación con los abanicos aluviales y en el centro de la cuenca cerrada aparecen los lagos tipo «playa-lake». Se trata de lagunas efímeras de poco calado, que aparecen en medios áridos en los que la evaporación del agua de la laguna genera la aparición de costras de sales que tapizan la superficie. En el área del lago se produce unas sedimentación de evaporitas (yesos y sales) junto a detríticos finos como arcillas; en cambio, en la zona de superposición de abanicos encontramos sedimentos de naturaleza detrítica como gravas, arenas y arcillas, cuyo tamaño de componentes disminuye al alejarse del frente montañoso (véase la Figura 14.11).

14.7. Riesgos en el medio desértico

El riesgo que aparece como más evidente es el provocado por el avance de las dunas móviles que en su desplazamiento pueden cubrir terrenos de cultivo o incluso afectar a edificios u otras estructuras. Las velocidades de avance de las dunas son variables oscilando entre unos pocos metros a unas decenas de metros por año. Este tipo de impacto acontece en las zonas limítrofes de los desiertos y en las dunas de arena generadas en los litorales. La Figura 14.13 muestra el avance de las dunas móviles sobre los «corrales» con pinos del Parque Nacional de Doñana. A medida que la duna se desplaza, la arena va cubriendo los pinos y provocando su muerte, pero al mismo tiempo surge un nuevo bosque en la zona de seno que aparece entre dos crestas de dunas.

FIGURA 14.13
Frente de duna en el Parque Nacional de Doñana, que está avanzando sobre los pinos en los corrales. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

El avance de la arena puede evitarse mediante operaciones de estabilización de las dunas que suelen consitir en la plantación de especies vegetales formando empalizadas. Otra posibilidad consiste en fijar el sedimento con sustancias adhesivas (petroleo, asfalto) o bien con un recubrimieto de cantos que no puedan ser movilizados por el viento.

Un riesgo mucho más amplio que el avance de las dunas viene generado por la desertización o cambio climático hacia condiciones más áridas, lo que conlleva la desaparición de la vegetación. Faltando la cobertura vegetal, se inicia un proceso de erosión (o se acelera la ya existente) por acción de las aguas de superficie que eliminan del suelo hasta que aflora la roca madre no alterada, dando lugar a la aparición de un área desértica.

Se reserva el término desertificación para referirse al impacto directo de actividades antrópicas que produzcan una perdida del suelo. Un primer origen son las deforestaciones masivas para la transformación de bosques en terrenos de cultivo o para la simple explotación de la madera. El exceso de pastoreo sobre suelos pobres también conlleva una desaparición del nivel productivo del suelo y la transformación del terreno en un área desértica. Para evaluar este riesgo de la actividad ganadera se recurre a la delimitación de parcelas testigo como la que se muestra en la Figura 14.14. Una tercera causa de pérdida de suelo la encontramos en las actividades de extracción de minerales, rocas y áridos. Las minas a cielo abierto, canteras y graveras requieren un plan de res-

FIGURA 14.14
Parcela testigo vallada para la evaluación de la erosión por pastoreo. Parque Nacional de Peak District, Inglaterra. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

tauración en el que se incluya, entre otras medidas, la creación de un nuevo suelo tras el cese de la actividad extractiva.

La pérdida del suelo, ya sea por cambio climático o ya sea por desertificación, es uno de los principales problemas ambientales a nivel mundial. En el caso del territorio español, del orden de su cuarta parte presenta elevadas tasas de erosión del suelo, con un 1% de la superficie con un alto riesgo de erosión, situado principalmente en el SE de la Península Ibérica.

Ejercicio 4 Estimación de la velocidad de avance de las dunas

En la foto de la Figura 14.15a se aprecia el revestimiento de un pozo excavado en el cordón de dunas móviles del Parque Nacional de Doñana y que sirve como testigo del movimiento de la arena. Tal como recoge el esquema adjunto, cuando se hizo el pozo se encontraba en un corral (zona de seno) y disponía de un brocal que sobresalía del orden de 1 m por encima del terreno (Figura 14.15b). A medida que avanzaba la cresta hubo que ir recreciendo el revestimiento para evitar que el pozo se rellenara con la arena (Figura 14.15c). Una vez que pasó la cresta fue necesario realizar la operación inversa, romper el revestimiento para poder acceder al agua subterránea (Figura 14.15d).

Suponiendo que el revestimiento del pozo se recreció 5 m en 3 años y sabiendo que la pendiente a sotavento de las dunas es de unos 30° (57,7%) estimar cual es la velocidad de desplazamiento (en la horizontal) de las dunas de Doñana.

(a)

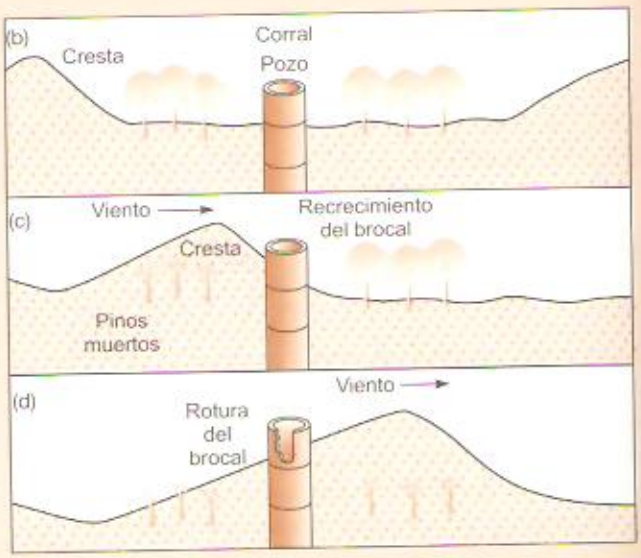


FIGURA 14.15
(a) Pozo en las dunas de Doñana (fotografía de Javier González Yélamos). (b, c y d) Esquema del movimiento de la duna que afectaba al pozo.

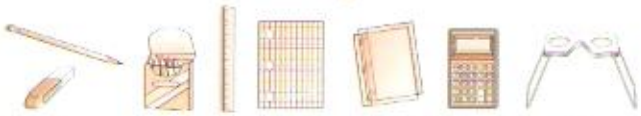
PRÁCTICA 15

El medio glaciar

✓ Objetivos

Conocimiento de las morfologías que origina el hielo como agente de erosión y sedimentación. Identificación de formas glaciares sobre mapa topográfico y fotografías aéreas. Análisis de los procesos periglaciares. Conocimiento de los riesgos geológicos en áreas glaciares y periglaciares.

Material de trabajo



Lápiz negro y goma de borrar. Lápices de colores. Regla. Papel milimetrado. Papel transparente (conveniente que además sea milimetrado). Calculadora con funciones aritméticas básicas. Estereoscopio de bolsillo. Papel kodak-trace o en su defecto papel de acetato y rotuladores de alcohol.

15.1. Introducción

Las regiones glaciares se caracterizan por temperaturas del aire que normalmente se encuentran por debajo del punto de congelación del agua. La ausencia de agua en estado líquido conlleva a que sea el hielo, en forma de glaciares, el principal agente en los procesos de moldeado del relieve, dando lugar a una serie de morfologías muy características.

Los glaciares consisten en acumulaciones de hielo sobre las tierras emergidas. En una primera división, el glaciar contiene dos zonas: *a*) la de acumulación o recarga donde se almacenan los aportes de la precipitación en forma de nieve y *b*) la zona de ablación o de descarga donde el aporte de hielo es menor que las pérdidas por fusión, sublimación y por evaporación. Si la masa de hielo alcanza la línea de costa, la descarga se realiza directamente al mar dando lugar a la formación de icebergs o masas de hielo que flotan sobre el mar hasta que se funden.

Los glaciares realizan su labor de erosión, transporte y sedimentación usando dos fuentes de energía: la solar y la gravedad.

La energía solar evapora el agua de los océanos aportando energía potencial a las moléculas de agua (ganan altitud) para posteriormente precipitar en forma de nieve en las zonas de acumulación. A medida que se van depositando sucesivas capas de nieve tiene lugar un proceso similar al metamorfismo de enterramiento de los sedimentos. La nieve se compacta, se expulsa el aire presente en los huecos y se forman cristales de hielo orientados. La nieve más superficial y recién caída tiene una densidad entre 0,1 y 0,3 g/cm^3; a medida que se compacta pasa a neviza (densidad del orden de 0,6) y finalmente a hielo cristalino con densidades de 0,8 a 0,9 g/cm^3.

Una vez que se tiene formado el hielo en la zona de acumulación, sigue actuando la gravedad. Las masas de hielo se desplazan de las zonas altas de acumulación hacia zonas de menor cota mediante dos mecanismos:

a) Flujo plástico del propio hielo. Aunque a primera vista parezca rígido, el hielo sometido a presión es capaz de fluir a bajas velocidades.

b) Deslizamiento en la base de toda la masa de hielo. Este desplazamiento de los glaciares es muy posible que se vea favorecido por la presencia de agua liquida en la base del glaciar (contacto entre el hielo y el sustrato rocoso).

A diferencia de las corrientes de agua en estado líquido, un glaciar puede desplazarse en algún tramo a contrapendiente (ganar altitud), y no tiene un nivel de base en su desembocadura, de manera que puede excavar un valle que se encuentre por debajo del nivel del mar.

15.2. Tipos de glaciares

La formación de glaciares acontece en dos regiones: *a*) las zonas de bajas latitudes y *b*) en zonas montañosas elevadas, por encima del nivel de nieves perpetuas. Cada una de estas dos zonas define una primera clasificación de glaciares: los de casquete se encuentran cerca de los polos geográficos y los glaciares de montaña aparecen en las regiones de gran altitud.

Los glaciares de casquete se pueden subdividir en: *a*) casquetes polares, *b*) domos y campos de hielo y *c*) glaciares de plataforma.

Los primeros también son denominados como *inlandsis* y actualmente están reducidos a solo dos, ocupando las tierras emergidas de la Antartida y de la isla de Groenlandia (Figura 15.1).

Los domos y campos de hielo son zonas continentales totalmente cubiertas de hielo, pero de menor extensión que los anteriores (el limite se puede establecer en unos 50.000 km^2). Los domos tienen un corte en cúpula, mientras que los campos de hielo son el resultado de la unión de sucesivas cuencas que se han rellenado con hielo. Tan sólo asoman los picos de unas montañas con una forma muy característica en pirámide, denominadas *nunataks*.

Se denominan glaciares de plataforma a grandes masas de hielo flotando sobre el océano que se originan cuando un casquete polar alcanza la línea de costa y el hielo permanece conectado con el continente, sin desprenderse en icebergs.

Los glaciares de montaña son pequeñas acumulaciones de hielo en comparación con los de casquete, pero sin embargo realizan una acción de moldeo del paisaje mucho más llamativa que los primeros. Se pueden reconocer cuatro tipos: *a*) de valle o glaciar alpino, *b*) glaciar de circo, *c*) de ladera y *d*) glaciar de piedemonte.

El primero es el glaciar más clásico y quizás el más popular. Presenta un circo en la cabecera donde se produce la acumulación de nieve y una lengua glaciar que discurre a lo largo de un valle con un desarrollo que alcanza decenas de kilómetros.

Los glaciares de circo sólo ocupan una depresión semiesférica en la que tiene lugar tanto la acumulación como la ablación; frecuentemente son el relicto de un glaciar de valle que ha entrado en una fase de retroceso perdiendo su lengua, de manera que únicamente queda hielo en su circo de cabecera. Los únicos glaciares hispánicos actuales entran en esta categoría.

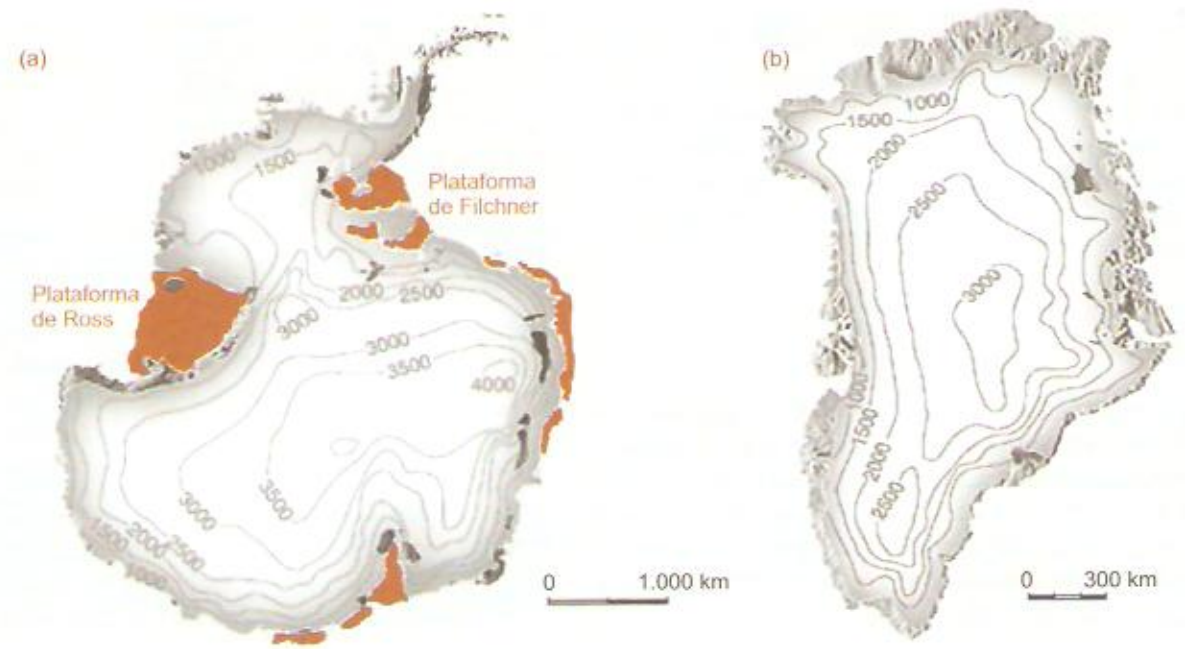


FIGURA 15.1
Mapas de los dos casquetes polares. (a) Antártida. En naranja las áreas ocupadas por glaciares de plataforma. (b) Groenlandia. Nótese que el parecido en tamaño se debe al empleo de escalas gráficas diferentes (Modificado de Tarbuck y Lutgens, 2000).

ciares hispánicos actuales entran en esta categoría.

Los glaciares de ladera son un tipo poco frecuente, intermedio entre los dos anteriores: presentan un circo de acumulación pero el desarrollo de la lengua es más discreto, de tan solo unos cientos de metros.

En cuarto lugar, el glaciar de piedemonte aparece cuando la masa glaciar deja de estar encajada en un valle y se expande en una zona abierta adoptando una mor-

Ejemplo 1 Estimación de las zonas inundadas de la Tierra por fusión de los casquetes polares

Los dos casquetes polares almacenan la casi totalidad del hielo existente sobre los continentes. Uno de los posibles riesgos del cambio climático hacia condiciones más cálidas en el planeta, sería la fusión de estas masas de hielo incrementando el volumen del agua en los océanos y por tanto inundando zonas costeras. A partir de mapas de isolíneas de espesores de hielo en los dos casquetes, como los de la Figura 15.1, se puede realizar una fácil y rápida estimación de esa elevación del nivel mar, siguiendo los siguientes pasos:

1. Calcular el volumen de hielo que almacenan los dos casquetes. Se aplica el método de cálculo de volúmenes ya explicado en la Práctica 11. Tras planimetrar la superficies de las isolíneas de la Figura 15.1 y multiplicando por la equidistancia se obtiene que el volumen almacenado en los dos casquetes es de unos $37{,}5 \times 10^6$ km^3 de hielo; tan sólo $2{,}5 \times 10^6$ km^3 en Groenlandia y la mayor parte en la Antártida.
2. Calcular el volumen de agua tras la fusión de los casquetes. Un litro de hielo que se funde no genera un litro de agua, ya que aquel tiene una densidad de 0,8 a 0,9. A la cifra anterior se la corrige con un factor de 0,85 quedando:

$$37{,}5 \times 10^6 \text{ km}^3 \text{ de hielo} \times 0{,}85 = 31{,}9 \times 10^6 \text{ km}^3 \text{ de agua}$$

3. Calcular la superficie ocupada por océanos. Con un radio de 6.371 km y un 70% de la superficie terrestre ocupada por mares, la extensión de los océanos resulta ser de:

$$\text{Superficie de océanos} = 0{,}7 \times 4\pi \times \text{Radio}^2 = 510 \times 10^6 \text{ km}^2$$

4. Despejar la altura, a partir de la ecuación general, volumen = superficie × altura.

$$\text{Altura} = \frac{\text{Volúmen de agua en casquetes}}{\text{Superficie de océanos}} = \frac{31{,}9 \times 10^6 \text{ km}^3}{510 \times 10^6 \text{ km}^2} = 0{,}062 \text{ km} \times \frac{1.000 \text{ m}}{1 \text{ km}} = 62 \text{ m}$$

A partir de este valor, marcando la curva de nivel de unos 60 m del mapa actual de una costa cualquiera, se podría evaluar qué localidades se verían inundadas tras esa hipotética elevación del nivel del mar.

En el paso 4 se supone una superficie constante de los mares, aunque a medida que se fundiesen los casquetes, ésta se incrementaría a la vez que el mar fuera ocupando terreno de las costas. No es un error excesivo, pues las zonas de los continentes con altitudes menores de 100 m son del orden de un 2-3% de las tierras emergidas. Hay otras variables no consideradas en el cálculo, pero se trata sólo de una rápida estimación, que no difiere significativamente de las cifras que se utilizan habitualmente. Muy posiblemente, el mayor margen de error está en el cálculo de los espesores de los hielos.

Ejercicio 1 Estimación del volumen de los glaciares de plataforma

Una manifestación inicial de que el cambio climático está afectando a las masas glaciares sería la separación de los glaciares de plataforma de las costas antárticas dando lugar a enormes icebergs. Estimando la superficie de las plataformas (Figura 15.1a), sabiendo que su espesor medio es de 200 m y utilizando la misma metodología que en el Ejemplo 1, calcular la elevación de nivel de los mares si únicamente se desprendiesen y fundiesen los glaciares de plataformas de la Antártida.

Ejercicio 2 En el siglo XIX se colocaron una serie de marcas o estacas sobre una sección del glaciar Rhone (en los Alpes Peninos). Ocho años más tarde las marcas que estaban en la mitad del glaciar se habían desplazado pendiente abajo varios cientos de metros.

a) ¿Cuál fue la velocidad de avance del hielo en el centro del glaciar? La distancia recorrida se puede obtener de la Figura 15.2.

b) En el mismo experimento se comprobó que las estacas situadas cerca del contacto entre el glaciar y el lecho rocoso se desplazaron más lentas que las colocadas en medio. ¿Por qué razón?

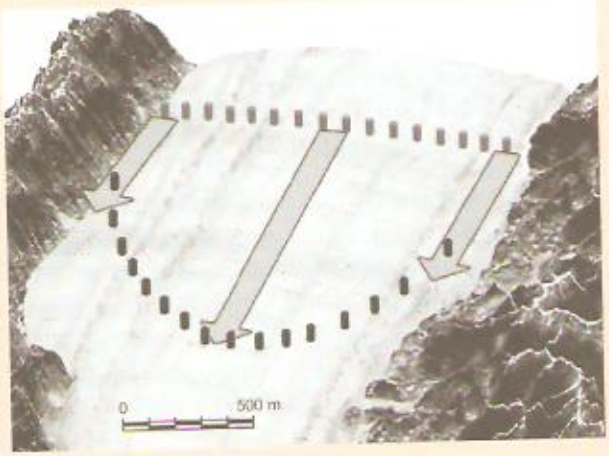


FIGURA 15.2
Experimento de medida de avance del hielo en el glaciar Rhone (Modificado de Geode II, 1999).

15.3. Formas de erosión glaciar

A pequeña escala, la erosión glaciar da lugar a superficies pulidas sobre el sustrato rocoso o, a la inversa, a estrías o acanaladuras que permiten conocer la dirección de desplazamiento de los hielos (Figura 15.3a). Otra forma erosiva que indica la dirección y además el sentido del avance del glaciar son las rocas aborregadas: elevaciones asimétricas sobre el sustrato rocoso; el lado de menor pendiente se origina por abrasión glaciar mientras que en el lado abrupto tiene lugar una erosión por arranque de cantos o bloques. El hielo se desplaza en sentido desde la pendiente suave hacia la más abrupta (Figura 15.3b).

(a)

(b)

FIGURA 15.3
Formas de erosión glaciar. (a) Estrías glaciares en una pared rocosa. El material de color oscuro sobre el que se apoya el martillo es una ligera capa de sedimentos debajo de la cual se encuentra el hielo glaciar. Islas Shetland del Sur, Antártida. (Fotografía de Jorge Giner Robles.) (b) Esquema de formación de rocas aborregadas (Tarbuck y Lutgens, 2000).

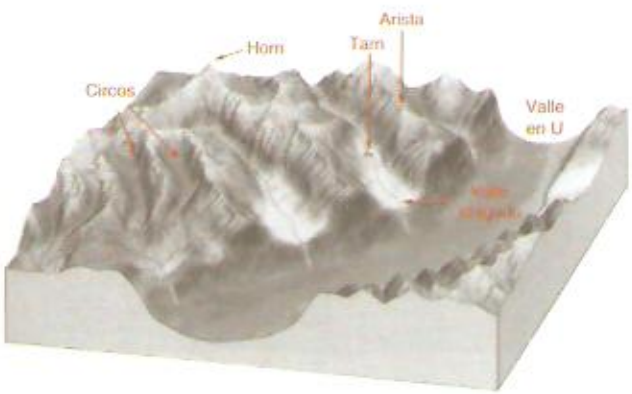
Los glaciares de montaña originan paisajes muy escarpados por formas erosivas a gran escala (Figura 15.4a). Encontramos los circos, o morfologías en forma de semicúpula (Figura 15.4b) que coinciden con la principal zona de acumulación en los glaciares de montaña. Desde el lado abierto del circo, el glaciar genera un valle de paredes escarpadas (valle glaciar o surco) con una sección en U muy característica (Figura 15.4c). Varios glaciares secundarios pueden desembocar en un glaciar de valle principal más profundo; tras la desaparición de los hielos, los valles secundarios quedan conectados por pendientes muy escarpadas en los que pueden aparecer vistosas cascadas. Estos valles secundarios en U situados a mayor altitud que el principal reciben el nombre de valles colgados (Figura 15.4a).

La erosión del glaciar sobre el sustrato rocoso también puede originar cubetas (u ombligos) consistentes en zonas deprimidas cerradas de planta circular que frecuentemente están ocupadas por un lago (Figura 15.4b).

A medida que varios circos glaciares vecinos crecen de tamaño, dejan entre éstos un pico en forma de pirámide de tres caras denominado horn como los que aparecen en de la Figura 15.4d; esta palabra significa cuerno y toma su nombre del pico Matterhorn (o Cervino) en los Alpes. Con una génesis análoga a la de los horns, aparece una cuerda montañosa de perfil agudo (arista) (Figuras 15.4b y c) entre dos valles glaciares vecinos que discurran paralelos.

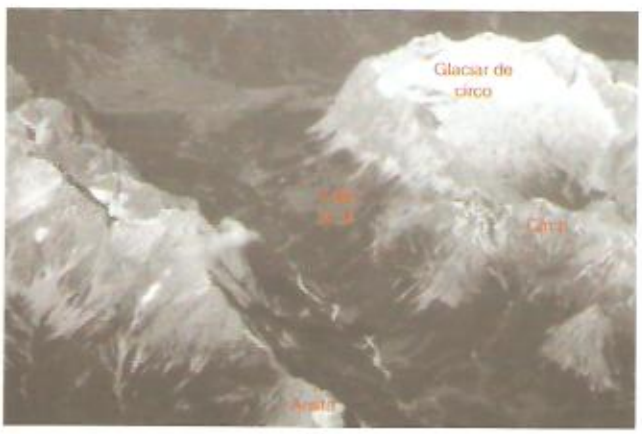
15.4. Formas de sedimentación glaciar

Cuando cesa el avance de los glaciares y desaparecen los hielos, se forman unos depósitos caracterizados por una mala selección de sus componentes y una estruc-



(a)

(b)



(c)

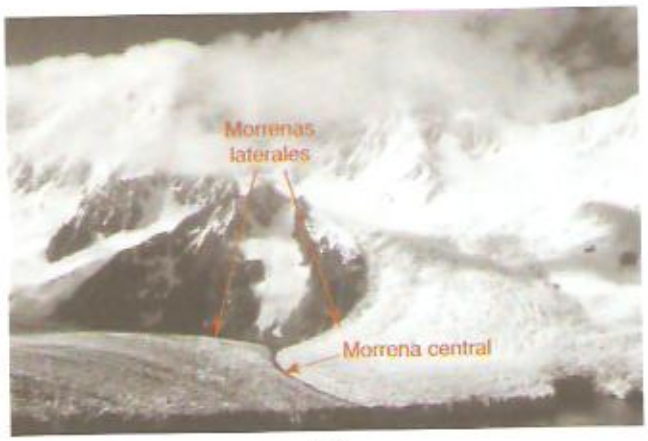
(d)

FIGURA 15.4
Formas de erosión glaciar a gran escala. (a) Bloque diagrama mostrando los elementos de una paisaje glaciar tras la retirada de los hielos (Tarbuck y Lutgens, 2000). (b) Circo glaciar con cubeta ocupada por un lago, Parque Nacional de Sierra Nevada, Granada. (c) Morfologías glaciares en los Alpes, entre las que destaca un valle con sección en U. (d) Horns en el macizo suizo de Jungfraw. (Fotografía de José Manuel González Casado; (b y c) de Javier González Yélamos.)

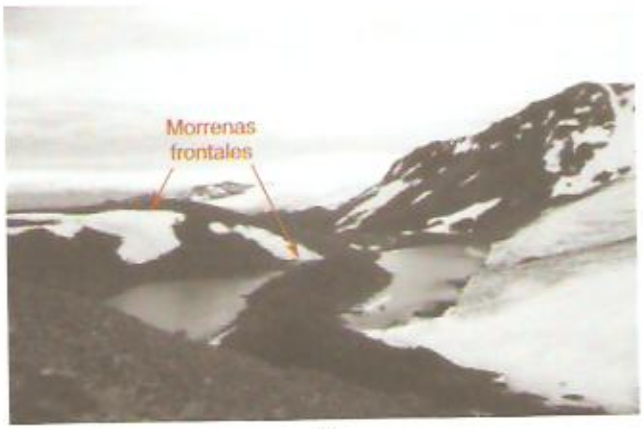
tura caótica generalmente con ausencia de estratificación: las morrenas, término inicialmente usado por los campesinos franceses para referirse a una serie de rebordes y terraples que encontraban cerca de los glaciares alpinos.

Los depósitos morrénicos se clasifican por su posición en el glaciar. En uno de tipo alpino encontramos una morrena de fondo por los materiales que quedan entre la base del hielo y el sustrato rocoso. Las morrenas laterales aparecen entre las paredes del valle en U y la masa de hielo. Al confluir dos glaciares en un solo valle, la unión de las dos morrenas laterales adyacentes da lugar a morrena central o morrena media, que se desplaza en medio de la lengua glaciar (Figura 15.5a). En el frente de avance del hielo aparece una morrena frontal o terminal, que también se denomina arco morrénico ya que suele tener esa forma en planta (Figura 15.5b). Los sucesivos avances y retrocesos de los hielos pueden dejar varios arcos morrénicos a lo largo del valle glaciar.

También aparecen depósitos glaciares por acción de las aguas corrientes que discurren entre el hielo del glaciar y el sustrato rocoso de su base, que generalmente muestran una cierta estratificación. se pueden encontrar colinas alargadas de planta sinuosa denominadas eskers, o simples montículos individuales con vertientes simétricas llamadas kames (Figura 15.6). Un tercer tipo de depósito son los drumlins o montículos con morfología en dorso de ballena con dos vertientes asimétricas; al contrario que en el caso de las rocas aborregadas, el sentido de avance del hielo es del lado abrupto del drumlin hacia su lateral de suave pendiente.



(a)



(b)

FIGURA 15.5
Tipos de morrenas. (a) Morrenas laterales y morrena central. (b) Dos arcos de sendas morrenas terminales. Islas Shetland del Sur, Antártida. (Fotografías de Jorge Giner Robles.)

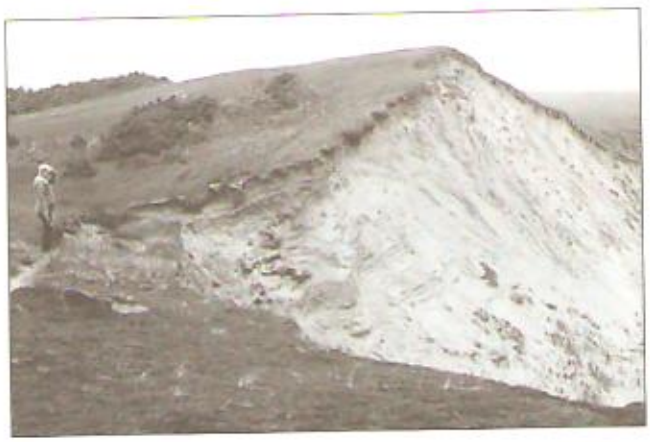


FIGURA 15.6
Kame, en la Isla de la Grande Entrée, Québec. Cortesía del *Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada,* sts.gsc.nrcan.gc.ca.

Las varvas glaciares son depósitos que aparecen en el fondo de grandes lagos glaciares presentando una muy buena estratificación. Consisten en una alternancia rítmica de dos láminas: una de color claro y otra más oscura formada por materiales de grano más fino. La primera lámina se forma en la estación cálida por los sedimentos que arrastran hacia el lago las aguas de fusión glaciar. La de color oscuro y de grano fino se forma cuando la superficie del lago está cubierta por los hielos (estación fría) de manera que tan solo se puede producir una decantación del material fino que está en suspensión en el agua. Cada dos láminas forman una varva y se corresponden con la sedimentación de un año, lo que permite la datación de estos depósitos.

Ejercicio 3 Reconocimiento de morfologías de glaciares alpinos en mapa topográfico

a) Realizar un perfil topográfico entre los puntos X e Y del mapa de la Figura 15.7 con escala vertical 1:20.000.

b) Identificar sobre el corte la posición de las siguientes formas de erosión glaciar: un valle con sección en U, un horn, una arista y un valle colgado.

c) Tras colocar un papel transparente sobre la Figura 15.7, pintar de color azul oscuro el área ocupada por el valle glaciar en U y en azul claro la superficie de valles colgados.

d) Delimitar la posición de horns y trazar aristas utilizando la siguiente simbología.

Horn

Arista

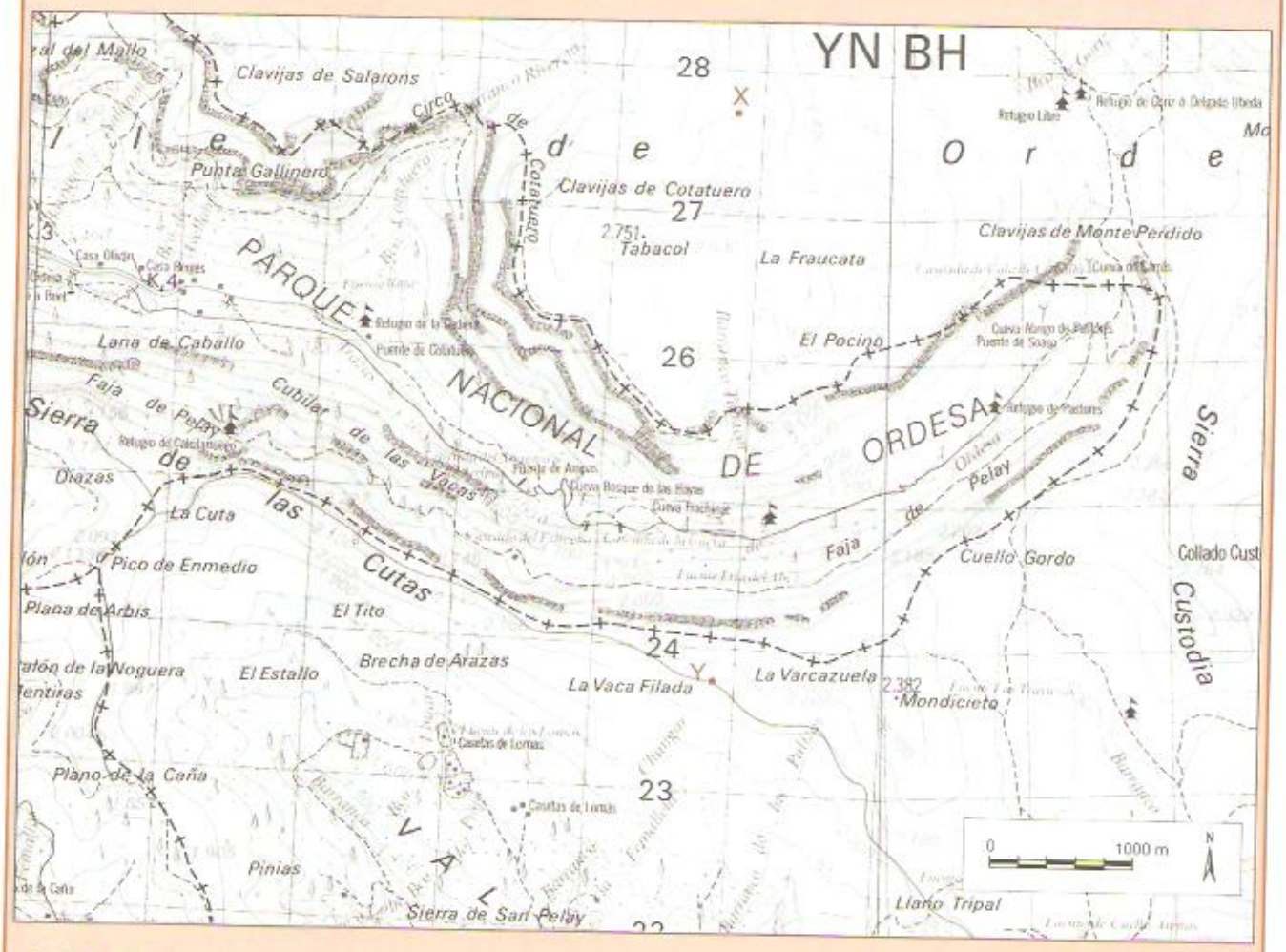


FIGURA 15.7
Sector del Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido en la hoja topográfica a escala 1:50.000 n.º 178 (Brotos). Cortesía del *Centro Cartográfico del Ejército*.

FIGURA 15.8
Formas glaciares en la Sierra de Guadarrama. Tripleta a partir de las fotos 02, 03 y 04, pasada G dentro de la hoja n.º 483 (Segovia). Vuelo de mayo de 1991 de la Comunidad de Madrid. Cortesía de la *Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Transportes de la Comunidad de Madrid*.

Ejercicio 4 **Reconocimiento en foto aérea de formas glaciares**

La tripleta de la Figura 15.8 recoge un sector de la sierra de Guadarrama, en el vértice SE de la hoja topográfica de Segovia a la que tantas veces se ha hecho referencia. A primera vista lo que más destaca son las instalaciones de una estación de esquí, hoy en día desmantelada, y la laguna glaciar de Peñalara, en la ladera del pico de mismo nombre.

a) Trazar con una línea azul de puntos la divisoria principal de aguas de la Sierra de Guadarrama.
b) La vertiente oriental de la Sierra de Guadarrama estuvo ocupada por glaciares de ladera que dieron lugar a varias morrenas terminales y laterales. Delimitar las cuerdas de todas las morrenas que se puedan identificar. La mayoría de éstas se encuentran diseccionadas por cauces fluviales. El arco morrénico más externo no llega a cerrarse en la foto.
c) En la vertiente occidental, en vez de morrenas aparecen derrubios de ladera, resultado de procesos hielo-deshielo. Pintar la superficie ocupada por estos depósitos en color amarillo. Posteriormente, intenta localizarlos y pintarlos en la vertiente oriental.

15.5. Periglaciarismo

Literalmente, el término periglaciar hace referencia a las regiones que bordean a las áreas ocupadas permanentemente por el hielo de los glaciares. Son regiones de clima frío, con temperaturas generalmente por debajo de 0 °C, pero con un periodo de verano en el que se funde parte del agua congelada. Ocupan del orden de un 10% de los continentes, especialmente en el hemisferio norte.

Una característica de las zonas periglaciares es la existencia de un suelo permanentemente congelado: el permafrost. Su espesor suele ser de unas decenas de metros aunque, excepcionalmente, se han encontrado estos terrenos helados en minas a 600 m de profundidad.

La parte más superficial del subsuelo en áreas periglaciares puede ser activa, descongelándose durante el corto verano. Se trata del nivel denominado mollisuelo. Por debajo se encuentra el pergerisuelo, inactivo, puesto que el agua está permanentemente congelada. Dentro del pergerisuelo pueden aparecen zonas en forma de lentejones con agua en estado líquido (talik).

Las zonas moldeadas por acciones periglaciares suelen ser de relieves suaves. Se pueden encontrar zonas abruptas en las que actualmente hay procesos hielo-deshielo, pero esas áreas son una herencia de la acción del hielo en épocas pasadas. En estas regiones periglaciares abruptas se da el crioclastismo: rotura de las rocas en cantos irregulares por sucesivos ciclos hielo-deshielo. La acumulación de cantos tapiza las la-

(a) (b)

FIGURA 15.9
Ejemplos de morfologías en regiones periglaciares. (a) Círculos de piedra en las islas Shetland del Sur, Antártida. (Fotografía de Jerónimo López Martínez.) (b) Pingos o hidrolacolitos cerca de Tuktoyaktuk, Territorios Noroccidentales. Cortesía del *Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada*, sts.gsc.nrcan.gc.ca.

deras dando lugar a un tipo de derrubios de ladera denominados canchales o pedreras.

Otro proceso periglaciar es la reptación (creeping). Consiste en un movimiento alternativo del suelo provocado por sucesivos ciclos hielo-deshielo (o humedad-desecación), con el resultado de un ligero avance de las partículas ladera abajo. Cuando el suelo se congela, las partículas se desplazan perpendicularmente a la superficie, mientras que en el deshielo caen con la misma dirección que la gravedad. Otro proceso de gravedad típico de ámbitos periglaciares es la solifluxión. Se trata de un flujo lento del suelo durante el deshielo, que se para en la época de helada, dando lugar a unas pequeñas terrazas o superficies planas.

Los ciclos hielo-deshielo dan lugar a morfologías peculiares de pequeña escala a consecuencia de sucesivos hinchamientos y encogimientos del terreno, como los suelos poligonales o los círculos de piedras (Figura 15.9a). Los únicos relieves que destacan algo sobre las típicas llanuras periglaciares son los pingos o hidrolacolitos (Figura 15.9b): elevaciones de unos pocas decenas de metros (el mayor pingo no llega al medio centenar de metros de altura) de forma cónica y con un núcleo de hielo.

Ejercicio 5 **Representación de pingos con curvas de nivel**

En la cima de los pingos puede encontrase una depresión cerrada, posiblemente por fenómenos de fusión de la parte superior del núcleo de hielo.

a) Dibujar a mano alzada un mapa de curvas de nivel, equidistancia 2 m, que represente un hidrolacolito de este tipo, que se eleve 13 m sobre una llanura a cota 100 m y que la profundidad máxima de la depresión en la cima sea de 4 m.

b) Comprobar la bondad del mapa realizando un perfil topográfico en una dirección cualquiera. Dibujarlo también a mano alzada pero sobre un papel milimetrado (o simplemente cuadriculado) para la escala vertical.

15.6. Riesgos en áreas glaciares y periglaciares

Las regiones glaciares y periglaciares son zonas poco propicias a ser ocupadas por el hombre de manera que, en principio, no son regiones de alto riesgo de pérdida de vidas humanas y daños materiales por riesgos geológicos. Sin embargo, la práctica cada día más frecuente de actividades de ocio en zonas de alta montaña, junto con la ocupación de áreas periglaciares para la explotación de nuevos recursos naturales, especialmente mineros, ha dado lugar a numerosos estudios y trabajos que buscan mitigar el impacto de los riesgos geológicos en estas áreas de clima extremo.

Las zonas glaciares que han estado cubiertas recientemente por el hielo se caracterizan por los relieves abruptos ya comentados al hablar de las formas de erosión (aristas, valles en U, etc.); de esta manera son propicias para los riesgos asociados a procesos de gravedad como avalanchas de hielo, aludes y cualquier movimiento en masa no específico de ámbito glaciar como la caída de bloques, coladas de barro y deslizamientos del terreno.

La caída supone el movimiento libre (o bien a saltos, o rodando) de fragmentos de roca de cualquier tamaño. Un deslizamiento se origina cuando una masa de roca se desplaza sobre una superficie de debilidad, manteniendo, más o menos, su forma original. Un flujo o colada de barro acontece cuando un material con un alto contenido en arcilla y humedad, se desplaza pendiente abajo sin mantener su geometría original.

Las avalanchas de hielo son desplazamientos rápidos de grandes masa de hielo a favor de la pendiente. La mayor avalancha histórica se originó en los glaciares del Monte Huascaran, en Perú. El fenómeno se inició por un terremoto que súbitamente movilizó una masa glaciar de 1,8 × 1 km de extensión (Figura 15.10). En su movimiento ladera abajo alcanzó velocidades de más de 180 km/hora y fue incorporando material del sustrato hasta alcanzar un volumen estimado de 50×10^6 m^3 de hielo, barro y roca. Ante movimientos en masa de tal magnitud, no cabe otro tipo de medidas que una ordenación del territorio que impida el establecimiento de núcleos de población en estas regiones de alto riesgo.

Los aludes son movimientos súbitos de masas de nieve; ocasionalmente arrastran material sólido si el alud afecta a todo el manto nival. Actualmente se toman numerosas medidas contra los aludes, sobre todo en las estaciones para deportes de invierno. Se pueden aplicar medidas pasivas, como la elaboración de carto-

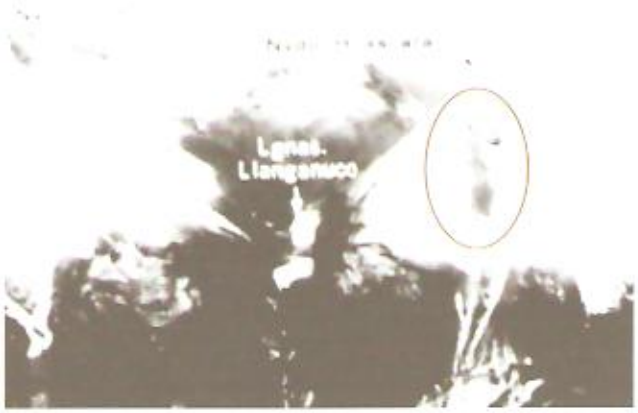


FIGURA 15.10
Monte Nevado Huascarán. El área de la elipse estaba ocupada por el fragmento de glaciar que se desprendió iniciando la avalancha. (Página Web del *United States Geological Survey,* www.usgs.gov.)

grafía o control de zonas de riesgo, limitando el acceso en los momentos en que se sabe que las condiciones metereológicas y el espesor del manto nival suponen un riesgo de aludes. La ingeniería ofrece variadas soluciones para aludes de tamaño discreto como: rastrillos y terrazas que disminuyen la pendiente de la nieve, muros de contención para aludes de vaguada, deflactores en ventisqueros, falsos túneles para la protección de vías de comunicación, etc. Además, cabe el recurso de provocar artificialmente el alud en los momentos en los que no hay posibilidad de daños. Para esta medida de tipo activo se recurre al empleo de explosivos y de esquiadores expertos.

Los movimientos de reptación sobre pendientes, aunque de forma lenta, acaban afectando a las estructuras antrópicas. De hecho la actividad de la reptación se suele detectar por la inclinación de postes de tendido eléctrico o por la inclinación o rotura de muros.

La ubicación de estructuras sobre el permafrost puede alterar la dinámica de ciclos hielo-deshielo provocando asentamientos diferenciales que a su vez afecten a edificios. La construcción del oleoducto de Alaska fue un paradigma de esta problemática; como el petróleo tiene que fluir a cierta temperatura, el oleoducto no pudo ni enterrarse ni apoyarse directamente en el permafrost, de manera que el presupuesto inicial de las obras se incrementó casi un orden de magnitud.

Las masas de hielo glaciar pueden represar grandes volúmenes de agua y verterlas subitamente al fundirse el hielo dando lugar a inundaciones. También pueden producirse por la erosión y rotura de las morrenas terminales que actúan como presas. Se trata de inundaciones menos frecuentes y de menor volumen que las del medio fluvial, pero que en casos concretos han producido catástrofes que se han cobrado millares de víctimas mortales.

Por último, la presencia de masas de hielo y nieve en las cimas de los volcanes puede ser un factor que aumente el riesgo de daños por actividad volcánica. Una erupción volcánica discreta puede fundir estas masas y provocar grandes coladas de barro al mezclarse con las cenizas volcánicas. Tal fue el tristemente célebre caso de la erupción del 13 de noviembre de 1980 en el volcán Nevado Ruiz; aunque la emisión de productos volcánicos fue escasa, la erupción desencadenando una gigantesca colada de barro (decenas de metros de altura) que arrasó literalmente la localidad de Armero y sus 25.000 habitantes.

PRÁCTICA 16

Relieves litológicos y estructurales

✓ Objetivos

Conocimiento de las formas del terreno asociadas a factores de índole estructural o litológico: relieves volcánicos, formas graníticas, relieves estructurales y paisajes kársticos. Análisis de su representación sobre mapas de isolíneas de nivel. Estudio de las relaciones entre las aguas continentales y el medio kárstico.

Material de trabajo

Lápiz negro, azul y goma de borrar. Papel transparente. Regla graduada en cm. Calculadora con funciones aritméticas básicas. Papel kodak-trace o en su defecto papel de acetato y rotuladores de alcohol. Estereoscopio de bolsillo.

16.1. Introducción

En los tres capítulos anteriores se han analizado formas de relieve claramente asociadas a factores climáticos: el medio fluvial que aparece en las templadas latitudes medias, la característica acción del viento en zonas desérticas y la acción moldeadora del paisaje por el hielo en climas polares. En el presente capítulo se van a mostrar una serie de morfologías en cuya génesis el clima juega un factor secundario o bien no tiene ninguna influencia. Se pueden clasificar en relieves de tipo volcánico, de tipo estructural, paisajes asociados a litologías graníticas y, finalmente, las características morfologías que genera el proceso de karstificación o disolución de las rocas por la acción de las aguas subterráneas.

16.2. Relieves volcánicos

Se trata de las formas de relieve en las que menos influye el factor climático, puesto que las morfologías dependen directamente del proceso eruptivo. Un volcán en Alaska puede ser idéntico a otro originado en las latitudes ecuatoriales. Otro aspecto distinto es el que una vez generado el relieve volcánico, los procesos erosivos que tiendan a degradarlo si que guardarán una relación más directa con el clima de la zona en la que se origina el vulcanismo; en principio el volcán de Alaska conservará su forma durante más tiempo mientras que el ecuatorial tenderá a ser eliminado rápidamente (a escala de tiempo geológico) por los fuertes procesos de meteorización química de las zonas ecuatoriales.

Las morfologías más características son los volcanes: acumulaciones de productos por la acción eruptiva, ya sean materiales sólidos o tefra, ya sean lavas en estado fluido que al enfriarse solidifican. Existen dos tipos básicos de volcanes: los estratovolcanes y los volcanes en escudo.

a) Los estratovolcanes o volcanes compuestos son los más comúnmente conocidos presentando una morfología más o menos cónica (Figura 16.1); en un mapa topográfico aparecen representados por curvas de nivel concéntricas tal como se puede apreciar en la Figura 11.2

FIGURA 16.1
Perfil de un estratovolcán. Pico Villarrica, Chile. (Fotografía de Emilio Chubieco Salinero.)

que recoge el mapa del volcán Santa Elena. El adjetivo «compuestos» hace referencia a que están formados por una acumulación alternante de tefra y lavas.

b) Los volcanes en escudo se forman por el sucesivo apilamiento de emisiones de lavas muy fluidas que recorren grandes distancias desde el foco de emisión. La morfología en corte es totalmente distinta a la de los estratovolcanes tal como puede apreciarse en la Figura 16.2. Obviamente, la denominación en escudo es debida a que su perfil recuerda al de esa arma defensiva.

Un tercer tipo de edificios volcánicos son los conos de cenizas; se trata de morfologías cónicas de pequeño tamaño, en comparación con los dos tipos anteriores (Figura 16.2) y están formados exclusivamente por la emisión de materiales sólidos de pequeño tamaño.

Los pitones volcánicos son morfologías originadas por el enfriamiento de magma dentro de la chimenea o conducto vertical de emisión. Posteriormente, la erosión elimina el material volcánico que rodeaba la chimenea dando lugar a relieves que destacan notablemente sobre el terreno circundante, tal como es el caso de la célebre Torre del Diablo de la Figura 16.3.

Además de los relieves positivos de los edificios volcánicos, la actividad eruptiva también puede originar depresiones de formas características; son las calderas o depresiones de planta más o menos circular

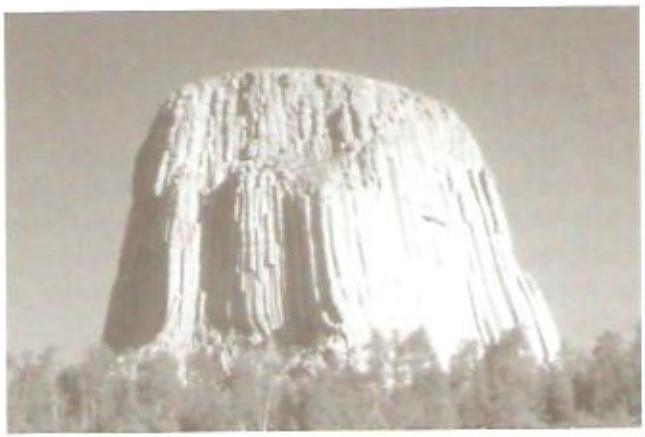


FIGURA 16.3
Pitón volcánico. Torre del Diablo, Wyoming, Estados Unidos. Las grietas verticales son el resultado del enfriamiento del magma. (Fotografía de Emilio Chubieco Salinero.)

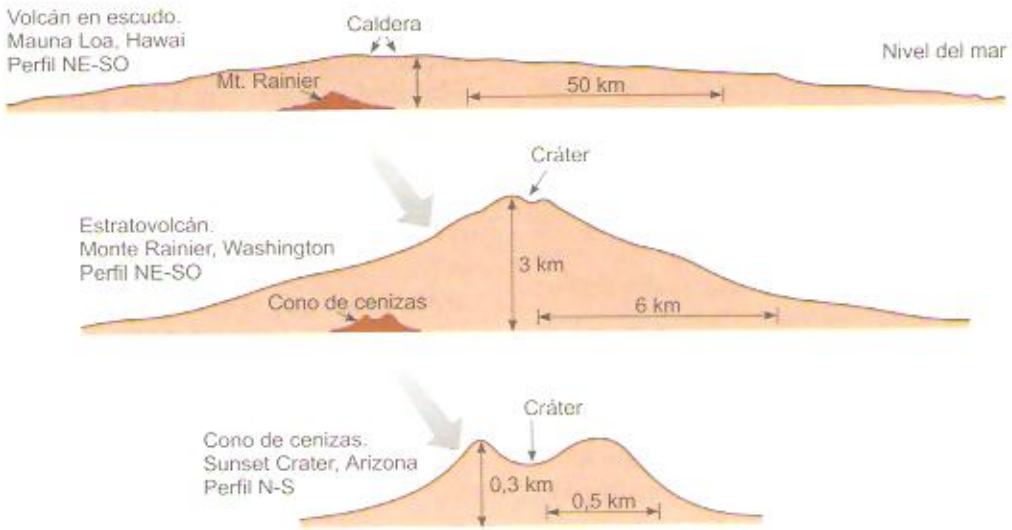


FIGURA 16.2
Comparación entre los perfiles de un volcán en escudo, un estratovolcán y un cono de cinder (Tarbuck y Lutgens, 2000).

cuya génesis puede darse por dos procesos: *a*) una subsidencia o hundimiento generado por el vaciado de la cámara magmática y *b*) una erupción volcánica especialmente explosiva que provoca una expulsión del material.

16.3. Relieves estructurales

Entran en esta categoría aquellos paisajes cuya morfología está condicionada por la disposición en el espacio de los estratos, generalmente por la presencia de contrastes provocados por la alternancia de capas con diferente resistencia a la erosión.

Relieve conforme o Jurásico. La estructura de los montes es una sucesión de anticlinales y sinclinales, con alternancia de estratos con distinta resistencia a la erosión. Una vez plegadas las capas y tras la erosión de los materiales menos competentes, los anticlinales coinciden con zonas elevadas, mientras que las zonas deprimidas vienen definidas por los núcleos de los sinclinales (Figura 16.4a). Este tipo de paisaje toma su nombre de los Montes Jura situados en la frontera entre Francia y Suiza, de donde también procede el nombre del periodo geológico más popular: el Jurásico.

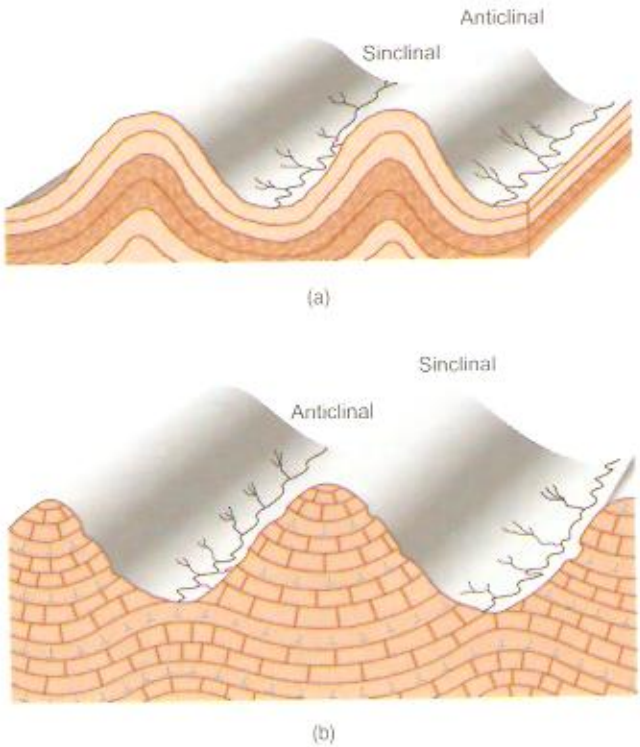


FIGURA 16.4
(a) Relieve conforme o Jurásico. (b) Relieve invertido.

Relieve invertido. También aparece en regiones con estratos plegados pero la situación es la inversa al caso anterior: los núcleos de los sinclinales son las áreas elevadas mientras que las deprimidas se corresponden con la parte central de anticlinales. Se originan por la existencia de fracturas de distensión en el núcleo de los anticlinales, a través de las cuales se erosiona y encaja la red fluvial. La Figura 16.4b recoge un esquema de este tipo de paisaje.

Una llanura estructural es una superficie plana y elevada a consecuencia de un nivel horizontal que preserva de la erosión (Figuras 16.5 y 16.6a), ya sea porque es más resistente, o ya sea porque se trata de un material permeable en el que se infiltran las aguas superficiales y no pueden realizar su labor erosiva. En España, a muchas llanuras estructurales se les denomina con la voz páramos, estando la capa horizontal superior formada por estratos de calizas. Una llanura estructural se puede denominar meseta cuando abarca grandes extensiones y mesa cuando tiene un pequeño desarrollo en planta. Es frecuente que la superficie estructural se encuentre cortada por valles fluviales de paredes verticales o cañones.

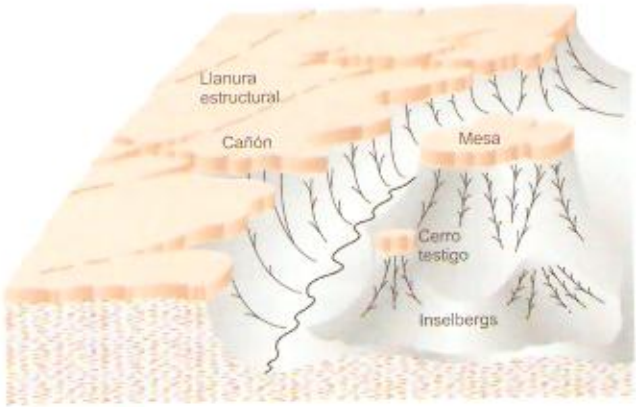


FIGURA 16.5
Bloque diagrama representando una llanura estructural, cañón, mesa, cerro testigo y monte isla.

Más o menos alejado del borde de la llanura estructural puede aparecer un cerro testigo: relieve residual que conserva rasgos del nivel general de donde procede (Figuras 16.5 y 16.6b). Por ejemplo, si la llanura estructural está originada por la presencia de niveles de calizas, en la parte superior del cerro encontraremos estratos de caliza que son «testigos» de que en algún momento ese nivel de carbonatos se extendió, al menos, hasta donde se ubica el cerro.

(a)

(b)

(c)

(d)

FIGURA 16.6
Algunos ejemplos de relieves estructurales. (a) Llanura estructural con desarrollo de cárcavas en sus laderas. Parque Nacional de las Bad Lands, Dakota del Sur, Estados Unidos. (b) Cerro testigo, Santa María de las Hoyas, Soria. (c) Relieve en cuesta, alrededores de Jaén. (d) Cresta por alternancia de estratos verticales de calizas (competentes) y margas (más erosionadas), Alhama de Aragón, Zaragoza. (Fotografías de Javier González Yélamos excepto la (a) de Emilio Chubieco Salinero.)

Monte isla (o inselberg) es el calificativo que se da a una zona elevada en medio de un paisaje más o menos plano, como si fuera una «isla» en medio de un «océano horizontal». Los cerros testigos son montes islas pero no tiene que darse a la inversa. Si este relieve residual presenta laderas muy verticales y la parte de la cima con una forma en punta, se le puede denominar como pináculo.

Relieve en cuesta. Se origina cuando las capas más resistentes a la erosión buzan (se inclinan) en el mismo sentido que la pendiente del terreno (Figura 16.6c). Si las capas competentes frente a la erosión tienen un elevado buzamiento forman un hog-back (literalmente lomo de cerdo), mientras que si las capas más competentes a la erosión están muy verticalizadas provocan la aparición de crestas (Figura 16.6d). En otros casos la cresta no está generada por un estrato de roca sedimentaria más competente a la erosión, sino por la presencia de una intrusión de magma en forma de tabla vertical (dique), emplazada dentro de una roca de caja con menor aguante frente a la erosión (Figura 16.8).

Un domo estructural es un elemento del relieve en forma de cúpula (de gran escala, a varios km de diámetro), a modo de anticlinal pero sin flancos. Su erosión da lugar a la aparición de una serie de elevaciones y valles concéntricos en los que se establece específicamente la red fluvial de tipo anular (véase la Figura 13.15h).

Por último aunque no es un tipo concreto de relieve estructural hay que tener presente la existencia de relieves condicionados por grandes fallas o fracturas. Éstas originan zonas de debilidad por las que es más fácil el encajamiento de la red fluvial. Por este motivo, es frecuente (pero no necesaria) la coincidencia entre la traza de una falla y la dirección de un río.

Ejercicio 1 Identificación de relieves estructurales

Sobre el mapa de la Figura 16.7.

a) Identificar y colocar el nombre de cada uno de las siguientes formas del relieve: llanura estructural, mesa, cerro testigo, monte isla y cañón.
b) Dibujar con un lápiz azul el trazado de los posibles ríos y arroyos, indicando con puntas de flecha el sentido del movimiento del agua.
c) ¿Cuál es el tipo de red de drenaje que resulta?
d) En el mapa de la figura hay dos conjuntos de rocas en disposición horizontal: *a*) unas capas de calizas en la parte superior y debajo *b*) una alternancia de arenas arcillosas y arcillas arenosas más fácilmente erosionables. Dibuja con un lápiz negro la traza sobre el mapa del plano que separa (contacto geológico) a estos dos grupos de litologías.
e) Si en el punto X del mapa se hiciera un sondeo ¿a qué profundidad se alcanzarían las capas de arenas arcillosas?

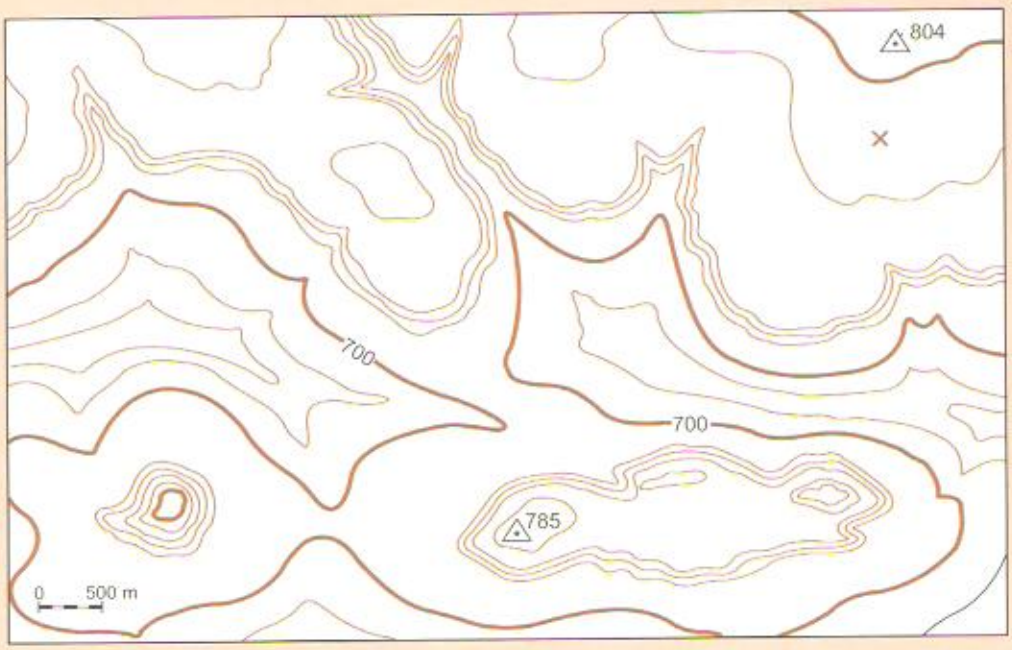


FIGURA 16.7
Mapa topográfico para la realización del Ejercicio 1.

Ejercicio 2 Relieve en cresta

La Figura 16.8 muestra el relieve positivo en cresta provocado por la presencia de un dique de textura aplítica intruido en una masa de granitos de menor resistencia a la erosión. Tras colocar un papel transparente sobre la figura realizar las siguientes actividades:

a) Dibujar la cuerda que origina la cresta e indicar su dirección aproximada.
b) Identificar la posición de un collado en medio de la cresta que es aprovechado en el trazado de una vía de comunicación.
c) Plantear hipótesis que puedan explicar la razón por la cual el relieve en cresta del dique no es continuo sino que presenta ese collado o zona deprimida.

FIGURA 16.8
Par estereoscópico en la Sierra de la Higueruela. Sectores procedentes de los fotogramas 8830-31 pasada 32, vuelo de 1972 de la subregión central de España. Cortesía de la *Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Transportes de la Comunidad de Madrid*.

16.4. Relieves graníticos

Se consideran relieves graníticos a una serie de morfologías que se desarrollan sobre rocas plutónicas (el granito es la más abundante) por una meteorización química diferencial. Esta meteorización está muy condicionada por la red de fracturas que atraviesan la roca granítica. El agua se infiltra a través de esas grietas dando lugar a una rotura por disolución (hidrólisis) de los silicatos que componen los minerales del granito, dejando como residuo un material de aspecto arenoso, lehm granítico, formado en gran medida por granos del silicato más resistente a la disolución: el cuarzo.

La meteorización diferencial en granitos da lugar a numerosas formas características de pequeño tamaño como depresiones a pequeña escala pilas (pilancones), las inestables piedras caballeras o los bloques separados que aparecen en las Figuras 16.9a, b y c, respectivamente. En una representación a escala del terreno, generalmente, sólo podremos detectar formas mayores como crestas originadas a favor de diaclasas o grietas verticales, o los característicos domos graníticos como el que se recoge en la Figura 16.9d.

Los domos consisten en formas en cúpula a favor de diaclasas curvadas que se originan por descompresión al erosionarse los materiales suprayacentes al plutón granítico. La masa de granito tiende a deshacerse en niveles curvos concéntricos de modo análogo a como se encuentran las hojas de una cebolla. Los domos graníticos no guardan ninguna relación con los domos estructurales comentados en el apartado anterior, salvo que en ambos casos se trata de morfologías en forma

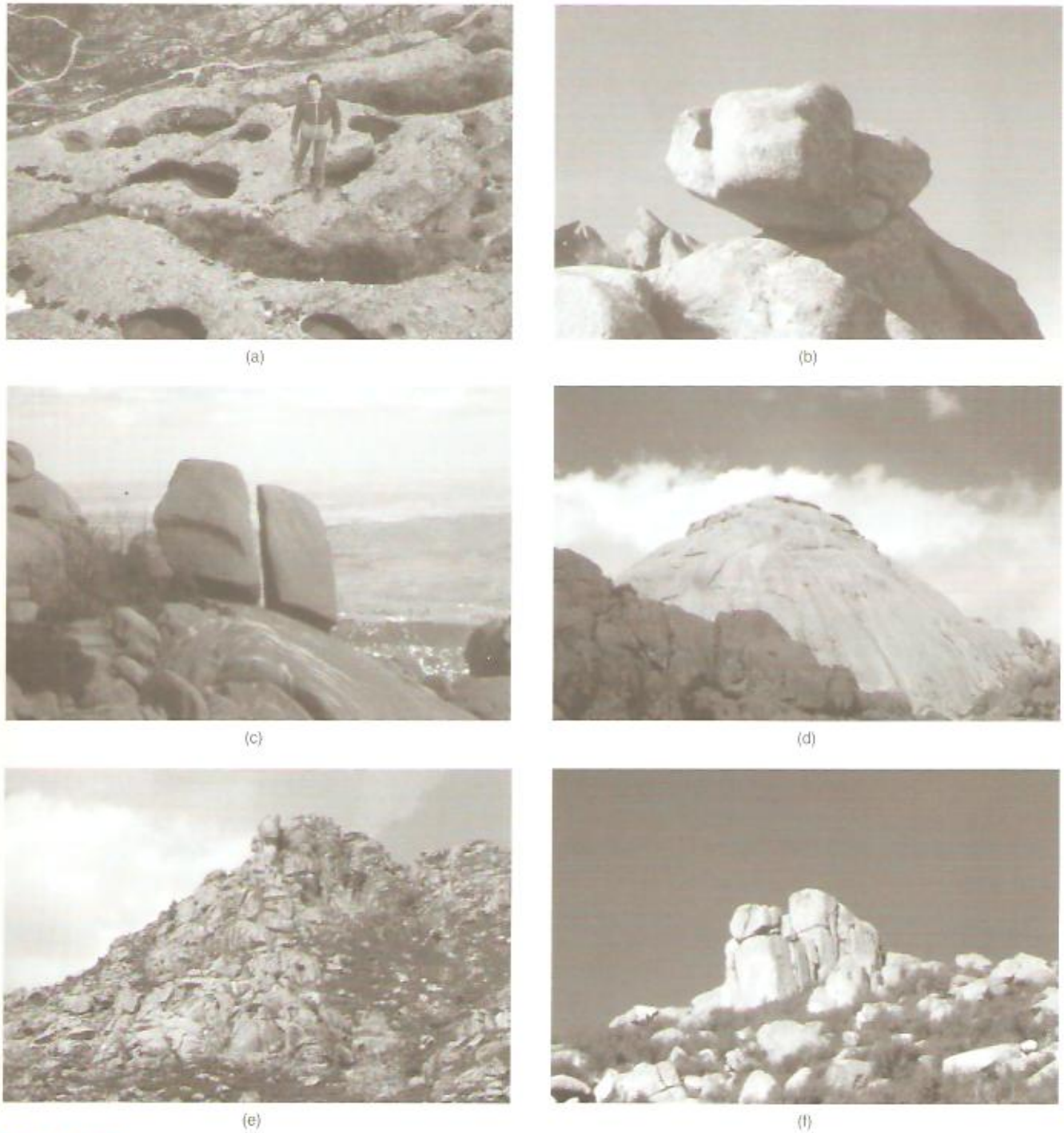


FIGURA 16.9
Ejemplos de formas del relieve granítico. Todas las imágenes de Madrid. (a) Pilas o pilancones. (b) Piedra caballera. (c) Bloques separados. (d) Domo granítico de El Yelmo. (e) Domo en degradación a pedriza. (f) Tor. (a) y (f) Sierra de la Cabrera. (b), (c) y (d) La Pedriza de Manzanares. (e) El Boalo. (Fotografías de Javier González Yélamos.)

de media cúpula; además, los domos graníticos son de mucho menor diámetro que los estructurales.

A medida que el domo se va degradando por la acción de los agentes erosivos, da lugar a una serie de bloques apilados que constituyen la morfología denominada pedriza (Figura 16.9e), cuando esos bloques muestran un cierto desplazamiento dan lugar a un berrocal. En su estado final de erosión, el domo queda reducido un pequeño conjunto de bloques, denominado tor, como el que recoge la Figura 16.9f.

Ejercicio 3 **Domos graníticos en mapa topográfico**

El mapa topográfico de la Figura 16.10. Representa un sector del Parque Regional de la Cuenca Alta del Manzanares, una región protegida con muy buenos ejemplos de formas graníticas.

a) Identificar la posición del domo granítico más evidente de todos que existen en esa zona, dando las coordenadas UTM de su cumbre. Se trata del Pico del Yelmo, el mismo que aparece en la Figura 16.9d y cuyo nombre no está recogido explícitamente en el mapa.

b) El mapa original es a escala 1:25.000, pero ¿a qué escala se ha reproducido en la figura?

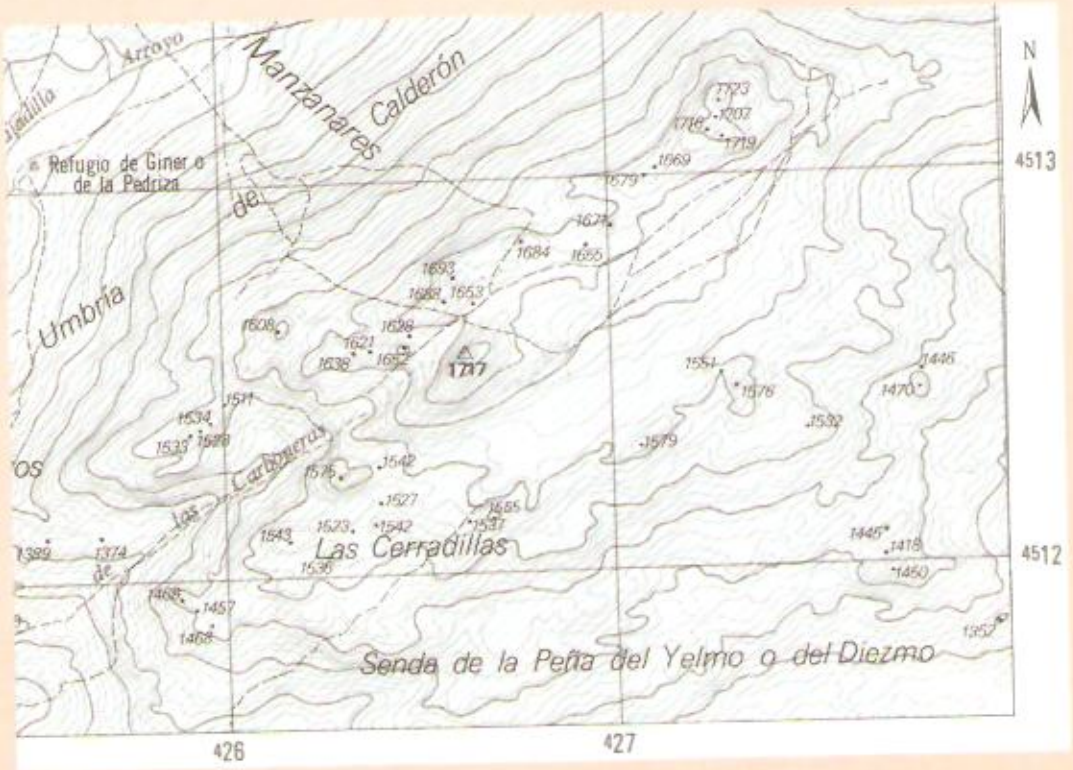


FIGURA 16.10
Mapa topográfico de la zona granítica de la Pedriza. Sector SE de la hoja 508-II (Puerto de Navacerrada) a escala 1:25.000 del *Instituto Geográfico Nacional*. Escala origina modificada.

16.5. Relieves kársticos

La karstificación es un proceso de erosión de las rocas mediante la simple disolución del material sólido por la acción de las aguas subterráneas. Cuando la karstificación alcanza un gran desarrollo tiene lugar la aparición de conductos y cavidades por los que circulan auténticos ríos subterráneos.

Dentro de la karstificación también tienen lugar procesos de formación de rocas calizas por la precipitación de los iones calcio y bicarbonato que viajan en disolución; éstos son menos importantes en volumen, pero dan lugar a morfologías especialmente llamativas en el interior de las cavidades como las estalactitas que cuelgan del techo y las estalagmitas que surgen desde la base de la cueva (Figura 16.11a).

La palabra karst (o carst) procede de una región (Kras) en la extinta Yugoeslavia donde el paisaje kástico tiene un especial desarrollo y donde se inició la ciencia que se podría definir como Karstología.

De forma muy sintética las reacciones químicas que tienen lugar en el proceso de karstificación se recogen en la siguiente expresión:

$$CO_3Ca_{(s)} + CO_{2(d)} + H_2O \Leftrightarrow 2\,HCO_{3\ (d)} + Ca^{+2}{}_{(d)}$$

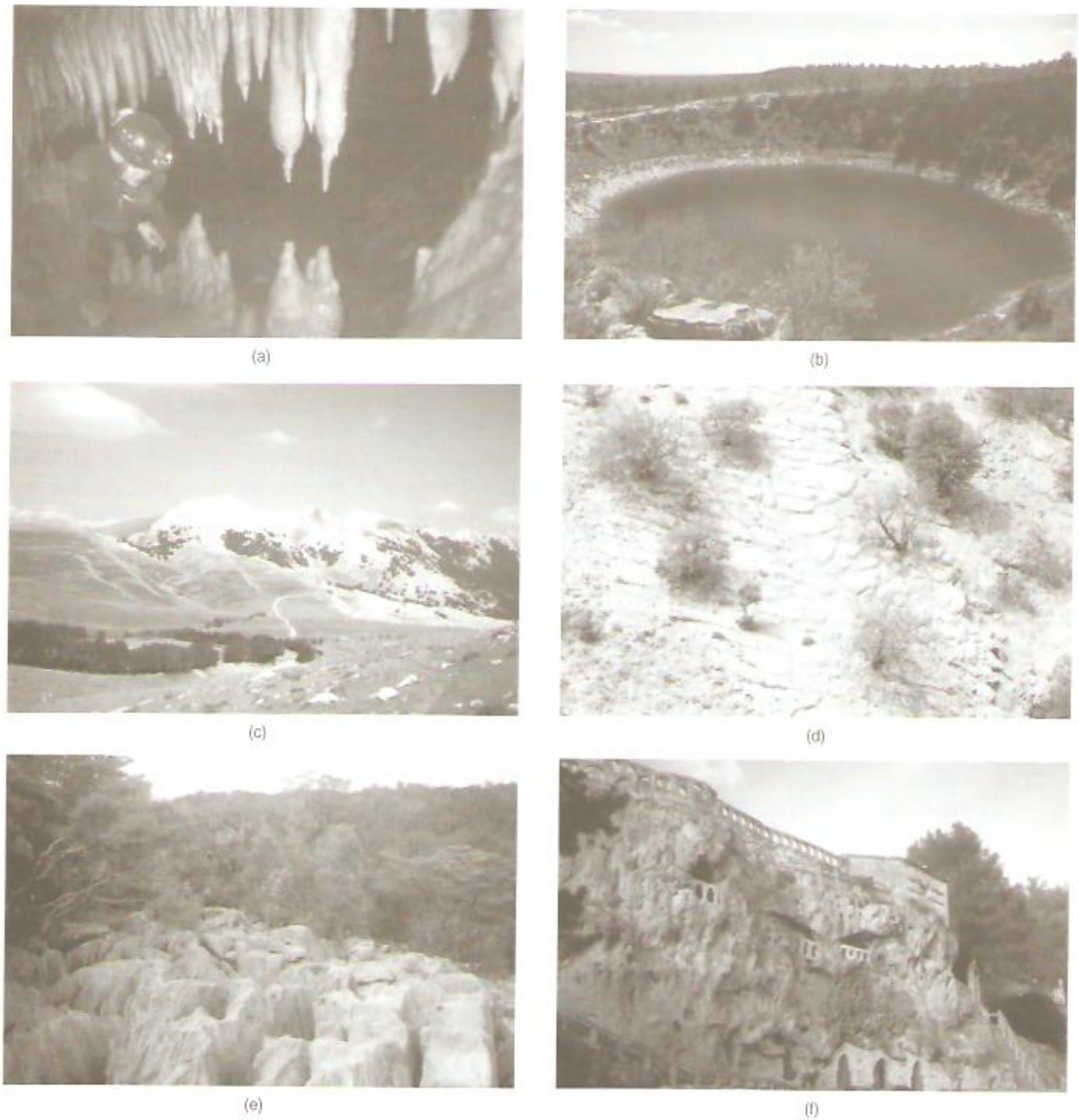


FIGURA 16.11
Ejemplos de morfologías kársticas. (a) Estalactitas y estalagmitas en la Cueva Nueva de Pedraza, Segovia. (b) Depresión circular o dolina. Torca en la Cañada del Hoyo, Cuenca. (c) Polje, en las Praderas de Urbia, Guipúzcoa. (d) Pavimento, Parque Nacional de la Sierra de Cazorla, Jaén. (e) Lapiaz, Parque Nacional de Abel Tasman, Nueva Zelanda. (f) Toba de cascada provocada por un manantial, Cívica, Guadalajara. (Fotografías de Javier González Yélamos, excepto la (a) de Julio Barea Luchena y la (e) de Jorge Giner Robles.)

El proceso de disolución está muy influenciado por la estructura de la roca, especialmente por la presencia de fallas y diaclasas por las que pueda circular el agua y hacer su labor de erosión. También está condicionado por la litología. Las formas de relieve kárstico se originan preferentemente en rocas calcáreas, aunque también aparecen en yesos, sales y rocas sedimentarias silíceas con cemento de carbonatos.

Las morfologías kársticas se clasifican en primer lugar en superficiales (o exokársticas) y en subterrá-

neas (o endokársticas). Lógicamente, las segundas no pueden apreciarse en un mapa o una foto aérea de la superficie del terreno.

Dentro de las primeras encontramos las dolinas, depresiones cerradas de forma circular (Figura 16.11b), frecuentemente con sección en embudo y provocadas por disolución y/o un proceso de colapso. Localmente también se las denomina como torcas y cenotes. A medida que crecen las dolinas pueden juntarse dos o varias formando una sola depresión y dando lugar a la forma denominada uvala.

El término polje se reserva para depresiones cerradas de fondo plano con una morfología en planta más irregular que las dolinas, además de ocupar mayores extensiones (Figura 16.11c).

Los pavimentos son superficies con aspecto de enlosado con microdepresiones a favor de las diaclasas (Figura 16.11d). A medida que la disolución ensancha las grietas aparecen un lapiaz o lenar (Figura 16.11e), presentando claras acanaladuras por las que se infiltra directamente el agua de las precipitaciones atmosféricas.

En combinación con los procesos fluviales de erosión aparecen los valles kársticos, denominados cañones cuando son de paredes verticales y hoces si además originan meandros. Con frecuencia estos valles se inician en fondos de saco rodeados de paredes escarpadas en cuya base brota un manantial que constituye el punto de comienzo del cauce fluvial.

Los mogotes o pináculos son las morfologías inversas a las dolinas: relieves positivos de formas cónicas, piramidales o cilíndricas. Son típicos del karst desarrollado en regiones tropicales.

Intermedias entre las formas de exokársticas y las endokársticas entramos las simas o conductos con desarrollo en la vertical. Estas pueden funcionar como sumideros por los que se infiltran las aguas superficiales. No todos los sumideros son simas, ni todas las simas actúan como sumideros.

Todas las morfologías anteriores son de carácter erosional o destructivo. Como forma kárstica superficial y constructiva tenemos las tobas calcáreas o travertinos. Consisten en precipitaciones de carbonatos en condiciones subaéreas dando lugar a unos depósitos muy característicos con un aspecto oqueroso (Figura 16.11f). Aparecen en la surgencia de los manantiales kársticos y en los cambios de pendiente de los cauces fluviales, donde un proceso de agitación y aireación del agua (junto o sin actividad biológica) produce una pérdida del gas CO_2 disuelto, lo que desplaza la reacción anterior hacia la izquierda con la consiguiente precipitación de carbonatos.

16.6. Riesgos en los relieves litológicos y estructurales

La alternancia de capas verticales de distinta competencia frente a la erosión y las diaclasas verticales en las rocas graníticas generan relieves con fuertes pendientes que pueden dar lugar situaciones de riesgo de caída de grandes bloques de roca. El edificio que aparece en primer término en la Figura 16.6d tiene la posibilidad de recibir el impacto de un bloque de roca procedente del relieve en cresta del segundo plano.

Los deslizamientos son frecuentes en los bordes de las llanuras estructurales y mesas, ya que a medida que la red fluvial se encaja, las vertientes quedan más abruptas favoreciendo la génesis de estos procesos de gravedad.

