



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**Catálogo con modelos 3D de minerales,
rocas y afloramientos para apoyo a la
docencia en Geología**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Luis Andrés Salinas Omassi

ASESORA DE MATERIAL DIDÁCTICO

Dra. Mayumy Amparo Cabrera Ramírez



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021

Dedicatoria:

Me gustaría dedicar este trabajo a muchas personas que han formado parte de mi vida y que, de alguna manera, por ellas y ellos soy quien soy.

A mi madre Silvia, a quien tanto amo y quien me enseñó los valores de la vida y quien desde que tengo memoria, ha llenado de amor y gratos recuerdos mi vida; a mis chinchanskis: Valentina, Giulia, Camilla y Sofía, que llevo en mi corazón y que me han dado, sin ellas saberlo, la fuerza necesaria para siempre continuar adelante.

A mi segunda madre, mi abuelita, Doña Chela, que me ha cuidado como un hijo más, a quien admiro por su fuerza y su carácter y por toda la bondad que existe en su corazón. A mi familia de Puerto con quienes me siento en casa y siempre agradecido.

A Carlos L., quien cuidó de mí como un padre y me enseñó muchas cosas en el camino, me apoyó en momentos difíciles y me brindó las herramientas necesarias para la vida, siempre le estaré profundamente agradecido.

A mis amigos, que más que mis amigos, son mi familia por elección: Felipe, Rayo, Arturo, Lucas, Neo, los quiero mucho, con ustedes he compartido muchas grandes aventuras y algunas de las mejores experiencias en mi vida. Les agradezco tanto el apoyo que me han dado en diferentes momentos y por siempre brindarme una mano cuando se ha necesitado, en parte, gracias a ustedes esto ha sido posible.

A la chica que convierte los sueños realidad, a ti mi amor, Adaly, que has llenado de color mi vida y quien me ha enseñado lo más bonito que una persona puede sentir, gracias por tanto amor, por estar a mi lado en momentos buenos y malos, por apoyarme y por compartir tu vida con la mía. Tú has sido mis ganas, mi motorcito, mi inspiración y por quien lo doy todo.

Agradecimientos:

A la DGAPA de la UNAM por facilitar los recursos presupuestales para contar con el material que se incluye en este trabajo, a través del proyecto PAPIME PE 102120 “DISEÑO DE MANUALES DE CAMPO Y DE LABORATORIO INCORPORANDO FOTOGRAMETRÍA, MODELADO 3D Y REALIDAD AUMENTADA EN LA WEB PARA LA ENSEÑANZA DE LA GEOLOGÍA GENERAL EN LAS INGENIERÍAS: GEOLÓGICA, GEOFÍSICA, MINAS Y METALURGIA, PETROLERA, CIVIL, GEOMÁTICA Y AMBIENTAL”.

A la Maestra María Patricia Girón García, por sus comentarios y observaciones que contribuyeron a mejorar este trabajo.

Al Ingeniero Alfredo Victoria Morales, a quien aprecio y admiro mucho desde que tomaba clases con él, y que me aportó valiosos comentarios durante la elaboración de este trabajo.

Al Ingeniero Luis Bruno Garduño Castro, que además de ayudarme con sus observaciones, también me apoyó y tuvo paciencia en momentos difíciles.

Al ingeniero Francisco Javier Medina Escutia, quien realizó sugerencias y comentarios que ayudaron a mejorar significativamente el contenido de este trabajo para apoyo a la docencia.

Quiero agradecer en especial a la Doctora Mayumy Amparo Cabrera Ramírez por todo el apoyo que me brindó durante la elaboración de este trabajo, es sin lugar a dudas, una de las personas que más influyó en este proceso. Con mucho cariño y admiración, Doctora Mayumy, le doy gracias por su confianza, por su apoyo, por su paciencia y por sus palabras de motivación, que, en conjunto, me ayudaron a culminar un sueño y abrir la puerta para poder continuar con otros.

Resumen

Este manual de minerales, rocas y afloramientos fue pensado como una herramienta de apoyo para la enseñanza de los materiales sólidos de origen natural que componen nuestro planeta, incorporando el uso de nuevas tecnologías como Realidad Aumentada a partir de modelos tridimensionales fotorrealistas. Con este catálogo se ofrece a los estudiantes y profesores la posibilidad de observar y estudiar de forma remota y virtual algunas muestras de los diferentes tipos de rocas (ígneas, sedimentarias y metamórficas) así como minerales con que cuentan las colecciones de los laboratorios de Petrología y Mineralogía ubicados en los salones C-302 y C-303 de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, y algunos otros que integran colecciones particulares de los profesores participantes en el proyecto, entre las que se encuentran la del Ing. Alfredo Victoria Morales. Los modelos de afloramientos fueron obtenidos durante salidas a campo del Ing. Luis Bruno Garduño Castro.

Este catálogo puede aprovecharse para desarrollar cursos a distancia, que actualmente se imparten en la Facultad de Ingeniería, UNAM, de igual forma busca dar la oportunidad a todos los alumnos que estudian carreras relacionadas con Ciencias de la Tierra y carreras afines, poder tener acceso a muestras de mano de minerales, rocas y afloramientos a partir de modelos tridimensionales; tiene el propósito de ser un medio de apoyo al impartir clase por parte de los profesores y al mismo tiempo ser atractivo y útil al momento de estudiar de forma remota y autodidacta.

Los modelos de minerales, rocas y afloramientos de este catálogo cuentan con una ficha descriptiva que contiene información para su clasificación y estudio. Cada ficha descriptiva incluida en este catálogo contiene la puerta de acceso al modelo 3D, ya sea escaneando el código QR incorporado en cada ficha o por medio de la aplicación ARGeo. Estos modelos fotorrealistas cuentan con la opción de ser visualizados mediante Realidad Aumentada.

Con el apoyo de este trabajo el lector podrá observar mediante modelos 3D algunas especies minerales, así como diferentes tipos de rocas, tanto ígneas, metamórficas y sedimentarias, además de algunos afloramientos de formaciones geológicas.

Para facilitar la búsqueda las fichas descriptivas se organizaron en cinco temas que se encuentran distribuidos en los siguientes apéndices:

- Minerales
- Rocas ígneas
- Rocas sedimentarias
- Rocas metamórficas
- Afloramientos

Además de la información contenida en las fichas descriptivas y sus modelos 3D asociados, este manual recopila aspectos fundamentales de cada uno de los temas que abarca. Para los minerales, se hace un breve resumen a modo de recordatorio sobre sus propiedades físicas como estructura cristalina, color, raya, dureza, exfoliación, fractura, hábitos cristalinos, también se tocan temas como la nomenclatura y las clases químicas. En el caso de las rocas ígneas, se repasan algunos temas básicos como las texturas, la composición de los magmas, la serie de reacción de Bowen y algunos diagramas de clasificación como el de Streckeisen y el diagrama TAS. En las rocas sedimentarias se recuerdan propiedades de las rocas detríticas, así como de rocas de origen químico. Para las rocas metamórficas, se resumen los tipos de metamorfismo y los factores predominantes que influyen en este proceso: calor, presión y fluidos químicamente activos, además se incluye información sobre sus texturas, clasificación y nomenclatura basada en su estructura. Esperando que esta información, sirva como recordatorio de varios de los temas que se estudian durante la carrera y que resulte de utilidad al momento de su consulta.

Es importante recalcar que bajo ninguna circunstancia un modelo tridimensional podrá sustituir al análisis del objeto real, ya que existen características físicas como la densidad, temperatura y sensación al tacto, que para efectos prácticos son imposibles de transmitir al usuario; sin embargo, estos modelos resultan muy útiles e ilustrativos si se trata de observar otros aspectos y características, en este caso de rocas, minerales y afloramientos.

Contenido

RESUMEN	3
ÍNDICE DE FIGURAS	8
ÍNDICE DE TABLAS.....	10
1 INTRODUCCIÓN	11
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	11
1.2 JUSTIFICACIÓN Y MARCO TEÓRICO	13
1.3 TEMAS ESPECÍFICOS DE LOS PROGRAMAS ACADÉMICOS EN DONDE SE PUEDE UTILIZAR ESTE MATERIAL DIDÁCTICO ..	15
1.4 HIPÓTESIS	17
1.5 OBJETIVO	17
2 CREACIÓN DE MODELOS 3D MEDIANTE FOTOGRAMETRÍA.....	18
2.1 ESTADO DEL ARTE DE LA ENSEÑANZA Y APRENDIZAJE POR MEDIO DE MODELOS 3D Y REALIDAD AUMENTADA (RA) ..	18
2.2 METODOLOGÍA PARA LA CREACIÓN DE MODELOS 3D MEDIANTE FOTOGRAMETRÍA	19
<i>Fotografiar los objetos.....</i>	<i>20</i>
<i>Procesado de las fotografías</i>	<i>21</i>
<i>Edición del modelo.....</i>	<i>22</i>
<i>Comparativa visual entre la fotografía y el modelo</i>	<i>23</i>
3 FICHAS DESCRIPTIVAS DE MINERALES	25
4 FICHAS DESCRIPTIVAS DE ROCAS ÍGNEAS	34
5 FICHAS DESCRIPTIVAS DE ROCAS SEDIMENTARIAS.....	38
6 FICHAS DESCRIPTIVAS DE ROCAS METAMÓRFICAS.....	47
7 FICHAS DESCRIPTIVAS DE AFLORAMIENTOS.....	55
8 CONCLUSIONES	61
APÉNDICE A: MINERALES	63
1 DEFINICIÓN DE MINERAL	63
Cristalinidad	63
Estabilidad bajo condiciones ambientales	64
Sustancias extraterrestres.....	64
Sustancias antropogénicas	64
Sustancias antropogénicas modificadas por procesos geológicos	64
Sustancias biogénicas	65
¿Quién se encarga de validar y aceptar a una sustancia como un mineral?	65
2 CLASIFICACIÓN DE MINERALES.....	65
3 GRUPOS MINERALES.....	67
3.1 <i>Silicatos</i>	<i>67</i>
3.1.1 Nesosilicatos.....	68
3.1.2 Sorosilicatos	68
3.1.3 Ciclosilicatos	69
3.1.4 Inosilicatos.....	69
3.1.4 Filosilicatos	70

3.1.5 Tectosilicatos	70
3.2 Grupos Minerales No silicatos	71
3.2.1 Elementos nativos.....	71
3.2.2 Sulfuros	71
3.2.3 Óxidos	72
3.2.4 Haluros	72
3.2.5 Carbonatos.....	73
3.2.6 Sulfatos.....	73
3.2.7 Fosfatos	74
3.2.8 Compuestos orgánicos y minerales orgánicos	74
4 PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MINERALES.....	75
4.1 Estructura interna de los cristales.....	75
4.1.1 Las redes de Bravais.....	76
4.1.2 La cristalografía y los Rayos X	78
4.2 Lustre o brillo.....	79
4.2.1 Lustre metálico	79
4.2.2 Lustre no metálico	79
4.3 Color.....	81
4.3.1 Minerales idiocromáticos	81
4.3.2 Minerales alocromáticos.....	82
4.3.3 Minerales pseudocromáticos (efectos de color debidos a fenómenos ópticos).....	83
4.5 Raya.....	84
4.6 Dureza	85
4.6.1 Escala de dureza de Mohs	85
4.6.2 Escala de dureza de Rosiwal	85
4.6.3 Escala de dureza de Vickers	87
4.7 Exfoliación o crucero	87
4.8 Fractura.....	89
4.9 Hábito cristalino.....	90
4.9.1 Cuando un mineral consta de cristales aislados y distintos	90
4.9.2 Cuando un mineral consta de un grupo de cristales distintos	91
4.9.3 Cuando un mineral consta de grupos de individuos radiales o paralelos.....	91
4.9.4 Cuando un mineral está formado por escamas o laminillas.....	93
4.9.5 Otros tipos de hábitos cristalinos	93
4.10 Diafanidad.....	95
4.11 Tenacidad.....	95
4.12 Magnetismo	96
4.13 Sabor y olor.....	96
4.14 Radiactividad.....	97
APÉNDICE B: ROCAS ÍGNEAS.....	98
1 FORMACIÓN DE MAGMA.....	99
1.1 Magmatismo de dorsales.....	99
1.2 Magmatismo en zonas de subducción.....	99
1.3 Magmatismo intraplaca.....	100
2 TIPOS DE ROCAS ÍGNEAS.....	100
2.1 Rocas plutónicas o intrusivas	100
2.2 Rocas volcánicas o extrusivas	101
3 CRISTALIZACIÓN DEL MAGMA.....	101
3.1 Serie de reacción discontinua.....	102
3.2 Serie de reacción continua	102
4 TEXTURAS DE LAS ROCAS ÍGNEAS	103
4.1 Textura afanítica (de grano fino).....	103
4.2 Textura fanerítica (de grano grueso).....	103
4.3 Textura porfídica	104
4.4 Textura vesicular	104

4.5 Textura piroclástica	105
4.6 Textura pegmatítica	106
5 CLASIFICACIÓN MINERALÓGICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS	107
6 DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN STRECKEISEN O QAPF	108
7 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN TAS.....	109
APÉNDICE C: ROCAS SEDIMENTARIAS.....	110
1 ROCAS SEDIMENTARIAS DETRÍTICAS.....	111
1.1 Lutitas.....	111
1.2 Areniscas	111
1.3 Conglomerado.....	112
1.4 Brecha.....	114
2 PARÁMETROS TEXTURALES.....	116
2.1 Grado de clasificación	116
2.2 Redondez y esfericidad	116
3 ROCAS SEDIMENTARIAS QUÍMICAS	117
3.1 Caliza	117
3.2 Dolomía.....	118
3.3 Rocas silíceas (sillex o pedernal)	118
3.4 Evaporitas	119
3.5 Carbón.....	120
4 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN DE ROCAS CARBONATADAS	121
APÉNDICE D: ROCAS METAMÓRFICAS.....	122
1 TIPOS DE METAMORFISMO	123
1.1 Metamorfismo de contacto	123
1.2 Metamorfismo regional	124
1.2 Metamorfismo hidrotermal.....	124
1.4 Metamorfismo de Impacto.....	124
1.5 Metamorfismo por soterramiento.....	125
1.6 Metamorfismo dinámico.....	126
2 FACTORES QUE INFLUYEN EN EL METAMORFISMO	126
2.1 Calor.....	126
2.2 Presión y esfuerzo diferencial.....	127
2.3 Fluidos químicamente activos	127
3 MINERALES METAMÓRFICOS	127
4 TIPOS DE PROTOLITOS.....	128
5 CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS	128
5.1 Textura de las rocas metamórficas	129
5.1.1 Texturas de rocas metamórficas que presentan foliación y alineación	129
5.1.2 Nombres de rocas metamórficas en función de su textura foliada	130
5.1.3 Texturas de los granos minerales en rocas foliadas	131
5.1.4 Texturas y nombres de rocas metamórficas que no presentan foliación y alineación.....	132
6 NOMBRES ESPECÍFICOS DE ROCAS METAMÓRFICAS COMUNES.....	132
7 TÉRMINOS ADICIONALES DE MODIFICACIÓN	133
8 ROCAS METAMÓRFICAS DE ALTA DEFORMACIÓN.....	134
8.1 Rocas no cohesivas.....	134
8.2 Rocas cohesivas.....	135
8.3 Rocas de impacto.....	136
FUENTES DE CONSULTA.....	137
CRÉDITOS DE IMÁGENES	139

Índice de figuras

Figura 1. Gráfica de crecimiento de la matrícula estudiantil para las carreras de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM.	12
Figura 2. Sistema de soporte de cámara fotográfica para la adquisición de imágenes.	20
Figura 3. Posición de la cámara fotográfica al momento de adquirir la imagen (cada cuadro blanco representa la posición en el espacio de la cámara).	21
Figura 4. Modelo 3D antes de la edición.	22
Figura 5. Modelo 3D después de la edición.	22
Figura 6. Izquierda: fotografías de las muestras. Derecha: Imagen del modelo 3D.	24
Figura 7. Información que contiene la ficha descriptiva de minerales.	25
Figura 8. Ficha descriptiva Danburita y Esfalerita.	26
Figura 9. Ficha descriptiva Magnetita.	27
Figura 10. Ficha descriptiva Goethita.	28
Figura 11. Ficha descriptiva Wulfenita.	29
Figura 12. Ficha descriptiva Geoda de cuarzo.	30
Figura 13. Ficha descriptiva Estibina.	31
Figura 14. Ficha descriptiva Granate (Grosularia).	32
Figura 15. Ficha descriptiva Yeso, Rosa del desierto.	33
Figura 16. Información que contiene la ficha descriptiva de rocas ígneas.	34
Figura 17. Ficha descriptiva Tezontle.	35
Figura 18. Ficha descriptiva Andesita.	36
Figura 19. Ficha descriptiva Fragmento de bomba volcánica.	37
Figura 20. Información que contiene la ficha descriptiva de rocas sedimentarias.	38
Figura 21. Ficha descriptiva Caliza con fósiles.	39
Figura 22. Ficha descriptiva Conglomerado.	40
Figura 23. Ficha descriptiva Septaria.	41
Figura 24. Ficha descriptiva Caliza con Lapiaces.	42
Figura 25. Ficha descriptiva Arenisca con marcas de corriente.	43
Figura 26. Ficha descriptiva Icnofósiles.	44
Figura 27. Ficha descriptiva Caliza Fosilífera.	45
Figura 28. Ficha descriptiva Pliegues Sinsedimentarios.	46
Figura 29. Información que contiene la ficha descriptiva de rocas metamórficas.	47
Figura 30. Ficha descriptiva Esquisto de corindón y biotita.	48
Figura 31. Ficha descriptiva Esquisto de moscovita y biotita.	49
Figura 32. Ficha descriptiva Filita.	50
Figura 33. Ficha descriptiva Mármol de olivino y diópsido.	51
Figura 34. Ficha descriptiva Skarn de Granate.	52
Figura 35. Ficha descriptiva Milonita.	53
Figura 36. Ficha descriptiva Augen gneiss.	54
Figura 37. Ficha descriptiva Espacio Escultórico.	55
Figura 38. Ficha descriptiva Cantera Oriente, lado Norte.	56
Figura 39. Ficha descriptiva Cantera Oriente, lado Sur.	57
Figura 40. Ficha descriptiva Peñas de Dexcani.	58
Figura 41. Ficha descriptiva Presa de Zimapán.	59
Figura 42. Ficha descriptiva Fragmento de estatua en andesita a la Diosa Chicomecóatl.	60
Figura 43. Porcentajes estimados (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre. Modificado de E. J. Tarbuck.	67
Figura 44. Izq. Modelo poliédrico de la estructura de los nesosilicatos. Der. Serie de solución completa del Olivino de Fayalita (Fe) a Forsterita (Mg).	68
Figura 45. Modelo poliédrico de los Sorosilicatos.	68
Figura 46. Esquema de anillos cerrados de Ciclosilicatos.	69
Figura 47. Modelo poliédrico de Inosilicato de cadena simple.	69
Figura 48. Modelo poliédrico de Inosilicato de cadena doble.	69

Figura 49. Modelo poliédrico de Filosilicatos.	70
Figura 50. Modelo poliédrico de Tectosilicatos.....	70
Figura 51. Algunos minerales del grupo Elementos nativos (oro, plata, cobre, grafito).....	71
Figura 52. Algunos minerales del grupo de los sulfuros (pirita, esfalerita, molibdenita, estannita).....	71
Figura 53. Algunos minerales del grupo Óxidos (anatasa, cuprita, casiterita, magnetita).....	72
Figura 54. Algunos minerales del grupo Haluros (halita, silvita, fluorita, bromargirita).....	72
Figura 55. Algunos minerales del grupo Carbonatos (rodocrosita, smithsonita, dolomita y malaquita).....	73
Figura 56. Algunos minerales del grupo Sulfatos (barita, fencocroita, lindgrenita, anhidrita).	73
Figura 57. Algunos minerales del grupo Fosfatos (apatita, vivianita, piromorfita, lazulita).	74
Figura 58. Algunos minerales del grupo minerales orgánicos (whewellita, uricita, hoelita y melita).	74
Figura 59. Ilustración del ordenamiento de partículas en un sólido cristalino (mineral) y en un sólido amorfo (mineraloide o vidrio).....	76
Figura 60. Ejemplos de minerales con lustre metálico y submetálico.	79
Figura 61. Ejemplos de minerales con lustre no metálico.	80
Figura 62. Clasificación por color de los minerales, idiocromáticos siempre en las mismas tonalidades de color; alocromáticos el mismo mineral se puede presentar de diferentes colores; pseudocromáticos o de color falso.	83
Figura 63. Color de raya de algunos minerales, nótese como no siempre el color de la raya es el mismo que el color que presenta la muestra de mano.....	84
Figura 64. Esquema del indentador piramidal y la huella que deja.....	87
Figura 65. Exfoliación o crucero de los minerales.	88
Figura 66. Tipos de fractura en los minerales.	89
Figura 67. Hábito cristalino en cristales aislados y distintos.....	90
Figura 68. Hábito cristalino para un grupo de cristales distintos.....	91
Figura 69. Hábito cristalino para grupos de cristales radiales o paralelos.....	92
Figura 70. Hábito cristalino para minerales formados por escamas o laminillas.	93
Figura 71. Algunos hábitos de agregados cristalinos y de minerales individuales.	94
Figura 72. Grados de diafanidad de los minerales.....	95
Figura 73. Halo pleocroico alrededor de zircón dentro de biotita, producido por la liberación de partículas radiactivas del zircón hacia la biotita.	97
Figura 74. Esquema idealizado del magma y sus diferentes componentes: fundido, sólidos y gases. Modificada de Gill (2010).	98
Figura 75. Esquema idealizado de las zonas en donde se produce magma. Modificado de Anguita, F. y Moreno, F. (1991).	100
Figura 76. Esquema idealizado de las condiciones de formación de los diferentes tipos de rocas ígneas y ejemplos de sus texturas. Las rocas extrusivas se enfrían en superficie (flujos piroclásticos y de lava), las intrusivas cristalizan en profundidad (lacolitos, sills, diques, pegmatitas). Modificado de E. J. Tarbuck.....	101
Figura 77. Las series de reacción de Bowen muestra la secuencia en la cual cristaliza un magma basáltico (Tomado de E. J. Tarbuck).....	102
Figura 78. Andesita con textura afanítica.....	103
Figura 79. Granito con textura fanerítica.	103
Figura 80. Andesita con textura porfídica.	104
Figura 81. Izq. Basalto vesicular. Der. Piedra pómez.....	104
Figura 82. Ignimbrita con fragmentos líticos, textura piroclástica.	105
Figura 83. Obsidiana con textura vítrea.	105
Figura 84. Izq.: Ceniza volcánica, Centro: lapilli, Der. Bomba volcánica.....	106
Figura 85. Pegmatita granítica con textura pegmatítica.....	106
Figura 86. Mineralogía de las rocas ígneas comunes y de los magmas a partir de los que se forman (Tomado de E. J. Tarbuck).....	107
Figura 87. Diagrama QAPF para identificación de rocas ígneas plutónicas (Izq.) y volcánicas (Der.). Imagen modificada de Streckeisen (1973).....	108
Figura 88. Diagrama TAS para identificación de rocas volcánicas, modificada de Le Maitre et al. (2002).	109
Figura 89. Clasificación de rocas sedimentarias clásticas, modificado de Pettijohn (1954).	112
Figura 90. Clasificación de conglomerados por cantidad de matriz. Izquierda: Ortoconglomerado, Derecha: Paraconglomerado.	113
Figura 91. Brecha glaciaria en Målselv, Noruega. Foto: Chmee2.....	114

Figura 92. Brecha tectónica en el Valle de la Muerte, California, EEUU. Foto: Michael C. Rygel.	114
Figura 93. Brecha en basalto. Los fragmentos oscuros corresponden al basalto, la matriz está constituida por epidota. Islas Canarias, España. Foto: Siim Sepp.	114
Figura 94. Brecha de impacto. Formación Onaping, Ontario, Canadá. Foto: James St. John.	115
Figura 95. Brecha hidrotermal. Región de Atacama, Chile. Foto: W. Griem.	115
Figura 96. Grado de clasificación en sedimentos detríticos (Compton, 1962).	116
Figura 97. Cuadro de comparación visual para estimar el grado de redondez y esfericidad de los clastos (basado en Powers, 1953).	116
Figura 98. a) Arrecife Palancar, Cozumel, Quintana Roo (México), foto: Heyder Castillo. b) Corales, foto: Clarence Opolsky. c) Caliza fosilífera, foto: Andrés Omassi. d) Lámina delgada de caliza fosilífera.	117
Figura 99. a) Muestra de mano de dolomía, Buenos Aires, Argentina, foto: Beatrice Murch. b) Lámina delgada donde se observan cristales de dolomita (lado mayor = 4.1 mm.) c) Lámina delgada con nicoles cruzados, se aprecia su alta birrefringencia.	118
Figura 100. a) Muestra de mano de sílex bandeado, La Muela, Zaragoza, España, foto: Miguel Calvo. b) Lámina delgada de sílex, lado mayor = 0.8 mm. c) Misma lámina delgada, pero con nicoles cruzados, fotos por Miquel Roy Sunyer.	118
Figura 101. Formación de evaporitas.	119
Figura 102. Formación de carbón, modificado de E. J. Tarbuck.	120
Figura 103. Clasificación de Folk (1959) para rocas carbonatadas. Tomado de Clasificación de rocas carbonáticas (UA), 2019.	121
Figura 104. Metamorfismo de contacto, modificado de E. J. Tarbuck.	124
Figura 105. Tipos de metamorfismo y ambientes donde ocurre, modificado de E. J. Tarbuck.	125
Figura 106. Metamorfismo dinámico (Tomado de E. J. Tarbuck).	126
Figura 107. Roca no foliada (izquierda) y foliada (derecha). Fotos colección Alfredo Victoria Morales. ...	129
Figura 108. Nombres de rocas metamórficas por el tipo de foliación y el ambiente geológico donde se originan, modificado de E. J. Tarbuck.	131
Figura 109. Texturas blásticas en rocas metamórficas.	131
Figura 110. Sección esquemática de una zona de falla, mostrando la distribución vertical de las rocas que se originan. Modificado de Passchier y Trouw (2005).	135

Índice de Tablas

Tabla 1. Total de alumnos inscritos en las carreras que forman parte de la DICT, Facultad de Ingeniería, UNAM. Fuente: Dirección General de Administración Escolar, UNAM.	12
Tabla 2. Clasificación de las catorce redes de Bravais en los siete sistemas cristalinos. Modificado de Giuseppe Grosso y Giuseppe Pastori en Solid State Physics.	77
Tabla 3. Algunos minerales idiomórficos comunes y el catión responsable de su color.	81
Tabla 4. Algunos ejemplos de minerales alocromáticos comunes y sus variedades.	82
Tabla 5. Escala de dureza de Rosiwal.	85
Tabla 6. Escala de dureza de Mohs.	86
Tabla 7. Tipos de rocas sedimentarias (Tomado de E. J. Tarbuck).	110
Tabla 8. Clasificación de conglomerados y brechas, Pettijohn (1954).	115
Tabla 9. Clasificación de Dunham (1962) para rocas carbonatadas.	121

1 Introducción

La Facultad de Ingeniería es una dependencia de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en ella se ofrecen 14 carreras de distintas ramas de la Ingeniería. Actualmente dentro del plan de desarrollo 2019-2023, se presentan como retos el fortalecimiento del sistema educativo, para dotar a sus alumnos con mejores herramientas y ser más competitivos. El uso de nuevas tecnologías en el campo de la enseñanza resulta cada vez más necesario para continuar a la vanguardia educativa y afrontar los retos que demandan nuevas generaciones.