Los relieves kársticos son los que plantean un tipo de riesgo más específico puesto que los huecos, conductos y cavidades subterráneas pueden dar lugar a la aparición de colapsos: repentinos hundimientos del terreno que afectan a las estructuras construidas sobre el suelo.

Este tipo de fenómeno acontece asociado a fuertes cambios en la posición del nivel de agua en el subsuelo ya sea de forma artificial por la extracción de aguas subterráneas mediante pozos, ya sea por procesos naturales como fuertes seguías.

Otro tipo de riesgo ligado al medio kárstico es la posibilidad de fugas en presas y embalses. En principio, las calizas son rocas resistentes, que además suelen presentar valles estrechos (cañones), idóneos para ubicar una presa salvo que la roca caliza se encuentre karstificada. Ejemplos típicos en España han sido la presa de Montejaque en 1923, con pérdidas de 4 m^3/s mientras que la aportación media del río que se embalsaba era de tan sólo 0,8 m^3/s, y la de Camarasa (1927) que llegó a perder hasta 11 m^3/s; éstos fueron reducidos a 2,6 tras la ejecución de 50.000 m de sondeos en los que se inyectaron 190.000 Tm de material para rellenar los huecos presentes en las calizas.

En la Práctica siguiente se verá el caso de una antigua presa (El Pontón de la Oliva) que tampoco pudo cumplir adecuadamente su finalidad de almacenamiento de agua, al estar ubicada sobre unas calizas karstificadas, y en la que también se intentó rellenar los huecos de la roca para evitar las fugas.

Ejercicio 4 Relieves kársticos y aguas superficiales

Relieve kárstico en el Macizo de Aitzgorri. Mapa de la Figura 16.12. Tras colocar un papel transparente:

a) Trazar la divisoria hidrográfica con un lápiz azul, que partiendo del Pico de Aitzgorri pase por El Alto de Katabera, el paraje de Erraitz y el alto de Milpiribil.

b) En la cuenca delimitada sólo está marcado un arroyo que nace en el vértice NW. ¿Dónde desemboca o qué pasa con el agua del arroyo?

c) ¿Qué morfología kárstica aparece sobre las Praderas de Urbía? Ver la Figura 16.11c.

d) El símbolo de sumidero es una circunferencia con un extremo abierto y una punta de flecha que indica hacia el interior del círculo. Colócarlo sobre el mapa donde parezca que se infiltra en el subsuelo el agua que circula por el arroyo.

e) ¿Se puede indicar la posición de alguna dolina fuera de la cuenca hidrográfica delimitada?

f) ¿Qué tipo de red de drenaje es la que aparece en la zona?

FIGURA 16.12
Región de relieve kárstico para la realización del Ejercicio 5. Sector de la hoja a escala 1:50.000 n.º 113 (Salvatierra). Cortesía del *Centro Cartográfico del Ejército*.

Ejercicio 5 Relieves kársticos y aguas subterráneas

En el mapa de la Figura 16.13 aparecen las torcas o dolinas del grupo de la Cañada del Hoyo, una de las cuales se puede apreciar en la foto de la Figura 16.13b. Algunas dolinas tienen una laguna en su interior mientras que otras presentan un fondo seco. Las lagunas de las torcas no son como balsas de fondo impermeable que alamacenen el agua de lluvia, sino que se trata de un afloramiento del nivel del agua subterránea. Ésta circula a través de los huecos en las calizas karstificadas cretácicas sobre las que se han desarrollado las dolinas. Tras colocar un papel transparente sobre el mapa, realizar los siguientes ejercicios:

a) Marcar con un lápiz azul el borde superior de las dolinas con lagunas y estimar la cota del nivel del agua.
b) Marcar con un lápiz negro el borde superior de las dolinas con el fondo seco.
c) Si se realizan sendos pozos en los fondos secos de las dolinas del Torcazo Colorado ¿a qué profundidad estimativa se encontraría agua?
d) Con el paso del tiempo, ¿qué tipo de morfología kárstica acabaran formando la Laguna y la Lagunilla del Tejo?
e) Mirar sobre el mapa a que cota se encuentra el cauce del río Guadazaón y comparar el valor con el nivel del agua en las torcas con lagunas. Hacia donde se mueve el agua subterránea, ¿de las torcas hacia el río o a la inversa?

FIGURA 16.13
Mapa de un grupo de torcas de Cuenca. Hoja escala 1.25.000 n.º 635-II (Cañada del Hoyo) del *Instituto Geografico Nacional*. Imagen ampliada.

PRÁCTICA 17

Ejercicio de fotointerpretación

✓ Objetivos

Realizar la fotointerpretación de un par estereoscópico de fotografías, dibujando elementos antrópicos y la red fluvial, para posteriormente elaborar un mapa simple en el que se recojan elementos morfológicos claramente reconocibles junto con el trazado de contactos geológicos.

Material de trabajo

Fotografías aéreas de la zona de Patones: se encuentran a continuación del cuadernillo interior a color. Lápiz negro, goma de borrar y lápices de colores. Estereoscopio de bolsillo, preferible al estereoscopio de espejos. Papel kodak-trace o, en su defecto, papel de acetato y rotuladores de alcohol.

17.1. Introducción

A lo largo de las prácticas anteriores se ha ido tomando un cierto contacto con la metodología de trabajo de la fotointerpretación de pares estereoscópicos de imágenes aéreas. Se han realizado ejercicios muy concretos en los que la identificación de elementos de interés era relativamente sencilla. En esta última práctica se presenta un ejercicio mucho más elaborado, en el que como resultado final se obtiene un mapa geológico simplificado de un sector del madrileño municipio de Patones, junto con parte de la vecina provincia de Guadalajara. Ésta es una región en la que se ponen en contacto dos dominios geológicos muy distintos (la sierra de Guadarrama con la cuenca sedimentaria de Madrid) y es una zona clásica de prácticas de campo con los estudiantes madrileños de Geología. No es habitual que en un área tan reducida se recoja tal diversidad de elementos geológicos.

Con esta práctica no se aprende directamente a realizar fotointerpretación geológica; de hecho el mapa elaborado, aunque parezca muy costoso, está muy alejado del detalle de los mapas geológicos que se editan en la actualidad. Más bien se pretende comprender las características, a veces subjetivas, de la técnica de la fotointerpretación para que ser consciente de los pros y contras que tiene una cartografía temática elaborada a partir de pares estereoscópicos.

La práctica se realiza sobre el par de fotos aéreas que aparecen a continuación del cuadernillo interior a color, siendo necesario desprenderlas del libro para poder visualizar en 3D, al mismo tiempo que se dibuja sobre el papel transparente. Como información complementaria, se dispone del mapa topográfico que comprende la zona a escala 1:50.000 (Figura 17.1). Además, a lo largo de la práctica aparecen algunas fotos y se irá dando información de la zona, con la finalidad de suplir (en la medida de lo posible) el necesario trabajo de campo que debería acompañar a esta tarea de fotointerpretación.

El par de fotos corresponde a un vuelo sistemático de dirección N 90° E o N 90° W. Fijándose hacia donde señalan las sombras se identificará la posición del norte de las fotos.

La primera tarea a realizar es colocar el papel transparente sobre el fotograma de la derecha y dejarlo fijo con unos clips; las personas zurdas tienen que girar las fotos 180° para que la foto derecha quede en su lado izquierdo.

La segunda tarea a realizar consiste en marcar una línea recta que delimite la zona que tienen en común las dos fotos y que será la que podremos analizar con visión en 3D. Fuera de esta zona no se dibuja, al no disponer del tercer fotograma.

FIGURA 17.1
Mapa topográfico de la zona de trabajo. Sector SW de la hoja a escala 1:50.000 n.º 485 (Valdepeñas de la Sierra). Cortesía del *Centro Cartográfico del Ejército.*

17.2. Parte 1. Identificación de elementos antrópicos

Estos son los más fácilmente reconocibles ya que suelen tener formas más regulares que los elementos naturales del paisaje. Por ejemplo, las carreteras aparecen como líneas que mantienen un ancho constante, con tendencia a ser trazas rectas (salvo cuando superan una pendiente haciendo curvas) mientras que en un cauce fluvial ocurre todo lo contrario; es evidente que los polígonos que aparecen en el sur de las fotos son campos de cultivo.

Empezar por trazar todas las carreteras y pistas de tierra sin asfaltar con línea continua en color rojo. En principio no es necesario visualizar en 3D para esta tarea, pero sí conveniente. Se cuenta con el apoyo del mapa topográfico de la zona, fecharlo en 1980 (Fi-

gura 17.1) mientras que las fotos se tomaron en julio de 1972 por lo que cabe esperar algunas discrepancias.

Dentro de la zona no aparece ningún núcleo de población; el más cercano es Patones de Abajo que aparece hacia el vértice SE de la foto izquierda. En cambio sí que se pueden identificar algunos edificios aislados (caseríos y corrales) marcándolos con un pequeño cuadrado o al menos como un punto rojo.

Un tercer elemento artificial es la presa del Pontón de la Oliva sobre el río Lozoya, construida en 1850 para el abastecimiento de agua a la ciudad de Madrid. Una vez identificada, márcarla con un triangulo en rojo, con uno de los lados en la coronación de la presa (la parte más alta) y el vértice opuesto sobre el cauce del río.

Volver a mirar la presa del Pontón de la Oliva en 3D y nótese como se encuentra en el punto más estrecho de una garganta o cañón, cortado por el río Lozoya. Sin embargo la presa se asienta sobre rocas altamente porosas, de manera que el agua almacenada se pierde. Inicialmente se intentó eliminar las fugas rellenando huecos y cavidades (Figura 17.2) pero finalmente se desestimo su uso, construyéndose otra presa aguas arriba en un emplazamiento más adecuado.

Tras dibujar todas las carreteras y pistas de tierra, puede llamar la atención, el que algunas acaban de repente, por ejemplo, junto a cauce de un río. Esto es frecuente en las pistas de tierra que no conducen a un punto concreto sino que son caminos para el acceso de la maquinaria agrícola a las fincas que bordean el camino.

FIGURA 17.2
Trabajos de intentos de impermeabilización en la cerrada de la presa del Pontón de la Oliva. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

En la foto aparece una pista de tierra que de repente finaliza en medio de una abrupta ladera; luego no parece ser una vía de acceso a campos agrícolas. El fuerte color blanco de sus cunetas (ausencia de vegetación, roca sin alterar) parece indicar que se trata de una pista reciente, que estaba en construcción en el momento de realizarse la foto; posiblemente su objeto era facilitar el acceso de la maquinaria de construcción del canal de El Atazar.

Si en ningún momento se han trazado las vías de comunicación con visión estereoscópica, es posible que se hayan marcado dos carreteras muy próximas y paralelas con dirección NE. Si es así, volver a mirarlas en 3D y fijarse que una de ellas discurre sobre un terreno horizontal y está bordeada de árboles, mientras que la otra se encuentra a media ladera. Una situación así no tiene lógica; el segundo elemento lineal no es carretera, sino un canal de agua que discurre por la ladera, en vez de la zona llana, para no perder altitud.

Un elemento artificial que destaca notablemente es la presa de Valdentales sobre el río Jarama. Márquese con el mismo signo que la del Pontón de la Oliva. En realidad no es una presa en sentido estricto, sino un azud: no busca almacenar agua sino elevar su cota. La presa resulta chocante porque se encuentra sobre un terreno llano y muy permeable: una de las terrazas del río Jarama. La explicación reside en que el azud se realizó para elevar el nivel en el río Jarama y que el agua se infiltrase en las terrazas vecinas. Con esta medida se buscaba aumentar el rendimiento de un par de pozos (Figura 17.3) que sacaban el agua subterránea (en principio ya filtrada) de las terrazas. Da la sensación de que hay dos presas juntas cruzando el Jarama, pero uno de los segmentos corresponde a la conducción de agua que aparece en la Figura 17.3.

FIGURA 17.3
Pozo para captación de aguas subterráneas en las terrazas del río Jarama. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

17.3. Parte 2. Trazado de la red fluvial

La siguiente tarea a realizar, siguiendo con el papel transparente de la parte anterior, consiste en dibujar toda la red fluvial que se pueda identificar, incluso las vaguadas más pequeñas, independientemente de que cuando se hizo la foto discurriera agua o no.

Se dibujarán dos tipos de cauces fluviales: *a*) ríos, o cursos de agua permanente, trazados mediante una línea continua de color azul y *b*) arroyos, o cursos de agua intermitentes, marcados en azul pero con trazo discontinuo. En la foto sólo aparecen dos cursos de agua que entren en la primera categoría: el Jarama y el Lozoya. Todos los restantes se pueden considerar como arroyos.

La idea es trazar el cauce de los ríos en aguas bajas, lo que se distingue porque aparece como un línea más oscura sobre un fondo aluvial de color gris claro. No se trata de rellenar de azul todo el ancho del cauce. Si en algun momento se tienen problemas en localizar su posición concreta oriéntese con el trazado de los ríos que aparece en el mapa topográfico, pero siempre que se pueda, usar directamente la foto aérea.

Algunos arroyos presentan un cauce plano. En este caso dibujar la línea discontinua por el medio del cauce.

Finalizado el trazado de todos los cauces, escribir sus nombres o topónimos que aparecen en el mapa de la Figura 17.1. Al igual que aparece en el mapa topográfico, hay que procurar que las letras vayan paralelas al cauce fluvial.

La traza de los cauces fluviales se complementa dibujado, de vez en cuando, una punta de flecha que indique el sentido de movimiento del agua. Para el caso de los arroyos no hay problema ya que se ve en 3D se identifica su punto de nacimiento y su desembocadura. El río Lozoya es afluente del Jarama, con lo que ya se sabe hacia dónde se desplaza. Discernir el sentido de movimiento del agua en el río Jarama a partir de la foto aérea no es algo directo, ya que la mayoría de sus afluentes desembocan en ángulo recto en vez de un ángulo agudo cuyo vértice indicaría el sentido del agua. Pero la presencia del azud de Valdentales permite saber cuál es el sentido de flujo del Jarama.

La siguiente actividad relacionada con la red fluvial es el trazado de divisorias de aguas. Dibujar las más importantes divisorias en línea de puntos azules. Como se dispone de visión en 3D, el reconocimiento de las líneas divisorias es un trabajo de rutina. En la medida de lo posible, intentar que las divisorias delimiten áreas cerradas o cuencas hidrográficas.

Finalizada esta tarea, conviene fíjarte en la morfología irregular que adopta la cuenca hidrográfica que alimenta al arroyo de Valdentales.

Seguramente no se ha trazado ninguna divisoria en el tercio sur de las fotos, lo cual es lógico ya que se trata de terrenos muy horizontales. Es una opción adecuada ya que en estas circunstancias el trazado de divisorias no suele tener sentido. En este caso concreto hay una circulación de aguas subterráneas que no guarda ninguna relación con una hipotética divisoria que se trazara a mitad de camino entre el arroyo de Vacas y el que desemboca en el Molino de Arriba.

Una vez finalizadas todas las actividades anteriores, el siguiente paso es identificar en qué sectores de la foto aparecen cuatro tipos distintos de redes de drenaje: dendrítica, paralela, pinnada e interna. La red de tipo pinnada está poco desarrollada en el sector que se visualiza en 3D, pero se la reconoce sin problemas en la mitad oriental de la foto derecha.

17.4. Parte 3. Trazado de contactos geológicos

Antes de realizar este apartado de la práctica, es necesario calcar parte de la información recogida en la hoja transparente anterior en una nueva hoja para que sirva como mapa base para los siguientes ejercicios. En concreto es suficiente con que se pasen tres de las carreteras más largas, los dos ríos y los arroyos de Valdenegrete y Vaca.

En la Figura 17.4 aparecen delimitadas, grosso modo, las cuatro áreas con redes fluviales diferentes, por si se ha tenido alguna duda. Estas áreas se corresponden con otros tantos conjuntos litológicos:

a) Red dendrítica. La coloración de la superficie es oscura como cabe esperar de unas pizarras negras como las que aparecen en la Figura 17.5a. Son los materiales más antiguos, están plegados y fracturados y, sin entrar en más precisiones, simplemente indicamos que son de edad paleozoica.

b) Red paralela. La presencia de una red fluvial con los cauces dispuestos en paralelo es provocada por la pendiente general que origina un relieve estructural en cuesta, atravesando la foto diagonalmente. Seguramente en las tareas anteriores ya habrá llamado la atención esa estructura que aparece sobre rocas de color más bien claro. Principalmente se trata de calizas de la era

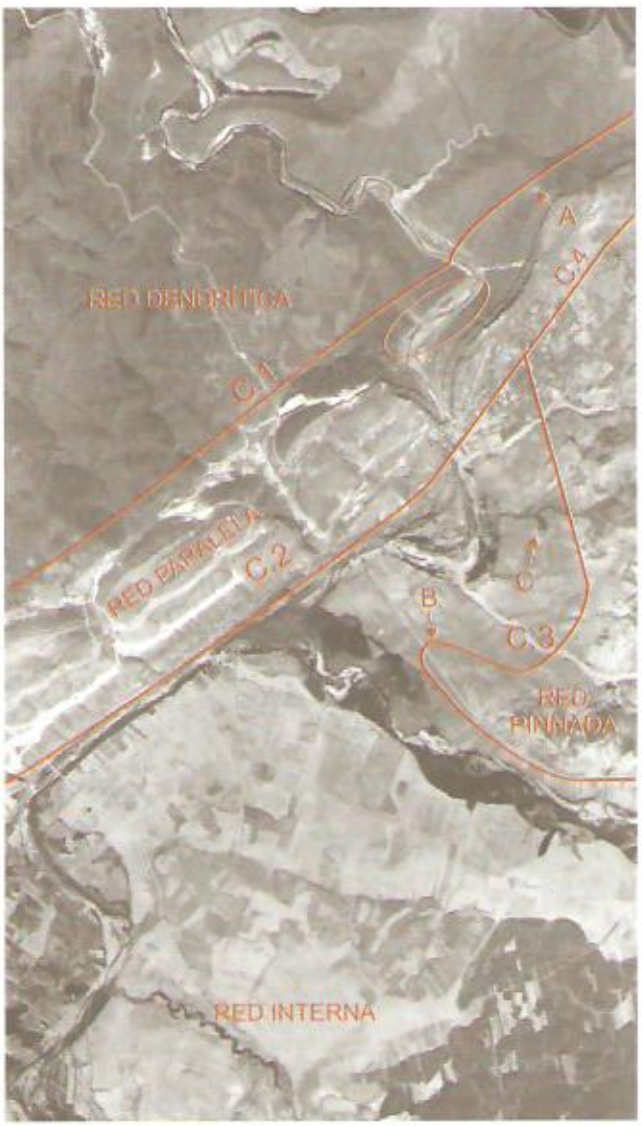


FIGURA 17.4
Delimitación de los distintos tipos de redes de drenaje y contactos geológicos a trazar en la parte 3.

Mesozoica o Secundaria, afectadas por procesos de karstificación y sobre las cuales se ubicó la presa fallida del Pontón de la Oliva.

En la Figura 17.5b se observa cómo los estratos de calizas se encuentran buzando a favor de la pendiente dando lugar a la cuesta estructural. La cuesta en foto aérea ya parece mucho más abrupta, ya que en visión estereoscópica los relieves están realzados.

c) Red pinnada. Aparece por la erosión fluvial que da lugar a multitud de arroyuelos en cárcavas y barrancos como los que se muestran en la Figura 17.5c. En el caso que nos ocupa, la red fluvial pinnada se corresponde con la presencia de arcillas y yesos del terciario, fácilmente erosionables por las aguas de arroyada.

d) Red interna o ausente. Todo el tercio sur de la foto son zonas llanas en las que apenas se pueden indicar un par de arroyos. Se trata de una sector ocupado principalmente por sedimentos de edad cuaternaria (afloran otras rocas, pero admitamos esta simplificación), mayoritariamente las terrazas del río Jarama. Están formadas por todo tipo de materiales detríticos, como las gravas que aparecen en la Figura 17.5d, arenas, limos y arcillas. Son materiales bastante permeables en disposición horizontal y el agua de lluvia se infiltra en el terreno en vez de formar cauces fluviales.

Cada uno de estos cuatro conjuntos de rocas está separado de los vecinos por una superficie que en geología se denomina contacto. Al representar esa superficie de contacto en un mapa plano aparece como una línea. Ya se marcó un contacto en el Ejercicio 1 de la práctica anterior, solo que en ese caso era sencillo al tratarse de un plano horizontal y bastaba con marcar una curva de nivel. Ahora la traza de los contactos es un proceso más complejo pero que se facilita con el apoyo de la visión en 3D.

Los contactos a marcar aparecen numerados y marcados a grandes rasgos en la Figura 17.4. El ejercicio consiste en una delimitación más detallada, que se va a ir explicando paso a paso.

Contacto pizarras-calizas (C1). Delimita la zona de red fluvial dendrítica con tonos oscuros, del área ocupada por la red paralela de calizas que aparecen en tonos más claros. Para que sea más fácil, el inicio del contacto ya está marcado en la Figura 17.4 con línea de trazo discontinuo (mejor marcarlo en negro continuo).

Como las calizas forman estratos inclinados, en las zonas de vaguada el contacto hace una V cuyo vértice señala hacia donde buzan las capas (regla de las uves). La traza del contacto queda cubierta por los sedimentos aluviales del río Lozoya al llegar al embalse del Ponton de la Oliva (elipse de la Figura 17.4). El contacto se traza por debajo de los aluviones manteniendo su dirección general. El último tramo del contacto se realiza también siguiendo la dirección general y con el apoyo de una pequeña mancha blanca (flecha A en la Figura 17.4) que señala la presencia de las rocas sedimentarias mesozoicas.

Contacto calizas-terrazas cuaternarias (C2). Es el más fácil de identificar de todos los contactos. Las calizas aparecen inclinadas mientras que las terrazas dan superficies planas. Viendo en 3D se puede apreciar en qué momento la topografía deja de ser un relieve incli-

(a) (b) (c) (d)

FIGURA 17.5
Aspecto de los cuatro conjuntos litológicos en la zona de Patones. (a) Pizarras negras del Paleozoico. (b) Calizas del Mesozoico (Cretácico) dando un relieve en cuesta. (c) Cárcavas y barrancos sobre los yesos y arcillas del Terciario. (d) Cantos redondeados sobre el cauce seco del río Lozoya (sedimentos cuaternarios). (Fotografías de Javier González Yélamos, excepto la (c) de José Manuel González Casado.)

nado y pasa a llano, y por esos puntos de cambio de pendiente discurre el contacto. Además resulta una línea más o menos recta de dirección aproximada SW-NE hasta llegar al Pontón de la Oliva; se trata de la misma dirección que tienen las capas de calizas.

Contacto terrazas cuaternarias-yesos y arcillas (C3). En principio las terrazas aparecen en superficies planas ocupadas por cultivos mientras que los yesos y arcillas están yermos y tienen relieve; siguiendo este criterio se puede marcar fácilmente el contacto en su tramo más meridional, que coincide con una carretera. En el resto de C3, el criterio anterior hay que matizarlo ya que también aparecen campos de cultivo sobre zonas de yesos y arcillas. Con la visión en 3D se verá que aparecen unos montículos (puntas de flecha B y C en la Figura 17.4) que se corresponden con los sedimentos terciarios, de manera que el contacto está más hacia el oeste que si se pintara tan solo siguiendo la línea que delimita los campos de cultivo.

Contacto calizas-yesos y arcillas (C4). Si se prolonga el contacto C2 siguiendo la dirección SW-NE el resultado no sería correcto ya que incluiría zonas que claramente tienen una red pinnada. Ahora la línea de contacto adopta una forma curva para cuyo trazado ya no hay puntos de referencia tan objetivos como en los contactos anteriores. Hay que marcar un contacto que separe zonas claramente ocupadas por calizas (incluso se aprecia una alternancia de estratos de diferente resistencia a la erosión) de otras en las que afloran los sedimentos terciarios, pero en la traza concreta habrá una cierta componente subjetiva.

17.5. Parte 4. Marcado de elementos geomorfológicos

Como complemento al mapa anterior se le incorporan

ta ya varias veces indicada, valles fluviales de paredes verticales en las calizas (cañones), valles fluviales de fondo plano, etc., pero se van a marcar sólo dos elementos especialmente visibles: los niveles de terrazas y un par de meandros abandonados.

Sobre la foto se visualizan tres claros niveles de terrazas a distintas cotas y enlazadas por taludes o escarpes. Para su trazado se pintará una línea negra de trazo continuo por la parte más alta del talud y a continuación unos cortos segmentos perpendiculares a la traza (hauchures) que simbolizan la línea de máxima pendiente.

El arroyo de Vaca disecciona las dos terrazas más altas dejando sendos escarpes a ambos lados del cauce que también hay que marcar con el signo correspondiente. En algún momento dos escarpes de terrazas a distinta altura se juntan en un solo talud. Una tercera nota sobre las terrazas: la mitad oriental del talud de la terraza más alta está poco marcado, de manera que habrá que trazarlo con una cierta componente subjetiva.

El símbolo para representar un meandro abandonado consiste en una línea doble de trazo discontinuo, en forma de herradura con el extremo abierto hacia el río que ha abandonado. La línea se traza abarcando todo el ancho del cauce abandonado.

Un primer meandro abandonado se reconoce muy bien en la foto puesto que en época de aguas altas el meandro vuelve a ser activo y presenta en su interior un par de lagunas de forma alargada (Figura 17.6). En vez de tener una forma de herradura con el lado abierto hacia el río, da la sensación de que es al revés. No obstante, marcar su traza con el símbolo adecuado, con el lado abierto hacia el río Lozoya.

El segundo meandro se aprecia peor, ya que su forma inicial está erosionada. Buscar una ladera en forma semicircular que a primera vista puede recordar la morfología de un circo glaciar. Pensar que esa forma del paisaje la ha generado un meandro encajado que posteriormente se ha quedado a menor cota que el cauce del río. Si se fija en detalle incluso se apreciara un cierto relieve elevado en mitad de la herradura que hacía el meandro.

FIGURA 17.6
Meandro abandonado del río Lozoya visto desde el oeste. (Fotografía de Javier González Yélamos.)

Los últimos pasos para finalizar el incipiente mapa serían rellenar con tramas de colores las distintas áreas delimitadas por los contactos, procurando no empastar demasiado la imagen. Las pizarras no tienen una trama específica y se puede utilizar un simple rayado. En cambio a las calizas les corresponde una trama de enladrillado. Para los yesos y arcillas que se alternan, se puede usar una trama en la que también se alternen segmentos cortos (arcillas) y puntas de flecha (yesos). Los materiales detríticos del cuaternario quedan bien simbolizados por un relleno caótico de puntos y círculos.

Los colores adecuados para las tramas van en función de las edades de las rocas: cuanto más antigua es una roca, suele presentarse en campo con colores más oscuros y ésta es la regla general que se mantiene en los mapas geológicos. Para el sector de las pizarras es adecuado un marrón o morado. Las calizas son del Mesozoico pero más en concreto de edad cretácica y, por convenio, a las rocas de este periodo se les reserva el verde. Los yesos y arcillas son del terciario con lo que les encaja un color naranja o un amarillo. Los materiales cuaternarios se dejan en blanco o en gris claro, que se consigue pintando la trama con un lápiz negro normal.

Construir al lado del mapa una leyenda que recoja toda la simbología que se ha utilizado, agrupada por categorías y en la que los cuatro conjuntos litológicos aparezcan ordenados por edades (el más antiguo debajo). El complemento final es colocar una indicación del norte y dibujar una escala gráfica (la escala numérica de las fotos ya se calculó en el Ejercicio 2 de la Práctica 12) sin olvidar acompañar a los números de la escala con sus correspondientes unidades.

Los objetivos de esta última práctica, con la que se cierra el Bloque II, están logrados si con ella quedan claras las siguientes tres ideas:

1. La gran utilidad de la fotografía aérea con visión estereoscópica para la elaboración de cartografía geológica.
2. La necesidad de que la fotointerpretación se apoye en datos obtenidos por trabajo de campo.
3. La existencia de una componente subjetiva a la hora de elaborar los mapas geológicos.

BLOQUE III

Mapas y cortes geológicos

III.1. El mapa geológico

Un mapa geológico es la representación en dos dimensiones de la intersección de los diferentes elementos geológicos con la superficie terrestre (Figura III.1).

Por lo tanto, un mapa geológico debe presentar dos tipos de información: la información topográfica y la información geológica.

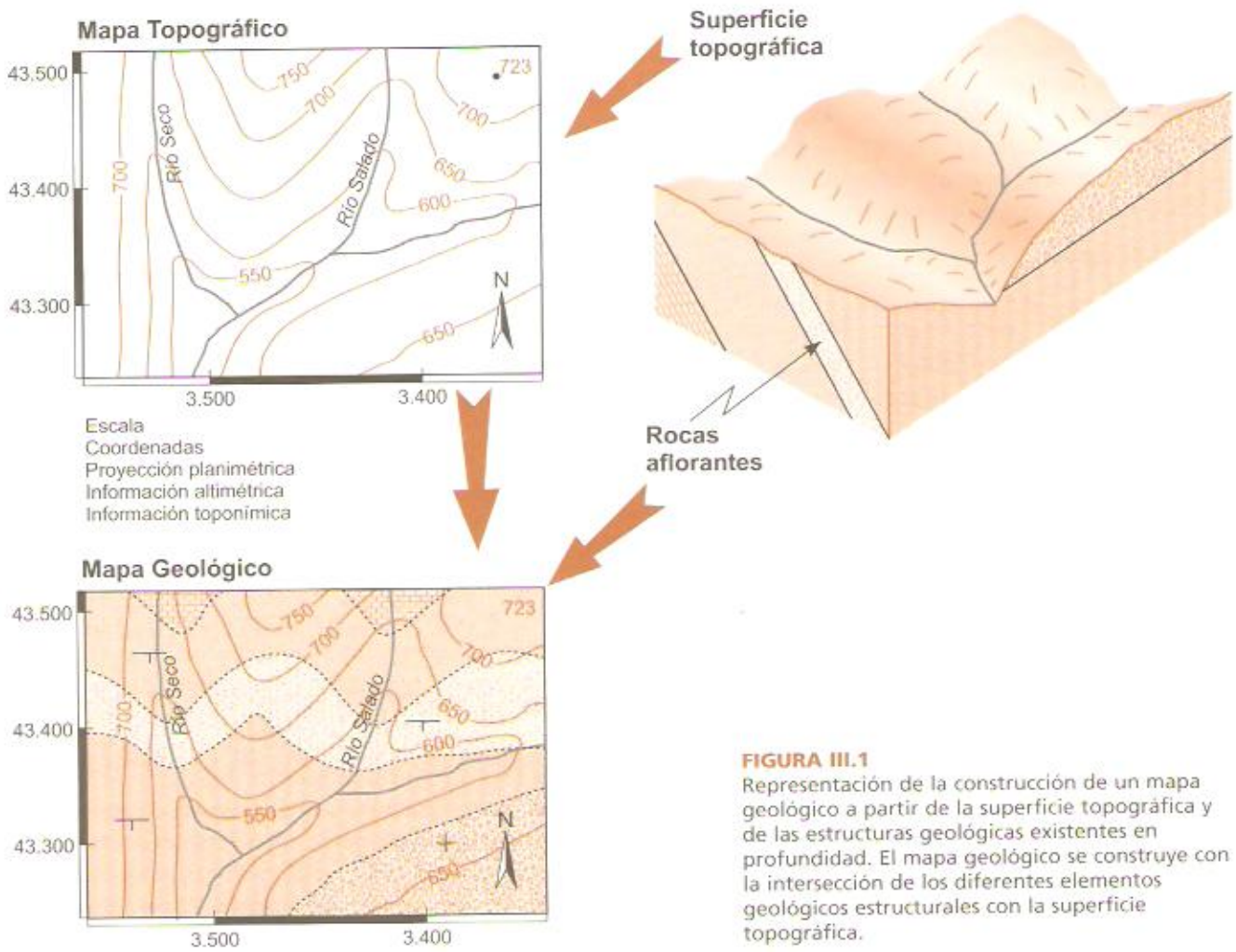


FIGURA III.1
Representación de la construcción de un mapa geológico a partir de la superficie topográfica y de las estructuras geológicas existentes en profundidad. El mapa geológico se construye con la intersección de los diferentes elementos geológicos estructurales con la superficie topográfica.

Información topográfica

La base de un mapa geológico siempre debe ser un mapa topográfico; por lo tanto, las proyecciones, escalas y coordenadas utilizadas en los mapas geológicos son las mismas que se utilizan en los mapas topográficos (véase Bloque II). Un mapa geológico completo debe presentar la información altimétrica (curvas de nivel, etc.), la información planimétrica (escala, coordenadas, etc.) y la información toponímica necesarias para la correcta interpretación de la estructura geológica.

Información geológica

Como ya hemos apuntado, en un mapa geológico se representa la intersección de los elementos geológicos con la superficie terrestre. Estos elementos geológicos normalmente son volúmenes (un estrato o capa) o planos (contactos entre materiales, fallas). Al representar la intersección de estos elementos sobre un plano (superficie topográfica), estos elementos quedan definidos bien por superficies (capas), o bien por líneas (por ejemplo, fallas) (Figura III.2).

La información geológica presente en un mapa debe permitirnos interpretar la estructura geológica en el espacio (cortes geológicos) y en el tiempo (reconstrucción de la historia geológica). Por todo ello, la información que debe presentar un mapa geológico se estructura en tres tipos de elementos:

- Litología.
- Edad.
- Estructura.

Además, un mapa geológico debe acompañarse siempre de una leyenda en la que se defina la correspondencia entre los símbolos, tramas y colores utilizados, y los diferentes elementos geológicos que representan (Figura III.3, en pliego a color).

En muchos casos un mapa geológico presenta una columna cronoestratigráfica en la que se representan las litologías, edades y relaciones de yacencia de cada una de las unidades litoestrigráficas definidas.

En la mayoría de los casos un mapa geológico también se acompaña de una serie de cortes geológicos que permiten interpretar le estructura de forma rápida.

Representación de las litologías

Las capas o estratos en un mapa geológico aparecen representados como superficies. Para representar las diferentes litologías se suelen rellenar esas superficies con tramas. Aunque existe una serie de litologías que siempre se representan con la misma trama, estas tramas pueden variar de un mapa a otro, por lo que siempre suelen aparecer en la leyenda. En muchas ocasiones se suelen utilizar combinadas con los colores que determinan las edades (Figura III.4).

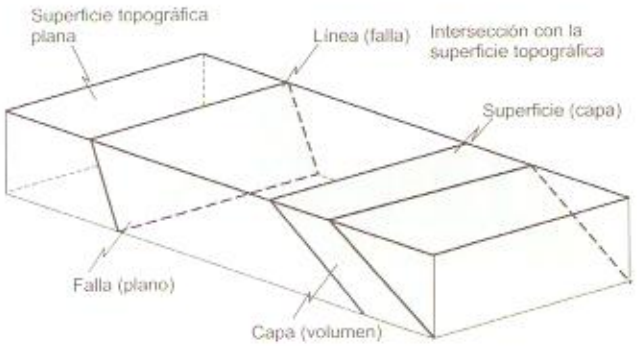


FIGURA III.2
Bloque diagrama en el que se representa una capa (volumen de roca) y un plano de falla. La construcción de un mapa geológico con estos elementos quedaría definida por la intersección de estos dos elementos con la superficie topográfica (en este caso una superficie topográfica plana). Por lo tanto, en un mapa geológico, un volumen de roca, por ejemplo una capa quedaría definido por una superficie, mientras que un plano (plano de falla) quedaría definido por un línea.

Representación de la edad

Las edades de los materiales suelen representarse mediante diferentes tonos de colores. Existe un cierto acuerdo para usar una serie de colores específicos que hacen referencia a los diferentes periodos geológicos (Figura III.5, en pliego a color).

Para distinguir intervalos de tiempo distintos dentro de cada sistema, se suelen utilizar tonos del mismo color. Por ejemplo, para representar materiales cuaternarios se emplean tonos grises, amarillos para los materiales neógenos, naranjas para los materiales paleógenos, verdes para los cretácicos, azules para los jurásicos, morados para los triásicos, etc. (Figura III.6, en pliego a color). La utilización de estas gamas de colores permite una rápida interpretación de los mapas.

No obstante y dependiendo de la serie cartográfica, de la antigüedad del mapa, del país donde se realizó, de la complejidad de la estructura representada, etc., puede haber variaciones sustanciales en cuanto a los tonos o colores utilizados para hacer referencia a una edad determinada. Por ello, como ya hemos apuntado, un mapa geológico siempre debe tener adjunta una leyenda que permita interpretar el mapa.

FIGURA III.4
Tramas más comunes utilizadas en la representación de litologías en los mapas y cortes geológicos. Estas tramas son orientativas y en cada mapa geológico deben incluirse en la leyenda.

Representación de los elementos estructurales y geométricos

Antes de describir la forma y características de la simbología utilizada en los mapas geológicos para caracterizar los diferentes elementos estructurales y geométricos de carácter geológico, es importante complementar la información del bloque de mapas topográficos en lo referido al concepto de dirección.

Concepto de dirección (rumbo), buzamiento (manteo) y sentido de buzamiento de un plano en geología

En un mapa geológico cualquier elemento geométrico que queramos situar en él debe referenciarse con respecto al norte geográfico (dirección, δ) y al plano horizontal (buzamiento, β). Por tanto, para interpretar los mapas geológicos es fundamental definir los conceptos de **dirección** (rumbo) y **buzamiento** (manteo) de un plano. Ya que generalmente mediante un plano podemos representar gran cantidad de estructuras geológicas, por ejemplo, el muro o el techo de un estrato, una falla, etc.

- **Dirección o rumbo de un plano estructural (δ).** Se puede definir como el ángulo que forma con el norte geográfico la intersección del plano estructural con un plano horizontal (Figura III.7). Para determinar la dirección de una capa o estrato podemos considerar cualquier plano paralelo al muro o al techo del estrato.

  El valor de la dirección se suele dar de 0° a 90°, añadiendo si ese ángulo con respecto al norte es hacia el oeste (O) o hacia el este (E) (Figura III.8).

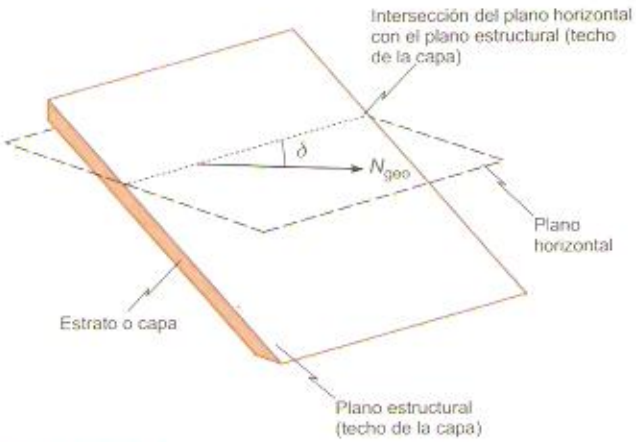


FIGURA III.7
La dirección de un plano estructural (δ) (en este caso el techo de una capa) se define como el ángulo que forma con respecto al norte geográfico (Ngeo), la línea de intersección de un plano horizontal con el plano estructural.

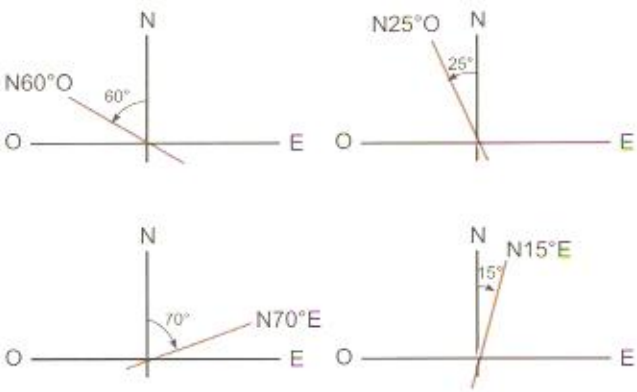


FIGURA III.8
Ejemplos de notaciones de direcciones usando el método más utilizado (dirección de 0 a 90° añadiendo las letras «O», si el ángulo que forma el plano con el norte es hacia el oeste; y añadiendo la letra «E» si el ángulo que forma con el norte es hacia el este).

- **Buzamiento o manteo de un plano (β).** Se puede definir como el ángulo que forma la línea de máxima pendiente contenida en dicho plano con respecto a la horizontal. La línea de máxima pendiente en un plano es siempre perpendicular a la dirección del mismo. El valor del buzamiento varía entre 0° y 90°. Para determinar correctamente el buzamiento es necesario determinar hacia que lugar de la rosa de los vientos se inclina el plano considerado. Es decir, hacia donde se introduce el plano en el terreno (Figura III.9).
- **Sentido del buzamiento (Sβ).** Sentido de buzamiento de un plano es el ángulo que forma la proyección de la línea de máxima pendiente en un plano horizontal con el norte geográfico. El sentido de buzamiento se mide de 0° a 360° (Figura III.9). El sentido de buzamiento de un plano siempre es perpendicular a la dirección del plano.

  Para orientar un plano en el espacio, a veces se utiliza el concepto de sentido de buzamiento (Figura III.10), dando como notación de su orientación el sentido de buzamiento (0-360°) y el valor del ángulo de buzamiento.

Concepto de sentido de inmersión e inmersión de una línea

En el caso de querer determinar la orientación de una línea debemos determinar su sentido e inmersión, que son conceptos análogos a los de dirección y buzamiento de un plano pero referidos en este caso a elementos geométricos asimilables a una línea. Mediante una línea también

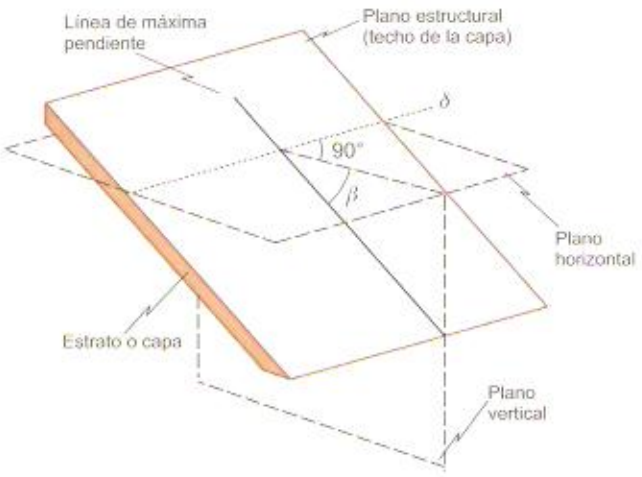


FIGURA III.9
El buzamiento de un plano se puede definir como el ángulo que forma la línea de máxima pendiente contenida en ese plano con respecto a un plano horizontal (el valor del buzamiento se mide de 0 a 90°).

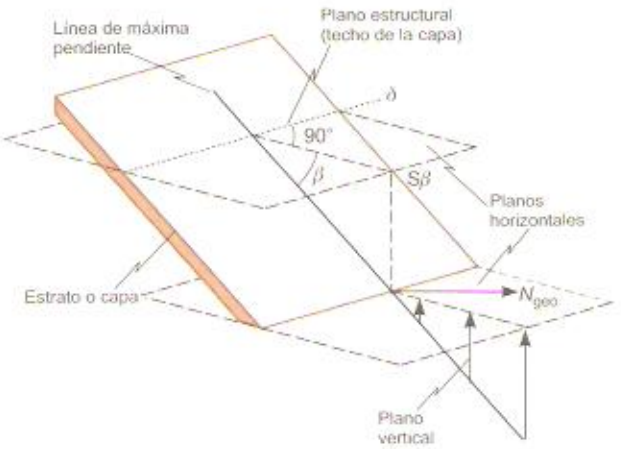


FIGURA III.10
Determinación del sentido de buzamiento de un plano. Supongamos que un plano tiene una dirección N-S, es decir, 0°. El sentido de buzamiento es perpendicular a esa dirección, por lo tanto el sentido de buzamiento será según la dirección E-O. Esa dirección tiene dos sentidos: este (90°), y oeste (270°). Para definir el sentido de buzamiento debemos saber hacia donde buza el plano, en este caso el plano buza hacia el este por lo tanto el sentido de buzamiento es 270°.

se representan un gran número de estructuras geológicas, por ejemplo: el eje de un pliegue, etc.

Sentido de Inmersión de una línea (SI). Se puede definir como el ángulo que forma con respecto al norte el plano vertical que contiene a esa línea. A diferencia de los planos, para la correcta orientación de las líneas en el espacio debe definirse el sentido de la dirección. Por lo tanto, la notación del sentido de la inmersión se da de 0° a 360°. Este valor es análogo al sentido de buzamiento de un plano.

Inmersión de una línea (I). Se puede definir como el ángulo que forma una línea con un plano horizontal medido sobre un plano vertical que contenga esa línea. El valor de inmersión de una línea varía entre 0° y 90°. En este caso no hace falta indicar hacia dónde es la inmersión pues ese valor ya ha quedado definido por el sentido de la inmersión.

Para representar la orientación y estructura de los materiales geológicos se utilizan una serie de símbolos que permiten caracterizar estructuralmente los materiales geológicos y definir las relaciones existentes entre cada uno de ellos.

Los elementos que se suelen representar en un mapa geológico son:

a) Contactos litológicos.
b) Orientación de los materiales (dirección y buzamiento).
c) Pliegues.
d) Fallas.

a) Contactos litológicos

Generalmente se pueden establecer tres tipos diferentes de contactos entre materiales: *contactos concordantes*, *discordantes* y *mecanizados*. Los dos primeros términos hacen referencia bien a las relaciones geométricas (paralelismo) que existen entre los planos de estratificación de dos materiales, es decir si son subparalelos o no lo son; o bien a la diferencia de edad entre los materiales que estén en contacto.

Los contactos concordantes definen un contacto entre materiales que además de presentar los planos de estratificación paralelos, no se puede definir una diferencia de edad sustancial entre ellos; es decir podemos considerar que, a escala geológica, la sedimentación ha sido continua a lo largo del tiempo (Figura III.11). Por lo tanto podemos considerar que dos materiales separados por un contacto concordante presentan los mismos valores de orientación.

Los contactos discordantes entre dos materiales, son aquellos en los que, o bien no existe paralelismo entre los planos de estratificación de esos materiales, o bien existe una diferencia importante de edad entre los mismos, es decir podemos considerar que la serie geológica definida por esos materiales no esta completa (Figura III.12).

Los contactos mecanizados son todos aquellos que ponen en contacto dos materiales por medio de una falla o sistema de fallas.

Para representar en los mapas geológicos las características de los contactos entre materiales se utilizan diferentes tipos de líneas: los contactos concordantes se representan con líneas punteadas, los contactos discordantes se representan con líneas discontinuas; y los contactos mecanizados se representan con líneas continuas y en general de trazo más grueso (Figura III.13).

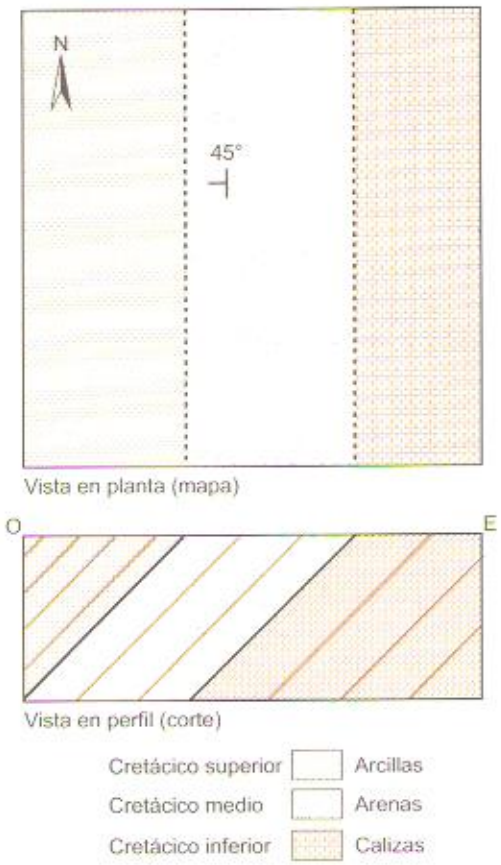


FIGURA III.11
Vista de un mapa geológico en el que afloran tres capas de materiales concordantes, es decir tres materiales que presentan la misma orientación y cuya sedimentación ha sido continua sin ningún tipo de interrupción a escala geológica.

b) Orientación de los materiales: dirección y buzamiento

Conceptos

Antes de definir y caracterizar la simbología utilizada para representar la orientación de materiales geológicos en un mapa es importante definir algunos conceptos como son: estratificación, muro y techo de una capa, y posición normal e invertida.

Estratificación. La estratificación de un material es el plano o conjunto de planos paralelos que limita o estructura internamente una capa, y que generalmente se encontraba en posición horizontal en el momento de la sedimentación del material (Figura III.14). Los planos de estratificación se pueden definir únicamente en materiales sedimentarios y, en algunos casos, en materiales metamórficos.

Muro y techo de una capa (Figura III.14). Se denomina muro o base de una capa al límite inferior de la capa, es decir a la parte inferior de la capa cuando se depositó, siendo el techo el límite superior de la capa.

Posición normal y posición invertida de una capa (Figura III.15). Un estrato esta en posición normal cuando al trazar una línea vertical sobre la capa se corta antes el techo que el muro de la capa. Una capa en posición invertida sería aquella en la que al trazar una línea vertical cortamos antes el muro de la capa que el techo. En este caso se dice que el material presenta un **buzamiento invertido**.

Simbología

La simbología que se utiliza para establecer la orientación en el espacio de una capa se define en función del buzamiento que presente esta capa, aunque estos

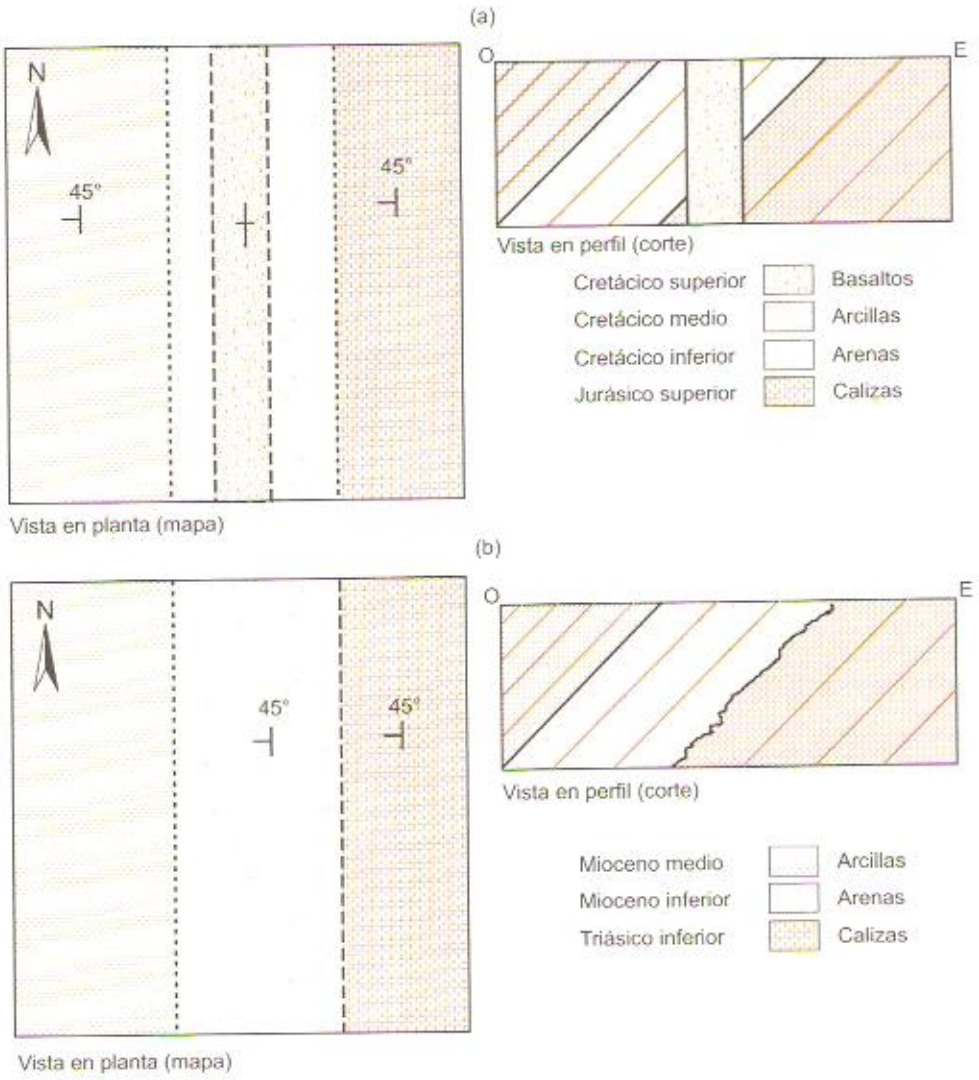


FIGURA III.12
(a) Discordancia geométrica entre materiales (materiales sedimentarios y basaltos), definida por una diferencia en el buzamiento de las capas. (b) Discordancia cronológica entre las calizas y las arenas y arcillas, definida por una falta importante de registro sedimentario. En este segundo caso no existe diferencia en la orientación de los materiales.

FIGURA III.13
Simbología utilizada en los mapas geológicos para definir los diferentes contactos que se pueden dar entre materiales.

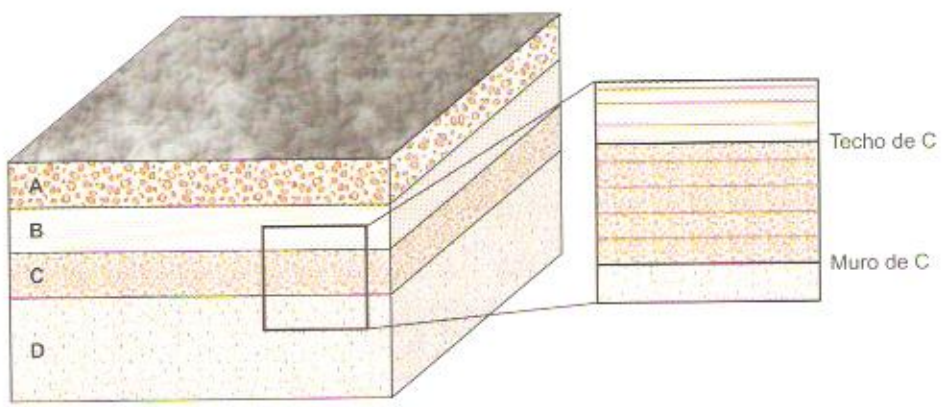
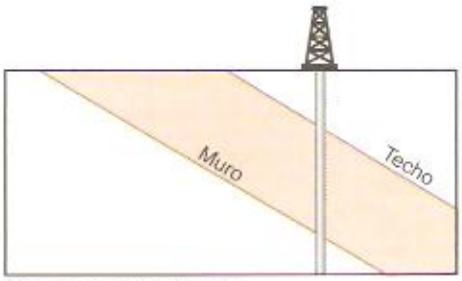
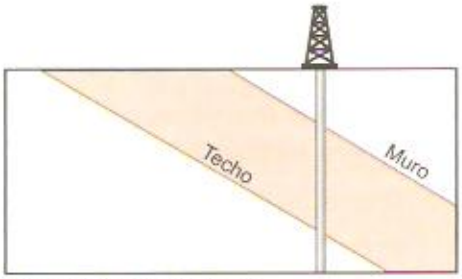


FIGURA III.14
Bloque diagrama en el que se observan los planos de estratificación de materiales tres materiales sedimentarios horizontales (*A*, *B* y *C*). En el material *D* no se puede establecer los planos de estratificación ya que son materiales volcánicos. Situación del muro y del techo de una capa en posición normal.



Capa en posición normal



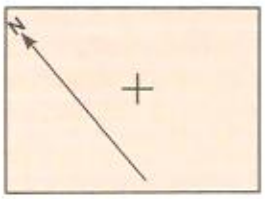
Capa en posición invertida

FIGURA III.15
Esquemas de la situación del muro y del techo en una capa en posición normal y otra en posición invertida. Si realizáramos una perforación (línea vertical) encima de una capa en posición normal, primero cortaríamos el techo de la capa, y en segundo lugar el muro. En cambio, en una capa en posición invertida primero cortaríamos el muro de la capa y en segundo lugar el techo.

símbolos suelen definir tanto la dirección como el buzamiento de la capa.

De esta forma podemos definir tres tipos de símbolos: capas horizontales ($\beta = 0°$), capas verticales ($\beta = 90°$) y capas con valores de buzamiento distintos de 0° y de 90° ($\beta \neq 0° \neq 90°$).

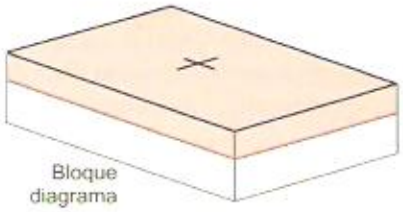
Capas horizontales ($\beta = 0°$). Para indicar que una capa es horizontal se utiliza un símbolo que consiste en una cruz en la que los dos segmentos son iguales (Figura III.16).



Vista en planta (mapa)

BUZAMIENTO HORIZONTAL ($\beta = 0°$)

En el caso de los estratos horizontales, las capas no presentan dirección y el buzamiento es 0°

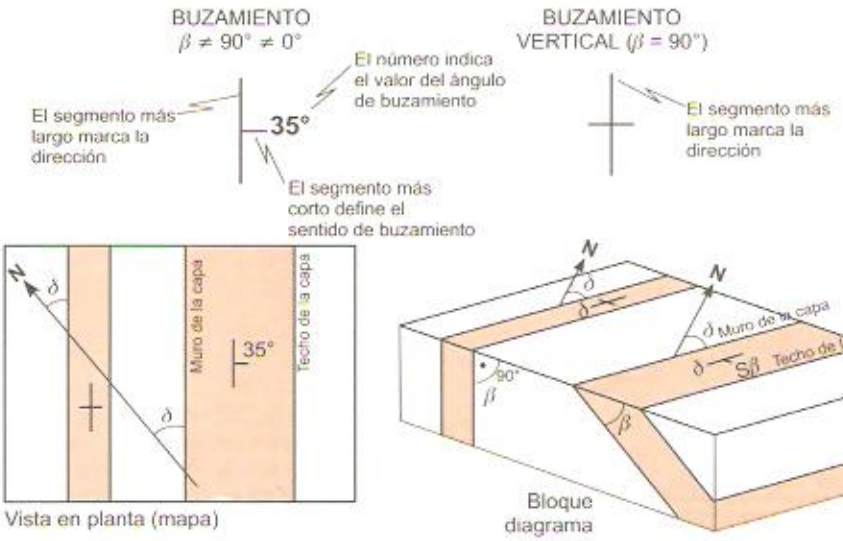


Bloque diagrama

FIGURA III.16
Simbología utilizada para establecer en un mapa geológico un estrato con buzamiento horizontal ($\beta = 0°$).

Capas verticales ($\beta = 90°$). Al igual que en el caso de las capas horizontales. Se representa también con una cruz, pero los dos segmentos presentan diferente longitud, el segmento más largo indica la dirección de la capa con respecto al norte geográfico (Figura III.17).

Capas con valores de buzamiento distintos de 0° y de 90° ($\beta \neq 0° \neq 90°$). En estos casos, para representar la orientación espacial de la estratificación se utilizan un símbolo que se compone de un segmento largo y a uno de sus lados y perpendicular a él, un segmento más corto. El segmento más largo del símbolo marca la dirección de la capa con respecto al norte geográfico; y el segmento corto indica hacia donde buza la capa (sentido de buzamiento de la capa). Este



Vista en planta (mapa)

Bloque diagrama

FIGURA III.17
Simbología utilizada para identificar materiales que presenten un buzamiento vertical ($\beta = 90°$) y para materiales que presenten un buzamiento distinto de 90° y de 0° ($\beta \neq 90° \neq 0°$).

símbolo puede estar acompañado de un número que indica el valor del ángulo de buzamiento (siempre con respecto a la horizontal). En este ejemplo tenemos una capa con dirección N 40° E y que buza 35° hacia el SE (Figura III.17).

El símbolo anterior se aplica a cualquier capa que esté en posición normal. Si las capas se encuentran en posición invertida se utiliza un símbolo distinto. Este símbolo difiere del anterior en que el segmento que indica el sentido de buzamiento de la capa (el segmento de menor longitud), es una línea curvada (Figura III.18). En el ejemplo, se puede observar como una capa plegada presenta una zona en la que su posición es normal (punto 1), y otra zona en la que su posición está invertida (punto 2).

Foliaciones en materiales metamórficos

En materiales metamórficos, además de los datos de buzamiento de los materiales en el caso de que se preserven, también se suele representarse los planos de foliación de estas rocas. La orientación de los planos de foliación o esquistosidad se representan de forma análoga a la estratificación, pero para representar el sentido de buzamiento de la esquistosidad se suele utilizar un triángulo en vez de un segmento, el vértice de este triángulo indica el sentido de buzamiento de los planos de esquistosidad. En el caso de la esquistosidad vertical se incluyen dos triángulos opuestos en sus bases (Figura III.19).

FIGURA III.19
Simbología para establecer la orientación de los planos de esquistosidad de rocas metamórficas foliadas.

Localización de los símbolos: implicaciones estructurales

Para evitar recargar los mapas geológicos con información innecesaria, se suele considerar que un símbolo de orientación o de esquistosidad sobre un material en concreto se refiere a todo el material. Esta extensión del símbolo a toda la superficie del material no se puede aplicar si aparecen símbolos de otras estructuras, como pliegues o fallas, dentro del material considerado, ya que estos elementos estructurales actúan como límite. De igual forma si tenemos dos materiales que son concordantes, es decir si están separados por una línea de contacto concordante, podemos considerar que ambos materiales presentan los mismos valores de orientación (Figura III.20).

c) Pliegues

Un pliegue es el resultado de la deformación de un volumen de roca en el que no se produce la rotura o frac-

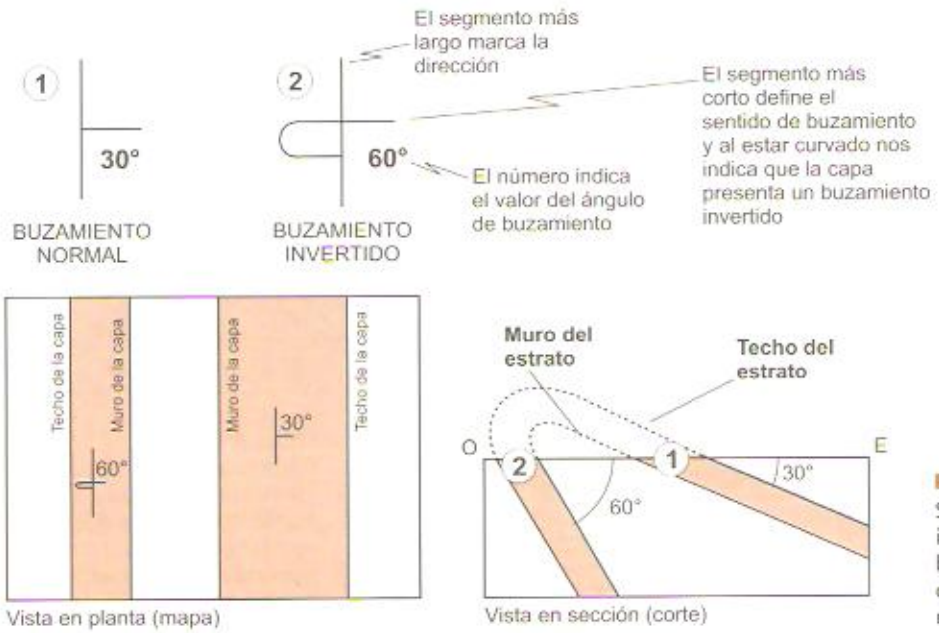


FIGURA III.18
Simbología utilizada para identificar materiales que presentan buzamiento invertido (véase concepto de estrato en posición normal y en posición invertida).

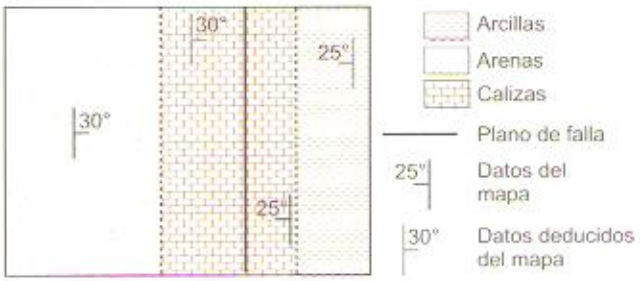


FIGURA III.20
La simbología de orientación utilizada en mapas geológicos es extensible a todo el material sobre el que está situado el símbolo. En este ejemplo el dato de orientación de las arcillas es extensible a toda la superficie de afloramiento de estos materiales. En el caso de las calizas el símbolo de orientación es extensible a toda la superficie de afloramiento del material que se sitúa al oeste del plano de falla. Las calizas que afloran al este del plano de falla son concordantes con las arcillas y por tanto presentan el mismo valor de orientación que estas. Por otro lado podemos determinar la orientación de las arenas, ya que, independientemente de que no tengan ningún símbolo de orientación, al ser un material concordante con las calizas presentan el mismo dato de orientación que éstas.

tura de la roca, sino que se produce el plegamiento del material.

- *Elementos de un pliegue* (Figura III.21).

Charnelas o ejes son las líneas contenidas en las superficies plegadas y que unen los puntos de máxima curvatura de las mismas. *Flancos* son las porciones de pliegue situadas entre las charnelas. *Plano axial* es la superficie que contiene a todas las charnelas.

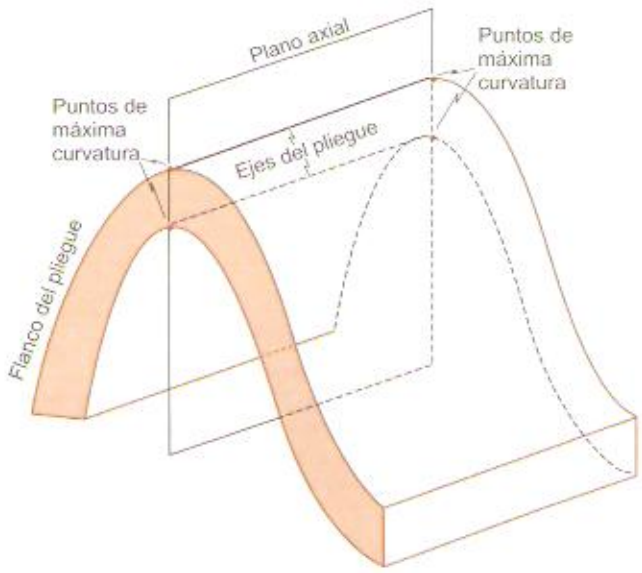


FIGURA III.21
Esquema de los principales elementos de un pliegue.

Vergencia de un pliegue es el sentido de la dirección opuesta al sentido de buzamiento del plano axial de un pliegue.

- *Tipos de pliegues y simbología utilizada*

Los pliegues se representan mediante una línea que representa la proyección en la superficie topográfica del eje del pliegue, y unos símbolos (normalmente flechas) que nos indican hacia donde buzan los estratos en cada uno de los flancos del pliegue (Figura III.22a), definiendo de esta forma el tipo de pliegue: sinclinal o anticlinal (Figura III.22b).

Si es un pliegue anticlinal las flechas divergen desde la traza de la línea axial; por el contrario, si el pliegue es un sinclinal las flechas convergen en un punto central. Las flechas señalan hacia donde buzan los flancos de la estructura plegada (Figura III.22b).

En el caso en que los estratos que conforman uno de los flancos del pliegue estén en posición invertida en vez de normal (véase concepto de buzamiento invertido), los símbolos son diferentes (Figura III.23).

De esta forma podemos diferenciar estructuras plegadas anticlinales con flanco invertido y estructuras plegadas sinclinales con flanco invertido. En ambos casos los estratos que definen los flancos de los pliegues buzan en el mismo sentido, uno de ellos en posición normal y el otro invertido.

d) Fallas

Las fallas junto con los pliegues son los elementos que más comúnmente aparecen en los mapas geológicos. Una falla representa un plano por el que se ha fracturado un volumen de roca y sobre el cual se deslizan los bloques definidos por la fractura.

- *Elementos de una falla*

Plano de falla es la superficie de rotura a través de la que se produce el deslizamiento de los volúmenes de roca afectados. *Bloque o labio de una falla* serían cada uno de los dos volúmenes de roca que quedan separados por el plano de falla. *Bloque levantado y bloque hundido* se definen en función del movimiento relativo de ambos bloques. *Salto de falla* es el desplazamiento de uno de los bloques con respecto al otro medido sobre el plano de falla.

- *Tipos de fallas (Figura III.25)*

Existen tres tipos fundamentales de falla en función del tipo de movimiento que se produce: movimientos en la

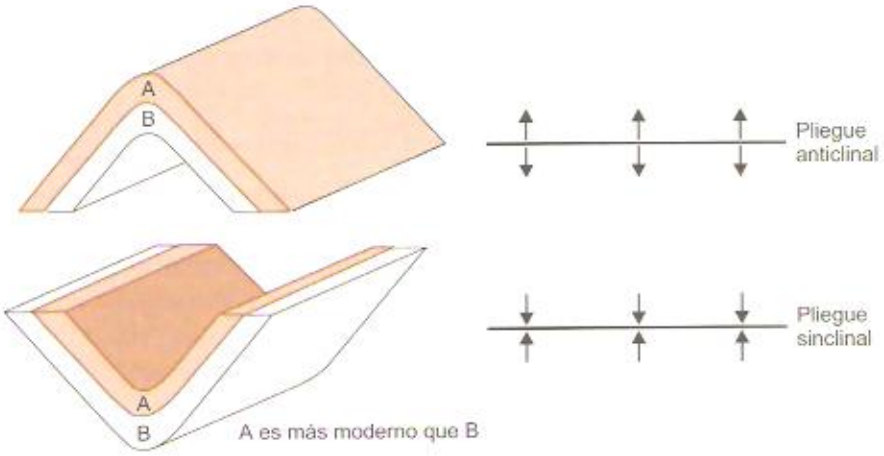
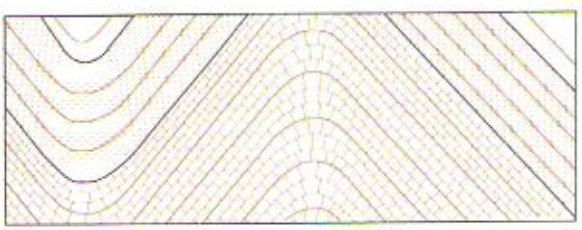
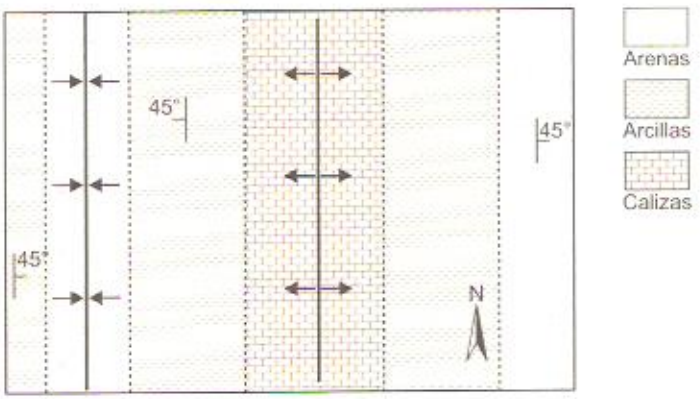


FIGURA III.22
Simbología utilizada en los mapas geológicos para representar los diferentes tipos de pliegues. (a) Ejemplo de un corte geológico en el que se representan un anticlinal y un sinclinal. (b) Mapa geológico correspondiente el corte anterior, con la simbología de los diferentes tipos de pliegues.

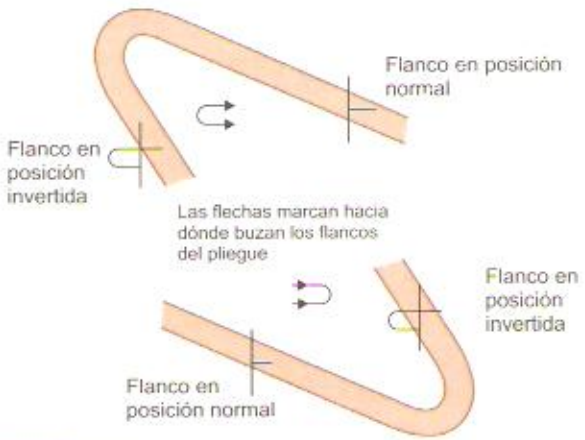


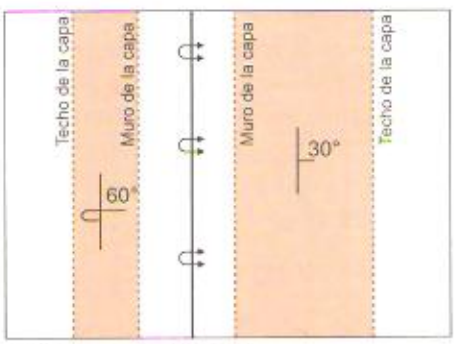
(a) Vista en perfil (corte)



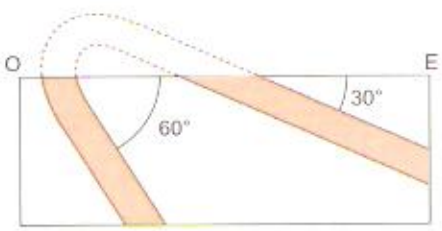
(b) Vista en planta (mapa)

(a) Simbología





(b) Vista en planta (mapa)



(c) Vista en sección (corte)

FIGURA III.23
(a) Simbología utilizada en mapas geológicos para representar pliegues con uno de sus flancos invertidos. (b) Mapa geológico con un ejemplo de traza de pliegue (pliegue anticlinal con flanco invertido). (c) Corte geológico correspondiente al mapa del punto b.

vertical (fallas normales e inversas), y movimientos en la horizontal (fallas de desgarre).

- *Movimiento de bloques en la vertical*
  - Normales. Falla normal es aquella en la que el bloque o labio se apoya sobre el plano de falla baja con respecto al otro, es decir el bloque hundido es el que se apoya sobre el plano de falla.
  - Inversas. Una falla inversa es aquella en la que el bloque que se apoya sobre el plano de falla sube con respecto al otro bloque, es decir el bloque levantado se apoya sobre el plano de falla.
- *Movimiento de bloques en la horizontal*
  - Desgarres. Son aquellas fallas en las que el movimiento de los dos bloques es en la horizontal.

En la naturaleza, normalmente se producen fallas de carácter mixto, es decir que presentan movimiento tanto en la horizontal, como en la vertical. Dependiendo del porcentaje de movimiento en la horizontal y en vertical reciben diferentes nombres:

- Normales direccionales e inverso direccionales, movimiento en la vertical con un pequeño porcentaje de movimiento en la horizontal (Figura III.24b).
- Direccionales inversas y normales, movimiento en la horizontal, con un pequeño porcentaje de movimiento en la vertical.

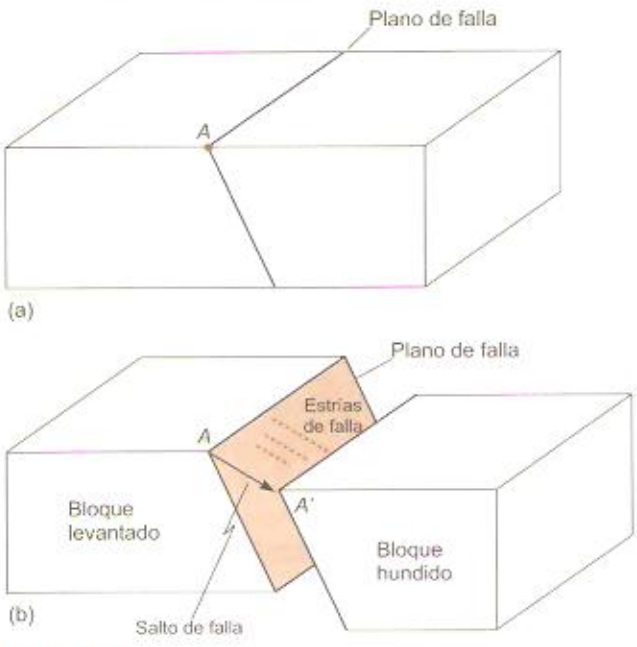


FIGURA III.24
Esquematización de los diferentes elementos de una falla. (a) Bloque diagrama antes de producirse el movimiento de la falla. (b) Bloque diagrama posterior el movimiento de la falla.

Las fallas pueden representarse simplemente como un contacto mecanizado. Aunque cuando es posible se debe añadir otra simbología que representa el tipo de falla (Figura III.25):

- Si es una falla normal, al símbolo de contacto mecanizado se le añaden segmentos perpendiculares de menor tamaño, que señalan el labio hundido de la falla
- Si es una falla inversa, se le añaden unos pequeños triángulos, cuyos vértices señalan el labio levantado.
- Si es una falla de desgarre, se añaden al símbolo de contacto mecanizado unas flechas que indican el sentido de movimiento.

Relación entre la topografía y la estructura

La traza de los diferentes elementos geológicos en superficie esta condicionada por la topografía. Dependiendo de la superficie topográfica sobre la que aflora, la traza de la capa puede presentar trazas rectas o trazas definidas por líneas curvas (Figura III.26).

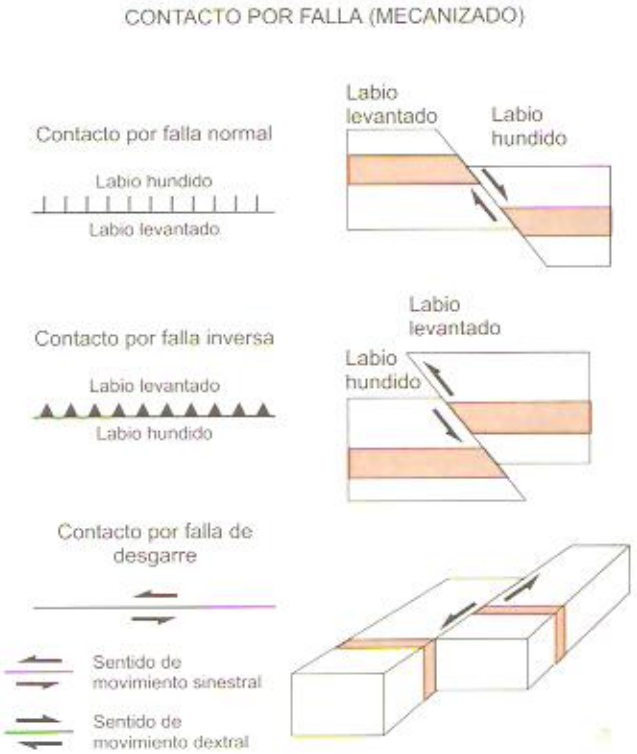


FIGURA III.25
Tipos principales de fallas y simbología utilizada para su representación en un mapa geológico.

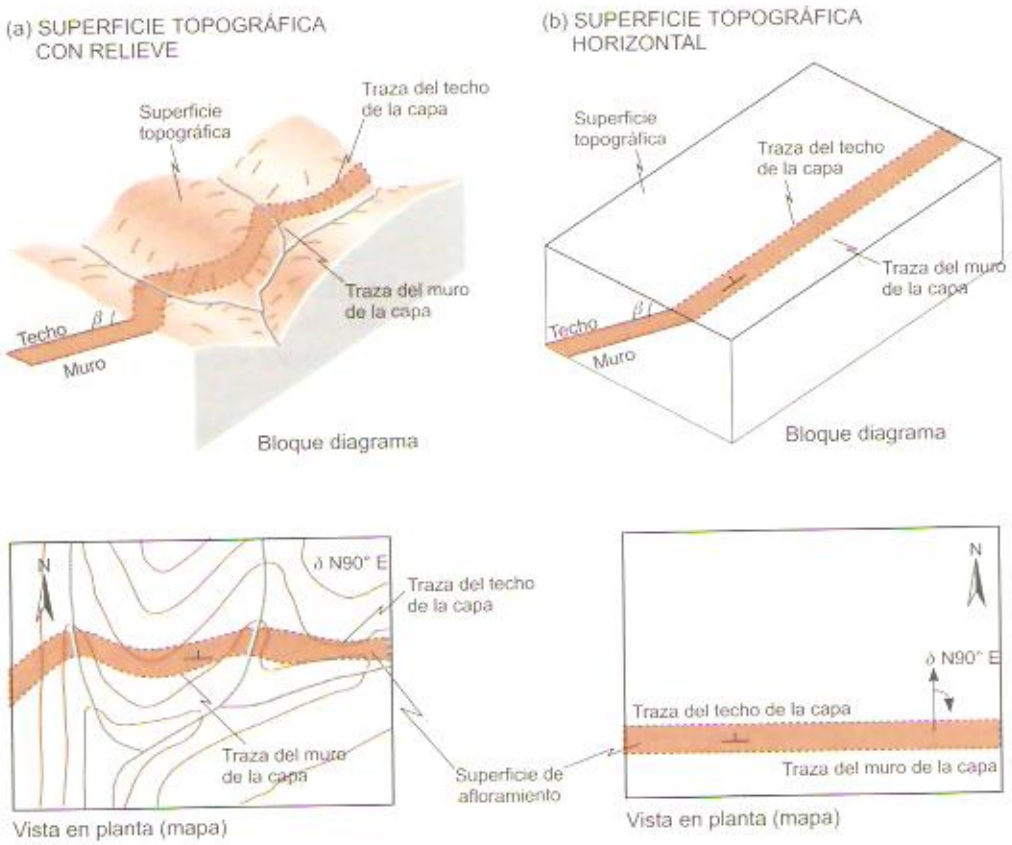


FIGURA III.26
Ejemplos de trazas de una capa con la misma orientación y espesor en: (a) una superficie topográfica con relieve, (b) una superficie topográfica horizontal.

La regla de la «V»

En muchas ocasiones, la relación entre la estructura geológica y la topografía de una zona puede permitir conocer la orientación de estratos, fallas, pliegues, etc.

Existe una metodología muy simple, denominada la *regla de la «V»*, que permite deducir el sentido de buzamiento de planos estructurales e incluso en algunos casos el valor del ángulo de buzamiento cuando sus trazas pasan por un valle.

Vamos a representar los cuatro casos más comunes de la *regla de la «V»* que pueden aparecer: caso 1, capas horizontales ($\beta = 0°$); caso 2, capas buzando aguas arriba; caso 3, capas verticales ($\beta = 90°$); y caso 4, capas buzando aguas abajo (Figura III.27).

Caso 1. Capas horizontales. Cuando aflora una capa horizontal, su traza siempre es paralela a las curvas de nivel. Esto es válido para cualquier afloramiento de capas horizontales, no es exclusivo de las zonas de valle.

Caso 2. Capas buzando aguas abajo del valle. Es decir, el sentido de buzamiento de las capas es el mismo que el sentido de la dirección de drenaje del valle (en este ejemplo tanto el buzamiento de la capa como la dirección de drenaje del valle son hacia el sur). En este caso la «V» que forma la capa con la superficie topográfica se abre aguas arriba del valle.

Caso 3. Capas buzando aguas arriba del valle. Es decir, el sentido de buzamiento de las capas es contrario al sentido de la dirección de drenaje del valle (en este ejemplo la capa buza hacia el norte, y el drenaje es hacia el sur). En este caso la «V» que forma la capa con la superficie topográfica se abre aguas abajo del valle.

Caso 4. Capas verticales. Cuando una capa vertical aflora, su traza no guarda ninguna regla con la topografía, simplemente corta a las curvas de nivel siguiendo un trazado rectilíneo. Este hecho es válido para cualquier afloramiento de capas verticales, independientemente del tipo de superficie topográfica en la que afloren.

Superficie de afloramiento

La superficie de afloramiento de una capa en una superficie topográfica depende directamente de tres factores, el primero de ellos es la misma superficie topográfica y los otros dos son características inherentes a la capa (buzamiento y espesor).

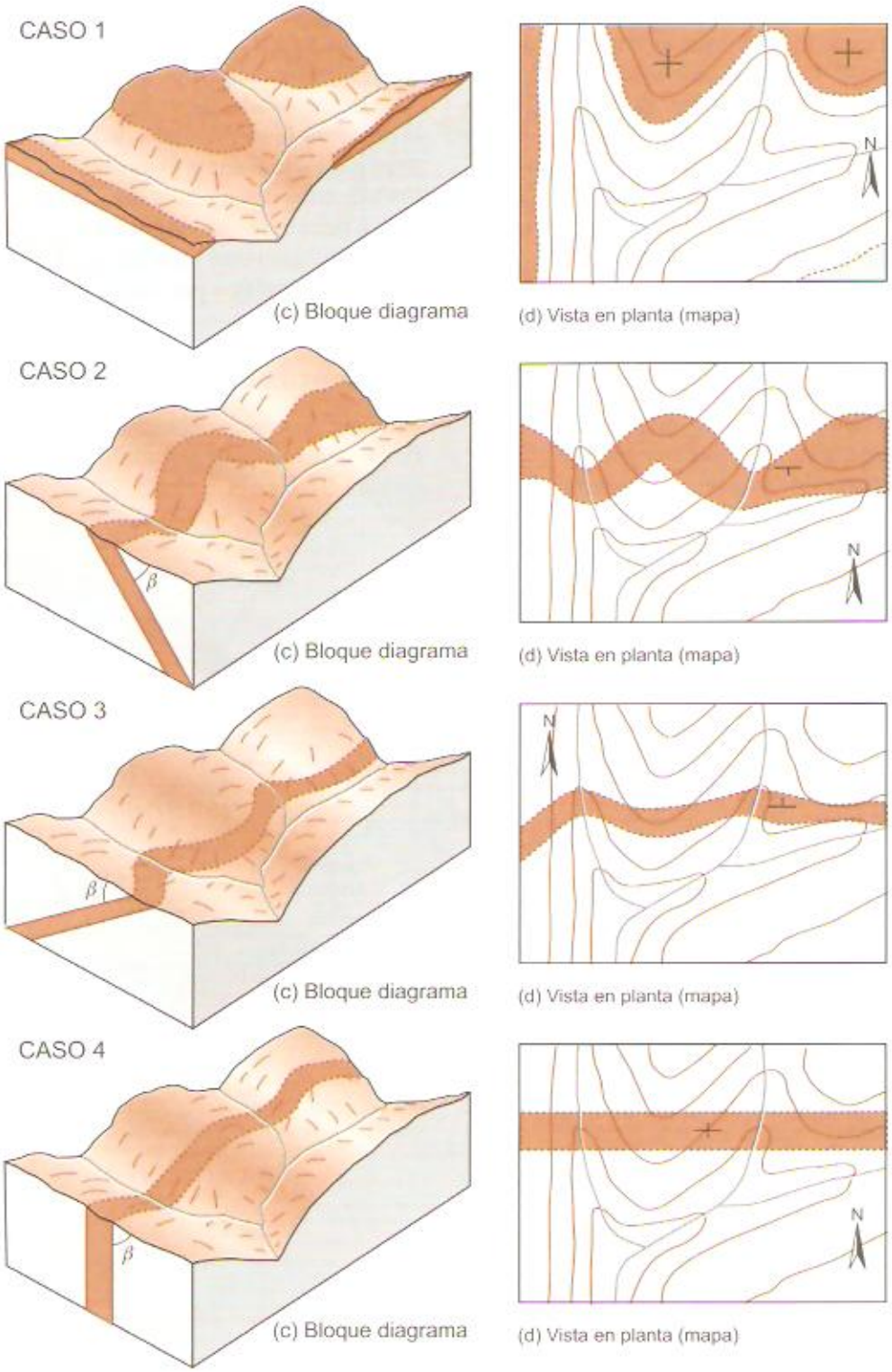


FIGURA III.27
Esquemas de los cuatro casos más comunes de la regla de la «V», en bloque diagrama y una vista del mapa geológico correspondiente (vista en planta). Caso 1 (capas horizontales), caso 2 (capas buzando aguas abajo del valle), caso 3 (capas buzando aguas arriba del valle) y caso 4 (capas verticales).

En una superficie topográfica plana, una capa con el mismo espesor puede presentar diferentes valores de superficie y espesor de afloramiento, dependiendo del valor de buzamiento de la capa, en este caso a menor buzamiento mayor espesor de afloramiento (Figura III.28).

Por otro lado, si consideramos una capa con el mismo espesor y valor de buzamiento que aflora en diferentes superficies topográficas, podremos comprobar que los valores de espesor de afloramiento pueden ser muy variables (Figura III.29).

III.2. El corte geológico

Un corte geológico es la reconstrucción en profundidad de la estructura geológica de una zona. Un **corte geológico** puede definirse como una sección vertical o perfil interpretativo de la geología superficial, para cuya realización se utilizan los datos obtenidos del mapa geológico. Es decir, un corte geológico es la interpretación de la información geológica disponible de una zona, representada en un corte o sección.

Geométricamente un corte geológico puede definirse como la intersección de los elementos y estructuras geológicas en un plano vertical que contiene a la línea de corte considerada (Figura III.30). El corte geológico tiene como base el perfil topográfico, es decir el corte geológico está limitado por la parte superior por el corte topográfico por donde pasa el corte a realizar (Figura III.30c).

Elementos de un corte geológico

Un corte geológico debe estar acompañado de una serie de elementos que permita su correcta interpretación (Figura III.31).

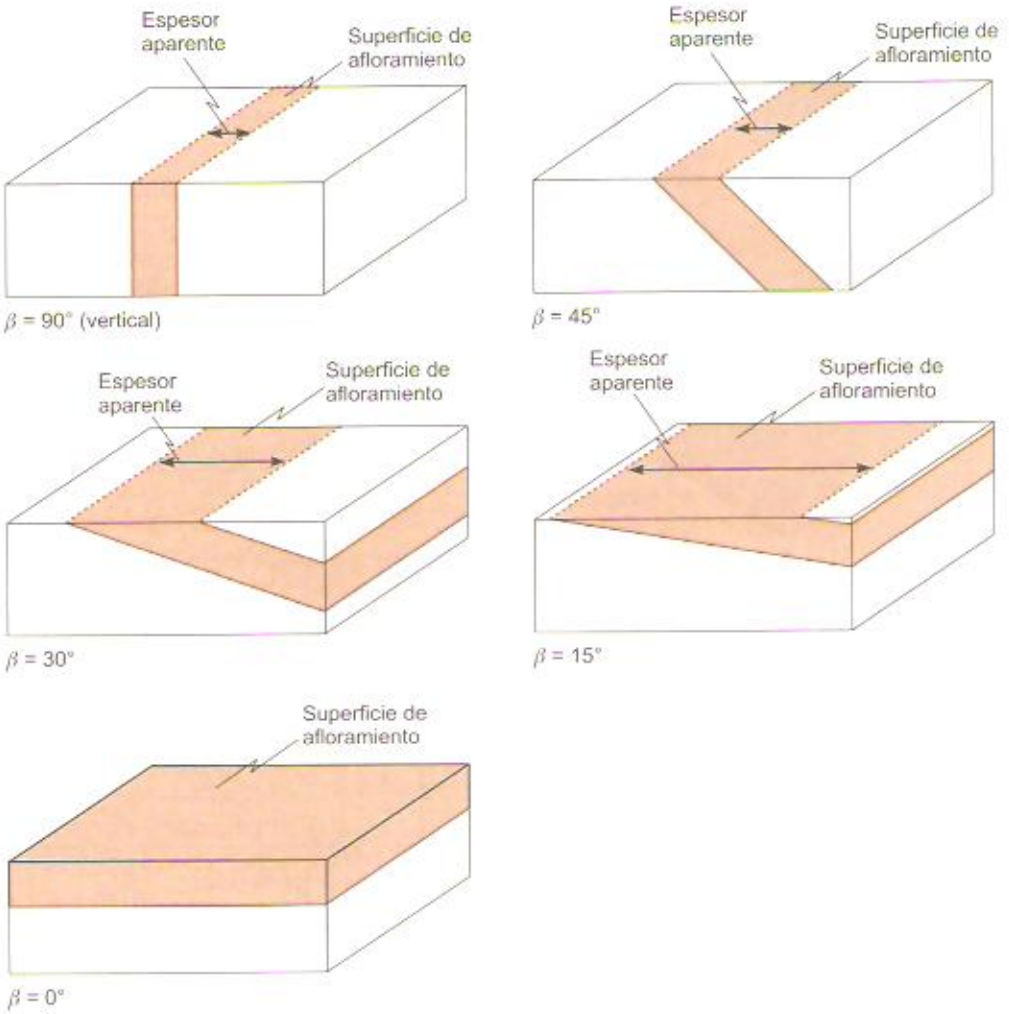


FIGURA III.28
Variaciones en la superficie de afloramiento de una capa con diferentes valores del ángulo de buzamiento en una zona con superficie topográfica plana.

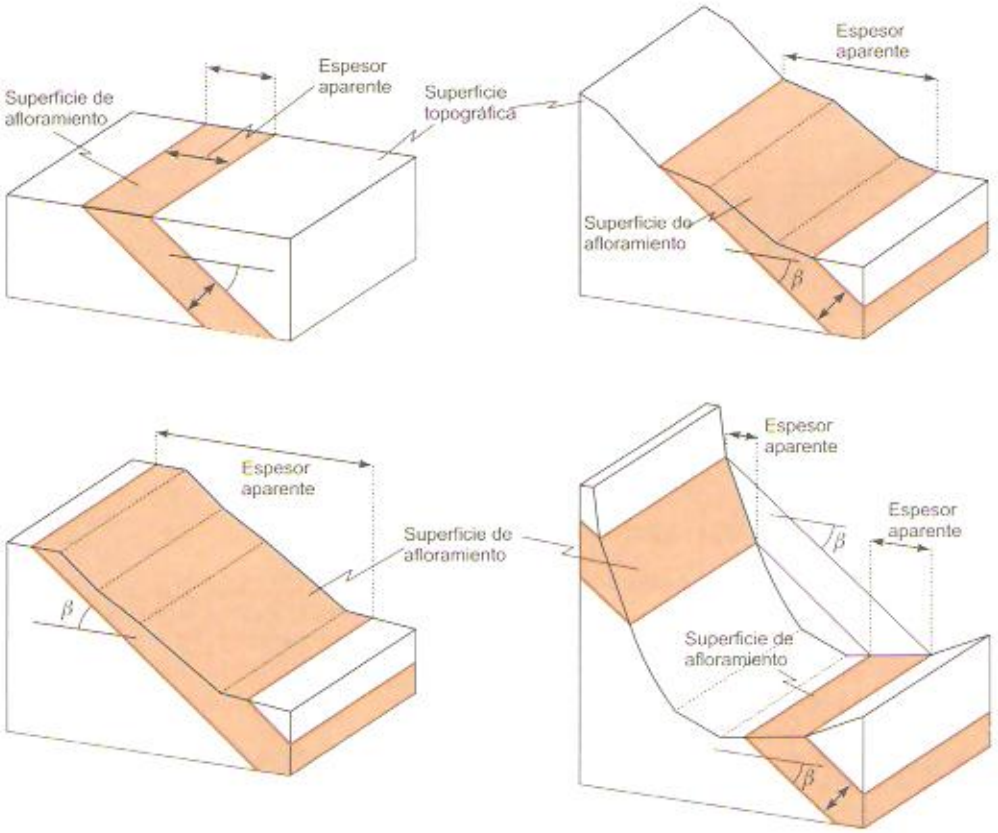


FIGURA III.29
Variaciones en la superficie y espesor de afloramiento de una capa con el mismo valor de buzamiento, pero en diferentes superficies topográficas.

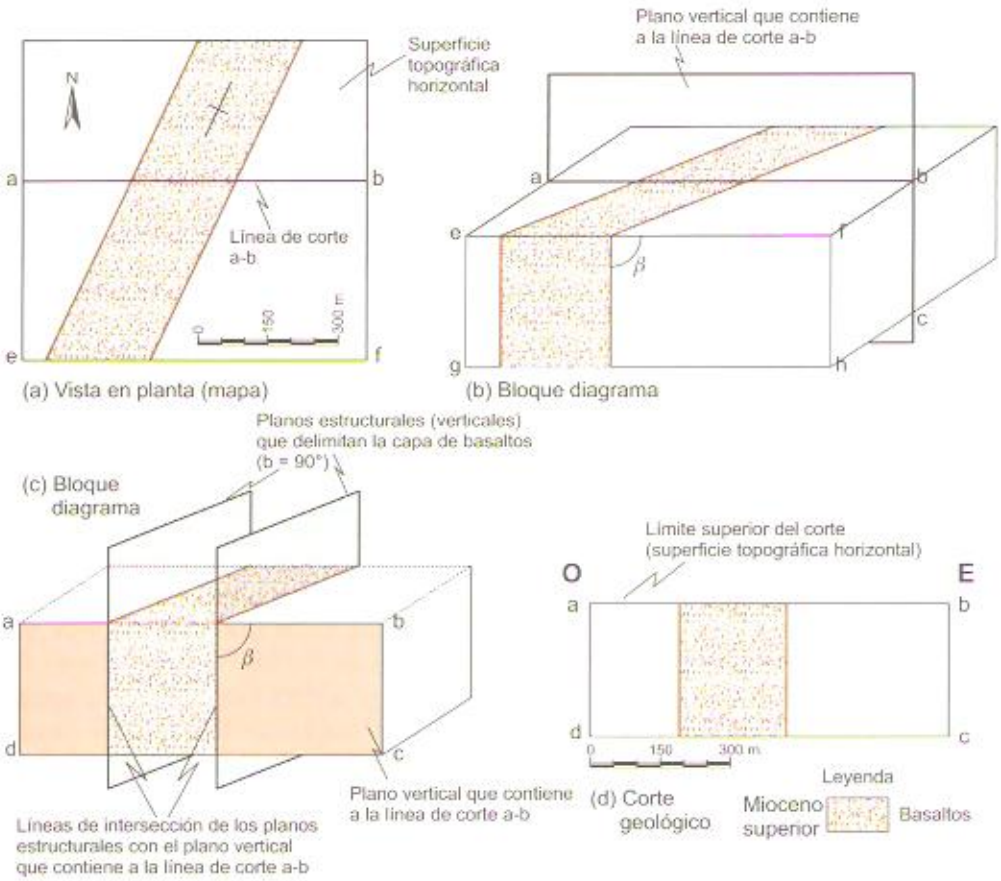


FIGURA III.30
Esquema del significado geométrico de un corte. (a) Mapa geológico en el que aflora una capa de basaltos vertical ($b = 90°$). En este mapa se realiza un corte geológico, en la línea *a-b* (esta línea esta orientada E-O). (b) Bloque diagrama en el que se representa el plano vertical que contiene a la línea de corte *a-b*. (c) Bloque diagrama en el que se muestra la superficie (*abcd*) definida por la intersección del plano vertical con el volumen de roca considerado; y las intersecciones de los planos estructurales (límites de la capa de basalto, $\beta = 90°$) con el plano vertical que contiene a la línea de corte *a-b*. (d) Construcción del corte geológico definido por el plano abcd y por las intersecciones de los planos estructurales con el plano vertical.

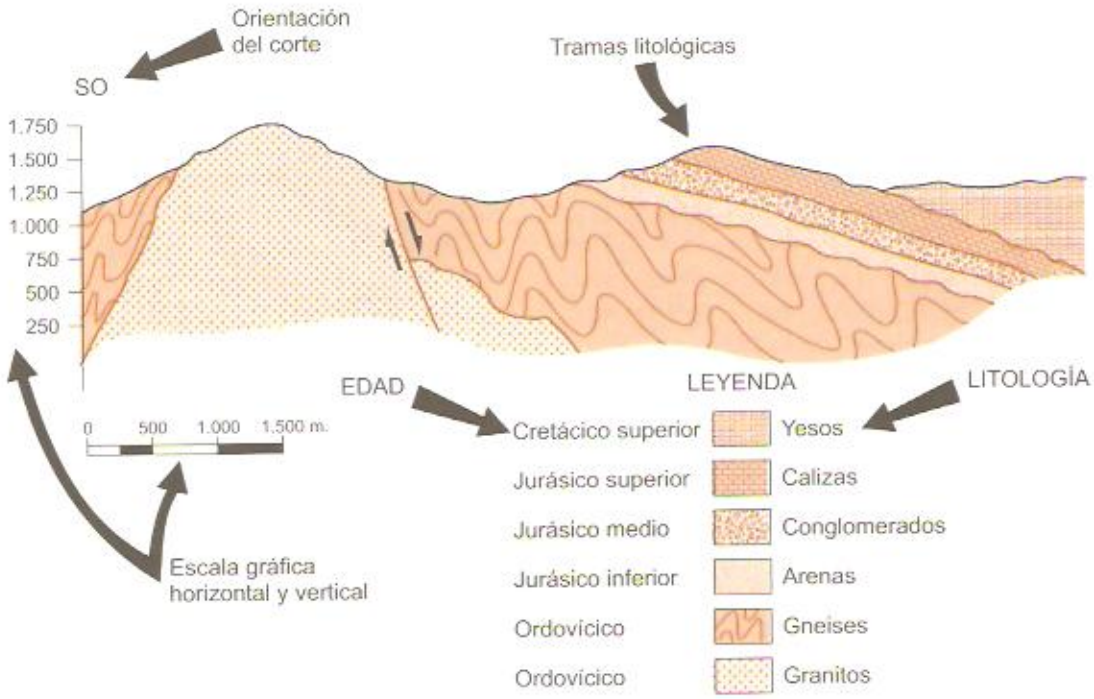


FIGURA III.31
Formato de presentación de un corte geológico: un corte geológico siempre debe estar orientado con respecto al norte, debe poder situarse en el mapa, debe presentar escala vertical y horizontal, y debe mostrar una leyenda que permita identificar los símbolos, tramas y colores utilizados en su representación.

- Debe presentar una escala (normalmente gráfica), tanto vertical como horizontal. La escala vertical y la horizontal son iguales.
- El corte debe estar orientado, es decir se tiene que referenciar sus dos extremos con respecto a los puntos cardinales (N, SO, NNE, etc.).
- Debe presentar una leyenda, en la que se especifique los diferentes colores y tramas utilizados para representar la edad y la litología de los materiales que aparecen en el corte. Normalmente esta leyenda se construye de forma que los materiales estén ordenados cronológicamente, en la parte inferior los más antiguos y en la parte superior los más modernos.
- En muchos casos varios cortes geológicos acompañan a un mismo mapa, en este caso debemos identificar el corte en referencia al mapa, estableciendo alguna identificación alfanumérica de sus extremos que permita su rápida localización en el mapa geológico.

Cómo se realiza un corte geológico

Para realizar un corte geológico se emplea la misma técnica que para realizar un perfil topográfico.

Partimos de un mapa geológico en el que se traza el corte a realizar (Figura III.32):

1. Realizar el perfil topográfico de la línea de corte (ver Bloque II). Este perfil es el límite superior del corte geológico.
2. La línea de perfil corta los diferentes elementos estructurales representados en el mapa geológico, ya sean contactos entre materiales, planos de falla, o planos axiales de pliegues.
3. Se proyectan sobre el perfil topográfico las intersecciones de nuestra línea de corte con los diferentes elementos estructurales.
4. En primer lugar se deben pintar los elementos estructurales más importantes como planos de falla, discordancias o planos axiales de pliegues. Normalmente estos elementos son planos, así que en nuestro corte estarán representados por líneas. Estas líneas deben pasar por los puntos de intersección correspondientes definidos sobre el perfil topográfico, y deben dibujarse con el ángulo de buzamiento correspondiente a cada una de esas estructuras.
5. En segundo lugar se pintan los contactos concordantes entre los diferentes materiales (planos de estratificación). Se sigue el mismo pro-

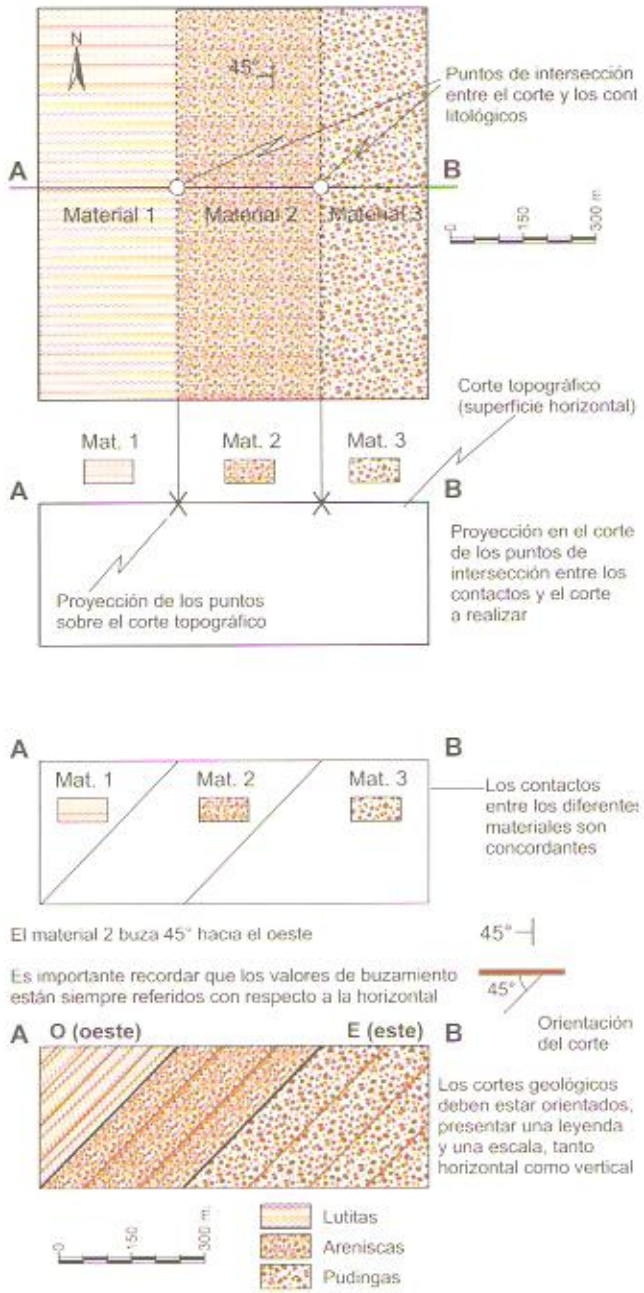


FIGURA III.32
Esquematización de los principales pasos a seguir en la confección de un corte geológico a partir de un mapa geológico.

ceso utilizado en el trazado de las estructuras: se traza una línea, con el ángulo de buzamiento adecuado, que pase por la intersección definida en el perfil topográfico. Todas las líneas que se trazan en un corte geológico deben tener «estilo geológico», es decir es conveniente trazarlas a mano y evitar los trazos completamente rectos.

6. Después se deben rellenar con tramas y colores las superficies definidas en el corte en función del tipo litológico y edad correspondiente.
7. Y por último, recordar que el corte siempre debe presentar la orientación del mismo, la escala tanto vertical como horizontal y la leyenda donde se muestren los colores y símbolos utilizados.

Por dónde realizar un corte

Para obtener la mayor información posible de un corte éste debe realizarse según una dirección lo más perpendicular posible a las orientaciones de los materiales y estructuras geológicas. En la Figura III.33 se muestra un bloque diagrama en el que se representan tres capas con dirección N-S que buzan 45° hacia el O. Si se realiza un corte perpendicular a la dirección de los materiales, el corte muestra la verdadera estructura de los materiales, en cambio si se realiza un corte según la dirección N-S, es decir paralelo a la orientación de las capas, el corte muestra las capas aparentemente horizontales cuando en realidad buzan 45°; es decir, se representa en el corte geológico buzamientos aparentes de las capas (véase concepto de buzamiento aparente).

Por lo tanto, siempre que se realice un corte geológico debemos tener en cuenta cual es la orientación elegida para realizar ese corte. Normalmente siempre se busca la orientación que más información proporcione de la estructura geológica, y por lo tanto se suelen elegir las orientaciones que presenten una dirección lo más perpendicular posible a las estructuras.

Las tramas en los cortes geológicos

En los mapas geológicos, las tramas suelen rellenar las superficies de forma homogénea sin tener en cuenta la estructuración de las diferentes capas.

En cambio, en los cortes geológicos, las tramas deben seguir la estructura de las capas, es decir la trama debe amoldarse al buzamiento de las capas en todo momento (Figura III.34).

Características de los materiales (Q) (Figura III.35)

Cuando se va a realizar un corte debemos tener en cuenta el origen y características de los materiales que aparecen en el mapa geológico. En muchos casos, este ori-

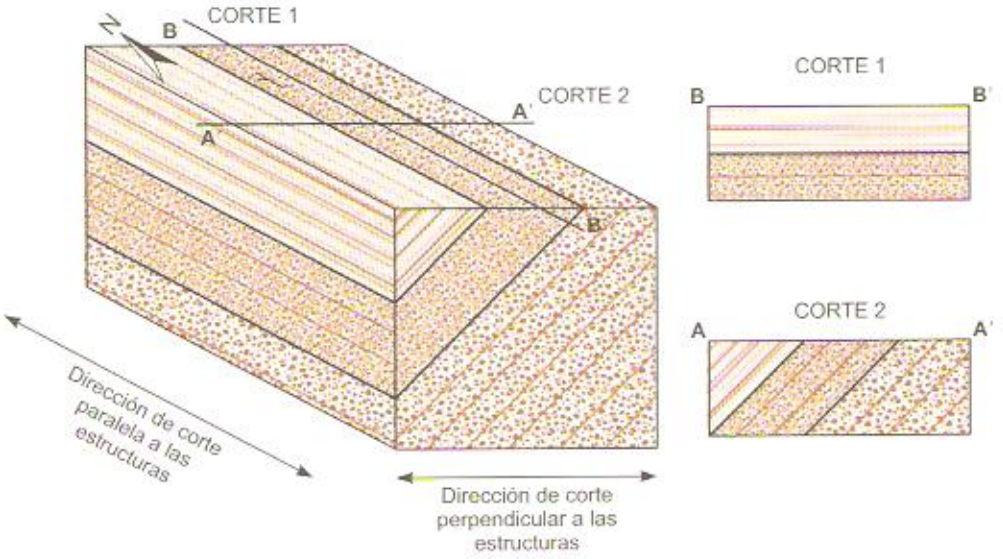


FIGURA III.33
Bloque diagrama en el que se realizan dos corte geológicos, uno de ellos paralelo a la dirección de las capas, y el segundo en una dirección perpendicular a las mismas.

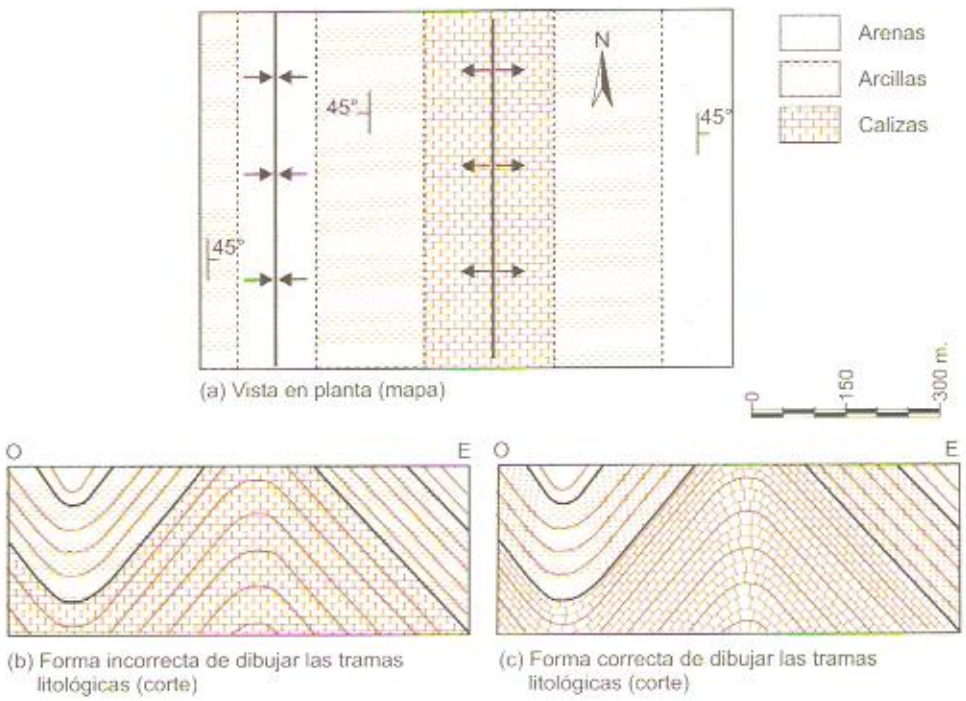


FIGURA III.34
Ejemplo de cómo se debe rellenar con tramas litológicas una superficie en un mapa geológico y en un corte. (a) En un mapa geológico las superficies definidas por una litología se rellenan con la trama orientada de igual forma que en la leyenda, independientemente de la orientación y estructura que presente el material. En cambio en un corte geológico las tramas deben ajustarse a la orientación del material, sobre todo el buzamiento de los planos de estratificación. (b) Forma incorrecta de pintar las tramas litológicas en un corte. (c) Forma correcta de pintar las tramas litológicas en un corte.

gen va a determinar su geometría en el corte geológico. Por ejemplo, un material cuaternario de origen fluvial es un material depositado por el río en el cauce por el que discurre, estos materiales normalmente se depositan discordantes y horizontales, rellenando pequeñas depresiones del terreno (Figura III.35).

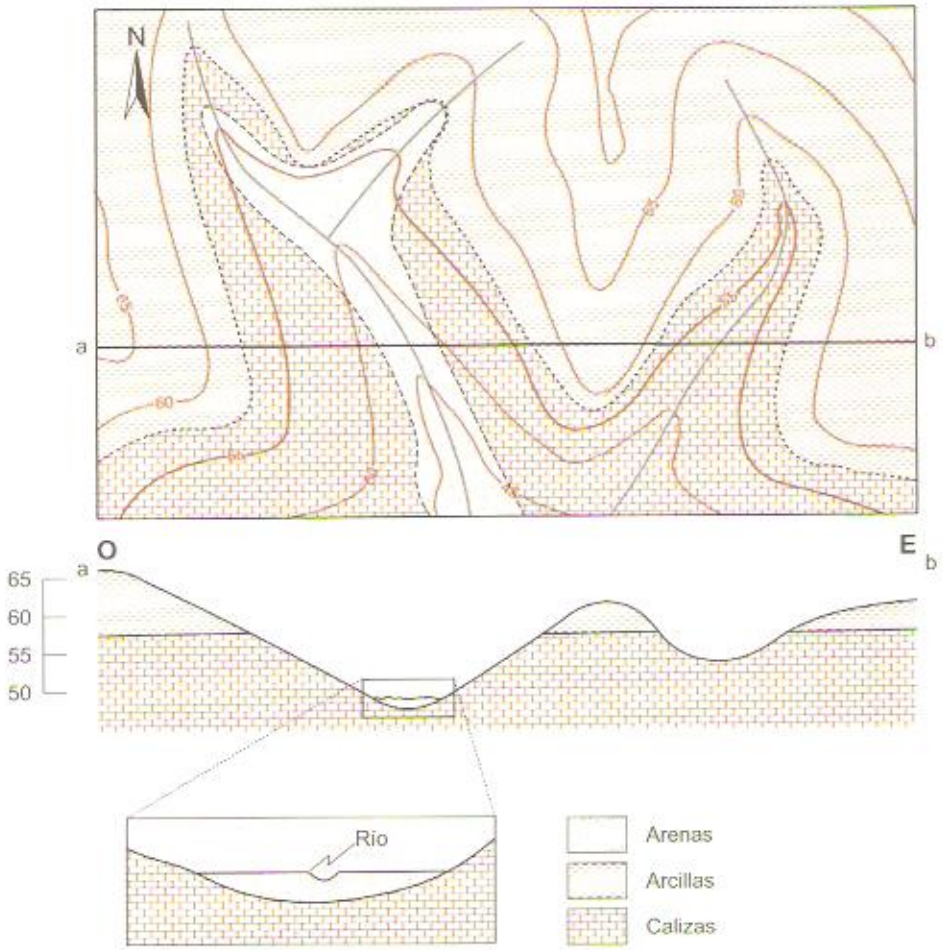


FIGURA III.35
Ejemplo de cómo las características sedimentarias de un material litológico son importantes a la hora de representarlo en un corte geológico. En este caso el origen de los materiales cuaternarios depositados por el río, define la geometría en profundidad de estos materiales.

El mapa como fuente de información

Cuando se realiza un corte geológico, se tiene que tener en cuenta toda la información que aparece en el mapa. No se debe considerar que la única información útil para realizar un corte geológico es la que corta nuestra línea de perfil. En el ejemplo de la Figura III.36, se observa como en algunos de los cortes que realizamos sobre el mapa geológico, aparecen materiales que no se localizan en superficie en la zona de traza de los perfiles. No obstante y aunque estos materiales no aparezcan en superficie en la zona de corte, el mapa nos muestra la información necesaria como para incluirlos en profundidad (Figura III.36).

III.3. Historia geológica

La historia geológica de una zona consiste en la enumeración cronológica de los diferentes procesos geológicos que se han producido en esa zona. La definición y caracterización de esos procesos se puede realizar bien a partir del mapa geológico o bien a partir de los cortes interpretativos realizados sobre ese mapa geológico.

Principios fundamentales de la geología

Para caracterizar la historia geológica de una zona a partir de mapas o cortes geológicos se tiene que datar las diferentes estructuras y procesos. Para establecer la datación relativa entre los diferentes elementos y procesos que pueden interpretarse a partir de un corte o un mapa geológico se suelen utilizar algunos de los principios fundamentales de la geología (Figura III.37):

— *Principio de superposición de los estratos.* Los estratos se depositan inicialmente horizontales,

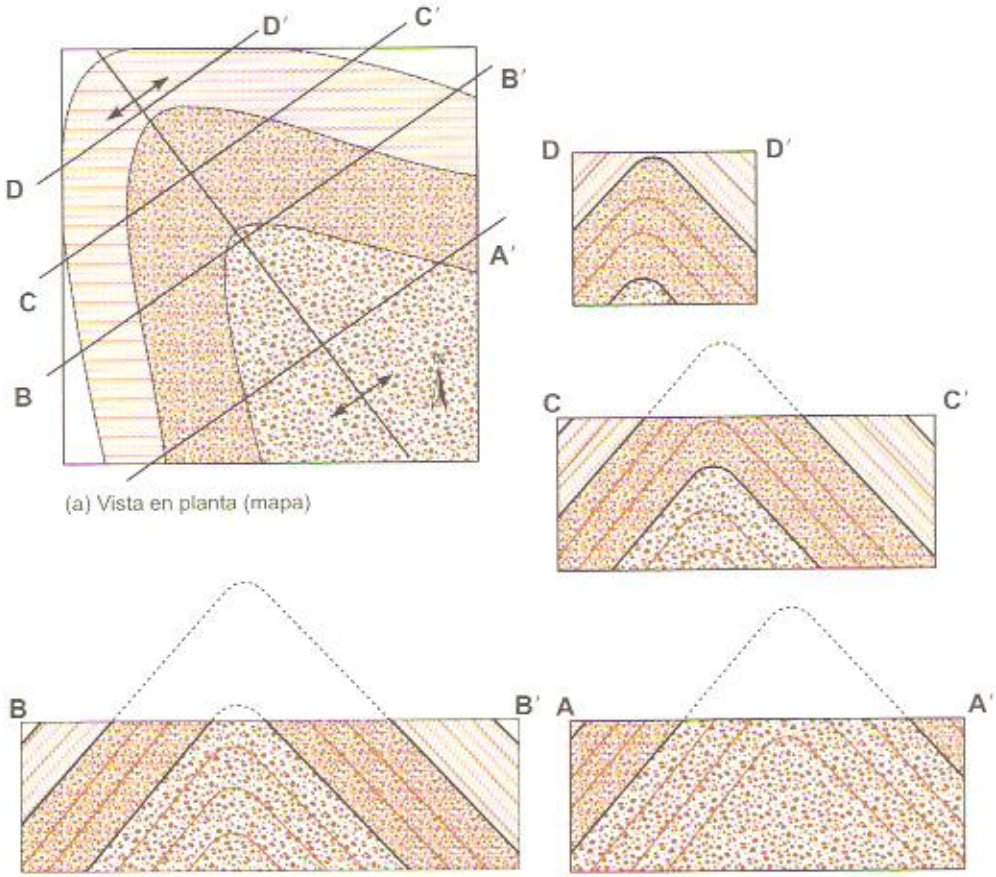
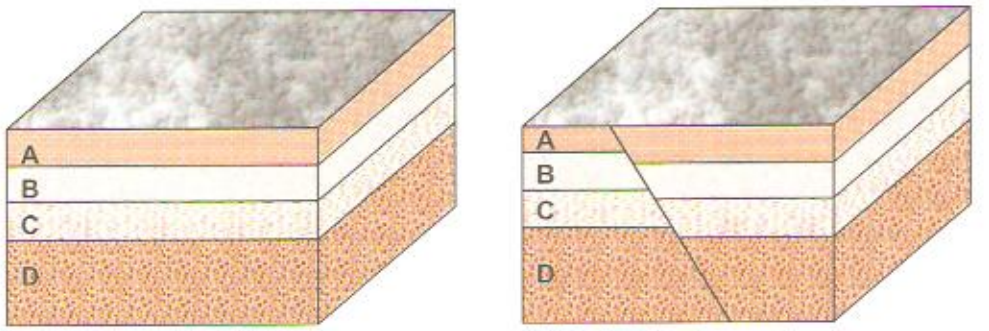
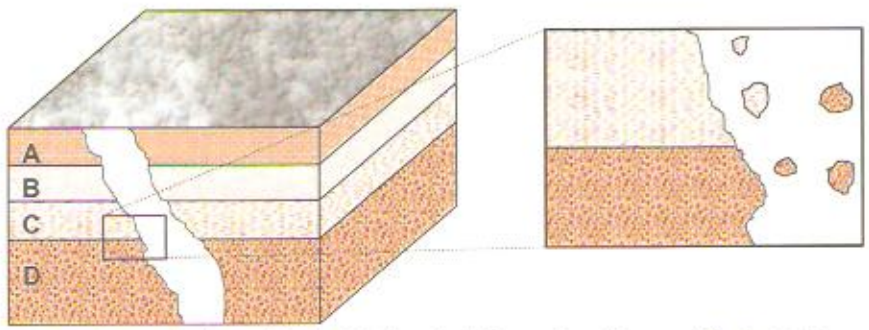


FIGURA III.36
Diferentes cortes geológicos sobre un mismo mapa geológico en los que se observa que la interpretación en profundidad esta basada en toda la información que proporciona el mapa geológico y no sólo de las zonas en las que se sitúan los diferentes perfiles.



(a) Principio de superposición de los estratos (el más antiguo es D y el más moderno es A)

(b) Principio de relaciones de corte (la falla es posterior a la sedimentación de A, B, C y D)



(c) Principio de relaciones de inclusión (el material E es más antiguo que C y D, porque incluye fragmentos de estos materiales)

FIGURA III.37
Bloques diagramas esquemáticos caracterizando las dataciones relativas de diferentes materiales y procesos, basadas en los principios fundamentales de la geología enumerados en el texto: (a) principio de superposición de los estratos; (b) principio de relaciones de corte; (c) principios de relaciones de inclusión.

localizándose los más antiguos debajo (Figura III.37a).

— *Principio de relaciones de corte*. Las intrusiones ígneas, las fallas y los pliegues son procesos y estructuras más modernas que las rocas a las que afectan (Figura III.37b).

— *Principio de relaciones de inclusión*. Un fragmento de roca incluido o incorporado en otro es más antiguo que la roca que lo contiene (Figura III.37c).

En la enumeración de los procesos y estructuras geológicas que definen la historia geológica de una zona, se suele incluir:

— Sedimentación, intrusión o metamorfismo de materiales.

— Características de la sedimentación (sedimentación continental o marina), definiendo en su caso procesos de subida relativa del nivel del mar (transgresión) o procesos de bajada relativa del nivel del mar (regresión).

— Procesos erosivos.

— Procesos de plegamiento o fracturación, relacionados con grandes procesos tectónicos como orogenias (procesos regionales de formación de cadenas montañosas).

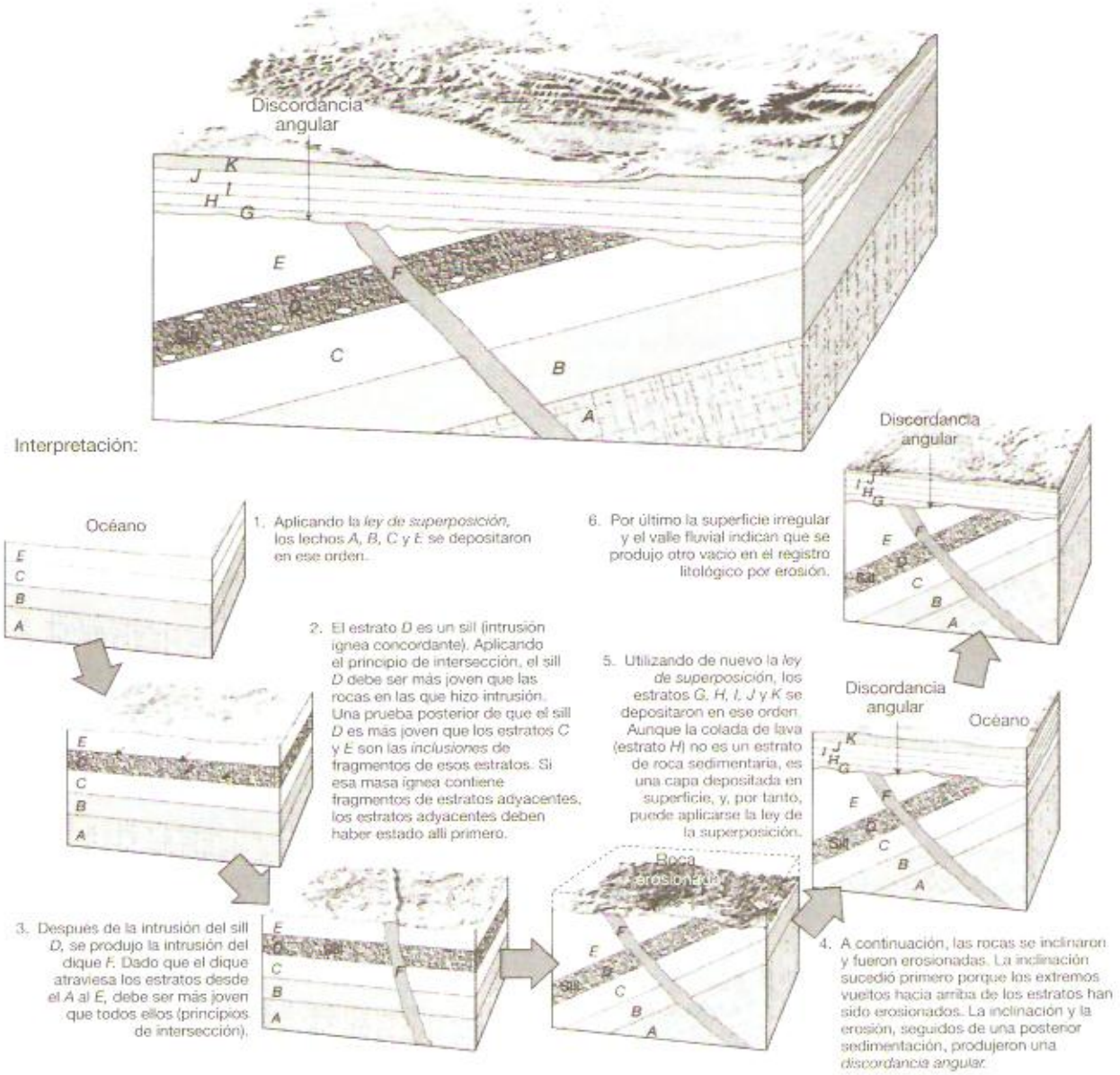


FIGURA III.38
Ejemplo de la descripción de la historia geológica de una zona a partir de un bloque diagrama con la geología de esa zona.

PRÁCTICA 18

Dirección, buzamiento y espesor

✓ Objetivos

Interpretación de la simbología de un mapa geológico. Dirección de un plano. Buzamiento real y aparente. Trazado de capas en zonas con topografía horizontal. Trazado de capas verticales y horizontales en un mapa con relieve. Cálculo de espesores (1).

Material de trabajo

Escuadra, cartabón, transportador de ángulos.

18.1. Determinación de la orientación de un plano estructural

En algunos casos, para determinar la orientación de un plano estructural en un mapa geológico, bien se debe interpretar la simbología presente, o bien se debe establecer una serie de análisis geométricos sobre las trazas de las capas que nos permitan determinar esa orientación.

En un mapa geológico, un plano estructural (techo o muro de una capa, falla, etc.) se representa como una línea (intersección del plano estructural con la superficie terrestre).

Las metodologías utilizadas para la determinación de la orientación de un plano estructural a partir de un mapa geológico, se simplifican bastante en el caso de capas horizontales ($\beta = 0°$) y capas verticales ($\beta = 90°$). Por ello las metodologías expuestas hacen referencia a diferentes buzamientos del plano estructural: 1) $\beta \neq 90° \neq 0°$; 2) $\beta \neq 90°$; y 3) $\beta \neq 0°$.

Para determinar la orientación de un plano estructural debemos establecer en primer lugar su dirección o sentido de buzamiento, y en segundo lugar su buzamiento.

A) Dirección y sentido de buzamiento de un plano estructural

Como ya hemos dicho la dirección de un plano estructural se puede definir como el ángulo, medido en un plano horizontal, que forma el norte geográfico con la intersección del plano estructural con un plano horizontal.

Planos con buzamiento distinto de 0 y de 90° (Topografía horizontal)

Las técnicas utilizadas para la determinación de la dirección de un plano estructural con buzamiento distinto de 0° y de 90° ($\beta \neq 90° \neq 0°$), en un mapa geológico, varían en función de la topografía de la zona. Estas técnicas son relativamente sencillas en los casos en los que la superficie topográfica es horizontal; y son algo más complicados si la superficie topográfica no es horizontal. En esta práctica consideramos los métodos más sencillos, y en la Práctica 19 se desarrollan los métodos más complejos utilizando contornos estructurales.

Considerando la definición de dirección de un plano, en una zona con topografía plana, la traza del plano estructural en la superficie (plano horizontal) es la intersección que se debe considerar para determinar la dirección de la capa.

Por lo tanto, en este caso (topografía horizontal) para determinar la dirección de un plano estructural con

buzamiento distinto de 0° y de 90° ($\beta \neq 90° \neq 0°$), simplemente se debe determinar el ángulo que forma el norte geográfico con respecto a la traza del plano estructural en la superficie topográfica (plano horizontal) (Figura 18.1). En el ejemplo de la Figura 18.1, este ángulo es de 40°. Para establecer la dirección correcta del plano, en estas prácticas siempre utilizaremos la notación americana (ángulo de dirección de la capa de 0° a 90°) (véase Figura III.8). En este caso, el plano estructural se sitúa a 40° hacia el este, por lo tanto la notación correcta para la dirección de este plano es N 40° E.

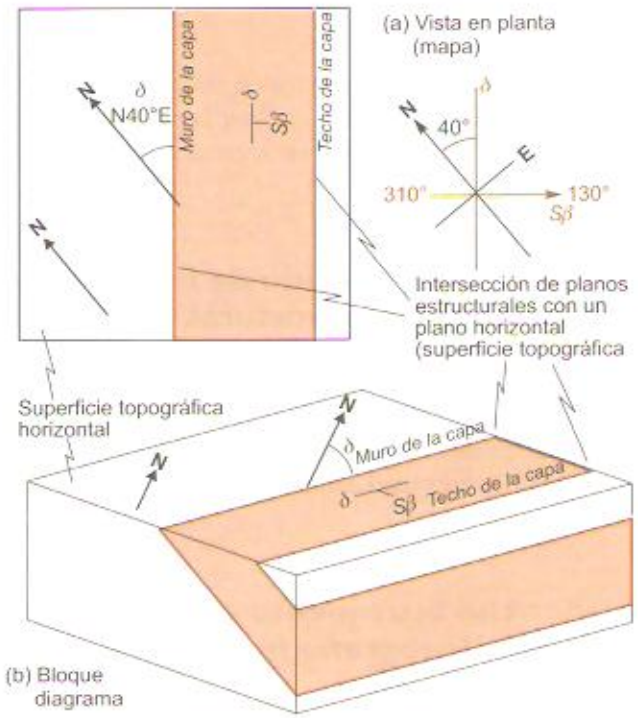


FIGURA 18.1
Determinación de la dirección de una capa a partir de su traza en un mapa geológico con superficie topográfica horizontal (para capas con $\beta \neq 0$). (a) Vista en planta (mapa). (b) Bloque diagrama.

El sentido de buzamiento de un plano estructural siempre es perpendicular a la dirección del plano ($\pm$ 90°); se mide de 0° a 360°, es decir considerando la esfera completa. En nuestro caso el sentido de buzamiento puede ser 130° (40° + 90°); o bien 310° (40° − 90°), es decir a 90° de la dirección de la capa en ambos sentidos. Para determinar cual de los dos sentidos es el correcto se debe considerar hacia donde se introduce el plano en el terreno, es decir hacia donde buza, en el caso de nuestro ejemplo hacia 130°.

Planos con buzamiento vertical (β = 90°) (cualquier superficie topográfica)

En el caso de que el plano estructural presente un buzamiento de 90° (β = 90°), se realiza el mismo proceso que para capas con buzamiento distinto de 0° y de 90°. Esta determinación se puede aplicar tanto en zonas con topografía horizontal como con topografía no horizontal (Figura 18.4). En las capas verticales no se determina el sentido de buzamiento.

Planos con buzamiento horizontal (β = 0°) (cualquier superficie topográfica)

En los planos con buzamiento de 0° no se puede determinar la dirección de la capa ya que la intersección del plano estructural (techo o muro de la capa) con un plano horizontal no define una línea sino un plano, por lo tanto se podrían trazar infinitas intersecciones. En las capas horizontales, al no poder establecer la dirección, no se puede determinar el sentido de buzamiento, ya que geométricamente no tiene sentido.

B) Determinación del buzamiento real y del buzamiento aparente de un plano estructural

Planos con buzamiento distinto de 0 y de 90° (topografía horizontal)

Al igual que en el caso de la determinación de la dirección de un plano en un mapa geológico, las técnicas utilizadas para establecer el buzamiento de un plano con buzamiento distinto de 0° y de 90° ($\beta \neq 90° \neq 0°$), varían en función de la topografía de la zona. Si la topografía es horizontal las técnicas son sencillas, pero si la superficie topográfica no es horizontal, los métodos de análisis son más complejos. En esta práctica se consideran los métodos más simples, y en la Práctica 19 se desarrollan los métodos algo más complicados que utilizan los contornos estructurales como herramienta principal.

El valor del ángulo de buzamiento de una capa, se puede relacionar con el espesor real (er) de la capa y el espesor aparente (ea).

El espesor real de una capa es la distancia existente entre el muro y el techo de una capa medida perpendicularmente a ambas superficies.

Cualquier capa que aflora en superficie presenta un espesor aparente. El espesor aparente se podría definir

como la distancia en un plano horizontal entre las trazas del muro y del techo de la capa medida perpendicularmente a esas trazas (Figura 18.2a y b).

Conociendo el espesor real de la capa y el espesor aparente en superficie, podemos relacionar trigonométricamente estos valores con el buzamiento de esa capa.

El espesor aparente de una capa se puede determinar fácilmente midiendo directamente en el mapa (distancia ab) (Figura 18.2a), conociendo el valor de espesor real (er) se puede definir un triángulo rectángulo (*abc*) del que conocemos la longitud de la hipotenusa (espesor aparente) y de uno de los catetos (er) (Figura 18.2b y c). De esta forma, podemos determinar el valor del espesor de la capa aplicando la siguiente expresión (Figura 18.2):

$$\text{Buzamiento } (\beta) = \text{arc sen}\left(\frac{\text{Espesor real (er)}}{\text{Espesor aparente (ea)}}\right)$$

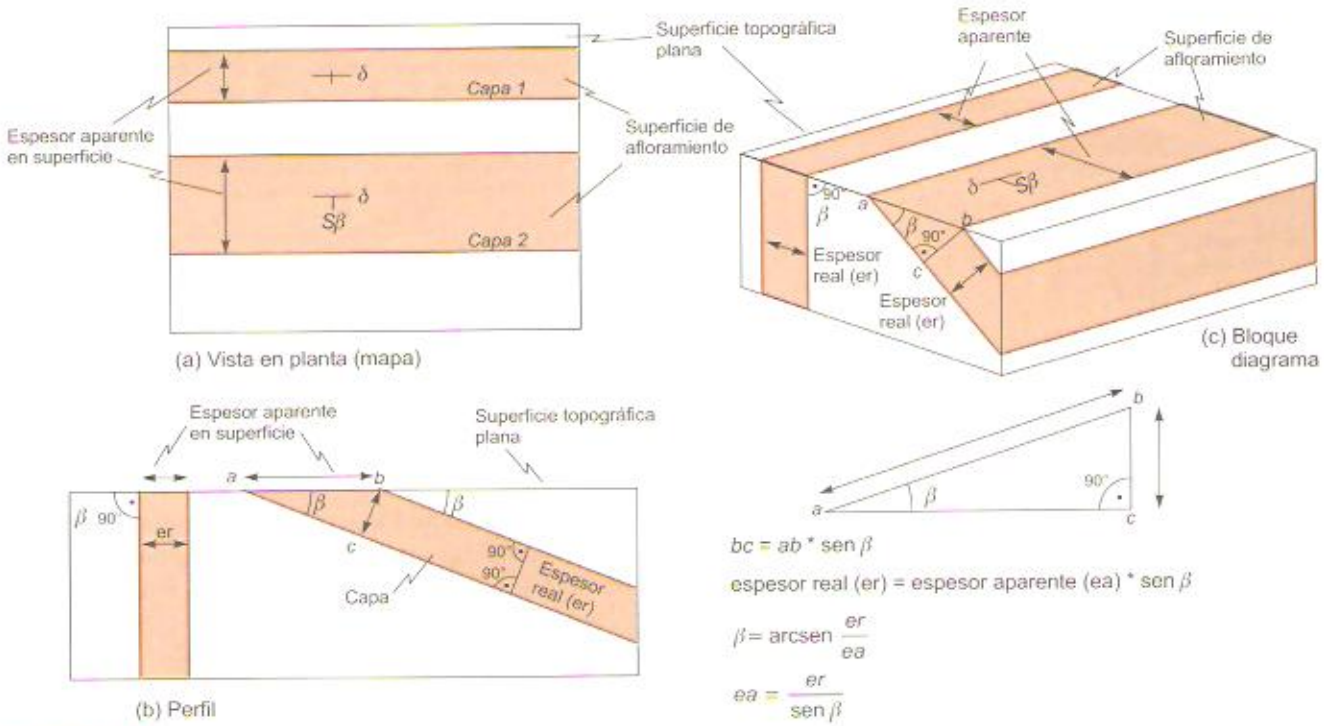


FIGURA 18.2
Determinación del buzamiento y del espesor y de una capa con buzamiento distinto de 0 ($\beta \neq 0$) en zonas con superficie topográfica plana. (a) Vista en planta (mapa). (b) Perfil. (c) Bloque diagrama. Relaciones trigonométricas entre el buzamiento, el espesor real y el espesor aparente. Conociendo el espesor de la capa podemos obtener el buzamiento; y conociendo el valor del buzamiento, podemos determinar el espesor real de esa capa (véase explicación en texto). En el caso de capas verticales ($\beta = 90°$), el espesor aparente es igual al espesor real de la capa considerada.

Planos con buzamiento vertical ($\beta = 90°$) u horizontal ($\beta = 0°$) (superficie topográfica no horizontal)

En el caso de que no aparezca la simbología adecuada para identificar buzamientos horizontales y verticales, se puede aplicar la *regla de la «V»* en zonas con superficie topográfica no horizontal, que nos permita determinar el buzamiento de esos planos (véase Figura III.27).

Determinación del buzamiento aparente

Podemos definir buzamiento aparente (βa) de un plano estructural según una dirección, al ángulo de buzamiento que forma la intersección del plano estructural con un plano vertical orientado según la dirección dada. Este ángulo debe medirse sobre el plano vertical considerado.

En determinadas ocasiones es importante establecer el ángulo de buzamiento aparente de un plano según una dirección dada para poder construir un corte geológico con una orientación oblicua a la dirección de las estructuras geológicas presentes.

Para establecer el buzamiento aparente (βa) de un plano según una dirección dada (δp) debemos conocer el buzamiento real del plano (βr) y el ángulo que forma la dirección dada (δp) con el sentido de buzamiento de ese plano (ángulo de oblicuidad, θ).

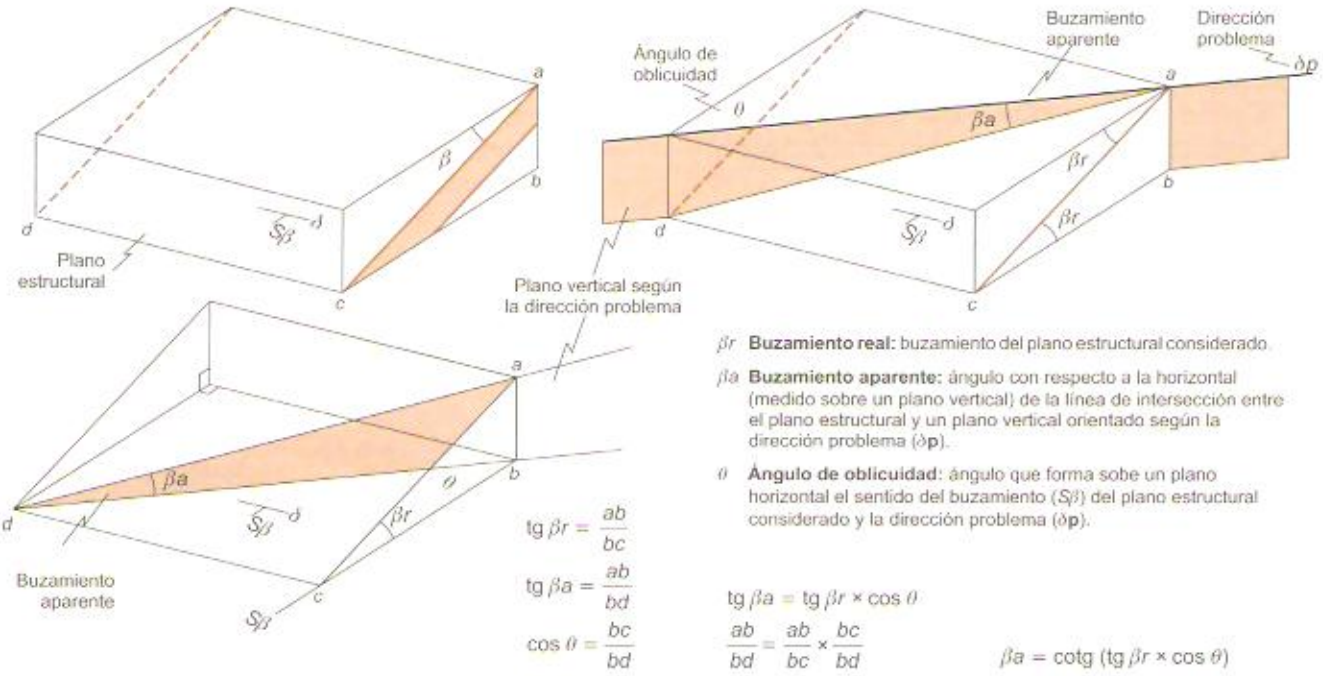


FIGURA 18.3
Construcción geométrica para la determinación del buzamiento aparente según una dirección dada (dirección problema) de un plano estructural. Relaciones trigonométricas entre el buzamiento, el espesor real y el espesor aparente.

En la Figura 18.3 se puede observar la construcción geométrica que permite determinar el ángulo de buzamiento aparente según una dirección dada a partir de esos datos. De esta forma se obtiene que:

$$\beta a = \text{cotg}\ (\text{tg}\ \beta r \times \cos\theta)$$

18.2. Determinación del espesor de una capa

El espesor de una capa es la distancia existente entre el muro y el techo de una capa medida perpendicularmente a ambas superficies.

Una capa que aflora en superficie, presenta un área de intersección con la superficie topográfica; a esa área se le denomina superficie de afloramiento. La superficie de afloramiento de un material depende del espesor de la capa, de su buzamiento y de la topografía de la zona.

Capas con buzamiento distinto de 0 y de 90° ($\beta \neq 0° \neq 90°$)

Para determinar el espesor de una capa que presente buzamientos distintos de 0° y de 90°, se debe considerar la topografía de la zona.

Si la superficie topográfica de la zona donde aflora el material, es una superficie horizontal (toda la superficie se encuentra a la misma cota topográfica), la determinación del espesor de la capa se puede realizar de una forma sencilla aplicando métodos trigonométricos. En cambio, si la superficie topográfica no es horizontal, es decir si presenta diferencias de cota, el método es más complejo.

En esta Práctica se tratará la determinación de espesores de capas aflorantes en zonas con topografía horizontal; y en la siguiente Práctica se establecerán las metodologías para determinar el espesor de una capa ($\beta \neq 0° \neq 90°$) en zonas con topografía no horizontal, es decir superficies topográficas con diferentes cotas de altitud (Práctica 19).

En estos casos (superficie topográfica horizontal), el valor del espesor aparente (ea) de una capa depende únicamente del buzamiento (β) y del espesor real (er) de la capa. Estos tres valores pueden ser relacionados mediante relaciones trigonométricas, por lo tanto si conocemos dos de las variables se puede determinar la tercera (Figura 18.2).

De esta forma, podemos establecer el valor del espesor de la capa aplicando la siguiente expresión (Figura 18.2):

Espesor (er) = Espesor aparente (ea) × sen buzamiento (β)

Capas verticales ($\beta = 90°$)

En el caso de que la capa presente un buzamiento de 90° (capa vertical), el espesor aparente (ea) es igual al espesor real de la capa (Figura 18.2b).

Espesor (e) = Espesor aparente (ea) × sen 90°; e = ea × 1
Espesor (e) = Espesor aparente (ea)

Por lo tanto, la determinación del espesor de capas verticales ($\beta = 90°$) es inmediata, simplemente se debe establecer el espesor aparente en superficie (ea), es decir la distancia entre los límites de la capa medida perpendicularmente a ambos límites.

Debemos tener en cuenta que la determinación del espesor de una capa vertical en un mapa no depende de la orografía del terreno; es decir, el espesor aparente es igual al espesor real de la capa, independientemente de si la superficie topográfica es plana o presenta un relieve importante (Figura 18.4).

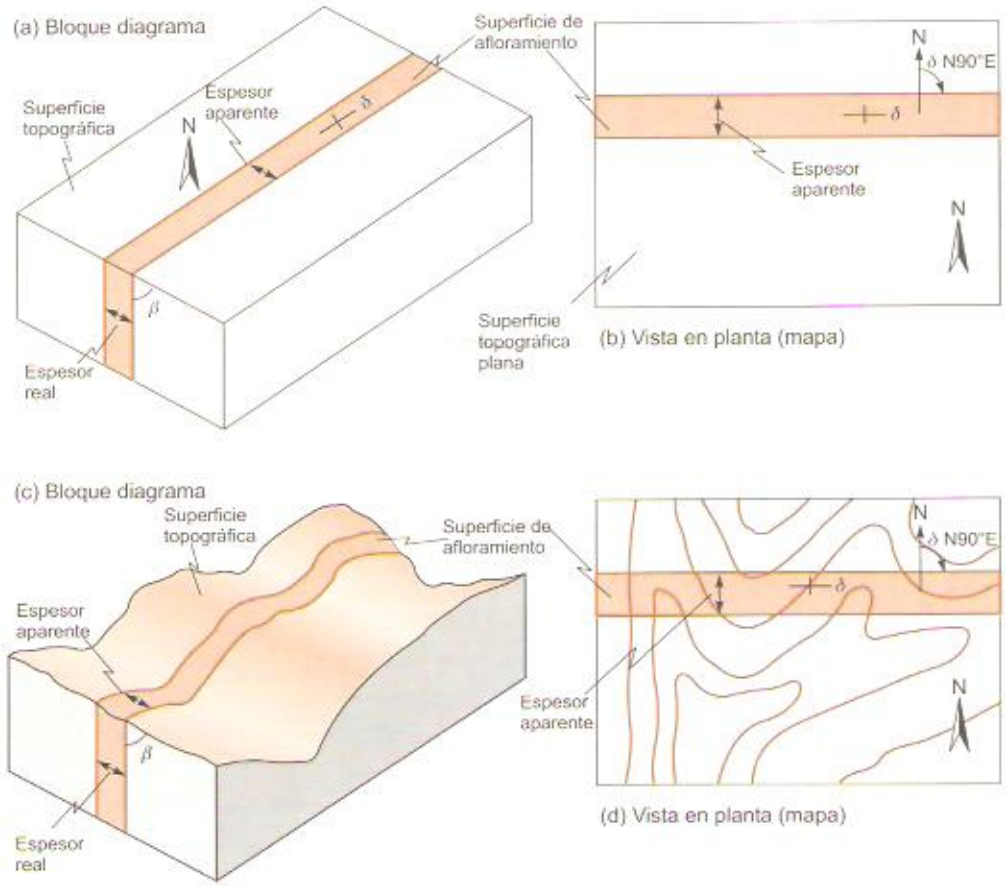


FIGURA 18.4
Esquemas de afloramiento de una capa vertical ($\beta = 90°$), en una zona con topografía plana (superficie plana sin diferencias de cota). (a) Bloque diagrama. (b) Vista en planta (mapa); y topografía con diferentes cotas de altitud. (c) Bloque diagrama. (d) Vista en planta (mapa). El espesor aparente de una capa vertical es igual al espesor real de la misma, independientemente de la topografía de la zona en la que aflora la capa.

Capas horizontales ($\beta = 0°$)

Para determinar el espesor de una capa horizontal a partir de un mapa geológico, simplemente se tiene que establecer la cota topográfica del techo y del muro de la capa. El espesor de la capa será la diferencia entre ambas cotas, es decir:

Espesor = Cota del techo de la capa − Cota del muro de la capa

En la Figura 18.5 se representa un ejemplo de un mapa geológico en el que afloran cuatro materiales horizontales: calizas, arenas, conglomerados y arcillas.

Capa de arenas. En este material, tanto la traza del techo como la del muro coinciden con las curvas de nivel, y por tanto conocemos la cota topográfica del techo (punto D, 1.075 m) y del muro de la capa (punto *C*, 1.025 m). La determinación del espesor de esta capa es inmediata:

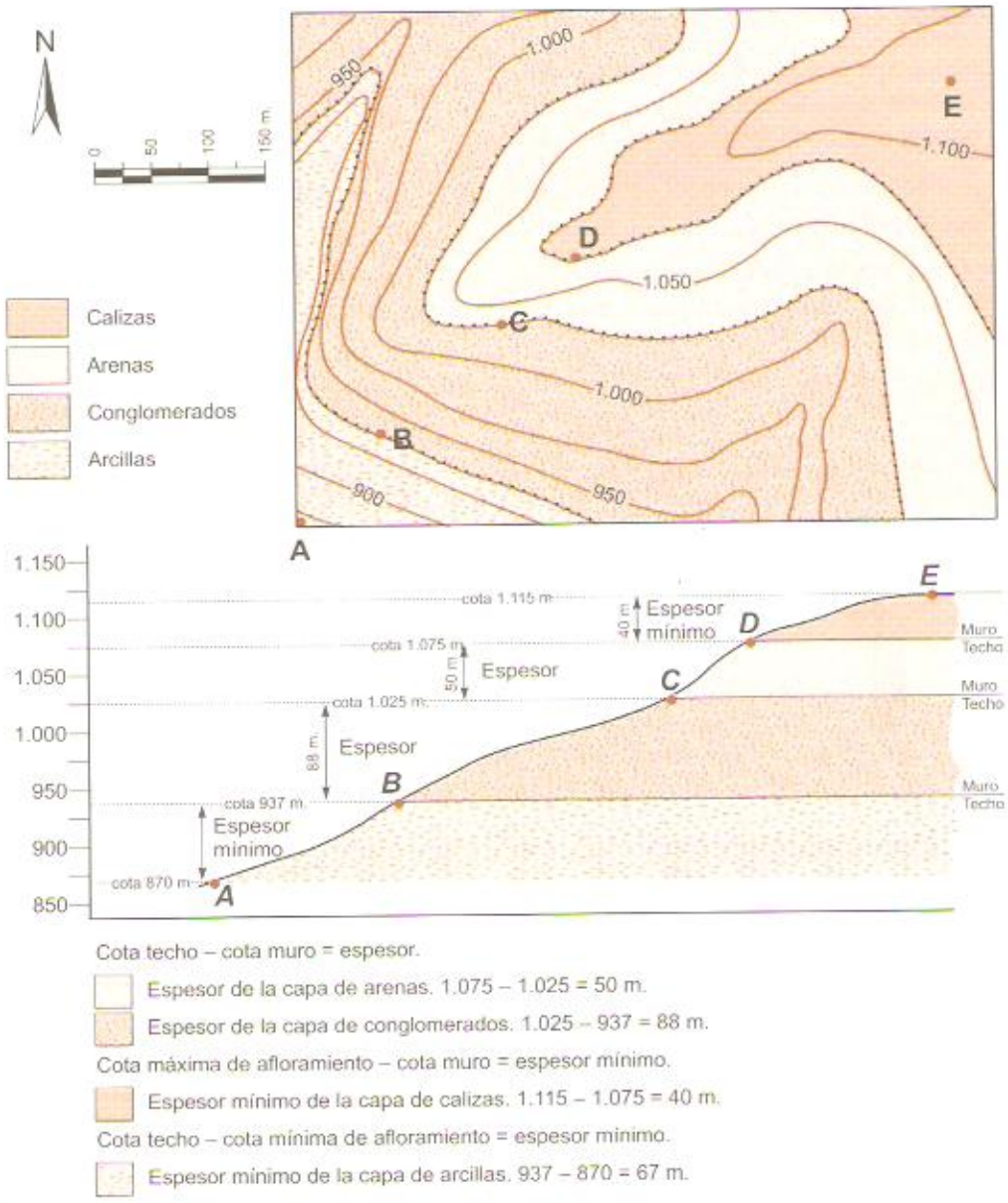


FIGURA 18.5
(a) Mapa geológico en el que afloran cuatro capas horizontales. (b) Corte esquemático de la situación de los materiales. Determinación del espesor en capas horizontales (véase explicación en texto).

Espesor arenas = Cota techo (1.075 m) − Cota muro (1.025 m) = 50 m

Capa de conglomerados. En el caso de la capa de conglomerados, conocemos la cota del techo de la capa, porque coincide con la curva de nivel de 1.025 m (punto *C*, 1.025 m). En cambio la traza del muro de la capa no coincide con ninguna curva de nivel, pero podemos conocer la cota topográfica de afloramiento (en este caso: punto *B*, 937 m).

Espesor conglomerados = Cota techo (1.025 m) − Cota muro (937 m) = 88 m

De las capas de calizas y arcillas no podemos determinar el espesor, ya que no afloran el techo y el muro de estas capas en el mapa.

Capa de calizas. En este mapa sólo aflora el muro de la capa de calizas, por lo tanto no se puede determinar el espesor de la capa. No obstante, se puede determinar el espesor mínimo de la capa; es decir, podemos determinar el espesor mínimo que tiene la capa considerada en función de la información que nos proporciona el mapa geológico. Si se determina la cota topográfica máxima a la que aflora el material, se puede establecer el espesor mínimo que tiene esta capa:

Espesor mínimo = Cota máxima de afloramiento (punto *E*, 1.115 m) − Cota del muro de la capa (punto *D*, 1.075 m) = 40 m

Capa de arcillas. Es un ejemplo análogo al de la capa de calizas, aunque en este caso lo que no aflora es el muro de la capa. Se conoce la cota de afloramiento del techo de la capa (punto *B*, 937 m), por lo tanto, se debe determinar el punto mínimo de afloramiento de este material, en este caso 870 m (punto *A*).

Espesor mínimo = Cota del techo de la capa (punto *B*, 937 m) − Cota mínima de afloramiento (punto *A*, 870 m) = 67 m

EJERCICIOS

1. En cada uno de los mapas geológicos adjuntos (superficie topográfica horizontal), calcular si es posible, la dirección (N 90° O-N 90° E), sentido del buzamiento (0-360°) y buzamiento (0-90°) de cada uno de los elementos geológicos que aparecen (capas, discordancias, fallas, ejes de pliegues) (Figura 18.6).

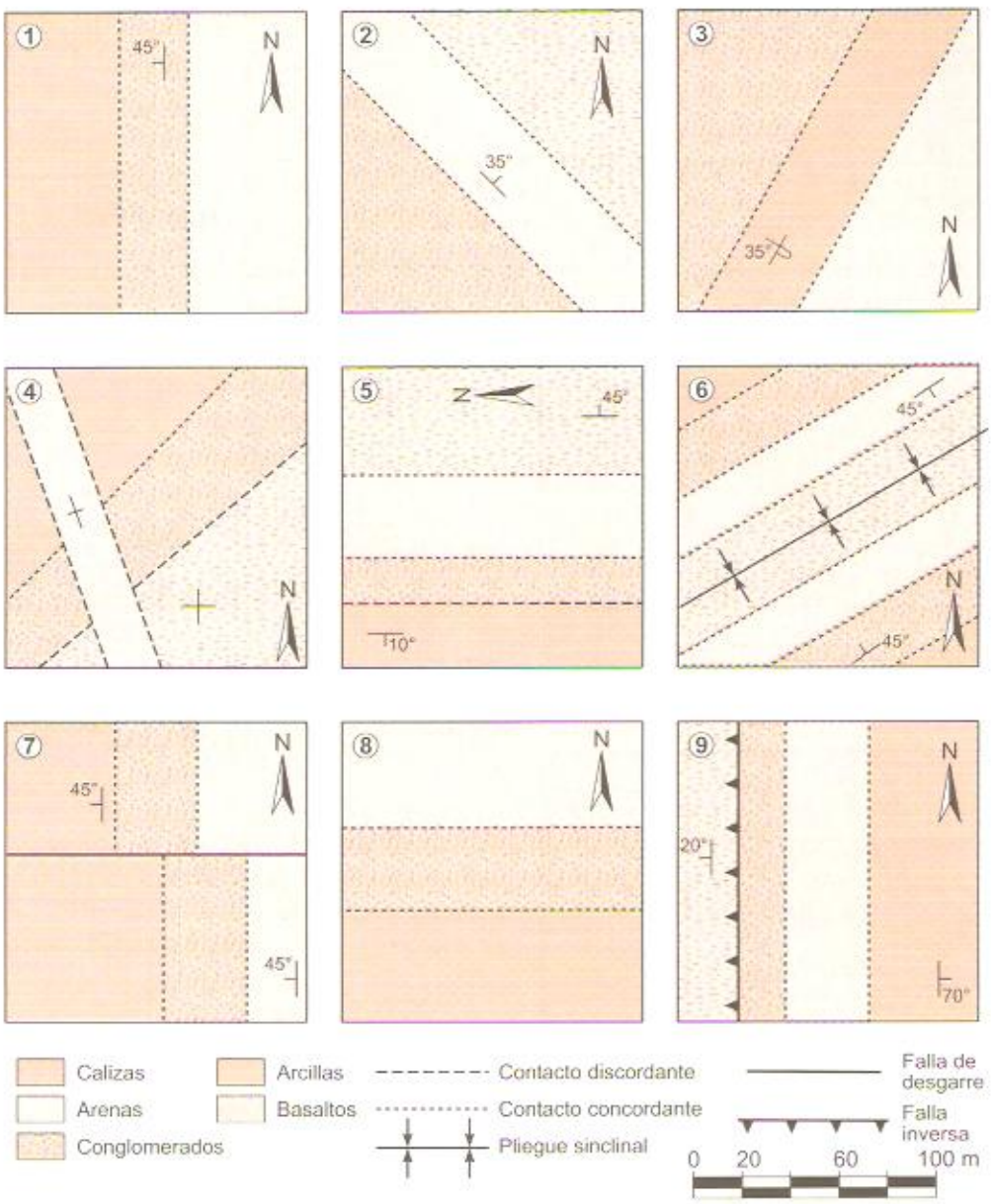


FIGURA 18.6

2. *a*) En este mapa geológico con topografía horizontal, calcular el buzamiento de las dos capas que afloran sabiendo que la capa de arcillas tiene un espesor de 40 m y la capa de arenas de 18,7 m (dibuja los símbolos que indican la orientación de las capas en el mapa). *b*) Dibujar la traza de una capa de conglomerados de 30 m de potencia (espesor) con direcciónN 35° E y un buzamiento de 30° SE, sabiendo que el techo aflora en el punto *B*. *c*) Dibujar la traza de una capa de calizas 10 m de espesor con una dirección según N 40° O y un buzamiento de 30° NE, sabiendo que el muro aflora en el punto *C* (Figura 18.7).

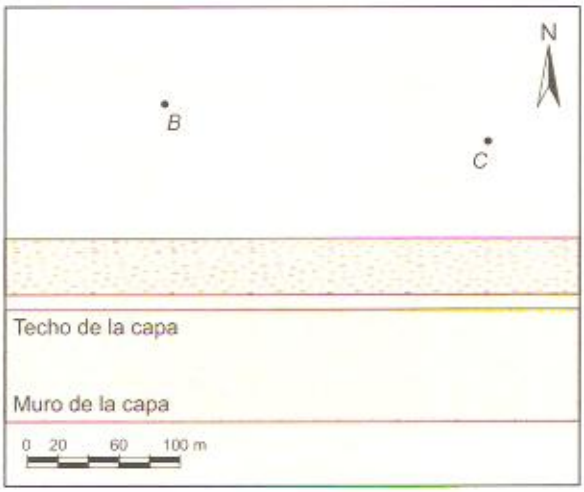


FIGURA 18.7

3. Calcular los buzamientos aparentes de las dos capas representadas según las siguientes direcciones: N-S, N 30° E, N 60° E, N 90° E, N 45° O, N 20° O, N 45° E (Figura 18.8).

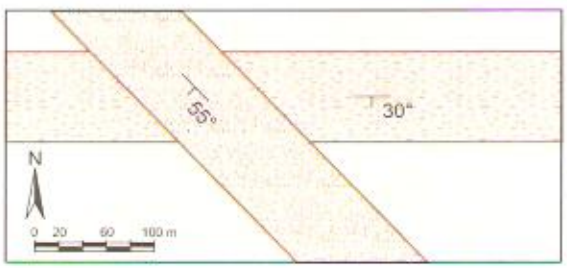


FIGURA 18.8

4. Calcular el espesor de las tres capas que afloran en este mapa geológico con superficie topográfica horizontal. Calcular el buzamiento aparente de las tres capas del mapa según la dirección *AA'* (Figura 18.9).