Este proyecto impacta en los retos y necesidades anteriores, permitiendo desarrollar material didáctico que se podrá consultar en línea y que apoyará a estudiantes de Ciencias de la Tierra, así como afines a la Geología haciendo uso de modelos 3D y Realidad Aumentada, ambos considerados como tecnologías emergentes tanto en la educación como en la investigación.

1.1 Planteamiento del problema

De acuerdo con información obtenida de la Dirección General de Administración, UNAM, el número de estudiantes que se inscriben cada semestre en alguna de las carreras de la DICT ha ido en aumento (Tabla 1). Desde el año 2000, la carrera de ingeniería petrolera destaca con un aumento de su matrícula del 224%, seguida de la carrera en ingeniería geofísica con un 167%, ingeniería geológica con 109%, por último, ingeniería en minas y metalurgia con un aumento de 76% (Figura1). Este constante incremento de la matrícula estudiantil tanto para las carreras de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra (DICT), como de toda la Facultad de Ingeniería, ha traído algunos nuevos retos, por ejemplo: el profesor tiene que impartir clase a grupos cada vez más numerosos, normalmente llegando a superar los 30 alumnos dentro del aula o laboratorio, lo que provoca problemas con la cantidad de material a disposición de cada alumno, en este caso, las muestras de minerales y rocas con que cuentan los laboratorios de Geología para su identificación. El material resulta *suficiente* en cuanto a la variedad de muestras, pero *deficiente* en cuanto al número de ejemplares que se tienen de cada mineral o roca, lo que provoca que el tiempo dedicado a cada muestra sea muy breve, o en ocasiones no se puedan observar todas las que se tenían contempladas durante el tiempo de clase.

Los académicos de la DICT en su esfuerzo por mejorar los procesos de enseñanza-aprendizaje, han trabajado en los últimos años en varios proyectos PAPIME, enfocados en la elaboración de material didáctico y la creación de colecciones de rocas; para que los alumnos tengan más recursos a su alcance, estos trabajos están disponibles en los laboratorios de la DICT, además de que se crearon páginas electrónicas para su consulta. Actualmente, por diversos motivos, desde logísticos, hasta sanitarios, la Facultad de Ingeniería debe incursionar en procesos de enseñanza dentro de entornos digitales, promoviendo la creación de material didáctico, alojado en la red, permanentemente disponible, que apoye en la enseñanza y el aprendizaje de las diferentes asignaturas que se imparten.

Tabla 1. Total de alumnos inscritos en las carreras que forman parte de la DICT, Facultad de Ingeniería, UNAM. Fuente: Dirección General de Administración Escolar, UNAM.

Ciclo escolar	Ingeniería Minas y	Ingeniería Geológica	Ingeniería Geofísica	Ingeniería Petrolera
1999-2000	200	293	249	452
2000-2001	170	222	226	437
2001-2002	189	258	254	536
2002-2003	198	258	274	612
2003-2004	198	256	276	661
2004-2005	208	272	301	751
2005-2006	209	276	323	853
2006-2007	202	290	353	976
2007-2008	185	283	381	1057
2008-2009	168	310	408	1114
2009-2010	181	336	464	1224
2010-2011	213	353	503	1293
2011-2012	235	397	544	1341
2012-2013	257	396	584	1322
2013-2014	289	426	601	1425
2014-2015	320	465	621	1521
2015-2016	335	480	671	1572
2016-2017	351	484	682	1576
2017-2018	352	463	664	1466

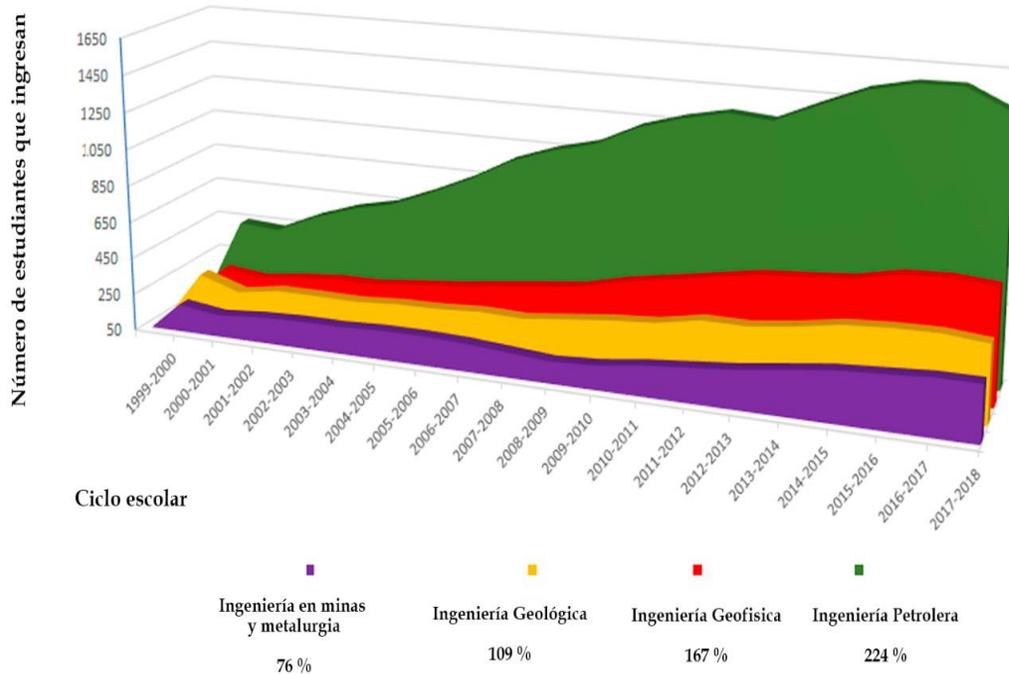


Figura 1. Gráfica de crecimiento de la matrícula estudiantil para las carreras de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Varias de las asignaturas que corresponden a la DICT, cuentan con práctica obligatoria de campo, algunos de los sitios que se visitan se encuentran lejos y en lugares poco accesibles como: acantilados, cañadas, puentes, barrancas, ríos; incluso hay buenos afloramientos que se encuentran en tajos sobre la carretera, en zonas de curvas, lo que puede ser relativamente peligroso tanto para alumnos como para profesores, sin embargo, estos afloramientos cuentan con características didácticas únicas que amerita observar. Contar con modelos 3D de afloramientos de rocas, puede facilitar al profesor y a los alumnos observar estos lugares y sus características, que por su lejanía, complejidad y ocasionalmente peligrosidad no siempre es posible acceder fácilmente, de esta manera el profesor puede complementar una salida a campo, ya sea mostrando a los alumnos afloramientos a los que no se haya podido llegar, o incluso analizando los afloramientos visitados, pero vistos desde otros ángulos que pueden complementar o ayudar a visualizar ciertas estructuras geológicas que solo son apreciables a escalas mayores.

1.2 Justificación y marco teórico

Dentro de la incorporación de nuevas herramientas en los ambientes educativos, la utilización de Modelos 3D, ya sea dentro de un entorno completamente virtual o incorporando elementos del medio circundante a través de Realidad Aumentada (RA), es una de las más destacadas e importantes tecnologías desarrolladas para este fin (L. Johnson, *et al.* 2011; Martínez Landa, 2015).

Se han denominado tecnologías emergentes a las innovaciones científicas que pueden crear una nueva industria o transformar la ya existente, algunas de estas tecnologías emergentes son el modelado 3D a partir de fotogrametría y su visualización mediante RA. Estas tecnologías están aplicándose en diversas áreas como: construcción de obras de ingeniería, medicina, reconstrucción de patrimonio histórico, marketing, simulación de eventos, salidas de campo virtuales, entre muchas otras.

El mundo académico no está al margen de estas iniciativas y también ha empezado a introducir modelado 3D y RA en algunas de sus disciplinas como la química, física, medicina o la biología, sin embargo, en la enseñanza de la Geología, en particular en los centros educativos nacionales, todavía no está implementado, por lo que este proyecto impulsa la realización de material didáctico virtual que permita a los alumnos de las carreras de las ingenierías en Ciencias de la Tierra, y las carreras relacionadas, complementar la teoría vista en clase, con el material de apoyo continuo y disponible en la red, observando, por medio de modelos 3D, las propiedades y características de algunos de los materiales que constituyen nuestro planeta: minerales, rocas ígneas, rocas sedimentarias, rocas metamórficas y afloramientos de rocas.

De forma tradicional, las muestras de minerales y rocas que se estudian en las diversas asignaturas, se encuentran dentro de los laboratorios, bajo resguardo de los laboratoristas; se tiene acceso a ellas conforme se avanza en el curso y a criterio del profesor responsable de impartir la asignatura. Las muestras solo están disponibles durante las horas de clase o

laboratorio de forma física, lo que supone un tiempo determinado por cada alumno para el estudio de los ejemplares; ahora considerando que el número de estudiantes por aula es cada vez mayor, resulta que muchas de las veces, este tiempo no es suficiente para que todos los alumnos puedan observarlas a detalle y analizar las características de todos los ejemplares, es por este motivo, que hacer uso de modelos 3D y RA a la par de la teoría vista en clase, permite contar con tiempo extra de observación y práctica fuera de las aulas o el campo, ya que su consulta puede realizarse desde cualquier lugar y en cualquier momento.

Cuando se planifica una salida a campo, el tema de la seguridad siempre ha sido una prioridad, anteriormente, la preocupación al visitar un afloramiento se debía a que en ocasiones éste se encontraba cerca de un acantilado o dentro de una zona de curvas peligrosas en la carretera o incluso la lejanía podía ser un factor para considerar su visita. A estas complicaciones, se han ido agregando otras de naturaleza social y más recientemente, de carácter sanitario.

Es una realidad que, en cuestión de seguridad, en las últimas décadas las organizaciones criminales han proliferado en nuestro país, por lo que actualmente viajar o explorar algunas zonas de México puede llegar a ser peligroso. En el tema de salud, actualmente y desde principios del año 2020 el mundo experimentó un cambio en la normalidad de su vida cotidiana, la aparición del virus SARS-CoV-2, provocó un cambio en la forma en que la sociedad interactúa, promoviendo el distanciamiento social, el trabajo remoto, el estudio fuera de las aulas y el confinamiento.

Es en este sentido, y atendiendo las necesidades de los alumnos, que resulta sumamente importante contar con este tipo de material didáctico que contenga minerales, rocas y afloramientos de algunos sitios interesantes que se visitan en las salidas de campo, para poder, aunque sea de forma virtual, contar con un medio que permita acercarnos a una muestra de mineral, roca o afloramiento para su estudio.

Como se mencionó anteriormente, desde finales de los años 90s ha habido un incremento significativo en la matrícula de alumnos que ingresan a carreras relacionadas con Ciencias de la Tierra, por lo que nuestra Facultad se enfrenta al reto de proporcionar educación de primer nivel a una, cada vez mayor, cantidad de alumnos. Este trabajo constituye una alternativa a las necesidades actuales de estudio a distancia y los productos derivados de éste, proveerán a los docentes de herramientas didácticas que les permitirá incorporar el uso de nuevas tecnologías en la enseñanza.

1.3 Temas específicos de los programas académicos en donde se puede utilizar este material didáctico

Este material didáctico está dirigido a estudiantes de nivel licenciatura que contengan en sus planes de estudio alguna de las siguientes asignaturas:

Cartografía geológica (Ingeniería geológica). En el tema de teledetección, algunos de los modelos de afloramientos pueden resultar útiles como ejemplo de nuevas formas para adquirir datos mediante nuevas tecnologías como es el vuelo con dron, ya que permite observar desde diferentes ángulos características geológicas como: plegamientos, fracturas, fallas, estratificación, entre otras.

Estratigrafía (Ingeniería geológica y geofísica). Como apoyo visual de afloramientos que destaquen características estudiadas en clase, como las relaciones estratigráficas:

- Relaciones espaciales verticales y horizontales
- Relaciones temporales, su expresión
- Discontinuidades estratigráficas y criterios para el reconocimiento de discontinuidades

Geología de Campo / Técnicas geológicas de campo (Ingeniería geológica y geofísica). Resultaría muy útil contar con modelos 3D de las áreas de estudio que se visitan, con el fin de planificar mejor las rutas de exploración y analizar la morfología del terreno apoyándose en el uso de estas tecnologías.

Geología Estructural (Ingeniería geológica, de minas y metalurgia y geofísica). Visualización de afloramientos donde se aprecien pliegues, fallas, fracturas y otros elementos estructurales desde diferentes ángulos.

Sedimentología (Ingeniería geológica y geofísica). Como apoyo en el estudio de columnas estratigráficas que nos permiten conocer ambientes sedimentarios.

Mineralogía (Ingeniería geológica, geofísica y de minas y metalurgia). Como apoyo en prácticas de mineralogía descriptiva, para observar características de los diferentes grupos minerales, como color, hábito cristalino y fractura.

Geología general (Ingeniería petrolera, de minas y metalurgia, civil, ambiental y geomática). Puede servir como apoyo didáctico en los siguientes temas:

- Materiales que forman la Tierra: minerales y rocas
- Rocas ígneas
- Rocas sedimentarias
- Rocas metamórficas
- Estructuras geológicas y procesos geológicos superficiales

Geomorfología (Ingeniería geológica y geomática). Resulta ilustrativo en los temas de:

- Formas mayores del relieve
- Geoformas
- Modelado del relieve y métodos geomorfológicos

Fundamentos de geología / Geología Física (Ingeniería geológica, de minas y metalurgia y geofísica). Puede utilizarse para complementar la enseñanza en los siguientes temas:

- Materiales que forman la Tierra: minerales y rocas
- Rocas ígneas
- Rocas sedimentarias
- Rocas metamórficas
- Estructuras geológicas: deformación frágil (fallas y fracturas) y deformación dúctil (pliegues)
- Procesos geológicos superficiales

Petrología Ígnea (Ingeniería geológica). Puede resultar de utilidad en los temas:

- Formas y estructuras de las rocas ígneas
- Textura de las rocas ígneas
- Estudio de muestras de mano e identificación de sus texturas

Petrología metamórfica (Ingeniería geológica). Se presentan modelos 3D de rocas metamórficas que pueden ser de utilidad en los siguientes temas:

- Formas y estructuras de las rocas metamórficas
- Textura de las rocas metamórficas
- Estudio de muestras de mano e identificación de sus texturas

Petrología Sedimentaria (Ingeniería geológica). Algunos de los modelos 3D son ejemplos de rocas sedimentarias tanto de origen clástico como químico en donde pueden apreciarse estructuras sedimentarias y otras características estudiadas en los temas:

- Propiedades y características de las rocas sedimentarias (texturas, estructuras, geometría y composición)

1.4 Hipótesis

Las técnicas actuales de los procesos de educación, incorporan el uso de las tecnologías de la información y comunicación al método de enseñanza-aprendizaje tradicional, buscando desarrollar competencias en el alumno a través de herramientas virtuales.

Este trabajo apoyará a la docencia de asignaturas relacionadas con Ciencias de la Tierra, tanto en las aulas, como dentro de entornos virtuales, haciendo uso de nuevas tecnologías como modelos tridimensionales e incorporando Realidad Aumentada que permitirá observar propiedades y características físicas de los materiales que constituyen nuestro planeta (minerales, rocas y afloramientos), además, se espera que pueda ser una alternativa para satisfacer la creciente necesidad de estudio no presencial o a distancia. La UNAM es considerada como una de las mejores universidades de Iberoamérica y la incursión en este tipo de tecnologías permitirá continuar a la vanguardia en aspectos educativos, pedagógicos y de educación a distancia.

1.5 Objetivo

El objetivo general es elaborar un catálogo con muestras virtuales de minerales, rocas y afloramientos de rocas, que sirvan de apoyo en la enseñanza de las siguientes asignaturas: Cartografía geológica, Estratigrafía, Geología de campo, Geología estructural, Sedimentología, Mineralogía, Geología general, Geomorfología, Fundamentos de Geología / Geología física, Petrología, Petrología ígnea, Petrología metamórfica y Petrología sedimentaria.

Con este catálogo de minerales, rocas y afloramientos se podrá aprender acerca de estos materiales y formaciones geológicas de forma novedosa, cada ficha descriptiva con que cuenta este trabajo sirve como llave de acceso al modelo tridimensional, esto implica que el alumno, a través de un dispositivo móvil o computadora, podrá observar que el modelo tridimensional aparece en la pantalla de su dispositivo al escanear la fotografía o código QR que se encuentre en la ficha descriptiva de cada modelo. También se podrá tener acceso a los modelos tridimensionales a través de la página de internet:

https://sketchfab.com/Ingenieria_geologica/models

Los minerales y rocas modelados forman parte de las colecciones de los Laboratorios de Petrología y Mineralogía de la Facultad de Ingeniería, así como de colecciones particulares, como es el caso de la colección del Ing. Alfredo Victoria Morales, profesor de las asignaturas de Mineralogía, Petrología Metamórfica y Mineralogía Descriptiva. En cuanto a los afloramientos, algunos de ellos son lugares que se visitaron durante salidas a campo por parte del Ing. Luis Bruno Garduño Castro, profesor de las asignaturas de Fotogrametría y Procesos Fotogramétricos, ambos profesores de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

2 Creación de modelos 3D mediante fotogrametría

El objetivo de este trabajo es ayudar con el estudio de ciertos temas que comprenden las ciencias de la Tierra, apoyado en el uso de nuevas tecnologías como lo son los modelos 3D, estos modelos resultan atractivos ya que, a diferencia de una fotografía, estos pueden ser observados desde diferentes ángulos y generar en el observador una sensación de profundidad o inmersión. Además, si fuera necesario o útil, los modelos 3D pueden ser materializados usando dispositivos de impresión 3D.

2.1 Estado del arte de la enseñanza y aprendizaje por medio de modelos 3D y Realidad Aumentada (RA)

Se habla de Realidad Aumentada (RA), en inglés “Augmented Reality”, cuando se presenta información virtual en el mundo real. La RA se basa en la observación del mundo real, aumentado con información adicional generada mediante un procesador gráfico, y en la interacción que compone la información sintética generada con información obtenida del mundo real por medio de una cámara.

Cumple con las siguientes características:

- Combina objetos reales y virtuales en un ambiente real;
- Alinea objetos virtuales y reales unos con otros;
- Permite una interacción en tres dimensiones y en tiempo real.

La RA adquiere presencia en el mundo informático y científico a principios de la década de 1990, destacando el trabajo publicado en 1992 por Tom Caudell y David Mizell, quienes introducen el concepto de Realidad Aumentada. En su publicación, hacen referencia a una nueva tecnología que puede aumentar el campo visual informativo del usuario, con datos originados por una computadora. La información generada se visualiza por medio de una pantalla colocada frente a los ojos del usuario y permite superponer y estabilizar un diagrama producido por computadora en una posición específica en un objeto del mundo real. (K. Lee, 2012; Ruiz Torres, 2013).

El uso de RA puede servir como herramienta de apoyo en muchas actividades, tanto de carácter educativo o industrial, como cotidianas, y puede ayudar a lograr los objetivos de estas actividades. Es importante denotar que, dado que es una herramienta de apoyo, el uso de RA no pretende sustituir el uso de las herramientas tradicionales, lo que se pretende es que la RA se integre con otras herramientas para mejorar el resultado esperado, en este caso el aprendizaje. La RA no se limita al sentido de la vista, ya que puede incorporar elementos sonoros y táctiles, entre otros, sin embargo, requieren de dispositivos especializados para este propósito.

La mayoría de los sistemas que incorporan RA, se enfocan en desplegar visualmente objetos virtuales generados por ordenador, dentro de una escena del mundo real. Para lograr esto, se necesitan cuatro funciones básicas:

- Obtener información del mundo real.
- Analizar la información obtenida del mundo real.
- Desplegar objetos virtuales sobre el mundo real.
- Interactuar con el usuario.

Actualmente el uso de modelos tridimensionales y RA tiene diversas aplicaciones, dentro del ámbito educativo, destaca su potencial en el campo de la medicina, donde por medio de esta tecnología, pueden agregarse modelos virtuales de órganos, huesos u otros componentes internos del cuerpo humano sobre la imagen del cuerpo de un paciente, para ayudar a visualizar la estructura en tres dimensiones del cuerpo humano, lo que resulta útil en cirugías reales o en la enseñanza de estas, pues permite ubicar de manera exacta la zona a tratar.

De acuerdo con Akçayır, M. y Akçayır, G. (2016) el uso de RA en la educación lleva a una mejora en los logros del aprendizaje en ámbitos educativos. El análisis de los estudios realizados por los autores, indica que los estudiantes adoptan una actitud positiva frente a las actividades de aprendizaje que incorporan RA, pues se muestran interesados, motivados y más receptivos mientras “aprenden mediante el juego”. Además, la RA puede “mejorar la motivación de aprendizaje”, “proporcionar actitud positiva” y “brindar satisfacción al incorporar elementos visuales e interactivos”. Se afirma que los componentes de la RA, como video e imágenes 3D, pueden ayudar a entender de manera más completa el contenido de lo que se pretende enseñar.

Toledo Morales & Sánchez García (2018) mencionan que aplicar la RA en el desarrollo de libros y materiales didácticos, permite introducir una nueva dimensión que enriquece los contenidos con objetos de aprendizaje interactivos, que pueden además mejorar la comprensión de los temas, promover un comportamiento más activo del estudiante, aumentar la motivación y enriquecer la experiencia de aprendizaje en general.

2.2 Metodología para la creación de modelos 3D mediante fotogrametría

La elaboración de los modelos tridimensionales se realizó mediante fotogrametría, técnica que consiste en estudiar y definir con precisión la forma, dimensiones y posición en el espacio de un objeto cualquiera, utilizando esencialmente medidas hechas sobre una serie de fotografías. Se eligió esta técnica debido a que no se requiere de equipo especializado para poder elaborar un modelo 3D de buena calidad, con una cámara fotográfica digital y una computadora con el software adecuado, es suficiente. Existen otras formas para elaborar modelos 3D de un objeto físico, por ejemplo, el Lidar, este trabaja mediante un barrido laser, el resultado es más preciso que el obtenido a partir de fotogrametría, sin embargo, requiere

el uso de equipo especializado muy costoso con el que no se cuenta. El método de reconstrucción de objetos mediante fotogrametría consta de una serie de pasos que se detallan a continuación:

Fotografiar los objetos

Es necesaria una buena planeación para adaptar el lugar de trabajo con las condiciones de luz óptimas para obtener imágenes de buena calidad. Durante esta etapa de planeación, también se diseñó un sistema para soportar la cámara fotográfica a una distancia fija hacia el objeto y que pudiera girar 360° (Figura 2), variando el plano de inclinación cada 20° , de esta forma se logró obtener una serie de fotografías estabilizadas, equidistantes y con un traslape adaptable de acuerdo a las necesidades del usuario. El primer prototipo que se construyó de este sistema para adquisición de imágenes, fue donado al laboratorio de fotogrametría de la Facultad de Ingeniería, el segundo prototipo que se construyó fue donado a la Dra. Mayumy Cabrera y se encuentra en el departamento de cartografía de la Facultad de Ingeniería.

En promedio se tomaron 80 fotografías por cada modelo (Figura 3), con un traslape del 80%. Se utilizó una cámara fotográfica Nikon D3100 con lente 18-55mm, af 1.8 - 5.6, para la adquisición de imágenes. Se utilizaron varios criterios para seleccionar las muestras a modelar, algunas de ellas fueron elegidas por su atractivo visual, otras por ejemplificar algún tipo de roca, y en los afloramientos, por las características geológicas que pueden observarse.

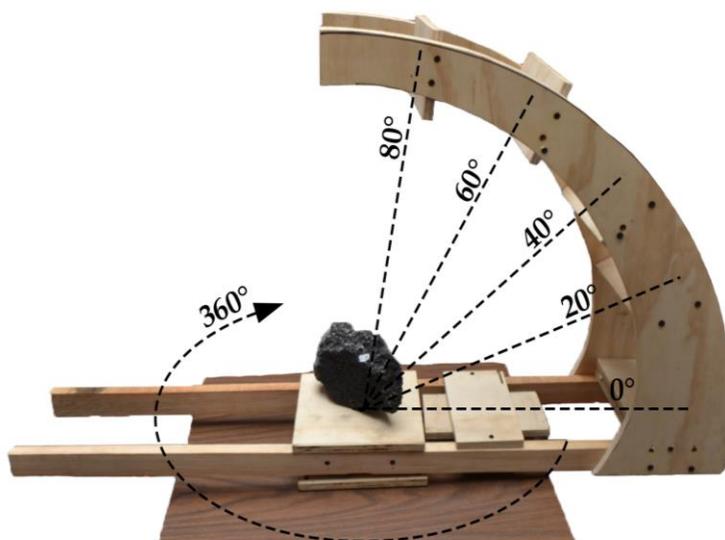


Figura 2. Sistema de soporte de cámara fotográfica para la adquisición de imágenes.

Procesado de las fotografías

Una vez que se han adquirido las imágenes, se utiliza un software especializado para la elaboración de modelos 3D, en este proyecto, se probó utilizando dos diferentes softwares: Metashape y Meshroom. El primero de ellos, Metashape, fue concebido para la creación de modelos 3D de terrenos y afloramientos, cuenta con funciones bastante útiles para hacer mediciones y edición del modelo, sin embargo, se requiere adquirir una licencia para su uso, por lo que no se continuó ocupando. El segundo, Meshroom, es de licencia y código abierto, y funciona bien para elaborar toda clase de modelos 3D (terrenos, objetos pequeños, edificios etc.), aunque no cuenta con opciones de edición, funciona muy bien para lo que fue desarrollado, crear una textura y una malla que conforman el modelo 3D.

Se trabajó desde diferentes equipos de cómputo, en promedio el tiempo de procesado, dependiendo de las características en hardware del equipo y el número de fotografías a procesar, el tiempo en la creación del modelo 3D variaba entre 8 y 24 horas, los equipos con más poder de procesamiento, podían terminar antes el trabajo.

Se presentaron algunas dificultades en cuanto a la elaboración de los modelos 3D, sobre todo en los minerales, hay aspectos que resultan complejos de reproducir, por ejemplo, cuando el mineral presenta brillo metálico, submetálico, adamantino o vítreo. Este problema se presenta desde el momento en que se toman las fotografías, ya que los reflejos de luz capturados en las imágenes generan problemas al momento de procesarlas, es decir, al software le resulta más complicado encontrar puntos iguales en las fotos; lo que en ocasiones impide al programa terminar el proceso. Otro aspecto complicado de reproducir, es la diafanidad, ya que idealmente se tendría que editar en el modelo 3D cada uno de los cristales para proporcionarles esa característica, y dependiendo del número de cristales, puede resultar una labor bastante compleja, además, considerando que el interior del modelo 3D es hueco, supone un reto aún mayor. Como recomendación, lo ideal es que el objeto que se desea modelar refleje el menor brillo posible y que sea opaco, de esta manera el resultado final será mucho más realista.

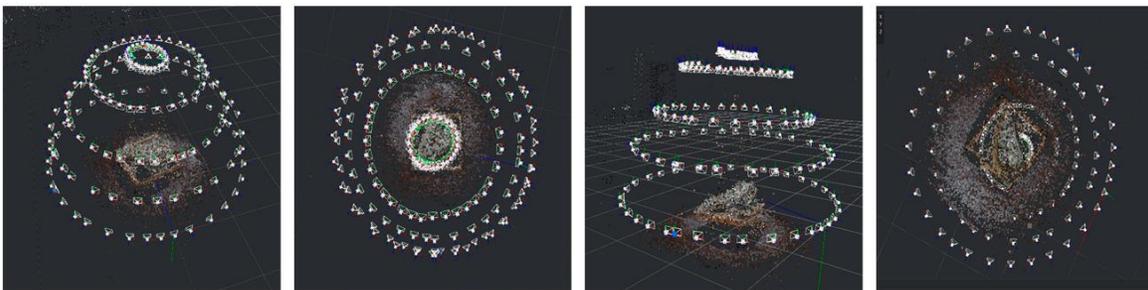


Figura 3. Posición de la cámara fotográfica al momento de adquirir la imagen (cada cuadro blanco representa la posición en el espacio de la cámara).

Edición del modelo

Regularmente, posterior al procesado de las imágenes, se obtiene un modelo que contiene, además del objeto en sí, información espacial del lugar de trabajo (Figura 4) como las paredes, la superficie o base donde se colocó el modelo o cualquier otra cosa que es parte de las fotografías y que el software haya podido reconocer y procesar, esta información no se requiere mostrar, por lo que es necesario hacer una edición del modelo para eliminar estas partes no deseadas (Figura 5), así mismo durante la etapa de edición, se hacen correcciones de aspectos visuales, como: iluminación, brillo, reflejos, contraste, entre otros. Para esta etapa de edición se utilizó Blender, el cual es un software de licencia libre que contiene muchas opciones para editar y corregir los modelos 3D.

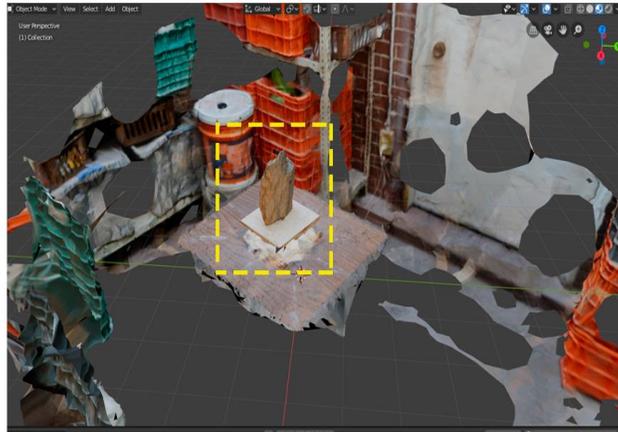


Figura 4. Modelo 3D antes de la edición.

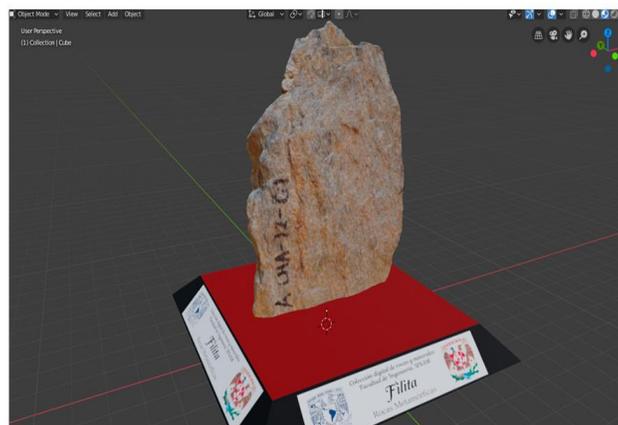
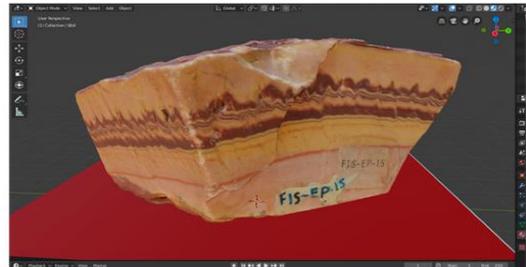
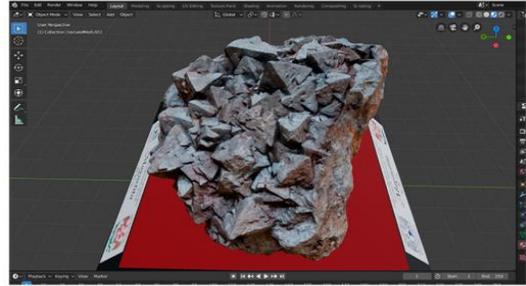
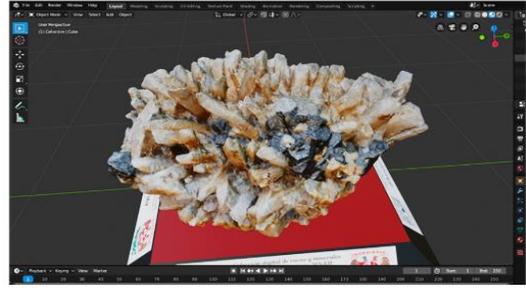


Figura 5. Modelo 3D después de la edición.

Comparativa visual entre la fotografía y el modelo



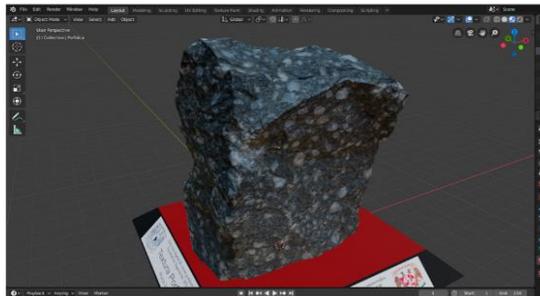
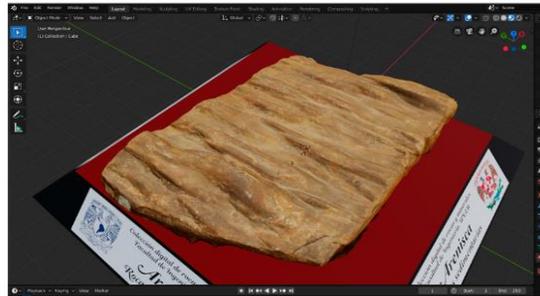
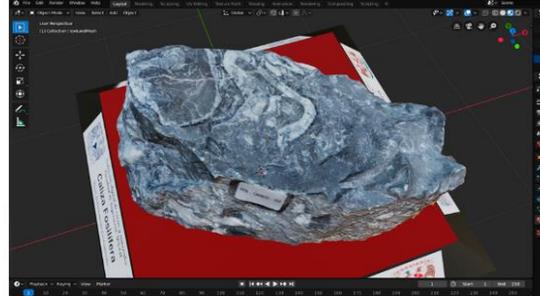
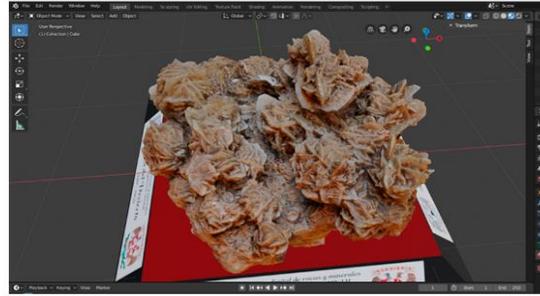
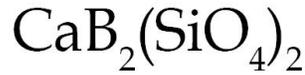


Figura 6. Izquierda: fotografías de las muestras. Derecha: Imagen del modelo 3D.



Danburita y esfalerita



Clasificación
Nickel-Strunz 10th ed.
09.FA.65
Silicatos (Germanatos)

Dana 8th ed.
56.03.01.01
Sorosilicato

Propiedades Físicas
Lustre
vítreo a graso

Color
incoloro, blanco, gris

Dureza (Mohs)
7.0 a 7.5

Raya
Blanca

Fractura
Subconcoidea a irregular

Hábito Cristalino
Agregados de cristales prismáticos euhedrales

Diafanidad
Transparente a translúcido

Exfoliación
{001} Pobre

Densidad
2.97 - 3.02 g/cm³

Luminiscencia
Rojo con luz fluorescente y termoluminiscente violeta-azul con luz UV de onda corta
azul-verdoso con luz UV de onda larga



Mina Charcas, San Luis Potosí, México
Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra presenta cristales de danburita de color blanco, sin embargo, algunos cristales se observan ligeramente amarillentos, también presenta cristales de esfalerita, color gris oscuro. Los cristales de danburita tienen brillo vítreo, son translúcidos y tienen un hábito en forma de agregados de cristales prismáticos, euhedrales, de aproximadamente 5 cm de largo. En algunos cristales es posible apreciar una textura sacarosa sobre su superficie, que se asemeja al polvo, producto de alteración.

Etimología: Su nombre se debe al lugar de donde se extrajeron los primeros ejemplares en estudiarse: Danbury, Fairfield County - Connecticut, EUU., por el mineralogista Charles Upham Shepard en 1839.

Ambiente: En el yacimiento de Charcas, la danburita se encuentra en los cuerpos de reemplazamiento metasomático, asociada principalmente a datolita $\text{CaBSiO}_4(\text{OH})$, cuarzo, calcita, apofilita, pirita, arsenopirita, esfalerita, galena, calcopirita, cinabrio y estibina. Esta danburita se formó durante una etapa retrógada del skarn por actividad de soluciones hidrotermales.

Usos: Los cristales de danburita son similares a los de topacio, aunque tienen menor densidad y son apropiados para la talla de gemas debido a su claridad, resistencia y dispersión de la luz. Este mineral en el ámbito de la gemología es relativamente raro debido a que las localidades con cristales de buena calidad son muy escasas.

Principales localidades: En México, se ha descrito en dos localidades de Baja California, La Mina Verde (Ensenada) y la Mina Chuqui (Tecate). Aunque la localidad más importante se encuentra en Charcas (San Luis Potosí). Los cristales de danburita encontrados en esta localidad presentan mayor tamaño y perfección.

Propiedades Químicas
Peso Molecular
245.86 gm

Composición Química elemental
Calcio: 16.30%
Silicio: 22.85%
Boro: 8.79%
Oxígeno: 52.06%

Composición Química óxidos
CaO: 22.81%
 SiO_2 : 48.88%
 B_2O_3 : 28.32%

Propiedades Cristalográficas
Dimensión de celda
 $a = 8.048$, $b = 8.763$, $c = 7.731$, $Z = 4$; $V = 545.23$
Den(Calc)= 3.00

Sistema Cristalino
Ortorrómico
dipiramidal

Difracción de rayos X por intensidad (I/I₀)
3.564 (1)
2.654 (0.75)
2.961 (0.7)

Propiedades Ópticas
Información Óptica
Biaxial (+/-)
 $a = 1.63$
 $b = 1.633$
 $g = 1.636$
birre = 0.0060
2V (calc) = 88
2V (medido) = 88-90
Dispersión rel. fuerte

Fuentes de consulta
<http://webmineral.com/>
<https://www.mindat.org/>
Dana J. D., Hurlbut C. S., Klein C. (1982)
Manual de mineralogía de Dana, 3ra edición, Reverte, 564 p.
Cruz-Ocampo (2007), Las gemas de México, BSGM, Vol 59, p 9-18

Figura 8. Ficha descriptiva Danburita y Esfalerita.



Magnetita



Clasificación

Nickel-Strunz 10th ed.
4.BB.05
Óxidos (hidróxidos)

Dana 8th ed.
7.2.2.3
Óxidos múltiples

Propiedades Físicas

Lustre
Metálico, sub metálico

Color
Gris acerado a negro
hierro

Dureza (Mohs)
5.5 a 6.5

Raya
Negra

Fractura
Irregular o
subconcoidea

Hábito Cristalino
agregados de cristales
octaédricos, raramente
dodecaédricos. Masivo,
granular

Diafanidad
Opaco

Exfoliación
{111} Muy buena

Densidad
5.175 g/cm³

Luminiscencia
No fluorescente

Magnetismo
Naturalmente fuerte

Radioactividad
No radioactiva



*Cerro de Mercado, Durango, México
Colección Facultad de Ingeniería, UNAM*

Descripción macroscópica: Esta muestra presenta cristales euhedrales de magnetita, de color gris oscuro, brillo metálico, de aproximadamente 3 cm de largo, son opacos y su hábito se muestra como un agregado de cristales octaédricos. Es posible observar un poco de oxidación (hematita) en la superficie de algunos cristales, dándoles un color rojizo.

Etimología: La magnetita es un mineral que se conoce desde tiempos remotos, probablemente debe su nombre a la ciudad de Magnesia de Tesalia, Grecia. La fábula de Plinio el Viejo (23 a 79 a.C.) "Magnes el pastor griego", relata como un pastor de ovejas encuentra una roca en donde los clavos de su calzado, se quedan adheridos por una fuerza extraña. El pastor llevó al pueblo algunos trozos de piedra. Al principio les dieron el nombre de "piedras mágicas" pero con el tiempo pasaron a denominarse las "piedras de Magnes" y de ahí el nombre de magnetita.

Ambiente: Es un mineral que se presenta como accesorio en rocas ígneas y metamórficas. Puede ser producido biogénicamente por algunos organismos como las bacterias magnetotácticas.

Usos: Junto con la hematita es una de las menas más importantes de hierro, ya que contiene un 72% de este elemento, es el mineral con mayor contenido en hierro. También se usa en construcción como añadido natural de alta densidad en hormigones, especialmente para protección radiológica. Otra aplicación es en calderas industriales, dado que la magnetita es un compuesto muy estable a altas temperaturas.

Principales localidades: Son numerosos los yacimientos de este mineral. Cabe destacar los existentes en Suecia, concretamente Falun (Provincia de Dalarna). En México los principales estados productores de magnetita en orden de importancia son: Michoacán, Coahuila, Colima, Jalisco, Sonora, Durango y Chihuahua.

Propiedades Químicas

Peso Molecular
231.54 gm

Composición Química elemental
Hierro: 72.36%
Oxígeno: 27.64%

Composición Química óxidos
FeO: 31.03%
Fe₂O₃: 68.97%

Propiedades Cristalográficas

Dimensión de celda
a=8.391, Z=8, V=590.8
Den (Calc)=5.21

Sistema Cristalino
Isométrico

Difracción de rayos X
por intensidad (I/I₀)
2.53 (1)
1.483 (0.85)
1.614 (0.85)

Propiedades Ópticas

Información Óptica
Isotrópico, por lo que
no presenta
birrefringencia,
relieve muy alto, no
presenta reflexiones
internas, sin
pleocroísmo. Se
observa de color gris
marrón con luz
reflejada

Fuentes de consulta

Datos:

<http://webmineral.com/>
<https://www.mindat.org/>
Dana J. D., Hurlbut C. S.,
Klein C. (1982)

Manual de mineralogía de Dana,
3ra edición, Reverte, 564 p.
Servicio Geológico Mexicano
<https://www.gob.mx/sgm>

Figura 9. Ficha descriptiva Magnetita.



Goethita

$\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$



Clasificación

Nickel-Strunz 10th ed.
4.FD.10
Óxidos (hidróxidos)

Dana 8th ed.
6.01.01.02
Óxidos múltiples

Propiedades Físicas

Lustre
Adamantino, metálico,
sedoso, mate

Color
marrón, rojizo,
amarillento

Dureza (Mohs)
5 a 5.5

Raya
marrón amarillenta,
anaranjada o amarillo
ocre

Fractura
Irregular

Hábito Cristalino
acicular, radial,
reniforme, masivo

Diafanidad
Opaco

Exfoliación
{010} perfecta
{100} Muy buena

Densidad
3.8 g/cm³

Luminiscencia
No fluorescente

Magnetismo
fuerte

Radioactividad
No radioactiva



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra presenta microcristales de goethita con un crecimiento estalactítico de aproximadamente 3 cm de largo, en su extremo se observan redondeados, parecido a un hábito botroidal. En su superficie, predominan colores rojizos, debido a la presencia de óxidos de hierro; al fresco presenta color gris oscuro. Tiene brillo metálico a submetálico y es opaca.

Etimología: Fue nombrada en honor al poeta, novelista, filósofo y geocientífico alemán Johan Wolfgang von Goethe (1749-1832).

Ambiente: Es un producto de meteorización común de numerosos minerales de hierro en ambientes oxigenados. Se han encontrado grandes cantidades de goethita como mantos lateríticos residuales, resultantes de la meteorización de la serpentina. También se hallan depósitos de goethita en las calizas que contienen hierro. El hierro de la caliza puede ser gradualmente disuelto por el agua y en condiciones favorables puede, como goethita, reemplazar al carbonato cálcico de la roca. Aparece también como precipitado primario en ambientes hidrotermales y pantanosos después de la oxidación de aguas que contengan Fe²⁺. Puede aparecer asociada a lepidocrocita, hematita, pirita, siderita, pirolusita y manganosita.

Usos: El principal uso de la goethita es como mena de hierro. En algunos casos este mineral puede servir para pigmentar arcilla. Los especímenes finos o de colección son raros, por lo que son valorados por coleccionistas. Las variedades iridiscentes o con bandas se cortan y pulen en cabujones para la fabricación de joyas.

Principales localidades: Es un mineral muy extendido, algunos de los depósitos más importantes están en Siegen, Alemania; así como en el distrito checo de Příbram. En México se han encontrado cristales muy bellos de pseudomorfos de goethita en Santa Eulalia, Chihuahua.

Propiedades Químicas

Peso Molecular
88.85 gm

Composición Química elemental
Hierro: 62.85%
Oxígeno: 36.01%
Hidrógeno: 1.13%

Composición Química óxidos
Fe₂O₃: 89.86%
H₂O: 10.14%

Propiedades Cristalográficas

Dimensión de celda
a=4.596, b=9.957,
c=3.021, Z=4, V=138.25

Sistema Cristalino
Ortorómbico
dipiramidal

Difracción de rayos X
por intensidad (I/I₀)
4.18 (1)
2.69 (0.85)
2.452 (0.85)

Propiedades Ópticas

Biaxial (-)
a = 2.26 - 2.275
b = 2.393 - 2.409
g = 2.398 - 0.24
2V = 20 - 78
Dispersión r > v
Con luz reflejada se observa color gris azulado con reflexiones internas en colores amarillentos y rojizos

Fuentes de consulta

<http://webmineral.com/>
<https://www.mindat.org/>
Dana J. D., Hurlbut C. S.,
Klein C. (1982)
Manual de mineralogía de Dana,
3ra edición, Reverte, 564 p.
Ramdohr, P. (1980)
The ore minerals and their
intergrowths. (4th edition).

Figura 10. Ficha descriptiva Goethita.



Wulfenita

$$\text{PbMoO}_4$$


Clasificación

Nickel-Strunz 10th ed.
7.GA.05
Sulfatos

Dana 8th ed.
48.1.3.1
Molibdatos y
Tungstos anhidros

Propiedades Físicas

Lustre
Adamantino,
sub-adamantino,
resinoso

Color
amarillo - anaranjado,
miel, rojizo

Dureza (Mohs)
2.5 - 3

Raya
blanca

Fractura
Irregular, subconcooidal

Hábito Cristalino
tabular, piramidal

Diafanidad
Transparente,
translúcido

Exfoliación
buena en {011}

Densidad
6.5 a 7.5 g/cm³

Luminiscencia
fluorescente
amarillo con onda
UV corta
rojizo con onda UV
larga

Magnetismo
no magnética

Radioactividad
No radioactiva



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: En esta muestra pueden observarse cristales de hábito prismático - tabular, de color rojizo, menores a dos centímetros de largo, con brillo vítreo y ligeramente transparentes. Estos cristales crecen como grupos de cristales distintos.

Etimología: Fue descrita por primera vez en 1845 por una ocurrencia en Bad Bleiberg, Carinthia, Austria. Fue nombrado por Wilhelm Karl von Haidinger en honor a Franz Xavier von Wulfen (1728-1805), un mineralogista austriaco.

Ambiente: Es un mineral secundario y escaso que se encuentra en forma de cristales finos tabulares de un brillante color rojo-naranja o naranja-amarillo, apareciendo junto a yacimientos de plomo en las zonas de oxidación hidrotermal. Normalmente se puede encontrar en las zonas de oxidación de los filones de plomo, junto a otros minerales secundarios, especialmente: vanadinita y piromorfita, aunque también puede estar asociado con smithsonita, mimetita, limonita, hemimorfita, fluorita, cerusita o anglesita.

Usos: La wulfenita es un mineral muy popular y muy solicitado por los coleccionistas. Se utiliza como un mineral menor de plomo y molibdeno.

Principales localidades: Este mineral es poco común, aparece como mineral secundario en yacimientos de plomo de las zonas de oxidación hidrotermal. Existen varias localidades mundiales excepcionales para este mineral. La localidad tipo de wulfenita, conocida por producir cristales delgados de forma octagonal anaranjados, es Bleiberg, Carintia, Austria. En México la mayor parte de los especímenes de wulfenita para colección, provienen de la mina Ojuela, Mapimi, Durango, de donde se extrae plata, plomo y zinc.

Propiedades Químicas

Peso Molecular
367.14 gm

Composición Química elemental

Molibdeno: 26.13%
Plomo: 56.44%
Oxígeno: 17.43%

Composición Química óxidos

MoO₃: 39.21%
PbO₂: 65.15%

Propiedades Cristalográficas

Dimensión de celda
a:c = 1:2.22815
a=5.435, c=12.11, Z=4,
V=357.72

Sistema Cristalino
Tetragonal

Difracción de rayos X por intensidad (I/I₀)

3.24 (1)
2.021(0.3)
1.653(0.25)

Propiedades Ópticas

Uniaxial (-)
e = 2.304
w = 2.402
2V = 8°
birrefringencia = 0.122
Pleocroísmo = débil

Fuentes de consulta

<http://webmineral.com/>
<https://www.mindat.org/>
Dana J. D., Hurlbut C. S.,
Klein C. (1982)
Manual de mineralogía de Dana,
3ra edición, Reverte, 564 p.
Rivera Carranza, E. (2014)
Yacimientos Minerales en el
Estado de Durango, SGM.

Figura 11. Ficha descriptiva Wulfenita.



Geoda de cuarzo

SiO₂



Clasificación
 Nickel-Strunz 10th ed.
 4.DA.05
 Oxidos

Dana 8th ed.
 75.01.03.01
 Tectosilicatos con 4 Si coordinados

Propiedades Físicas
 Lustre
 vítreo

Color y variedades
 incoloro, marrón (morión), violeta (amatista), rosa (rosado), rojo (jacinto de compostela), verde (prasio), azul (zafiro), gris (alhumado), amarillo - anaranjado

Dureza (Mohs)
 7

Raya
 blanca

Fractura
 conoidal

Hábito Cristalino
 prismático piramidal

Diafanidad
 Transparente

Exfoliación
 Pobre a Indistinta

Densidad
 2.62 g/cm³

Luminiscencia
 Fluorescente y triboluminiscente, bajo UV corta: amarillo anaranjado
 bajo UV larga: amarillo anaranjado

Magnetismo
 No magnética

Radiactividad
 No radiactiva



Descripción macroscópica: Esta muestra es una geoda rellena con cristales de cuarzo, variedad amatista, debido al color lila o morado que presentan sus cristales. Los cristales miden aproximadamente 1 cm, su forma es prismática, piramidal, el hábito que presentan es en drusa, cubriendo completamente la superficie interna de la geoda. Poseen brillo vítreo, son translúcidos a transparentes.



Colección Ing. Alfredo Victoria Morales

Etimología: La palabra geoda proviene del griego, significa con aspecto parecido a la Tierra. El cuarzo, es un mineral que se conoce desde tiempos prehistóricos, el nombre más antiguo del que se tiene registro fue "kristallos" por Teofrastus, en Grecia 300 a.C.

El actual nombre cuarzo, proviene del alemán "quarz" y su primer registro como tal fue en 1530 en los escritos de Georgius Agricola.

Ambiente: Las geodas pueden formarse en cualquier tipo de roca o mineral, pueden ser de dimensiones variables, desde apenas unos centímetros, hasta varios metros de largo. Por ejemplo, pueden formarse a partir de vesículas en las rocas magmáticas durante su enfriamiento, como en los basaltos, o incluso, en grandes cavidades o galerías dentro formaciones sedimentarias. Los fluidos hidrotermales, o las aguas meteóricas pueden contener silicatos y/o carbonatos en solución; al percolar la roca, estos minerales se depositan sobre la superficie interior de la cavidad. Con el tiempo, y si los fluidos con los elementos o compuestos en solución continúan circulando, los cristales de minerales crecen, ocupando el espacio vacío, hacia el centro de la cavidad.

Usos: No tienen un uso específico, sin embargo, la belleza de sus cristales, las vuelven atractivas para coleccionistas o como objeto decorativo. Los cristales de cuarzo amatista pueden ser usados como gema.

Principales localidades: No existen localidades particulares para la formación de geodas, pero destacan algunos sitios por sus espectaculares cristales, como la mina de Naica, Chihuahua, México, Donde se presentan cristales de yeso de más de 10 m de largo y aproximadamente 1.2 m de diámetro.