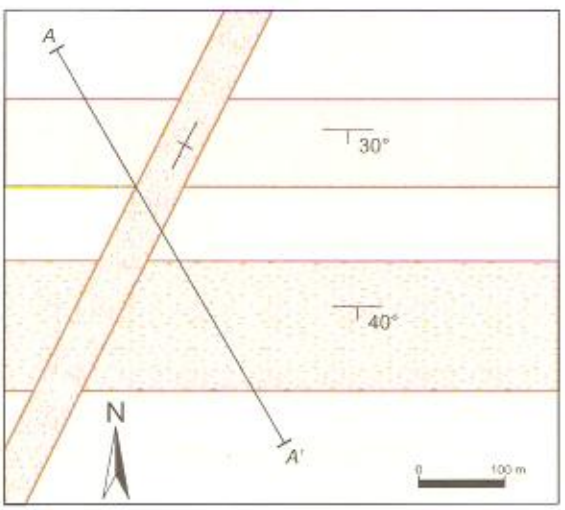


FIGURA 18.9

5. Calcular el espesor real de las capas que aparecen en los mapas geológicos del Ejercicio 1.
6. Completar la simbología (buzamientos, tipo de fallas, tipos de pliegues) que falta en estos mapas geológicos en función de la estructura en profundidad que aparece en los bloques diagrama (Figura 18.10).

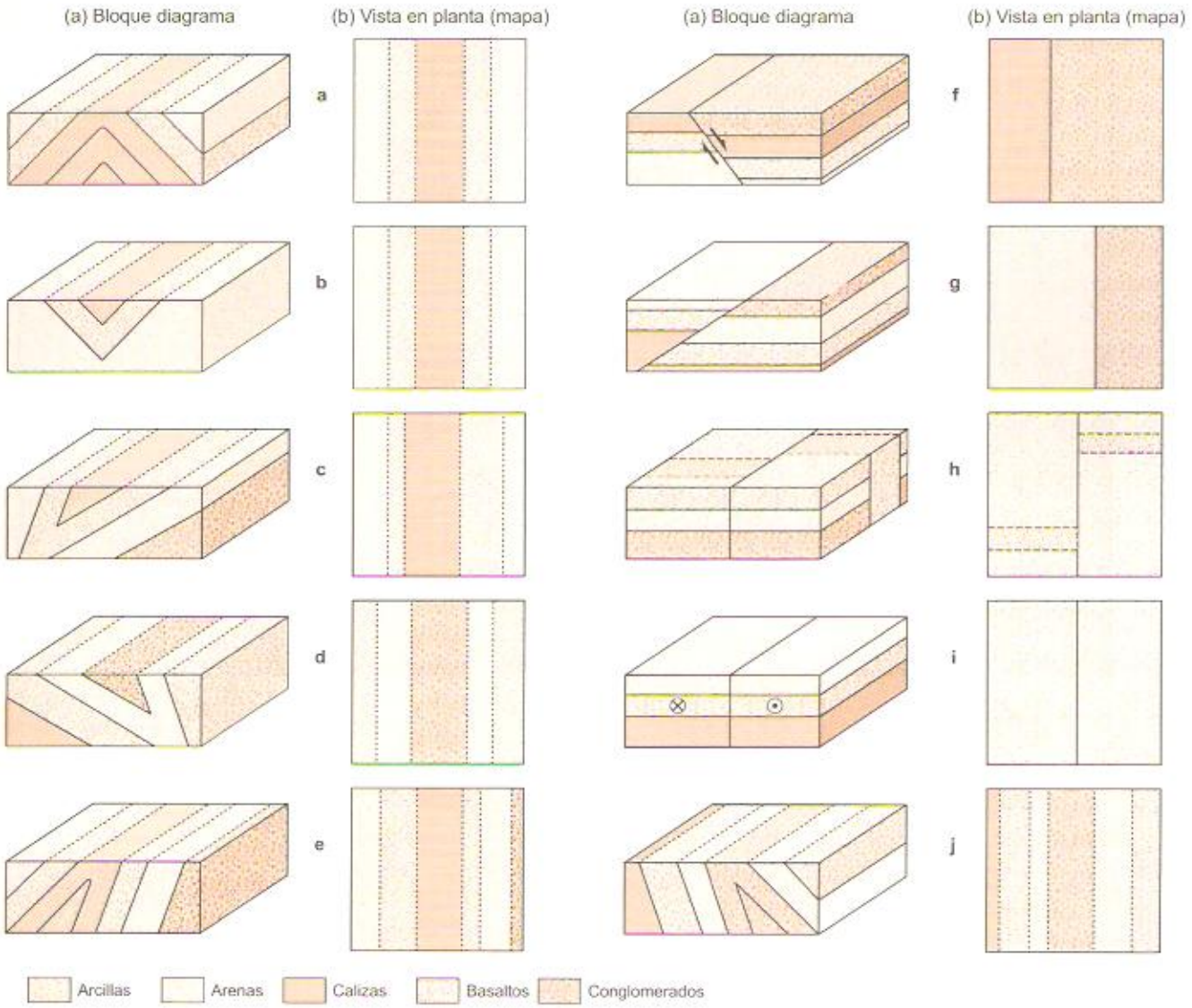


FIGURA 18.10

7. Asignar los mapas del Ejercicio 5 a una de estas dos secuencias cronológicas de litologías, de forma que la edad relativa de los materiales que aparecen en los mapas, sea la misma que la mostrada en esas secuencias cronológicas. Uno de los mapas no se corresponde con esas secuencias, determinar la secuencia cronológica para ese mapa (Figura 18.11).

FIGURA 18.11

8. En este mapa geológico aflora una serie de materiales sedimentarios horizontales. Calcular el espesor de estas capas sabiendo que: la cota más alta de afloramiento de las calizas es de 1.407 m, la cota topográfica mínima de las brechas es de 648 m; el punto *A* se encuentre a 785 m de altitud y el punto *B* a 925 m (Figura 18.12).

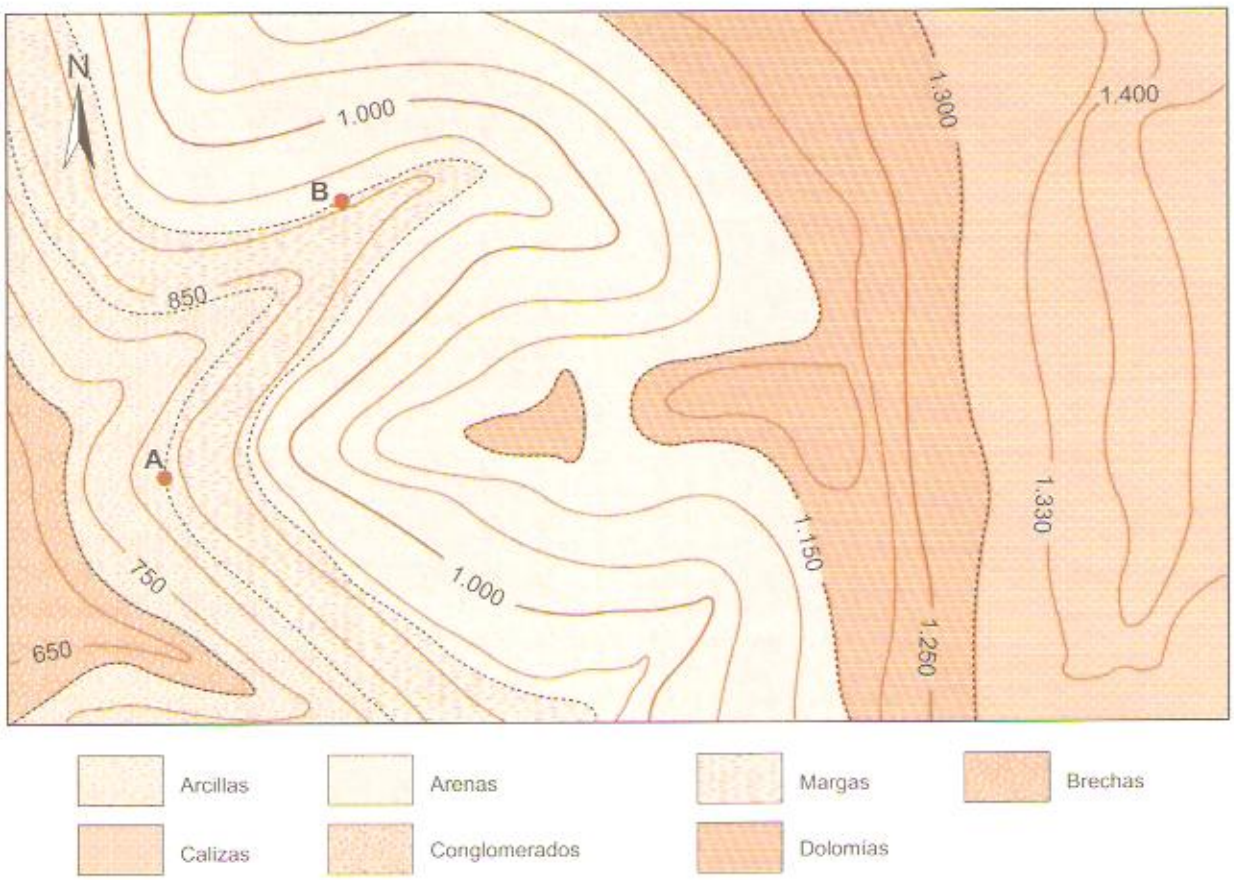


FIGURA 18.12

PRÁCTICA 19

Contornos estructurales. Trazado de capas

✓ Objetivos

Trazado de capas en mapas topográficos con relieve. Reconstrucción de la traza de una capa en un mapa topográfico a partir de los contornos estructurales. Cálculo de la dirección y buzamiento de una capa a partir de la traza de una capa en un mapa topográfico con relieve (método trigonométrico y método gráfico). Cálculo de espesores (2).

Material de trabajo

Escuadra, cartabón, transportador de ángulos, calculadora.

Contorno estructural. Un contorno estructural es una línea que queda definida por la intersección de un plano estructural con un plano horizontal de cota determinada (Figura 19.1a y b). El plano estructural puede ser una falla, o el techo o muro de una capa.

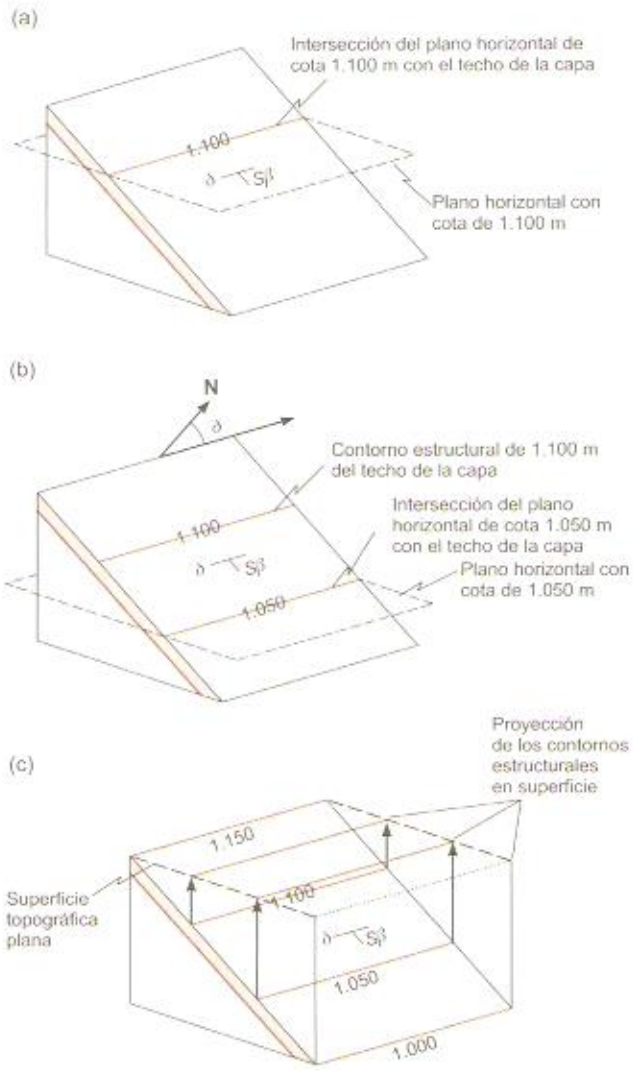


FIGURA 19.1
Bloques diagramas en los que se representa el significado geométrico de los contornos estructurales de un plano estructural (en este caso el techo de una capa). (a) Los contornos estructurales son las líneas de intersección entre un plano estructural (techo de la capa) y un plano horizontal. (b) Cada uno de los contornos estructurales tiene una cota que viene definida por la cota del plano horizontal que define la intersección de ese contorno. (c) En un mapa representamos la proyección de esos contornos con la superficie topográfica.

El contorno estructural es una línea horizontal que define el lugar geométrico en el que el plano estructural considerado tiene una cota determinada. Esa cota viene dada por la altitud del contorno estructural, que a su vez viene definida por la altitud del plano horizontal considerado (Figura 19.1b). En un mapa representamos los contornos como la proyección de los mismos en la superficie topográfica (Figura 19.1c).

Si se considera la definición dada de dirección de una capa, como el ángulo que forma con el norte la *intersección de un plano horizontal con la superficie del plano estructural*, es evidente que cualquier contorno estructural tiene la misma dirección con respecto al norte que el plano al que representa (Figura 19.1b).

19.1. Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales

Para trazar un plano estructural (falla, techo o muro de una capa) a partir de un punto necesitamos:

- Un punto de referencia, en el que aflora ese plano estructural.
- Conocer los datos de orientación de ese plano: dirección y buzamiento (sentido de buzamiento y ángulo de buzamiento).

Ejemplo 1 En el mapa topográfico adjunto (Figura 19.2), aflora una falla (plano estructural) con una dirección según N 90° E y un buzamiento de 50° S. A partir de estos datos podemos establecer la traza de la falla (plano estructural) sobre el mapa topográfico.

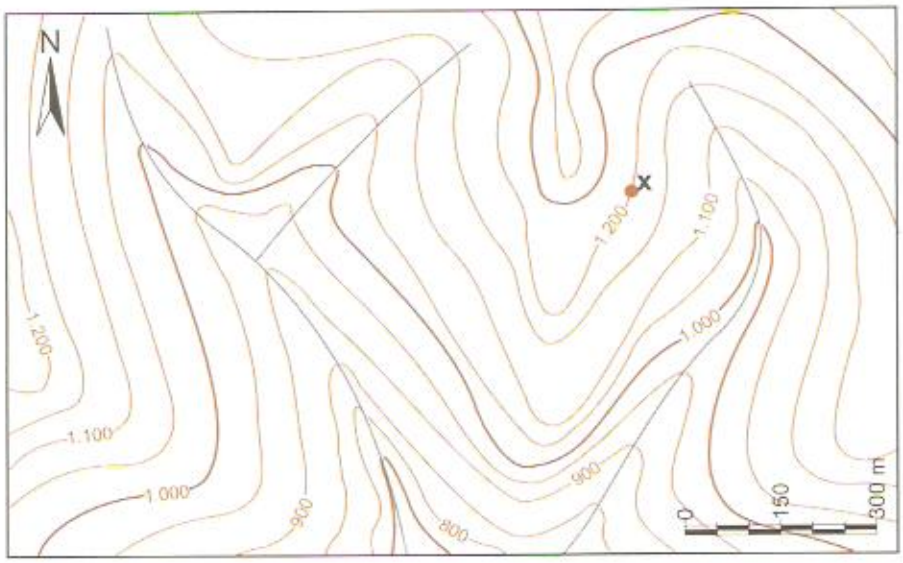


FIGURA 19.2
Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales (Ejemplo1). Mapa topográfico en el que aflora el plano estructural en el punto de referencia X: dirección según N 90° E y buzamiento 50° S.

1. Se traza una línea orientada según la dirección de la falla que pase por el punto de referencia, en este ejemplo una línea orientada según N 90° E, que pase por el punto X (A-A′) (Figura 19.3).
2. Se construye una escala vertical, eje de las ordenadas orientado paralelamente a la línea (A-A′). Esta escala debe mostrar las alturas de las curvas de nivel del mapa (en este caso las curvas de nivel tienen una equidistancia de 50 metros) por lo tanto nuestra escala vertical empezará desde la cota más alta (en nuestro ejemplo 1.300 m e ira disminuyendo de 50 en 50 metros) (Figura 19.3).
3. Se trazan líneas perpendiculares al eje de ordenadas (eje Y) de nuestra escala vertical en cada una de las cotas definidas (H1.200, H1.150, H1.100, etc.) (Figura 19.4).

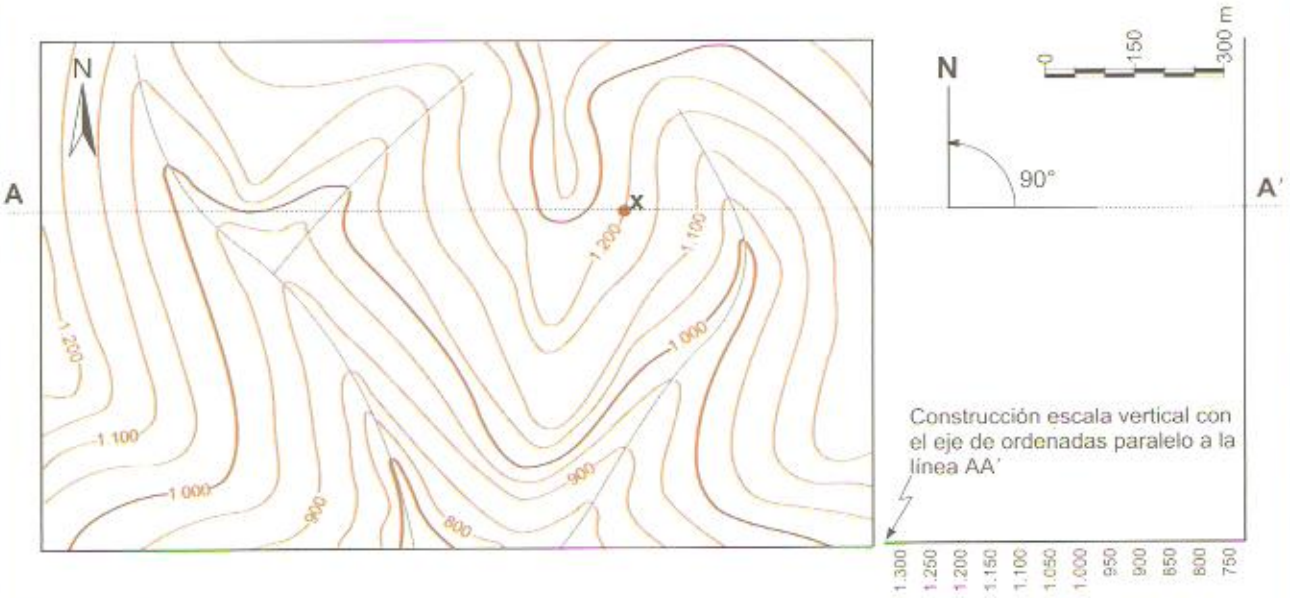


FIGURA 19.3
Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales (Ejemplo1). Pasos 1 y 2 (véase explicación en texto).

4. El punto de referencia (X) esta a 1.200 m de altitud (se sitúa sobre la curva de nivel de 1.200 m) por lo tanto, sabemos que el punto de intersección de la línea A-A′ con la línea horizontal de 1.200 ($\bullet_{1.200}$) está en la falla (Figura 19.4).
5. La falla tiene un buzamiento de 50° S. Es decir forma un ángulo de 50 grados con la horizontal y buza hacia el sur se introduce hacia el sur. Por lo tanto a partir del punto de intersección ($\bullet_{1.200}$) trazamos una línea que forme un ángulo de 50° con la línea horizontal de 1.200 m esta línea marca la posición geométrica de la falla (B-B′) (Figura 19.4).

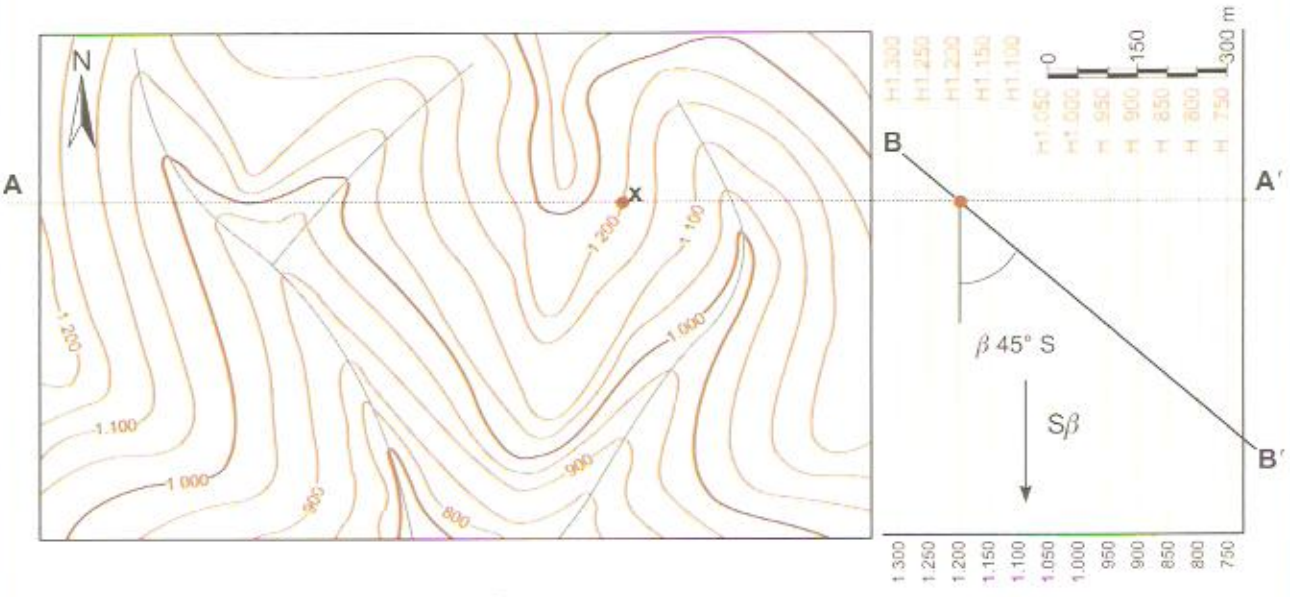


FIGURA 19.4
Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales (Ejemplo1). Pasos 3, 4 y 5 (véase texto).

6. La línea B-B′ corta las líneas horizontales. Esas intersecciones ($\bullet_{1.200}$, $\bullet_{1.150}$, $\bullet_{1.100}$, etc.) representan la posición de la falla a diferentes cotas. La cota viene definida por la altura de cada línea horizontal (Figura 19.5).
7. Trazamos líneas paralelas a AA′ que pasen por esos puntos de intersección y asignamos a cada una de esas líneas la cota correspondiente (C1.200, C1.150, C1.100, etc.). Estas líneas reciben el nombre de contornos estructurales (Figura 19.5).
8. Los contornos estructurales cortan las curvas de nivel, y debemos marcar las intersecciones de los contornos estructurales con las curvas de nivel de igual cota; es decir marcaremos únicamente los puntos de intersección de un contorno de cota X, con las curvas de nivel de igual cota topográfica (Figura 19.5).

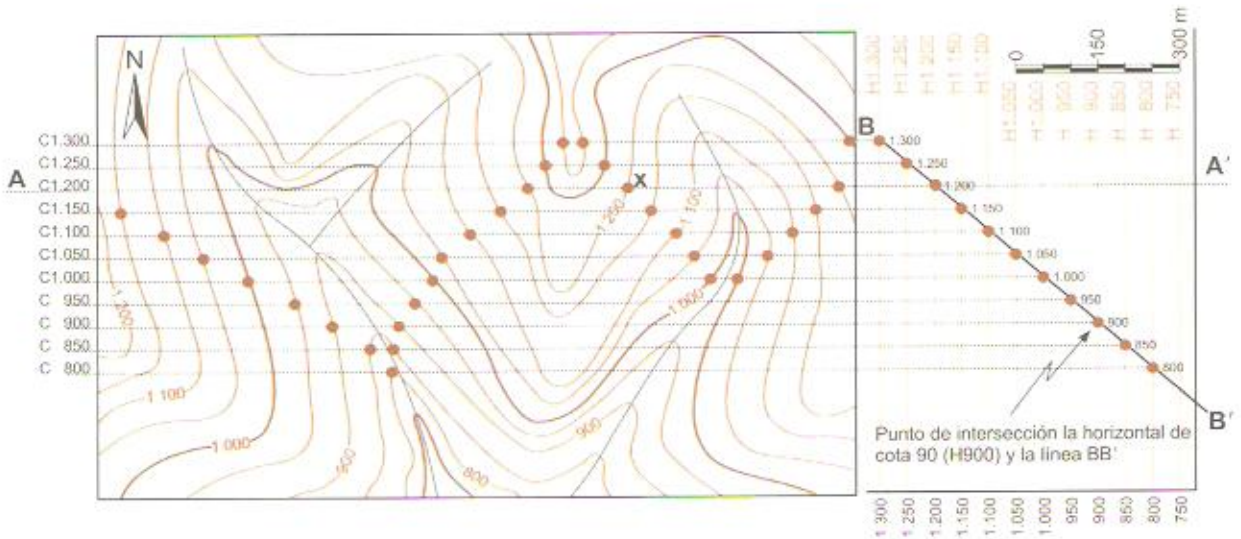


FIGURA 19.5
Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales (Ejemplo1). Pasos 6, 7 y 8 (véase texto).

9. Por último debemos unir esas intersecciones y obtendremos la traza de la falla (Figura 19.6). Estas uniones deben realizarse a mano alzada y con trazos redondeados (Figura 19.7).

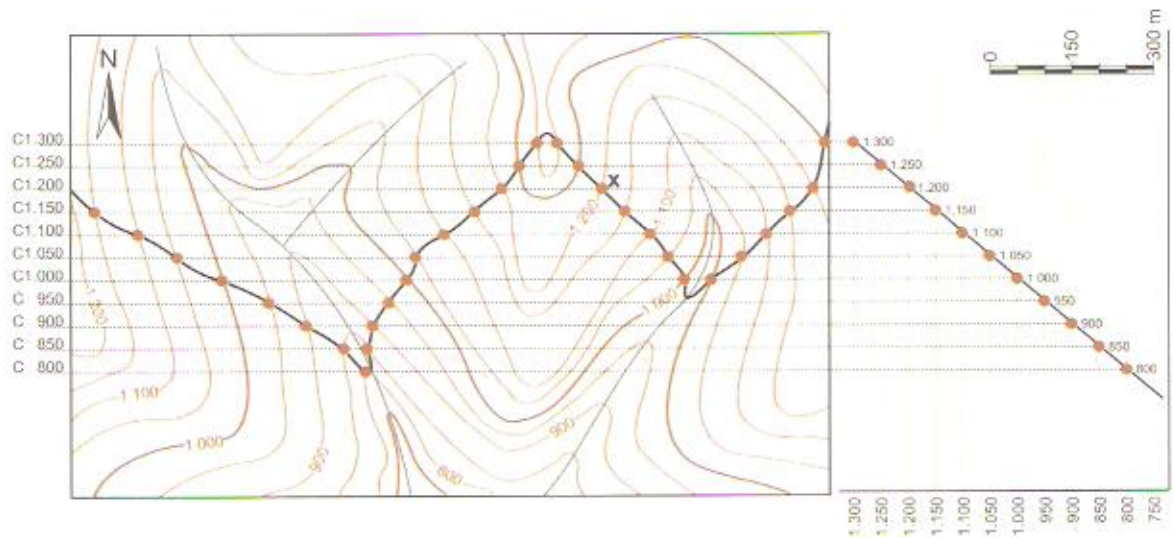


FIGURA 19.6
Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales (Ejemplo1). Paso 8 (véase texto).

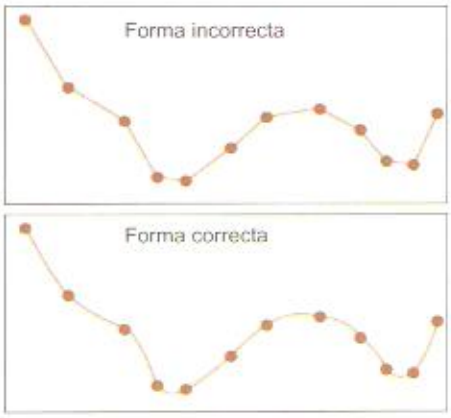


FIGURA 19.7
Cuando se unen los puntos que determinan la traza de un plano estructural es conveniente realizar el trazo a mano alzada (forma correcta) y no de forma rectilinea (forma incorrecta). Muchos de los métodos aplicados en mapas y cortes geológicos son de carácter geométrico, y debemos evitar conferirle un carácter demasiado estricto a los trazos y dibujos, es lo que se denomina «estilo» a la hora de intentar representar la naturaleza en geologia.

Ejemplo 2

Supongamos que en vez de ser una falla lo que aflora en el punto de referencia (X) es el muro de una capa de 100 metros de espesor de calizas del Paleoceno con una dirección según N 90° E y un buzamiento de 50° S.

1. El proceso para trazar el muro de la capa es el mismo que el realizado en el caso anterior (Ejemplo 1) (Figura 19.8).
2. Para trazar el techo de la capa, se debe trazar una línea perpendicular a BB′ (muro de la capa) que mida 100 metros de espesor (considerando la escala del mapa) (línea HH′). En este caso, al estar la capa en posición normal, el techo de la capa se encuentra topográficamente por encima del muro (Figura 19.8).
3. A continuación trazamos una línea paralela a BB′ que pase por el punto H′ (línea CC′). Esta línea marca la posición geométrica del techo de la capa (Figura 19.8).

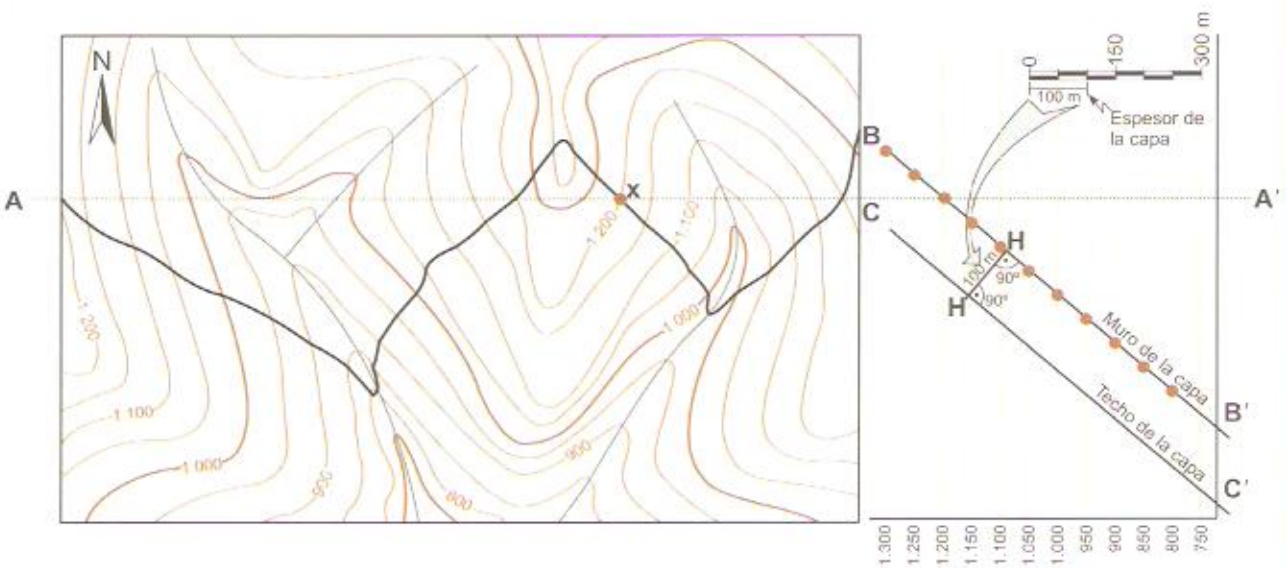


FIGURA 19.8
Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales (Ejemplo 2). Pasos 1, 2 y 3 (véase texto).

4. La línea CC′ corta las líneas horizontales (H1.200, H1.150,...), esas intersecciones ($\bullet_{1.200}$, $\bullet_{1.150}$, $\bullet_{1.100}$, etc.) representan la posición del techo de la capa a diferentes cotas. La cota viene definida por la altura de cada línea horizontal (Figura 19.9).
5. A continuación se siguen los mismos pasos que en el caso de la falla (pasos 7 a 9). Es conveniente utilizar diferentes trazos o colores para los contornos de muro y techo para evitar posibles confusiones (Figuras 19.9).

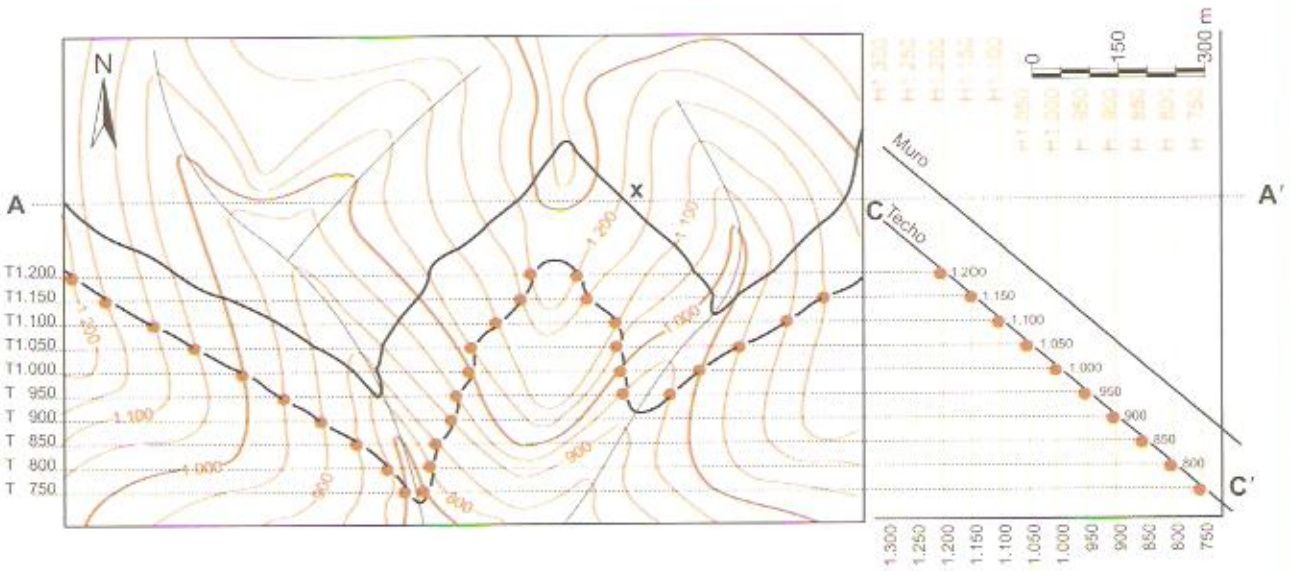


FIGURA 19.9
Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales (Ejemplo 2). Pasos 4 y 5 (véase texto).

6. La superficie limitada por las trazas del muro y techo es la superficie de afloramiento de la capa. Finalmente se rellena con las tramas y colores correspondientes a la litología y edad de los materiales (Figura 19.10).

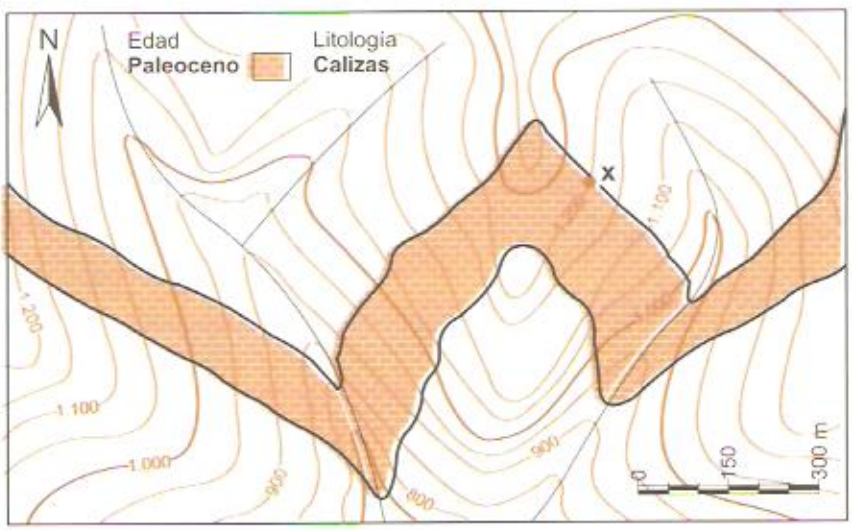


FIGURA 19.10
Determinación de la traza de un plano estructural a partir de un punto: el método de las horizontales (Ejemplo 2). Paso 10 (véase texto).

19.2. Determinación de la dirección de un plano estructural a partir de su traza en un mapa topográfico con relieve

A partir de la traza de una capa sobre un mapa topográfico con relieve se puede determinar la orientación de un plano estructural, estableciendo su dirección y buzamiento.

En la Figura 19.11 aparece la traza de un plano estructural sobre una superficie topográfica.

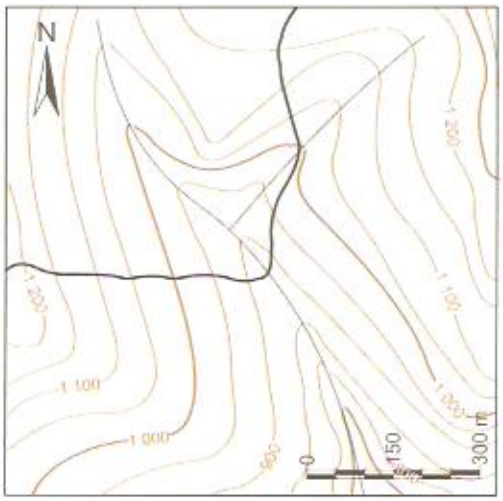


FIGURA 19.11
Determinación de dirección buzamiento de un plano estructural a partir de su traza en un mapa topográfico con relieve. Mapa topográfico en que aparece el trazo de un plano estructural, es decir la intersección de ese plano con la superficie topográfica (véase texto).

1. En primer lugar se deben establecer las intersecciones de la traza del plano estructural con las diferentes curvas de nivel, cada una de esas intersecciones tendrá la misma cota topográfica que la curva de nivel que define la intersección (Figura 19.12).
2. En segundo lugar se unen las intersecciones de igual cota con una línea recta. Cada una de esas líneas define un contorno estructural del plano (C1.200, C1.150, etc.). La cota de cada uno de los contornos estructurales viene definido por la cota topográfica de la intersección (Figura 19.13).
3. La dirección de los contornos estructurales define la dirección de la capa. Midiendo directamente el ángulo que forma el norte con cualquiera de los contornos, se establece la dirección de la capa (Figura 19.13).

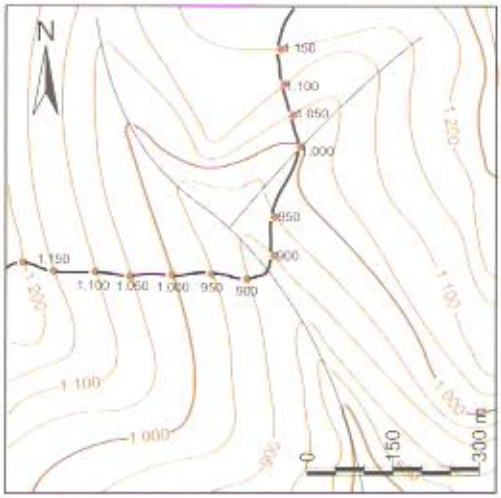


FIGURA 19.12
Determinación de dirección buzamiento de un plano estructural a partir de su traza en un mapa topográfico con relieve. Paso 1 (véase texto).

19.3. Cálculo del buzamiento para planos con $\beta \neq 90° \neq 0°$, en zonas con superficie topográfica no horizontal

Para determinar el sentido y ángulo de buzamiento del plano podemos utilizar dos tipos de métodos: los métodos trigonométricos y los métodos gráficos.

Método trigonométrico

Se traza una línea perpendicular a los contornos estructurales. Esta línea marca la dirección del sentido del buzamiento de la capa (B) (Figura 19.13). Se mide la distancia a escala entre dos contornos estructurales de cota conocida.

De esta forma podemos definir un triángulo rectángulo conociendo la longitud de los dos catetos, uno de ellos es la distancia entre dos contornos estructurales (a escala del mapa, en nuestro caso 150 m) y el otro estará definido por la diferencia de cota entre los dos contornos considerados (en nuestro caso 150 m, que es la diferencia de cota entre el contorno de 1.150 m y el de 1.000 m).

Aplicamos las fórmulas trigonométricas necesarias y obtenemos el ángulo de buzamiento del plano considerado (en nuestro caso 45°).

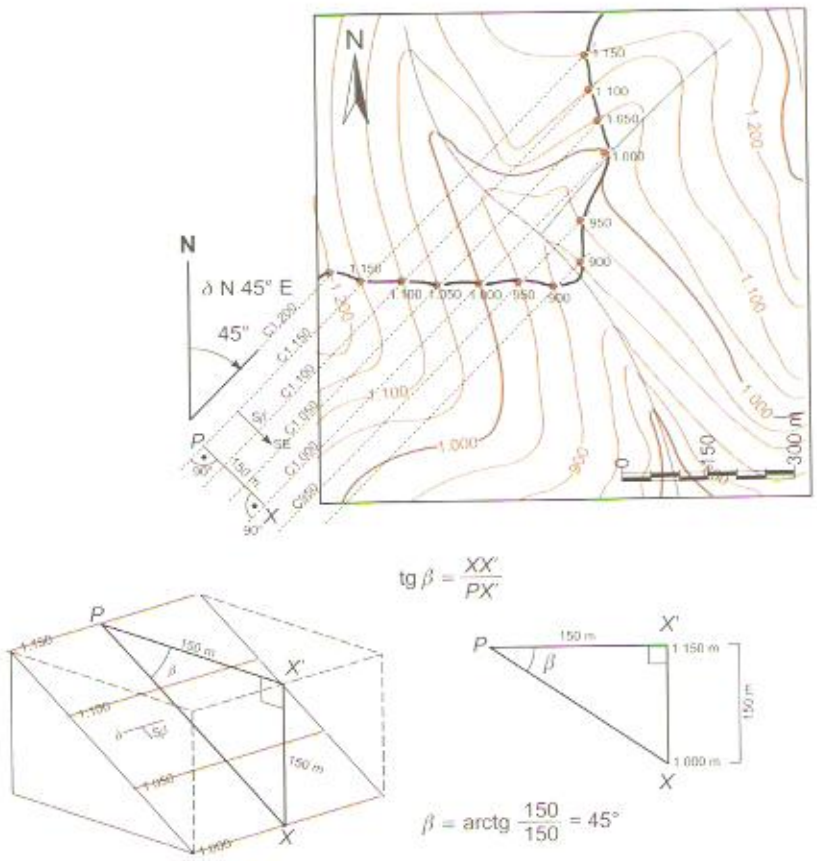


FIGURA 19.13
Determinación de la dirección y buzamiento de un plano estructural a partir de su traza en un mapa topográfico con relieve. Pasos 2, 3 y 4 (véase texto). Resolución y determinación mediante el método trigonométrico del buzamiento del plano estructural.

El sentido de buzamiento siempre es perpendicular a la dirección de la capa, en este ejemplo la dirección del plano es según N 45° E, por lo tanto el sentido de buzamiento sólo puede ser hacia NO o hacia SE, para determinar este sentido de la dirección debemos fijarnos hacia dónde se abre el ángulo que define el buzamiento, en nuestro caso hacia el SE. Por lo tanto, el buzamiento de este plano es de 45° SE (Figura 19.13)

Método gráfico

En primer lugar se construye una escala de altitud con el eje de ordenadas perpendicular a la dirección de la capa, es decir perpendicular a la dirección de los contornos estructurales (Figura 19.14).

Se establecen las intersecciones de los contornos estructurales con las líneas horizontales de igual cota, definidas en la escala creada (H1.250, H1.200, etc.) (Figura 19.14).

Al unir esos puntos se define el lugar geométrico del plano; y para definir el ángulo de buzamiento sólo se debe medir el ángulo que forma la línea AA' con cualquier línea horizontal de la escala (H1.200, H1.150, etc.) (en nuestro ejemplo el ángulo de buzamiento es de 45°).

Para determinar el sentido de buzamiento del plano, es decir hacia dónde buza el plano, mediante este método, se actúa de forma análoga a la seguida en el método trigonométrico. Únicamente se debe determinar hacia dónde se abre el ángulo en la construcción gráfica que hemos realizado. En este caso, el ángulo se abre hacia el SE (Figura 19.14), por lo tanto, el buzamiento del plano considerado es de 45° SE.

19.4. Determinación del espesor de una capa (capas con $\beta \neq 90° \neq 0°$; superficie topográfica no horizontal)

Si lo que se tiene en nuestro mapa geológico es una capa, se realiza el mismo proceso para el techo y para el muro. De esta forma se define el lugar geométrico tanto del techo (BB') de la capa como del muro (AA'), y midiendo la distancia (a escala) perpendicularmente a la línea de techo y muro se puede establecer el espesor de la capa considerada (Figura 19.15).

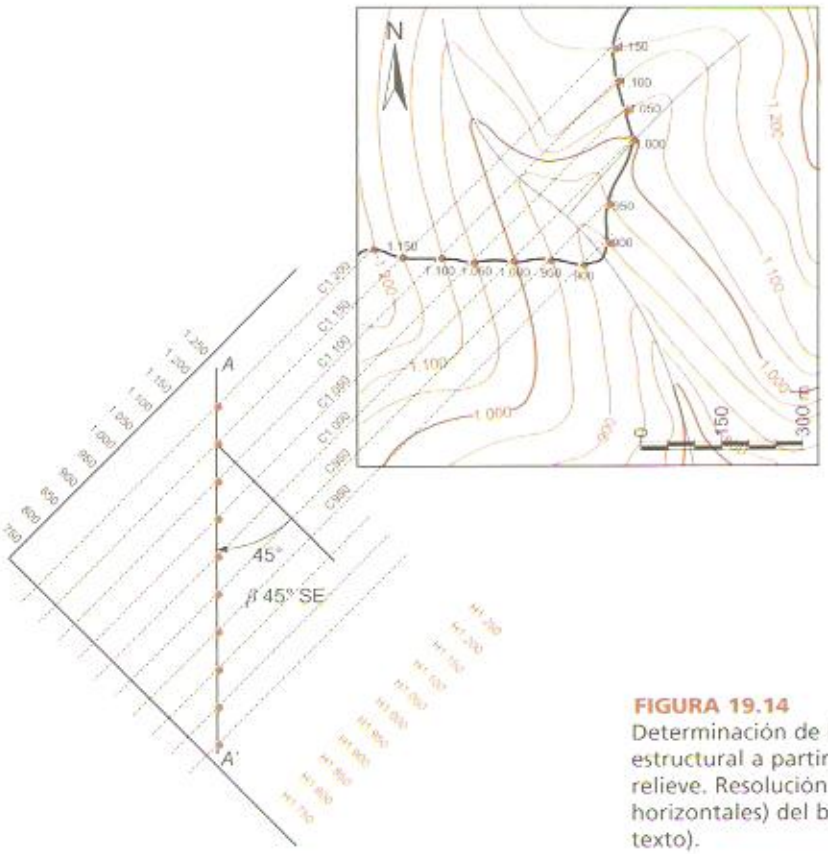


FIGURA 19.14
Determinación de la dirección y buzamiento de un plano estructural a partir de su traza en un mapa topográfico con relieve. Resolución mediante el método gráfico (método de las horizontales) del buzamiento de un plano estructural (véase texto).

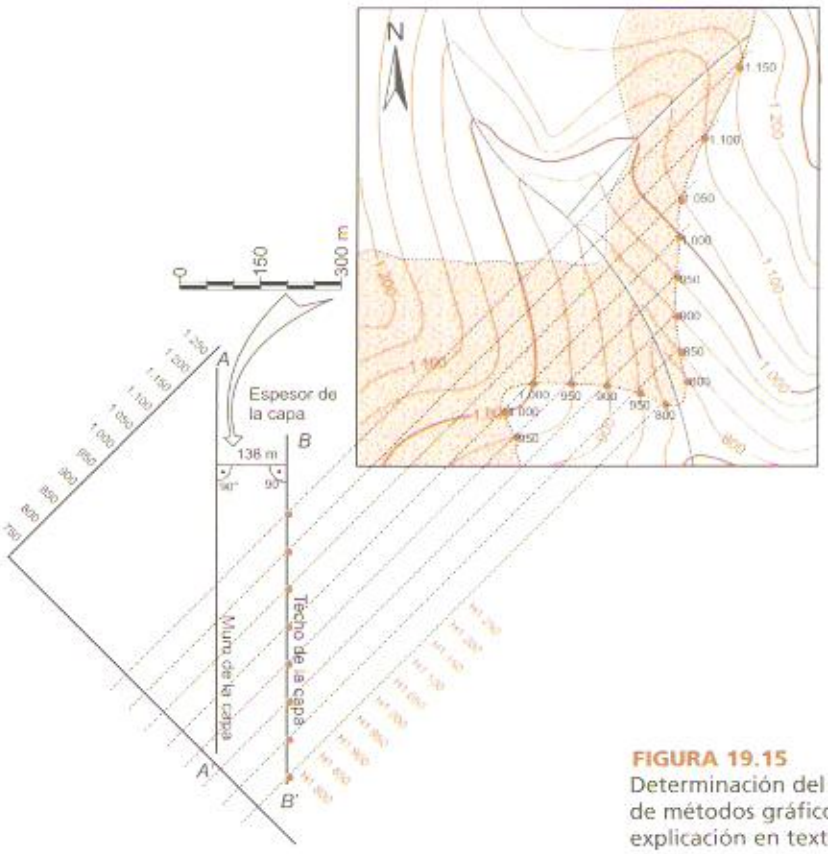
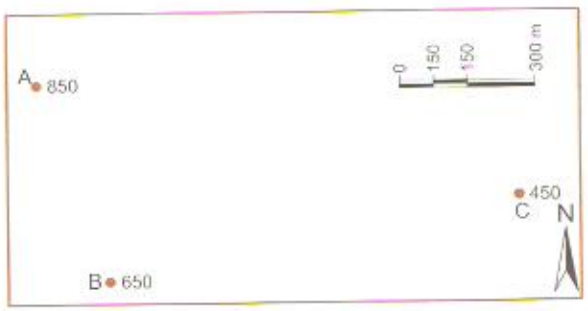


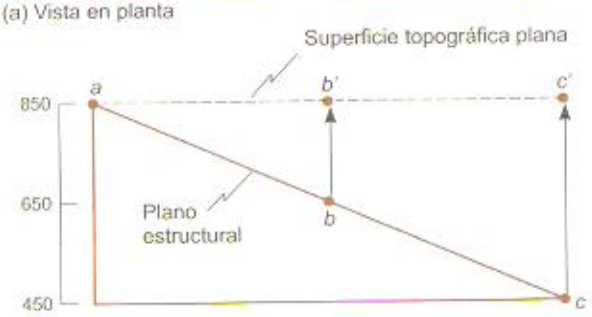
FIGURA 19.15
Determinación del espesor de una capa mediante la aplicación de métodos gráficos (método de las horizontales) (véase explicación en texto).

19.5. Determinación de la orientación de un plano mediante cotas de afloramiento: el método de los tres puntos

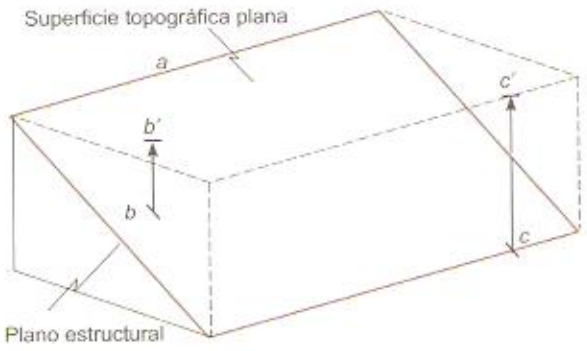
Existe un método muy simple en el que a partir de la cota de un plano estructural en tres puntos distintos se pueden establecer los contornos estructurales del mismo y por tanto determinar tanto su orientación, como su traza sobre un mapa topográfico.



(a) Vista en planta



(b) Perfil

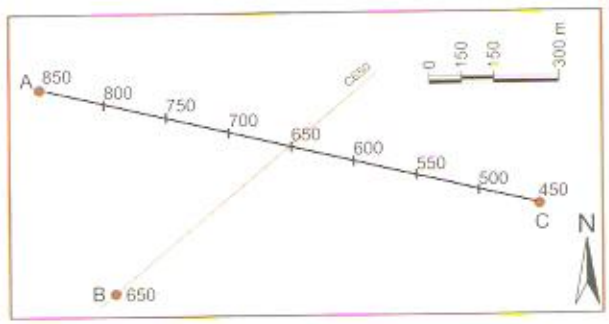


(c) Bloque diagrama

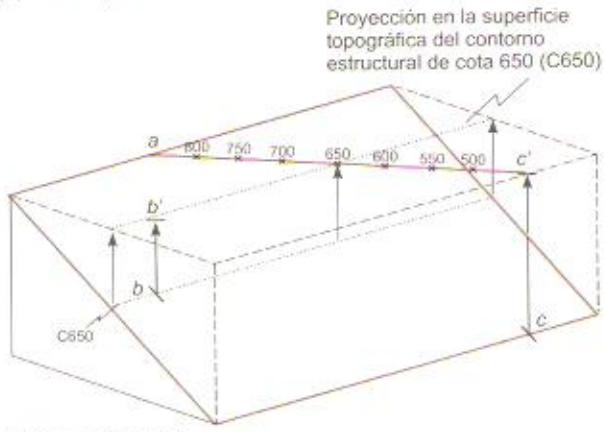
FIGURA 19.16
Determinación de la orientación de un plano mediante cotas de afloramiento: el método de los tres puntos (método de las horizontales). (a) Mapa en el que se sitúan tres puntos en los que aparece, a diferente cota, el mismo plano estructural. (b) Proyección de los puntos sobre un perfil perpendicular a la dirección del plano. (c) Bloque diagrama de la situación de los puntos con respecto al plano estructural (véase explicación en texto).

En el mapa adjunto con topografía plana (cota de superficie 850 m de altitud), se tiene tres puntos en los que conocemos la cota de un plano estructural (Figura 19.16). En el punto A el plano aflora en superficie. El punto B se encuentra a 200 m de profundidad, y el punto C a 400 m de profundidad. Por lo tanto en el punto B el plano estructural se encuentra a una cota de 650 m y en el punto C a una cota de 450 m de altitud.

1. Se traza una línea que una los dos puntos de cota más alta y de cota más baja. En nuestro ejemplo el punto A (850 m) y el punto C (450 m) (Figura 19.17).
2. Se establece una escala de altitud en esa línea subdividiéndola. Conocemos la cota inicial y final (850 m y 450 m respectivamente); la línea debe subdividirse en 400 m (en nuestro caso esta línea tiene 8 cm y se realiza una subdivisón cada 50 m), es decir cada centímetro son 50 m. Es importante señalar que esta escala no debe construirse tomando como referencia la escala del mapa (Figura 19.17).



(a) Vista en planta

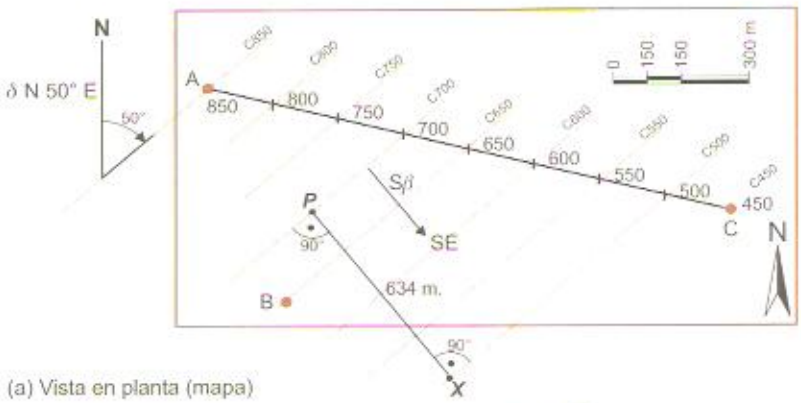


(b) Bloque diagrama

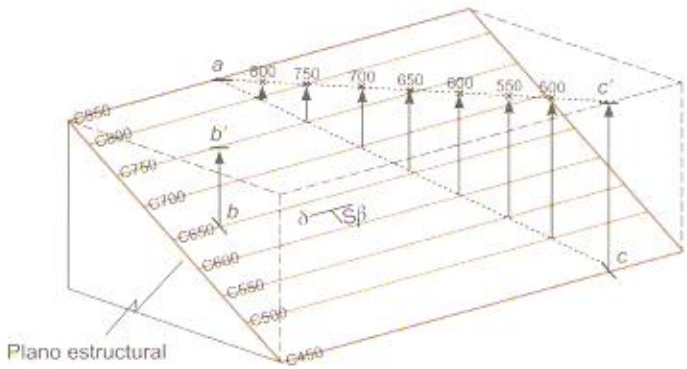
FIGURA 19.17
Determinación de la orientación de un plano mediante cotas de afloramiento: el método de los tres puntos (método de las horizontales). Pasos 1, 2 y 3. (a) Vista en planta (mapa). (b) Bloque diagrama (véase explicación en texto).

3. Se une el punto B con la cota correspondiente en la escala definida en el segmento AC (650 m). Esa línea define la dirección de los contornos estructurales de la capa y, por tanto, la dirección del plano estructural. Esta línea es la proyección en superficie del contorno estructural de cota 650 m (C650) (Figura 19.17).
4. Se trazan líneas paralelas a la línea C650 que pasen por cada una de las subdivisiones establecidas en la escala definida en el segmento BC (Figura 19.18).
5. Se asignan alturas a las líneas paralelas en función de la cota por la que pasen en el segmento BC, y obtenemos los contornos estructurales del plano buscado. La cota de cada contorno corresponde a la cota del punto definido en el segmento AC (Figura 19.18).
6. La dirección del plano viene definida por el ángulo entre el norte y cualquiera de los contornos estructurales definidos (Figura 19.18).

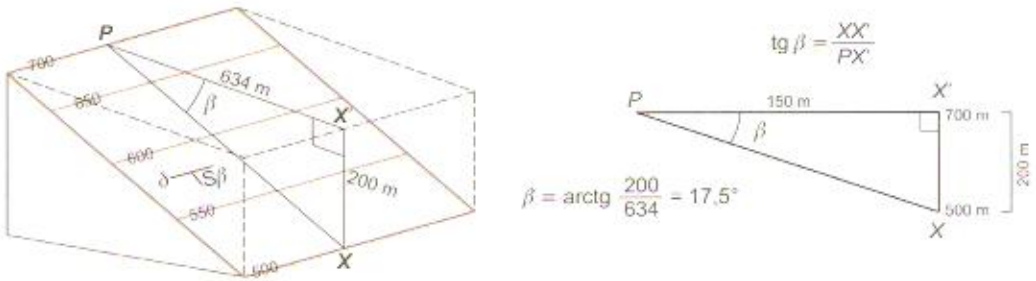
El buzamiento del plano estructural se puede establecer por: 1) métodos trigonométricos (Figura 19.18c); o por 2) métodos gráficos (Figura 19.19).



(a) Vista en planta (mapa)



(b) Bloque diagrama



(c) Determinación del buzamiento del plano (método trigonométrico)

FIGURA 19.18
Determinación de la orientación de un plano mediante cotas de afloramiento: el método de los tres puntos (método de las horizontales). Pasos 4, 5 y 6. (a) Vista en planta (mapa). (b) Bloque diagrama. (c) Resolución y determinación mediante el método trigonométrico del buzamiento del plano estructural (véase explicación en texto).

Método trigonométrico (Figura 19.18c)

Se realiza el mismo proceso en la Figura 19.13. Se traza la orientación del sentido de buzamiento (línea perpendicular a los contornos estructurales). Se mide la distancia sobre el mapa (a escala) entre dos contornos estructurales (Figura 19.18a).

De esta forma se puede definir un triángulo rectángulo del que conocemos la longitud de los dos catetos, uno de ellos es la distancia, medida sobre el mapa y a escala, entre dos contornos estructurales (634 m); y el otro está definido por la diferencia de cota entre los dos contornos considerados (en nuestro caso 200 m, que es la diferencia de cota entre el contorno de 700 m y el de 500 m).

El ángulo de buzamiento es de 17,5°; y el sentido de buzamiento hacia el SE. Por lo tanto el buzamiento de este plano es de 17,5° SE (Figura 19.18c).

Método gráfico (Figura 19.19)

El método gráfico se basa en el método de las horizontales. Construyendo una escala vertical podemos trazar el plano estructural (DD′) uniendo las intersecciones de los contornos estructurales (C850, C800, etc.) con las horizontales (H850, H800, etc.) de igual cota que el contorno (Figura 19.19).

El ángulo de buzamiento será el ángulo formado entre esa línea y cualquiera de las horizontales definidas (H850, H800, etc.) (Figura 19.19).

Por último y con los contornos estructurales del plano definidos, se puede dibujar la traza del plano estructural sobre la topografía (plana o con relieve) (véase Figuras 19.5 y 19.6).

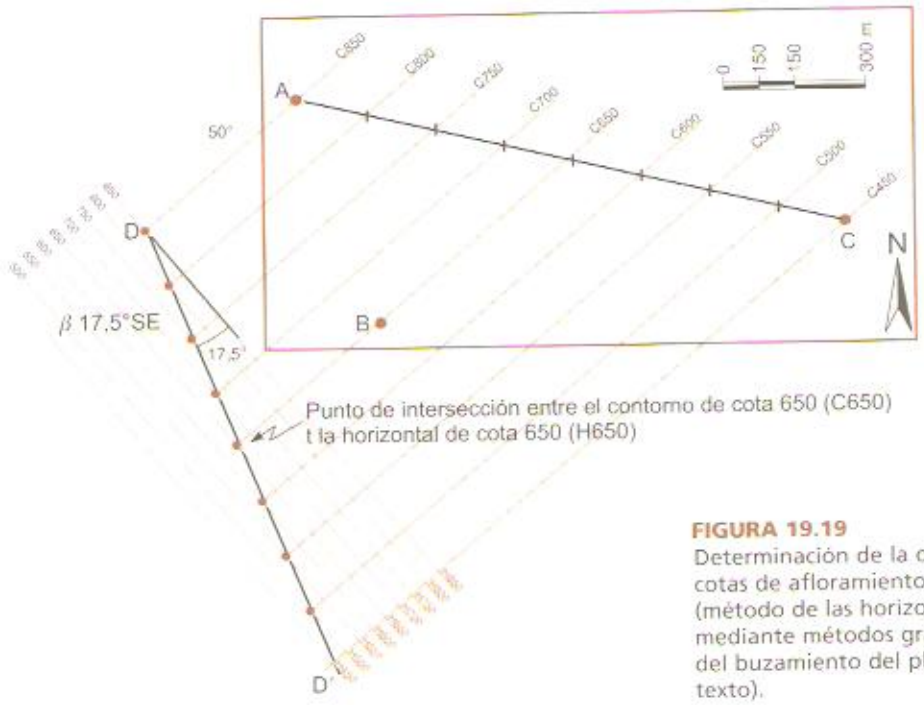
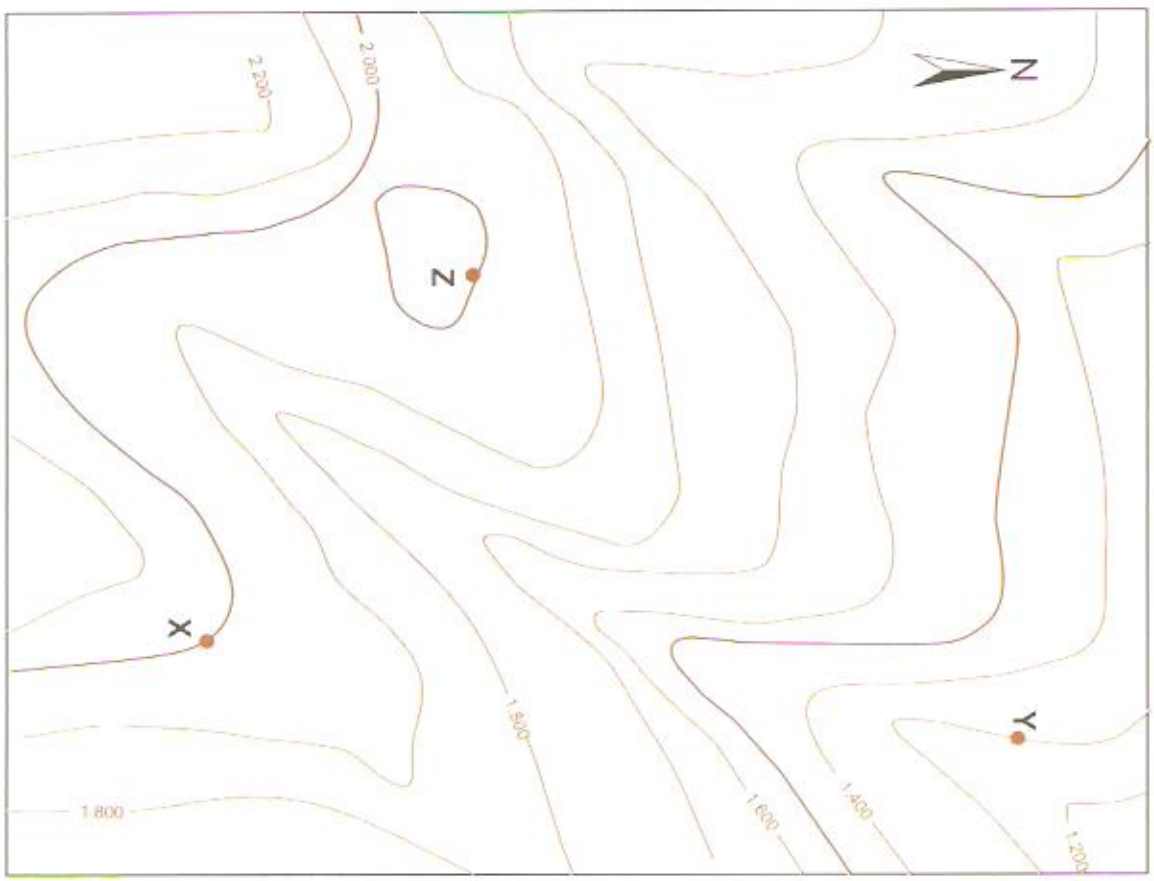


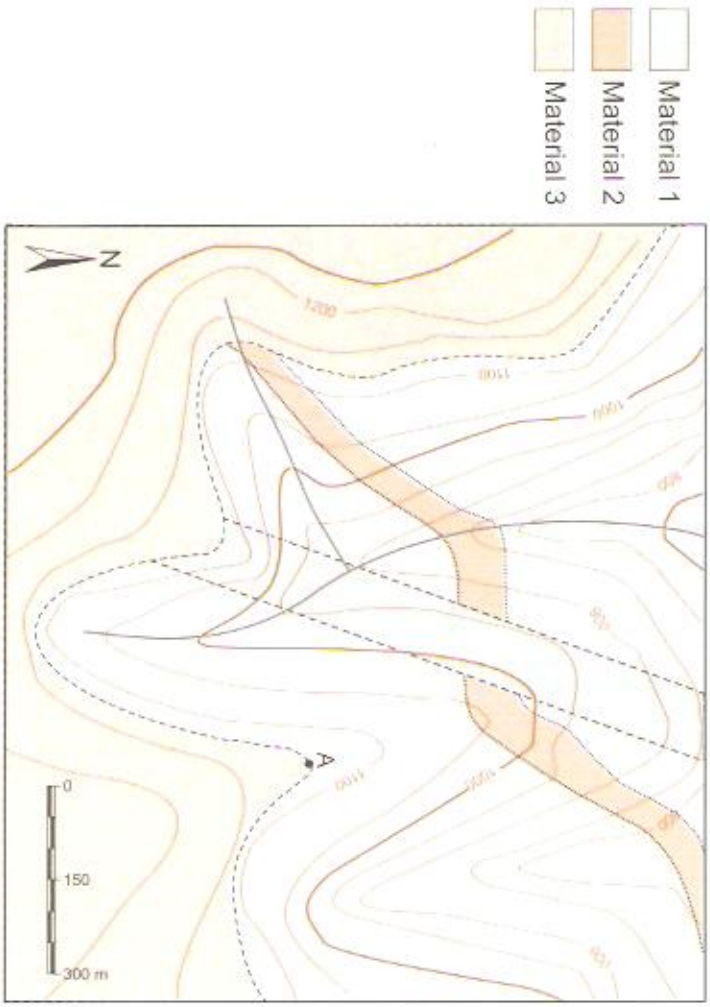
FIGURA 19.19
Determinación de la orientación de un plano mediante cotas de afloramiento: el método de los tres puntos (método de las horizontales). Resolución y determinación mediante métodos gráficos (método de las horizontales) del buzamiento del plano estructural (véase explicación en texto).

EJERCICIOS

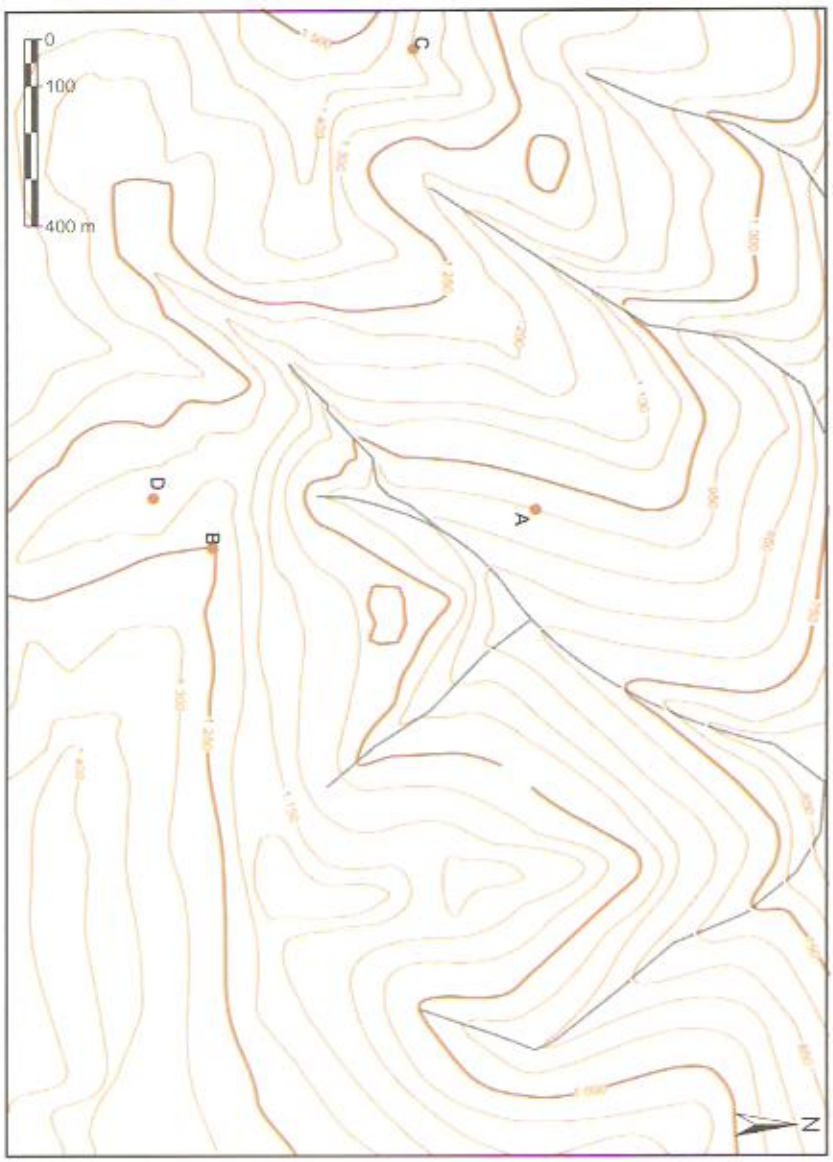
1. En el mapa topográfico adjunto determinar la traza de las siguientes capas:
   - Capa 1. Capa de arenisca del Cretácico superior, de 100 m de espesor con una dirección N 90° E y un buzamiento de 25° N. El techo de la capa aflora en el punto X.
   - Capa 2. Capa vertical de conglomerados del Jurásico medio, de 150 m de espesor con una dirección según N 45° E. La capa aflora en los puntos Y y Z.



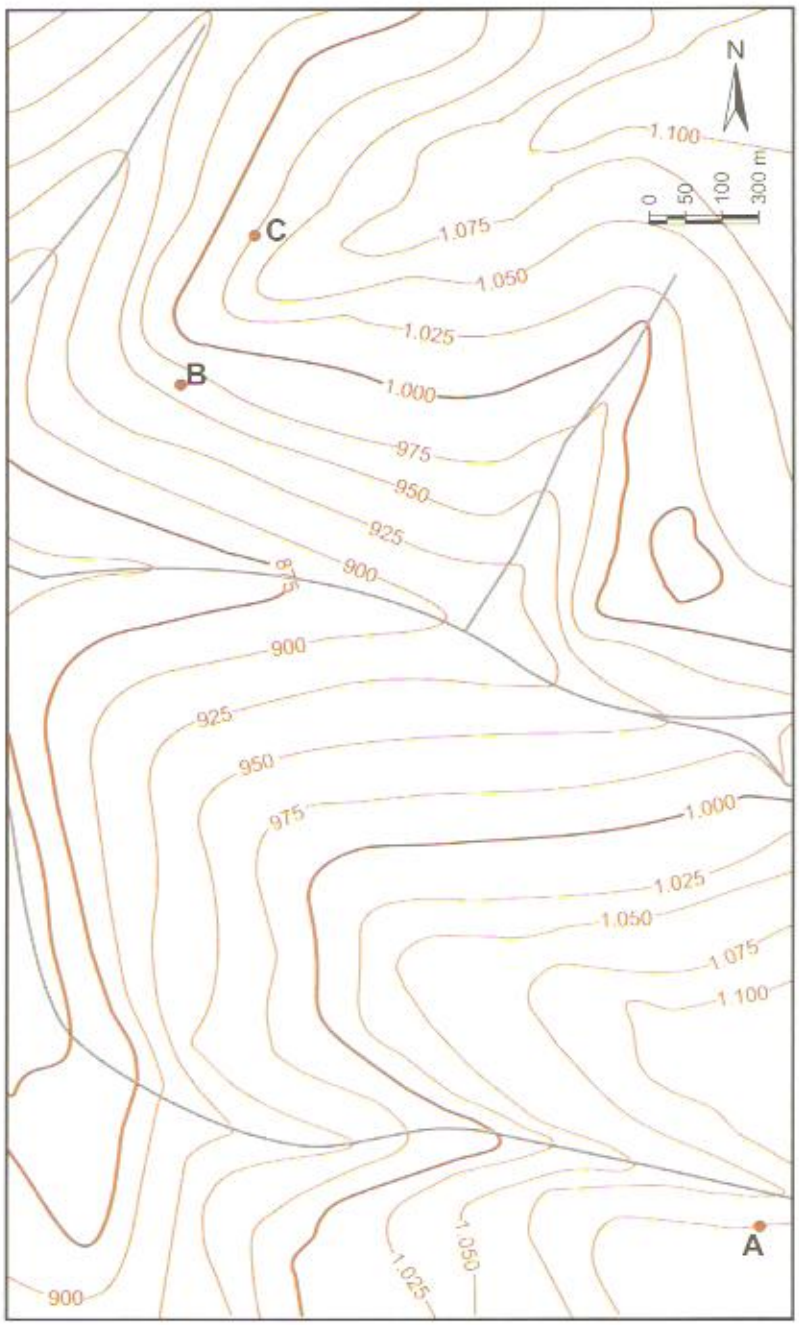
2. Calcular el espesor (método gráfico y trigonométrico), la dirección y el buzamiento de las tres capas que afloran en este mapa; y pinta los símbolos de orientación en cada una de las capas. Establecer la edad relativa de los materiales (define cuál de ellos es más moderno y cuál es más antiguo). Pintar las trazas de los materiales 1 y 2 por debajo del material 3. (Cota topográfica del punto A: 1.125 m.)



3. Sobre el mapa topográfico construir un mapa geológico sabiendo que:
   - El muro de una capa de conglomerados de edad triásica con una orientación según N 70° O, un buzamiento de 25° S y una potencia de 175 m aflora en el punto A.
   - La base de una capa horizontal de carbonatos de edad cretácica de 50 m de espesor aflora en el punto B.
   - En el punto C aflora el muro de una capa de edad terciaria de más de 300 m de espesor concordante con la anterior.
   - En el punto D aflora el límite norte de una capa vertical de basaltos jurásicos de 50 m de espesor con una dirección según N 70 E.



4. Determinar la traza sobre el mapa, la orientación (dirección y buzamiento) de una falla sabiendo que:
   - El plano aflora en el punto A.
   - En un sondeo vertical en el punto C el plano se encuentra a 25 m de la superficie.
   - Según un sondeo vertical realizado en el punto B, el plano se encuentra a 925 m sobre el nivel del mar.



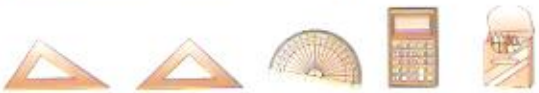
PRÁCTICA 20

Buzamientos y discordancias (cortes geológicos I)

✓ Objetivos

Realización de cortes geológicos simples. Realización de cortes geológicos en zonas con discontinuidades y con materiales que presentan diferentes valores de buzamiento.

Material de trabajo



Escuadra, cartabón, transportador de ángulos, calculadora, lápices de colores.

La metodología general que debemos seguir a la hora de construir un corte geológico es la que se muestra en la Figura III.32. No obstante, en esta práctica se van a realizar algunas consideraciones complementarias, que se deben tener en cuenta a la hora de realizar un perfil geológico.

20.1. Orientación del perfil geológico

En la construcción de un corte, es muy importante realizar correctamente la proyección, sobre el perfil topográfico, de las intersecciones de la traza del perfil geológico con los diferentes elementos estructurales. Esta proyección debe realizarse siempre perpendicularmente a la traza del perfil geológico sobre el mapa; de forma que el perfil geológico que vamos a realizar tenga la misma longitud que la traza de ese perfil sobre el mapa geológico (Figura 20.1).

Información del mapa geológico

A la hora de realizar un corte geológico, se debe tener en cuenta que la información que se debe utilizar, es toda aquella que se encuentra en el mapa, y no sólo la que se localiza en la zona más próxima al trazado de nuestro corte. Además, en muchos casos, el mapa geológico puede presentar información complementaria (columna estratigráfica, espesores de las capas, ...), esta información debe utilizarse para realizar el corte geológico.

Toda la información disponible para realizar el perfil está condicionada por la profundidad y por los límites laterales arbitrarios considerados para la realización de nuestro perfil geológico.

Limitaciones del corte geológico en profundidad

Cuando se realiza un corte geológico se debe considerar su límite en profundidad. En la mayoría de los casos, la limitación de la estructura geológica en profundidad está condicionada por el conocimiento y la interpretación de la estructura geológica que podemos inferir del mapa geológico. En ningún caso se puede limitar el corte en profundidad, si no conocemos los datos suficientes como para poder definir la estructura.

En la Figura 20.2, se han realizado dos interpretaciones del mismo corte geológico (perfil a-b). En ambos cortes, se ha deducido a partir de los datos del mapa geológico, que la capa de arenas tiene un espesor mínimo de unos 20 m, y así se ha reflejado en am-

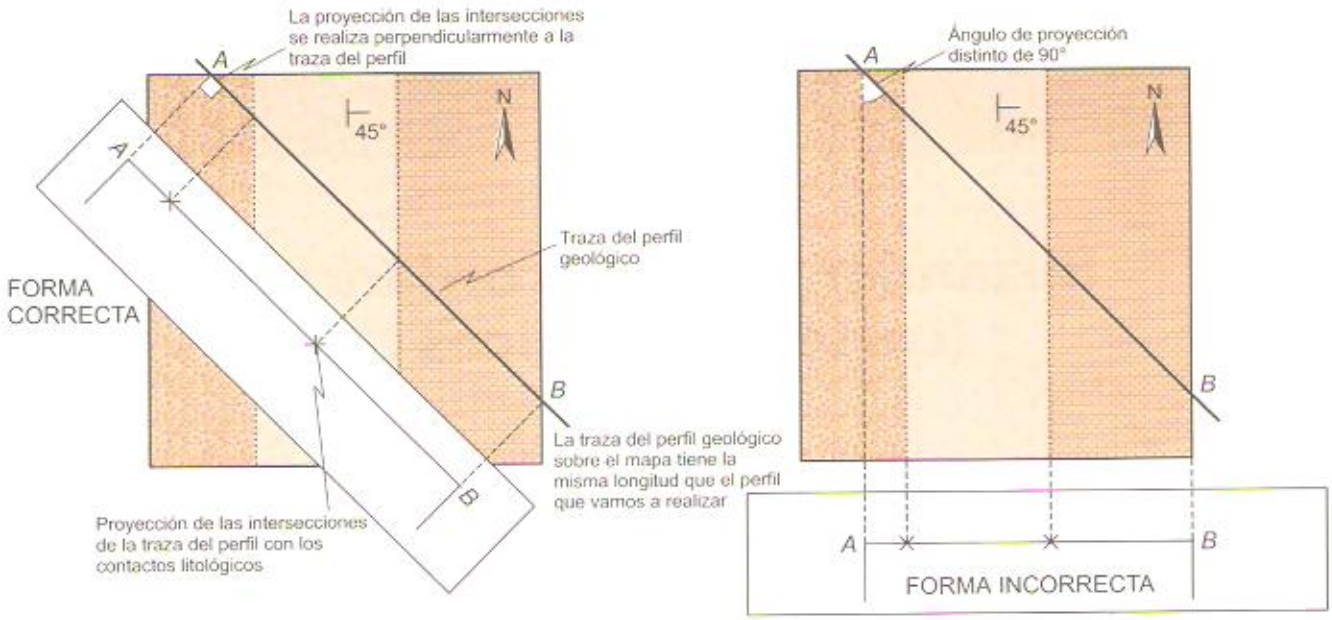


FIGURA 20.1
Forma correcta e incorrecta de orientar el papel cuando se proyectan las intersecciones de la traza del perfil con los diferentes elementos geológicos. En el primer caso, la orientación del papel es paralela a la orientación del corte, y las proyecciones de las intersecciones del perfil se realizan perpendicularmente a la orientación del mismo. En cambio en el segundo caso, el caso incorrecto, la orientación del papel no es paralela a la orientación de la traza del perfil, y por tanto la proyección de las intersecciones sobre el perfil topográfico no es la adecuada.

bos perfiles. No obstante, en el corte II, se ha limitado esa capa en profundidad sin tener los datos suficientes como para poder determinar el espesor real de la capa. Este tipo de interpretaciones puede inducir a error a un posible observador, y por lo tanto el perfil I es más correcto que la interpretación realizada en el perfil II.

En algunos casos se puede establecer un área determinada para la realización del corte geológico limitando su desarrollo en profundidad.

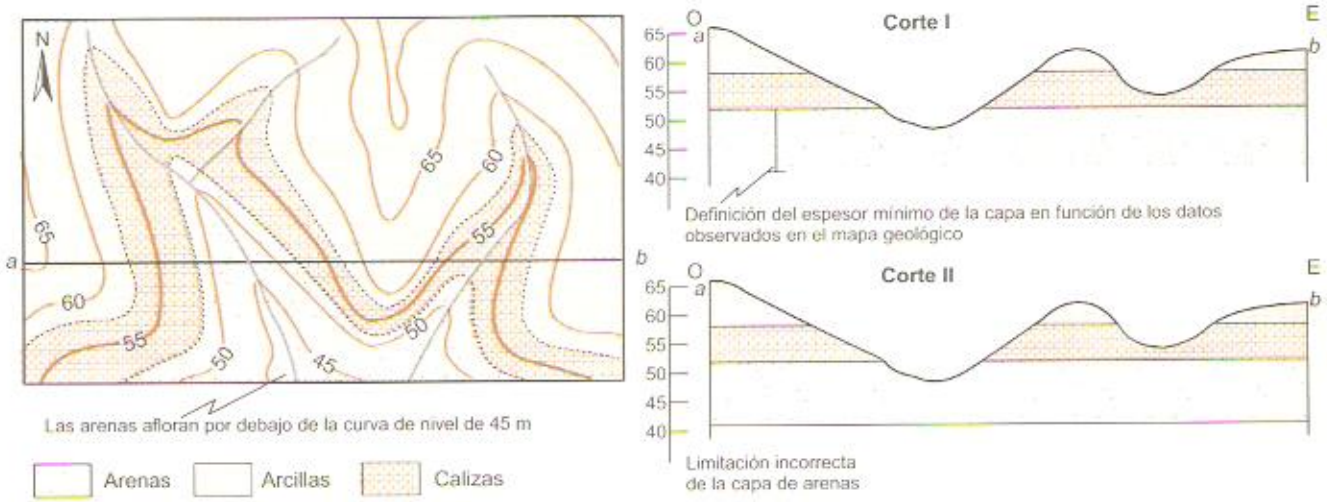


FIGURA 20.2
Diferentes interpretaciones de un perfil geológico. En el corte geológico II, al limitar en profundidad el perfil se puede inducir a error al observador, ya que sin datos suficientes sobre el espesor de la capa de arenas, al dibujarlo de esta forma estamos asumiendo que el espesor de esa capa, es el que queda reflejado en el corte; cuando, en vista de los datos que obtenemos del mapa geológico, no podemos definir el espesor de esa capa de arenas. La interpretación realizada en el corte I es más correcta, ya que no asumimos un espesor concreto para la capa, sino simplemente un espesor mínimo de acuerdo con la información que nos proporciona el mapa geológico.

Limitaciones laterales del corte geológico

Se debe tener en cuenta que un mapa geológico está limitado en sus extremos. Estos límites son arbitrarios, y por tanto no debemos considerarlos como representativos a la hora de definir la estructura geológica.

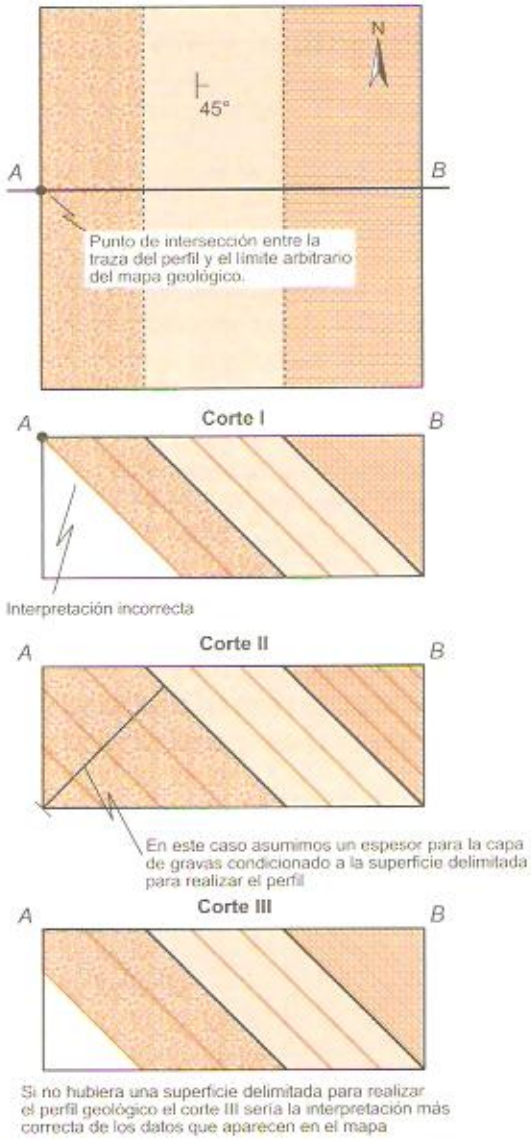


FIGURA 20.3
Los límites laterales de los cortes no definen ninguna estructura geológica; y por tanto, a la hora de definir la estructura geológica en profundidad no se deben tener en cuenta. En esta figura se muestran tres interpretaciones del corte *A-B*. El corte I es incorrecto porque se ha considerado el límite este del corte como un contacto litológico, cuando en realidad simplemente es el límite del corte que arbitrariamente hemos considerado. El corte III es el más correcto; ya que en el corte II estamos asumiendo un espesor a la capa de gravas que no podemos comprobar con los datos presentes en el mapa. No obstante, cuando se define una superficie limitada para la realización de un corte geológico, es admisible rellenar completamente ese área con los datos que nos proporciona el mapa geológico.

20.2. Simbología en los cortes geológicos

En los cortes geológicos se utilizan los mismos colores y tramas que se utilizan en los mapas geológicos. No obstante, la simbología utilizada en los mapas geológicos no es la misma que se utiliza en los cortes. Gran parte de la simbología utilizada en los mapas geológicos para definir la orientación y estructura de los materiales resulta redundante en un corte geológico, ya que el perfil es el resultado directo de la interpretación de esa simbología.

Contactos entre materiales. La simbología utilizada en los mapas geológicos para determinar si el tipo de contacto entre materiales es concordante o discordante no se utiliza en un perfil geológico. Las líneas que representan los contactos entre materiales deben ser líneas continuas, independientemente que se trate de un contacto concordante o discordante (Figura 20.4).

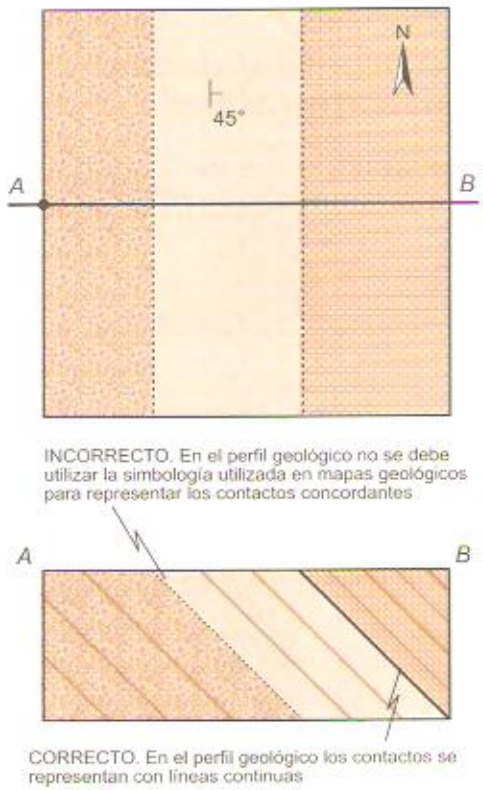


FIGURA 20.4
En un perfil geológico los contactos concordantes entre materiales se dibujan con línea continua, no se utiliza la simbología que se utiliza en los mapas geológicos.

Orientación de los materiales. Toda la simbología utilizada en un mapa geológico para definir la orientación de los materiales (dirección y buzamiento), no se utiliza en un perfil geológico, ya que la información que nos proporciona esta simbología queda plasmada en la geometría de las diferentes capas. A la hora de representar materiales sedimentarios, se suelen dibujar líneas paralelas a los contactos entre materiales para resaltar la estructuración en capas de los materiales (Figura 20.5).

FIGURA 20.5
En perfiles en los que aparecen materiales sedimentarios estructurados en capas, se suelen dibujar líneas paralelas a los contactos concordantes para resaltar la estructuración interna de los materiales y visualizar mejor la estructura geológica. Los símbolos de orientación de los materiales utilizados en los mapas geológicos no se utilizan en los perfiles geológicos.

20.3. Discontinuidades estratigráficas

Cuando los estratos o capas se han ido depositando sin interrupciones temporales importantes a escala geológica, se dice que esos materiales son **concordantes** o que presentan un **contacto concordante.** Cuando entre dos materiales existe un gran lapso de tiempo del que no se tiene constancia directa en el registro geológico, se dice que son **discordantes** o que presentan un **contacto discordante**.

Tipos de discontinuidades (Figura 20.6)

Discordancia angular. Esta discontinuidad pone en contacto materiales que presentan diferente estructuración (diferente valor del ángulo de buzamiento, etc.).

Paraconformidad. Esta discontinuidad separa materiales sedimentarios, que presentan esencialmente la misma estructuración, es decir presentan planos de estratificación paralelos. A una paraconformidad que presenta un paleorrelieve, es decir cuando existe una superficie de erosión bien definida, se le denomina *disconformidad*.

Inconformidad. Esta discontinuidad estratigráfica pone en contacto materiales ígneos y/o metamórficos más antiguos con materiales sedimentarios más modernos.

20.4. Representación de discontinuidades en perfiles geológicos

Al igual que en el caso de los contactos concordantes, las discontinuidades o contactos discordantes se representan en los perfiles geológicos como una línea con-

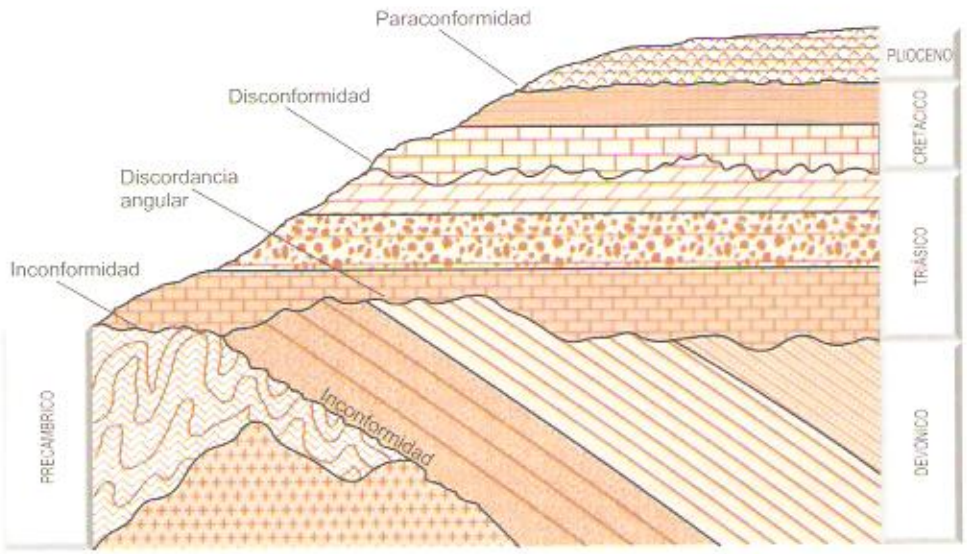


FIGURA 20.6
Esquema en el que se representan los principales tipos de discontinuidades estratigráficas: discordancia angular, paraconformidad, inconformidad y disconformidad.

tinua, no se utiliza la simbología utilizada en los mapas geológicos.

Las discontinuidades estratigráficas deben representarse en el corte con líneas más irregulares que los contactos discordantes; y normalmente se dibujan con mayor grosor que los contactos concordantes para poner en evidencia esa discontinuidad.

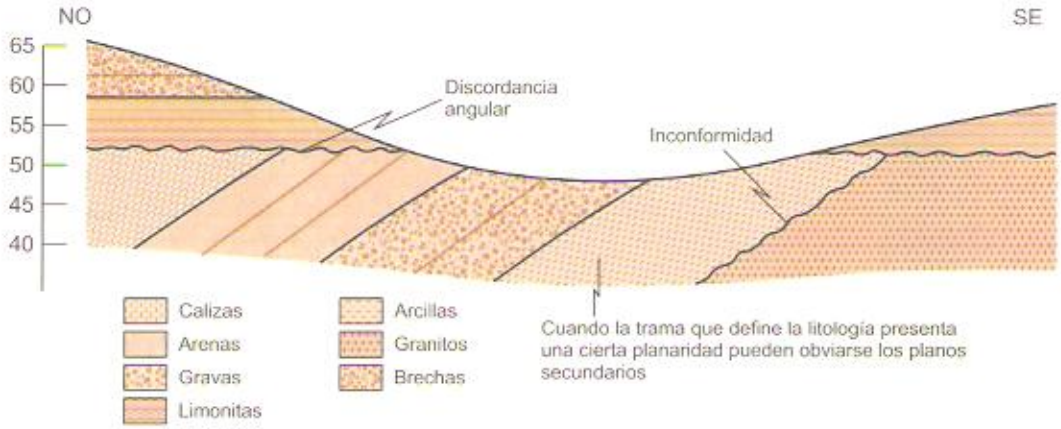


FIGURA 20.7
Para poner en evidencia en un perfil geológico la presencia de una discontinuidad se suele representar con una línea irregular, y con más grosor que los contactos discordantes.

Cuando aparece una discontinuidad en un mapa geológico debemos tener en cuenta que el límite definido por esa superficie, define el límite de afloramiento de los materiales más jóvenes, es decir los que se apoyan sobre el plano de discontinuidad. En ningún caso esta superficie define el límite de los materiales más antiguos.

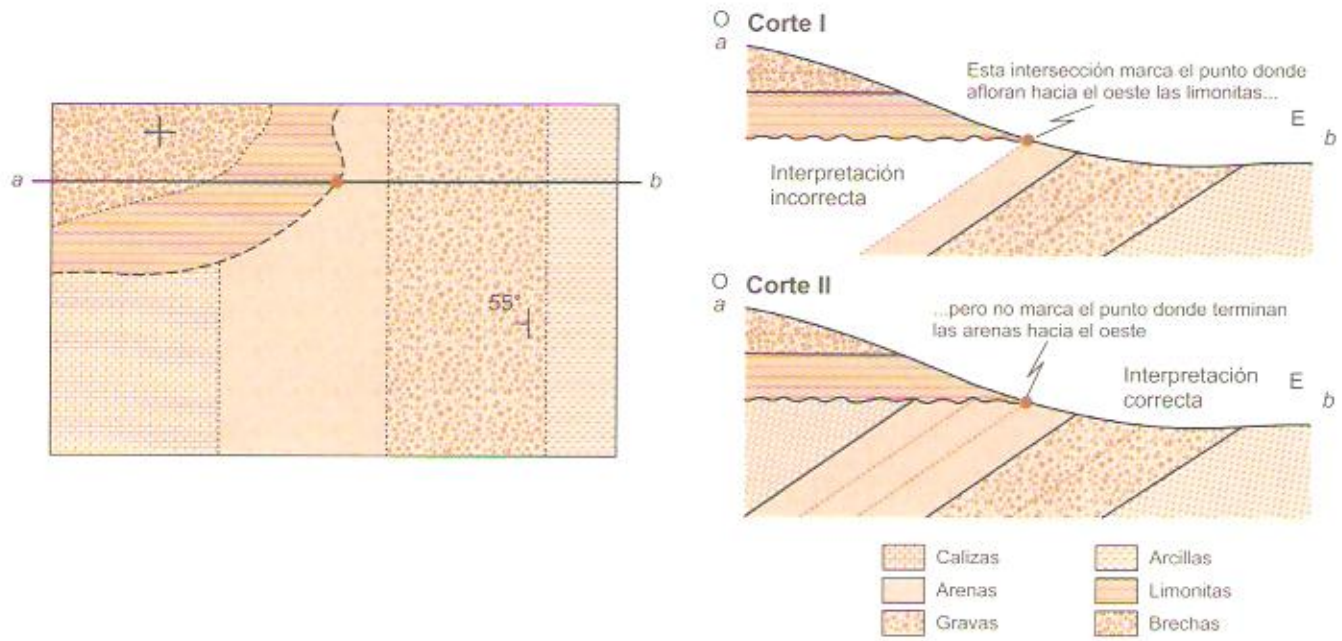
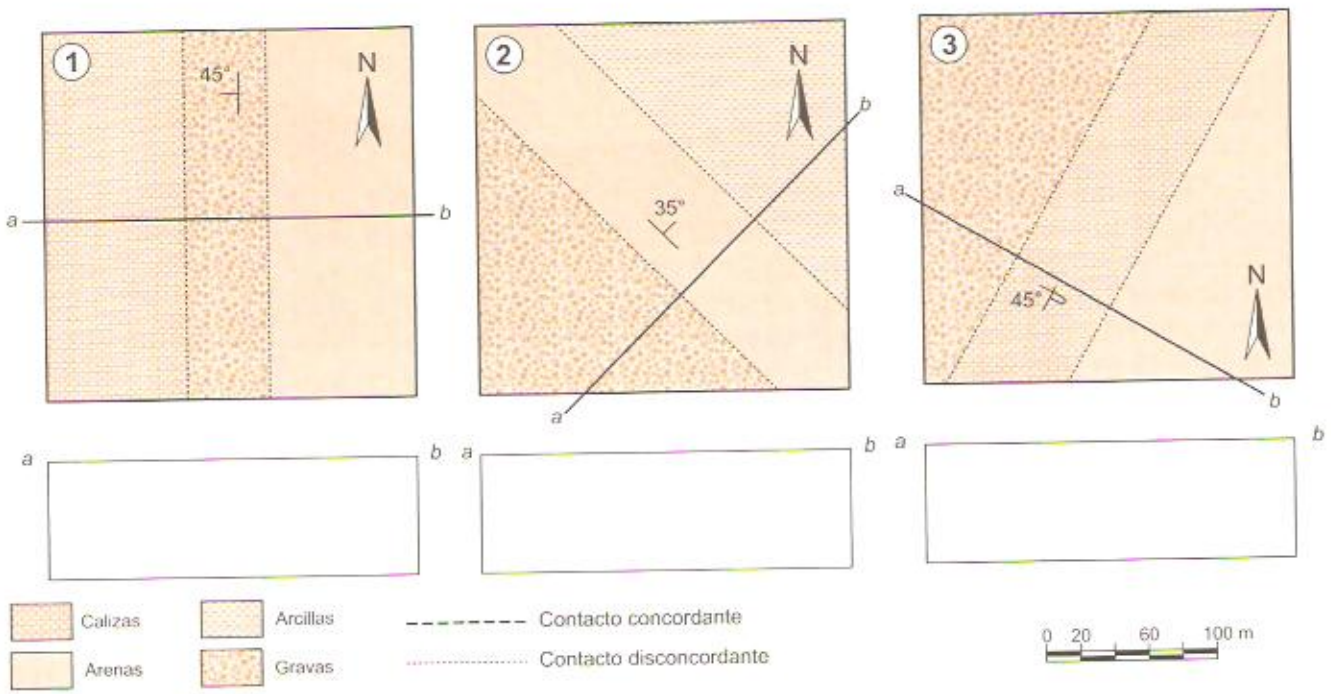


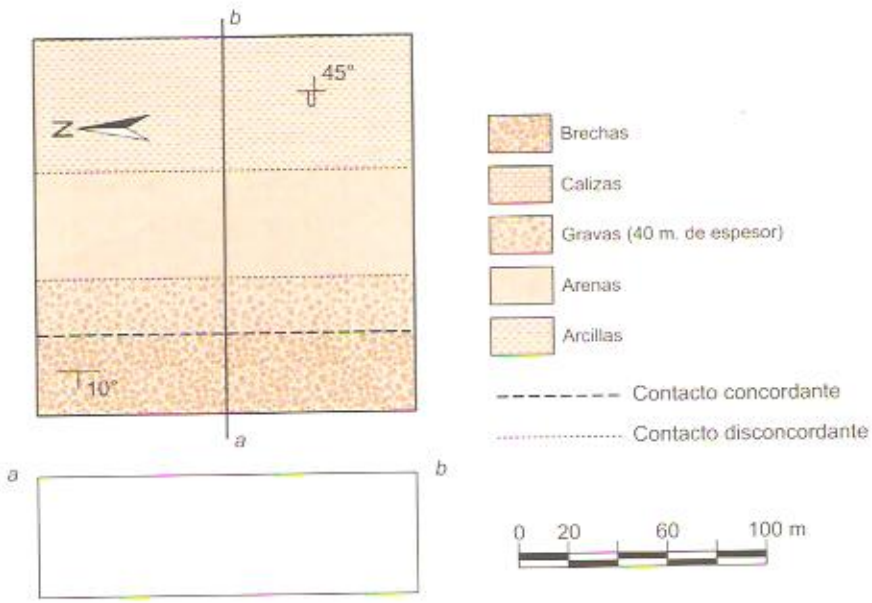
FIGURA 20.8
Un error bastante común al representar en un perfil geológico una discontinuidad estratigrafica es considerar que el contacto discordante define el límite de las capas más antiguas. Esta superficie limita y define el afloramiento de las rocas que se apoyan sobre la discontinuidad (los materiales más modernos). En esta figura se representa dos interpretaciones del perfil geológico A-B. El corte I está mal interpretado porque se ha considerado que la discordancia angular define el límite oeste de la capa de arenas.

EJERCICIOS

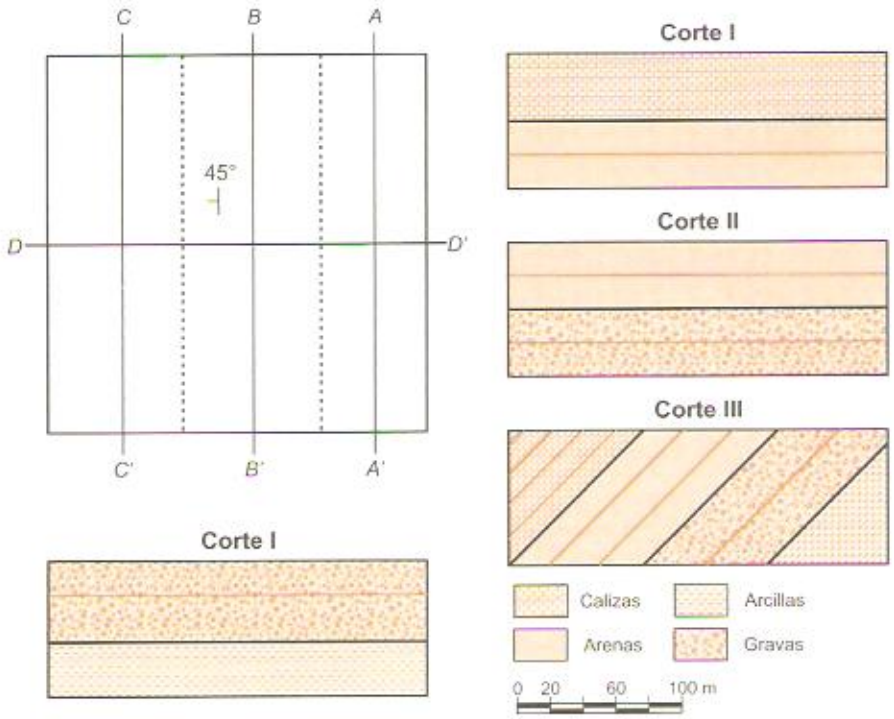
1. Realizar los siguientes perfiles geológicos con superficie topográfica plana. Marcar en el corte el techo y muro de las diferentes capas y orienta los cortes geológicos. Determinar los espesores reales de cada una de las capas en función de la información presente en los mapas.



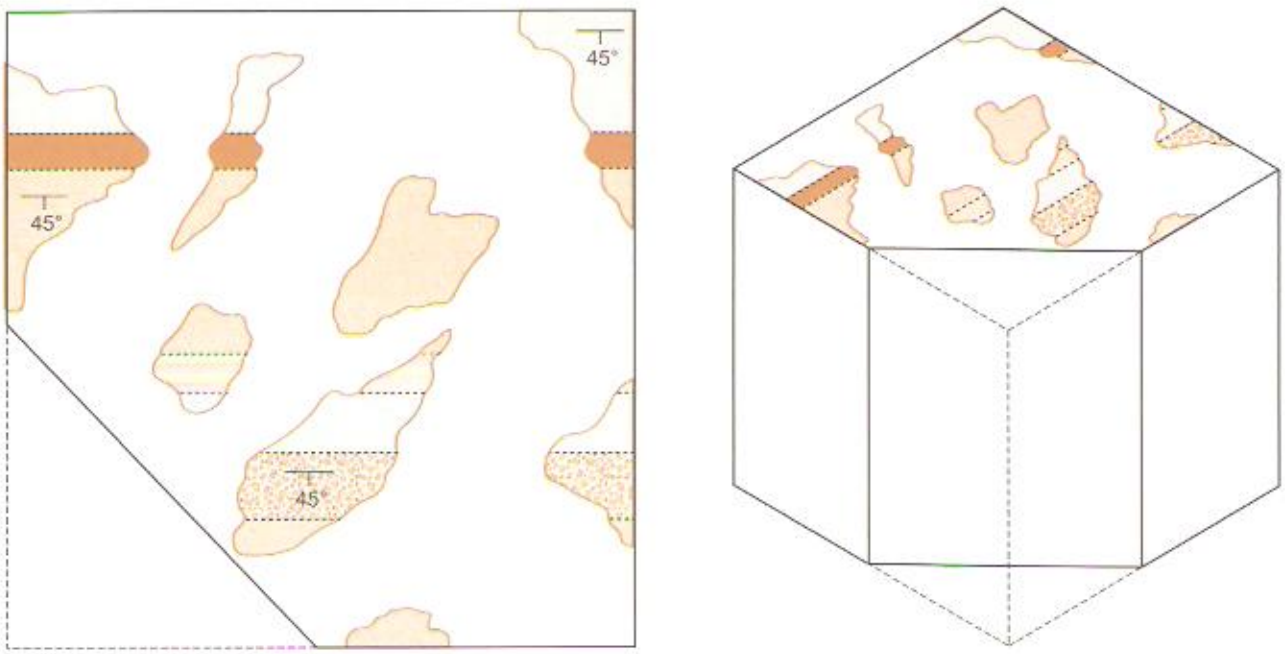
2. Realizar este corte geológico sabiendo que la capa de gravas tiene un espesor de 40 m, y que sobre ella se depositó una capa concordante de calizas.



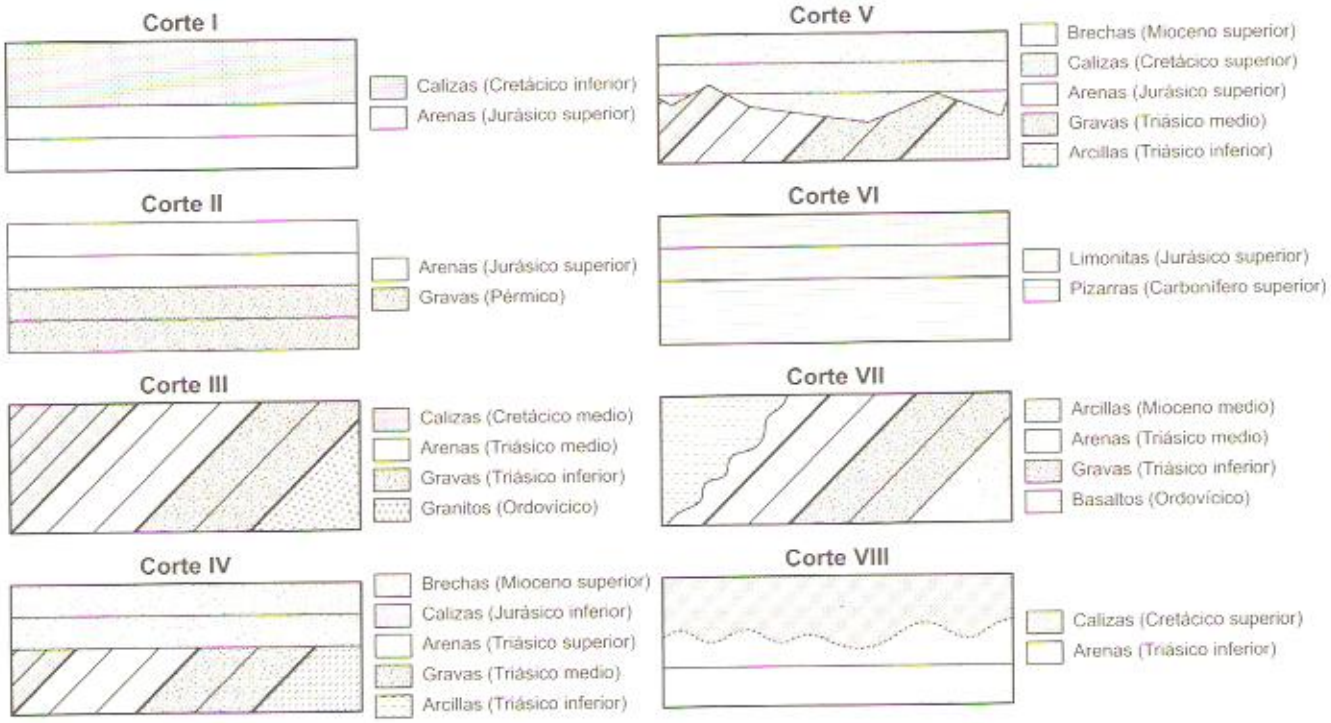
3. Asignar cada uno de los cortes geológicos a las trazas representadas en el mapa geológico. Completar el mapa geológico dibujando las tramas correspondientes y calcula, si es posible, el espesor real de las capas en función de la información presente en el mapa.



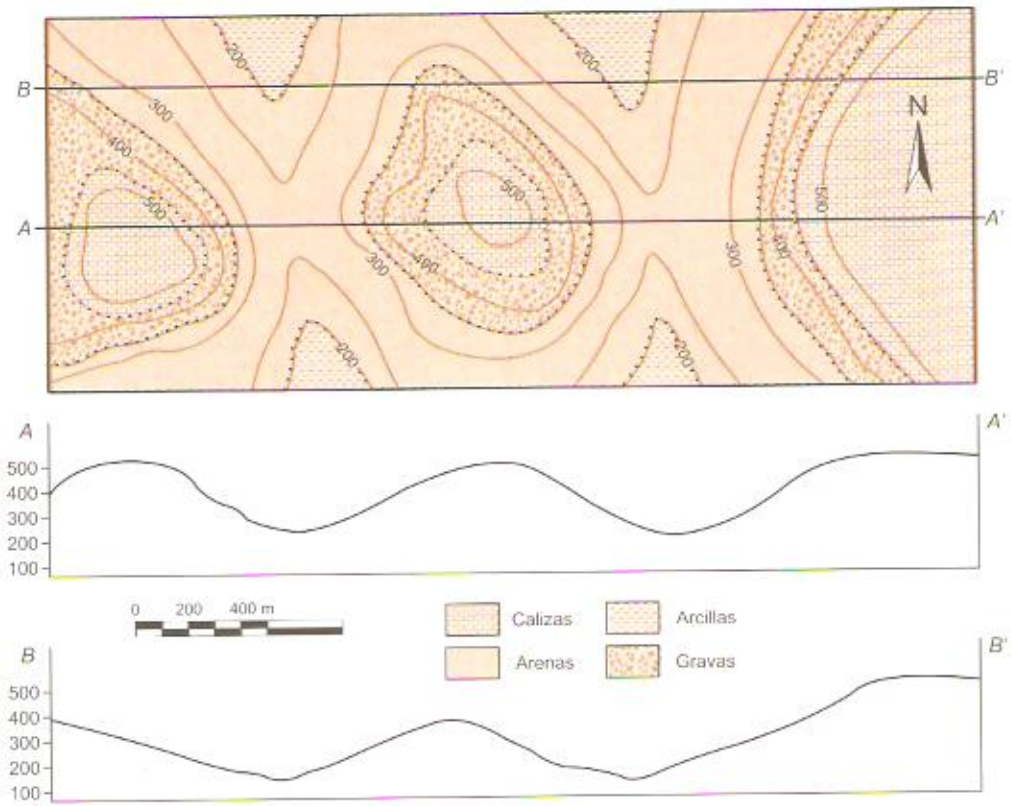
4. Completar este bloque diagrama dibujando la traza de las capas en cada una de sus caras.



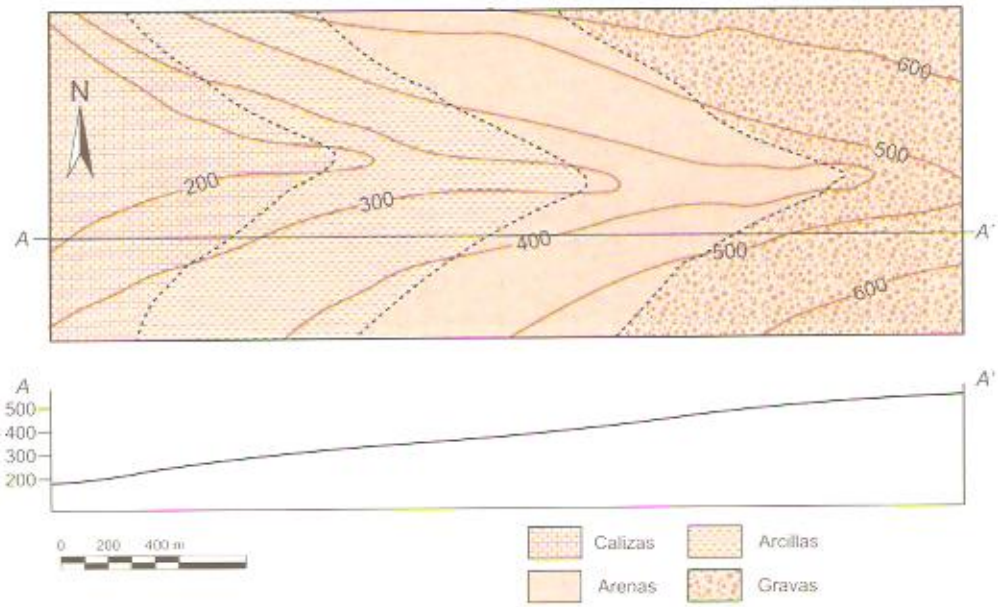
5. Marcar en los siguientes cortes geológicos las discontinuidades que aparezcan. Definir el tipo de discontinuidad en cada uno de los casos. Pinta los materiales con los colores adecuados en función de su edad.



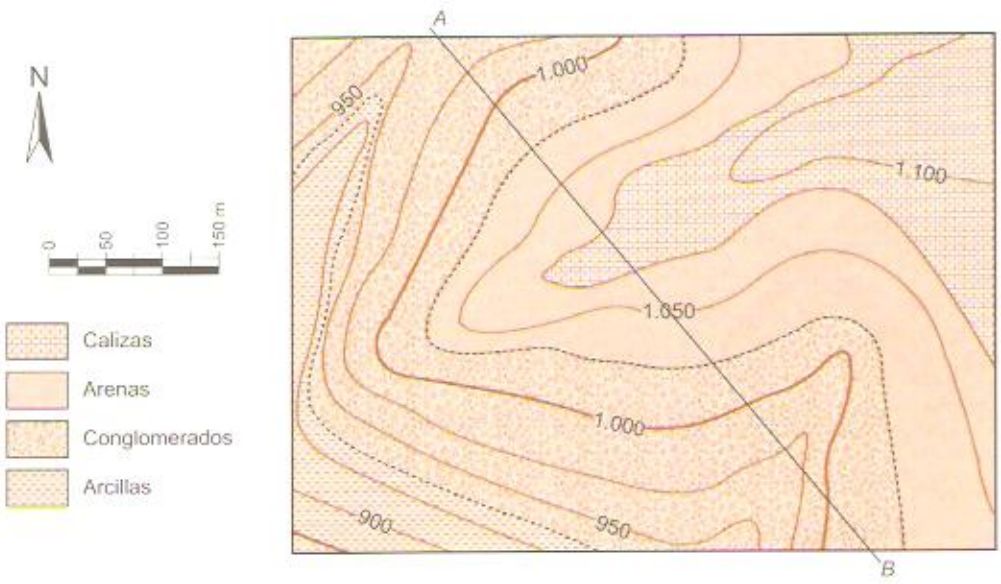
6. Realizar los siguientes cortes geológicos. Calcular el espesor (real o mínimo) de los materiales.



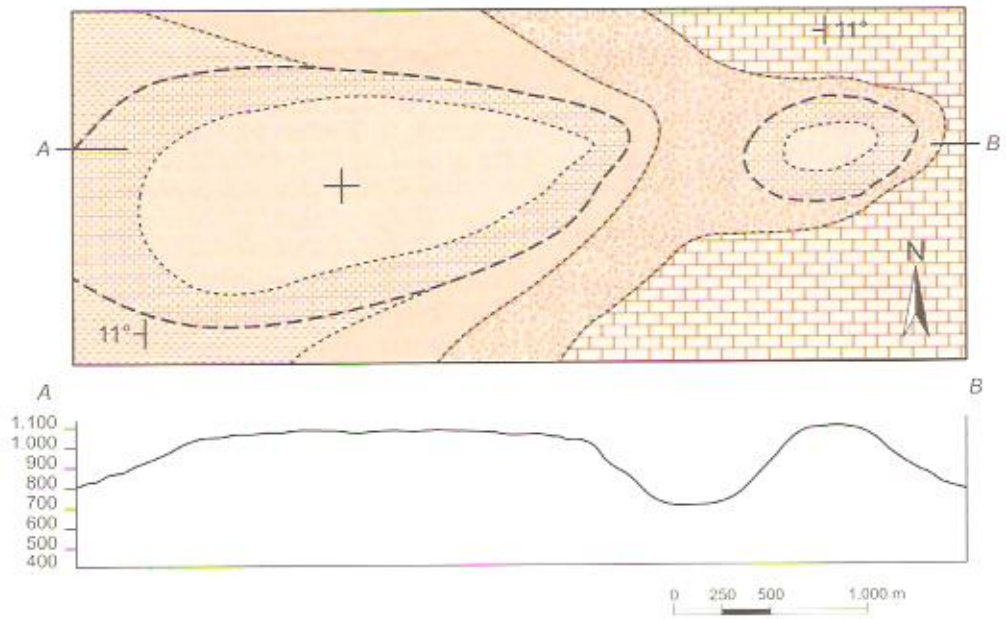
7. Realizar el siguiente corte geológico calculando la dirección y buzamiento de las capas utilizando el método de las horizontales (véase Práctica 19).



8. Construir el perfil topográfico de la traza *A-B* (véase Bloque II) y realizar el corte geológico correspondiente.



9. Realizar el corte geológico *A*-*B*. Construye la columna estratigráfica.



PRÁCTICA 21

Pliegues (cortes geológicos II)

✓ Objetivos

Realización de cortes geológicos en zonas con materiales plegados.

Material de trabajo

Escuadra, cartabón, transportador de ángulos, lápices de colores.

Los pliegues son una de las estructuras más comunes que afectan a los materiales geológicos. Son estructuras que se forman como consecuencia de la deformación de los materiales geológicos, sin que llegue a producirse rotura de los materiales.

En la introducción de este bloque se han apuntado las características generales de las estructuras plegadas y de su representación en un mapa geológico. En esta práctica se introducen algunos puntos que permiten la mayor comprensión de las estructuras plegadas para su interpretación en la construcción de los perfiles geológicos.

21.1. Tipos de pliegues

Existen muchas clasificaciones de pliegues, las más utilizadas son las que hacen referencia a la forma y orientación de los elementos principales de los pliegues (plano axial y eje).

Clasificación según la forma del pliegue

Esta es la clasificación más utilizada, y se basa en la convexidad o concavidad que presenta el pliegue.

Antiforma. Cuando el pliegue es convexo hacia la parte superior de la estructura. Y se denomina *Anticlinal* cuando los materiales más antiguos se encuentran en la zona más interna o núcleo de la estructura.

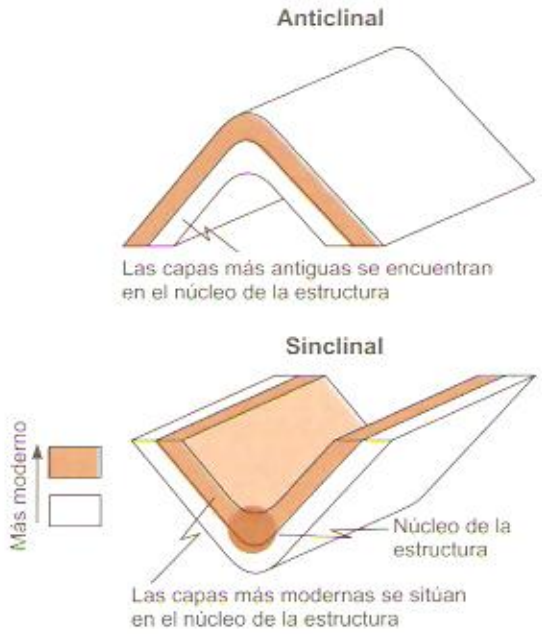


FIGURA 21.1
Clasificación de pliegues según su forma: anticlinales y sinclinales.

Sinforma. Cuando el pliegue es cóncavo hacia la parte superior de la estructura. Y se denomina *Sinclinal* cuando los materiales más modernos se sitúan en el núcleo de la estructura.

Clasificación según el buzamiento del plano axial (véase Figuras III.21 y III.22)

Simétrico. El plano axial es vertical ($\beta = 90°$).

Inclinado. El plano axial presenta buzamiento distinto de 0° y de 90° ($\beta \neq 0° \neq 90°$). Un caso particular de los pliegues inclinados es cuando el plano axial buza lo suficiente como para que uno de los flancos del pliegue presente buzamiento invertido, el pliegue recibe el nombre de *invertido.*

Tumbado. Cuando el plano axial es horizontal.

Cuando el plano axial de un pliegue presenta buzamientos distintos de 0° y de 90° ($\beta \neq 0° \neq 90°$), es decir pliegues inclinados o invertidos, se define el término de *vergencia. Vergencia de un pliegue* es el sentido contrario al del buzamiento del plano axial de un pliegue.

Clasificación según la inmersión del eje del pliegue

Cilíndricos. El eje del pliegue es horizontal.

Cónicos. El eje del pliegue no es horizontal, es decir presenta un ángulo con respecto a la horizontal (inmersión del eje del pliegue).

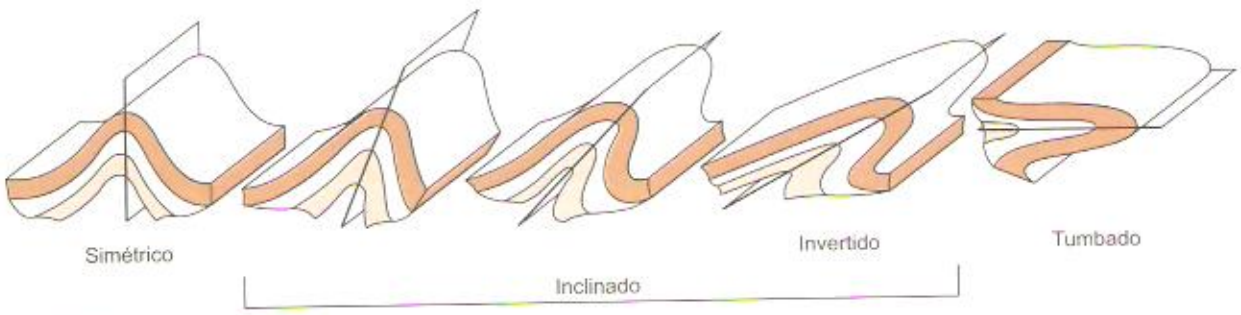
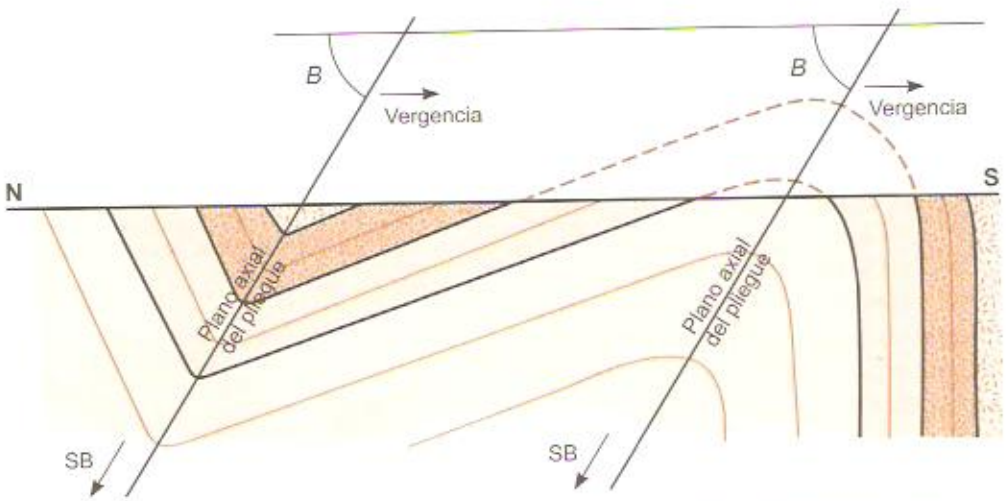


FIGURA 21.2
Clasificación de pliegues según el buzamiento del plano axial: simétrico, inclinado, invertido y tumbado.



El sentido de buzamiento de los ejes de estos pliegues es hacia el norte, luego la vergencia es hacia el sur, es decir, el sentido de la dirección contrario al sentido de buzamiento de los planos axiales de los pliegues.

FIGURA 21.3
Figura en la que se esquematiza el concepto de vergencia de un pliegue, que se puede definir como el sentido contrario al del buzamiento del plano axial de un pliegue.

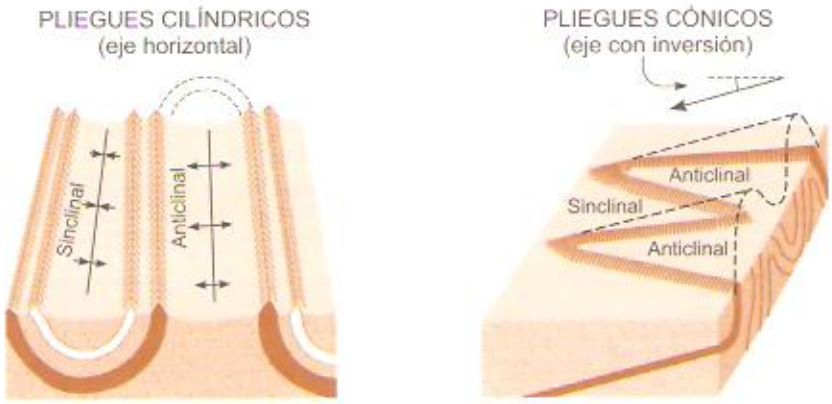


FIGURA 21.4
Clasificación de pliegues según la inmersión del eje del pliegue: pliegues cilíndricos (eje horizontal) y cónicos (el eje del pliegue presenta inmersión).

21.2. Visualización de pliegues en mapas y su interpretación en el corte geológico

En un mapa geológico los pliegues suelen reconocerse por la repetición simétrica de los materiales con respecto a un eje central, que es la intersección del plano axial con la superficie topográfica (Figura 21.5).

En esta repetición simétrica de materiales, no debemos tener en cuenta la superficie de afloramiento (Figura 21.6) de los materiales; ya que, como ya se ha comentado, las superficie de afloramiento y el espesor aparente en superficie de los materiales dependen, aparte del espesor real, del buzamiento de los materiales y de la superficie topográfica (véase Figuras III.28 y III.29).

El reconocimiento en un mapa geológico de pliegues cónicos y cilíndricos es bastante sencillo. En superficies topográficas planas donde afloran materiales que forman un pliegue cilíndrico (eje del pliegue horizontal), las superficies de afloramiento de los materiales presentan una dirección subparalela en los dos flancos del pliegue. Mientras en los pliegues cónicos (el eje del pliegue presenta inmersión), la superficie de afloramiento de los materiales tiende a converger, dibujando en el mapa geológico el cierre de la estructura

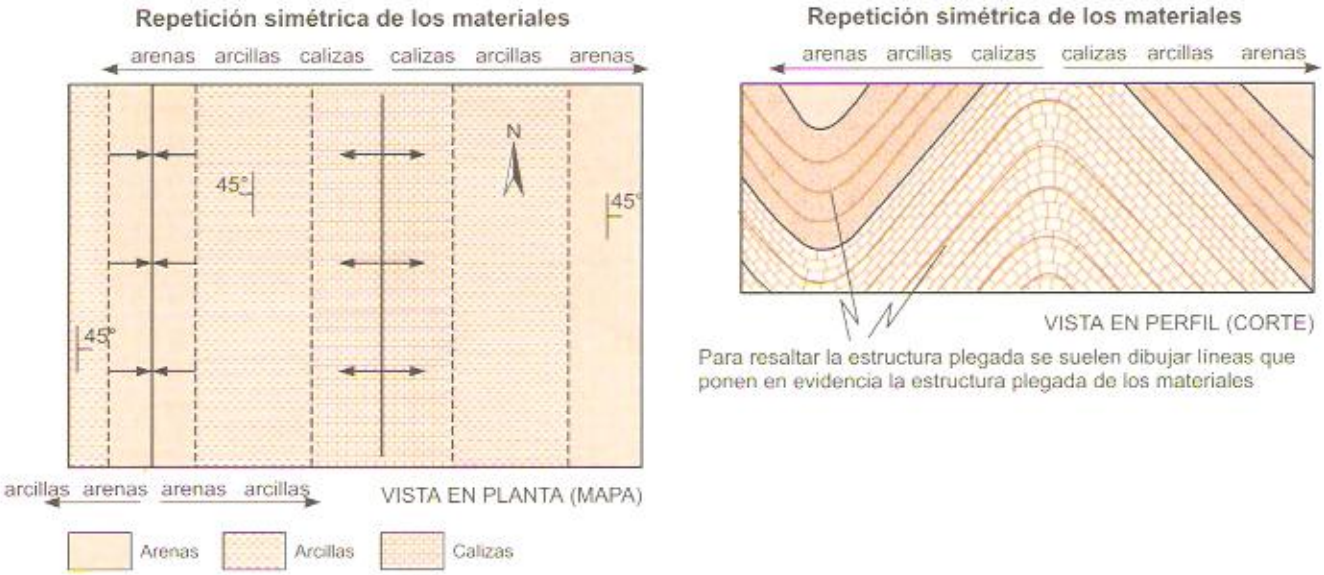


FIGURA 21.5
En un mapa geológico, la repetición simétrica de materiales con respecto a un eje central, nos permite inferir la presencia de una estructura plegada sin necesidad de que aparezca ningún símbolo específico que indique la presencia de estas estructuras.

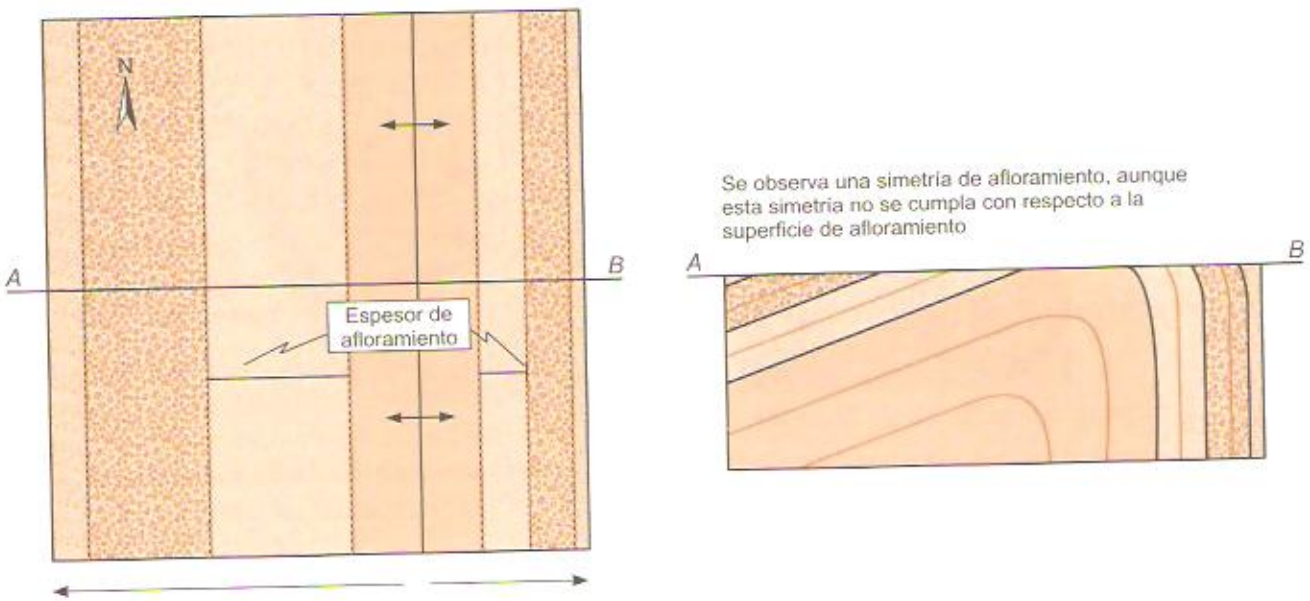


FIGURA 21.6
La simetría de afloramientos de materiales en un mapa geológico nos permite inferir la existencia de estructuras plegadas. No obstante, es importante resaltar que esa simetría sólo hace referencia a la aparición de los materiales, no a su espesor aparente en superficie.

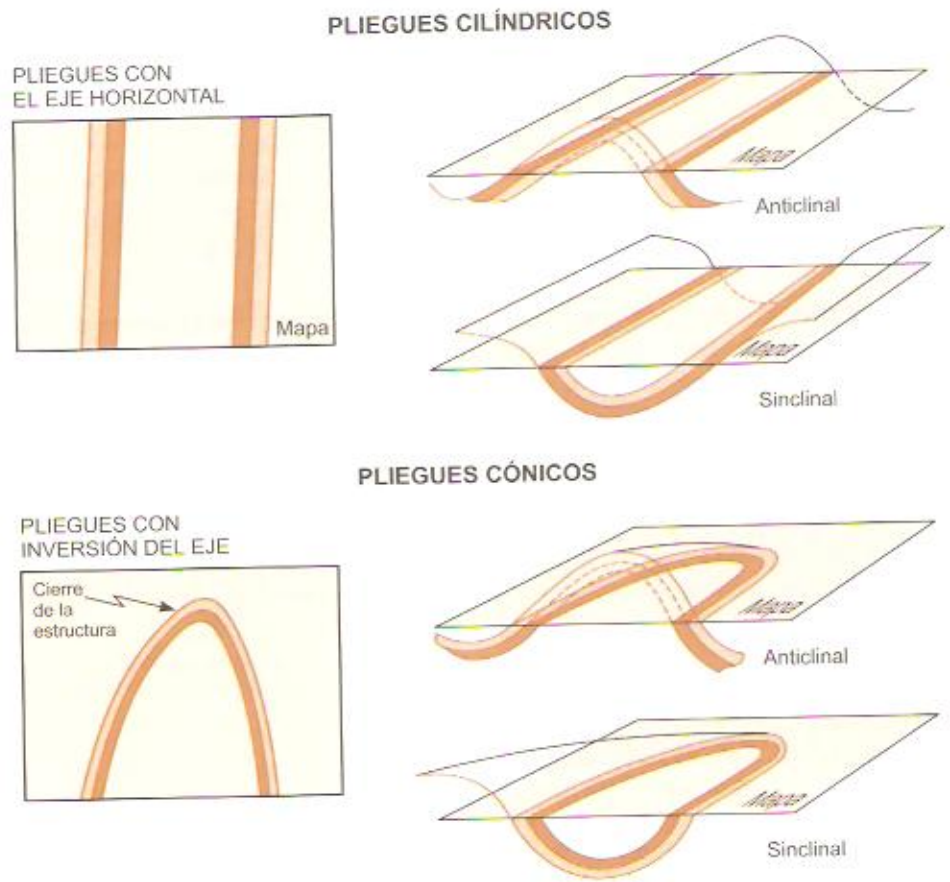


FIGURA 21.7
Representación de la simetría de afloramiento de pliegues cilíndricos y cónicos. En superficies topográficas planas, los pliegues cilíndricos presentan los afloramientos de los materiales subparalelos en los dos flancos del pliegue; mientras que en pliegues cónicos tienden a converger, dibujando en superficie el cierre de los pliegues.

plegada. En superficies topográficas con relieve la geometría de afloramiento se complica mucho, aunque generalmente siguen pautas similares a las descritas para zonas con topografía plana.

21.3. Simbología de pliegues en los perfiles geológicos

Al representar los pliegues en un corte geológico no se utiliza ningún tipo de simbología. Todas las características geométricas que necesitan ser representadas mediante algún símbolo en un mapa geológico, se ponen en evidencia al realizar el perfil geológico. Por lo tanto en un perfil geológico, no se dibuja ningún símbolo o línea que haga referencia a la situación u orientación de los elementos de un pliegue.

Para resaltar las estructuras plegadas, se suelen utilizar líneas que remarcan el efecto del plegamiento en los materiales (véase Figura 21.5).

En algunos casos puede ocurrir que en el mapa geológico no aparezcan los símbolos que indican la presencia de pliegues. No obstante, a partir de los datos de orientación de los materiales se puede inferir la presencia de esas estructuras plegadas

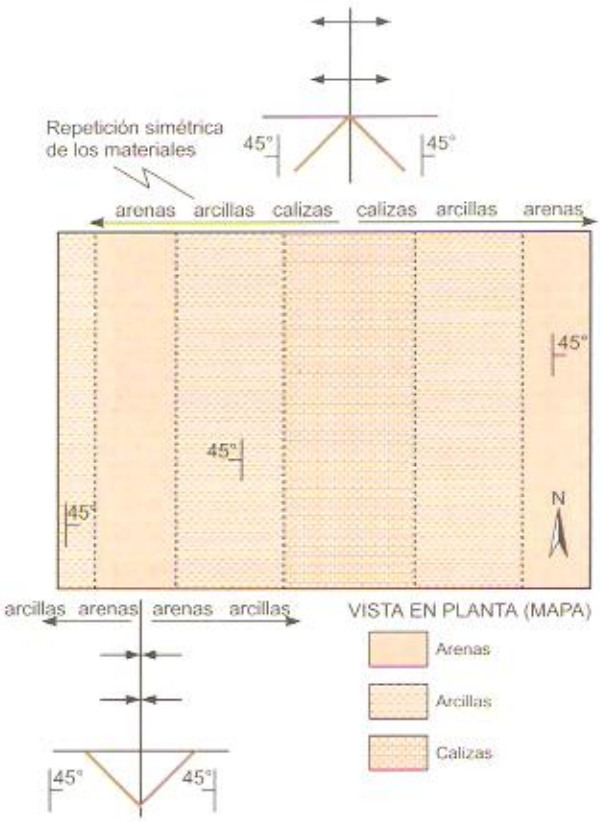
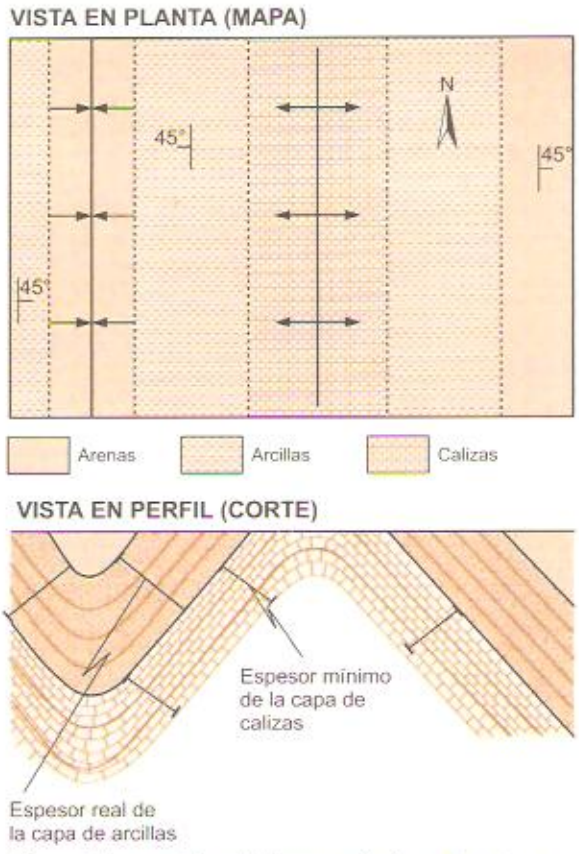


FIGURA 21.8
En algunos mapas geológicos puede darse el caso de que no aparezcan los simbolos indicadores de pliegues en la superficie. En estos casos se puede inferir la presencia de esas estructuras si conocemos los datos de orientación de los materiales afectados por el plegamiento.

21.4. Interpretación en profundidad de los cortes geológicos que presentan materiales plegados

Cuando se construye un corte geológico en una zona en la que aparecen materiales plegados, se debe tener en cuenta toda la información que nos aporta el mapa geológico u otras fuentes de información para desarrollar el corte en profundidad.

En la Figura 21.9 se representa un corte geológico de una zona en la que los materiales están afectados por



Al construir un perfil geológico con estructuras plegadas debemos tener en cuenta la información que nos proporciona el mapa geológico al limitar el corte en profundidad

FIGURA 21.9
Corte geológico en el que debido a la información presente en el mapa, la profundidad de interpretación no es homogénea a lo largo de todo el corte geológico. En los extremos del corte, la interpretación de la estructura geológica alcanza mayor profundidad que en la zona central.

pliegues. En este caso el espesor real de la capa de arcillas está bien definido por la construcción del corte. Ese espesor se ha mantenido en profundidad en la zona oeste del corte. Por otro lado, de la capa de carbonatos, sólo conocemos el espesor mínimo, y se ha mantenido ese espesor a lo largo de todo el corte en profundidad. Por esa razón, en algunas zonas del corte se alcanza mayor profundidad en la interpretación de la estructura geológica.

Para construir la estructura plegada en profundidad debemos conocer el buzamiento del plano axial, para poder determinar el punto de inflexión de la estructura en profundidad. Para poder determinar el lugar geométrico en profundidad del plano axial del pliegue, lo único que debemos hacer es prolongar los límites de una de las capas a ambos lados hasta que intersecten entre sí; después se debe unir el punto de intersección de las prolongaciones del muro de la capa con el punto de intersección de los muros de la capa; esa línea define el plano axial del pliegue.

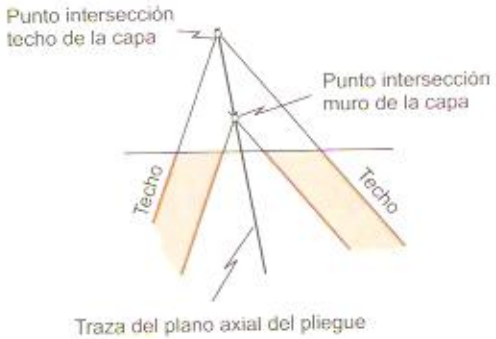
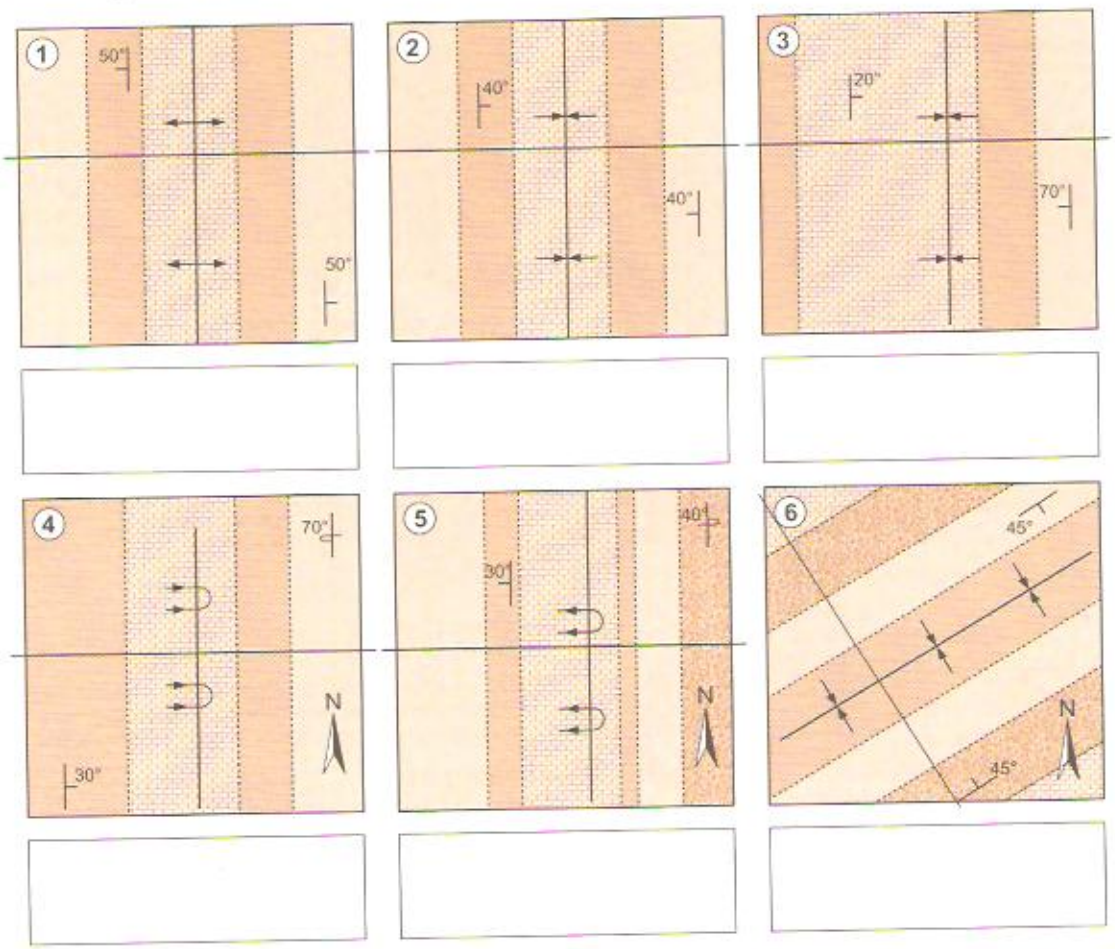
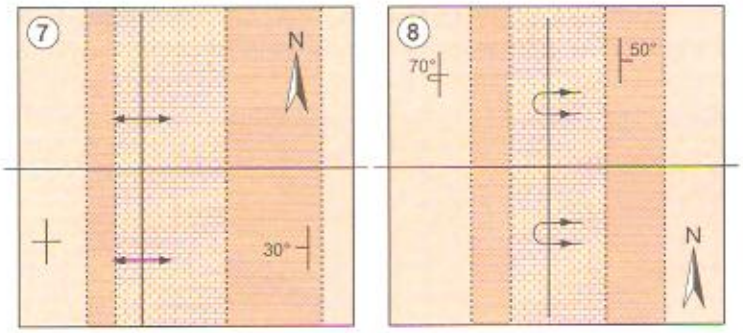


FIGURA 21.10
Determinación del lugar geométrico en profundidad del plano axial de un pliegue a partir de los datos del mapa geológico y de su interpretación en el perfil geológico. Conviene recordar que la traza del plano axial no se representa en los perfiles geológicos.

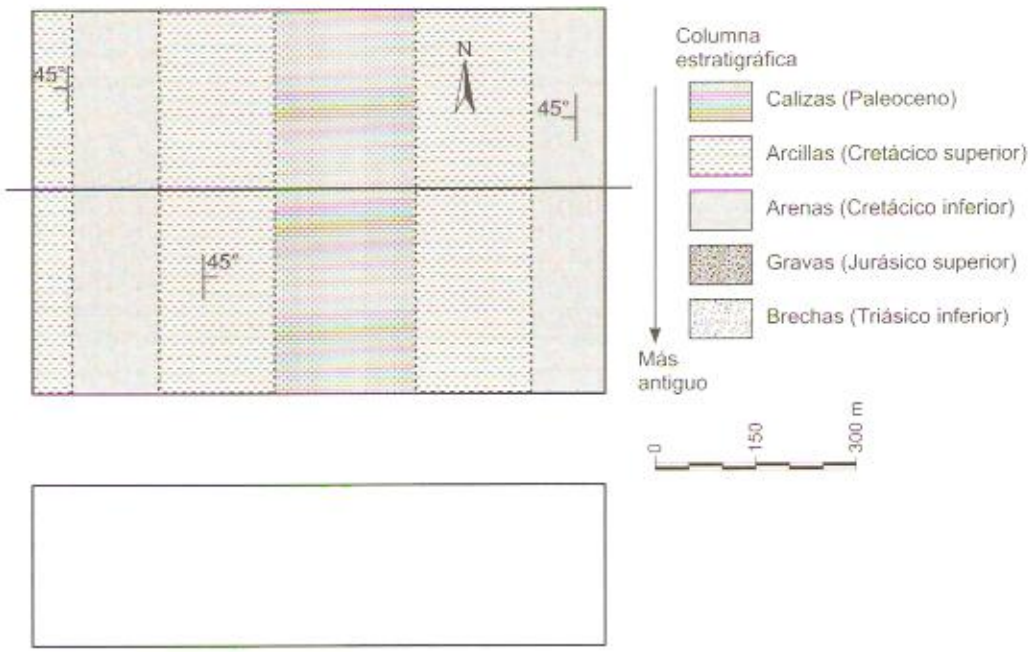
EJERCICIOS

1. Realizar los siguientes perfiles geológicos con superficie topográfica plana. (Realizar los cortes en la superficie definida por los rectángulos.)

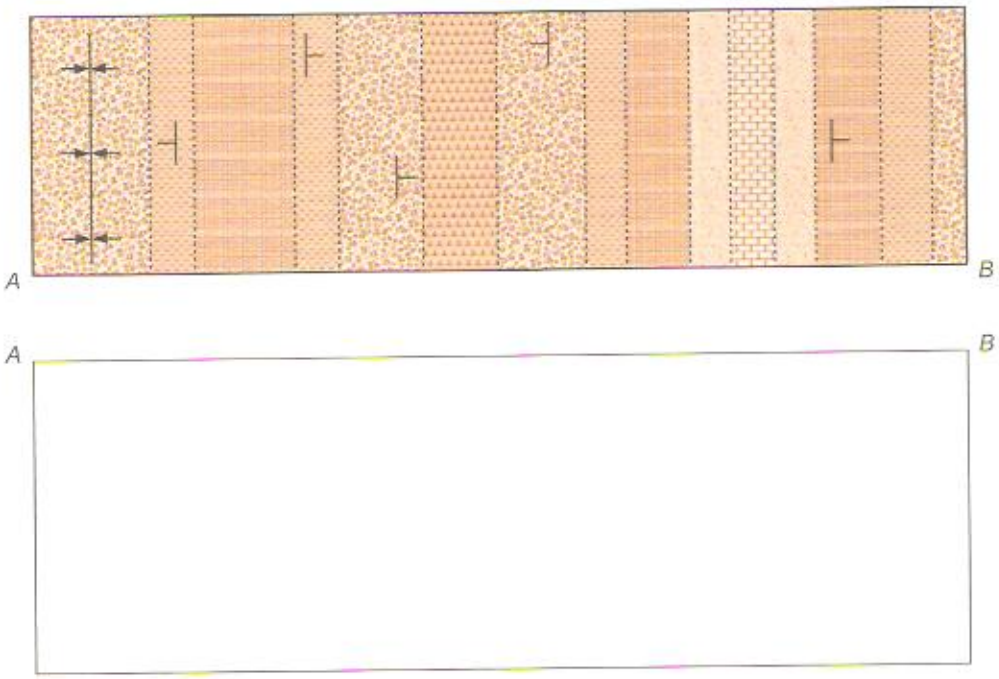




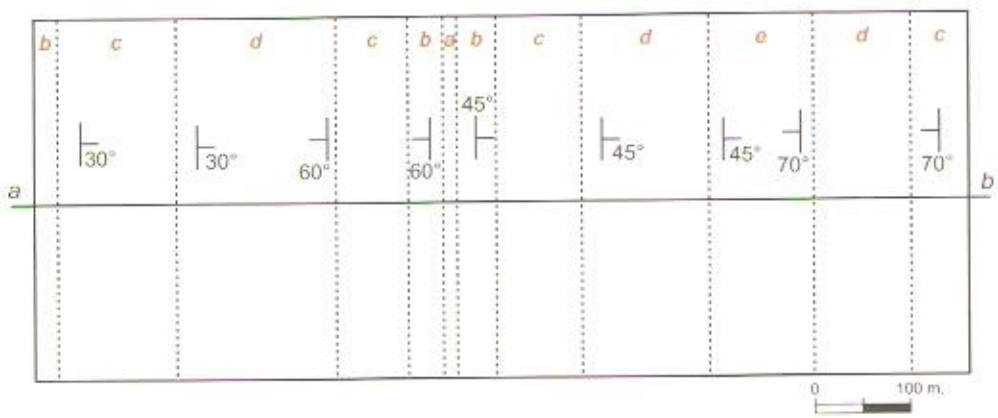
2. A partir de la los mapas y perfiles geológicos del Ejercicio 1, determinar para cada una de las estructuras plegadas que aparece: el buzamiento del plano axial, la vergencia y el tipo de pliegue en función del buzamiento del plano axial.
3. Realizar el siguiente corte geológico, sabiendo que: el espesor de la capa de gravas es de 100 m, y que todos los contactos entre materiales son concordantes excepto el contacto gravas/brechas que es una paraconformidad. Calcular el espesor (real o mínimo) de las diferentes capas que aparecen en el perfil. Clasificar los pliegues en función de su forma, del buzamiento del plano axial y de la inmersión del eje. Dibujar los símbolos de pliegues correspondientes en el mapa; y pinta las diferentes capas (en el mapa y en el corte) con los colores adecuados en función de su edad (realizar el corte en la superficie definida por el rectángulo).



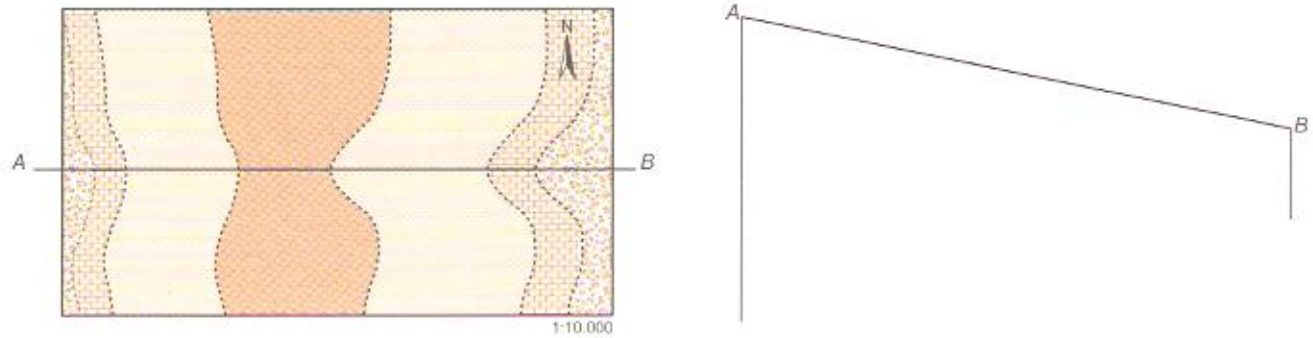
4. Realizar el siguiente corte geológico, asumiendo que todos los materiales presentan un valor de buzamiento de 45°. Dibujar las trazas de los pliegues que faltan en el mapa geológico. Dibujar la columna estratigráfica.



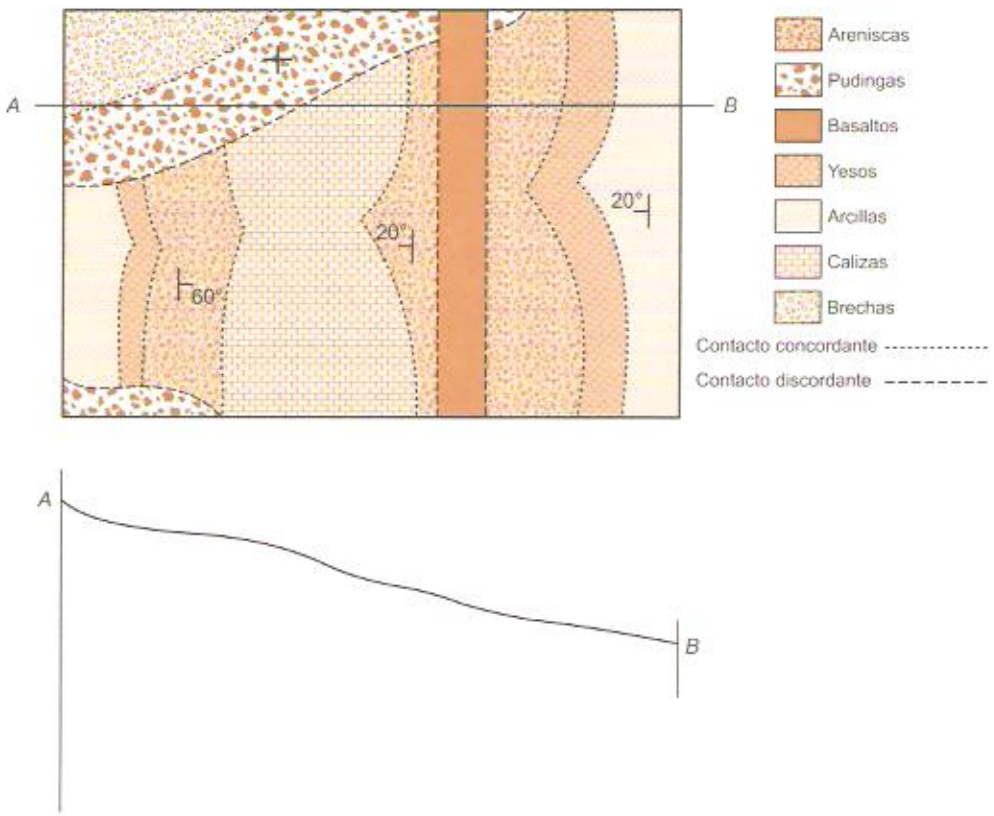
5. Realizar el corte geológico *a*-*b*. Rellenar con colores y tramas el corte, sabiendo que: el material *a* son carbonatos del Jurásico inferior-medio (100 m de espesor); *b* son dolomías del Jurásico superior; *c* son margas del Cretácico inferior; *d* son arenas del Cretácico superior y *e* son gravas del Paleoceno.



6. Realizar el siguiente corte geológico sabiendo que: los materiales del flanco oeste del pliegue presentan un ángulo de buzamiento de 80°, y los materiales del flanco este del pliegue presentan un ángulo de buzamiento de 30°. Dibujar sobre el mapa los símbolos que indiquen la orientación de los materiales, y el tipo de pliegue. Clasificar el pliegue en función de su forma, del buzamiento del plano axial y de la inmersión del eje. Calcular el espesor (real o mínimo) de los materiales (limitar el corte en profundidad en función de los datos disponibles).



7. Realizar el corte geológico A-B. Señala sobre el mapa geológico la posición de la traza cartográfica del plano axial. La columna litológica de la leyenda está desordenada, ordenarla en función de la edad relativa de los materiales.



PRÁCTICA 22

Fallas
(cortes geológicos III)

✓ Objetivos

Realización de cortes geológicos en zonas en los que los materiales están afectados por fallas.

Material de trabajo

Escuadra, cartabón, transportador de ángulos, calculadora.

Como ya hemos comentado, las fallas junto con los pliegues son las estructuras más comunes que afectan a los materiales geológicos.

En la introducción de este bloque de prácticas (Bloque 3), se han incluido los conceptos básicos sobre las fallas en mapas y en cortes geológicos; así como los principales tipos de fallas: normales, inversas y desgarres (Figura 22.1, en pliego a color). En esta práctica se pretende mostrar algunas consideraciones específicas en relación a las fallas y a su interpretación en los cortes geológicos.

22.1. Visualización de fallas en mapas y su interpretación en el corte geológico

Las fallas son planos estructurales, y por tanto, en un perfil geológico, se representan como líneas. A la traza cartográfica de una falla se le puede aplicar, por ejemplo, la regla de las uves (véase Figura III.27).