Propiedades Químicas
 Peso Molecular
 60.08 gm

Composición Química elemental
 Sílice: 46.74%
 Oxígeno: 53.26%

Composición Química óxidos
 SiO₂: 100%

Propiedades Cristalográficas
 Radio axial
 a:c=1:1.10013

Dimensión de celda
 a = 4.9133, c = 5.4053,
 Z = 3; V = 113.00
 Den(Calc)= 2.65

Sistema Cristalino
 Trigonal-trapezohedral

Difracción de rayos X por intensidad (I/I₀)
 3.342 (1)
 4.257(0.22)
 1.8179(0.14)

Propiedades Ópticas
 Uniáxico (+)
 Valores RI
 n_o=1.543 - 1.545
 n_e=1.552 - 1.554

Birrefringencia
 0.009

Relieve superficial
 bajo

Dispersión
 baja: 0.009

Fuentes de consulta
<http://webmineral.com/>
<https://www.mindat.org/>
 Dana J. D., Hurlbut C. S., Klein C. (1982)
 Manual de mineralogía de Dana 3ra edición, Reverte, 564 p.
 Shea, N. (2008).
 Cavern of Crystal Giants.
 National Geographic.

Figura 12. Ficha descriptiva Geoda de cuarzo.



Estibina



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Clasificación

Nickel-Strunz 10th ed.
2.DB.05
Sulfuros y Sulfosales

Dana 8th ed.
2.11.2.1
Sulfuros

Propiedades Físicas

Lustre
Metálico

Color
Gris plomo con tono azulado

Dureza (Mohs)
2

Raya
Gris plomo

Fractura
Subconcoidea

Hábito Cristalino
Columnar

Diafanidad
Opaco

Exfoliación
Perfecta en {010},
imperfecta en {100}{110}

Densidad
4.63 g/cm³

Luminiscencia
No fluorescente

Magnetismo
No magnético

Radioactividad
No radioactiva



Propiedades Químicas

Peso Molecular
339.70 gm

Composición Química elemental
Antimonio: 71.68%
Azufre: 28.32%

Propiedades Cristalográficas

Dimensión de celda
a=11.229, b=11.31,
c=3.893, Z=4, V=494.41
Den (Calc)=4.56

Sistema Cristalino
Ortorrómbico -
Dipiramidal

Difracción de rayos X
por intensidad (I/I₀)
2.764 (1)
3.053 (0.95)
3.556 (0.7)

Propiedades Ópticas

Información Óptica
Fuerte anisotropía

Color con luz reflejada
blanco

Fuentes de consulta

<http://webmineral.com/>
<https://www.mindat.org/>
Dana J. D., Hurlbut C. S.,
Klein C. (1982)
Manual de mineralogía de Dana,
3ra edición. Reverte, 564 p.

Descripción macroscópica: Esta muestra de estibina presenta cristales alargados, de forma tabular, agrupados formando columnas. Se observan de diferentes tamaños, desde uno o dos centímetros, hasta 12 cm. Son de color gris plomo, con brillo metálico y opacos.

Etimología: Del griego Stimmi o stibi, "antimonio", de ahí al latín stibium.

Ambiente: La estibina, estibinita o antimonita es la mena principal de antimonio. Se asocia con otros sulfuros en yacimientos hidrotermales. Se halla en filones o capas de cuarzo en granitos y gneis. Puede aparecer como reemplazamiento en calizas y pizaras y debe probablemente su origen a depósitos hidrotermales. Frecuentemente asociado con otros minerales de antimonio, como productos de su alteración, y con galena, cinabrio, blenda, baritina, rejalgar, oropimente y oro.

Usos: La estibina se ha utilizado tradicionalmente para la fabricación del kohl, cosmético ampliamente utilizado en Oriente Medio y Arabia. Es apreciada por coleccionistas ya que forma cristales muy bellos.

Principales localidades: La mayor parte de la producción anual proviene de la provincia de Hunán en China. Otro yacimiento destacable por los bellos ejemplares de cristales de hasta 60 cm de largo, pero que actualmente está agotado, se encuentra en la Isla de Shikoku, Japón. En América del Sur hay localidades importantes en Bolivia y en Perú. En México, una localidad destacable se encuentra en San Martín, Zacatecas.

Figura 13. Ficha descriptiva Estibina.



Granate (Grosularia)



Clasificación
 Nickel-Strunz 10th ed.
 9.AD.25
 Silicatos (germanatos)
 Dana 8th ed.
 51.4.3b.2
 Nesosilicatos

Propiedades Físicas
 Lustre
 Vítreo a sub-vítreo
 Color
 Pardo claro, ligeramente verdoso
 Dureza (Mohs)
 6.5 - 7
 Raya
 Blanca a blanca parduzca
 Fractura
 Irregular o subconcoidea
 Hábito Cristalino
 Cristales ehuedrales bien formados, granular
 Diafanidad
 Ligeramente translúcido
 Exfoliación
 raramente se observa en {110}
 Densidad
 3.594 g/cm³
 Luminiscencia
 Fluorescente, rosa con onda UV corta y anaranjada con onda UV larga
 Radioactividad
 No radioactiva



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: En esta muestra se observan cristales de granate (grosularia) de grano grueso, el aspecto de los cristales es prismático, con caras bien definidas. El brillo es subvítreo y tienen baja diafanidad, presentan color pardo claro, ligeramente verdoso. Se encuentran asociados con calcita.

Etimología: La palabra Granate deriva del latín granatus, como un grano. Fue llamado grossularita por Werner en 1808, debido al parentesco con el color de las grosellas, además de la forma en que se presentan sus cristales similares a racimos de estos frutos.

Generalidades: La grosularia contiene muchas veces hierro ferroso reemplazando al calcio y hierro férrico, en lugar de aluminio. Puede presentarse color blanco, verde, amarillo, pardo canela y rojo pálido.

Ambiente: Los granates son un grupo de minerales muy extendidos; aparecen como constituyentes accesorios de rocas metamórficas y en ciertas ígneas. Su yacimiento más característico es en esquistos micáceos, esquistos de hornblenda y gneis. La grosularia normalmente se forma a partir de rocas calizas, o sedimentarias silíceas, sometidas a metamorfismo de contacto por la proximidad de una cámara magmática. También se puede formar por metamorfismo regional. Algunos minerales asociados son mica, clorita, diópsido, calcita y serpentinita.

Usos: Es un mineral que, de acuerdo con la pureza y color que presente, puede ser valorado como gema.

Principales localidades: Se han encontrado importantes yacimientos de grosularia en Asbestos (Canadá), México, Kenia, Italia y Sri Lanka. La variedad sosolita procede de Morelos y Chihuahua (México) y la variedad hesonita de Tanzania y Kenia.

Propiedades Químicas
 Peso Molecular
 450.45 gm

Composición Química elemental
 Calcio: 26.69%
 Aluminio: 11.98%
 Silice: 18.71%
 Oxígeno: 42.62%

Composición Química óxidos
 CaO: 37.35%
 Al₂O₃: 2.64%
 SiO₂: 40.02%

Propiedades Cristalográficas
 Dimensión de celda
 a=11.851, Z=8,
 V=1664.43
 Sistema Cristalino
 Isométrico

Difracción de rayos X por intensidad (I/I₀)
 2.65 (1)
 1.58 (0.9)
 2.96 (0.8)

Propiedades Ópticas
 Información Óptica
 Isotrópico, por lo que no presenta birrefringencia, relieve alto, sin pleocroísmo.

Fuentes de consulta
 Dana J. D., Hurlbut C. S., Klein C. (1982) Manual de mineralogía de Dana, 3ra edición. Reverte, 564 p.
<http://webmineral.com/>
<https://www.mindat.org/>



Figura 14. Ficha descriptiva Granate (Grosularia).



Yeso, Rosa del desierto

$$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$$


Clasificación
 Nickel-Strunz 10th ed.
 7.CD.40
 Sulfatos
 Dana 8th ed.
 29.6.3.1
 Ácidos hidratados y sulfatos normales

Propiedades Físicas
 Lustre
 Vítreo, Sub-vítreo, sedoso, perlado, mate

Color
 Desde incoloro a blanco, frecuentemente rojizo debido a impurezas

Diafanidad
 Transparente, translúcido, opaco

Dureza (Mohs)
 2

Raya
 Blanca

Fractura
 Concoidal, astillosa

Exfoliación
 Perfecta en {010}

Densidad
 2.312 - 2.322 g/cm³

Luminiscencia
 Fluorescente y fosforescente, tanto con UV corta como con UV larga, se observa anaranjada amarillenta

Magnetismo
 No magnética



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra es una formación de yeso llamada "rosa del desierto". Sus cristales se observan de hábito prismático, tabulares a lenticulares, con brillo sedoso. Sus cristales se intersecan y crecen entre ellos. El color que presenta es pardo claro, amarillento.

Etimología: La rosa del desierto se forma en los desiertos, cuando se presentan las condiciones necesarias de capas alternadas de yeso, agua y arena. Forma cristales muy bellos que recuerdan la forma de una flor, de ahí la denominación de "rosa del desierto".

Ambiente: Se asocia la cristalización de rosas del desierto con ambientes fuertemente evaporíticos ricos en aguas sulfatadas. Esta agua se dispersa en el sedimento arenoso/lutítico, se evapora y precipita yeso en numerosos cristales que se intersecan y dan esta apariencia característica.

Usos: Por su composición rica en yeso, sería apto para ser usado en la construcción, pero dado su alto contenido de impurezas, así como de arena hace inviable este uso, por lo que su interés es plenamente ornamental y/o decorativa.

Principales localidades: Sus principales yacimientos se han registrado en Argelia (desierto del Sáhara), Túnez, España, en EE. UU. (Cochise, Arizona), en México en Ciudad Juárez, Chihuahua en el Desierto de Samalayuca y en Chile (Desierto de Atacama). Esta se encuentra en casi todas las zonas del planeta con clima desértico, con suelo arenoso y rico en yeso. Sin embargo, las que son consideradas más hermosas se encuentran en el desierto del Sahara.

Propiedades Químicas
 Peso Molecular
 172.17 gm

Composición Química elemental
 Calcio: 23.28%
 Hidrógeno: 2.34%
 Azufre: 18.62%
 Oxígeno: 55.76%

Composición Química óxidos
 CaO: 32.57%
 H₂O: 20.93%
 SO₃: 46.50%

Propiedades Cristalográficas
 Dimensión de celda
 a=5.68, b=15.18,
 c=6.29, Z=4; beta=113.833°,
 V= 496.09

Sistema Cristalino
 Monoclínico

Difracción de rayos X por intensidad (I/I₀)
 7.63(1), 4.28(1),
 3.07(0.8), 2.87(0.5),
 2.69(0.4), 2.09(0.3),
 2.22(0.2), 3.8(0.2).

Propiedades Ópticas
 Información Óptica
 Biáxico (+)
 a=1.519 - 1.521
 b=1.522-1.523
 g=1.529-1.53
 2V: 58° a 68°
 Relieve: Bajo

Fuentes de consulta
 Datos:
<http://webmineral.com/>
<https://www.mindat.org/>
 Dana J. D., Hurlbut C. S.,
 Klein C. (1982)
 Manual de mineralogía de Dana,
 3ra edición, Reverte, 564 p.

Figura 15. Ficha descriptiva Yeso, Rosa del desierto.



Tezontle Rocas Ígneas



Clasificación
Rocas Ígneas
extrusivas o
volcánicas

Textura
Afanítica con gran
cantidad de
vesículas
(escoreacia)

Composición
máfica

Color
rojizo debido a la
oxidación de hierro y
magnesio

**Minerales
esenciales**
Plagioclasa cálcica
y clinopiroxenos

**Minerales
accesorios**
olivino

**Minerales
secundarios**
sericita

Fuentes de consulta

Le Maître, R.W. (2002).
Igneous Rocks.
A Classification and
Glossary of Terms.

Chávez C. & Arregue E.
(2011) Caracterización
mecánica de la escoria
volcánica (Tezontle), de la
Zona de Morelia,
Michoacán, México.
Pan-Am CGS Geotechnical
Conference.

www.mindat.org



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a una roca ígnea, extrusiva, relacionada con actividad volcánica (conos cineríticos y estratovolcanes). Se observa muy porosa debido a que el magma contenía gases al momento de solidificarse, el enfriamiento sucede tan rápido, que las burbujas de gas quedan atrapadas, formando pequeñas cavidades denominadas vesículas. Este material normalmente se observa de color rojizo por los óxidos de hierro que contiene.

Etimología: la palabra tezontle proviene del náhuatl tetl = "piedra" y tzontli = "mucho mechón o manojo"

Generalidades: El tezontle es material ígneo, que se produce durante las erupciones volcánicas, es parte del material magmático que escapa a la superficie durante una erupción volcánica. Estos fragmentos se enfrían muy rápidamente, pues son arrojados hacia la atmósfera durante las erupciones volcánicas. Una vez eyectados, estos se van depositando alrededor del edificio volcánico, los de mayor tamaño se localizan próximos al cono, mientras que las partículas mas finas, como la ceniza, transportadas por el viento, pueden recorrer varios kilómetros antes de caer al suelo y depositarse.

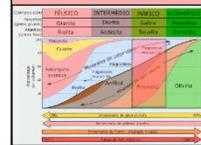
Usos y propiedades: A través de la historia el tezontle se ha ocupado como material de construcción por diversas culturas. Muchos de los edificios y casas que se encuentran en el Centro histórico de la Ciudad de México, utilizaron este tipo de material para su construcción, ya que es relativamente liviano y muy común en la zona. También es utilizado como componente de sustratos para plantas, ya que permite la aireación y circulación del agua.

Principales localidades: Este material es muy común en zonas volcánicas, principalmente de carácter explosivo. En México, en particular, las escorias volcánicas se encuentran localizadas en la zona centro del país, donde se ha presentado la mayor actividad volcánica (Chávez C. y Arregue E., 2011).

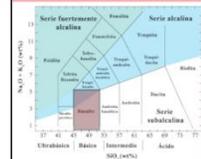
**Composición
Química
en porcentaje
de masa de óxidos**

(promedio de análisis
de 3594 muestras
de basaltos)

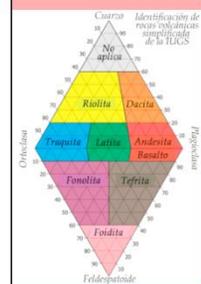
- SiO₂ - 49.97%
- TiO₂ - 1.87%
- Al₂O₃ - 15.99%
- Fe₂O₃ - 3.85%
- MnO - 0.20%
- MgO - 6.84%
- CaO - 9.62%
- Na₂O - 2.96%
- K₂O - 1.12%
- P₂O₅ - 0.35%



**Clasificación con base
al contenido de sílice (SiO₂)**



**Localización del basalto
dentro del diagrama TAS**



**Diagrama de Streckisen o
QAPF del basalto**

Figura 17. Ficha descriptiva Tezontle.



Andesita

Rocas Ígneas



Clasificación

Rocas ígneas extrusivas o volcánicas

Textura

Porfídica con fenocristales de plagioclasa

Composición intermedia

Serie ígnea subalcalina

Color

Gris oscuro

Minerales esenciales

Plagioclasa, hornblenda, piroxenos

Minerales accesorios

Olivino, biotita, cuarzo

Minerales secundarios

magnetita, ilmenita

Fuentes de consulta

<https://www.mindat.org>

Le Maitre, R. W. (ed.) 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms.*

Tarbut, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra, trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.*



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a un fragmento de andesita, la cual es una roca ígnea extrusiva. Se observa de color gris oscuro, la textura que presenta es porfídica, con fenocristales de plagioclasa en una matriz criptocristalina.

Etimología: Su nombre fue dado por primera vez en 1826 por Leopold von Buch, describiendo las rocas de los Andes en América del Sur, observando lo que para él eran traquitas andinas que en vez de contener sanidina y hornblenda poseían albita y hornblenda.

Generalidades: Después del basalto, son las rocas más comunes de todas. Son rocas de color gris oscuro, de grano fino. Su composición mineral comprende generalmente plagioclasa y minerales ferromagnesianos como piroxenos, biotita y hornblenda. También puede haber cantidades menores de cuarzo y sanidina. Los minerales más grandes como la plagioclasa, suelen ser visibles a simple vista, mientras que la matriz suele estar compuesta de cristales muy finos o por vidrio. El magma andesítico es el más rico en agua, aunque durante su camino a la superficie, gran parte de ésta se escapa como vapor. Si el magma andesítico cristaliza en profundidad se forma el equivalente plutónico: diorita.

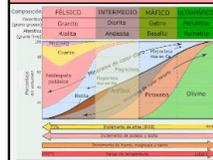
Principales localidades: Las andesitas están relacionadas con volcanismo en márgenes convergentes activos, es decir en arcos continentales y arcos de islas. En México es una roca muy común.

Usos: Siendo triturada se utiliza como agregado para concreto, en particular se ha usado en escudos de concreto para reactores nucleares, también es usada como relleno y lastre de carreteras. En ocasiones, la textura porfídica, pueden resultar atractiva y utilizarse como roca ornamental.

Composición química en porcentaje de masa de óxidos

(promedio de análisis de 2600 muestras de andesitas)

SiO₂ - 58.70%
TiO₂ - 0.88%
Al₂O₃ - 17.24%
Fe₂O₃ - 3.31%
FeO - 4.09%
MnO - 0.14%
MgO - 3.37%
CaO - 6.88%



Clasificación con base al contenido de sílice (SiO₂)



Localización de la andesita dentro del diagrama TAS

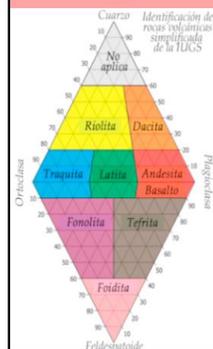


Diagrama de Streckeisen o QAPF de la andesita

Figura 18. Ficha descriptiva Andesita.



Fragmento de bomba volcánica

Rocas Ígneas



Clasificación
Rocas Ígneas extrusivas o volcánicas

Textura
Afanítica con gran cantidad de vesículas (escoreacia)

Composición
máfica

Color
gris oscuro, con algunas zonas rojizas debido a presencia de óxidos de Fe y Mg

Minerales esenciales
Plagioclasa cálcica y clinopiroxenos

Minerales accesorios
olivino

Minerales secundarios
hematita, sericita

Fuentes de consulta

Le Maitre, R.V. (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms.*

Chávez C. & Arreygüe E. (2011) *Caracterización mecánica de la escoria volcánica (Tezonhle), de la Zona de Morelia, Michoacán, México. Pan-Am CGS Geotechnical Conference.*

www.sgm.gob.mx



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a un fragmento de bomba volcánica, es decir, un fragmento piroclástico mayor a 64 mm de diámetro. Se observa de color gris, su composición es basáltica. Es posible observar vesículas de aproximadamente 2 cm de largo. La superficie de la muestra presenta una especie de costra por el enfriamiento rápido, hacia la parte central se observa escoreacia.

Etimología: El término bomba volcánica se debe a que el material es eyectado a gran velocidad, todavía en estado plástico y durante su vuelo adquiere una forma aerodinámica.

Generalidades: Una forma genérica para referirse a los productos piroclásticos, cualquiera que sea su forma, es tefra. A los fragmentos eyectados con más de 32 mm se les llama bombas si estaban parcial o totalmente fundidos cuando fueron descargados, y como bloques si eran totalmente sólidos. Se forman cuando un volcán expulsa fragmentos sólidos y viscosos de lava durante una erupción. Las bombas volcánicas pueden ser lanzadas a kilómetros de distancia del cono del volcán o fisura cortical. Durante el vuelo, las más fluidas suelen adquirir formas aerodinámicas, a la vez que se enfrían. Si el exterior de una bomba volcánica se solidifica durante su vuelo, puede desarrollar una superficie externa agrietada a medida que su interior se expande. A este tipo de morfología se le ha llamado como "corteza de pan".

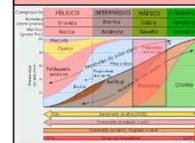
Principales localidades: Este material es muy común en zonas volcánicas, principalmente de carácter explosivo. En México, en particular, las escorias volcánicas se encuentran localizadas en la zona centro del país, donde se ha presentado la mayor actividad volcánica (Chávez C. y Arreygüe E., 2011).

Usos: Molido se usa para relleno de calles de terracería y como fachada de algunas casas. Se puede mezclar con concreto para formar bloques de hormigón ligero, o mezclado con cemento para crear acabados de estuco.

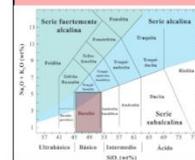
Composición Química en porcentaje de masa de óxidos

(promedio de análisis de 3594 muestras de basaltos)

- SiO₂ - 49.97%
- TiO₂ - 1.87%
- Al₂O₃ - 15.99%
- Fe₂O₃ - 3.85%
- MnO - 0.20%
- MgO - 6.84%
- CaO - 9.62%
- Na₂O - 2.96%
- K₂O - 1.12%
- P₂O₅ - 0.35%



Clasificación con base al contenido de sílice (SiO₂)



Localización del basalto dentro del diagrama TAS

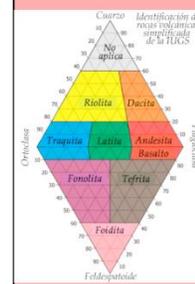


Diagrama de Streckeisen o QAPF del basalto

Figura 19. Ficha descriptiva Fragmento de bomba volcánica.



Caliza bioclástica

Rocas Sedimentarias



Tipo de roca en función de su composición
Químico

Tipo de roca en función de su origen
Bioquímico

Textura
criptocristalina

Composición
Fragmentos de conchas compuestas por carbonatos embebidos en matriz calcárea

Tamaño de los componentes
fragmentos de conchas entre 2 y 5 cm en sección longitudinal

Forma y redondez de los componentes
fragmentos de conchas endógenos, reemplazados por calcita

Grado de selección
no aplica ya que se trata de una roca de origen químico

Porcentaje de matriz o cementante
aproximadamente 80% del volumen de roca está cementado por carbonatos

Contenido fósil
fragmentos de conchas de bivalvos



Formación el Doctor, San Joaquín, Querétaro, México
Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a una roca caliza con fragmentos de conchas de bivalvos de aproximadamente 5 cm de largo que han sido reemplazados parcialmente por calcita. La matriz de la roca se observa de color gris, mientras que la calcita que reemplaza el carbonato de las conchas presenta color blanco.

Generalidades: Las rocas calizas, son las rocas sedimentarias más abundantes, representan alrededor del 10% del volumen total de rocas sedimentarias. Están compuestas fundamentalmente de calcita y se forma o bien por medios inorgánicos, como por procesos bioquímicos. Es más común encontrar rocas calizas que se han formado por procesos bioquímicos, pero no siempre resulta evidente observar la presencia de restos y fragmentos de conchas, ya que con frecuencia estos experimentan una serie de cambios durante la diagénesis y litificación de la roca que obliteran su forma o aspecto original.

Origen: Las rocas calizas se forman en los mares cálidos y poco profundos de las regiones tropicales, en aquellas zonas en las que los aportes detriticos son escasos. Numerosos organismos utilizan el carbonato de calcio para construir su esqueleto mineral, debido a que se trata de un compuesto abundante y muchas veces casi saturado en las aguas superficiales de los océanos y lagos. Tras la muerte de esos organismos, se produce en muchos entornos la acumulación de esos restos minerales en cantidades tales que llegan a constituir sedimentos que son el origen de la gran mayoría de las calizas existentes. Los sedimentos carbonatados están compuestos por pocos grupos minerales: aragonita, calcita y dolomita. Los fragmentos de conchas que son depositados, pueden ser alterados durante la diagénesis, por procesos de reemplazo mineral como la dolomitización o calcificación.

Importancia y localización: Es una roca importante como reservorio de petróleo, dada su gran porosidad. Es un componente importante en el cemento gris usado en construcción. Se encuentra catalogado como recurso natural no renovable (minerales). Las rocas calizas más compactas se utilizan para la fabricación de gravas y arenas de construcción.

Ambiente
sedimentario

Marino alejado de la costa, ya que no se observa presencia de clastos terrígenos

Estructuras primarias
no se observan en esta muestra

Estructuras secundarias
microfracturas rellenas por calcita

Estratificación o laminación
NA

Clasificación basada en Dunham 1962
Wackestone

Clasificación de rocas carbonatadas basada en Folk 1959
Biomicrita

Fuentes de consulta

Dunham, R.J. (1962).
Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E.

Folk, R.L. (1959).
Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bulletin

Tarback, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005).
Ciencias de la Tierra, 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.

Figura 21. Ficha descriptiva Caliza con fósiles



Conglomerado

Rocas Sedimentarias



Tipo de roca en función de su composición
Clástica

Tipo de roca en función de su origen
Paraconglomerado monomictico extraformacional

Textura
Clástica

Composición
Fragmentos líticos cementados por carbonatos

Tamaño de los componentes
Gravas

Forma y redondez de los componentes
Equidimensional con ligera tendencia a prolado; bien redondeados

Grado de selección
Pobremente clasificado, se observan fragmentos líticos desde 2 mm hasta 2 cm.

Fábrica
matriz-soportada

Porcentaje de matriz o cementante
Aproximadamente 40% del volumen de roca está cementado por carbonatos



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a un conglomerado; que forma parte de las rocas sedimentarias clásticas. Sus componentes se encuentran flotando en una matriz y no tocan sus bordes uno con otro, por lo que se le denomina paraconglomerado. Los fragmentos líticos que contiene son de la misma litología (oligomicticos), presentan heterogeneidad en tamaños, algunos clastos son pequeños, de apenas 2 mm, y otros llegan a medir hasta 2 cm, por lo que puede decirse que está texturalmente mal clasificado.

Generalidades: Un conglomerado o rudita es una roca sedimentaria de tipo detrítico formada mayoritariamente por clastos redondeados de tamaño grava o mayor, dichos clastos pueden corresponder a cualquier tipo de roca. Los conglomerados componen menos del 1% de las rocas sedimentarias del mundo en lo que se refiere a su peso. A diferencia de otros tipos de roca, en que su estudio se basa en la observación mediante microscopio, los conglomerados se estudian principalmente en campo y las relaciones que tienen con él, por ejemplo: la imbricación de los clastos proporciona evidencia sobre el sentido de la corriente que los transportaba.

Origen: Prácticamente cualquier tipo de roca ígnea, metamórfica o sedimentaria puede estar presente en un conglomerado. Cuando un conglomerado está constituido principalmente por un solo tipo de clastos, generalmente los más estables y duraderos al intemperismo, se le denomina conglomerado oligomictico; de forma opuesta, si el conglomerado contiene clastos de diferentes litologías o granos minerales, se le denomina conglomerado polimictico. Si el conglomerado está compuesto principalmente por clastos inestables o metaestables como, por ejemplo: basaltos, calizas, esquistos y filitas, se denomina conglomerado petromictico.