En un mapa geológico, podemos definir la presencia de una falla, cuando se observa la repetición de una secuencia de materiales en el mismo orden (Figura 22.2). Conviene recordar que en las estructuras plegadas también se repite la secuencia de afloramiento de materiales pero de forma simétrica (véase Figura 21.5)

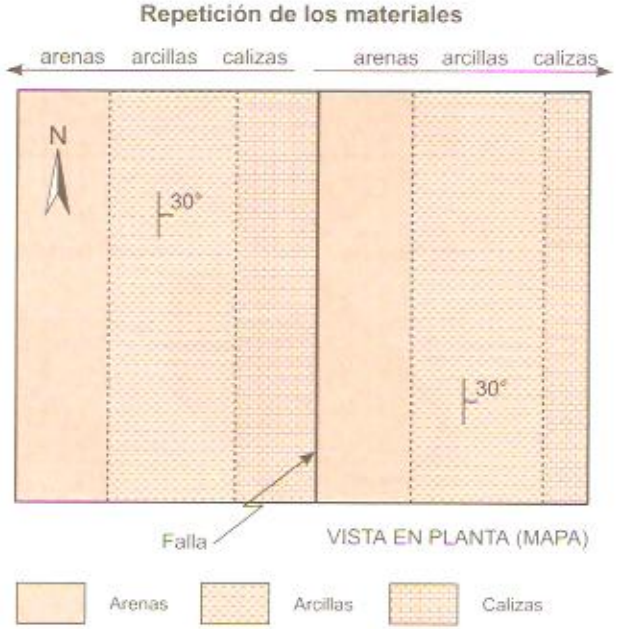


FIGURA 22.2
La repetición de una secuencia de afloramiento de materiales siempre nos indica la presencia de una falla.

No obstante, los patrones de afloramiento de capas afectadas por fallas pueden ser muy diversos y complejos, dependiendo del movimiento y buzamiento del plano de falla, y de la orientación de los materiales afectados (Figura 22.3).

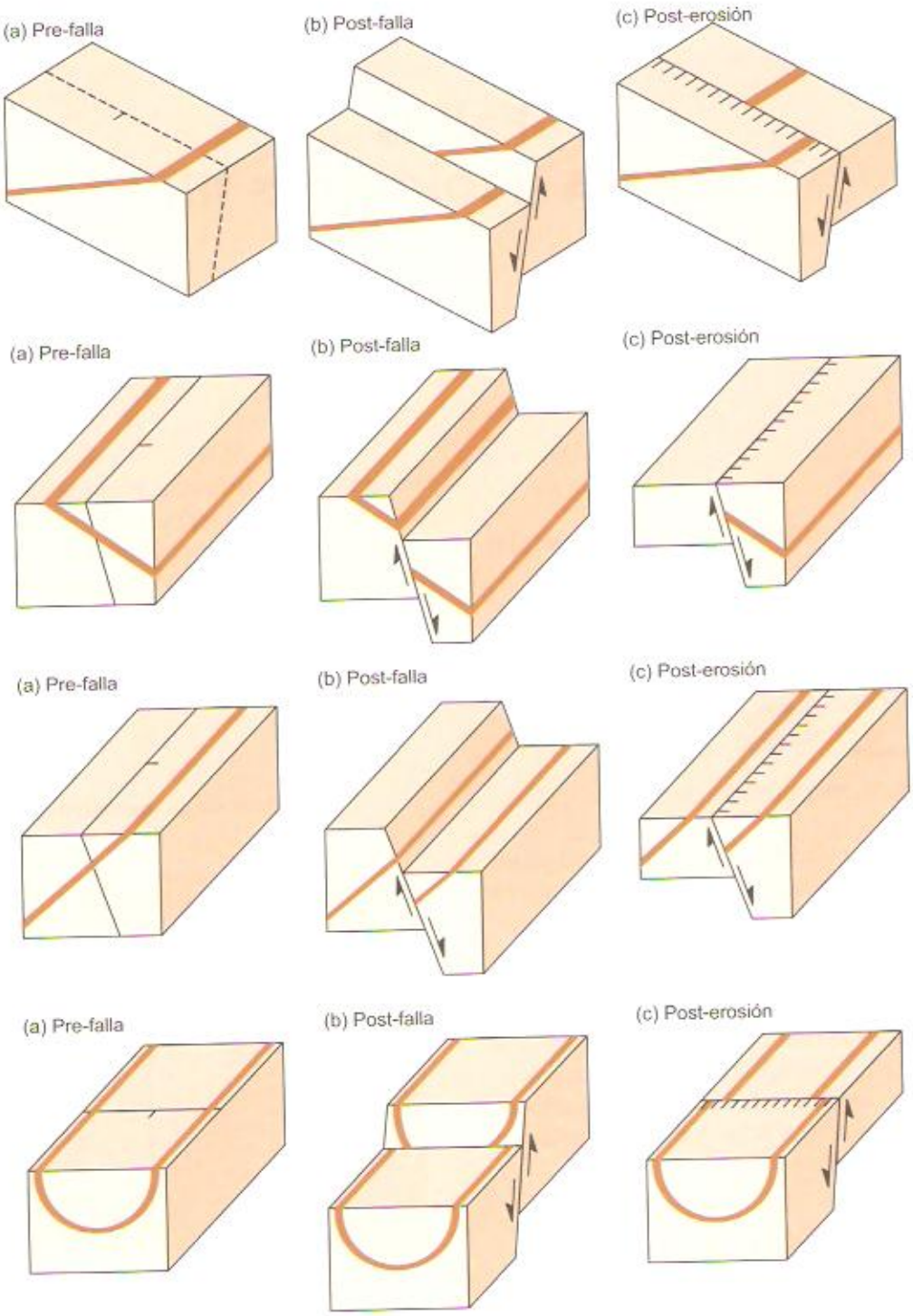


FIGURA 22.3
Bloques diagrama en los que se muestran ejemplos de cómo afectaría una falla normal a zonas con capas con diferentes orientaciones. Se representa para cada caso, tres bloques diagramas: (a) antes de producirse la falla (Pre-falla), (b) después de producirse la falla (Post-falla); (c) y de cómo se visualizaría esa zona después de sufrir un proceso erosivo posterior a la formación de la falla (Post-erosión).

22.2. Simbología de fallas en los perfiles geológicos

La simbología utilizada en los mapas, no se utiliza en los perfiles geológicos. Normalmente en un corte geológico, los planos de falla se representan como líneas de mayor grosor que las utilizadas para representar los diferentes contactos litológicos.

En las fallas normales e inversas se suelen utilizar flechas que indican el movimiento relativo de los diferentes bloques (Figura 22.4).

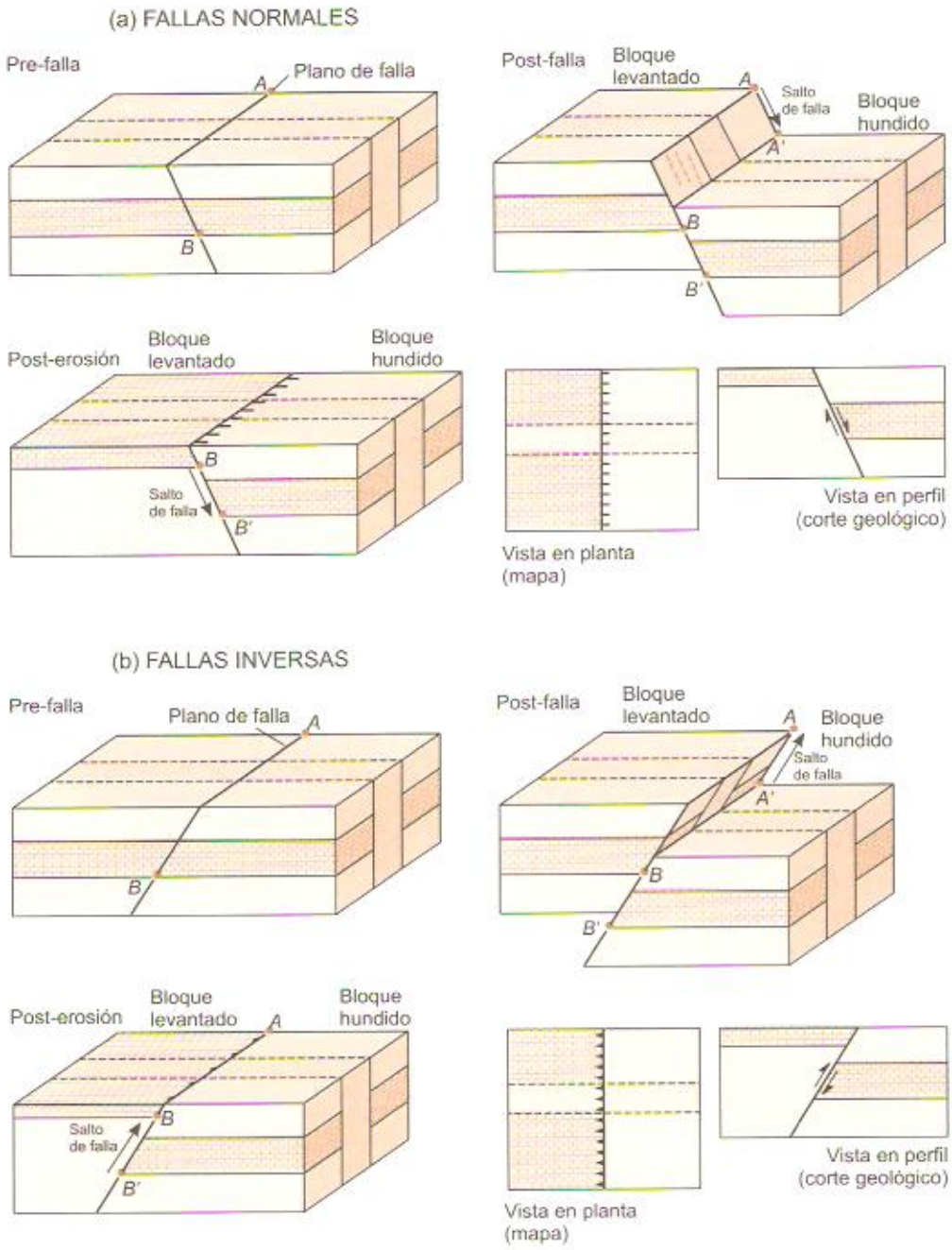


FIGURA 22.4
Bloques diagramas en los que se muestra un ejemplo muy simple de unos materiales afectados (a) por una falla normal y (b) por una falla inversa. Estos bloques muestran cómo se visualizaría esa zona antes (pre-falla) y después (post-falla) de producirse una falla, y cómo estaría esa zona después de sufrir un proceso erosivo posterior a la formación de la falla (post-erosión). Simbología utilizada en los mapas geológicos y en los perfiles geológicos para definir la presencia de una falla inversa y una normal.

En las fallas de desgarre, el movimiento de la falla en un perfil se indica colocando un aspa rodeada de un círculo en el bloque que se aleja del observador y colocando un punto rodeado de un círculo si el bloque se acerca hacia el observador (Figura 22.5).

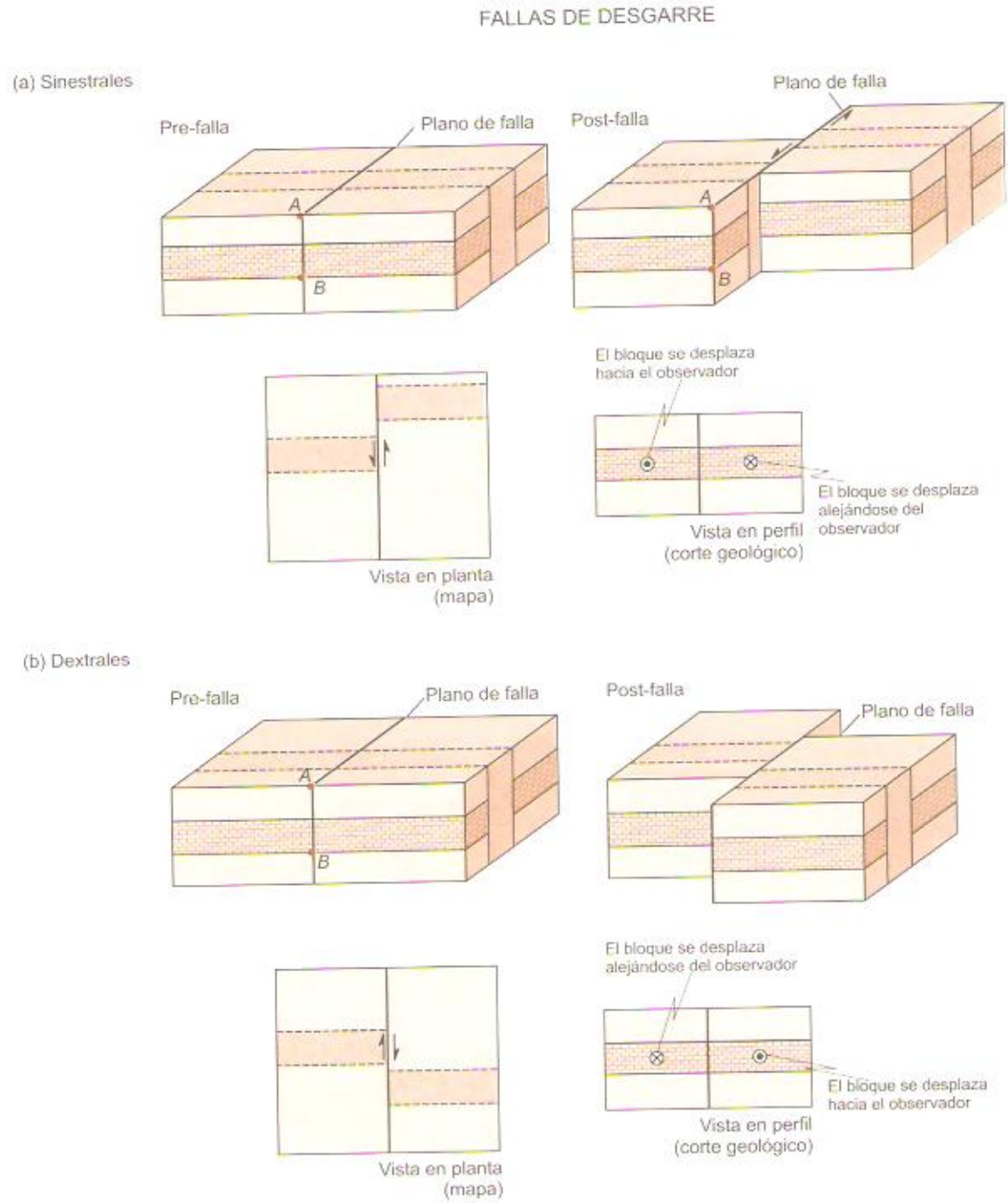
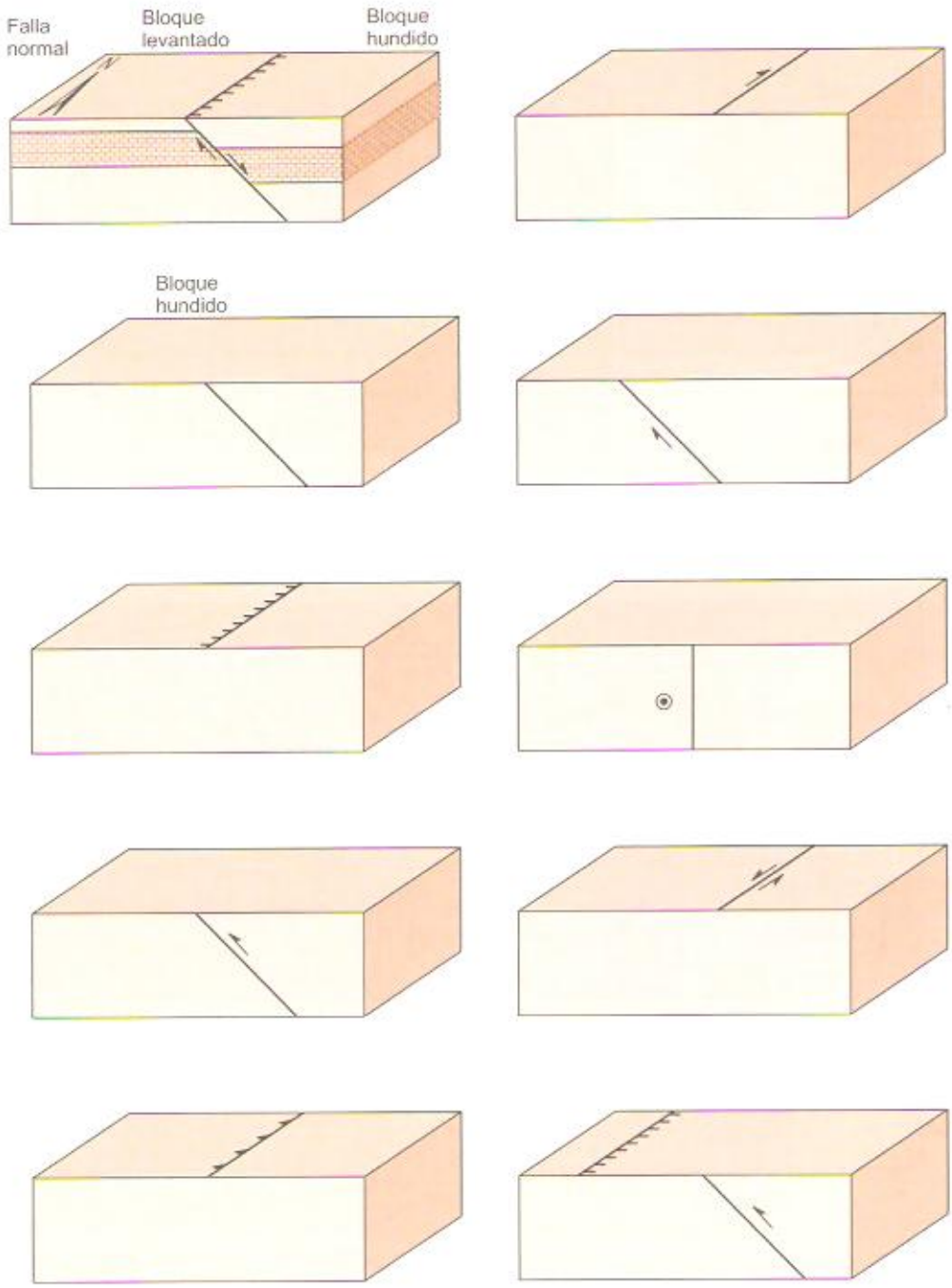


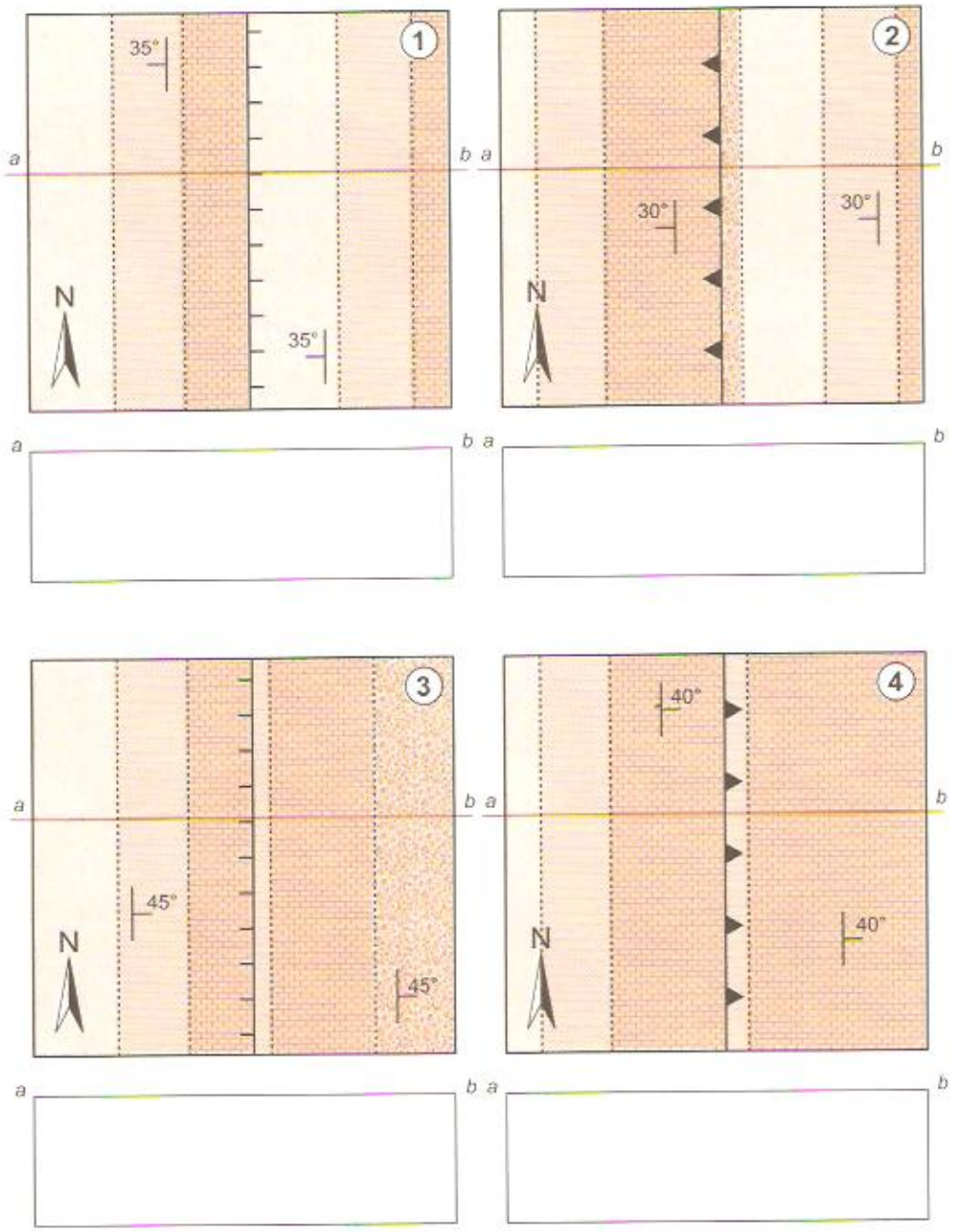
FIGURA 22.5
Bloques diagramas en los que se muestra un ejemplo muy simple de unos materiales afectados (a) por una falla de desgarre sinestral y (b) dextral. Estos bloques muestran cómo se visualizaría esa zona antes (pre-falla) y después (post-falla) de producirse una falla. Simbología utilizada en los mapas geológicos y en los perfiles geológicos para definir la presencia de fallas de desgarre.

EJERCICIOS

1. Completar estos bloques diagramas en función de los datos que se aportan. Pintar una capa guía (horizontal o vertical) que permita definir el movimiento de la capa en corte. Todas las fallas tienen una dirección N-S; las fallas normales e inversas buzan 45°, y los desgarres 90°.

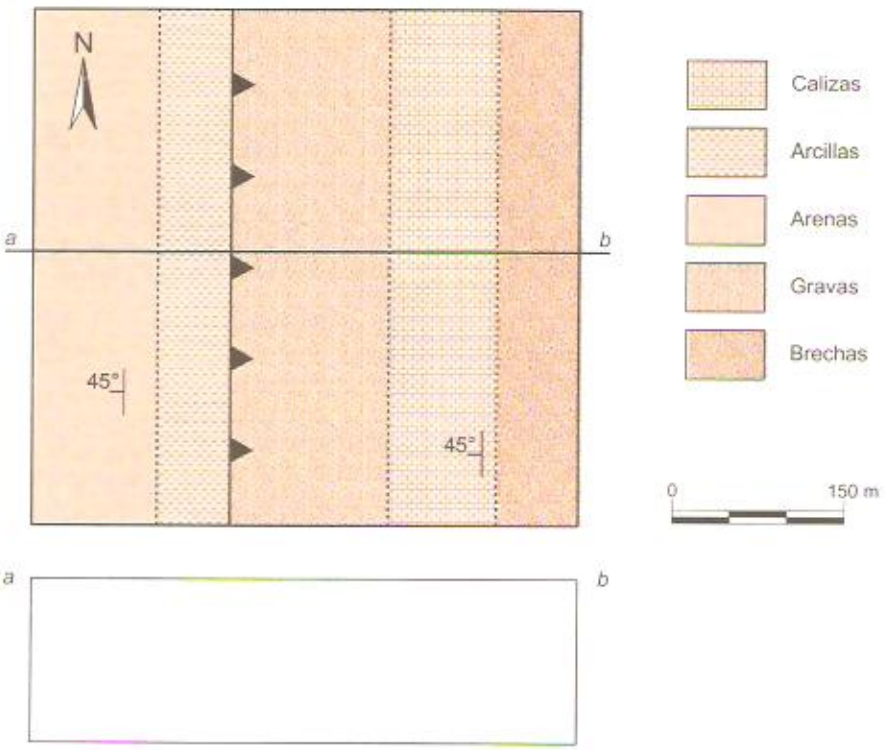


2. Realizar los siguientes perfiles geológicos con superficie topográfica plana. En el mapa 1, la falla buza 70°; en los mapas 2 y 4, la falla buza 60°; y en el mapa 3, la falla buza 55°. (Realizar los cortes en la superficie definida por los rectángulos.)

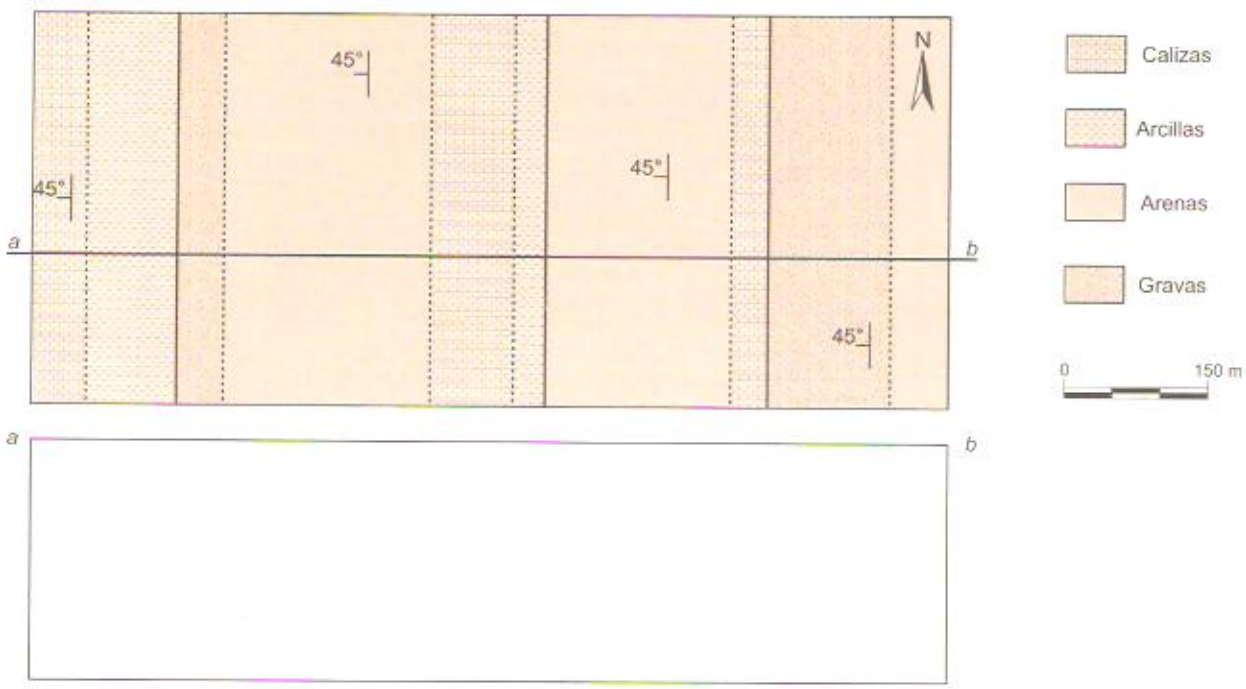


3. Realizar un corte geológico en el mapa geológico de la Figura 22.2 orientado este-oeste (considera que la superficie topográfica es una superficie plana). La falla que aparece en el mapa es una falla normal, y presenta un buzamiento de 45° hacia el oeste. Calcular el espesor (real o mínimo) de las capas considerando que el mapa está a escala 1:15.000.

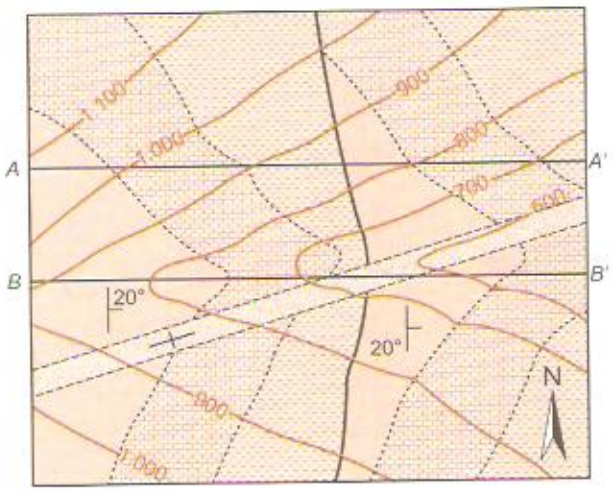
4. Construir la columna estratigráfica y realiza el corte *a-b*, sabiendo que: en la columna estratigráfica la capa de arcillas, de 100 metros de espesor, se apoya concordante sobre la capa de gravas de 150 m de espesor; y la falla buza 15°.

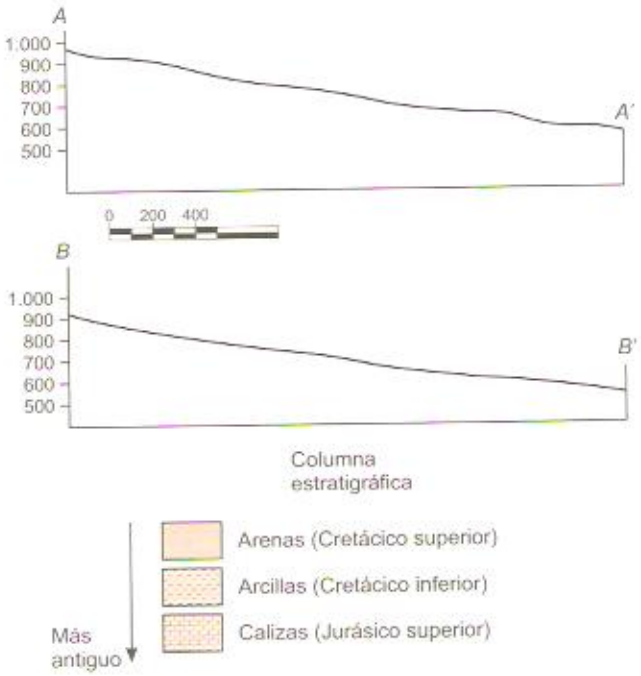


5. Realizar el corte geológico *a-b*, sabiendo que la capa de arcillas tiene un espesor de 150 m, y que por debajo de ella se encuentra una capa de yesos concordante de más de 300 m de espesor (utiliza la superficie rectangular para realizar el corte). Construye la columna estratigráfica y marca en el mapa geológico con los símbolos adecuados los diferentes tipos de fallas que aparecen (todas las fallas buzan 45° hacia el este).

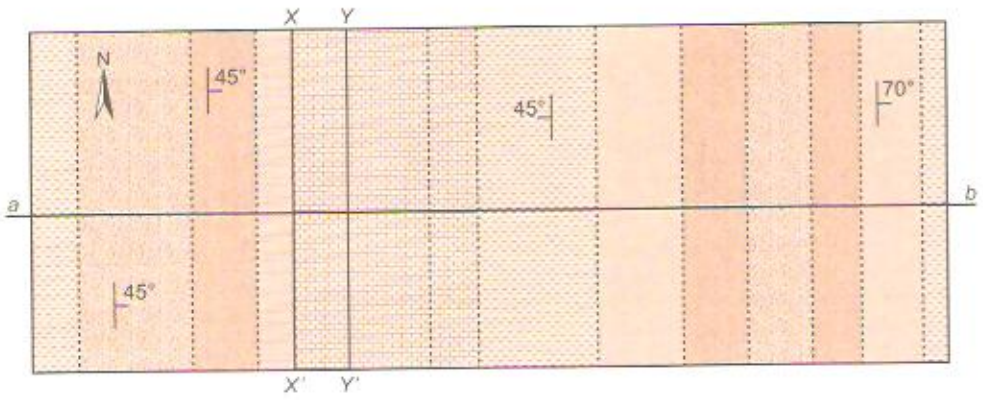


6. Realizar los dos cortes señalados en este mapa geológico. Completar la simbología de la traza del plano de falla. Situar en la columna estratigráfica los basaltos, ¿son más antiguos o más modernos que la falla?





7. Realizar el corte geológico a-b (la línea X-X´ es la traza cartográfica de una falla que buza 35° hacia el oeste, y la línea Y-Y´ es la traza cartográfica de un pliegue). Completar la simbología de pliegues y fallas en el mapa geológico. Construir la columna estratigráfica de los materiales de este mapa geológico. Calcular los espesores de las diferentes litologías.



PRÁCTICA 23

Materiales y cortes geológicos (cortes geológicos IV). La columna estratigráfica

✓ Objetivos

Determinar la importancia de la génesis de los materiales en la interpretación de mapas y perfiles geológicos. Construcción e interpretación de una columna estratigráfica.

Material de trabajo

Escuadra, cartabón, transportador de ángulos, lápices de colores.

23.1. Génesis de materiales y su representación en un perfil geológico

Existen algunos materiales que, debido a sus condiciones naturales de formación o sedimentación, presentan una serie de características que deben ser tenidas en cuenta a la hora de construir un perfil geológico.

Estas características inherentes a un tipo de material pueden ser muy importantes para la correcta interpretación de un perfil geológico. A continuación se describirá brevemente alguna de esas características, y cómo influyen en la construcción de un perfil.

Depósitos fluviales (Figura 23.1). Los depósitos de materiales detríticos asociados a los cauces fluviales sue-

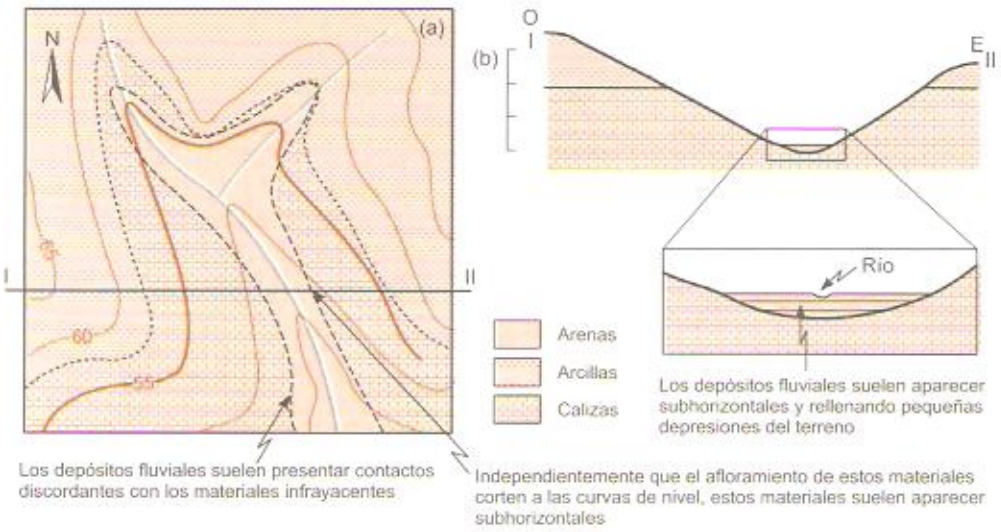


FIGURA 23.1
(a) Esquema en planta (mapa geológico) y (b) en corte, de un afloramiento de materiales fluviales. Un aspecto importante que hay que tener en cuenta es que, independientemente de que la superficie de afloramiento de los materiales corte las curvas de nivel, este tipo de materiales suele estructurarse en capas subhorizontales.

len ser depósitos de extensión muy reducida y de pequeño espesor. Generalmente suelen depositarse subhorizontales y discordantes sobre el material infrayacente.

Al realizar un perfil geológico que corte materiales de este tipo, debemos tener en cuenta que suelen aparecer rellenando pequeñas depresiones.

Cambios laterales de facies (Figura 23.2). En algunos ambientes sedimentarios es muy común que lateralmente, se produzcan variaciones progresivas en la composición de los materiales que se depositan. Es decir, progresivamente se produce una variación lateral en el tipo de litología que sedimenta. Este hecho es muy común a diferentes escalas en algunos ambientes de sedimentación, casi siempre relacionados con el depósito de materiales detríticos, carbonatados y salinos. Tanto en el mapa, como en el corte geológico, se suele representar con una línea quebrada, que representa la zona en la que se produce el cambio de litologías.

Un cambio lateral de facies se considera un contacto litológico, por lo que se suele utilizar la simbología utilizada en los mapas geológicos para los contactos concordantes.

En algunos casos, y para simplificar, en muchos mapas geológicos a escala regional, se suelen incluir todas las litologías que estén relacionadas con un cambio lateral de facies, en un único grupo de materiales representados por una única simbología que comprende todas las litologías implicadas.

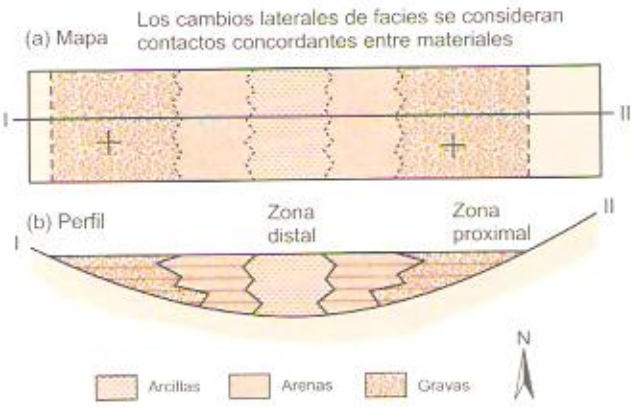


FIGURA 23.2
(a) Mapa geológico de una cuenca de sedimentación en la que se produce un cambio lateral de facies, desde zonas proximales (en los bordes de la cuenca), con depósito de materiales tipo grava; hasta zonas distales (en el interior de la cuenca) con depósito de arcillas (materiales con tamaño de grano muy pequeño). (b) Corte geológico del mapa geológico anterior en el que se representa en perfil, el cambio progresivo de materiales. Los cambios laterales de facies se suelen representar con una línea quebrada, tanto en la representación cartográfica (mapa geológico), como en el perfil.

Materiales ígneos

Plutónicos. Los materiales plutónicos provienen del enfriamiento y solidificación de materiales fundidos en el interior de la corteza (Figura 23.3).

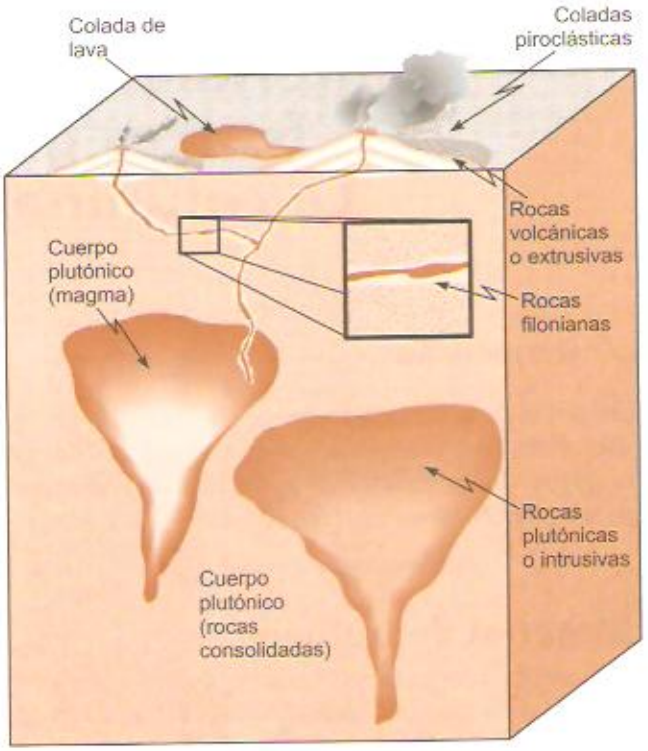


FIGURA 23.3
Bloque diagrama en el que se muestran procesos ígneos formadores de rocas plutónicas y rocas volcánicas.

Este proceso de enfriamiento, confiere a los cuerpos plutónicos morfologías muy variadas, aunque en afloramiento suelen aparecer con formas más o menos elípticas. En muchos casos la presencia de rocas con metamorfismo de contacto (metamorfismo producido por la cercanía de los materiales a cuerpos fundidos), puede indicarnos la presencia de un cuerpo plutónico muy cercano a la superficie, pero que no llega a aflorar.

Otra de las características que se deben tener en cuenta con respecto a los afloramientos de cuerpos plutónicos en un área es que, muy probablemente, lo que aparentemente en superficie es una serie de afloramientos dispersos de materiales plutónicos, son en realidad el mismo cuerpo que, debido a su forma superior irregular, aflora heterogéneamente en la superficie (Figura 23.4).

En los casos en los que materiales intrusivos han sufrido una deformación muy importante, y se han es-

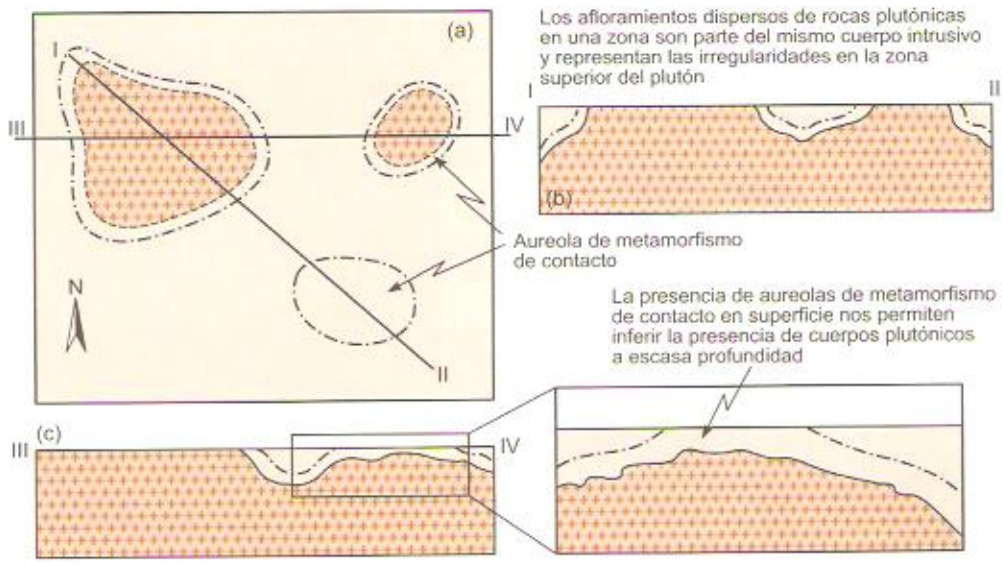


FIGURA 23.4
(a) Mapa geológico en el que aparecen afloramientos dispersos de materiales graníticos. (b) Corte geológico (perfil I-II) en el que se ha interpretado el conjunto de afloramientos dispersos de materiales como parte de un único cuerpo intrusivo. (c) Corte geológico (perfil III-IV), en el que la presencia de aureolas de metamorfismo de contacto en superficie nos permite inferir la presencia de cuerpos graníticos en profundidad.

tructurado en pliegues, se pueden pintar algunas líneas que muestren ese plegamiento, aunque estos materiales no presenten una estructuración interna que nos permita definir anisotropías que permitan visualizar estas deformaciones.

Volcánicos. Las rocas volcánicas debido a su génesis pueden presentar diferentes formas de estructuración dependiendo, únicamente, del proceso que ha generado ese depósito. Muchas coladas volcánicas presentan un buzamiento debido a la existencia de una pendiente en el terreno en el momento en que fluyeron por la superficie (Figura 23.5).

Por lo tanto hay que tener en cuenta, que muchos depósitos de materiales volcánicos, pueden presentar

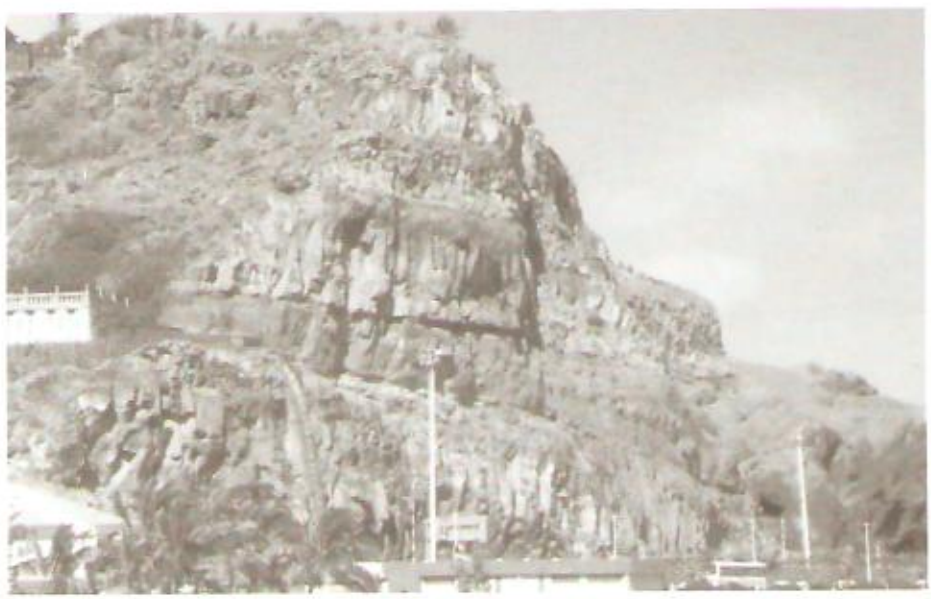


FIGURA 23.5
Foto de un afloramiento de rocas volcánicas en el que se observa el buzamiento de los materiales. Este buzamiento es debido únicamente al mismo proceso de fluencia de los materiales en el momento de su formación sobre una superficie inclinada. Isla de la Gomera, Islas Canarias (España). (Fotografía de J. Giner Robles.)

una estructuración que es consecuencia directa de su génesis, y no de un proceso posterior (basculamientos, deformación, ...) (Figura 23.6).

La actividad plutónica, y más frecuentemente la actividad volcánica producen la intrusión de diques que atraviesan los materiales más antiguos (Figuras 23.6 y 23.7). Estos diques son materiales fundidos que provienen de fuentes relativamente profundas. Cuando en un mapa geológico aparece un dique, debemos tener en cuenta su génesis a la hora de representarlo en el perfil geológico (Figura 23.6).

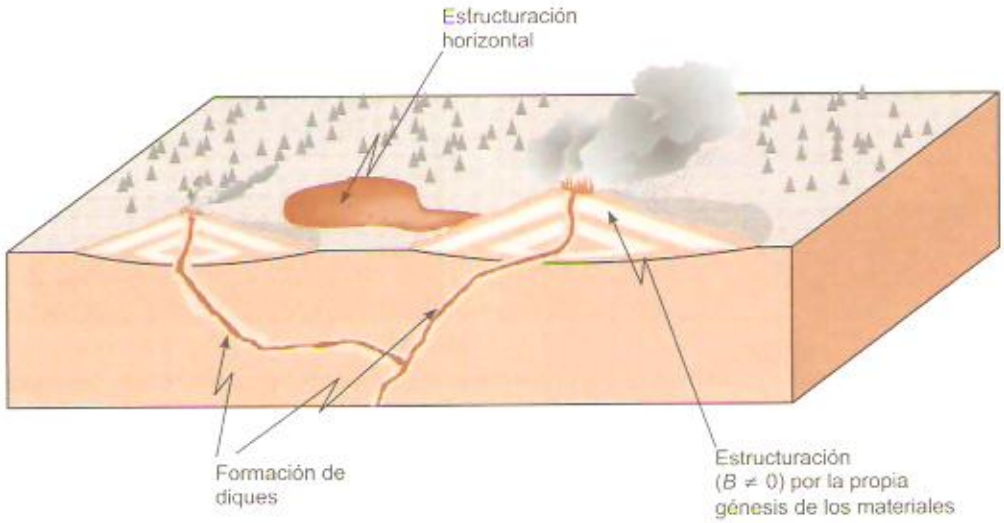


FIGURA 23.6
Bloque diagrama en el que se muestra cómo se distribuyen los afloramientos de rocas volcánicas en superficie y en profundidad.

FIGURA 23.7
Foto de un dique de rocas volcánicas que atraviesa coladas basálticas subhorizontales. Isla de la Gomera, Islas Canarias (España). (Fotografía de J. Giner Robles.)

Materiales metamórficos. Los materiales metamórficos pueden tratarse, a grandes rasgos, como los materiales sedimentarios (Figura 23.8). Aunque hay que tener siempre una serie de consideraciones:

- No se suele representar el buzamiento de los materiales. Para representar su estructuración interna se suele utilizar las orientaciones de la foliación que presentan esos materiales.

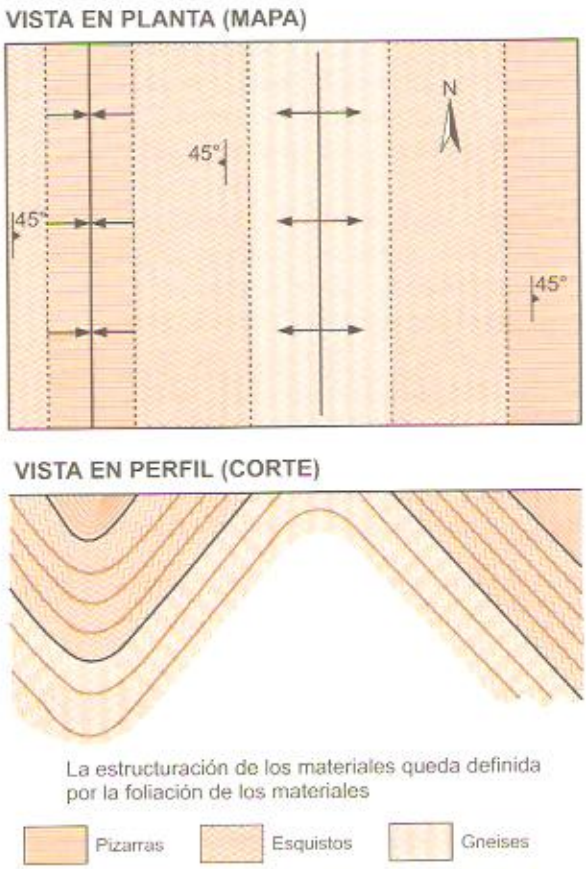


FIGURA 23.8
Mapa geológico y corte en el que se muestra cómo se interpretan los afloramientos de rocas metamórficas en un mapa geológico para la construcción de un perfil.

- Debido a que estas rocas presentan características geológicas muy diferentes a las de otro tipo de materiales, pueden aparecer diferentes tipos de deformación frente a un mismo proceso de deformación de rocas.
- Las estructuras plegadas invertidas en materiales metamórficos hacen referencia simplemente a que los dos flancos del pliegue tienen el mismo sentido de buzamiento.

23.2. La columna estratigráfica

Como ya se ha comentado brevemente en la introducción de este bloque, muchos cortes geológicos y mapas llevan como información complementaria una columna estratigráfica. Una columna estratigráfica representa la sucesión cronológica de materiales de una zona concreta, definiendo su litología y su edad. En una columna, también se representan todas las discontinuidades en la sedimentación que aparecen en el mapa o en el perfil geológico, pero no se representa las posibles deformaciones de origen tectónico que han podido sufrir los materiales (fallas, pliegues, ...).

Una columna estratigráfica debe representar (Figura 23.9):

- Los *materiales* uno encima de otro (se suelen representar como rectángulos apilados) de forma que los materiales más antiguos estén en la parte inferior de la columna y los más modernos en la parte superior.
- La *litología* y *edad* de los materiales, representadas con los colores y tramas correspondientes rellenando cada uno de los rectángulos que define una litología. Normalmente también se añade una breve descripción de la litología; y una escala cronológica que permite la rápida asignación cronológica de cada uno de los materiales.
- Los *contactos* entre los materiales, marcando especialmente las discontinuidades estratigráficas. Normalmente se utilizan la misma simbología que se utiliza en la representación de contactos litológicos en mapas geológicos.

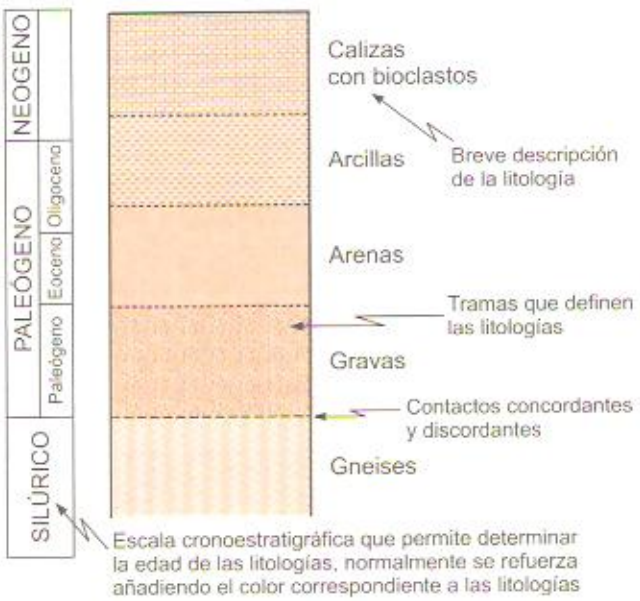


FIGURA 23.9
Ejemplo de una columna estratigráfica en la que se define la sucesión cronológica, litológica y estratigráfica de un conjunto de materiales. Es importante recordar que una columna estratigráfica siempre está asociada a una zona determinada.

En áreas relativamente pequeñas, una columna estratigráfica puede representar una serie de características que en columnas de zonas más extensas no se suelen representar. Estas características son (Figura 23.10):

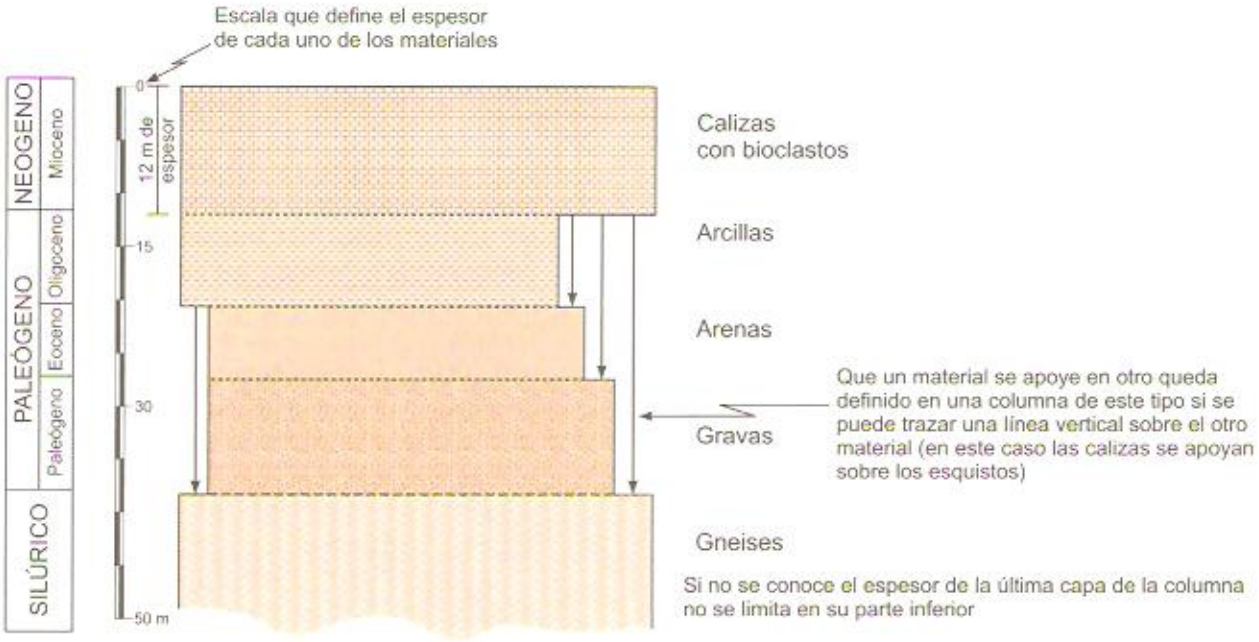


FIGURA 23.10
Ejemplo de columna estratigráfica con relaciones de yacencia, espesor y contenido paleontológico de los materiales. Para determinar las relaciones de yacencia en una columna, se dibujan las diferentes litologías con diferente ancho, dándole un aspecto escalonado a la columna. Para determinar sobre qué litologías se apoya un material en concreto, hay que trazar líneas verticales desde el muro de ese material, hasta el techo del resto de las litologías. El material se apoyará sobre todas las litologías en las que se pueda traza esa línea vertical. En este caso, las calizas se apoyan sobre el resto de los materiales, las arcillas sobre las arenas y esquistos, las arenas sobre las gravas y las gravas sobre los esquistos.

a) El *espesor de los materiales*. A veces se suele representar el espesor de los materiales dibujando, a una escala adecuada, el espesor real de cada uno de los materiales. No obstante, sólo suele hacerse en columnas estratigráficas definidas en áreas muy locales, en las que no se producen variaciones muy pronunciadas en el espesor de los materiales.

b) *Las relaciones de yacencia* definen sobre qué materiales se apoya cada una de las litologías. En la columna estratigráfica se suelen representar los materiales uno encima de otro teniendo en cuenta la edad de cada uno de ellos. No obstante, eso no significa que un material sólo se apoye sobre el material inmediato inferior. En las columnas estratigráficas

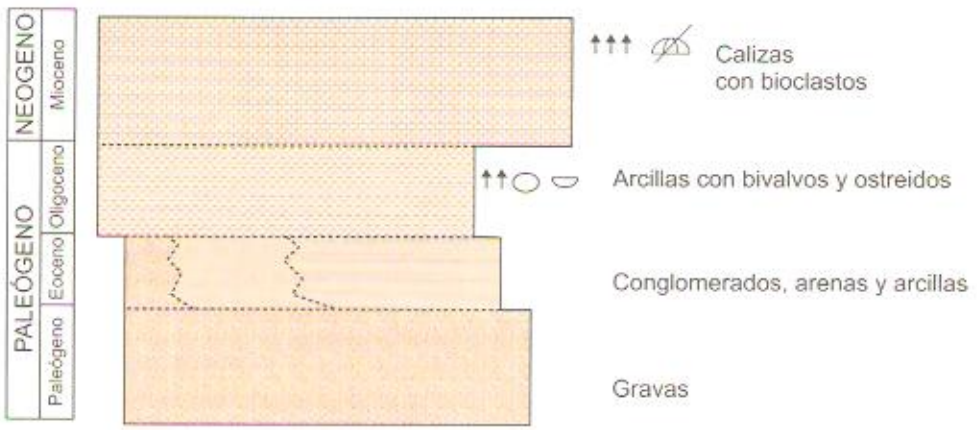


FIGURA 23.11
Representación de cambios laterales de facies en una columna estratigráfica. Los cambios laterales de facies también se representan en las columna estratigráficas de igual forma que en los perfiles; no obstante, sí que se utiliza la simbología utilizada en mapa geológico para definir un contacto concordante.

se pueden representar las relaciones de yacencia representando las litologías con diferentes tamaños. Estas diferencias en el tamaño permiten determinar visualmente sobre qué materiales de apoya una litología determinada.

c) *Cambios laterales de facies*. Para representar los posibles cambios laterales de litologías asociados a los mismos procesos de sedimentación se utiliza la misma simbología que se utiliza en los perfiles geológicos (Figura 23.11).

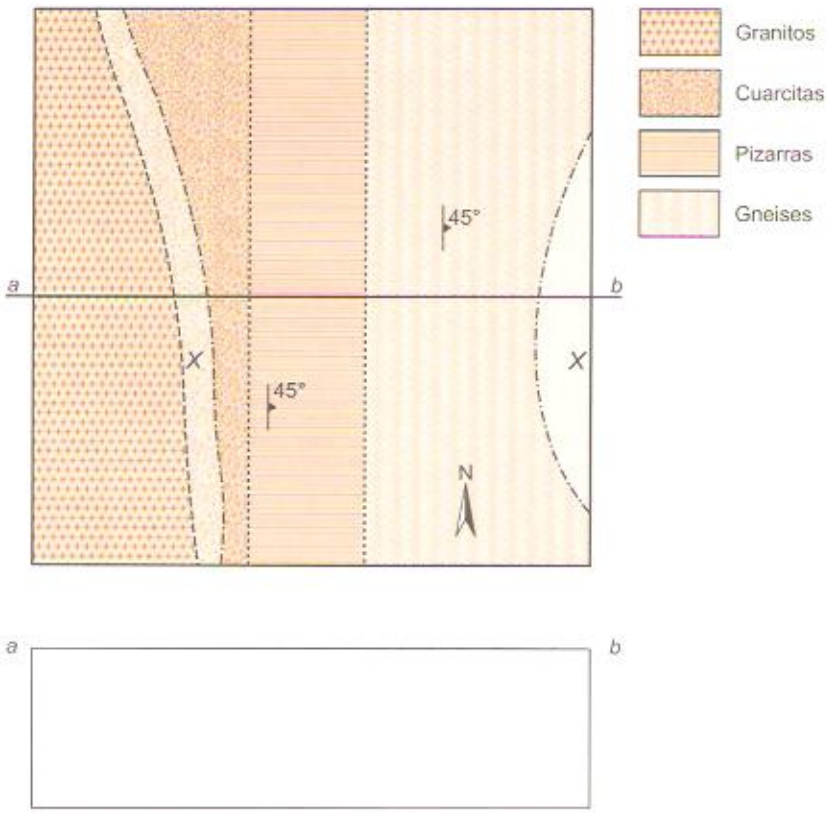
d) El *contenido paleontológico* de cada material se suele representar, sobre todo en columnas de detalle, con símbolos identificativos. Aunque, generalmente, se suele incluir en la descripción breve de los materiales (Figura 23.12).

e) Las *estructuras* que aparecen en ese material (estructuras sedimentarias, ...).

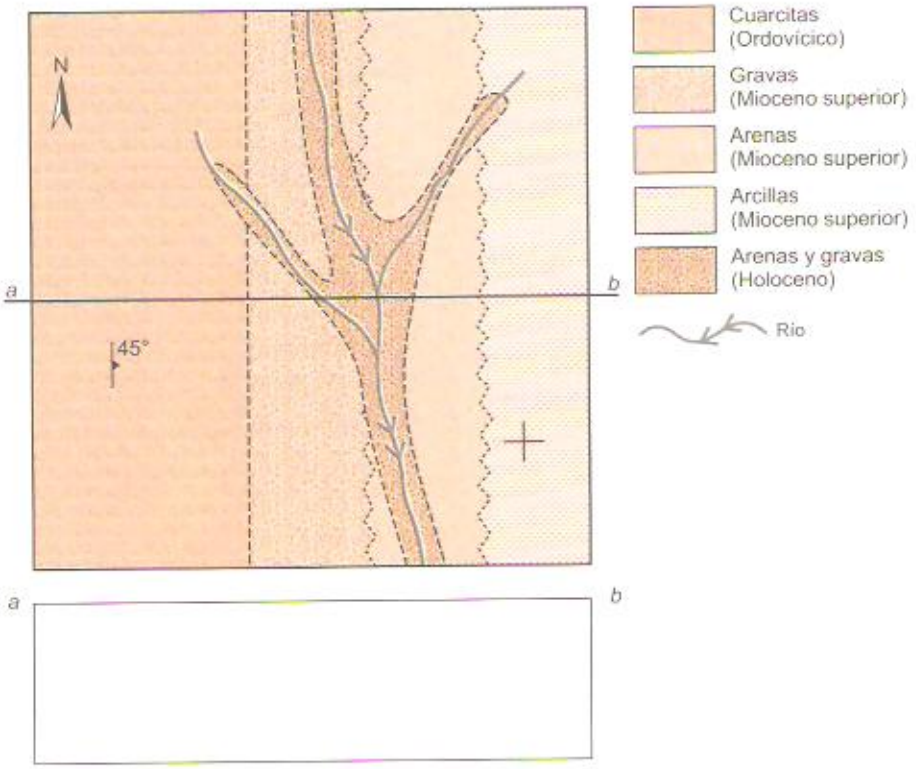
FIGURA 23.12
Ejemplo de la simbología utilizada para representar el contenido paleontológico en algunas columnas estratigráficas (véase Figura 23.11).

EJERCICIOS

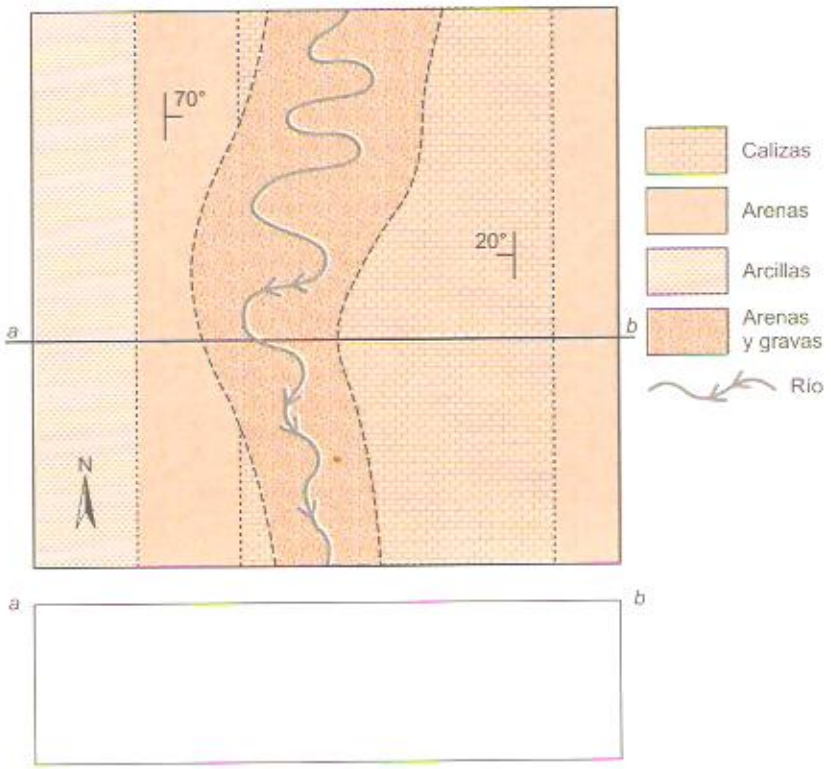
1. Realizar el perfil geológico a-b en este mapa con superficie topográfica plana. Los materiales graníticos presentan enclaves del resto de los materiales. Las superficies marcadas con una *X*, representan superficies de afloramiento de materiales afectados por metamorfismo de contacto. (Realizar el corte en la superficie definida por el rectángulo.)



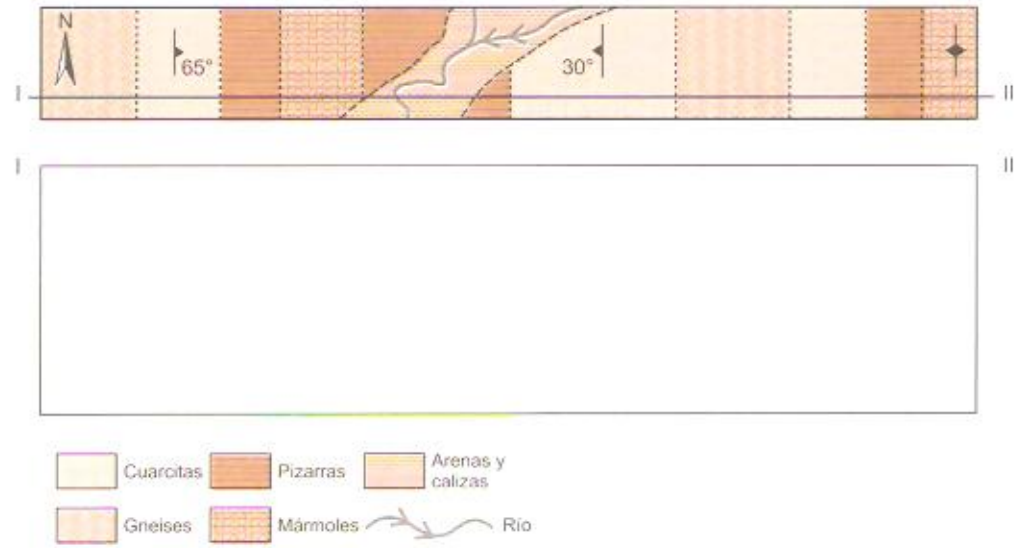
2. Realizar el perfil topográfico *a-b* sobre este mapa geológico con superficie topográfica plana. Construir la columna estratigráfica de los materiales que aparecen, sabiendo que las arcillas presentan 150 metros de espesor, y que las arenas y conglomerados del Holoceno presentan un espesor de 25 metros.



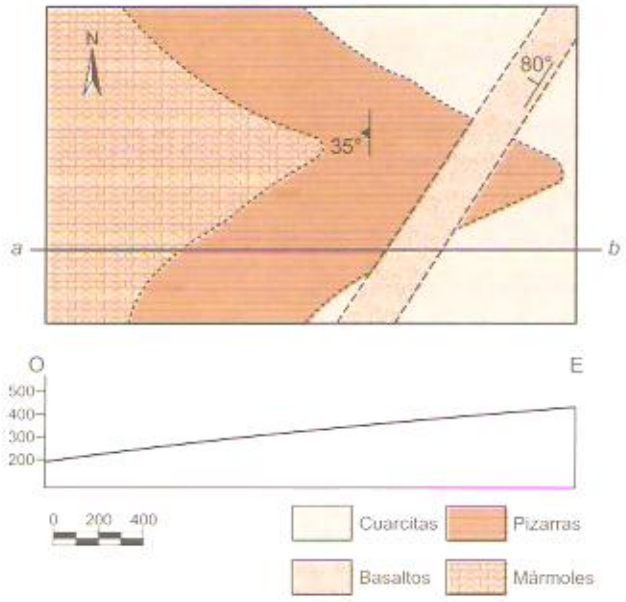
3. Realizar el perfil *a-b* sobre este mapa geológico con superficie topográfica plana.



4. Realizar el perfil I-II sobre este fragmento de un mapa geológico con superficie topográfica plana. Completar el mapa geológico añadiendo la simbología que falta. Calcular el espesor (real o aparente) de los materiales (escala del mapa 1:10.000).



5. Realizar el perfil topográfico *a-b* sobre este mapa geológico con superficie topográfica con relieve.



6. El mapa geológico del ejercicio 4 es un fragmento de este mapa geológico, corrige el corte del ejercicio 4 (perfil I-II) con los datos que se observan en la totalidad del mapa. Realizar el perfil II-IV. En el mapa geológico hay un error en la cartografía, localízelo. Calcular el buzamiento del plano axial de los pliegues que aparezcan.

7. Pintar los colores y tramas correspondientes a las litologías de la siguiente columna estratigráfica. Marcar y define el tipo de discontinuidades que aparecen en la columna. Calcular los espesores (en metros) de cada una de las capas considerando que están representadas a escala 1:2.000. ¿Sobre qué materiales se apoyan los carbonatos del Cretácico superior? ¿Y las areniscas del Jurásico superior?

8. Pintar una columna estratigráfica que represente los siguientes datos:
   a) Material a: capa de calizas del Paleoceno de 20 metros de espesor. Se apoya sobre los materiales b, d y e.
   b) Material b: capa de dolomías del Cretácico superior de 15 metros de espesor, con frecuentes moldes de braquiópodos. Se apoya sobre los materiales c, d y e.

c) Material c: capa de areniscas del Cretácico inferior de 10 m de espesor, con restos de fragmentos abundantes de ammonoideos y braquiópodos. Se apoya sobre el material d.

d) Material d: capa de conglomerados del Jurásico superior de 10 m de espesor. Se apoya sobre el material e.

e) Material e: capa de carbonatos del Jurásico inferior. Restos escasos de ammonoideos. Se apoya sobre el material f.

f) Material f: capa de areniscas del Pérmico.

PRÁCTICA 24

Historia geológica

✓ Objetivos

Reconstrucción de la historia geológica de una zona a partir de cortes y/o mapas geológicos.

Material de trabajo

Regla, escuadra, cartabón, lápices de colores.

24.1. La Historia geológica de una zona

La historia geológica de una zona es la enumeración cronológica (de más antiguo a más moderno) de los procesos geológicos más importantes que han ocurrido en esa zona. Dentro de esos procesos se suelen considerar:

- Deposición, intrusión o formación de materiales. Se enumera la secuencia cronológica de: la deposición de materiales en el caso de las rocas sedimentarias; la intrusión y formación de rocas plutónicas; la emisión y formación de rocas volcánicas; y la formación de rocas metamórficas.
- Procesos erosivos o de no sedimentación de materiales.
- Procesos de levantamiento o hundimiento de la zona, casi siempre relacionados con cambios relativos del nivel del mar.
- Procesos de deformación. Basculamiento de materiales, formación de fallas o de pliegues.

A continuación se describirá brevemente cómo se pueden establecer los diferentes estadios de una historia geológica, a partir de los datos que nos puede proporcionar un mapa o un perfil geológico de una zona.

24.2. Deposición, intrusión o formación de materiales

Cuando establecemos la historia geológica de una zona debemos tener en cuenta, en primer lugar, la secuencia de deposición, intrusión o formación de materiales.

Para ello se utilizan los principios fundamentales de la geología descritos en la introducción de este bloque de prácticas:

- *Principio de superposición de los estratos*. Los estratos se depositan inicialmente horizontales, localizándose los más antiguos debajo (véase Figura III.37a).
- *Principio de relaciones de corte*. Las intrusiones ígneas son procesos más modernos que las rocas a las que afectan (véase Figura III.37b).
- *Principio de relaciones de inclusión*. Un fragmento de roca incluido o incorporado en otro es más antiguo que la roca que lo contiene (véase Figura III.37c).

Mediante estos principios tan simples se puede, en la mayor parte de los casos, determinar la secuencia cronológica de materiales.

24.3. Estructuración de los materiales

La estructuración de los materiales es muy importante a la hora de determinar la historia geológica de una zona.

Si los materiales son sedimentarios, suelen depositarse horizontales uno encima de otro; y si aparecen con cualquier buzamiento distinto de 0°, este hecho permite inferir la presencia de un proceso de basculamiento relacionado posiblemente con algún tipo de proceso de carácter más regional (deformaciones tectónicas, orogenias, ...).

Los materiales plutónicos, debido a su génesis no presentan planos que nos permitan determinar su posición inicial.

Los materiales metamórficos suelen presentar diferentes estructuraciones, ya que el mismo proceso de génesis implica una reorientación y transformación de su estructura interna.

Como ya se ha comentado, los materiales volcánicos, pueden presentar diferentes estructuraciones dependiendo del tipo de proceso que los ha generado. Las coladas de lava presentan un ángulo de buzamiento que está relacionado con la pendiente del terreno sobre el cual fluyeron en el momento de su formación (véase Figura 23.5).

24.4. Significado de las discontinuidades (erosión y no deposición)

Las discontinuidades estratigráficas (véase Figura 20.6) nos permiten establecer, en la historia geológica de una zona, la presencia de procesos erosivos y/o de no sedimentación de materiales (Figura 24.1).

Las *disconformidades* indican que, durante un intervalo de tiempo en el que no se han depositado materiales, se ha producido la erosión de los materiales ya depositados.

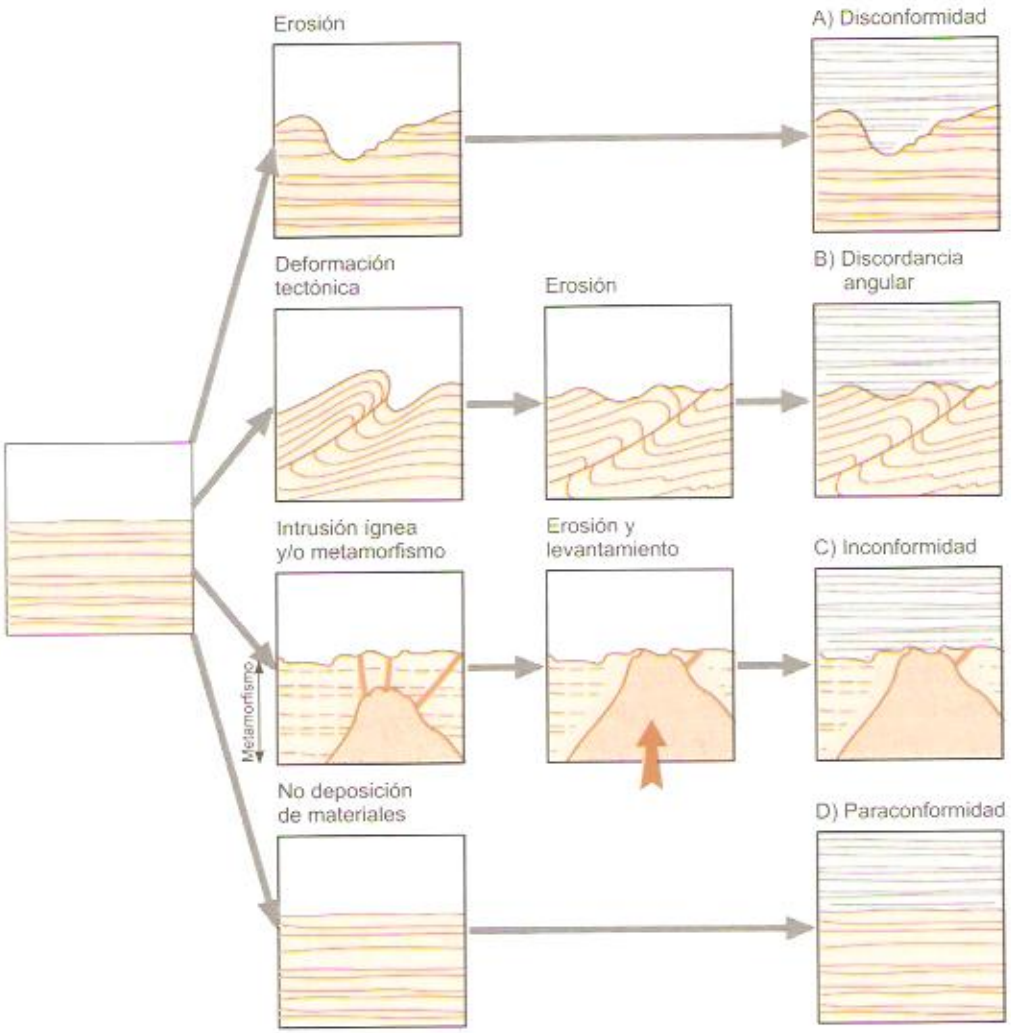


FIGURA 24.1
Las principales discontinuidades estratigráficas representan una serie de procesos que deben ser considerados en la historia geológica de una zona.

Las *discordancias angulares* representan, como mínimo, que durante un intervalo de no sedimentación de materiales se ha producido un proceso de deformación tectónica, y posteriormente un proceso de erosión.

Las *inconformidades* representan un intervalo de no deposición de materiales, en el que se producen intrusiones magmáticas y/o metamorfismo, y posteriormente un proceso de erosión muy importante (denudación).

Las *paraconformidades*, generalmente, no representan erosión de materiales, sólo indican intervalos temporales en los que no se ha producido sedimentación (no deposición de materiales).

24.5. Ambientes de formación

En la descripción de una historia geológica, también se ha de tener en cuenta la génesis de los diferentes materiales. Las características de los procesos generadores de esas rocas van a proporcionar una serie de datos fundamentales a la hora de definir correctamente la historia geológica.

Los materiales plutónicos y la mayor parte de los materiales metamórficos suelen formarse a profundidades relativamente elevadas. Por lo tanto, la presencia de rocas plutónicas y/o metamórficas en superficie o muy cercanas a esta, indican, en la mayor parte de los casos, un proceso importante de erosión y levantamiento del área en la que afloran.

Además, la mayor parte de estos procesos son de carácter regional, lo que permite establecer la existencia de un proceso termodinámico regional que explique su existencia; como pueden ser los procesos orogénicos (formación de cadenas de montañas).

Las rocas metamórficas pueden formarse en diferentes condiciones de presión y/o temperatura. Dependiendo del tipo de roca metamórfica, se puede definir un grado de metamorfismo; ese grado de metamorfismo nos puede proporcionar datos sobre los procesos que se han generado.

Por ejemplo, el metamorfismo de contacto es un proceso metamórfico de alta temperatura normalmente asociado a la presencia de rocas fundidas. Si se observa un material en contacto con un plutón de rocas

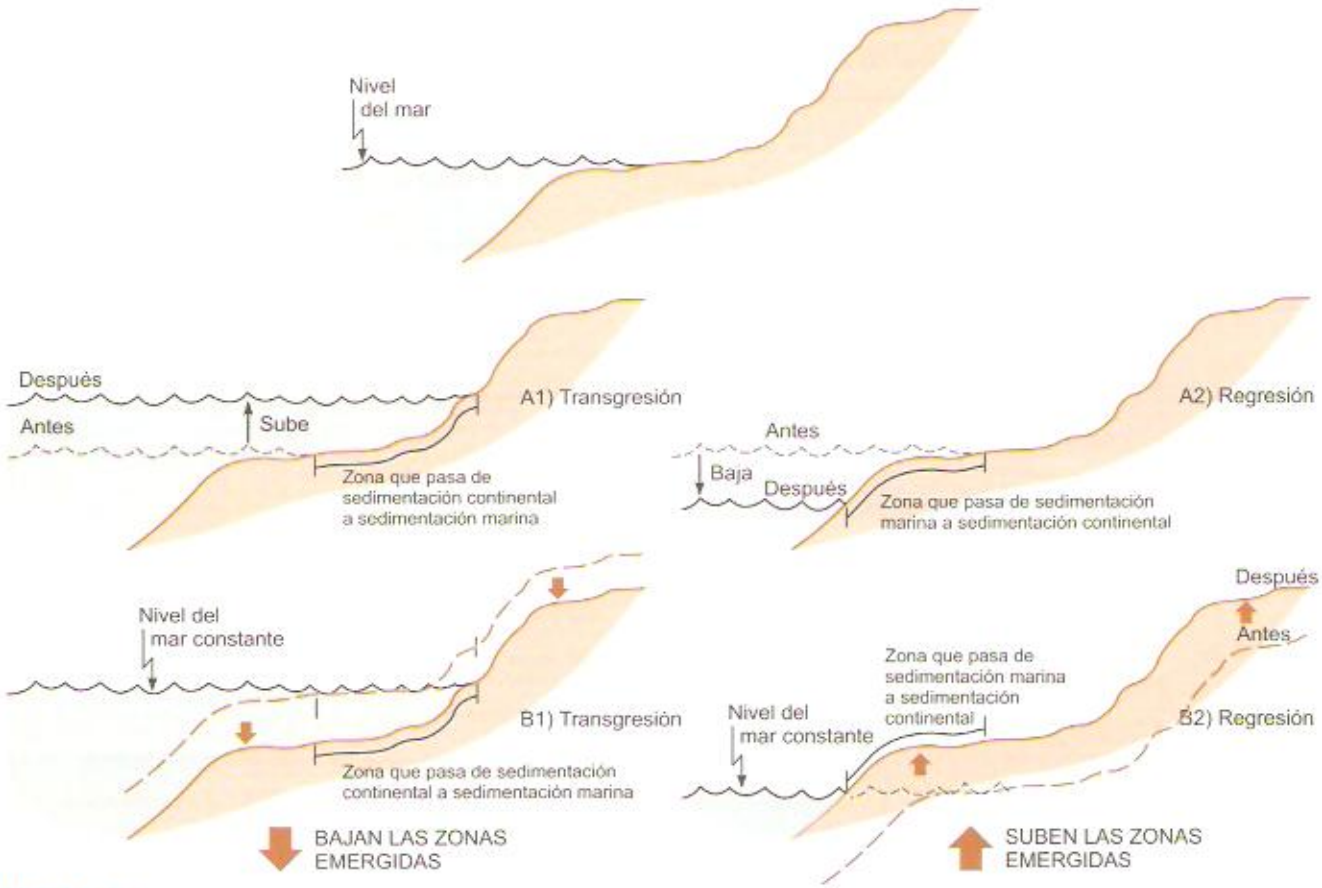


FIGURA 24.2
Procesos que pueden inducir transgresiones y regresiones. (a) Variaciones en el nivel del mar. (b) Movimientos en la vertical de las zonas emergidas.

ígneas, que ha sufrido un proceso de metamorfismo de contacto, es evidente que la intrusión magmática es posterior a la formación de las rocas que han sufrido ese proceso metamórfico.

Los procesos volcánicos son de carácter más local, pero nos permiten establecer la presencia de una actividad volcánica en la zona analizada. La presencia de enjambres de diques que atraviesan los materiales anteriores nos permite establecer con gran exactitud la edad del proceso volcánico que ha tenido lugar en la zona.

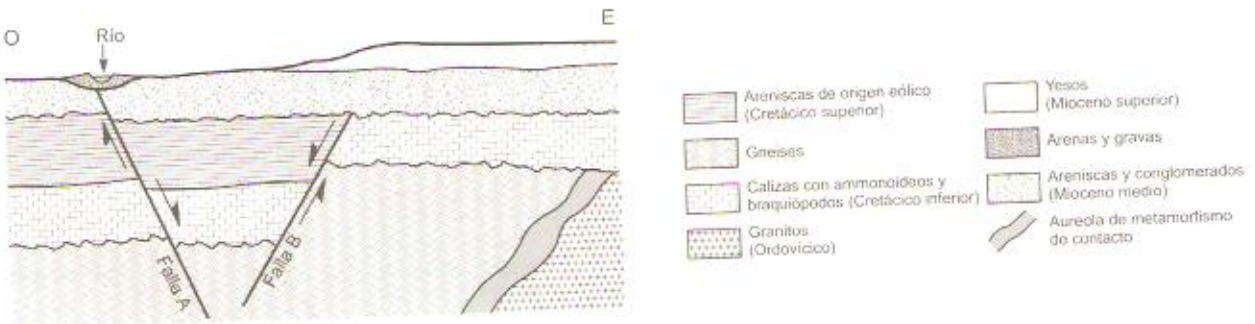
El ambiente de formación de las rocas sedimentarias proporciona una información muy valiosa sobre la historia geológica de la zona. Las diferentes características de los materiales nos permiten inferir la presencia de grandes eventos geológicos. Simplemente el hecho de definir si el ambiente de sedimentación de una roca es continental o marino, puede permitirnos definir variaciones relativas del nivel del mar: regresiones (bajadas relativas del nivel mar) y transgresiones (subidas relativas del nivel del mar).

Hay que tener en cuenta, que una transgresión o una regresión no sólo se producen por cambios en el nivel del mar, también pueden estar producidas por basculamientos (hundimientos o levantamientos) de una zona, mientras el nivel del mar permanece constante (Figura 24.2, de página anterior).

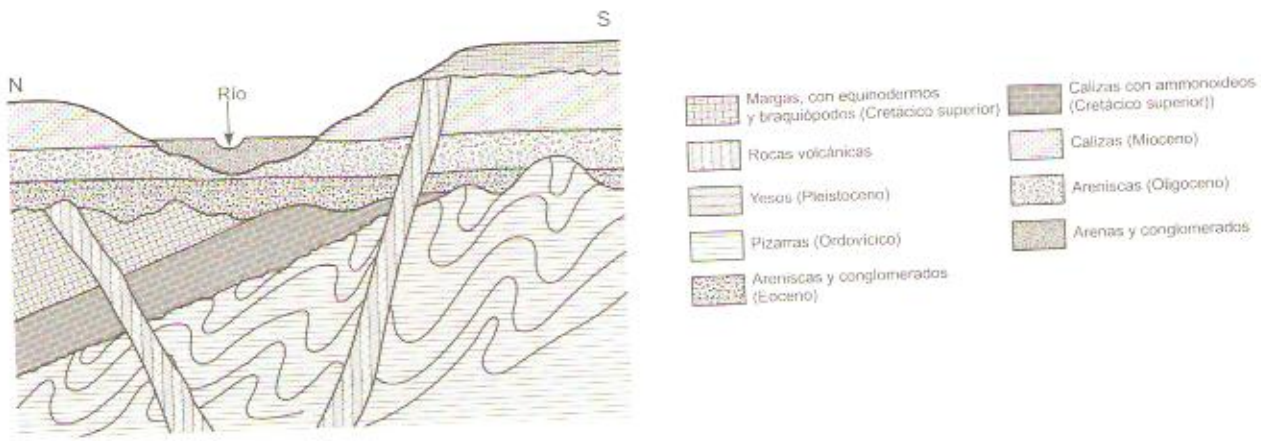
EJERCICIOS

1. A partir del corte geológico adjunto contestar las siguientes cuestiones:
   - Las rocas intrusivas ¿son más antiguas o más modernas que las rocas metamórficas? Otorgar una edad mínima a las rocas metamórficas.
   - ¿Qué falla es más antigua de las dos que aparecen en el corte?
   - ¿Cuántas etapas de deformación se pueden deducir en el corte? Acótelas en el tiempo.
   - Identificar y clasificar las discontinuidades que aparecen en el corte.

   Construir la columna estratigráfica (edad, litología y discontinuidades), y establece la historia geológica de esta zona. Colorear el corte en función de la edad de los materiales.



2. A partir del corte geológico adjunto responder a las siguientes cuestiones:



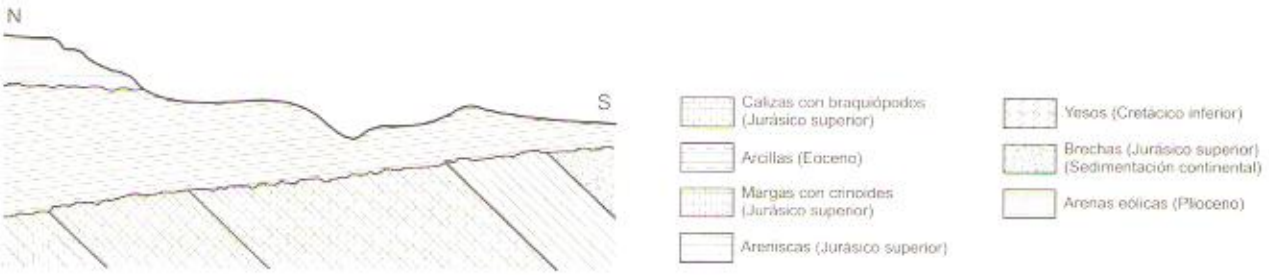
- ¿Qué dique de rocas volcánicas es más antiguo? Acotar en el tiempo la edad de cada uno de ellos.
- ¿Cuántas etapas de deformación se pueden deducir en el corte? Acótelas en el tiempo.
- Identificar y clasificar las discontinuidades que aparecen en el corte.

Construir la columna estratigráfica (edad, litología y discontinuidades), y establecer la historia geológica de esta zona. Colorear el corte en función de la edad de los materiales.

3. A partir del corte geológico adjunto responder a las siguientes cuestiones:

- ¿Cuántas etapas de deformación se pueden deducir en el corte? Acótelas en el tiempo.
- Identificar y clasificar las discontinuidades que aparecen en el corte.

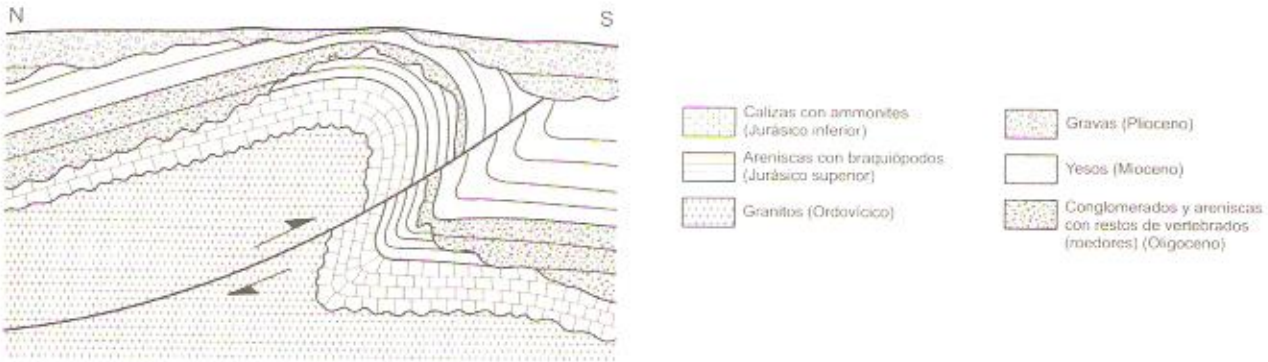
Construir la columna estratigráfica (edad, litología y discontinuidades), y establecer la historia geológica de esta zona. Colorear el corte en función de la edad de los materiales.



4. A partir del corte geológico adjunto responder a las siguientes cuestiones:

- ¿Cuántas etapas erosivas se pueden definir? Acotar en el tiempo la edad de cada una de ellas.
- ¿Cuántas etapas de deformación se pueden deducir en el corte? Acótelas en el tiempo.
- Identificar y clasificar las discontinuidades que aparecen en el corte.

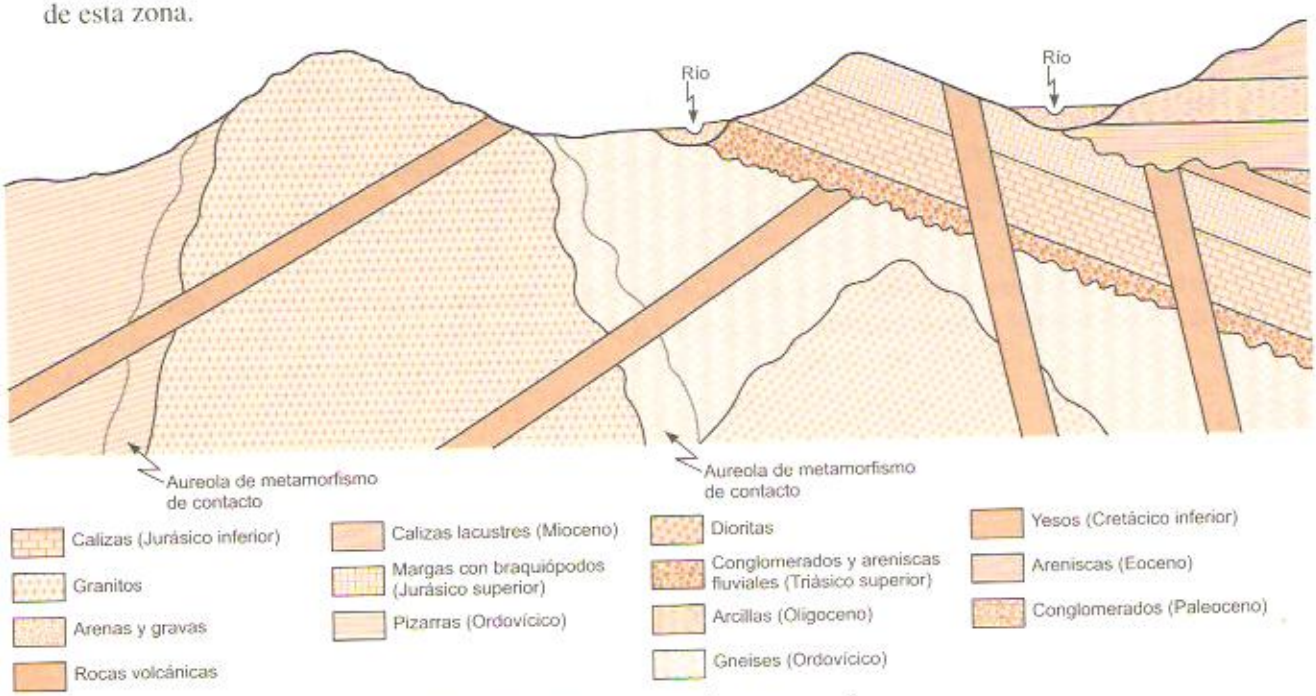
Construir la columna estratigráfica (edad, litología y discontinuidades), y establecer la historia geológica de esta zona. Colorear el corte en función de la edad de los materiales.



5. A partir del corte geológico adjunto responder a las siguientes cuestiones:

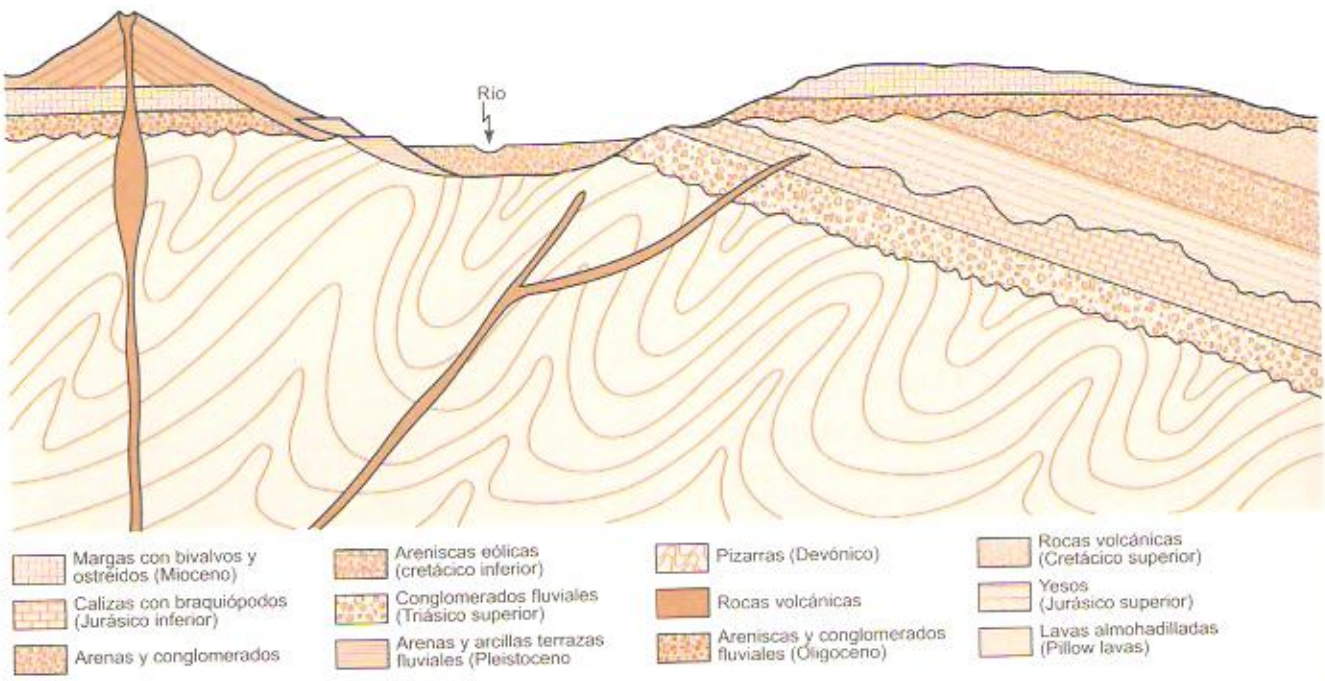
- ¿Cuántas etapas de actividad volcánica se pueden deducir del corte? Acotar en el tiempo la edad de cada una de ellas.
- ¿Qué rocas intrusivas son más antiguas? Acótelas la edad de cada tipo de roca en el tiempo.
- Identificar y clasificar las discontinuidades que aparecen en el corte.
- A la vista de la información disponible, ¿se pueden definir cambios relativos del nivel mar? Identifíquelos y determine su edad.
- ¿Cuántas etapas erosivas importantes se pueden deducir del corte? Establecer su edad.

Construir la columna estratigráfica (edad, litología y discontinuidades), y establecer la historia geológica de esta zona.



6. A partir del corte geológico adjunto responder a las siguientes cuestiones:
   - ¿Cuántas etapas de actividad volcánica se pueden deducir del corte? Acotar en el tiempo la edad de cada una de ellas.
   - Identificar y clasificar las discontinuidades que aparecen en el corte.
   - A la vista de la información disponible, ¿se pueden definir cambios relativos del nivel mar. Identifíquelos y determina su edad.
   - ¿Cuántas etapas erosivas se pueden deducir del corte? Establecer su edad.

   Construir la columna estratigráfica (edad, litología y discontinuidades), y establecer la historia geológica de esta zona.



REFERENCIAS

Adrados, M. A., García Viel, E. y López Martínez, J. (1981): *La Sierra de Gredos. Guía de los Galayos, el Circo de Gredos y otras zonas de interés*, Editorial Guías de Montaña, 480 págs. Madrid.

Bash, R. M. (2000), editor: *Laboratory Manual in Physical Geology,* Prentice Hall, American Geological Institute, National Association for Geoscience Teachers. Fifth Edition, 332 págs.

Berga, L. (1988): *Las inundaciones: sistemas de alarma y previsión en «Riesgos Geológicos»,* Instituto Geológico y Minero de España, págs. 142-155.

Dunham, R. J. (1962): «Classification of carbonate rocks according to depositional textura» en *Classification of Carbonate Rocks* (ed. por W. E. Ham), págs.108-121. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.

Folk, R. L. (1959): «Practical petrographic classification of limestones», *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 43, 1-38.

Folk, R. L. (1959): «Spectral subdivision of limestone types» en *Classification of Carbonate Rocks* (ed. por W. E. Ham), págs. 62-84. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.

GEODE II (1998): *Geologic Exploration on Disk.* CD-ROM, Prentice Hall.

Hötzl, H. (1992): *The lost Danube: karts hydrogeology of the western Swabian Alb, south Germany*. International Contributions to Hydrogeology, 13: 179-196.

Monmonier, M. (1996): *How to lie with maps. Second edition,* The Univesity of Chicago Press.

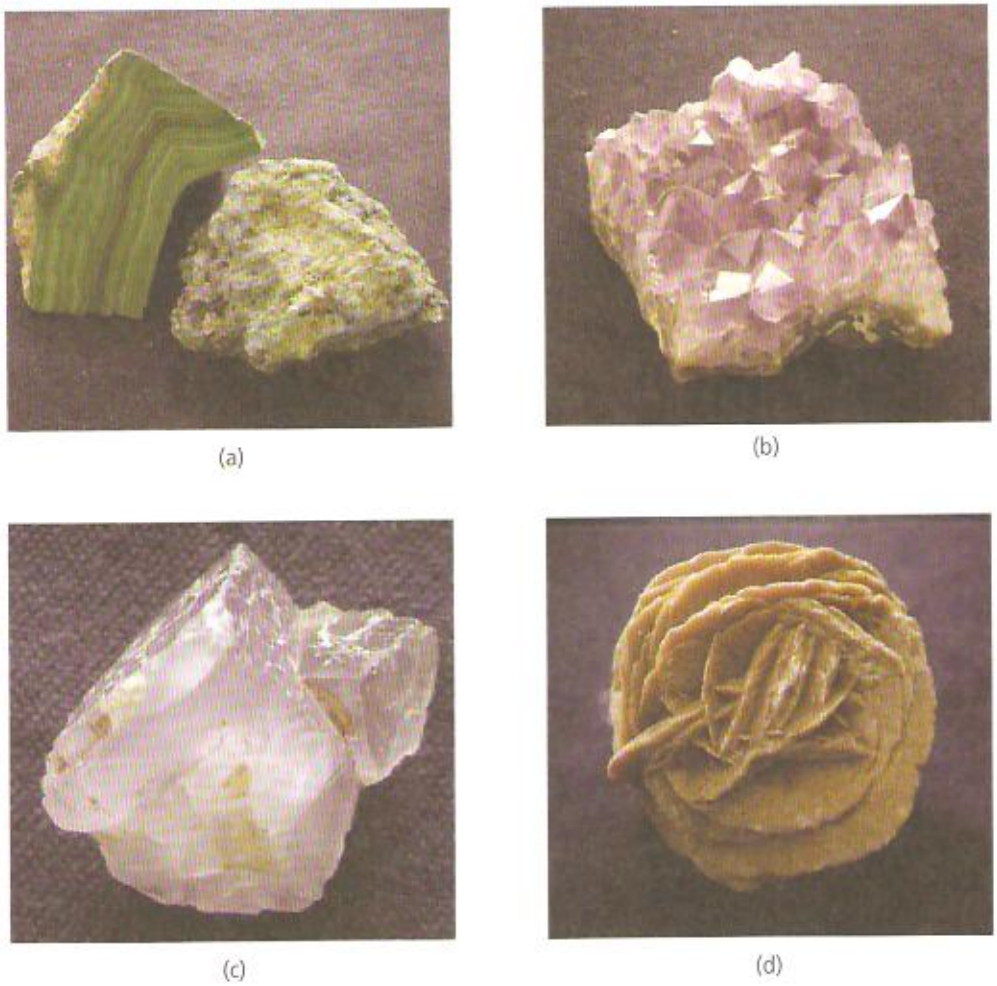
Moore D. M. y Reynolds, R. C. (1989): *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals,* Oxford University Press, 331 págs.

Perkins, D. y Henke, K. E. (2002): *Minerales en Lámina Delgada*, Prentice-Hall, Madrid, 139 págs.

Tarbuck, E. J. & Lutgens (2000): *Ciencias de la Tierra. Introducción a la Geología Física,* Prentice Hall, 563 págs.

DETERMINACIÓN DE CARACTERÍSTICAS DEL MINERAL SIN APLICACIÓN DE UN AGENTE EXTERNO

Color



(a) (b) (c) (d)

FIGURA 1.1
Color. Minerales idiocromáticos: (a) Malaquita y azurita. Alocromáticos: (b) Amatista. (c) Fluorita. (d) Yeso rojo. (Fotografías de Manuel Pozo.)

DETERMINACIÓN DE CARACTERÍSTICAS DEL MINERAL SIN APLICACIÓN DE UN AGENTE EXTERNO

Brillo (lustre)

FIGURA 1.2
Brillo. (a) Metálico (pirita). (b) Submetálico (grafito). (c) Adamantino (cerusita). (d) Vítreo (yeso). (e) Nacarado (baritina). (f) Resinoso (esfalerita). (g) Sedoso (trona). (h) Céreo (malaquita). (Fotografías de Manuel Pozo.)

DETERMINACIÓN DE CARACTERÍSTICAS DEL MINERAL SIN APLICACIÓN DE UN AGENTE EXTERNO

Brillo (lustre)

(a) (b)

FIGURA 1.3
Alteración. (a) Pirita alterada a limonita. (b) La misma muestra partida para ver su color y brillo real. (Fotografías de Manuel Pozo.)

Morfología de los minerales: forma y hábito

(a) (b)

FIGURA 1.4
Ejemplo de cuarzo masivo (a) y de un agregado de cristales de cuarzo bien formados (b). (Fotografías de Manuel Pozo.)

DETERMINACIÓN DE CARACTERÍSTICAS DEL MINERAL SIN APLICACIÓN DE UN AGENTE EXTERNO

Hábitos aplicados a cristales individuales

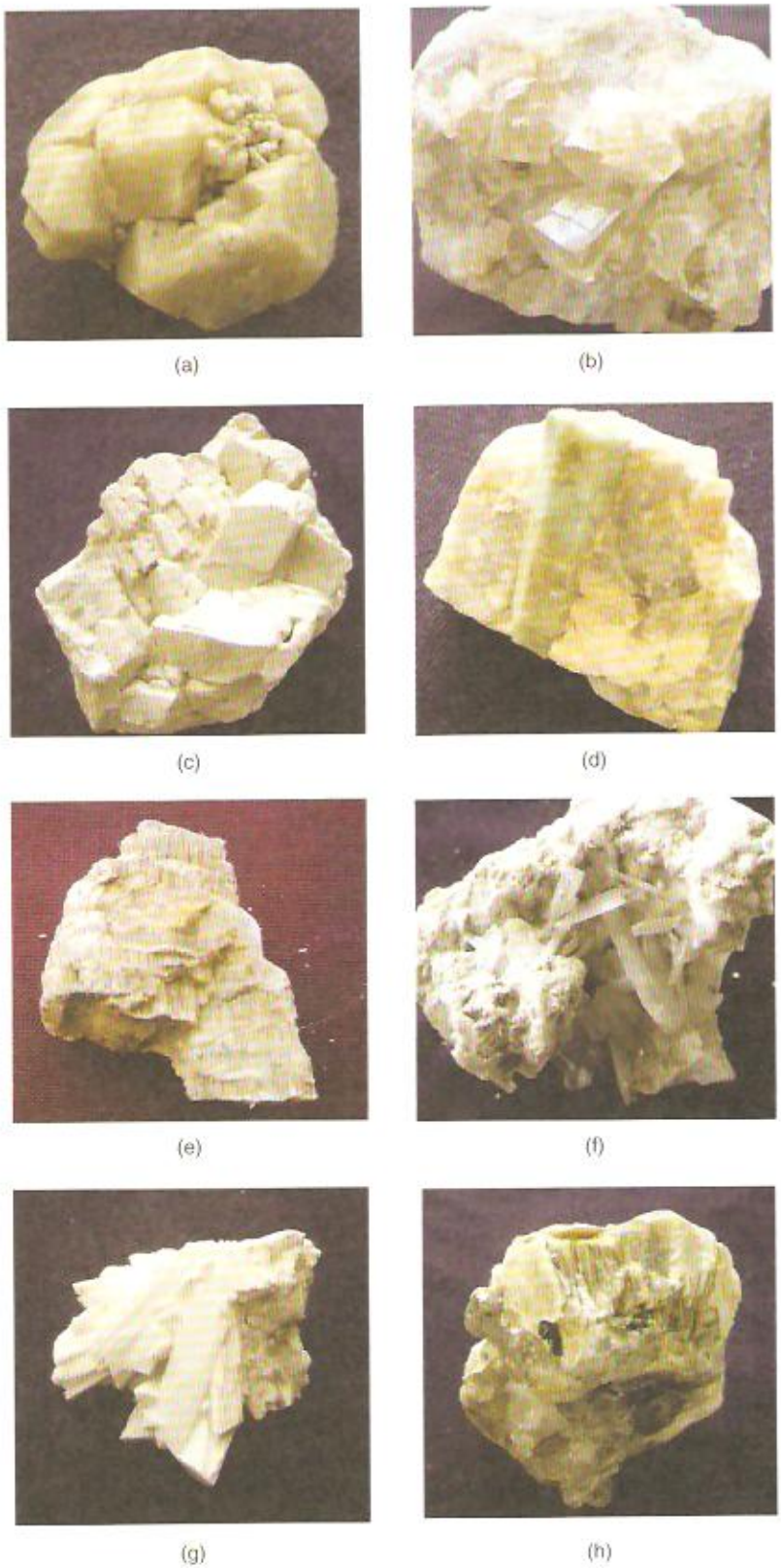


FIGURA 1.8
Hábito de individuos. (a) Granate (isométrico). (b) Fluorita (isométrico). (c) Ortosa (bloque). (d) Apatito (prismático). (e) Crisotilo (acicular). (f) Celestina (tabular). (g) Ceolita (hojoso). (h) Moscovita (micáceo). (Fotografías de Manuel Pozo.)

DETERMINACIÓN DE CARACTERÍSTICAS DEL MINERAL SIN APLICACIÓN DE UN AGENTE EXTERNO

Hábitos aplicados a agregados

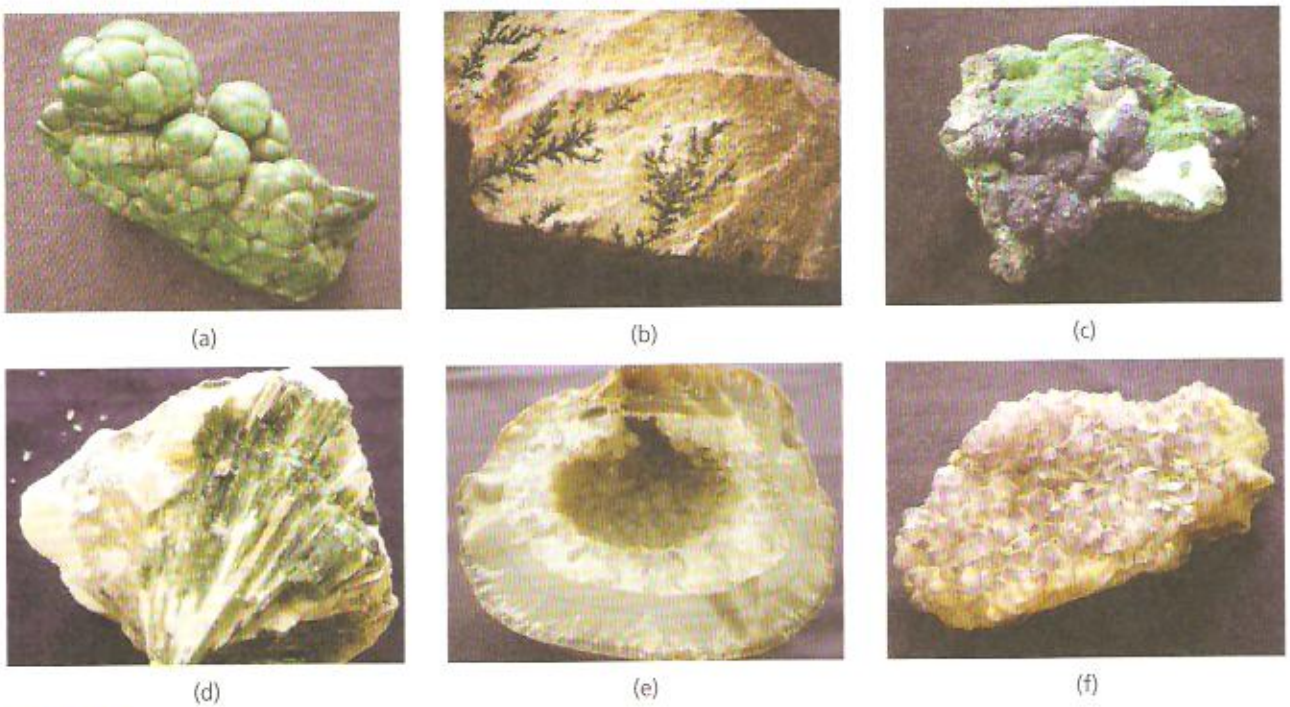


FIGURA 1.9
Hábito de agregados. (a) Botrioidal (malaquita). (b) Dendritico (pirolusita). (c) Masivo granular (azurita-malaquita). (d) Fibroso (turmalina). (e) Geoda (cuarzo). (f) Drusa (amatista). (Fotografías de Manuel Pozo.)

DETERMINACIÓN DE CARACTERÍSTICAS DEL MINERAL APLICANDO UN AGENTE EXTERNO

Color de la raya

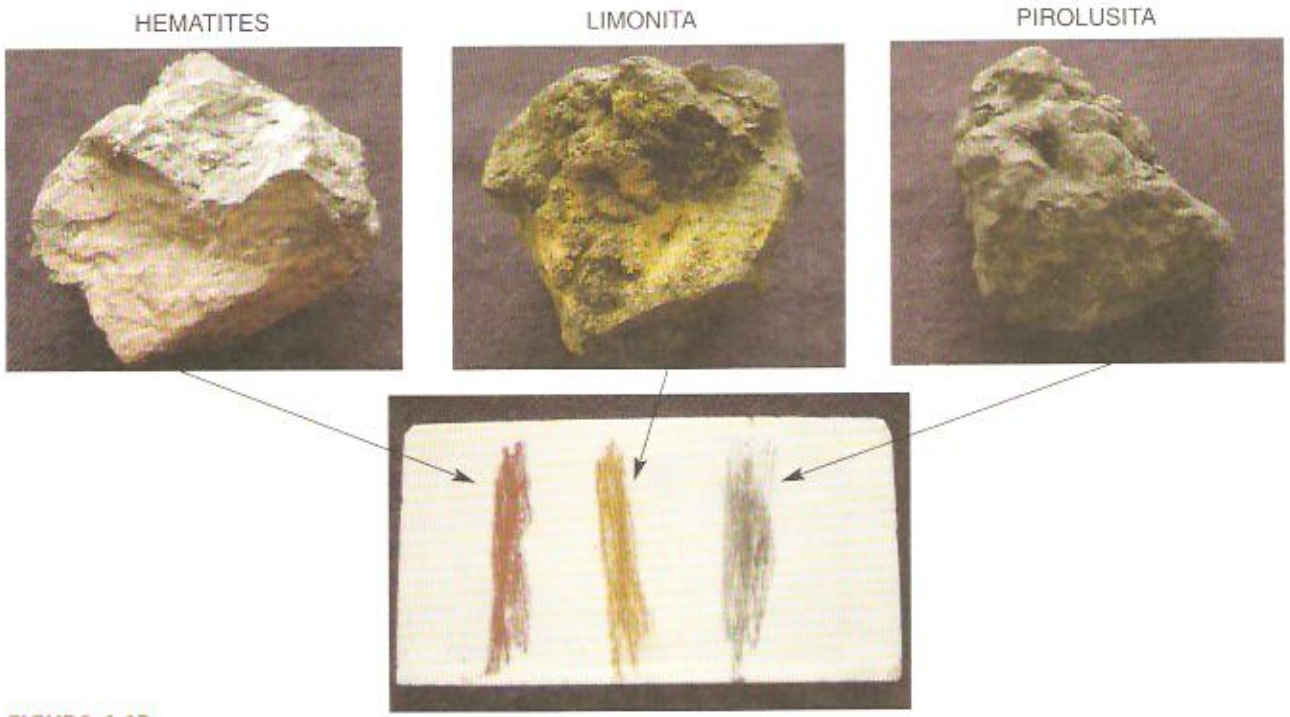


FIGURA 1.12
Color de la raya de diversos minerales. Se muestran las rayas características de hematites (roja), limonita (amarillo ocre) y pirolusita (negra). (Fotografías de Manuel Pozo.)

FIGURA 2.1
Minerales petrogenéticos. (a) Cuarzo. (b) Ortosa. (c) Plagioclasa. (d) Moscovita. (e) Biotita. (f) Hornblenda (anfíbol). (g) Augita (piroxeno). (h) Olivino. (i) Calcita. (j) Dolomita. (k) Yeso. (l) Halita. (Fotografías de Manuel Pozo.)

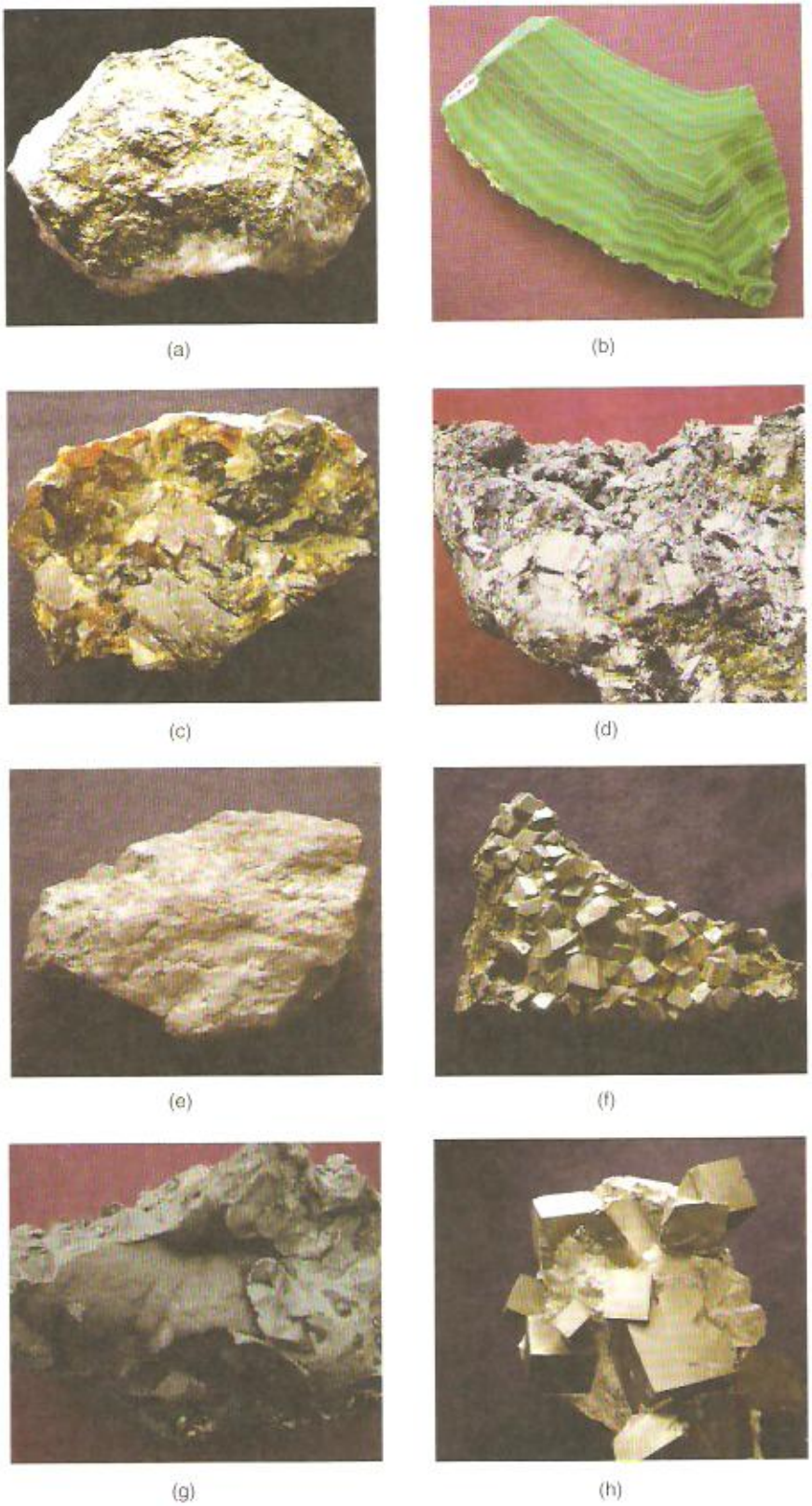


FIGURA 2.2
Minerales metálicos y menas. (a) Calcopirita. (b) Malaquita. (c) Esfalerita. (d) Galena. (e) Oligisto. (f) Magnetita. (g) Pirolusita. (h) Pirita. (Fotografías de Manuel Pozo.)

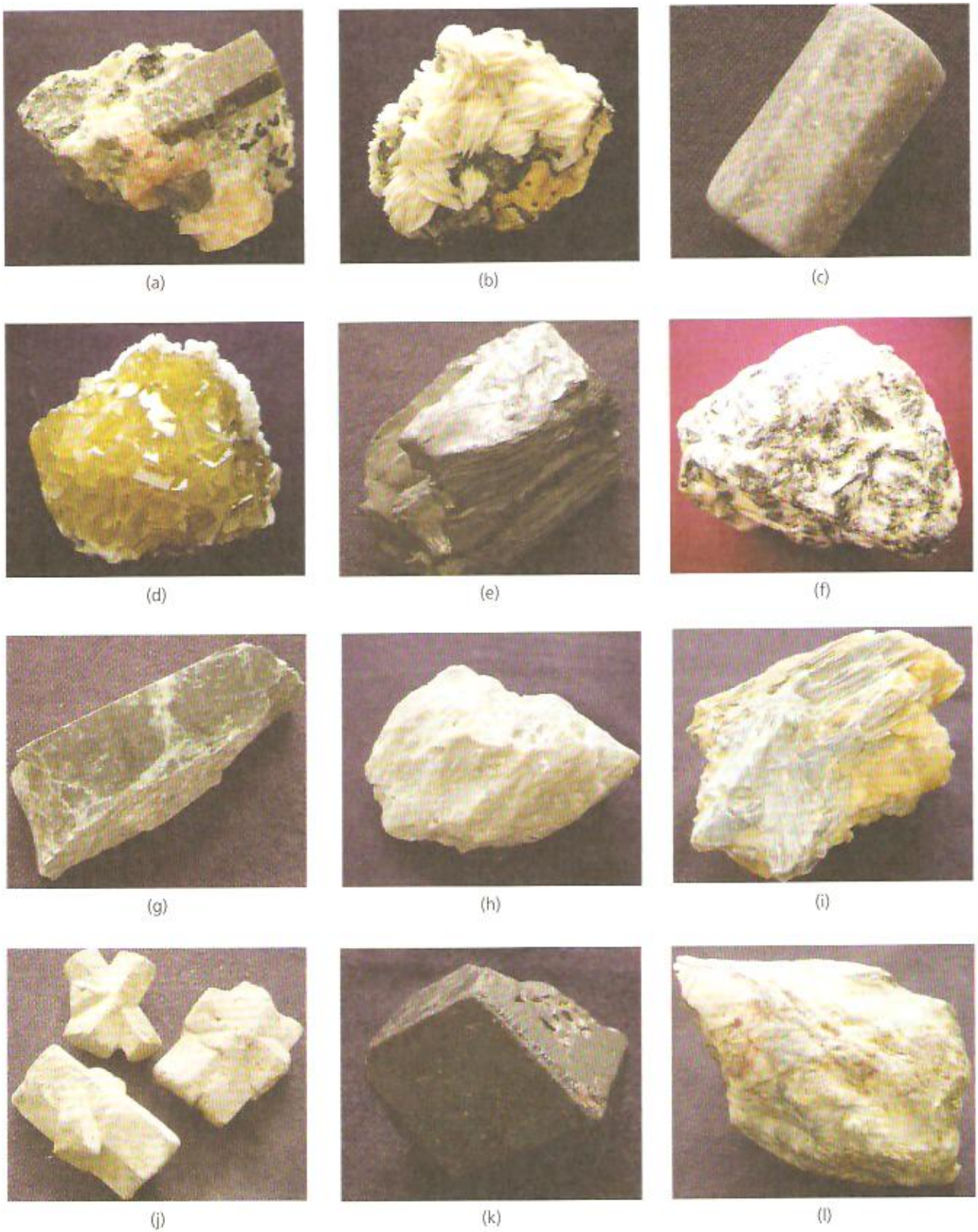
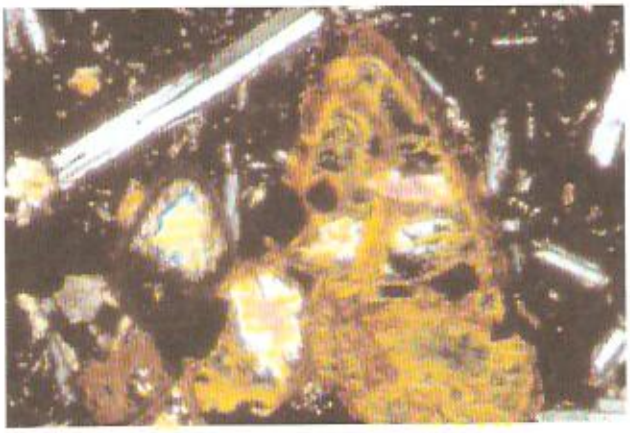


FIGURA 2.3
Minerales industriales y de interés genético. (a) Apatito. (b) Baritina. (c) Corindón. (d) Fluorita. (e) Grafito. (f) Magnesita. (g) Serpentina. (h) Talco. (i) Cianita. (j) Estaurolita. (k) Granate. (l) Sillimanita. (Fotografías de Manuel Pozo.)

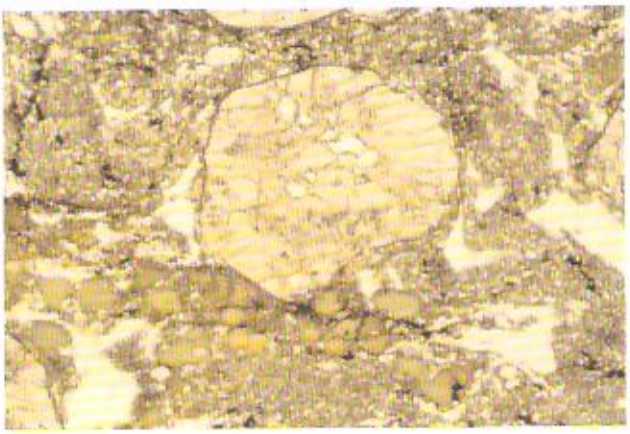
DETERMINACIONES CON LUZ POLARIZADA PLANA

Opacos, morfología y hábito

(a)



(b)



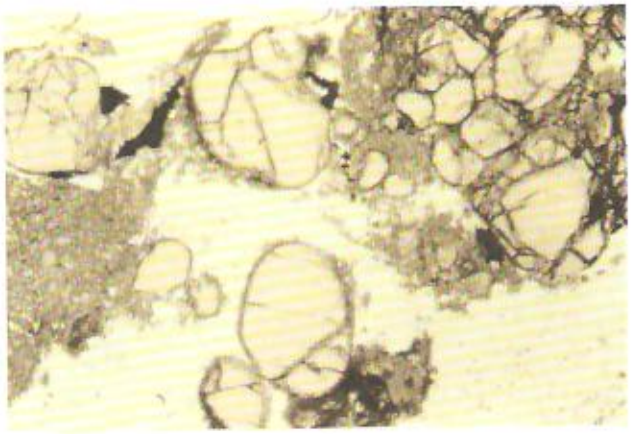
(c)

(d)

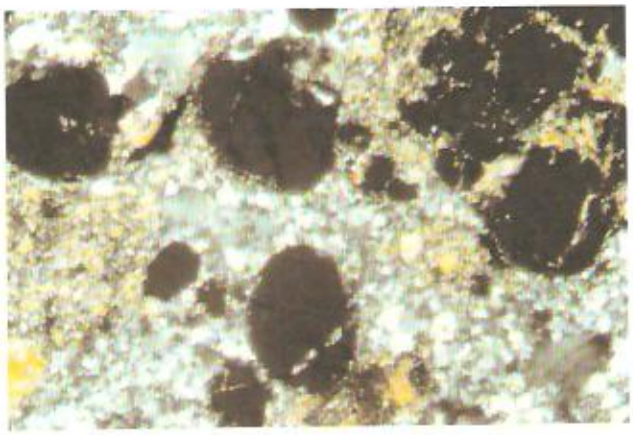
(e)

(f)

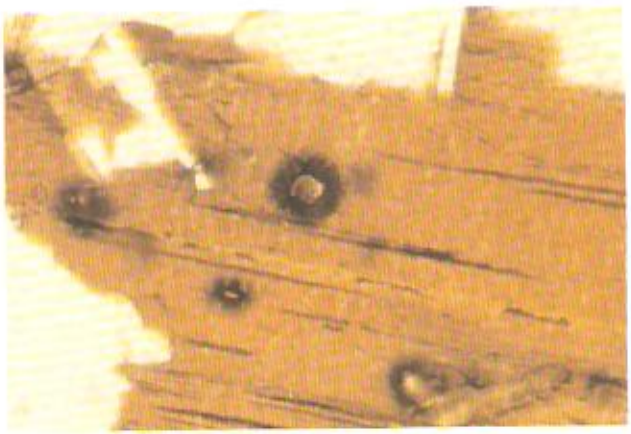
FIGURA 4.5
Opacos. (a) Imagen microscópica mostrando la diferencia entre minerales opacos y no opacos. En ambos se reconocen cristales euhédricos (PP). Morfología y hábito. (b) El mismo campo con luz polarizada cruzada (XP). (c) Cristal grande euhédrico con hábito equidimensional (granate), rodeado de cristales anhedrales de menor tamaño (piroxeno) (PP). (d) Cristales con hábito prismático (cianita) (XP). (e) Cristales con hábito laminar (biotita) (PP). (f) Cristales romboédricos de dolomita rodeados de calcita anhedral teñida de rojo (PP). (Fotografías de Manuel Pozo.)



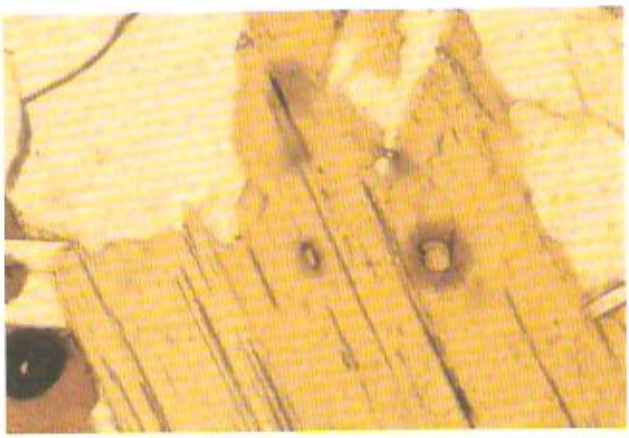
(a)



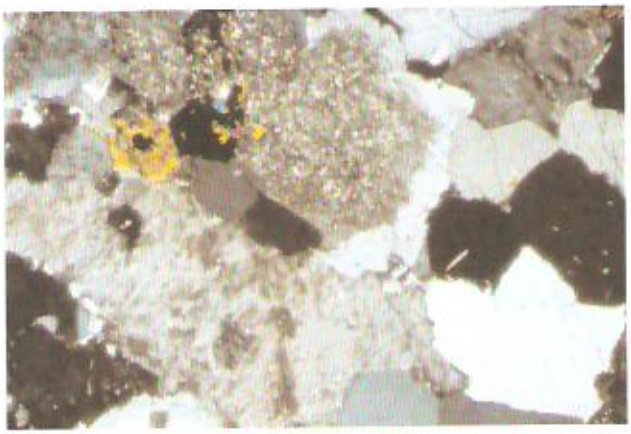
(b)



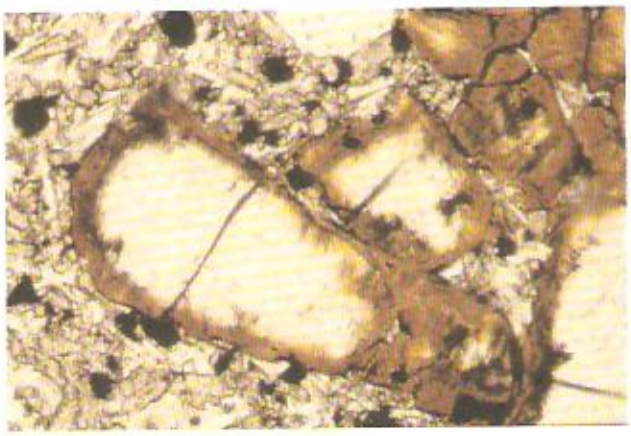
(c)



(d)

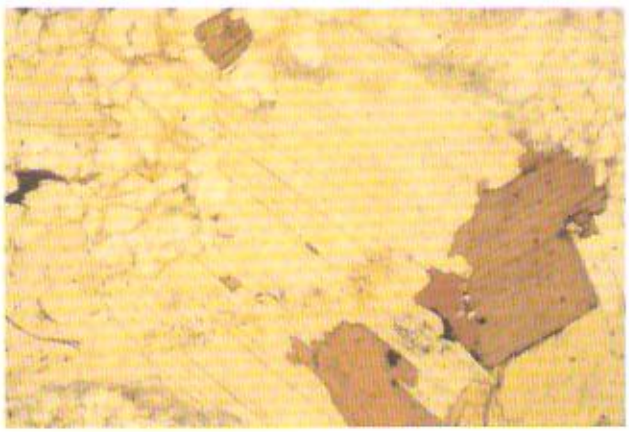


(e)

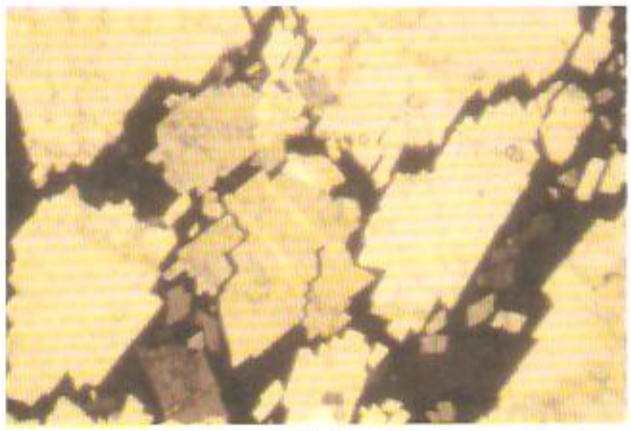


(f)

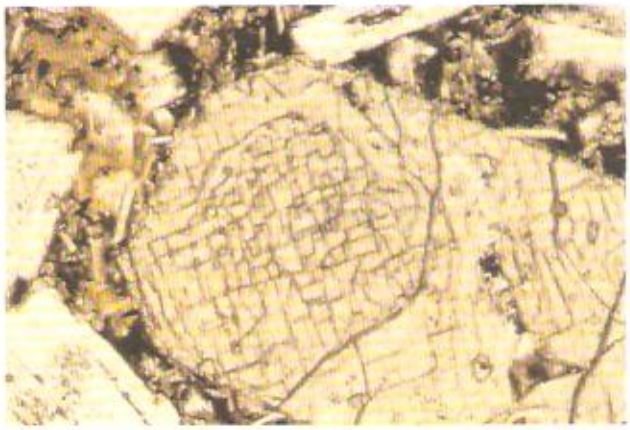
FIGURA 4.6
Relieve relativo. (a) Relieve relativo en una muestra con granates y minerales félsicos (PP). (b) El mismo campo con luz polarizada cruzada, se puede observar la presencia de varios minerales y la isótropia del granate (XP). Pleocroismo. (c) y (d) Cambio de color en un cristal de biotita, al girar la platina. Las inclusiones con aureola negra son de circón (PP). Alteración. (e) Evidencia de la alteración (núcleo de aspecto sucio) de un feldespato a minerales de la arcilla (XP). (f) Alteración típica del olivino a constituyentes de grano fino y color rojo-anaranjado (iddingsita) (PP). (Fotografías de Manuel Pozo.)



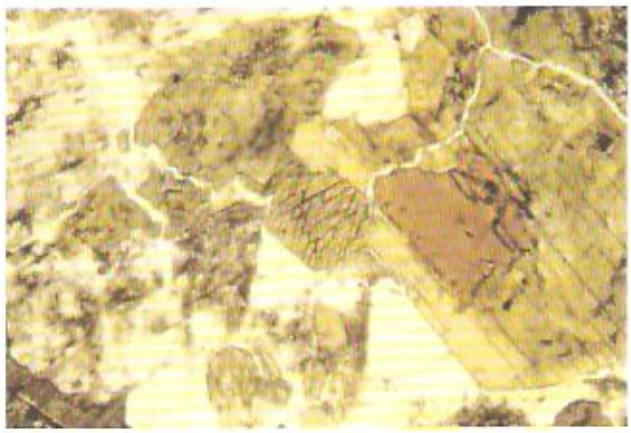
(a)



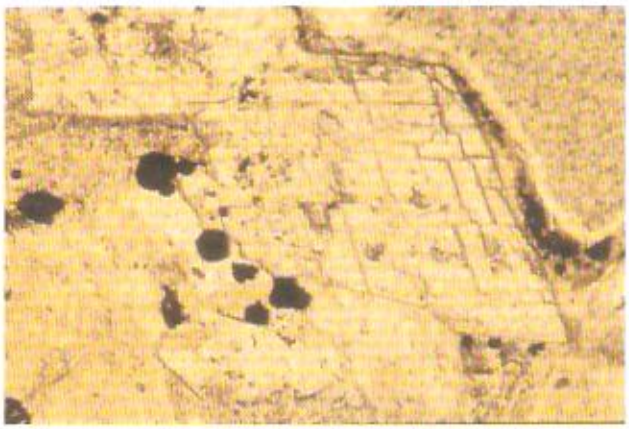
(b)



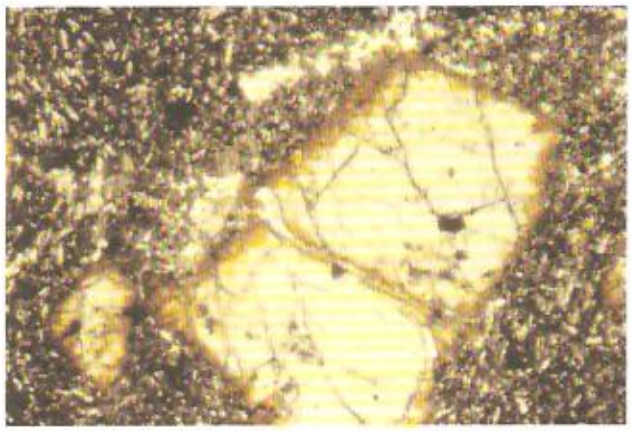
(c)



(d)



(e)



(f)

FIGURA 4.7
Exfoliación. (a) Exfoliación en una dirección en micas (moscovita y biotita) (PP). (b) Exfoliación en dos direcciones en ortosa (XP). (c) Exfoliación en dos direcciones, casi ortogonales, en sección basal de piroxeno (PP). (d) Exfoliación en dos direcciones, no ortogonales, en sección basal de anfibol. Destaca al lado un cristal más grande con exfoliación en una dirección (sección no basal) (PP). (e) Exfoliación en dos direcciones en calcita (PP). (f) Líneas de fractura en un grano de olivino (XP). (Fotografías de Manuel Pozo.)

Color de interferencia

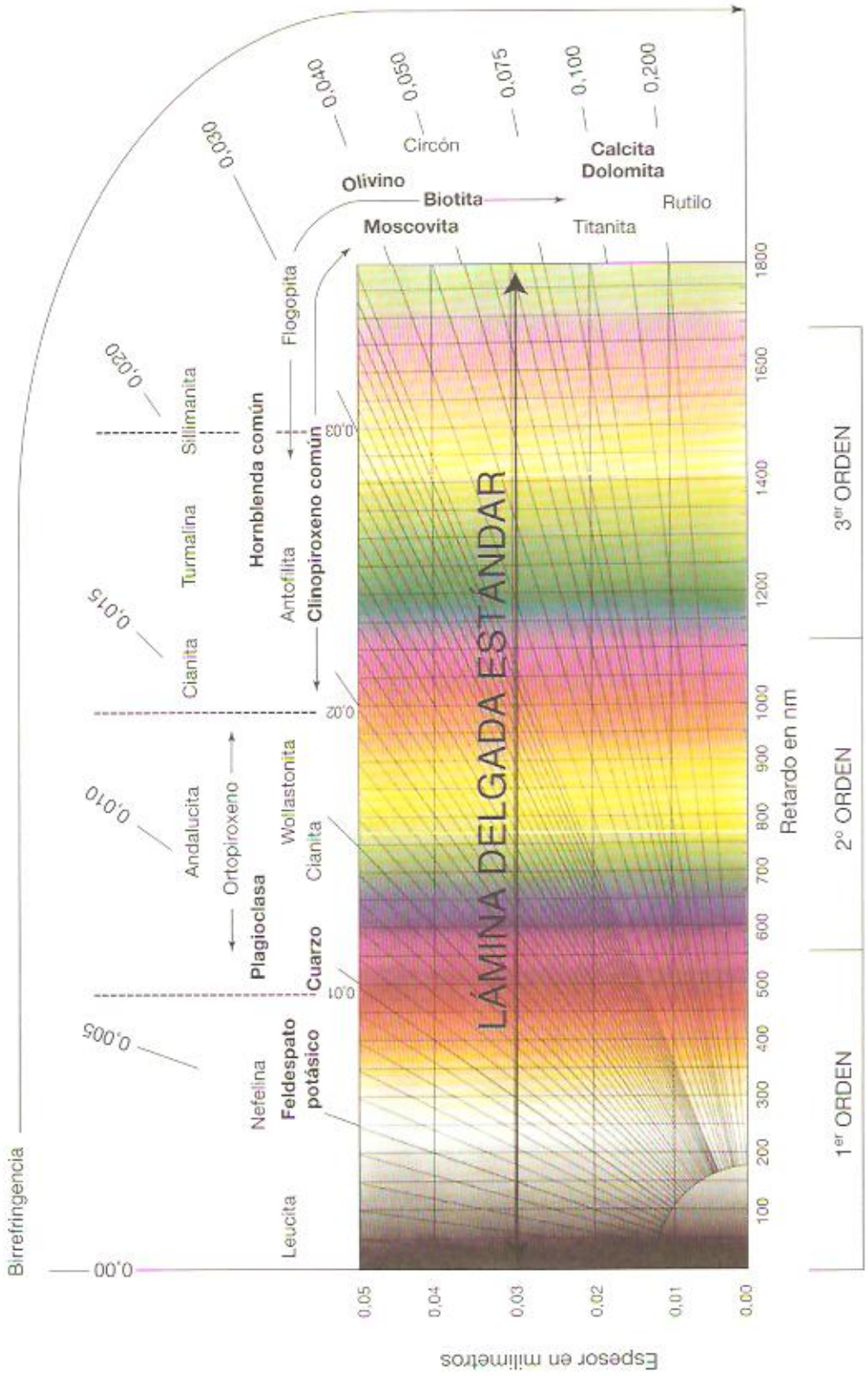
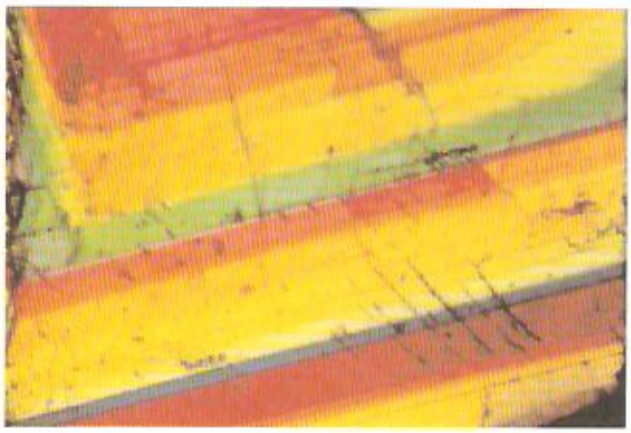
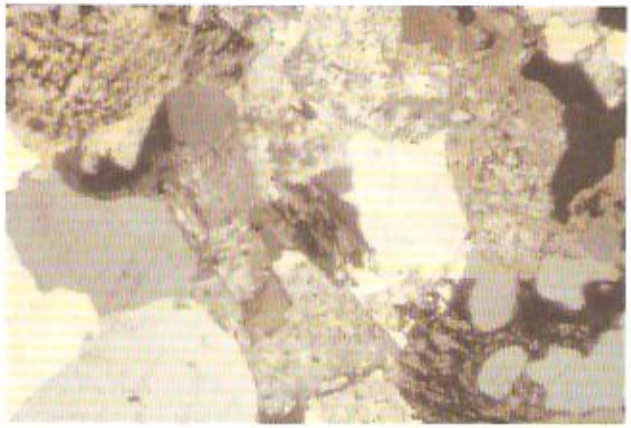


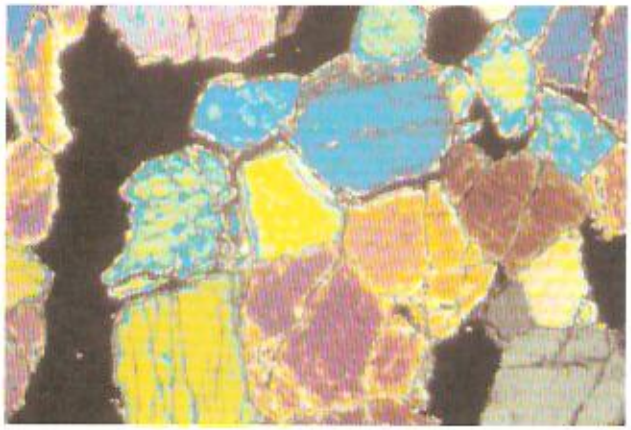
FIGURA 4.9
Colores de interferencia y birrefringencia. (a) La carta de Michael-Lévy muestra la relación existente entre el grosor del mineral, la birrefringencia y el color de interferencia.



(a)

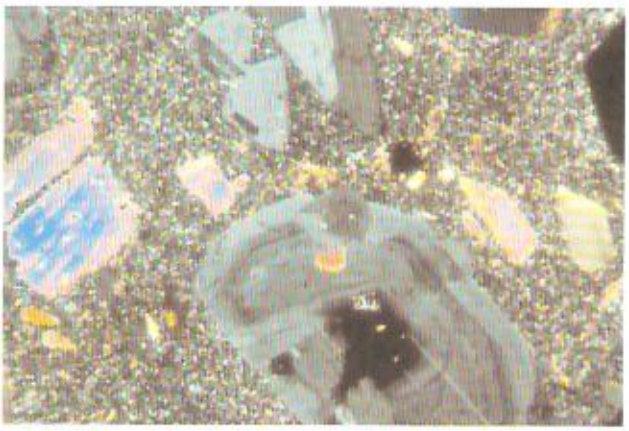


(b)

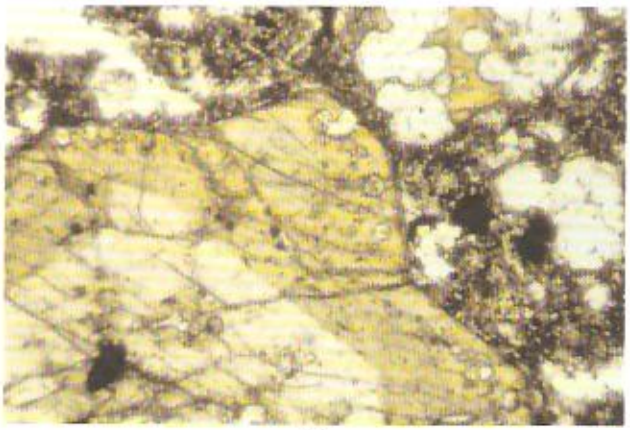


(c)

(d)



(e)

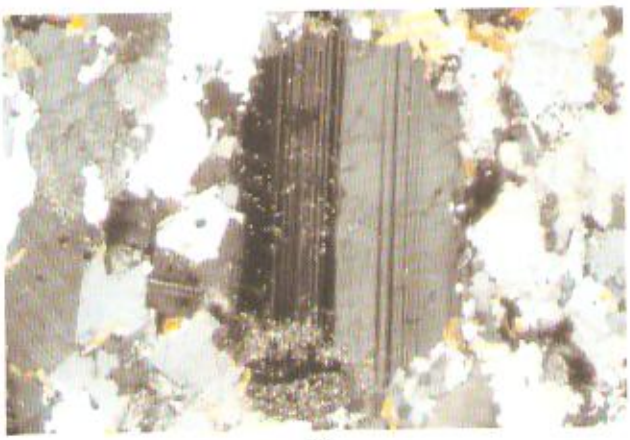


(f)

FIGURA 4.10
Colores de interferencia y birrefringencia. (a) La imagen muestra el efecto del grosor del mineral bajo luz polarizada cruzada. Una sección de yeso con grosor decreciente, de la parte superior a la inferior, presenta un bandeado de colores que se corresponden con los registrados en la carta de Michael-Lévy (XP). (b) Colores de interferencia de minerales con birrefringencia baja (cuarzo y feldespato) (XP). (c) Colores de interferencia de un mineral con birrefringencia media-alta (clinopiroxeno) (XP). (d) Colores de interferencia de un mineral con birrefringencia extrema (magnesita) (XP). Zonación. (e) Plagioclasa con zonación, observada con luz polarizada cruzada (XP). (f) Piroxeno mostrando zonación, se observan cambios en el color del núcleo y su periferia (PP). (Fotografías de Manuel Pozo.)

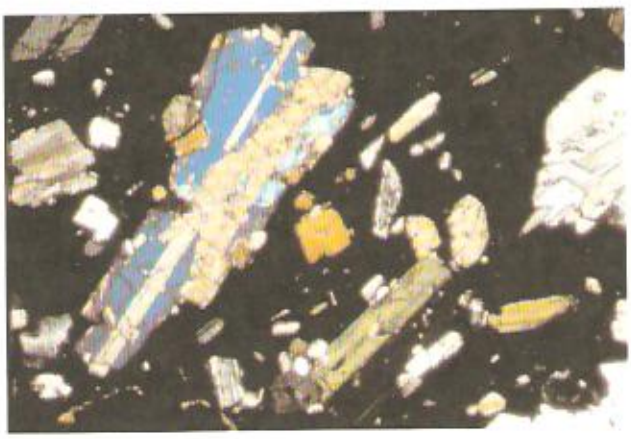
(a)

(b)

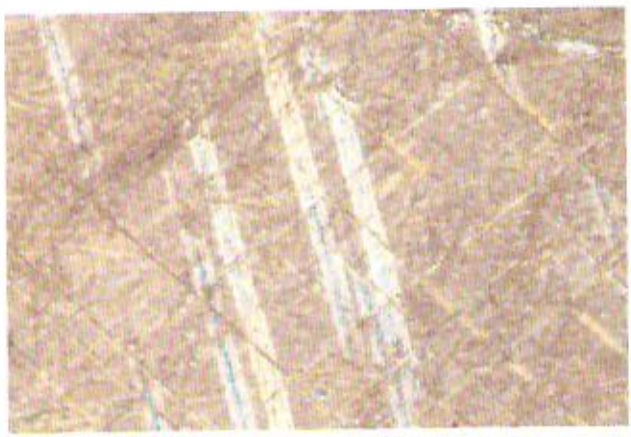


(c)

(d)

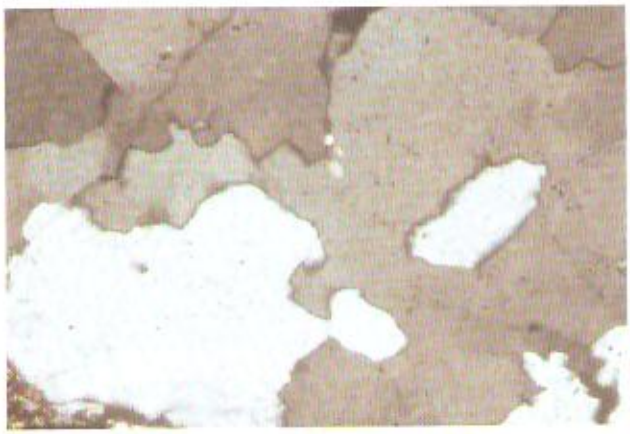


(e)

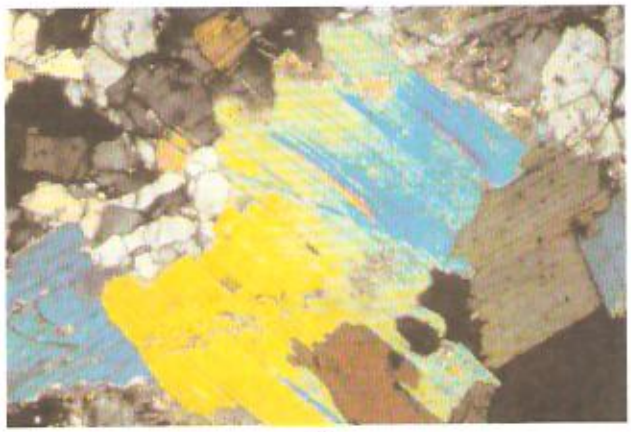


(f)

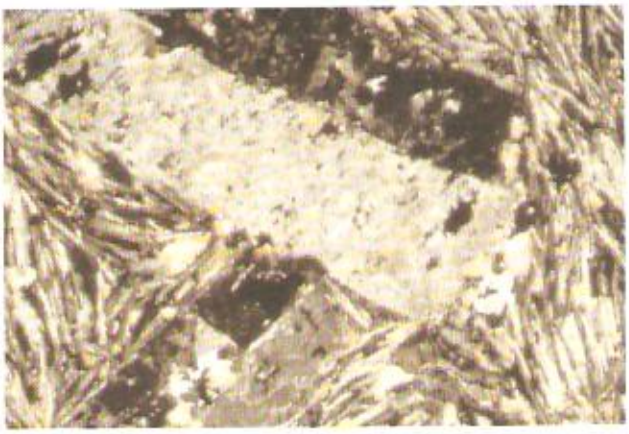
FIGURA 4.12
Maclado. (a) Macla simple en feldespato (XP). (b) Macla simple en un cristal de anfíbol (XP). (c) Macla polisintética en una dirección de plagioclasa (XP). (d) Macla polisintética en dos direcciones en microclina (XP). (e) Macla múltiple en piroxeno y simple en anfíbol (cristal en la parte inferior de la fotografía) (XP). (f) Macla polisintética en carbonato (XP). (Fotografías de Manuel Pozo.)



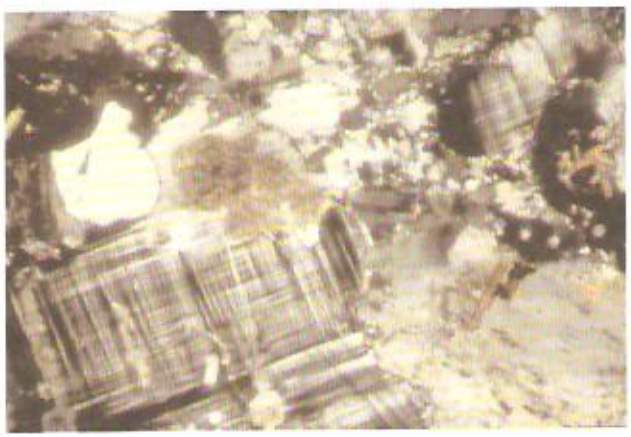
(a)



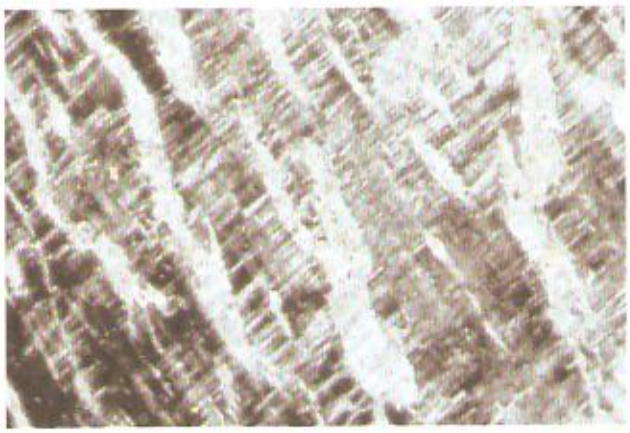
(b)



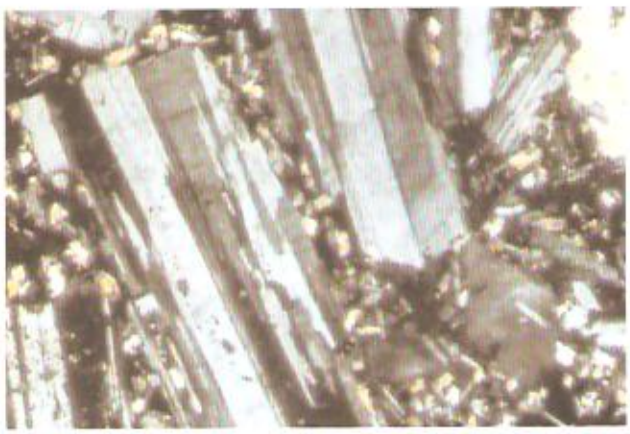
(c)



(d)



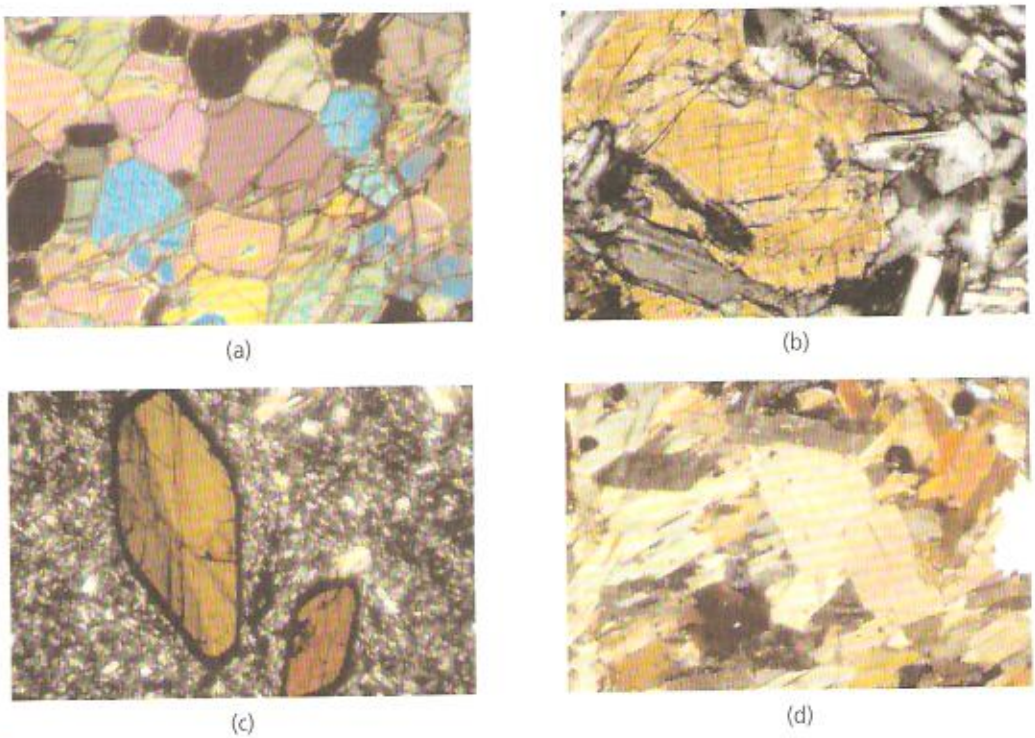
(e)



(f)

FIGURA 4.17
Minerales petrogenéticos félsicos. (a) Cuarzo (XP). (b) Moscovita (XP). (c) Sanidina (XP). (d) Microclina (XP). (e) Pertita intercrecimiento entre albita y microclina (feldespato alcalino) (XP). (f) Plagioclasa (XP). (Fotografías de Manuel Pozo.)

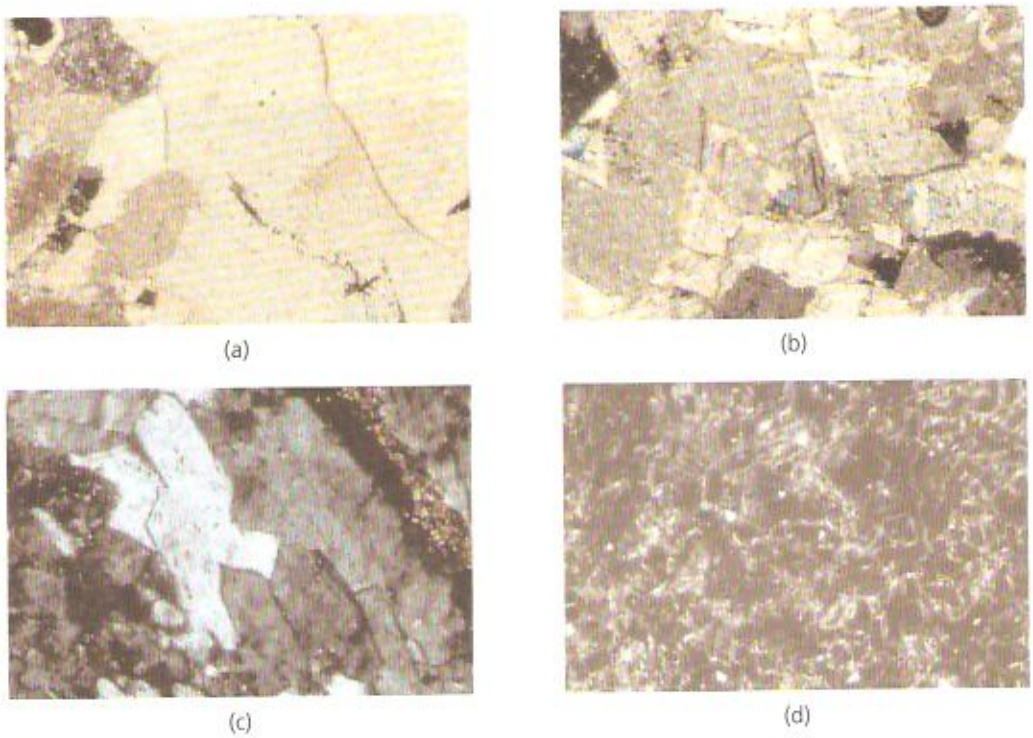
MINERALES MÁFICOS



(a) (b) (c) (d)

FIGURA 4.18
Minerales petrogenéticos máficos. (a) Olivino (XP). (b) Augita (piroxeno) (XP). (c) Hornblenda (anfibol) (XP). (d) Biotita (XP). (Fotografías de Manuel Pozo.)