Importancia y localización: Como material para la construcción. Es importante en la industria petrolera, ya que algunos conglomerados pueden ser atractivos porque pueden fungir como reservorios de aceite y gas.

Ambiente sedimentario
Aluvial

Contenido fósil
No presenta

Estructuras primarias
No se observan en esta muestra

Estructuras secundarias
No se observan en esta muestra

Estratificación o laminación
NA

Clasificación basada en Dunham 1962
No aplica ya que no es una roca carbonatada

Clasificación de rocas carbonatadas basada en Folk 1959
No aplica ya que no es una roca carbonatada

Localidad
Baja California Sur

Fuentes de consulta

Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E.

Folk, R.L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bulletin

Tarbuck, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). Ciencias de la Tierra, 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.

Figura 22. Ficha descriptiva Conglomerado



Septaria

Rocas Sedimentarias



Tipo de roca en función de su composición Química
Tipo de roca en función de su origen Endogénica, por precipitación de minerales en solución
Textura No clásica
Composición Carbonatos arcillosos y óxidos de hierro
Tamaño de los componentes Microcristalino
Forma y redondez de los componentes No aplica ya que se trata de arcillas
Grado de selección No aplica ya que se trata de arcillas
Fábrica Criptocristalina
Porcentaje de matriz o cementante Es un caso particular, ya que se trata de una roca de origen químico, fracturada y cementada por óxidos




Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a una roca sedimentaria de composición química. Su apariencia externa asemeja a un canto rodado, pero con presencia de fracturas rellenas. El color predominante es beige claro y las fracturas se observan marrón oscuro.

Etimología: El nombre septaria proviene de su aspecto característico, en septos o divisiones.

Generalidades: Las septarias son concreciones que se forman dentro de rocas sedimentarias, pueden variar en tamaño, desde algunos centímetros hasta aproximadamente un metro de diámetro, tienen forma semiesferoidal y aparentemente, desde el exterior, se observan como cantos rodados, pero en su interior se encuentran bloques poliédricos irregulares, que se han formado a consecuencia de una serie de fisuras radiales. Estas fracturas se suelen ensanchar hacia el centro, las fisuras están total o parcialmente llenas de minerales microcristalinos que cementan a los distintos bloques o septos.

Origen: El origen de la septaria es típicamente sedimentario; el proceso parte de un gel preexistente de óxidos e hidróxidos de aluminio que se endurece exteriormente, mientras que la masa coloidal que se encuentra en su interior se deshidrata, provocando una concentración de toda la masa, en consecuencia, se parte formando venas o fracturas características; posteriormente estas fracturas son ocupadas por soluciones ricas en carbonatos, que van depositando microcristales en las paredes de las fracturas y espacios vacíos.

Importancia y localización: No es posible indicar los lugares de hallazgo de mejores ejemplares o de mayor abundancia, ya que su formación está ligada a procesos de sedimentación química que pueden producirse en todas las zonas sedimentarias donde se presenten las condiciones adecuadas. Este tipo de estructura sedimentaria no tiene aplicaciones particulares, aunque los coleccionistas aprecian sus concreciones y los motivos de su superficie. Suele tener un uso ornamental, siendo partida y pulida para poder observar su increíble formación interna.

Ambiente sedimentario Depósitos químicos
Contenido fósil No contiene fósiles
Color dominante Tonos pardos en la roca (carbonatos) y rojizas en las fracturas
Estructuras primarias No se observan
Estructuras secundarias Estructuras químicas de acreción: septarias
Estratificación o laminación No se observa
Fuentes de consulta <i>Philips, J. (1985). Manual of Geology: Theoretical and Practical. Ed. Charles Griffin and Company, Universidad de Michigan, 546 p.</i> <i>Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E.</i> <i>Folk, R.L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bulletin</i> <i>Tarback, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). Ciencias de la Tierra, 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.</i>

Figura 23. Ficha descriptiva Septaria



Caliza con lapiaces

Rocas Sedimentarias



Tipo de roca en función de su composición
Carbonáticas

Tipo de roca en función de su origen
Aloquímica
microcristalina

Textura
Cristalina

Composición
Carbonato de calcio

Tamaño de los componentes
Microcristalinos

Forma y redondez de los componentes
No aplica ya que se compone de cristales muy pequeños

Grado de selección
No aplica en rocas cristalinas

Contenido fósil
A simple vista no se observa contenido fósil



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a un fragmento de roca caliza, la cual es una roca sedimentaria química. Esta muestra cuenta con la peculiaridad de mostrar un tipo de estructura sedimentaria llamada lapiaces.

Generalidades: La caliza es una roca sedimentaria compuesta mayoritariamente por carbonato de calcio (CaCO_3), generalmente calcita, aunque frecuentemente presenta trazas de magnesita (MgCO_3) y otros carbonatos. También puede contener pequeñas cantidades de otros minerales como, hematita, siderita, cuarzo, etc., que pueden modificar el color y el grado de coherencia de la roca.

Origen: Las calizas se forman en los mares cálidos y poco profundos de las regiones tropicales, en aquellas zonas en las que los aportes detríticos son poco importantes, sin embargo, también puede formarse por precipitación química en ambientes continentales evaporíticos. El carbonato de calcio puede ser formado por la acumulación de caparzones y conchas de organismo vivos o por precipitación química directa desde soluciones acuosas.

Formación de lapiaces: se producen por la disolución superficial de la caliza afectada por agua de escorrentía o almacenada superficialmente. La caliza es un carbonato cálcico que no es soluble en el agua pura, sin embargo, el agua de lluvia reacciona con el dióxido de carbono que hay en el aire y forma ácido carbónico. A su vez, el ácido carbónico reacciona con el carbonato de calcio, formando bicarbonato cálcico el cual sí es soluble en agua.



Usos: tienen diversos usos, desde decorativos, en la construcción, en cemento, en la industria química, la metalurgia, como reservorios de agua subterránea, como colectoras de petróleo y gas.

Ambiente sedimentario
Marino, lacustre

Estructuras primarias
Lapiaces (estructuras formadas por disolución de la roca debido a la interacción con aguas meteóricas)

Estructuras secundarias
No se observan en esta muestra

Estratificación o laminación
No se observa en la muestra de mano

Clasificación basada en Dunhan 1962
Grainstone

Clasificación basada en Folk 1959
Micrita con intraclastos

Fuentes de consulta

Dunham, R.J. (1962). *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*, in Ham, W.E.

Folk, R.L. (1980) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Tex: Hemphill Pub. 182 p.

Neuendorf, K.K.E., J.P. Mehl, Jr., and J.A. Jackson, J.A., eds. (2005) *Glossary of Geology* (5th ed.). Alexandria, Virginia, American Geological Institute. 779 p.

Figura 24. Ficha descriptiva Caliza con Lapiaces



Arenisca

Rocas Sedimentarias



Tipo de roca en función de su composición
Detrítica o clástica

Tipo de roca en función de su origen
Arenisca

Textura
Granular

Composición
Partículas compuestas por cuarzo y feldspatos

Tamaño de los componentes
Fragmentos de tamaño arena fina

Forma y redondez de los componentes
Texturalmente maduro, con buena redondez y esfericidad

Grado de selección
Bien clasificado, la mayoría de las partículas presentan tamaños semejantes

Fábrica
Grano - sostenida

Porcentaje de matriz o cementante
Aproximadamente 15% del volumen de roca está cementado por carbonatos



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a una roca sedimentaria detrítica, se constituye principalmente por partículas de cuarzo y feldspatos de tamaño arena, se observa granular, con buena madurez textural y buen grado de selección. Las partículas que la constituyen se encuentran cementadas por carbonatos, que representan aproximadamente el 15% de la muestra. Esta muestra presenta estructuras sedimentarias en su base que calcan la morfología del estrato inferior, y proporciona evidencias sobre el ambiente en que se formaron.

Generalidades: Las areniscas son rocas sedimentarias detríticas, esta muestra llama la atención ya que presenta estructuras sedimentarias, las cuales, de acuerdo con Vera Torres, J. A. (1994) son la organización geométrica de los elementos que constituyen un sedimento visto como consecuencia de los procesos que lo han estructurado y de los elementos que lo componen. Este tipo de estructuras sedimentarias son primarias, ya que se forman en relación directa con el evento sedimentario principal. Se producen rápidamente, pero de igual manera pueden ser erosionadas fácilmente y desaparecer.

¿Cómo se forman las marcas de corriente? Durante los períodos tranquilos, las partículas finas en suspensión se depositan formando una capa de arcilla. Cuando una corriente fuerte fluye sobre la superficie de arcilla, ésta puede ser erosionada antes de que se deposite arena encima de él. La corriente puede causar la aparición de agujeros y otras marcas en la arcilla que, posteriormente, se rellenarán con arena. Cuando la arena se transforma en arenisca, los moldes de los agujeros y otras marcas se pueden conservar en la base de las capas de arenisca y se denominan "marcas de corriente" (sole marks) porque se encuentran en la base o suelo de las areniscas. Se pueden observar las marcas de corriente cuando las areniscas se erosionan. Las marcas de corriente pueden proporcionar evidencias sobre el sentido de la corriente, ayudándonos a interpretar los ambientes antiguos.

Las marcas de corriente formadas por vértices o corrientes turbulentas del fluido que transporta el sedimento, son denominadas "flute marks" que se caracterizan por observarse como surcos discontinuos alargados en dirección del flujo y asimétricos. El extremo proximal es redondeado con contornos fuertes mientras que en la zona distal se atenúa el relieve hasta desaparecer.

Ambiente sedimentario
Continental, subacuático, fluvial

Contenido fósil
A simple vista no se observa contenido fósil

Estructuras sedimentarias primarias
Marcas de corriente formadas por vértices o corrientes turbulentas (flute marks)

Estructuras secundarias
No se observan en esta muestra

Estratificación o laminación
Estratos muy delgados

Clasificación basada en Dunhan 1962
-

Clasificación basada en Folk 1959
-

Fuentes de consulta

Dunham, R.J. (1962). *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*, in Ham, W.E.

Folk, R.L. (1959). *Practical petrographic classification of limestones*. AAPG Bulletin

Vera Torres, J. A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*. Madrid: Editorial Rueda. pp. 93-101

Figura 25. Ficha descriptiva Arenisca con marcas de corriente



Iconofósiles

Estructuras de Bioturbación



Tipo de roca en función de su composición
Clástica cuarzo feldespática

Tipo de roca en función de su origen
Lutita

Textura
Clástica

Composición
Cuarzo y feldespatos

Tamaño de los componentes
Limos y arcillas

Forma y redondez de los componentes
No aplica ya que se trata de arcillas

Grado de selección
No aplica ya que se trata de arcillas

Fábrica
Cementada por carbonatos

Porcentaje de matriz o cementante
Aproximadamente 10% del volumen de la roca está cementado por carbonatos

Color dominante
tonalidades grises y pardas



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Generalidades: Las estructuras de bioturbación se producen por la alteración del sedimento no consolidado por parte de organismos que lo utilizan como morada, reposo, alimentación o que se desplazan sobre o dentro de él.

Origen: Los iconofósiles (del griego *ikhmos*: huella, marca) o pistas fósiles son estructuras etológicas fósiles individualmente identificables que reflejan en mayor o menor grado la morfología del organismo productor.

Los iconofósiles son objeto de estudio por parte de la Paleoicnología. Presentan características propias que los hacen identificables y permiten su clasificación como parataxones: icnogéneros e icnoespecies. Es raro que se puedan relacionar de manera inequívoca y precisa con el organismo que los originó, pero en general es posible inferir al menos la categoría taxonómica superior a la que pertenecía el organismo productor.

Por lo general un mismo icnotaxon aparece en rocas de un rango temporal muy amplio y formadas en muy estrechos rangos ambientales. Ésto no se debe a que el organismo que los produce haya estado presente durante en todo ese tiempo en el medio sino que un mismo nicho ecológico ha permanecido constante y los seres que habitaban en él han desarrollado comportamientos similares a lo largo del tiempo.

Importancia y localización: Un gran porcentaje de iconofósiles corresponden a la actividad de organismos de cuerpo blando que no suelen dejar fósiles, especialmente aquellos correspondientes al medio marino por lo que su análisis es muy importante para deducir ciertas características de la morfología del organismo que las produce pero especialmente para deducir las condiciones ambientales de lugar que habitaban.

Las trazas fósiles representan el registro *in situ* de la actividad biogénica.

Ambiente sedimentario
Continental - lacustre transicional - deltaico, estuario, lagunas costeras

Contenido fósil
No contiene fósiles pero sí estructuras biogénicas por surcos

Estructuras primarias
No se observan

Estructuras secundarias
Estructuras de bioturbación por pistas (surcos creados por los organismos al desplazarse) probablemente *Gyrochorte*

Estratificación o laminación
Estratificación

Fuentes de consulta

Buatois L., Mángano G. (2001). *Ichmology*. Cambridge University Press, New York. 358 p.

Buatois, L.A. and Mángano, M.G. (1998). *Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140, 367-382.

Tarbut, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*, 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.

Figura 26. Ficha descriptiva Iconofósiles



Caliza Fosilífera

Rocas Sedimentarias



Tipo de roca en función de su composición
Químico

Tipo de roca en función de su origen
Bioquímico

Textura
Aloquímica
con fragmentos de conchas

Composición
Fragmentos de conchas cementadas por carbonatos

Tamaño de los componentes
Fragmentos de conchas entre 3 y 5 cm en sección longitudinal

Forma y redondez de los componentes
Fragmentos de conchas endógenos, reemplazados por calcita

Grado de selección
No aplica ya que se trata de una roca de origen químico

Porcentaje de matriz o cementante
Aproximadamente 50% del volumen de roca está cementado por carbonatos



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra forma parte de las rocas sedimentarias de origen bioquímico. Es una roca caliza, de origen marino, con presencia de restos fósiles de gasterópodos de aproximadamente 5cm de largo y cementados por carbonatos, que constituyen alrededor del 50% del volumen de la roca. El color predominante de la roca es gris claro a pardo.

Generalidades: Numerosos organismos utilizan el carbonato de calcio para construir su esqueleto mineral, debido a que se trata de un compuesto en las aguas superficiales de los océanos y lagos. Cuando los organismos mueren, sus conchas ricas en carbonatos, se depositan y acumulan en el fondo, en cantidades tales, que llegan a constituir los sedimentos de los que provienen la gran mayoría de las calizas existentes.

Origen: Las calizas se forman en los mares cálidos y poco profundos de las regiones tropicales, en aquellas zonas en las que los aportes detríticos son poco importantes. La sedimentación calcárea fue mucho más importante en otras épocas y actualmente está limitada a unas cuantas regiones de las zonas tropicales. Las calizas que se pueden observar sobre los continentes, se formaron en épocas caracterizadas por tener un clima mucho más cálido que el actual, cuando no había hielo en los polos y el nivel del mar era mucho más elevado. Amplias zonas de los continentes estaban en aquel entonces cubiertas por mares epicontinentales (poco profundos). En la actualidad, son relativamente pocas las plataformas continentales donde se reúnen las características para formar rocas carbonatadas.

Importancia: Por medio del estudio paleontológico, este tipo de rocas nos permiten restringir su edad a un periodo de tiempo de la historia de nuestro planeta, y es posible inferir condiciones geológicas, climáticas y ambientales que tenía la Tierra al momento de formarse.

Gasterópodos: constituyen la clase más extensa del filo de los Moluscos. Fue durante el Mesozoico cuando evolucionaron los ancestros de la mayoría de los gasterópodos actuales. La diversidad aumentó marcadamente al principio de esta era, junto con la de los bivalvos. Se pueden encontrar en casi todo tipo de ambientes (inclusive desiertos), pero mayoritariamente en aguas saladas o dulces.

Ambiente sedimentario

Marino, cercano a la costa, es posible observar pequeños fragmentos líticos.

Estructuras primarias
No se observan en esta muestra

Estructuras secundarias
Microfracturas rellenas por calcita

Contenido fósil
Fragmentos de gasterópodos

Estratificación o laminación
NA

Clasificación basada en Dunhan 1962
Wackestone

Clasificación de rocas carbonatadas basada en Folk 1959
Biomcrita

Fuentes de consulta

Domínguez E. & Fernández H. R., (2009). *Macroinvertebrados bentónicos sudamericanos. Sistemática y Biología.* Fundación Miguel Lilo, Tucumán, Argentina.

Tarback, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra, 8ª ed.* Pearson, Prentice Hall, 686 p.

Figura 27. Ficha descriptiva Caliza Fosilífera



Pliegues sinsedimentarios

Rocas Sedimentarias



Tipo de roca en función de su composición
Química

Tipo de roca en función de su origen
Endogenética, por precipitación de minerales en solución

Textura
No clástica

Composición
Silicatos y óxidos de hierro

Tamaño de los componentes
Microcristalino

Forma y redondez de los componentes
No aplica ya que se trata de una roca de origen químico

Grado de selección
No aplica ya que se trata de minerales criptocristalinos

Fábrica
Solo cristales criptocristalinos

Contenido fósil
No contiene fósiles



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra es una roca sedimentaria de origen químico, se forma por precipitación de minerales en solución, pueden observarse laminaciones de diferentes colores en donde se aprecia una deformación en forma de ondas con crestas angulosas, valles y mesetas. Este tipo de deformación ocurre cuando los sedimentos aún no se han consolidado y pueden deformarse con facilidad. En esta muestra podemos observar algunos fenómenos interesantes, el primero tiene que ver con la diferencia de densidades de los materiales que se van depositando, lo que permite que un material no consolidado menos denso se inyecte en uno de mayor densidad cuando este lo sobreyace, otro aspecto interesante en esta muestra es que revela que hubo pequeños desplazamientos de los sedimentos, provocados por sismos o por pequeños deslizamientos en la cuenca de depósito, que afectaron estos materiales durante su diagénesis.

Generalidades: El sedimento puede experimentar grandes cambios desde el momento en que fue depositado hasta que se convierte en una roca sedimentaria. El término diagénesis (dia = cambio; génesis = origen) es un término colectivo para todos los cambios químicos, físicos y biológicos que tienen lugar después de la deposición de los sedimentos, así como durante y después de la litificación. Los pliegues sinsedimentarios se forman simultáneamente al depósito, cuando se producen adaptaciones del sedimento al relieve del fondo de la cuenca. Los sismos, o el mismo peso de los sedimentos que suprayacen, provocan estos movimientos cuya evidencia queda registrada cuando los sedimentos litifican.

Origen: Son estructuras mecánicas postdeposicionales, este tipo de pliegues se origina por deslizamiento gravitacional (slumps) y son deformaciones contemporáneas a la sedimentación, formadas por deslizamiento de una masa de estratos previamente depositados en ambientes subaéreos y subácueos (Maltman, 1994).

Importancia: En algunos casos, las deformaciones que se producen dentro de los pliegues por deslizamiento gravitacional pueden estar preferencialmente orientadas, llegando a indicar la dirección de inclinación del paleotalud.

Ambiente sedimentario
Marino

Color
Bandas de colores, rosado, ocre claro y rojo carmín

Estructuras primarias
No presenta

Estructuras secundarias
micropliegues sinsedimentarios

Estratificación o laminación
Laminación

Localidad
?

Fuentes de consulta

Philips, J. (1985). *Manual of Geology: Theoretical and Practical*. Ed. Charles Griffin and Company, Universidad de Michigan, 546 p.

Ponce J. J. et al., *Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas*, Fundación YPF, 166 p.

Maltman, A. J. (1994). *The geological deformation of sediments*. London: Chapman and Hall, 362p.

Tarbut, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*, 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.

Figura 28. Ficha descriptiva Pliegues Sinsedimentarios



Esquisto de corindón y biotita

Rocas Metamórficas



Tipo de metamorfismo	Regional
Clasificación por origen	Esquisto
Textura	Foliada
Grano	Grueso
Matriz	No tiene
Porcentaje de matriz	Carece de matriz
Minerales observables a simple vista	Corundo y biotita
Minerales observables al microscopio	biotita, corundo, zircón, rutilo, moscovita debido a la alteración del corundo
Protolito	Rocas pelíticas (lutitas)
Localidad	La venta, Guerrero, Mexico, Complejo Xolapa



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a un esquisto con biotita y corindón, proviene de una restita, esto es, el material residual de una migmatita tras la segregación del leucosoma, por ello el color predominante de la muestra es marrón oscuro. Se observa de textura granular, con grano grueso y carente de matriz. El corindón presente en la muestra indica que alcanzó facies de granulita, es decir metamorfismo de alta temperatura y presión media a alta.

Generalidades: La palabra esquisto proviene del griego σχιστός, 'escindido'. Son rocas metamórficas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales planares, habitualmente, las micas moscovita y biotita, que dan a la roca su textura foliada. Además, los esquistos contienen cantidades menores de otros minerales, a menudo cuarzo y feldespato. El protolito de muchos esquistos es la lutita, que ha experimentado un metamorfismo de grado medio a alto durante los episodios importantes de formación de montañas. El término esquisto describe la textura de una roca.

Origen: Los esquistos micáceos se originan de una arcilla, lutita, limolita, grauvaca arenosa y rocas ígneas ácidas y neutras, basaltos y tobas de grano fino en un grado medio y alto de metamorfismo regional (facie metamórfica de esquisto verde a anfibolita). La recrystalización genera muchos cristales más grandes, en particular las micas (moscovita y biotita), cuarzo, feldespato, granate, estauroлита y silimanita, estos pueden observarse macroscópicamente.

Importancia: Los esquistos pueden contener piedras preciosas como granates, cianita, tanzanita, esmeralda, andalucita, esfeno, zafiro y rubí, por lo que pueden tener atractivo económico. Además, los minerales que contienen, sirven para inferir las condiciones de presión y temperatura en las que se formaron, de esta forma, se puede identificar el ambiente geológico que dio lugar a estas rocas.

Ambiente geológico	Corresponde a una restita (parte de una migmatita que representa el material residual y diferenciado tras la segregación del leucosoma)
Facies Metamórficas	Granulita, por la presencia de corindón, retrógrado a facies esquisto verde o anfibolita por la presencia de moscovita
Asociación mineral para facies:	Granulitas: Clinopx+ortopx+plg Anfibolitas: Hmb+plg Esquistos verdes Act+albita+clorita +epidota
Temperatura de metamorfismo	desde 400°C hasta 800°C
Presión de metamorfismo	2 a 6 Kbar
Fuentes de consulta	Best, M. (1982). <i>Igneous and metamorphic petrology</i> . W. H. Freeman & Co., San Francisco, 630 p. Tarbuck, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). <i>Ciencias de la Tierra</i> , trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686



Figura 30. Ficha descriptiva Esquisto de corindón y biotita



Esquisto de moscovita y biotita

Rocas Metamórficas



Tipo de metamorfismo	Regional
Clasificación por origen	Esquisto
Textura	Foliada
Grano	Medio
Matriz	No cuenta con matriz
Porcentaje de matriz	-
Minerales observables a simple vista	Moscovita, biotita y cuarzo
Minerales observables al microscopio	Moscovita, biotita, cuarzo y feldespatos
Protolito	Areniscas arcillosas
Localidad	Chinango, Puebla, México
Formación	Formación: Chazumba del Complejo Acatlán



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Ambiente geológico	presión y temperatura medias
Facies Metamórficas	Esquistos verdes
Asociación mineral para facies:	Actinolita+albita+clorita+epidota
Temperatura de metamorfismo	300 a 450 °C
Presión de metamorfismo	2 a 6 Kbar
Fuentes de consulta	Best, M. (1982). <i>Igneous and metamorphic petrology</i> . W. H. Freeman & Co., San Francisco, 630 p. Tarbuck, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). <i>Ciencias de la Tierra</i> , trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p. Torres Roldan, R. L., (2004). <i>Petrología Metamórfica, asistente de prácticas</i> . Universidad de Granada

Descripción macroscópica: Esta muestra es un esquisto con moscovita y biotita, producto de metamorfismo regional. Presenta textura foliada, típica de los esquistos, de grano medio y sin matriz. El color predominante es pardo claro y pueden observarse a simple vista cristales de moscovita, biotita y cuarzo. En la muestra pueden observarse de forma clara las direcciones de esfuerzo principales σ_1 y σ_2 .

Generalidades: La palabra esquisto proviene del griego $\sigma\chi\iota\sigma\tau\acute{o}\varsigma$, 'escindido'. Son rocas metamórficas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales planares, habitualmente, las micas moscovita y biotita, que dan a la roca su textura foliada. Además, los esquistos contienen cantidades menores de otros minerales, a menudo cuarzo y feldespatos. La mayoría del esquisto procede de arcillas y lodos que han sufrido una serie de procesos metamórficos incluyendo la producción de pizarras y filitas como pasos intermedios. Ciertos esquistos proceden de rocas ígneas de grano fino como basaltos y tobas. La mayoría de los esquistos son de mica, aunque también son frecuentes los de grafito y clorita.

Origen: Este esquisto de moscovita y biotita proviene de areniscas arcillosas, las cuales fueron afectadas por metamorfismo de escala regional, a temperatura y presión medias, alcanzando facies de esquistos verdes.

Importancia: Los esquistos pueden contener piedras preciosas como granates, cianita, tanzanita, esmeralda, andalucita, esfeno, zafiro y rubí, por lo que pueden tener atractivo económico. Además, los minerales que contienen sirven para inferir las condiciones de presión y temperatura en las que se formaron, de esta forma, se puede identificar el ambiente geológico que dio lugar a estas rocas.

Figura 31. Ficha descriptiva Esquisto de moscovita y biotita



Filita

Rocas Metamórficas



Tipo de metamorfismo	Regional
Clasificación por origen	Filita
Textura	Foliada
Grano	Muy fino
Matriz	No cuenta con matriz
Porcentaje de matriz	-
Minerales observables a simple vista	son muy pequeños para poder reconocerlos a simple vista
Minerales observables al microscopio	moscovita (sericita), cuarzo, clorita
Protolito	Rocas pelíticas (lutitas)
Localidad	??



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a una filita, la cual es producto de metamorfismo regional de grado bajo a medio. Presenta textura foliada, de grano muy fino, lo que hace imposible reconocer a simple vista los minerales que la componen. Se observa de color pardo claro y su superficie presenta crenulación. En la cara pulida de la muestra se puede observar muy bien la foliación.