NO SILICATOS

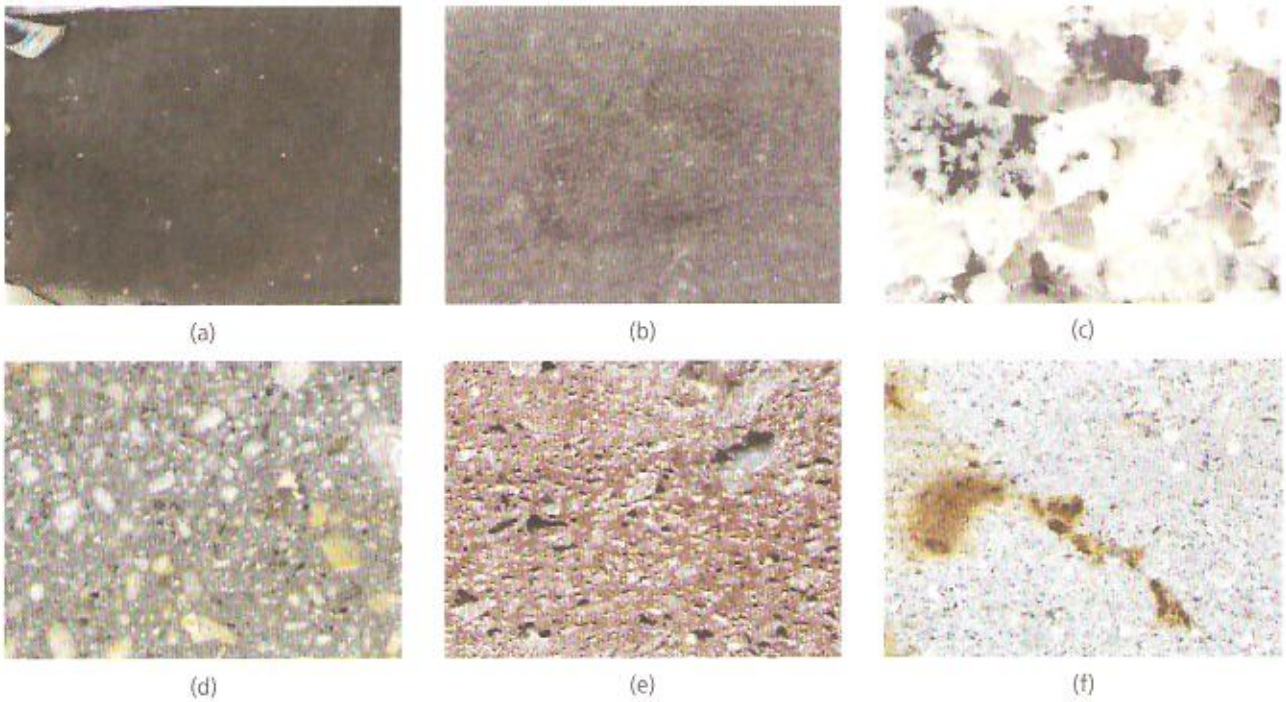


(a) (b) (c) (d)

FIGURA 4.19
Minerales petrogenéticos no silicatados. (a) Calcita (XP). (b) Dolomita (XP). (c) Yeso (XP). (d) Halita (XP). (Fotografías de Manuel Pozo.)

TEXTURAS DE ROCAS ÍGNEAS

Tipos de texturas



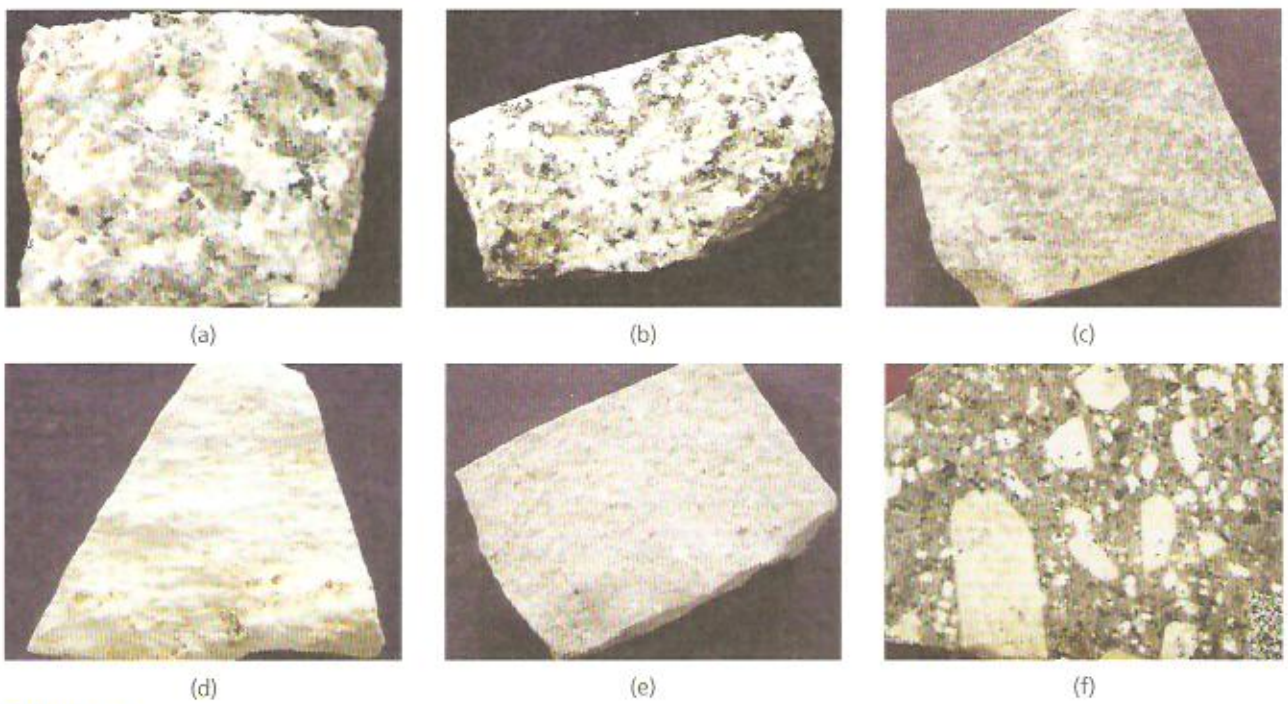
(a) (b) (c)

(d) (e) (f)

FIGURA 5.4
Texturas ígneas comunes. (a) Vítrea (obsidiana). (b) Afanítica (basalto). (c) Fanerítica (granito). (d) Porfídica (andesita porfídica). (e) Vesicular (escoria). (f) Piroclástica (toba volcánica). (Fotografías de Manuel Pozo.)

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Rocas ígneas con textura afanítica y fanerítica



(a) (b) (c)

(d) (e) (f)

FIGURA 5.7
Rocas félsicas. (a) Granito rosa. (b) Granito hornbléndico. (c) Sienita. (d) Riolita. (e) Traquita. (f) Pórfido granítico. (Fotografías de Manuel Pozo.)

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Rocas ígneas con textura afanítica y fanerítica

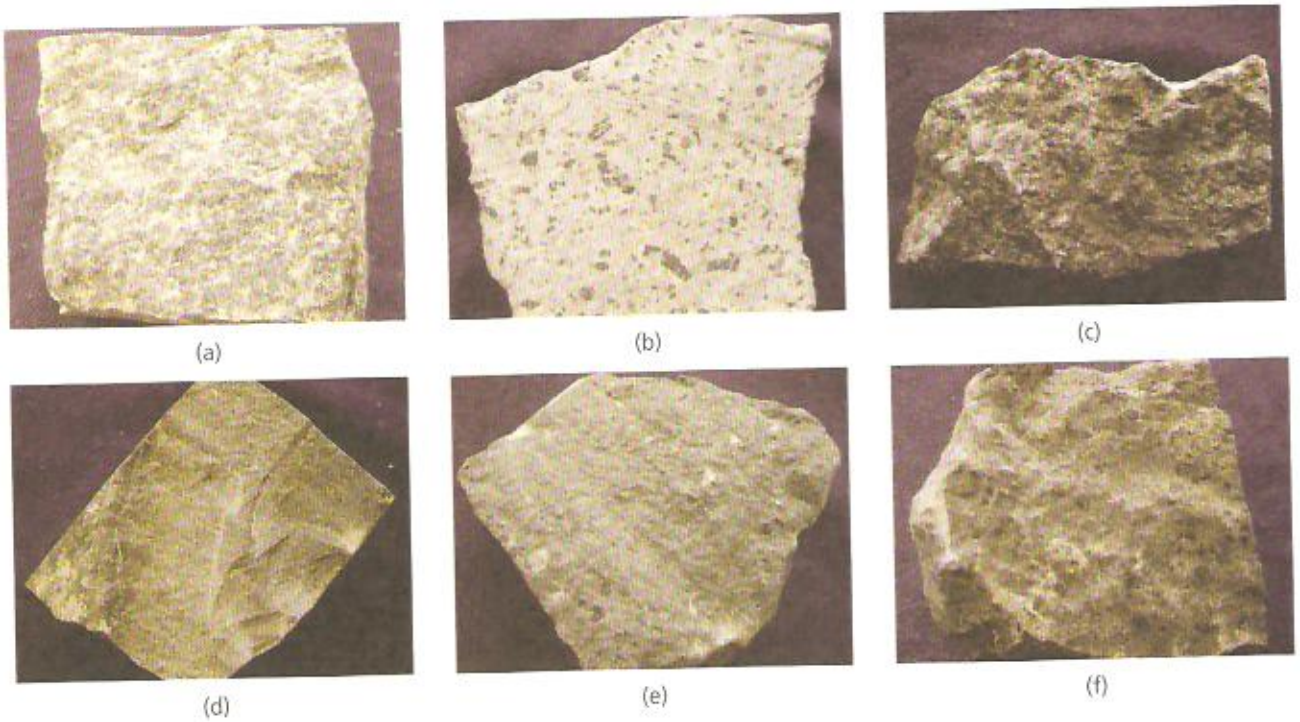


FIGURA 5.8
Rocas intermedias, básicas y ultrabásicas. (a) Diorita. (b) Andesita. (c) Gabro. (d) Basalto. (e) Dolerita. (f) Peridotita. (Fotografías de Manuel Pozo.)

Rocas ígneas con textura vítrea, vesicular y piroclástica

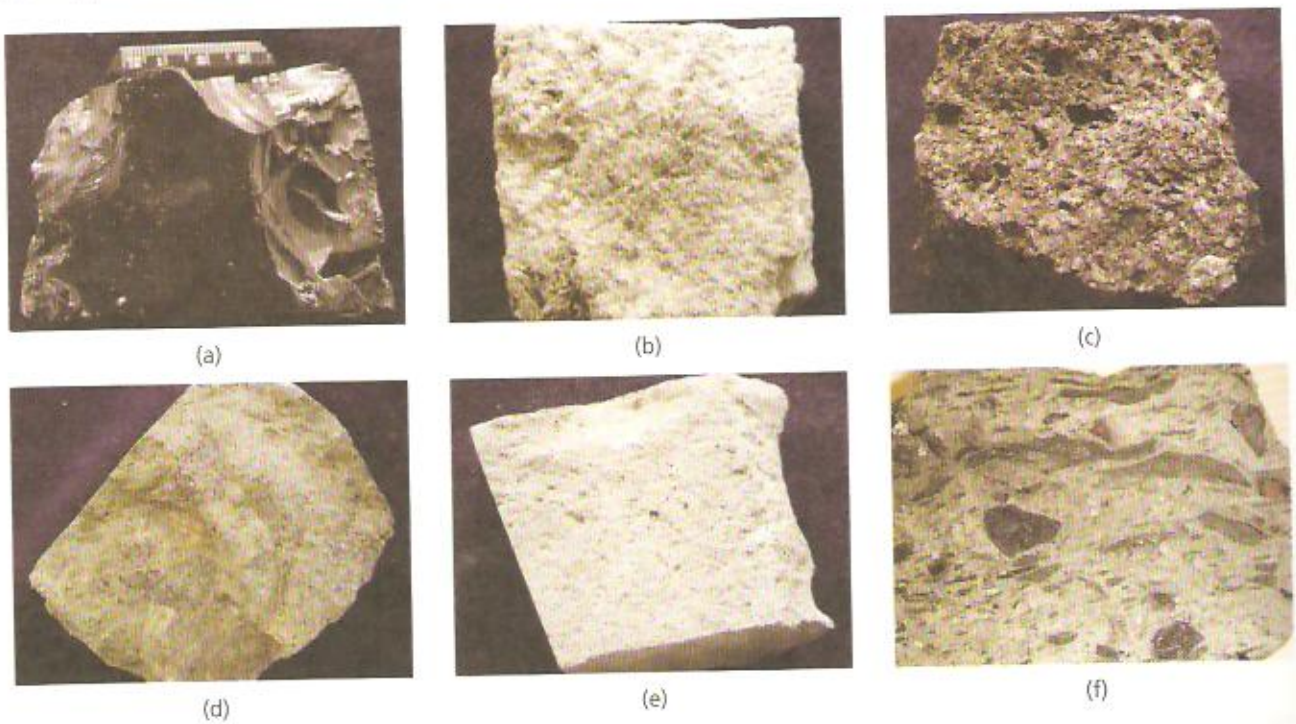
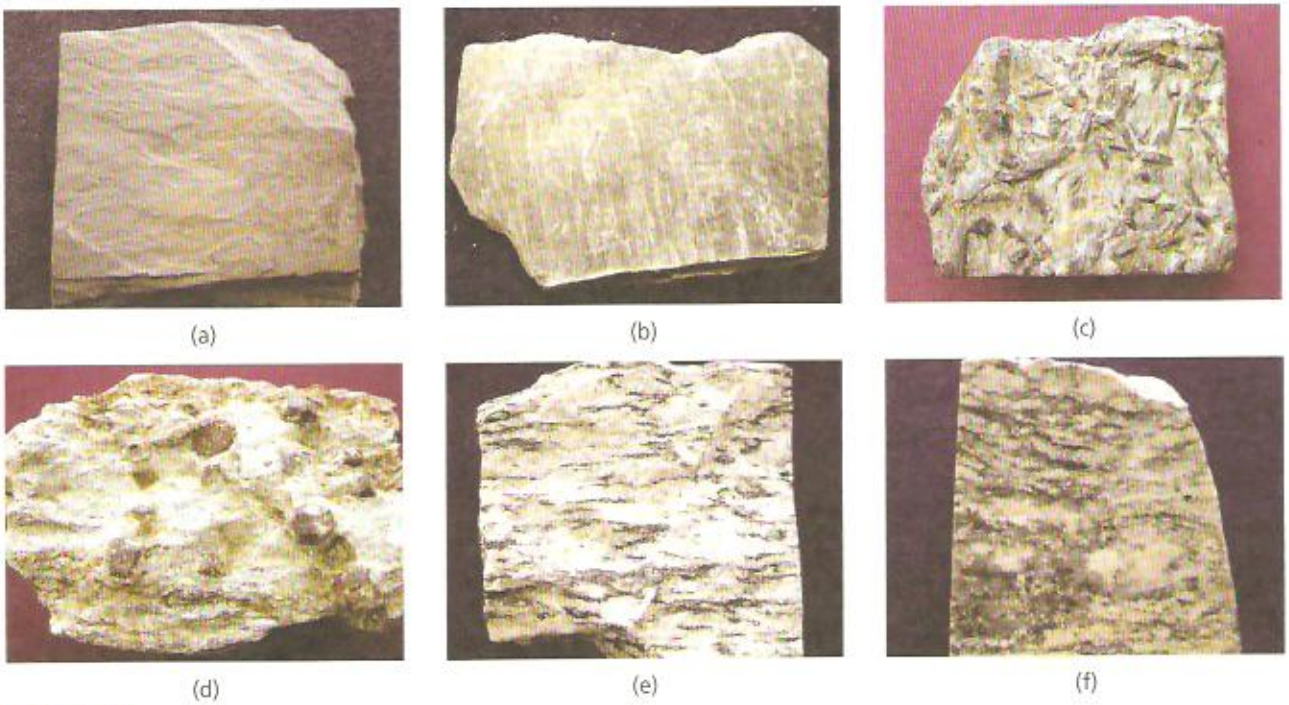


FIGURA 5.11
Rocas ígneas vítreas, vesiculares y piroclásticas. (a) Obsidiana. (b) Pumita. (c) Escoria. (d) Brecha volcánica. (e) Toba volcánica. (f) Ignimbrita. (Fotografías de Manuel Pozo.)

CLASIFICACIÓN DE ROCAS METAMÓRFICAS

Rocas metamórficas foliadas

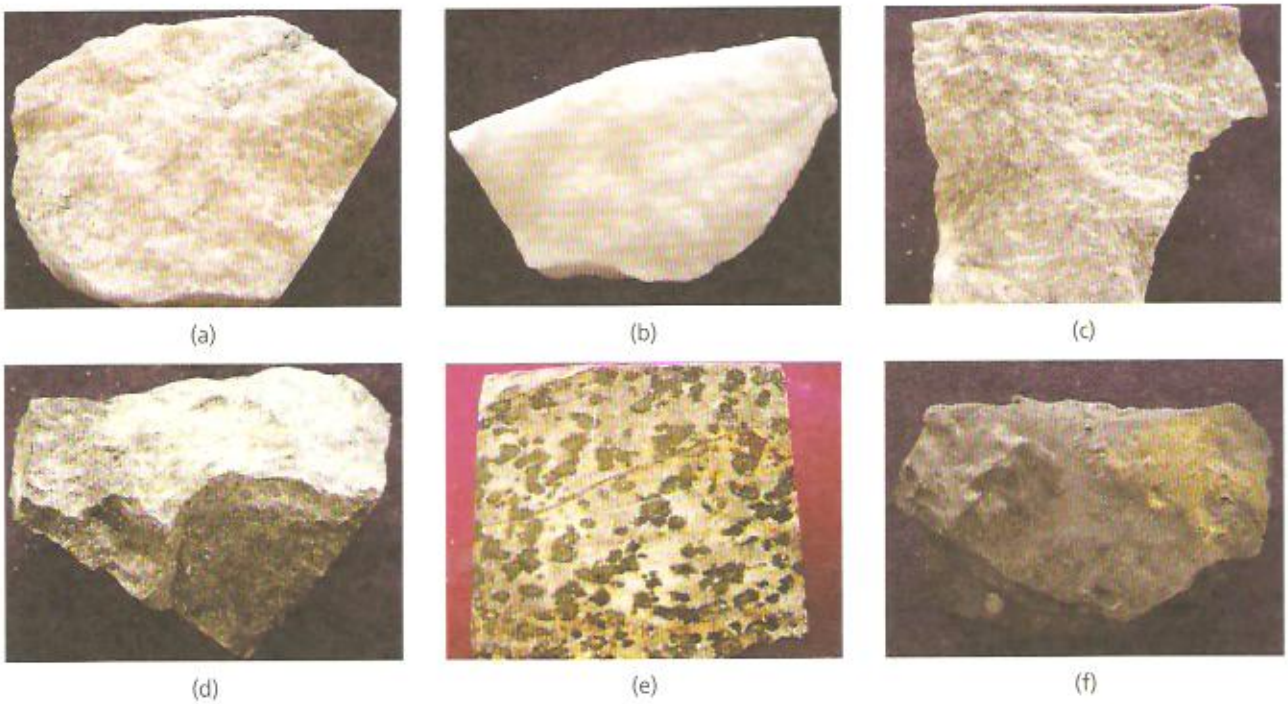


(a) (b) (c)

(d) (e) (f)

FIGURA 6.7
Rocas metamórficas foliadas. (a) Pizarra. (b) Filita. (c) Esquisto micáceo estaurolítico. (d) Esquisto granatífero. (e) Gneis bandeado. (f) Gneis glandular. (Fotografías de Manuel Pozo.)

Rocas metamórficas no foliadas



(a) (b) (c)

(d) (e) (f)

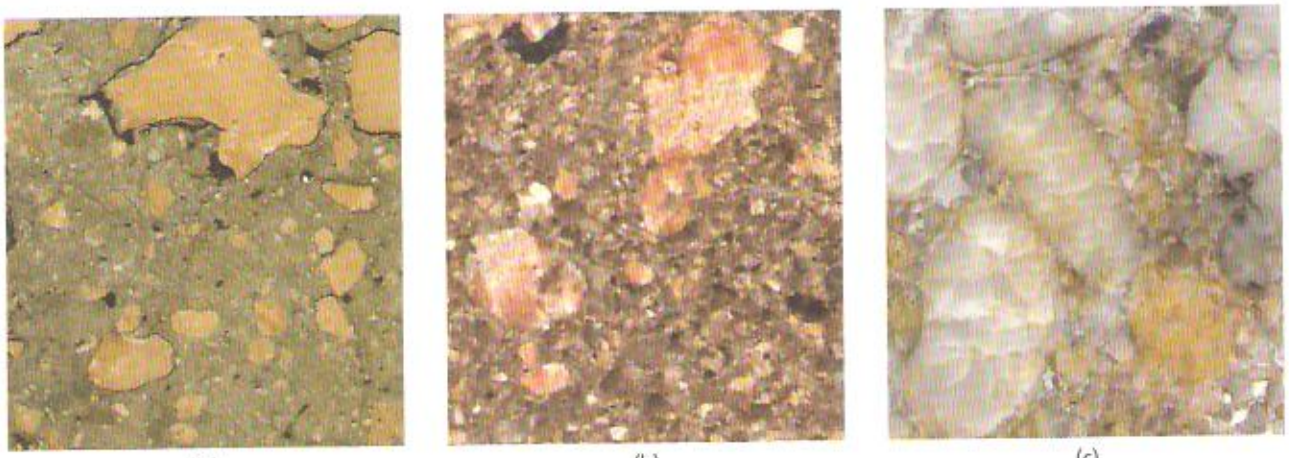
FIGURA 6.9
Rocas metamórficas no foliadas. (a) Mármol rosa. (b) Mármol blanco. (c) Cuarcita. (d) Serpentinita. (e) Corneana. (f) Antracita. (Fotografías de Manuel Pozo.)

ROCAS SEDIMENTARIAS DETRÍTICAS

Aspectos texturales

MATRIZ-SOPORTADO

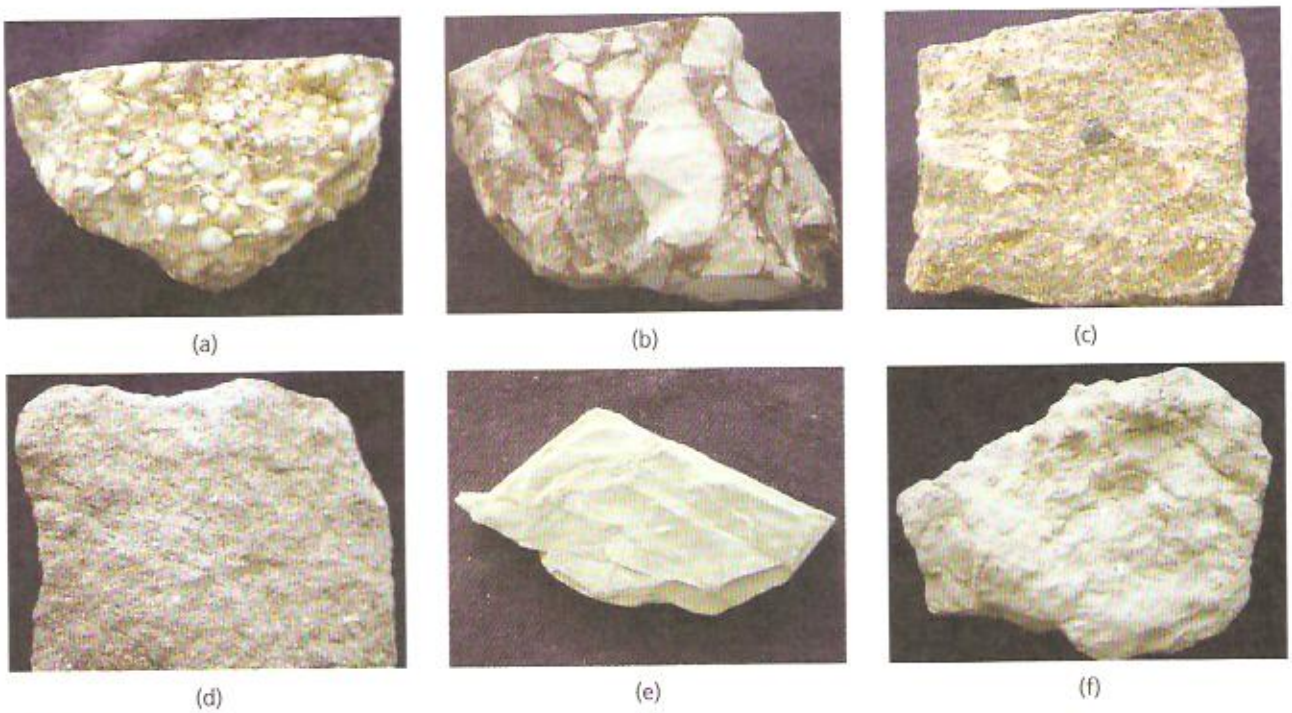
GRANO-SOPORTADO



(a) (b) (c)

FIGURA 7.8
Tipos de esqueleto. (a) Matriz-soportado. (b) y (c) Grano-soportado en una arenisca y en un conglomerado, respectivamente. (Fotografías de Manuel Pozo.)

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS DETRÍTICAS



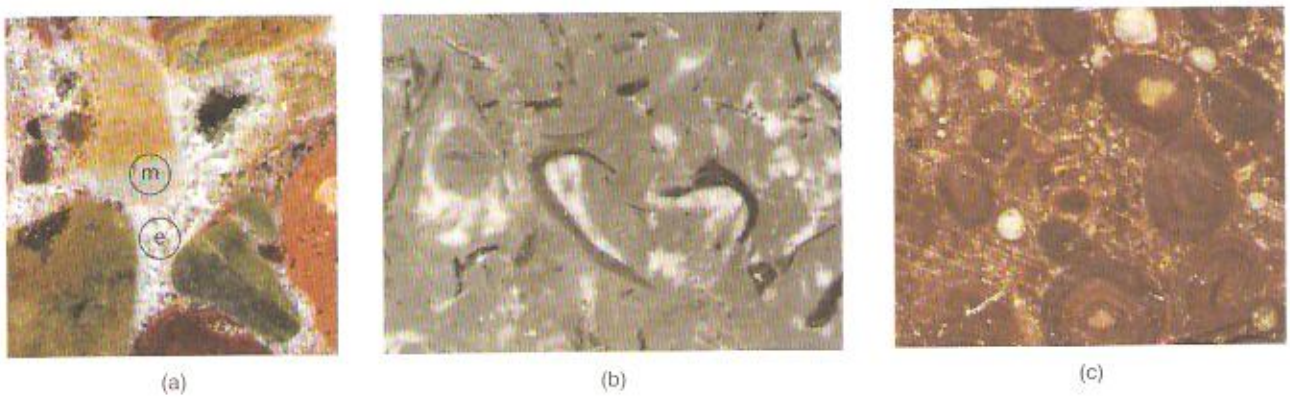
(a) (b) (c)

(d) (e) (f)

FIGURA 7.10
Rocas sedimentarias detríticas. (a) Pudinga. (b) Brecha. (c) Arenita (arcosa). (d) Grauvaca. (e) Lutita fisible (shale). (f) Marga. (Fotografías de Manuel Pozo.)

ROCAS SEDIMENTARIAS QUÍMICAS Y ORGANÓGENAS

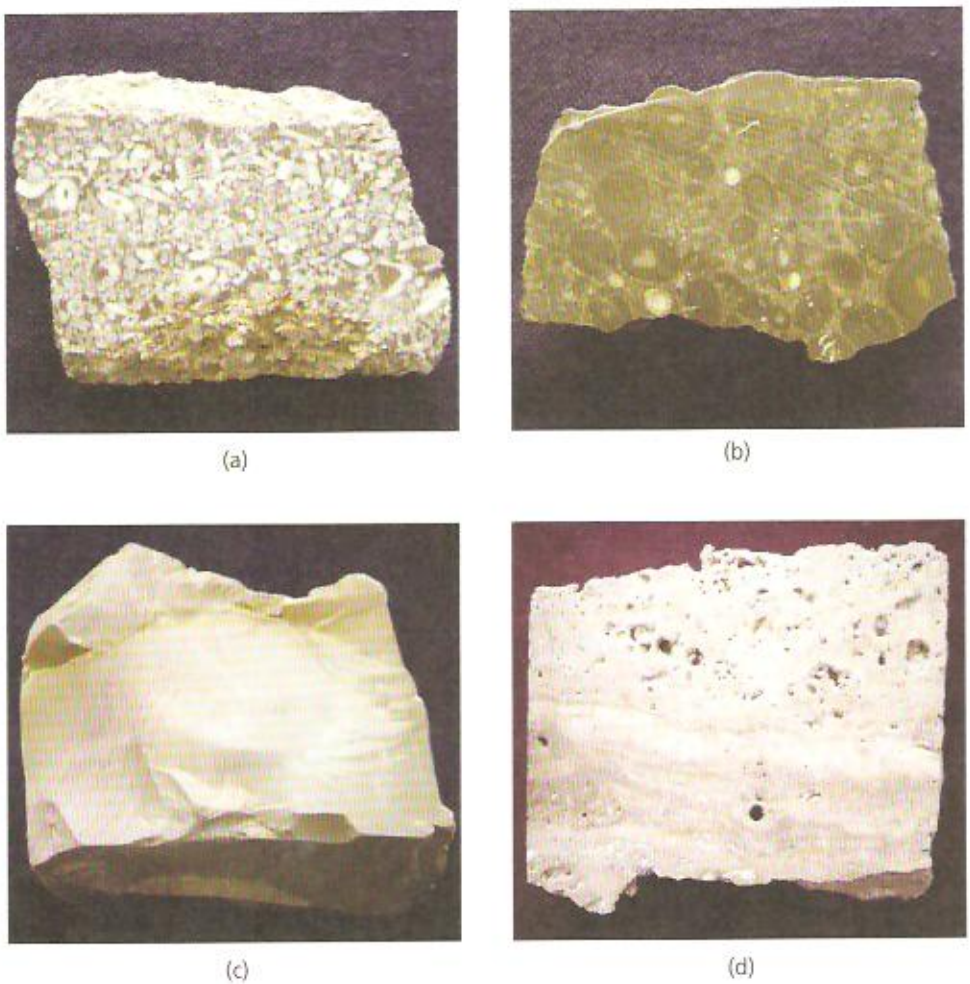
Componentes texturales de las calizas



(a) (b) (c)

FIGURA 7.14
Componentes ortoquímicos y aloquímicos. (a) Conglomerado con clastos micríticos (**m**) y cemento esparítico (**e**). (b) Bioclastos. (c) Ooides. (Fotografías de Manuel Pozo.)

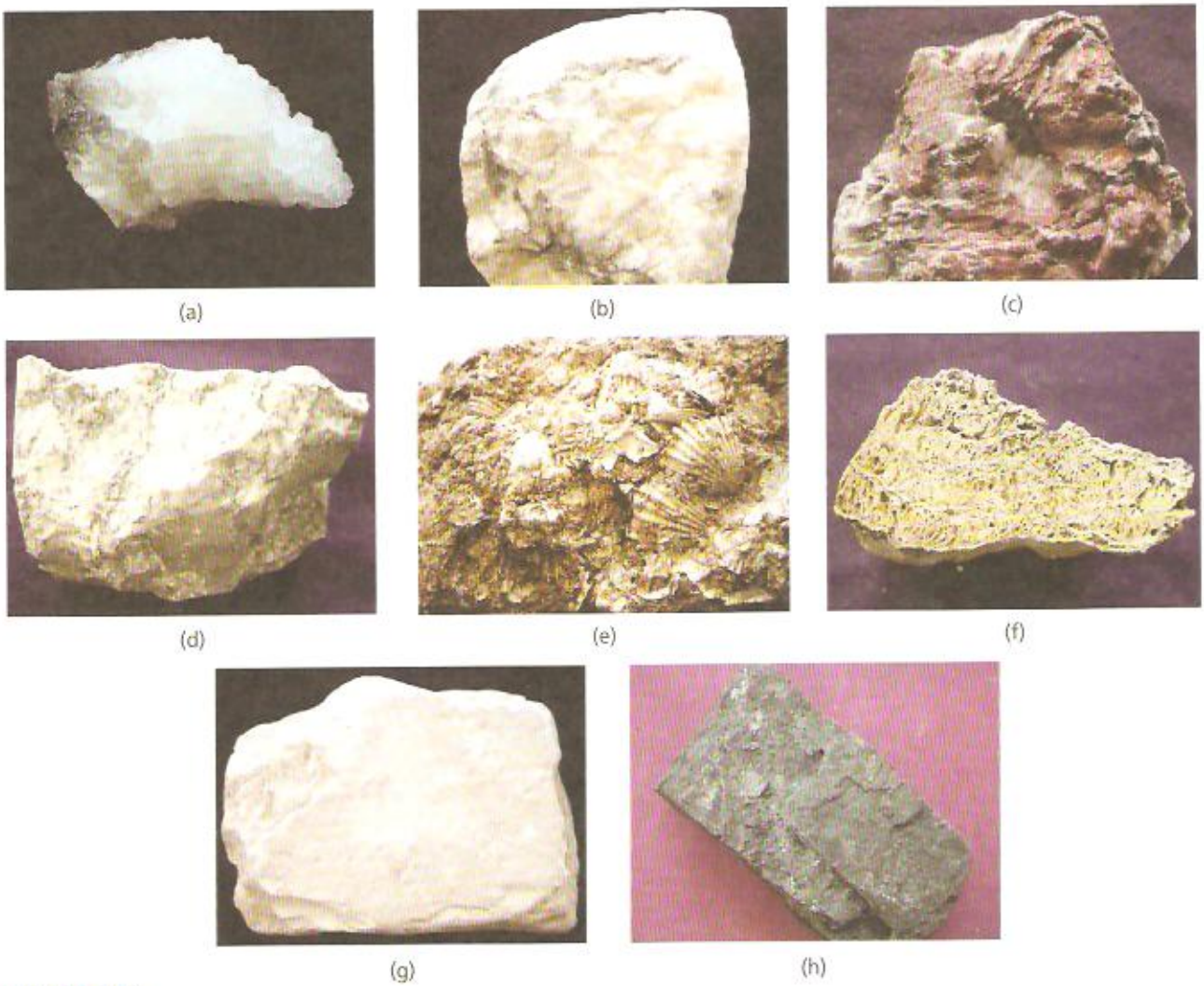
Carbonatos



(a) (b) (c) (d)

FIGURA 7.17
Rocas sedimentarias químicas (carbonatos). (a) Caliza con bioclastos. (b) Caliza pisolítica. (c) Dolomía. (d) Caliza travertínica. (Fotografías de Manuel Pozo.)

ROCAS SEDIMENTARIAS QUÍMICAS Y ORGANÓGENAS



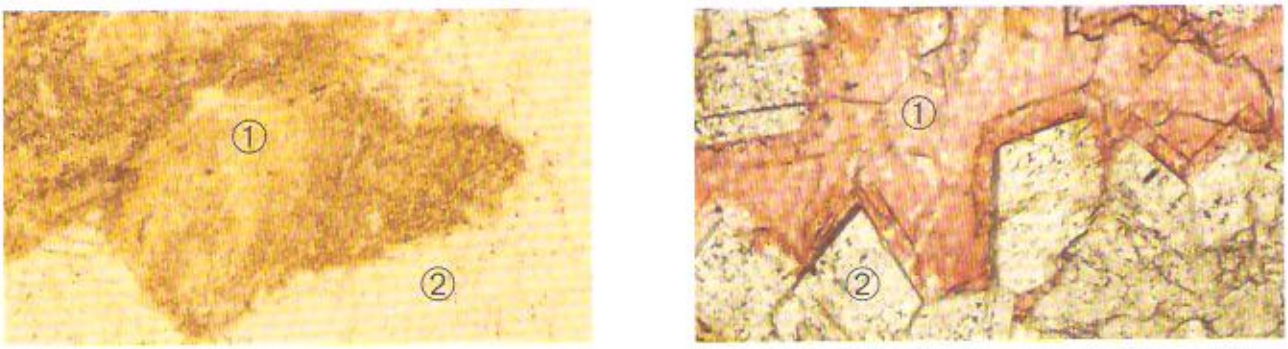
(a) (b) (c)

(d) (e) (f)

(g) (h)

FIGURA 7.18
FIGURA 7.19
Rocas sedimentarias químicas (no carbonatos). (a) Salgema. (b) Yeso alabastrino. (c) Yeso rojo. (d) Silex. Rocas sedimentarias organógenas. (e) Caliza fosilífera (coquina). (f) Caliza tobácea. (g) Diatomita. (h) Carbón. (Fotografías de Manuel Pozo.)

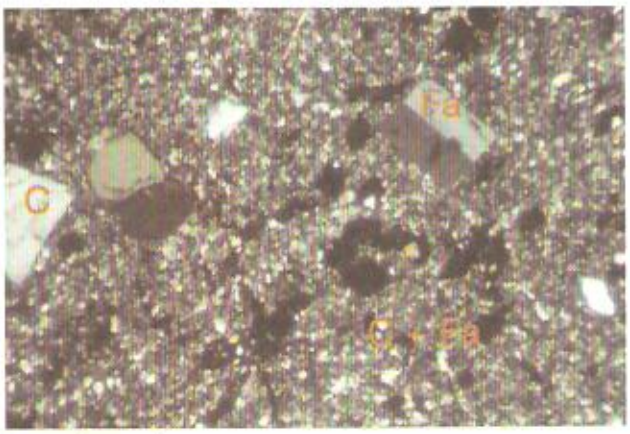
INTRODUCCIÓN AL ANÁLISIS PETROGRÁFICO



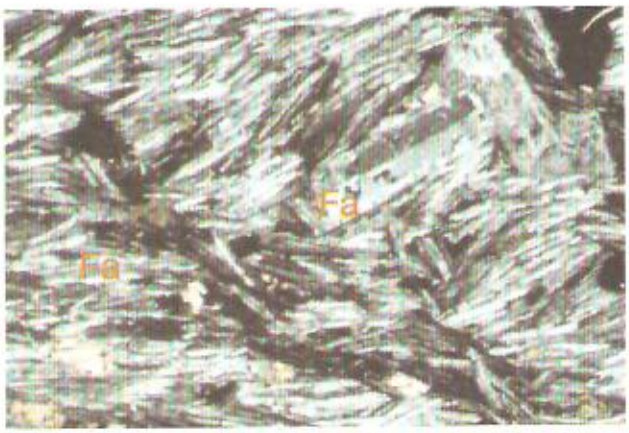
(a) (b)

FIGURA 8.2
Tinción de rocas. (a) Tinción amarillenta de feldespato potásico (1) en una muestra granítica. Sin teñir cuarzo y plagioclasa (2). (b) Tinción roja de la calcita (1) en una muestra de carbonato conteniendo calcita y dolomita. La dolomita permanece inalterada (2). (Fotografías de Manuel Pozo.)

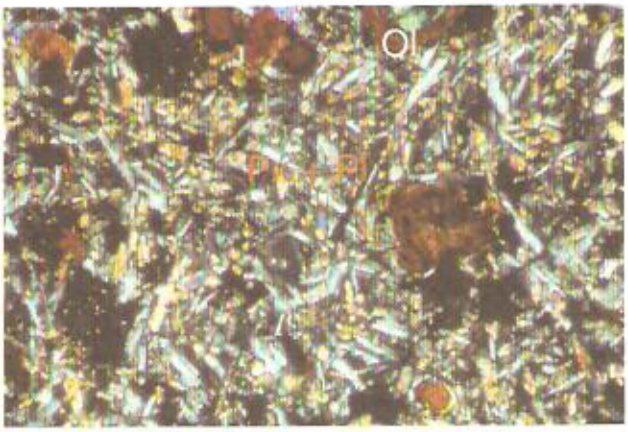
FIGURA 8.4 *(Continúa)*
Lámina con fotografías microscópicas de rocas ígneas representativas. (a) Granito (N+). (b) Sienita (N+). (c) Diorita (N+). (d) Gabro (N+). (e) Peridotita (N+). (f) Pórfido granítico (N+).(Fotografías de Manuel Pozo.)
C, cuarzo. Fa, feldespato alcalino. Pl, plagioclasa. Bi, biotita. Ho, hornblenda. Px, piroxeno. Ol, olivino. V, vidrio.



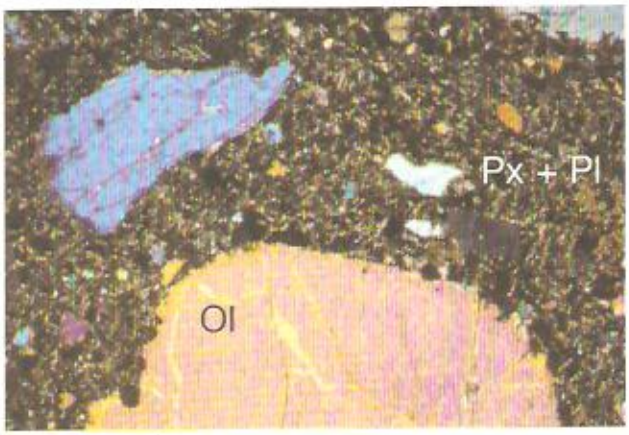
(g)



(h)

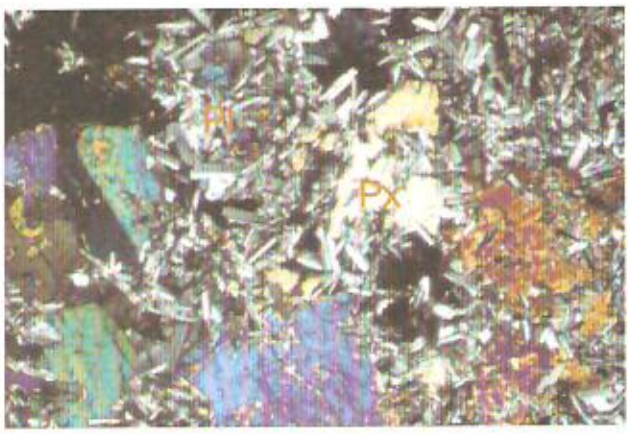


(i)



(j)

(k)



(l)

FIGURA 8.4 *(Continuación)*
Lámina con fotografías microscópicas de rocas ígneas representativas. (g) Riolita (N+). (h) Traquita (N+). (i) Basalto (N+). (j) Basalto porfídico (N+). (k) Andesita (N+). (l) Diabasa (+). (Fotografías de Manuel Pozo.)
C, cuarzo. Fa, feldespato alcalino. Pl, plagioclasa. Bi, biotita. Ho, hornblenda. Px, piroxeno. Ol, olivino. V, vidrio.

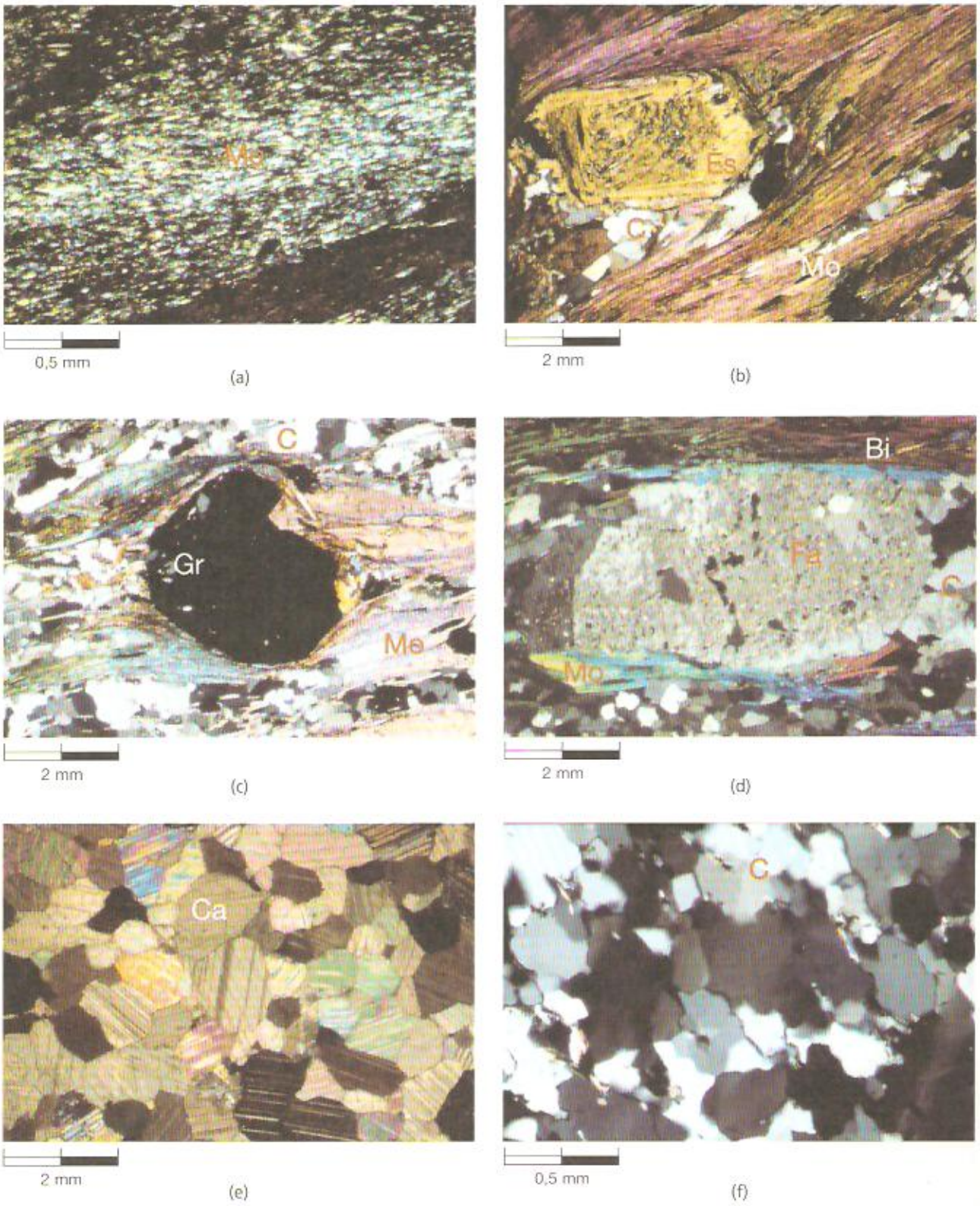
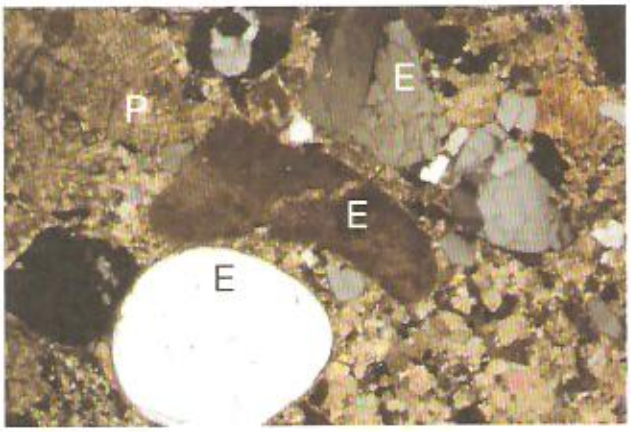
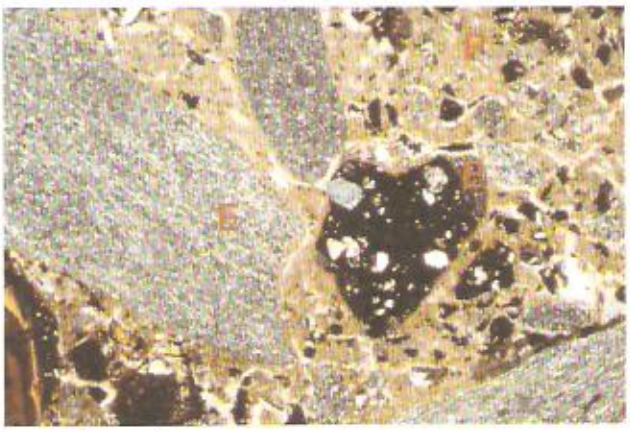


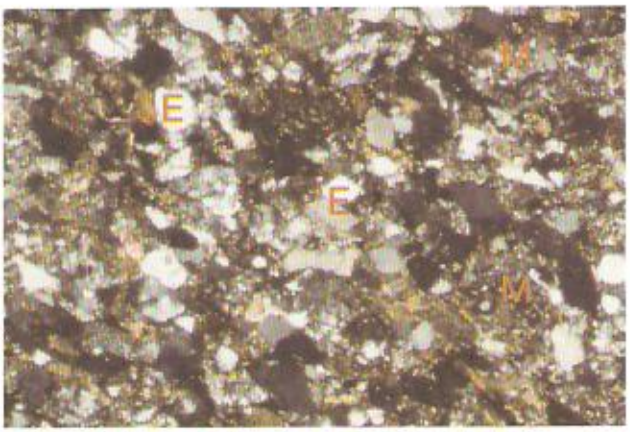
FIGURA 8.6
Lámina con fotografías microscópicas de rocas metamórficas representativas. (a) Pizarra (N+). (b) Micaesquisto estaurolítico (N+). (c) Esquisto granatífero (N+). (d) Gneis (N+). (e) Mármol (N+). (f) Cuarcita (N+). (Fotografías de Manuel Pozo.) C, cuarzo. Fa, feldespato alcalino. Pl, plagioclasa. Mo, moscovita. Bi, biotita. Ca, calcita. Es, estaurolita. Gr, granate.



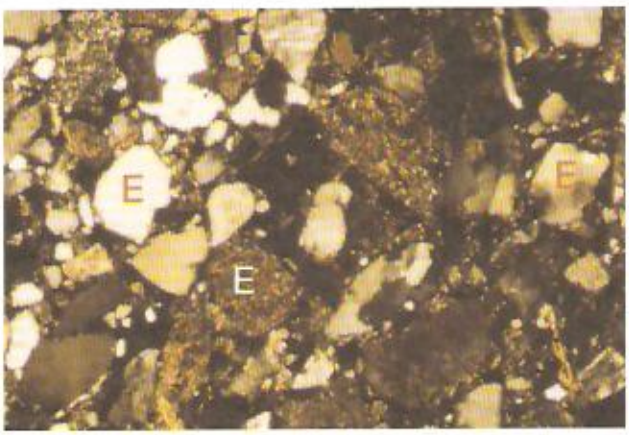
(a)



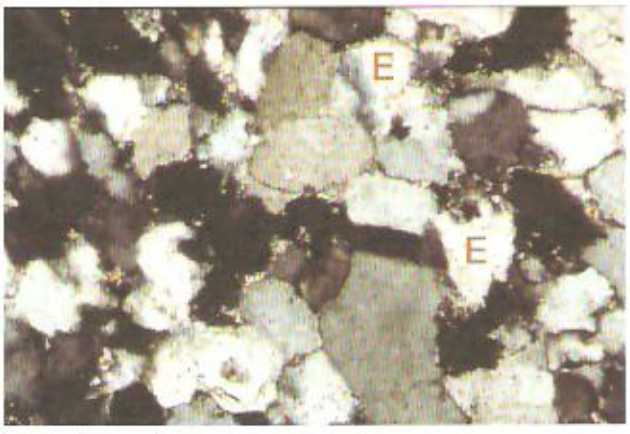
(b)



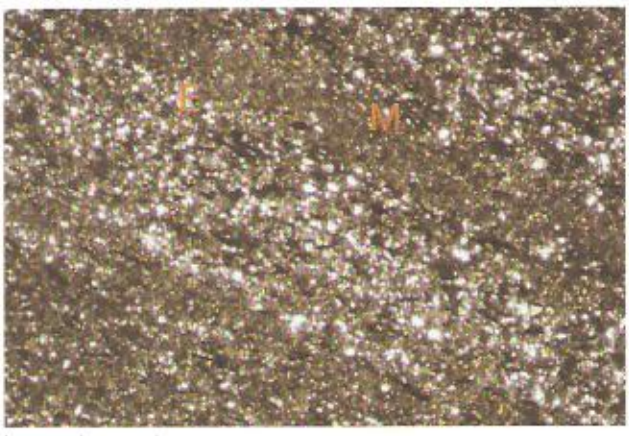
(c)



(d)



(e)



(f)

FIGURA 8.9
Lámina con fotografías microscópicas de rocas detríticas representativas.(a) Conglomerado (pudinga) (N+). (b) Conglomerado (brecha) (N+). (c) Grauvaca (N+). (d) Arcosa (N+). (e) Cuarzoarenita (N+). (f) Limolita (N+). (Fotografías de Manuel Pozo.) E, esqueleto. P, pasta. M, matriz.

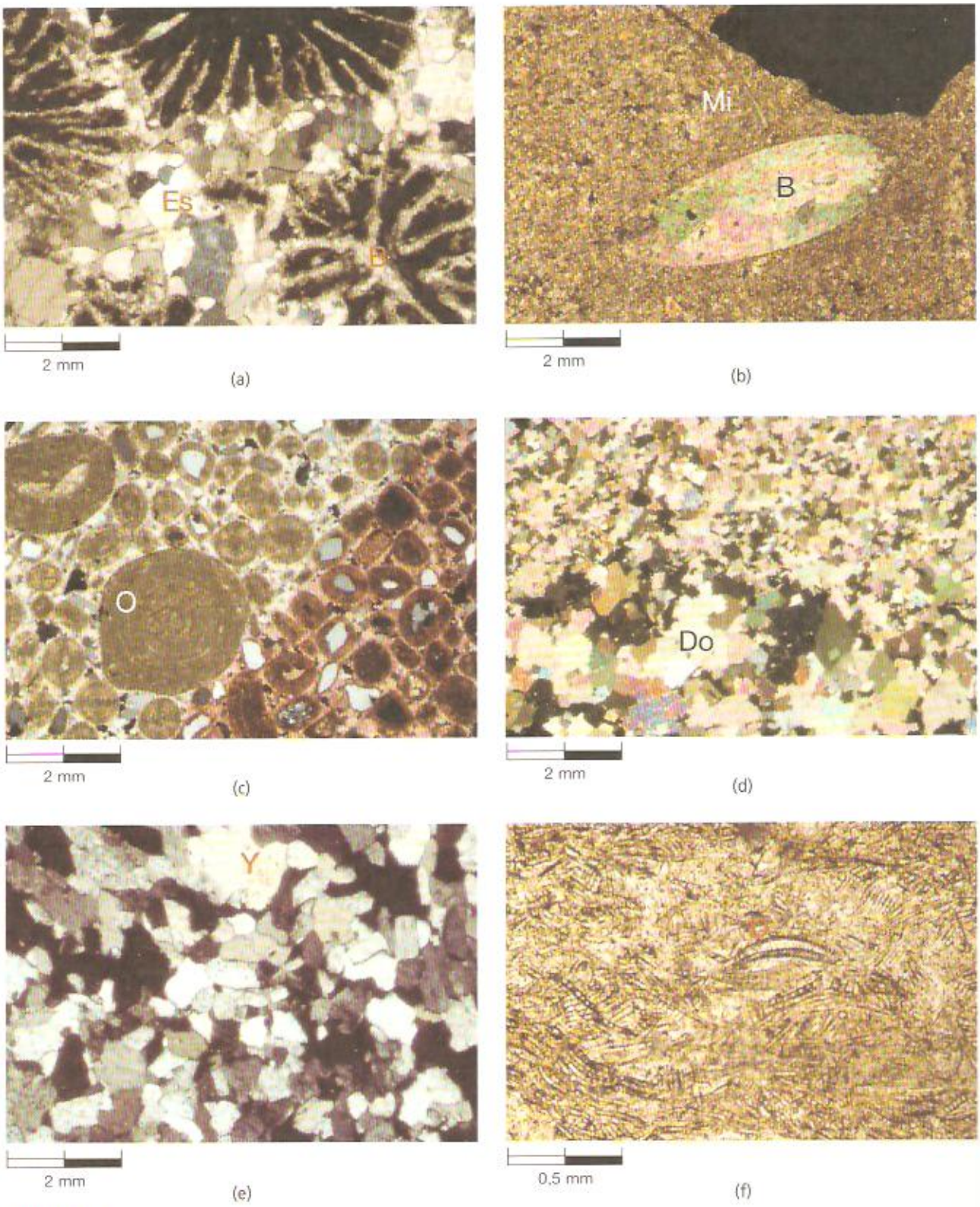


FIGURA 8.10
Lámina con fotografías microscópicas de rocas químicas y organógenas representativas. (a) Caliza con fósiles (bioesparita) (N+). (b) Caliza con fósiles (biomicrita) (N+). (c) Caliza oolítica (oosparita) (N+). (d) Dolomía cristalina (N+). (e) Yeso (N+). (f) Diatomita (N//). (Fotografías de Manuel Pozo.)
B, bioclastos. Es, esparita. Mi, micrita. O, oolitos. Do, dolomita. Y, yeso. D, diatomeas.

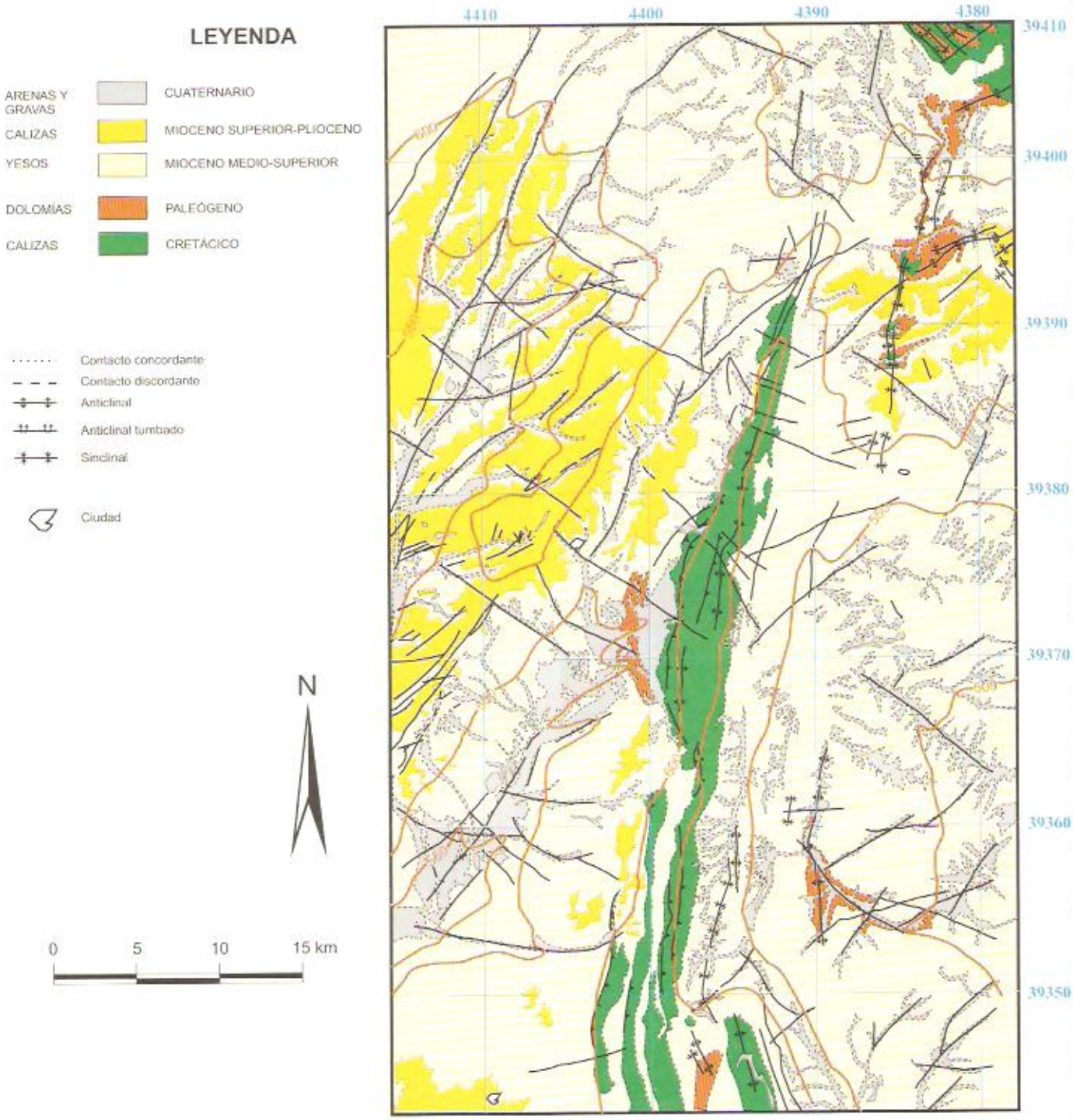


FIGURA III.3
Ejemplo de un mapa geológico en el que se muestran los diferentes elementos que lo componen y complementan.

EL MAPA GEOLÓGICO

Representación de la edad

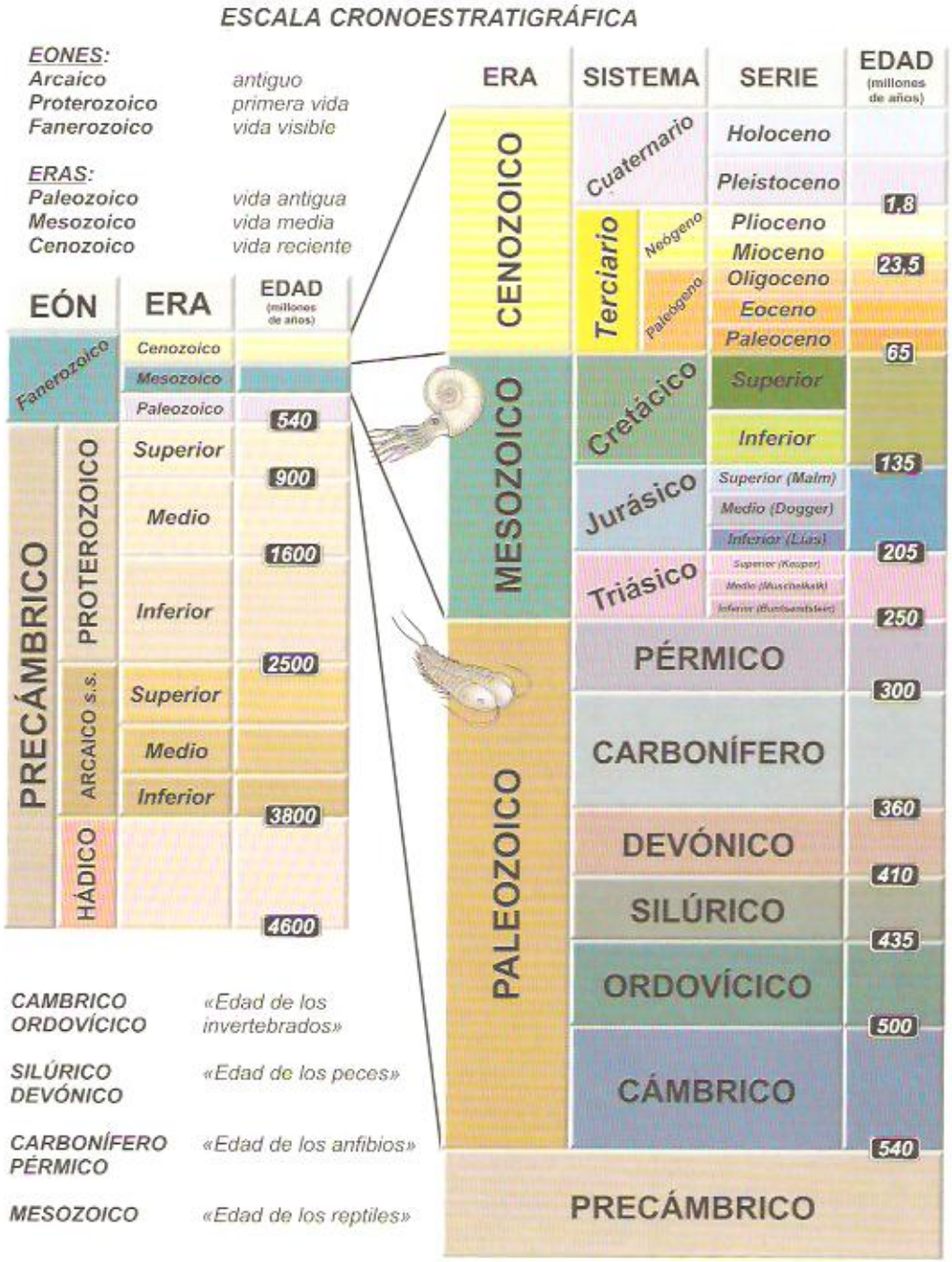
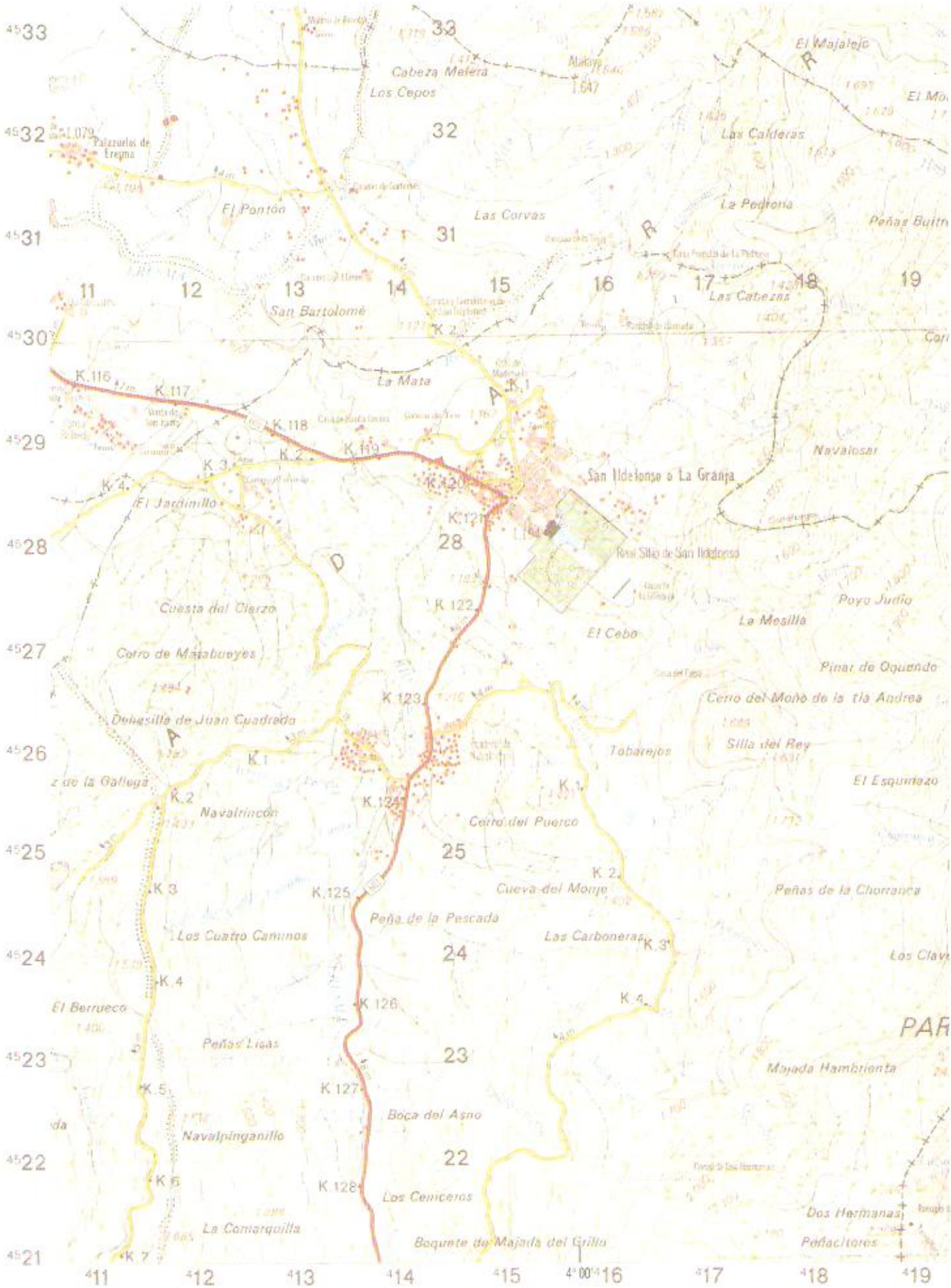
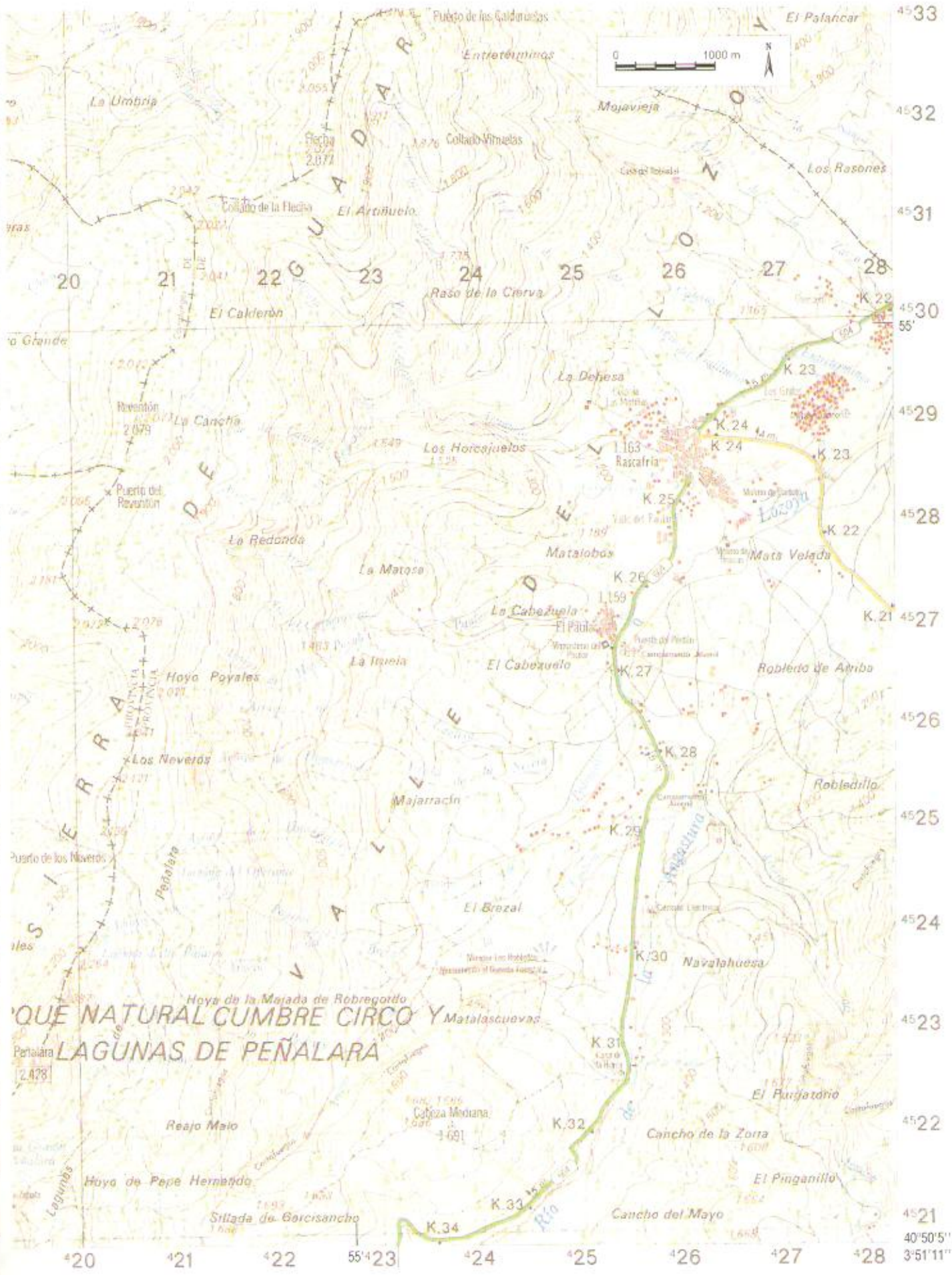


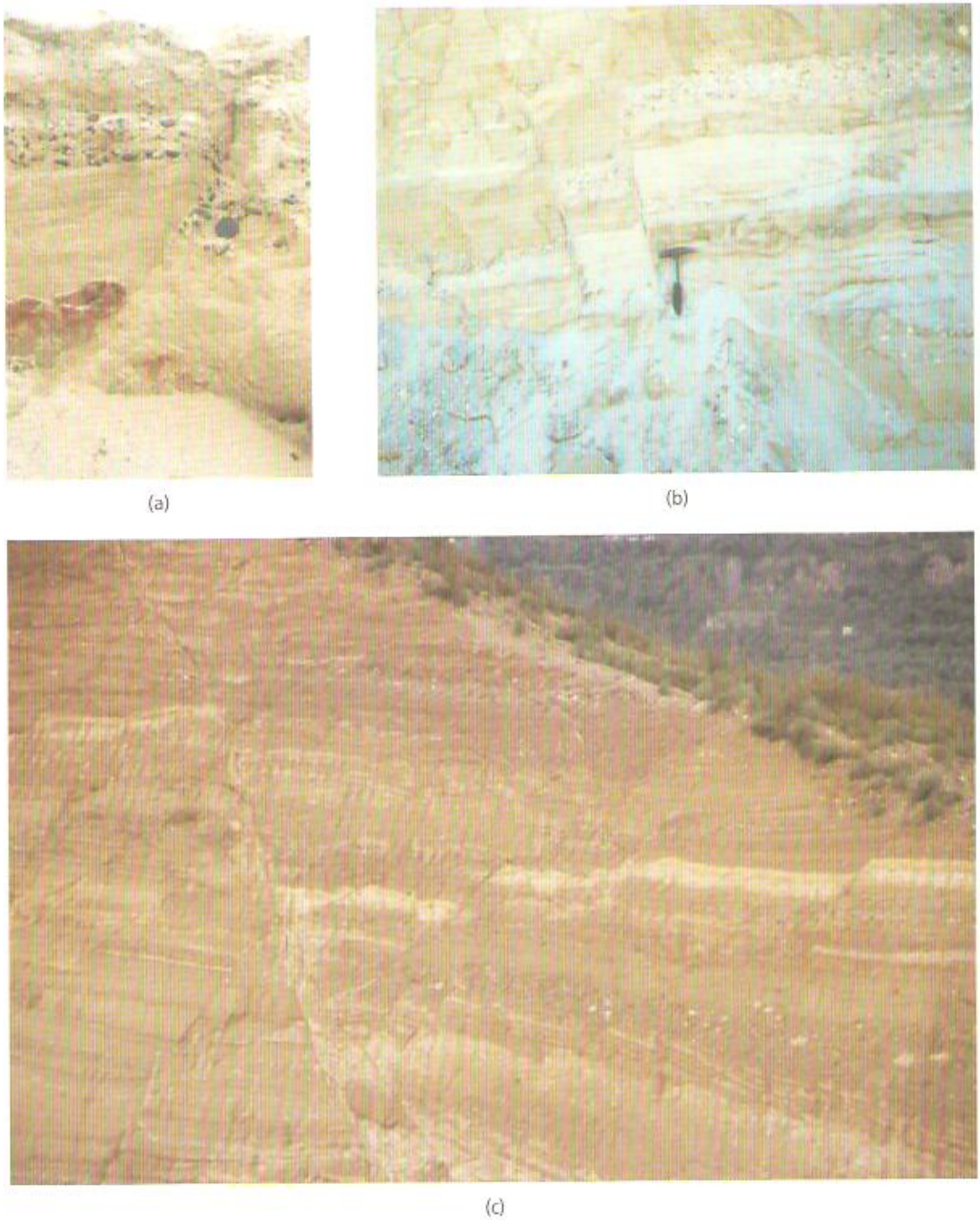
FIGURA III.5
Escala cronoestratigráfica en la que se muestran los diferentes colores que suelen ser utilizados para determinar la edad de un material. Estos colores pueden variar en función del país o de la serie cartográfica.

FIGURA III.6
Ejemplo de utilización de diferentes tonos de un mismo color para representar materiales de diferente edad pero pertenecientes a un mismo sistema o a una misma serie.



Sector de la hoja n.º 483 (Segovia) del mapa topográfico a escala 1:50.000. Cortesía del *Centro Cartográfico del Ejército*.


0 1000 m N
Puerto de los Calderuelas
El Palancar
Entretenimientos
La Umbría
Majavieja
Collado Ninuelas
Los Rasones
Collado de la Flecha
El Artiñuelo
Raso de la Cierva
El Calderón
La Dehesa
La Carrocha
Los Horcajuelos
Rascafría
Puerto del Reventón
La Redonda
Matalobos
Mata Velada
La Matosa
La Cabezuela
El Paular
La Ingiela
El Cabezuelo
Robledo de Arriba
Hoyo Poyales
Los Neveros
Majarracín
Robledillo
Puerto de los Neveros
El Brezal
Navalahuesa
Hoya de la Majada de Robregordo
Matalascuevas
PARQUE NATURAL CUMBRE CIRCO Y LAGUNAS DE PEÑALARA
Peñalara
Reajo Malo
Cabeza Mediana
El Purgatorio
Cancho de la Zorra
Hoyo de Pepe Hernando
El Pinganillo
Lagunas
Senda de Garcisancho
Cancho del Mayo
Río Lozoya
Río Manzanares
Río Guadarrama
Valle de Lozoya
Sierra de Guadarrama
20 21 22 23 24 25 26 27 28
K.20 K.21 K.22 K.23 K.24 K.25 K.26 K.27 K.28 K.29 K.30 K.31 K.32 K.33 K.34
4533 4532 4531 4530 55' 4529 4528 4527 4526 4525 4524 4523 4522 4521
4420 4421 4422 55'4423 4424 4425 4426 4427 4428
40°50'5''
3°51'11''



(a) (b) (c)

FIGURA 22.1
(a y b) Fallas inversas (Madrid, España). (c) Sistema de fallas normales (Granada, España). (Fotografías de J. Giner Robles.)

EJERCICIO DE FOTOINTERPRETACIÓN DE LA PRÁCTICA 17

Foto izquierda para la Práctica 17. Composición de los fotogramas 1527 y 1367 del vuelo de Madrid de julio de 1972. Cortesía de la *Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Transportes de la Comunidad de Madrid.*

EJERCICIO DE FOTOINTERPRETACIÓN DE LA PRÁCTICA 17

Foto derecha para la Práctica 17. Composición de los fotogramas 1526 y 1368 del vuelo de Madrid de julio de 1972. Cortesía de la *Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Transportes de la Comunidad de Madrid.*

Geología Práctica

Introducción al Reconocimiento de Materiales y Análisis de Mapas

Pozo Rodríguez • González Yélamos • Giner Robles

Geología Práctica es una obra versátil, que pretende ocupar el vacío que existe actualmente en los textos de prácticas en Ciencias de la Tierra. El libro abarca un amplio espectro de prácticas de Geología del que, por su número y características, no hay referente similar en lengua española. Así, en primer lugar se aborda la identificación de minerales y rocas, incluyendo a continuación un conjunto de prácticas que familiarizarán al alumno con el empleo de los mapas topográficos, geológicos y fotografías aéreas. La presentación de numerosas tablas, dibujos y fotografías, con 32 páginas a todo color, así como de numerosos ejercicios de diversa dificultad, hace de esta obra un elemento imprescindible para el alumno que realiza prácticas de laboratorio en asignaturas de Ciencias de la Tierra, tanto en cursos básicos como avanzados.

Bloque I. **Minerales y rocas.** Se realizan prácticas de identificación de minerales seleccionados por su interés económico (menas, industriales) o genético. Asimismo, el alumno aprende la metodología para reconocer los principales tipos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. Complementando los métodos tradicionales de identificación de "visu" de minerales y rocas, se ha incorporado dos prácticas que recogen las técnicas más frecuentes de identificación de minerales: la difracción de rayos X y la microscopía óptica.

Bloque II. **Análisis de las formas del paisaje mediante mapas topográficos y fotografías aéreas.** Introduce al alumno en la representación del relieve en un plano, aprendiendo la metodología para obtener la máxima información que suministra el estudio del mapa topográfico o de la foto aérea de una zona. En el análisis de las formas del paisaje se hace un especial énfasis en los aspectos medioambientales, tanto en el estudio de los relieves litológicos y estructurales, como en medios tan importantes como el fluvial, eólico o glaciar.

Bloque III. **Mapas y cortes geológicos.** Permite al alumno entender los conceptos básicos de la cartografía geológica, incluyendo direcciones, buzamientos y discordancias. Se introduce el concepto de contornos estructurales y su utilización en el trazado de capas. Especial atención se dedica a la realización de cortes geológicos, de dificultad variable, con diversas estructuras (pliegues, fallas) y materiales (columna estratigráfica). La interpretación de la historia geológica obtenida a partir de cortes y mapas geológicos se incluye también en este bloque.

Las 24 prácticas que se desarrollan en este texto tienen interés no solo para los estudiantes de Geología, sino también para aquellos que cursan Ingeniería, Geografía Física, Ciencias Ambientales o Ecología.

LibroSite es una página web asociada al libro, con una gran variedad de recursos y material adicional tanto para los profesores como para estudiantes. Apoyos a la docencia, ejercicios de autocontrol, enlaces relacionados, material de investigación, etc., hacen de LibroSite el complemento académico perfecto para este libro.

www.librosite.net/pozo

PEARSON Educación

www.pearsoneducacion.com

ISBN 84-205-3908-2

9 788420 539089