Generalidades: El nombre de filita se debe a la forma tan peculiar que presentan estas rocas, procede de dos palabras griegas (folium y litos) que significan hoja y piedra respectivamente. La filita se forma por el metamorfismo de sedimentos pelíticos. Aunque es similar a la pizarra, se distingue por su brillo satinado y superficie ondulada. La filita, normalmente, muestra pizarrosidad y está compuesta fundamentalmente por cristales muy finos de moscovita, clorita u ambas. Se reconoce fácilmente por su estructura laminar planar u ondulada, producida por la orientación de filosilicatos y su textura de grano muy fino, no visible a simple vista, pero con ayuda del microscopio petrográfico, se pueden distinguir sus minerales más comunes: micas, principalmente moscovita, cuarzo, talco, albita y clorita. Se laja fácilmente y es relativamente poco coherente.

Origen: La filita se forma en metamorfismo regional de bajo a medio grado en ambientes sedimentarios, es decir que el metamorfismo ocurre debido al aumento de presión y temperatura generada por el enterramiento progresivo de los sedimentos pelíticos. Sin embargo, los sedimentos pelíticos también se pueden ver influenciados por la presión regional que ocurre en ambientes de subducción o por colisión (orogénia) en cinturones montañosos.

Crenulación: Es un término que significa dentado o festoneado, y que se aplica para referirse a microplegamientos. Propiamente son la deformación de una superficie de estratificación o de esquistosidad por microplegues apretados, paralelos entre sí, y frecuentemente agudos. Normalmente la longitud de onda es menor a un centímetro.

Ambiente geológico	No se puede definir con certeza
Facies Metamórficas	Esquistos verdes
Asociación mineral para facies de esquistos verdes	Actinolita + albita + clorita + epidota
Temperatura de metamorfismo	300 a 450 °C
Presión de metamorfismo	2 a 4 Kbar
Fuentes de consulta	Best, M. (1982). <i>Igneous and metamorphic petrology</i> . W. H. Freeman & Co., San Francisco, 630 p. Tarbuck, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). <i>Ciencias de la Tierra</i> , trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p. Torres Roldán, R. L. (2004). <i>Petrología Metamórfica</i> , Universidad de Granada

Figura 32. Ficha descriptiva Filita



Mármol de olivino y diópsido

Rocas metamórficas



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Tipo de metamorfismo
Regional

Clasificación por origen
Rocas metamórficas carbonáticas

Textura
No foliada, granoblástica

Grano
Grueso

Matriz
No cuenta con matriz

Minerales observables a simple vista
Calcita, olivinos, piroxenos (diópsido) y flogopita

Minerales observables al microscopio
además de los anteriores, dolomita, escapolita y serpentina como bordes de reacción en los olivinos

Protolito
secuencias evaporíticas

Localidad
La Joya, Oaxaca, México
Complejo Oaxaqueño



Descripción macroscópica: Esta muestra es un mármol de olivino y diópsido, corresponde a una roca originada por metamorfismo regional de secuencias evaporíticas. Se observa de textura granoblástica, pueden ser identificados a simple vista cristales de calcita, olivinos, piroxenos (diópsido) y flogopita.

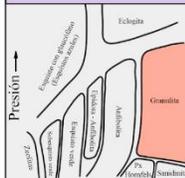
Generalidades: Están formados fundamentalmente por calcita o dolomita que recrystaliza como consecuencia de metamorfismo regional. Los mármoles no preservan fósiles, ni poros, presentan textura granoblástica y poseen cierta esquistosidad como consecuencia de la presión dirigida. Los minerales que componen un mármol son principalmente calcita, pero pueden aparecer pequeñas cantidades de otros minerales originados a partir de las impurezas que contenían, así como: micas, cuarzo, clorita, albita, titanita, epidota, granate, diópsido, grosularia, idocrasa, estas impurezas son las responsables de las diferentes tonalidades de color que pueden presentar los mármoles. Como la caliza, el mármol efervesce con ácido clorhídrico.

Origen: Según donde se la encuentre, se determina con mayor exactitud su origen, pero independientemente de ello, puede ser originada como consecuencia de procesos: metamórficos, magmáticos, hidrotermales, sedimentarios. En la naturaleza, los yacimientos de mármol se encuentran en masas, que pueden ser estratiformes (en capas) o irregulares, dependiendo del grado de deformación tectónica y metamórfica de la roca original. Se encuentran en todos los períodos geológicos pero más frecuentemente en: Cámbrico, Silúrico, Carbonífero, Devónico, Triásico, Jurásico, Cretácico y era Cenozoica, coincidiendo con etapas climáticas cálidas en las que se formaron abundantes masas de rocas calizas.

Principales localidades en México: Las dos principales zonas productoras de mármol son: Comarca Lagunera, en los límites de Durango, Coahuila y Zacatecas; así como varias localidades en el estado de Puebla. Existen otras zonas productoras de relevancia en Querétaro, Hidalgo, Oaxaca, San Luis Potosí y Guerrero.

Ambiente geológico
Ambiente de alta presión y alta temperatura

Facies metamórficas
Granulita



Asociación mineral para facies de granulita
Clinopiroxeno + ortopiroxeno + plagioclasa ± granate ± pargasita ± cuarzo

Temperatura de Metamorfismo
mayor a 700 °C

Presión de Metamorfismo
Entre 4 y 10 Kbar

Fuentes de consulta

Best, M. (1982). *Igneous and metamorphic petrology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 630 p.

Tarback, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*, trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.

Torres Roldán, R. L. (2004). *Petrología Metamórfica*, Universidad de Granada

Figura 33. Ficha descriptiva Mármol de olivino y diópsido



Skarn de Granate

Rocas Metamórficas



Tipo de metamorfismo
De contacto

Clasificación por origen
Metasomático

Textura
Granoblástica
(idioblástica)

Grano
Grueso

Matriz
No tiene matriz

Porcentaje de matriz
-

Minerales observables a simple vista
Granate
(andradita-grosularia) y piroxeno (diopsida)

Minerales observables al microscopio
granates, piroxenos, calcita

Protolito
rocas calcáreas + intrusión de cuerpos graníticos

Localidad
Xalostoc, Morelos, México



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde con una roca metamórfica, producto de metasomatismo. Presenta textura granoblástica, de grano grueso. En particular los cristales de granates se observan idioblásticos. A simple vista pueden distinguirse cristales de granates color rosado (andradita - grosularia) y piroxenos (diópsida) colores oscuros.

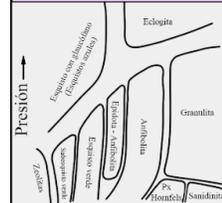
Generalidades: Skarn se refiere a una roca o zona metamorfozada alrededor de una intrusión ígnea que se caracteriza por consistir en una roca carbonatada con introducción metasomática de minerales de Si, Al, Fe y Mg. El nombre viene del idioma sueco, y en su sentido original refiere estrictamente a una asociación de granate cálcico, piroxeno, anfíbol y epidota que caracterizan depósitos minerales de magnetita y calcopirita en Suecia. Las intrusiones asociadas al skarn son comúnmente de composición diorítica o granítica.

Origen: En general, se forman dos tipos de skarn: exoskarns y endoskarns. Los exoskarns son más comunes y se forman en el exterior de un cuerpo intrusivo que entra en contacto con una unidad de rocas carbonatadas. Se forman cuando los fluidos remanentes de la cristalización del plutón entran en contacto con rocas reactivas, generalmente rocas carbonatadas como las calizas. Los fluidos magmáticos reaccionan con la roca encajonante, produciendo alteración metasomática por infiltración y difusión. Por otro lado, los endoskarns se forman dentro del cuerpo intrusivo, donde se han producido fracturas, juntas de enfriamiento y stockworks, lo que resulta en un área permeable, que es propensa a incorporar material de la capa de rocas carbonatadas. Tanto la composición, como las texturas del protolito (roca encajonante y plutón) desempeñan un papel importante en la formación del skarn resultante.

Principales localidades en México: Los depósitos de tipo skarn que se encuentran en México son principalmente de Cu+/-Mo+/-Au+/-Ag, Pb-Zn+/-W+/-Ag y skarns de óxidos de Fe sin sulfuros. Los ambientes tectónicos en donde se generan son principalmente relacionados a subducción continental, que es donde se emplazan la gran mayoría de skarns, asociados comúnmente a plutones graníticos y granodioríticos. A lo largo de la Sierra Madre Oriental se presentan las condiciones geológicas para la génesis de skarns. Este tipo de yacimientos son de gran importancia en la industria minera por ser fuente de minerales como Fe, Cu, W, C (grafito), Zn, Pb, Mo, Sn, U, Au, granates y talco.

Ambiente Geológico
Ambiente de metamorfismo de contacto entre una secuencia calcárea intrusionada por un cuerpo granítico

Facies metamórficas
No aplica, ya que se trata de una roca metasomática



Asociación mineral para facies:
-

Temperatura de metamorfismo
Entre 400 y 800 °C

Presión de metamorfismo
Entre 0 y 2 Kbar

Fuentes de consulta

Best, M. (1982). *Igneous and metamorphic petrology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 630 p.
 Tarbuck, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*, trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.
 Servicio Geológico Mexicano, Yacimientos minerales en México, consultado en: <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual>

Figura 34. Ficha descriptiva Skarn de Granate



Milonita

Rocas Metamórficas



Tipo de metamorfismo

Dinámico

Clasificación por origen

Milonita

Textura

Foliada

Grano

Fino

Matriz

No cuenta con matriz

Minerales observables a simple vista

Cuarzo, calcita, hematita, micas

Minerales observables al microscopio

Cuarzo, calcita, biotita

Protolito

Rocas pelíticas

Localidad

Puebla, México, Complejo Acatlán, placa superior, formación: Granitoides Esperanza.



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde a una milonita, la cual es producto de metamorfismo dinámico, se observa con textura foliada, de grano fino, no cuenta con matriz. En el corte, se pueden distinguir lentes de cuarzo estrados, que nos ayudan a inferir la dirección de los esfuerzos cortantes, en este caso sinestral. El color predominante de la muestra es pardo claro a rojizo. Se observa una crenulación incipiente.

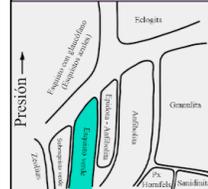
Generalidades: Una milonita es una roca de grano fino a grueso, foliada y frecuentemente granoblástica (aunque esto a veces solo puede observarse bajo el microscopio). se forma por milonitización, un tipo de metamorfismo dinámico, en el que el tamaño de grano de una roca es disminuido por cizallamiento dúctil. Las rocas miloníticas presentan una estructura interna marcada planar y lineal llamada foliación y lineación, que es paralela a la zona de falla.

Origen: El factor dominante en el metamorfismo dinámico es la presión, provocada por el movimiento entre bloques que genera la acción de las fallas. Se caracterizan por la presencia de cantos englobados por una matriz, generados por trituración. Si la cataclasis es muy intensa, la deformación es dúctil en vez de frágil, formándose una milonita, que se caracteriza por ser una roca dura cuyos granos preexistentes fueron deformados y recrystalizados. Estas rocas se forman como resultado de la recrystalización de granos minerales durante una deformación dúctil rápida en zonas de cizalla que varían en espesor desde centímetros hasta decenas o centenas de metros. La milonitización ocurre a profundidades de más de 10 km por debajo de la superficie terrestre. Se presenta bajo condiciones de alta presión y baja temperatura.

Importancia y localización: Este tipo de rocas se pueden encontrar en muchas zonas de sutura de terrenos tectonoestratigráficos; principalmente al sur del territorio nacional, en particular en los estados de Guerrero, Oaxaca, Puebla y Chiapas. Esta muestra corresponde al complejo Acatlán, en la unidad litoestratigráfica denominada "Granitoides Esperanza" que consta de rocas graníticas, apliticas y pegmatíticas, con intercalaciones de bandas metasedimentarias y de rocas verdes; el conjunto forma un complejo cataclástico de protomilonita - milonita - ultramilonita recrystalizado. Estas rocas afloran en los estados de Oaxaca y Puebla.

Ambiente Geológico
alta presión, baja temperatura

Facies metamórficas
Esquistos verdes



Asociación mineral para facies:

Actinolita + albita + clorita + epidota + cuarzo

Temperatura de metamorfismo

350 a 450 °C

Presión de metamorfismo

2 a 4 Kbar

Fuentes de consulta

Best, M. (1982). *Igneous and metamorphic petrology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 630 p.

Tarbut, E.J., Lutgens F. K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*, trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (2005).

Microtectonics. Springer Science & Business Media. pp. 132-158

Figura 35. Ficha descriptiva Milonita



Augen gneiss

Rocas metamórficas



Colección Facultad de Ingeniería, UNAM

Tipo de metamorfismo
Dinámico

Clasificación por origen
Protomilonita

Textura
Milonítica

Grano
Grueso

Matriz
Afanítica

Porcentaje de matriz
15%

Minerales observables a simple vista
feldespato, cuarzo, goethita, limonita

Minerales observables al microscopio
Microclina, biotita, clorita, titanita, minerales opacos

Protolito
Granito

Localidad
Km 130 carretera Palomas - Acatlán, Puebla, México
Formación: Granitoides Esperanza, Complejo Acatlán.



Descripción macroscópica: Esta muestra corresponde con un augengneiss, recibe este nombre por la apariencia de sus cristales, que tienen forma lenticular, sin embargo, vistos desde un corte transversal a su eje longitudinal, se asemejan a ojos. Es una roca producto de metamorfismo dinámico. La textura que presenta es milonítica, con porfiroclastos de feldespatos en una matriz afanítica que no supera el 15% de la muestra. Pueden reconocerse, además de los feldespatos, cristales deformados de cuarzo, así como goethita y limonita. Haciendo un análisis de la forma de los porfiroclastos de feldespato, se puede inferir el sentido de rotación que tuvieron, en este caso en sentido antihorario, que implica un sentido de corte dextral.

Generalidades: Una milonita es una roca de grano fino a grueso, foliada y frecuentemente granoblástica (aunque esto a veces solo puede observarse bajo el microscopio), se forma por milonitización, un tipo de metamorfismo dinámico, en el que el tamaño de grano de una roca es disminuido por cizallamiento dúctil. Las rocas miloníticas presentan una estructura interna marcada planar y linear, llamada foliación y lineación, que es paralela a la zona de falla.

Origen: El factor dominante en el metamorfismo dinámico es la presión, provocada por el movimiento entre bloques o placas que genera la acción de las fallas. Si la cataclasis es muy intensa, la deformación es dúctil en vez de frágil, formándose una milonita, que se caracteriza por ser una roca dura cuyos granos preexistentes fueron deformados y recristalizados. La milonitización ocurre a profundidades de más de 10 km por debajo de la superficie. Se presenta bajo condiciones de alta presión y baja temperatura.

Principales localidades en México: Este tipo de rocas se pueden encontrar en muchas zonas de sutura de terrenos tectonoestratigráficos; principalmente al sur del territorio nacional, en particular en los estados de Guerrero, Oaxaca, Puebla y Chiapas. Esta muestra pertenece al complejo Acatlán, a la unidad litoestratigráfica denominada "Granitoides Esperanza" que consta de rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas, con intercalaciones de bandas metasedimentarias y de rocas verdes; el conjunto forma un complejo cataclástico de protomilonita - milonita - ultramilonita recristalizado. Estas rocas afloran en los estados de Oaxaca y Puebla.

Ambiente Geológico
Ambiente de alta presión y baja temperatura, zonas de grandes fallas

Facies metamórficas
Esquistos verdes



Asociación mineral para facies de esquistos verdes
Actinolita + albita + clorita + epidota + cuarzo

Temperatura de Metamorfismo
300 a 400 °C

Presión de Metamorfismo
4 a 8 KBar

Fuentes de consulta
Best, M. (1982). *Igneous and metamorphic petrology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 630 p.
Tarbuck, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra, trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall*, 686 p.
Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media. pp. 132-158

Figura 36. Ficha descriptiva Augen gneiss

7 Fichas descriptivas de afloramientos



Espacio escultórico

Ciudad Universitaria, Ciudad de México



Ubicación e historia:

Se encuentra al sur de la Ciudad de México, dentro del Centro Cultural Universitario de la UNAM. Se inauguró el 23 de abril de 1979, como una obra colectiva a cargo de los artistas Federico Silva, Helen Escobedo, Herstúa, Manuel Felguérez, Mathías Goeritz y Sebastián. El espacio escultórico es una escultura de 120 metros de diámetro, compuesta por 64 prismas triangulares, sobre un anillo circular de rocas basálticas. En este sitio se alojan lavas del volcán Xitle, el cual es un volcán monogenético (esto es, que hizo erupción durante un solo periodo y que permaneció activo desde un mes hasta diez años) de composición basáltica. Las lavas del Xitle son del tipo *pahoehoe* que forman cordones y *Aa* que son rugosas y reflejan su fluidez. Las lavas bajaron hacia el norte del volcán y fluyeron después hacia el este, siguiendo los antiguos canales fluviales.



Geología:

El espacio escultórico se encuentra dentro de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel (REPSA) que constituye un patrimonio geoecológico universitario que se asienta sobre derrames de lava alimentados por un extenso y complejo sistema de tubos (cuevas) del volcán Xitle ubicado al suroeste de la cuenca de México. El Xitle (ombligo) es uno de los volcanes más jóvenes de la Faja Volcánica Transmexicana con una edad de $2\ 030 \pm 60$ años antes del presente. Perteneció a la Sierra Chichinautzin que es un campo volcánico ubicado en la porción central del Cinturón Volcánico Transversal (CVT), mismo que, con una dirección general oeste-este, cruza a México entre los 19° y los 20° de latitud norte, desde el océano Pacífico hasta el Golfo de México.

Aunque la actividad del volcán fue predominantemente efusiva, también produjo una cantidad importante de cenizas, preservadas hasta varios kilómetros del cono principal (Martin del Pozzo, 1982). La falta de paleosuelo entre las diferentes unidades, indican que los flujos se emplazaron durante un mismo episodio eruptivo. La organización compleja de los flujos sugiere bajas, así como fluctuantes tasas de emisión de lava, lo que favorece la formación de múltiples unidades de flujo. Sin embargo, el espesor importante de la sucesión implica una larga duración de abastecimiento en lava fluida (Palacio y Guibaud, 2015).

La erupción del Xitle destruyó el sitio urbano preclásico de Cuicuilco (lugar del canto; 700 a.C. a 150 d.C.), y posiblemente ocasionó la migración y reacomodo de la población hacia el norte y este de la cuenca. Sus lavas enterraron las pirámides del centro arqueológico y se perdieron zonas agrícolas

Fisiografía:

Las lavas allí expuestas forman secuencias de lóbulos inter-conectados con superficie localmente fragmentada y deformada de apariencia viscosa. El interés vulcanológico principal del sitio consiste en la posibilidad de caminar directamente sobre la lava y observar la textura rugosa de su superficie, así como la organización compleja de los flujos. En otros sitios estas características se encuentran cubiertas por la vegetación.

Fuentes de consulta

del Pozzo, A.L.M. (1982). Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 45, 9.

Siebe C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 104 (1-4): 45-64.

Palacio Prieto, J. L. & Guilbaud, M.N. (2015). Patrimonio natural de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel y áreas cercanas: sitios de interés geológico y geomorfológico al sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 227-244.

Wallace, P.J. & Carmichael, (1999). Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.



Figura 37. Ficha descriptiva Espacio Escultórico



Cantera Oriente, lado Norte

Ciudad Universitaria, Ciudad de México



Ubicación e historia:

Se encuentra dentro del campus de Ciudad Universitaria, UNAM, al NE 30° SW del volcán Xitle. La Cantera Oriente, corresponde a la Zona de Amortiguamiento A3 de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel de Ciudad Universitaria (REPSA). De 1970 a 1996 este sitio fue explotado por la Planta de Asfalto del Departamaneto del Distrito Federal, con el fin de obtener basaltos que se utilizarían en la pavimentación de las vialidades de la Ciudad de México. Durante este tiempo de explotación se extrajeron cerca de 5 millones y medio de metros cúbicos de basaltos. A partir de 1996 la Cantera Oriente se integra a la REPSA. Actualmente la Cantera Oriente representa una zona de amortiguamiento y refugio de la biota de la Cuenca de la Ciudad de México.



Geología:

La Cantera Oriente de CU se ubica sobre derrames de lava provenientes del volcán Xitle, un cono de escorias (tezontle) y cenizas arenosas que se encuentra sobre la ladera noreste del extinto volcán Ajusco, parte de la Sierra de Chichinautzin. Sus flujos lávicos discurren con dirección general hacia el norte, siendo controlados por la topografía y llegando a 12 km de distancia del centro emisor, cubriendo una superficie total de 70 Km² (Palacio y Guilbaud, 2015).

En el sitio se puede apreciar una serie de cinco a siete derrames o coladas de lava producto de las erupciones del volcán Xitle (Rojo, Medina y Marcos, 2016); cada unidad se define por una corteza vesicular de color rojo en las paredes que rodea un núcleo denso de color gris. Las lavas son andesitas basálticas, ricas en álcalis, y contienen cristales de olivinos, plagioclasas y clinopiroxenos (Wallace y Carmichael, 1999). La altura del corte que se observa en la cantera es de 50 m. aproximadamente.

La falta de paleosuelo entre las diferentes unidades, indican que los flujos se emplazaron durante un mismo episodio eruptivo. La organización compleja de los flujos sugiere bajas, así como fluctuantes tasas de emisión de lava, lo que favorece la formación de múltiples unidades de flujo. Sin embargo, el espesor importante de la sucesión implica una larga duración de abastecimiento en lava fluida (Palacio y Guilbaud, 2015).

Fisiografía:

La Sierra Chichinautzin es un campo volcánico ubicado en la porción central del Cinturón Volcánico Transversal. Está compuesta por más de 220 pequeños edificios volcánicos y derrames lávicos cuaternarios asociados con secuencias de tefra y depósitos aluviales que cubren una extensión aproximada de 2340 km². La mayor parte de las rocas corresponden a andesitas y dacitas, que definen una serie calcalina. El Xitle, ubicado en la porción norte de la Sierra Chichinautzin es considerado como el volcán más joven de la zona (Palacio y Guilbaud, 2015).

Fuentes de consulta:

Ficha descriptiva REPSA. (s.f.). Ciudad de México, México. Reserva Ecológica del Pedregal de Santo Domingo. Recuperado de: <http://www.repsa.unam.mx/index.php/ubicacion/mapa-del-sitio/44-2013-08-07-13-15-59/29>.

Palacio Prieto, José Luis & Guilbaud, Marie-Noëlle. (2015). Patrimonio natural de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel y áreas cercanas: sitios de interés geológico y geomorfológico al sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 227-244.

Rojo-Yaniz, R., Medina, J. & Marcos, E. (2016). Visita técnica académica a la cantera de los Pumas en Ciudad Universitaria. *Geotecnía*, (239), 20-25.

Wallace, P.J. & Carmichael, (199). Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.



Figura 38. Ficha descriptiva Cantera Oriente, lado Norte



Cantera Oriente, lado Sur

Ciudad Universitaria, Ciudad de México



Ubicación e historia:

Se encuentra dentro del campus de Ciudad Universitaria, UNAM, al NE 30° SW del volcán Xitle. La Cantera Oriente, corresponde a la Zona de Amortiguamiento A3 de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel de Ciudad Universitaria (REPSA). De 1970 a 1996 este sitio fue explotado por la Planta de Asfalto del Departamaneto del Distrito Federal, con el fin de obtener basaltos que se utilizarían en la pavimentación de las vialidades de la Ciudad de México. Durante este tiempo de explotación se extrajeron cerca de 5 millones y medio de metros cúbicos de basaltos. A partir de 1996 la Cantera Oriente se integra a la REPSA. Actualmente la Cantera Oriente representa una zona de amortiguamiento y refugio de la biota de la Cuenca de la Ciudad de México.



Geología:

La Cantera Oriente de CU se ubica sobre derrames de lava provenientes del volcán Xitle, un cono de escorias (tezonle) y cenizas arenosas que se encuentra sobre la ladera noreste del extinto volcán Ajusco, parte de la Sierra de Chichinautzin. Sus flujos lávicos discurren con dirección general hacia el norte, siendo controlados por la topografía y llegando a 12 km de distancia del centro emisor, cubriendo una superficie total de 70 Km² (Palacio y Guilbaud, 2015).

En el sitio se puede apreciar una serie de cinco a siete derrames o coladas de lava producto de las erupciones del volcán Xitle (Rojo, Medina y Marcos, 2016); cada unidad se define por una corteza vesicular de color rojo en las paredes que rodea un núcleo denso de color gris. Las lavas son andesitas basálticas, ricas en álcalis, y contienen cristales de olivinos, plagioclasas y clinopiroxenos (Wallace y Carmichael, 1999). La altura del corte que se observa en la cantera es de 50 m. aproximadamente.

La falta de paleosuelo entre las diferentes unidades, indican que los flujos se emplazaron durante un mismo episodio eruptivo. La organización compleja de los flujos sugiere bajas, así como fluctuantes tasas de emisión de lava, lo que favorece la formación de múltiples unidades de flujo. Sin embargo, el espesor importante de la sucesión implica una larga duración de abastecimiento en lava fluida (Palacio y Guilbaud, 2015).

Fisiografía:

La Sierra Chichinautzin es un campo volcánico ubicado en la porción central del Cinturón Volcánico Transversal. Está compuesta por más de 220 pequeños edificios volcánicos y derrames lávicos cuaternarios asociados con secuencias de teña y depósitos aluviales que cubren una extensión aproximada de 2340 km². La mayor parte de las rocas corresponden a andesitas y dacitas, que definen una serie calcalcalina. El Xitle, ubicado en la porción norte de la Sierra Chichinautzin es considerado como el volcán más joven de la zona (Palacio y Guilbaud, 2015).

Fuentes de consulta:

Ficha descriptiva REPSA. (s.f.). Ciudad de México, México. Reserva Ecológica del Pedregal de Santo Domingo. Recuperado de: <http://www.repsa.unam.mx/index.php/ubicacion/mapa-del-sitio/44-2013-08-07-13-15-59/29>.

Palacio Prieto, José Luis & Guilbaud, Marie-Noëlle. (20015). Patrimonio natural de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel y áreas cercanas: sitios de interés geológico y geomorfológico al sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 227-244.

Rojo-Yaniz, R., Medina, J. & Marcos, E. (2016). Visita técnica académica a la cantera de los Pumas en Ciudad Universitaria. *Geotecnia*, (239), 20-25.

Wallace, P.J. & Carmichael, (199). Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.



Figura 39. Ficha descriptiva Cantera Oriente, lado Sur



Peñas de Dexcani

Jilotepec, Estado de México

Ubicación:

El campo volcánico de Jilotepec se encuentra en la parte centro-norte del Cinturón Volcánico Mexicano. El municipio de Jilotepec se ubica al noroeste del estado de México, colinda al norte con el estado de Hidalgo, a una altura entre 2200 y 2500 msnm. El término Jilotepec proviene del náhuatl *xilotl*, "jilote", mazorca tierna; *tepetl*, "cerro", y el sufijo *c*, "en", y en conjunto se interpretan como "En el cerro de los jilotes". El jeroglífico toponímico de Jilotepec, que se encuentra en el Códice Mendocino, está compuesto por la representación de un cerro y, sobre él, dos mazorcas con las espigas del maíz tierno. Es un municipio con una importante actividad agrícola y ganadera. Tiene importantes zonas naturales actualmente convertidas en parques como el Parque El Llano y Las Peñas, donde los amantes de la naturaleza y el turismo de aventura se dan cita.



Geología:

El municipio de Jilotepec se encuentra entre los paralelos 19° 51' y 20° 11' de latitud norte y los meridianos 99° 25' y 99° 44'. De acuerdo con el Plan de Desarrollo Municipal (2016), el municipio de Jilotepec se caracteriza por el predominio de rocas volcánicas recientes que cubren 85% de la superficie, y paleógenas el 15% restante. Las formaciones recientes son calcialcalinas y las paleógenas van de ácidas a intermedias; ambas presentan depósitos piroclásticos, aunque las terciarias, además, cuentan con depósitos volcanoclásticos producidos por rocas volcánicas fragmentadas por intemperismo y erosión. Las rocas que afloran en la localidad son basaltos (63.3%), volcanoclásticos (14.99%), andesitas (9.57%), toba ácida (6.0%), brecha volcánica básica (1.6%) y riolitas (0.08%).

Leyva (2006), divide la zona del Campo Volcánico de Jilotepec en dos unidades, unas previas al Campo Volcánico y otras propias del Campo. La primera división se caracteriza por la presencia de domos, un derrame de lava andesítica, andesitas, riolitas y depósitos fluvio-lacustres e ignimbritas. Por otro lado, en las unidades del Campo Volcánico de Jilotepec se forman conos cineríticos, derrames asociados, domos aislados, un complejo de domos grandes, el volcán Nopala con sus derrames asociados, y derrames aislados.

Fisiografía:

Jilotepec forma parte del sistema montañoso de la Sierra Nevada del Eje Volcánico y corresponde a la subprovincia fisiográfica de las Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo (92.36%) y Lagos y Volcanes de Anáhuac (7.64%). Al sur del municipio se extiende el sistema montañoso formado por la Sierra de Jilotepec, con bosques y formaciones rocosas como las Peñas de Dexcani, y la Sierra de San Andrés. Las topoformas que pueden encontrarse son Lomeríos de basalto (72.81%), escudos de volcanes (9.1%), Sierra compleja (7.64%), Vaso lacustre con lomerío (7.31%) y Sierra volcánica de laderas tendidas (0.31%).

Fuentes de consulta:

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2009). Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos, Jilotepec, México. Recuperado de http://www3.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos_geograficos/15/15045.pdf

Leyva, E. (2006). Geología y geomorfología del Campo Volcánico de Jilotepec (tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

Municipio de Jilotepec (2016). Plan de desarrollo Municipal. Recuperado de https://www.ipomex.org.mx/recursos/ipo/files_ipo/2017/118/1/0fadf9a33ab3bdfelb70a7d00d7908.pdf

Muñoz-Arellano, S. (2016). Estudio de Acarofauna edáfica (arcadia: prostigmata) en una ladera de la micro cuenca del río Dexcani, Jilotepec, Estado de México (tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

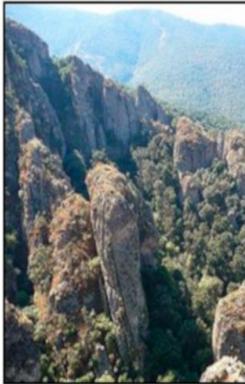


Figura 40. Ficha descriptiva Peñas de Dexcani



Presas de Zimapán

Cañón del Infiernillo, Querétaro-Hidalgo, México



Ubicación y datos:

La presa hidroeléctrica Fernando Hiriart Valderama, también conocida como presa de Zimapán, coordenadas geográficas 99°30' de longitud oeste y 20°40' de latitud norte, es una presa ubicada en el cauce que une los ríos San Juan y Tula, entre los límites de los municipios de Cadereyta y Zimapán de los estados de Querétaro e Hidalgo respectivamente. A partir de esta presa el cauce toma el nombre de Río Moctezuma, cuyo curso es el límite físico de los dos estados mencionados, fue puesta en operaciones el 27 de septiembre de 1996. De acuerdo con cifras de CONAGUA (2008), cuenta con una central hidroeléctrica capaz de generar 292 MW de energía eléctrica y su embalse tiene una capacidad aproximada de 1,360 hm³ de agua.

Clima:

El clima que predomina en la región es semiseco o semiárido por su grado de humedad, y semicálido por su temperatura.



Geología:

La geología presente en la presa de Zimapán es diversa. Afloran rocas marinas del mesozoico intensamente deformadas y falladas producto de la orogenia Laramide, cuyas edades van desde el Jurásico Superior hasta el Turoniano-Campiano. Dicho paquete sedimentario se encuentra cubierto de forma discordante por rocas ígneas extrusivas del paleógeno, con rocas cuya composición es muy variable, desde basálticas, andesíticas hasta ácidas, formando cuerpos de tobas arenosas y tobas soldadas intercaladas con derrames y brechas (Rodríguez, 1988).

El río Moctezuma en el Cañón del Infiernillo corta una secuencia de calizas y dolomitas de plataforma de la Formación El Doctor, la cual está montada sobre calizas arcillosas, lutitas calcáreas y areniscas de las Formaciones Méndez y Soyatal (Foyo *et al.*, 1997).

El Cañón del Infiernillo, donde se localiza la cortina de la presa, está conformado por calizas dolomíticas y dolomías brechoides de la Formación El Doctor, que por contacto tectónico sobreyace a una alternancia de calizas arcillosas, lutitas calcáreas y areniscas de la Formación Soyatal. Ocasionalmente se presentan entre los estratos, capas delgadas de material arcilloso. Estructuralmente, el Cañón es un homoclinal de 10° de buzamiento de margen derecha a izquierda y hacia aguas abajo. Tiene una altura de 400 m con ambas paredes casi verticales y una anchura de 9 m en el cauce y 270 m en su parte superior (Arévalo, 1991).

Fisiografía:

La presa de Zimapán se encuentra en el límite de las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Oriental, la Mesa Central y hacia el suroeste el Eje Neovolcánico, cuyo límite está marcado por los cauces de los ríos Tula y San Juan. El rasgo más característico lo constituye el Cañón del Infiernillo, donde fluye el río Moctezuma a una cota de 1100 msnm.

Fuentes de consulta:

Arévalo, V. (1991). Excavación de Galerías de Inyección, Drenaje e Inspección del Proyecto 3 Hidroeléctrico Zimapán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 51(1), p. 3-9.

Chávez, D. (2019). Estudio petrográfico, sedimentológico, estructural de la formación Soyatal en el margen occidental de la cuenca de Zimapán, Estados de Querétaro e Hidalgo (tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

Foyo, A., Tomilo, C., Maycote, J. & Willis, P. (1996). Geological features, permeability and groutability characteristics of the Zimapán Dam foundation, Hidalgo State, Mexico. *ELSEVIER, Engineering Geology*, 46, p. 157-174.

Comisión Nacional del Agua (2008). Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Estadísticas del Agua en México - Edición 2008. p. 69.

Rodríguez, V. (1988). Geología y geotecnia del vaso y boquilla del P. H. Zimapán, sobre el río Moctezuma, estados de Hidalgo y Querétaro (tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.



Figura 41. Ficha descriptiva Presa de Zimapán



Fragmento de estatua en andesita a la Diosa Chicomecóatl

Tetzcotzincó, Texcoco, Estado de México



Ubicación y clima:

El cerro del Tetzcotzincó está localizado en el Municipio de Texcoco, Estado de México. La altura del Tetzcotzincó es de 2,353 msnm, el clima es templado, subhúmedo con lluvias en verano, la temperatura promedio es de 15°C y tiene 710 mm de lluvia. Forma parte de una cordillera en forma de semicírculo formada por los cerros Tepetan, Tecuilachi y Colzi de sur a norte.

Hidrología y paisaje:

Se compone por corrientes de agua temporales, canales de riego, manantiales y pozos profundos. Más del cuarenta por ciento del paisaje está dominado por rocas. Tiene una superficie de 40 hectáreas.

Vegetación:

Muchas de las plantas del lugar fueron introducidas en tiempos de Nezahualcóyotl como parte de su jardín botánico. Se encuentran especies de bosque de encinar, matorral xerófilo, pastizales, plantas arbóreas y plantas medicinales.



Geología:

La Cuenca de México se encuentra rodeada por varias centenas de estructuras volcánicas recientemente activas y agrupadas en diversas sierras. En la porción oriental de esta cuenca se localiza la Sierra Nevada (SN) cuya orientación general es N-S, y está formada al sur por algunos de los estratovolcanes más altos del país como el Popocatepetl (5,452 m s.n.m.) y el Complejo Volcánico Iztaccihuatl (5,230 m s.n.m.). El sector norte lo conforma el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón, con una orientación preferencial NE-SW. El cerro del Tetzcotzincó se encuentra a las faldas del complejo volcánico Tláloc-Telapón. Las rocas más antiguas, identificadas en pozos exploratorios realizados en la región, son de una secuencia sedimentaria mesozoica (Fries, 1960; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), que está sobrecubierta por derrames de lava, brechas y depósitos piroclásticos del Cenozoico. Estas rocas volcánicas presentan una composición variable entre andesita-basáltica y dacita. Algunas de estas rocas fueron fechadas por el método K-Ar (información recopilada por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), lo que permitió la identificación de dos periodos de actividad ígnea: uno de 31 a 21.7 ± 1.3 Ma y otro de 15.8 a 8.7 ± 0.7 Ma. Sin embargo, Ferrari et al. (2003) obtuvieron edades más jóvenes de entre 19.6 - 16.7 y 9 Ma para algunas rocas previamente fechadas de ambos periodos, lo que hace necesario reconsiderar los datos geocronológicos.

Historia:

Tetzcotzincó quiere decir pequeño Tetzco o querido Tetzco (Medina, 1997), fue uno de los jardines de recreo del rey Nezahualcóyotl. Era un bosque que contaba con un sistema hidráulico que lo abastecía de agua y con reservorios de almacenamiento conocidos popularmente como "baños". El Tetzcotzincó fue un cerro sagrado, en la piedra viva de sus laderas fueron tallados baños, pilas de agua y escalinatas lo cual lo hace uno de los dos casos de arquitectura monolítica en el México prehispánico (El otro caso es Malinalco). En el cerro también fueron construidos templos y palacios. Chicomecóatl era la diosa mexicana de la subsistencia, en especial del maíz, principal patrona de la vegetación y, por extensión, diosa también de la fertilidad.

Referencias:

Fries, C. Jr. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología, 60, 236.

Ferrari, L., et al. (2003). Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin: GEOS, 23 (2), Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y programas, p. 120.

Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México: Geofísica Internacional, 28, 133-190.

Medina, M. (1998). Arte y estética del Tetzcotzincó. Arquitectura de paisaje en la época de Nezahualcóyotl. Programa Editorial de la Coordinación de Humanidades. UNAM. p. 220.

Domínguez, M. C. (2007). Arqueología y astronomía del antiguo Tetzcotzincó, Estado de México. Tesis de grado. Escuela Nacional de Antropología e Historia.

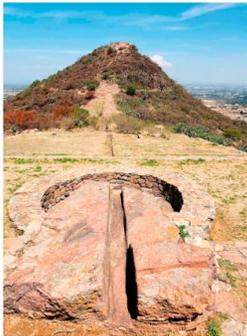


Figura 42. Ficha descriptiva Fragmento de estatua en andesita a la Diosa Chicomecóatl

8 Conclusiones

El uso de nuevas tecnologías, como en este caso, los modelos 3D de rocas, minerales y afloramientos, pueden contribuir de forma positiva en el proceso de enseñanza académica, ya que permiten utilizarse de manera remota, ayudando a cubrir aspectos que anteriormente solo podían hacerse de forma presencial.

Como se mencionó al principio de este trabajo, un modelo tridimensional no se puede comparar con tener, observar y manipular el objeto en sí, ya que hay aspectos como la temperatura al tacto, el peso, incluso el olor o el sabor que presentan los minerales y las rocas, que actualmente resultan prácticamente imposibles de reproducir, sin embargo, la interacción con modelos 3D proporciona una buena aproximación al objeto de estudio, en el caso de los minerales se puede observar su hábito, el color, el tipo de fractura (si presenta), la exfoliación o crucero (si presenta). En los modelos de rocas, dependiendo el tipo de roca, pueden observarse características como su textura, el tamaño de sus componentes, el color, estructuras sedimentarias, entre otras.

Con respecto a los modelos 3D de afloramientos de rocas, cuentan con el valor agregado de que permiten observar las características geológicas de estos sitios en cualquier momento, estando en cualquier lugar, lo que implica no tener que hacer un viaje para poder ver un afloramiento o, en el caso de los minerales y rocas, acudir al laboratorio para obtener una muestra para su estudio.

Actualmente se vive un periodo difícil, hemos tenido que comenzar con una “nueva normalidad” donde poder trabajar y estudiar de forma remota se vuelve cada vez más necesario. Tenemos que adaptarnos a estas condiciones y seguir estando a la vanguardia educativa, creando e incorporando el uso de nuevas tecnologías al proceso de aprendizaje.

En el caso de los alumnos que cursan asignaturas relacionadas con Ciencias de la Tierra, resulta muy importante cubrir algunos aspectos básicos en su formación, entre otros destacan:

- La identificación o reconocimiento de minerales y rocas.
- Salidas de campo para observar, medir y reconocer aspectos geológicos en afloramientos.

La hipótesis de este trabajo se cumple al observar que cuando se incorporan modelos 3D durante las sesiones de enseñanza, se logra acortar la brecha entre la teoría y la práctica, no se debe esperar hasta salir a campo o tener una muestra en las manos para poder observar ciertas características del mineral, roca o afloramiento.

El contenido de este trabajo puede ser consultado mediante un dispositivo móvil o computadora, desde cualquier sitio y al estar conectados a la red, la disponibilidad es permanente.

Se espera que el contenido de este material didáctico continúe incrementándose, de forma que en el futuro se pudiera contar con una colección de modelos 3D más amplia tanto de minerales, rocas, y afloramientos, que pueda ser útil para alumnos de las carreras de ingeniería geológica, ingeniería geofísica, ingeniería de minas y metalurgia, ingeniería civil, ingeniería geomática e ingeniería ambiental, entre otras carreras afines a las Ciencias de la Tierra.

Como recomendación, se podría trabajar en conjunto con el departamento de Informática para solicitar un espacio en la nube donde poder alojar y visualizar los modelos 3D, esto podría servir no solo a bien de la Facultad de Ingeniería, si no de todas aquellas facultades que requieran hospedar modelos 3D para sus respectivas disciplinas.

Apéndice A: Minerales

1 Definición de mineral

A través del tiempo, la definición de un mineral se ha ido modificando para adaptarse a los avances tecnológicos y científicos. En términos generales, un mineral es un elemento o compuesto químico normalmente *crystalino* que ha sido formado como resultado de procesos geológicos. Con esta breve definición se puede abarcar la gran mayoría de las sustancias aceptadas como un mineral, aunque, existen excepciones; algunas sustancias que no cumplen estrictamente estos requerimientos son consideradas minerales, por lo que en ocasiones la línea que divide a una sustancia de ser considerada un mineral o no, puede no estar muy bien definida. A continuación, de acuerdo con Nickel E., H. (1995) se explicarán los requerimientos que se tienen para que una sustancia pueda considerarse un mineral y qué criterios se han tomado para discernir a ciertas sustancias de ser, o no, un mineral.

Cristalinidad

El término “cristalino”, significa que la sustancia posee un ordenamiento atómico a una escala que es capaz de producir un patrón de difracción “indexable” (por ejemplo, con los índices de Miller), cuando la sustancia es atravesada por una onda electromagnética con una longitud de onda apropiada, como por rayos X. Existen sustancias que ocurren de forma natural que no son cristalinas, dichas sustancias pueden ser divididas en dos grupos, *amorfas*, implica que esas sustancias nunca han sido cristalinas y *metamícticas* que son sustancias que alguna vez fueron cristalinas, pero perdieron su arreglo atómico debió a radiación ionizante emitida por átomos de la propia sustancia o cercanas.

La barrera que impide considerar estas sustancias como minerales es la dificultad para caracterizarlas desde el punto de vista químico, es decir, determinar si se trata de un verdadero compuesto químico o de una mezcla. De forma general estas sustancias reciben el nombre de *mineraloides*, sin embargo, existen sustancias amorfas que han sido aceptadas como minerales, por ejemplo, la georgita (grupo de los carbonatos) y la calciouranoita (grupo de los óxidos). Las sustancias metamícticas formadas durante procesos geológicos, pueden llegar a ser consideradas una especie mineral si se demuestra que la sustancia original, previo a la metamictización, poseía un arreglo cristalino y mantiene la misma composición química. Las evidencias que se requieren para demostrar que previamente era un mineral incluyen la restauración de la cristalinidad mediante un tratamiento térmico y que el patrón de difracción emitido coincida con la morfología externa (si la tuvo) del cristal original. Un ejemplo de este caso es la Fergusonita – Y (del grupo de los óxidos que contiene tierras raras). Un caso especial es cuando una sustancia de origen natural, no cristalina bajo condiciones ambientales, puede volverse cristalina cuando pasa a su fase sólida, por ejemplo, el agua en fase líquida no es considerada un mineral, sin embargo, en su fase sólida, como hielo, es considerada un mineral. Otro caso especial es del mercurio, que es considerado un mineral pese a que éste no ocurre de forma cristalina en nuestro planeta.

Estabilidad bajo condiciones ambientales

Muchos minerales fueron formados bajo condiciones de alta temperatura y/o presión, y son metaestables bajo condiciones ambientales, otros tienden a deshidratarse cuando son removidos del lugar de donde se formaron originalmente. Para estudiar y lograr caracterizar estos minerales, se requiere el uso de tratamientos especiales que prevengan la pérdida de sus características físicas y químicas.

Sustancias extraterrestres

Las sustancias extraterrestres, como meteoritos, rocas lunares, marcianas, etc., fueron aparentemente producidas por procesos similares a los que ocurren en la Tierra, por lo tanto, estos procesos son ahora llamados geológicos, aunque originalmente “geología” implicaba el estudio de las rocas de este planeta. En consecuencia, los componentes naturales de las rocas y polvo extraterrestre son considerados minerales.

Sustancias antropogénicas

Las sustancias antropogénicas son aquellas producidas por el hombre, y no son consideradas como minerales. Si estas sustancias hechas por el hombre presentan las mismas características y propiedades que las que posee algún mineral, entonces se puede decir que se trata de un equivalente sintético del mineral en cuestión, como por ejemplo con los diamantes sintéticos, en donde no participa ningún evento geológico en su génesis, sin embargo, cuenta con una estructura cristalina idéntica a la de un diamante natural.

Sustancias antropogénicas modificadas por procesos geológicos

Existen compuestos químicos de origen antropogénico que han sido afectados por procesos geológicos, que en ocasiones han sido aceptados como minerales, por ejemplo, algunos minerales de las minas de Laurión, en Grecia. Estos minerales fueron formados, por la reacción del agua del mar con los residuos mineros de la explotación de menas de plomo y plata. Sin embargo, actualmente, existen tantos compuestos químicos antropogénicos en casi todos los ambientes, que la CNMMN ha estipulado que, nuevas sustancias antropogénicas encontradas, que hayan sufrido cambios debido a procesos geológicos, ya no serán consideradas un mineral. Solo se podrán considerar nuevos minerales cuando estos deriven de procesos geológicos que afectaron a rocas que hayan sido expuestas por la actividad humana, por ejemplo, por minería, o durante la construcción de una obra de ingeniería, siempre y cuando esta exposición de rocas no haya sido planificada con el propósito de alterarla para generar nuevos minerales. Otro caso particular es el de los incendios dentro de las minas, que en ocasiones pueden llegar a formar compuestos químicos, pero, ya que no es claro el punto en donde la intervención humana comienza al iniciar el incendio, estas sustancias no son consideradas como minerales.

Sustancias biogénicas

Las sustancias biogénicas son compuestos químicos producidas completamente por procesos biológicos sin haber sido afectadas por algún proceso geológico, por ejemplo, las conchas de moluscos, los cálculos renales o los cristales de oxalatos en los tejidos de algunas plantas. Ya que estas sustancias no fueron modificadas por procesos geológicos, no son aceptadas como minerales. Sin embargo, si existieron procesos geológicos involucrados en la génesis del compuesto, pueden ser considerados minerales; Algunos ejemplos de minerales aceptables de este tipo son sustancias cristalizadas que derivan de materia orgánica atrapada en lutitas negras o del guano en grutas y cuevas, de la misma forma, los constituyentes de calizas y fosforitas que provienen de organismos marinos.

¿Quién se encarga de validar y aceptar a una sustancia como un mineral?

Actualmente quien determina si una sustancia cumple con los requisitos para ser considerada un mineral, es la Comisión de Nuevos Minerales y Nombres de Minerales (CNMMN), por sus siglas del inglés Commission on New Minerals and Mineral Names, de la Asociación Mineralógica Internacional (IMA) por sus siglas en inglés International Mineralogical Association. Es una organización internacional fundada en 1958, cuyo objetivo es promover la cooperación internacional en las ciencias mineralógicas. Actualmente, para el año 2021, existen aproximadamente 5,700 especies minerales conocidas y aprobadas por la CNMMN de la IMA

2 Clasificación de minerales

En la antigüedad los minerales se solían clasificar con criterios basados en su aspecto físico; Teofrasto, en el siglo III a.C., creó la primera lista sistemática cualitativa conocida; Plinio el Viejo (siglo I) en su “Historia Natural”, realizó una sistemática mineral, trabajo que, en la Edad Media sirvió de base a Avicena; posteriormente Linneo (1707-1778) intentó idear una nomenclatura fundándose en los conceptos de género y especie, pero no tuvo éxito y dejó de usarse en el siglo XIX; con el posterior desarrollo de la química, el químico sueco Axel Fredrik Cronstedt (1722-1765) elaboró la primera clasificación de minerales en función de su composición.

Para 1837 el geólogo estadounidense James Dwight Dana publicó por primera vez su System of Mineralogy en donde propone una clasificación mineralógica considerando la estructura y composición química que junto con la de Strunz son las más utilizadas en la actualidad. La clasificación de Dana asigna un número de cuatro partes a una especie mineral. Su número de clase se basa en los grupos de composición importantes; el número de tipo da la relación de cationes/aniones en el mineral; y los dos últimos números corresponden al grupo de minerales por similitud estructural dentro de un tipo o clase determinada. La clasificación de Strunz, llamada así por el mineralogista alemán Karl Hugo Strunz, se basa en el sistema de Dana, pero combina tanto criterios químicos como estructurales, estos últimos con respecto a la distribución de los enlaces químicos.

Desde mitad del siglo XIX, los minerales han sido sistemáticamente agrupados en diferentes clases con base en su composición química. Por lo general, dichos grupos se clasifican considerando al anión dominante o anión complejo presente en la composición química. Actualmente los minerales se clasifican (en orden creciente de generalidad) según la especie, que en ocasiones puede formar series con otros minerales, y por grupos minerales que comparten algunas características físicas y químicas.

Una **especie mineral**, se distingue una de otra por sus propiedades químicas y físicas específicas y únicas. Puede haber más de dos minerales que compartan la misma fórmula química, pero si tienen una estructura cristalina diferente, entonces se considerará otra especie. Por ejemplo, el grafito y el diamante, ambos están formados por C, sin embargo, en el grafito los átomos de carbono se ordenan en forma de láminas, que se unen unas con otras mediante enlaces débiles, lo que origina planos de exfoliación o ruptura preferencial. En los diamantes, todos los átomos de C, se unen unos con otros átomos de C mediante enlaces fuertes (covalentes), en una estructura tridimensional compacta, lo que lo vuelve un mineral muy duro puesto que no presenta planos de exfoliación.

Una **variedad mineral** es un tipo específico de especie mineral que difiere por alguna característica física, como el color o el hábito cristalino. Un ejemplo es la amatista, que es una variedad color púrpura del cuarzo.

Una **serie mineral**, se presenta cuando existe un rango de composición entre dos especies minerales. Por ejemplo, en el grupo del olivino, se encuentra la serie forsterita (Mg_2SiO_4), fayalita ($Fe^{2+}_2SiO_4$), donde la fayalita es un extremo de la serie, rico en hierro y la forsterita constituye el polo opuesto, rico en Mg, dependiendo de la proporción entre los elementos extremos de la serie, se van nombrando diferentes especies minerales, en este caso la hortonolita sería la especie mineral intermedia de la serie fayalita - forsterita.

Un **grupo mineral** es una agrupación de especies minerales que comparten algunas propiedades químicas comunes y estructura cristalina. El grupo mineral más abundante, es el de los silicatos que contienen el anión (SiO_4^{4-}) y representan cerca del 95% de la corteza terrestre, el resto está formado por los grupos de carbonatos (CO_3^{2-}), haluros (Cl^- , F^- , Br^-), óxidos (O^{2-}), sulfuros (S^{2-}), sulfatos (SO_4^{2-}) y elementos nativos, entre otros. A continuación, se describirán brevemente estos grupos minerales.

3 Grupos minerales

3.1 Silicatos

Los silicatos son el grupo de minerales de mayor abundancia (Figura 43), constituyen cerca del 95 % de la corteza terrestre, además dentro de este grupo, se encuentran los principales grupos de minerales formadores de roca (feldespatos, cuarzo, micas, anfíboles, piroxenos y olivino). Son de gran importancia geológica, ya que el estudio de estos minerales nos permite inferir el ambiente en que se formaron, cada silicato, tiene una estructura cristalina y composición química que indican las condiciones bajo las cuales se formó, si fue a grandes profundidades (temperatura y presión elevadas) o cercano a la superficie terrestre (temperatura y presión bajas) o bajo otros tipos de condiciones geológicas.

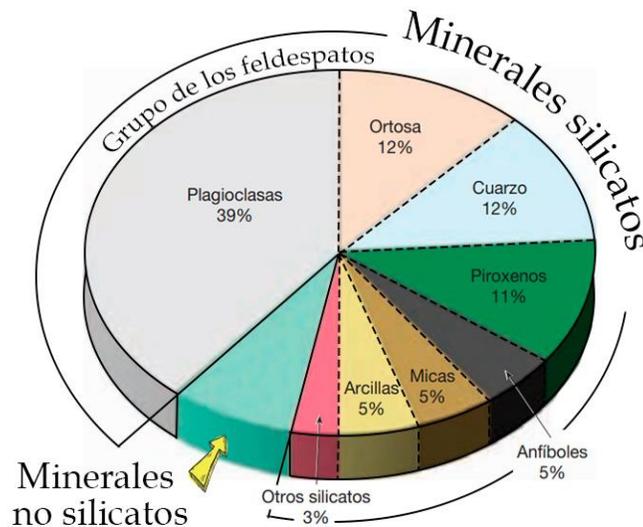


Figura 43. Porcentajes estimados (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre. Modificado de E. J. Tarbuck.

Todos los silicatos tienen como componente básico el anión (SiO_4^{4-}), el cual adopta estructura tetraédrica con cuatro átomos de oxígeno rodeando a un átomo de silicio. Las propiedades de estos minerales dependen más de la estructura cristalina en que se arreglan sus átomos, que de los elementos químicos que constituyen su fórmula química, es decir el tipo de enlace químico entre los tetraedros de silicio y oxígeno definirá muchas de las propiedades físicas del mineral. De acuerdo a la forma o arreglo en que se unen estos tetraedros, los silicatos se clasifican en: *Nesosilicatos*, *Sorosilicatos*, *Ciclosilicatos*, *Inosilicatos*, *Filosilicatos* y *Tectosilicatos*.

3.1.1 Nesosilicatos

Llamados también Ortosilicatos, son tetraedros aislados, formados por 4 átomos de oxígeno por uno de silicio unidos mediante un enlace covalente (Figura 44 izq.). Puede formar enlaces iónicos con metales tales como: Na, Ca, Fe, Al, K, Mg, etc. También pueden formar series continuas variando el elemento con el que se asocian como en el caso de la serie forsterita – fayalita del grupo del olivino (Figura 44 der.), en que cambia la proporción de Mg (forsterita) y Fe (fayalita).

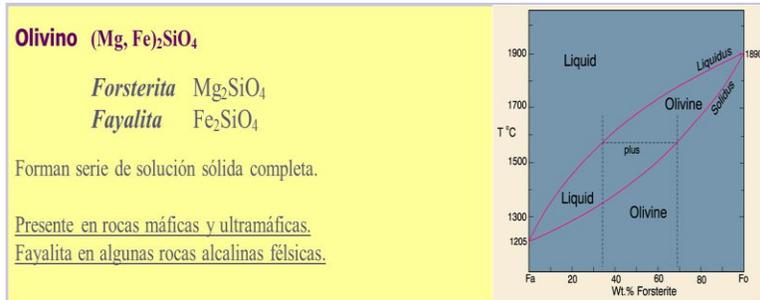
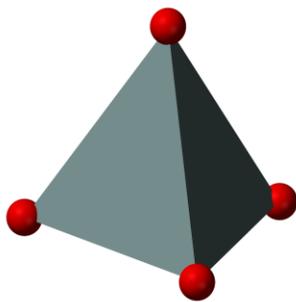


Figura 44. Izq. Modelo poliédrico de la estructura de los nesosilicatos. Der. Serie de solución completa del Olivino de Fayalita (Fe) a Forsterita (Mg).

3.1.2 Sorosilicatos

Los tetraedros comparten uno de sus vértices en su estructura (Figura 45), puede tener enlaces iónicos con metales como por ejemplo sodio, calcio, hierro, aluminio, potasio, magnesio, etc. Como ejemplo se tiene la hemimorfita, epidota, zoisita o tanzanita.

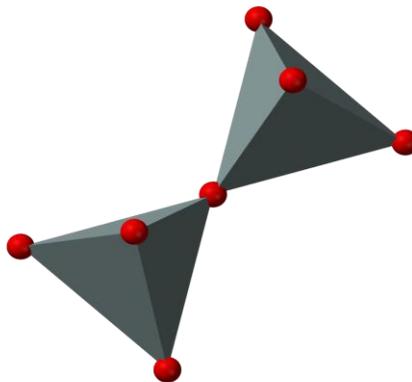


Figura 45. Modelo poliédrico de los Sorosilicatos.

3.1.3 Ciclosilicatos

Está integrada por tres o más tetraedros (SiO_4^{4-}) unidos por sus vértices, formando un anillo (Figura 46) cerrado, simple o doble, el cual puede tener enlaces iónicos con un metal, como por ejemplo, Na, Ca, Fe, Al, K, Mg, etc. Algunos ejemplos son: cordierita, diopstasa, berilo.

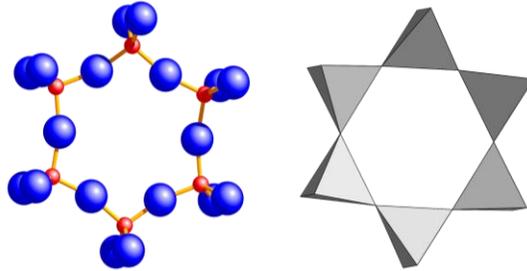


Figura 46. Esquema de anillos cerrados de Ciclosilicatos.

3.1.4 Inosilicatos

Lo componen grupos de tetraedros (SiO_4^{4-}) unidos en largas cadenas de longitud indefinida. Los más comunes son los piroxenos que presentan cadenas simples (Figura 47), mientras que los anfíboles tienen cadenas dobles (Figura 48). Este tipo de estructura provoca que los minerales presenten hábito fibroso.

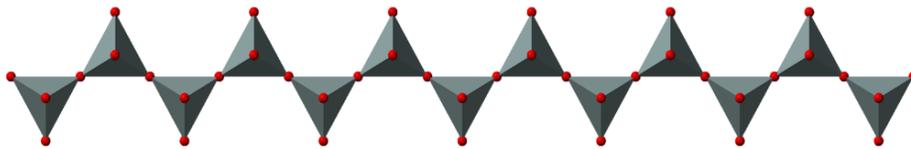


Figura 47. Modelo poliédrico de Inosilicato de cadena simple.

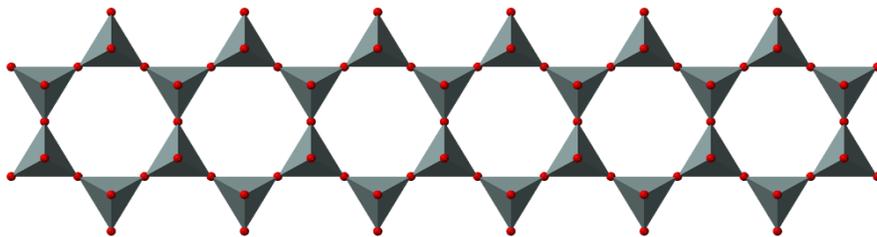


Figura 48. Modelo poliédrico de Inosilicato de cadena doble.

3.1.4 Filosilicatos

Lo componen grupos de tetraedros (SiO_4^{4-}) unidos por tres vértices a otros, formando una red plana que se extiende en un plano de dimensiones indefinidas (Figura 49). Esta estructura dota a estos silicatos de hábito foliado.

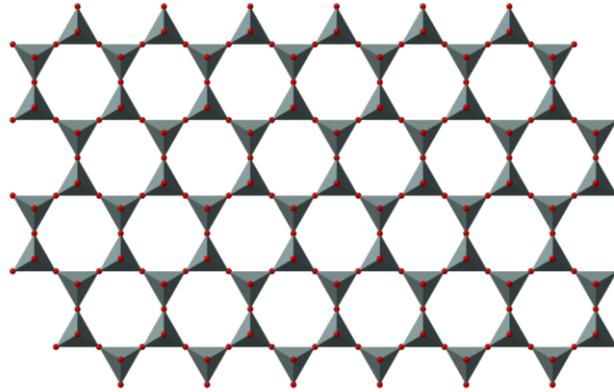


Figura 49. Modelo poliédrico de Filosilicatos.

3.1.5 Tectosilicatos

Compuestos por grupos de tetraedros (SiO_4^{4-}) unidos por sus cuatro vértices a otros tetraedros, produciendo una malla de extensión tridimensional compleja (Figura 50). La sustitución de silicio por aluminio en algunos tetraedros permite que en la malla se coloquen cationes.

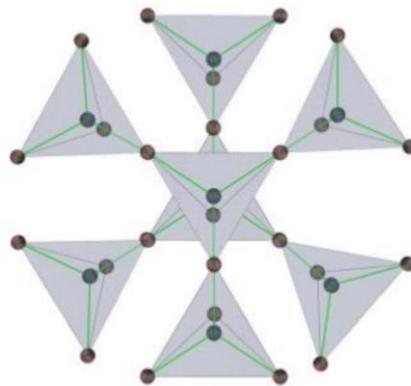


Figura 50. Modelo poliédrico de Tectosilicatos

3.2 Grupos Minerales No silicatos

Estos grupos de minerales son mucho menos abundantes, pero contienen muchos de los elementos y compuestos de interés económico.

3.2.1 Elementos nativos

Los elementos nativos son aquellos minerales integrados por elementos que no están unidos químicamente a otros elementos. Este grupo incluye minerales metales nativos, semimetales y no metales, y varias aleaciones sólidas y soluciones. Los metales se mantienen unidos por enlaces metálicos lo que les confiere propiedades físicas distintivas como su lustre metálico brillante, ductilidad y maleabilidad, y conductividad eléctrica. Algunos minerales que pertenecen a este grupo se muestran en la Figura 51.



Figura 51. Algunos minerales del grupo Elementos nativos (oro, plata, cobre, grafito).

3.2.2 Sulfuros

La clase de los minerales sulfuros y sulfosales, corresponde a la clase 2 de la clasificación de Strunz y en ella se incluyen: minerales sulfuros (con el ion S^{2-}), los seleniuros, telurios, arseniuros, antimoniuros, bismutiuros, sulfoarseniuros y sulfosales. Se agrupan entre los sulfuros los minerales compuestos de uno o más metales o semimetales con un azufre, que tienen una fórmula de tipo general de $MmSp$, donde M es un metal (Ag, Cu, Pb, Zn, Fe, Ni, Hg, As, Sb, Mo, Hg, Tl, V). En la Figura 52 es posible observar algunos ejemplos de minerales sulfuros.

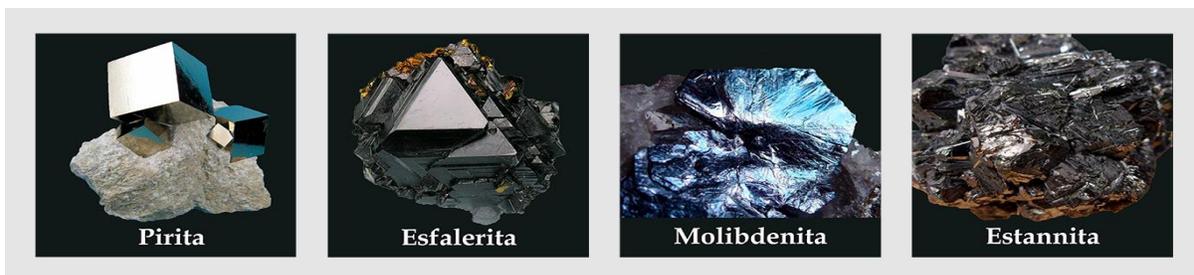


Figura 52. Algunos minerales del grupo de los sulfuros (pirita, esfalerita, molibdenita, estannita).

3.2.3 Óxidos

La clase de los minerales óxidos e hidróxidos corresponde a la clase 4 de la clasificación de Strunz y en ella se incluyen: óxidos, hidróxidos, vanadatos, arsenitos, antimonitos, bismutitos, sulfitos, selenitos, teluritos y yodatos. Los minerales óxidos se dividen en tres categorías: *óxidos simples*, *hidróxidos* y *óxidos múltiples*. En la Figura 53 se muestran algunos minerales que son parte de este grupo.



Figura 53. Algunos minerales del grupo Óxidos (anatasa, cuprita, casiterita, magnetita).

3.2.4 Haluros

La clase de los minerales haluros corresponde a la clase 3 de la clasificación de Strunz y en ella se incluyen: haluros o halogenuros simples o complejos, con H_2O o sin ella, así como derivados oxihaluros, hidroxihaluros y haluros con doble enlace. Los minerales haluros son compuestos en los que un halógeno (flúor, cloro, yodo y bromo) es el anión principal. En la Figura 54 se muestran algunos minerales parte de este grupo.



Figura 54. Algunos minerales del grupo Haluros (halita, silvita, fluorita, bromargirita).

3.2.5 Carbonatos

La clase de los minerales carbonatos y nitratos corresponde a la clase 5 de la clasificación de Strunz y en ella se incluyen carbonatos, carbonatos de uranio y nitratos. Los minerales carbonatos son aquellos en los que el grupo aniónico principal es un carbonato, $[\text{CO}_3]^{2-}$. A continuación, en la Figura 55, se pueden observar algunos minerales de este grupo.



Figura 55. Algunos minerales del grupo Carbonatos (rodocrosita, smithsonita, dolomita y malaquita).

3.2.6 Sulfatos

La clase de los minerales sulfatos corresponde a la clase 7 de la clasificación de Strunz y en ella se incluyen: sulfatos, selenatos, teluratos, cromatos, molibdatos y wolframatos. Todos los minerales de este grupo, contienen el anión sulfato $[\text{SO}_4]^{2-}$. En la Figura 56, pueden observarse algunos minerales que forman parte de este grupo.



Figura 56. Algunos minerales del grupo Sulfatos (barita, fenicocroita, lindgrenita, anhidrita).

3.2.7 Fosfatos

La clase de los minerales fosfatos corresponde a la clase 8 de la clasificación de Strunz y en ella se incluyen fosfatos, arseniatos y vanadatos. Los minerales fosfatos se caracterizan por el anión fosfato coordinado tetraédricamente $[\text{PO}_4]^{3-}$. En la Figura 57 se pueden observar algunos minerales que forman parte de este grupo.



Figura 57. Algunos minerales del grupo Fosfatos (apatita, vivianita, piromorfita, lazulita).

3.2.8 Compuestos orgánicos y minerales orgánicos

Los compuestos orgánicos, no siempre logran obtener el título de mineral; aunque muchos de ellos cumplen con algunos de los requisitos para ser considerado un mineral (poseen estructura cristalina, son estables a condiciones ambiente, etc.), varios son descartados debido a que no intervino ningún proceso geológico en su formación; por ejemplo, el compuesto orgánico ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) es un oxalato de calcio que producen algunas plantas y que ocurre como cristales, pero no es considerado mineral, sin embargo la whewellita que tiene la misma fórmula química, pero se deposita en venas hidrotermales, sí es considerada un mineral.

Los compuestos orgánicos corresponden a la clase 10 de la clasificación de Strunz 10ed. y en ella se incluyen sales y ácidos orgánicos que aparecen en minas e hidrocarburos. En la Figura 58 se muestran algunos ejemplos de minerales pertenecientes a este grupo.



Figura 58. Algunos minerales del grupo minerales orgánicos (whewellita, uricita, hoelita y melita).

4 Propiedades físicas de los minerales

Las propiedades físicas de los minerales son el resultado directo de sus características químicas y de su estructura interna cristalina; mediante la identificación de sus propiedades físicas, nos es posible identificar un mineral. De todo el conjunto de propiedades, sólo algunas de ellas son consideradas elementales para la identificación y clasificación de los minerales: *la estructura interna de los cristales (forma sólida de cómo se ordenan y empaquetan los átomos, moléculas o iones), el lustre, el color, la raya, la dureza, el crucero, el hábito y la fractura*, mientras que otras son consideradas complementarias: *la diafanidad, la densidad relativa, la fluorescencia y fosforescencia, el magnetismo, la radiactividad, la tenacidad, la piezoelectricidad, la solubilidad, el sabor, la reactividad para diluir ácidos o la piezoelectricidad, entre otras*.

4.1 Estructura interna de los cristales

El hecho más importante y fundamental relativo a las sustancias cristalinas es que las partículas que las forman están dispuestas de manera ordenada. Un cristal, por tanto, está formado por un gran número de unidades idénticas y extraordinariamente pequeñas distribuidas en una serie de repetición tridimensional.

Estas unidades idénticas se distribuyen en los puntos de una red tridimensional, que está definida por las tres direcciones y las distancias según las cuales el motivo se repite. Bravais en 1848, demostró que sólo es posible tener catorce tipos de redes espaciales, por lo tanto, a estas redes se les denominó *redes espaciales de Bravais* (Tabla 2). La unidad más simple de una red es un paralelepípedo conocido como *celda unidad*, la cual no puede ser jamás menor que un átomo, debido a que las relaciones entre los átomos y las fuerzas que los unen son factores importantes que determinan las propiedades del cristal. El número de átomos en una celda unidad es, en general, pequeño, entero o un múltiplo de la fórmula química más sencilla. Por ejemplo, en el cuarzo, la unidad estructural tiene $3(\text{SiO}_2)$, en la halita $4(\text{NaCl})$. Cualquier otra subdivisión menor no tendría las propiedades de la especie mineral.

Los átomos, iones o grupos iónicos que forman el cristal pueden considerarse como empaquetados o apilados según reglas geométricas, alrededor de los nudos, o puntos que definen la Red de Bravais, sin embargo, se ha demostrado que las distintas maneras de empaquetar, combinados con los catorce tipos reticulares, dan lugar a solo 230 maneras posibles de distribución. Estas se conocen como los *grupos espaciales*.

A diferencia de un mineral, que cuenta con una estructura interna definida, los mineraloides y vidrios no ordenan sus átomos en estructuras cristalinas, no son uniformes, y por ello se dice que son sustancias amorfas. Por tal motivo, cuando un mineraloide o un vidrio crece, éste no lo hace con un ordenamiento atómico definido, como lo haría un mineral (Figura 59).

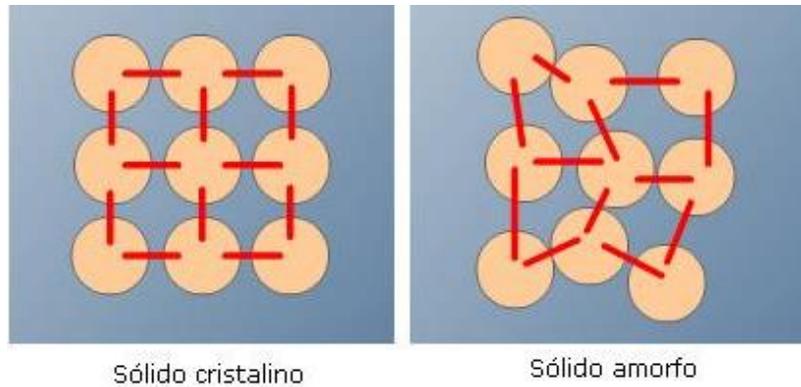


Figura 59. Ilustración del ordenamiento de partículas en un sólido cristalino (mineral) y en un sólido amorfo (mineraloide o vidrio).

4.1.1 Las redes de Bravais

Como se mencionó anteriormente, los cristales están formados por una repetición periódica de moléculas, átomos o iones en tres dimensiones. El grupo más pequeño de partículas en el material que constituye el patrón repetitivo se le denomina *celda unitaria*. Con una *celda unitaria* se puede definir completamente la simetría y estructura de toda la red cristalina. Se dice que los patrones de repetición están situados a lo largo de la red de Bravais.

Estas redes cristalinas son un agrupamiento de estructuras cristalinas según el sistema axial utilizado para describir su red. Cada sistema de red consiste en un conjunto de tres ejes en una disposición geométrica particular. Existen siete sistemas cristalográficos descritos por las longitudes relativas de los tres ejes cristalográficos (líneas imaginarias dispuestas en las tres direcciones del espacio y convergentes en un punto de origen) y los ángulos que forman entre ellos.

A continuación, en la Tabla 2, se presentan los sistemas cristalográficos en donde a , b y c representan los ejes; mientras que α , β y γ representan el ángulo opuesto al eje cristalográfico respectivo (por ejemplo, α es el ángulo opuesto al eje a , es decir, el ángulo que forman los ejes b y c).

Tabla 2. Clasificación de las catorce redes de Bravais en los siete sistemas cristalinos. Modificado de Giuseppe Grosso y Giuseppe Pastori en *Solid State Physics*.

Sistema cristalino Ejes Ángulos entre ejes	Redes de Bravais				Ejemplos de minerales comunes
	P Celda primitiva o simple	C Primitiva con ejes iguales y ángulos iguales	B Celda centrada en el cuerpo	F Celda centrada en las caras	
Cúbico $a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$					 Pirita
Tetragonal $a = b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$					 Zircón
Ortorrómbico $a \neq b \neq c \neq a$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$					 Olivino
Hexagonal $a = b \neq c$ $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$					 Cuarzo
Trigonal o romboédrico $a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$					 Corindón (var. rubí)
Monoclínico $a \neq b \neq c \neq a$ $\alpha = \gamma = 90^\circ$; $\beta \neq 90^\circ$					 Yeso
Triclínico $a \neq b \neq c \neq a$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma$; $\alpha, \beta, \gamma \neq 90^\circ$					 Cianita o Distena

4.1.2 La cristalografía y los Rayos X

La aplicación de los rayos X al estudio de los cristales fue la mayor fuerza dada jamás a la cristalografía. Antes de 1912, los cristalógrafos habían correctamente deducido, a partir de la exfoliación, propiedades ópticas y la regularidad de la forma externa, que los cristales tienen una estructura ordenada; pero la idea de la geometría de las redes cristalinas no pasaba de ser meramente una hipótesis. No fue hasta que se emplearon los rayos X, que fue posible medir la distancia entre planos sucesivos de un cristal, e incluso, determinar la posición de los átomos en el mismo.

Los Rayos X fueron accidentalmente descubiertos por Wilhelm Conrad Röntgen en 1895 mientras estaba experimentando en la producción de rayos catódicos en tubos de descarga cubiertos con papel negro. El haz de electrones en el tubo de descarga, incidiendo en el vidrio del mismo, producía una radiación X de pequeña intensidad que provocaba la fluorescencia de un material fluorescente próximo. Röntgen, dedujo correctamente que había producido un nuevo tipo de radiación electromagnética penetrante, que denominó rayos X, debido a una serie de misterios relacionados con ella.

No fue sino hasta 1912, por sugerencia de Max von Laue, que los rayos X fueron usados en el estudio de los cristales. Los experimentos iniciales fueron llevados a cabo en la Universidad de Múnich, donde von Laue enseñaba en el departamento del Profesor Sommerfeld, quien estaba interesado en la naturaleza y producción de los rayos X, mientras que Laue estudiaba los fenómenos de interferencia que producían. También en la Universidad Múnich se encontraba Paul Heinrich Groth, un eminente cristalógrafo.

En 1912, Paul Ewald estaba trabajando bajo la dirección de Sommerfeld en su tesis sobre la difracción de ondas luminosas al pasar por un cristal. Pensando en este asunto, von Laue preguntó: ¿Cuál sería el efecto si fuera posible utilizar ondas electromagnéticas con la misma longitud de onda que la distancia interatómica en los cristales?, ¿actuaría el cristal como una red de difracción tridimensional, dando lugar a espectros que pudieran ser registrados? Si sucedía así, sería posible medir con precisión la longitud de onda de los rayos X empleados, suponiendo conocidas las distancias interatómicas en el cristal; o suponiendo la longitud de onda de los rayos X, medir las distancias entre los planos del cristal. Varios experimentos con sulfato de cobre fueron un fracaso, finalmente, hicieron pasar un delgado haz de rayos X por una lámina de exfoliación de blenda (SZn), haciendo que el haz incidiera en una placa fotográfica. Cuando se reveló la placa mostró una serie de pequeñas manchas distribuidas geoméricamente alrededor de una mancha central grande producida por el haz directo de rayos X. Esta figura era idéntica con la predicción de la difracción de los rayos X por un conjunto regular de puntos difusores en el cristal. De esta manera, el experimento demostró la distribución regular de las partículas atómicas en el cristal y que los rayos X tenían una longitud de onda del orden del espacio cristalino.

Posteriormente, los físicos ingleses William Henry Bragg y William Lawrence Bragg (padre e hijo) contribuyeron en 1914 con la estructura del primer compuesto, la halita (NaCl). Además, simplificaron las generalizaciones matemáticas de von Laue en relación con la geometría de la difracción de los rayos X y popularizaron los resultados.

4.2 Lustre o brillo

El lustre es el aspecto que presenta la superficie de un mineral al reflejar la luz, una propiedad que no depende del color y sí de su naturaleza química: es más intenso en sustancias que tienen enlaces metálicos y menor en las sustancias que presentan enlaces iónicos o covalentes. El tipo y la intensidad del brillo dependen del índice de refracción y del poder reflector (relación entre la luz absorbida y porcentaje de luz reflejada).

4.2.1 Lustre metálico

Cuando los minerales reflejan casi toda la luz visible que reciben, sus índices de refracción son mayores a 3, son opacos a la luz y dan raya de color negro o muy oscuro. Suelen ser metales nativos (cuando no están oxidados), muchos sulfuros (como la pirita y la galena) y óxidos de metales de transición, como la magnetita (Figura 60 izq.).

No existe una línea clara que divida el grupo de los minerales con brillo metálico y no metálico, y ciertos minerales que están entre ambos tipos de brillo, se dice que tienen brillo submetálico (Figura 60 der.).



Figura 60. Ejemplos de minerales con lustre metálico y submetálico.

4.2.2 Lustre no metálico

Todos los minerales sin aspecto metálico tienen, como el nombre implica, un brillo no metálico. Son en general, de colores claros y transmiten la luz a través de láminas delgadas. La raya de un mineral no metálico es incolora o de color muy débil. A continuación, se describen los términos que se emplean para describir el aspecto de los minerales no metálicos: En la Figura 61, se ilustran estos tipos de brillo.

Adamantino: Que tiene un reflejo fuerte y brillante como el diamante. Ello es debido a un índice de refracción alto. Además de los diamantes, algunos minerales transparentes como cerusita y anglesita.

Vítreo: aspecto de vidrio, brillo que presenta la superficie de minerales o gemas con índice de refracción no muy alto, como ejemplo se tiene el cuarzo, la apatita y la fluorita.

Nacarado o perlado: minerales que presentan una superficie tornasolada, similar al brillo de una perla como el talco, las micas, el yeso y la apofilita.

Graso: presenta la apariencia de una superficie aceitosa. Lo tienen la turquesa, la nefelina y el cuarzo lechoso.

Resinoso: brillo o apariencia de resina como la esfalerita.

Sedoso: característico de minerales fibrosos, como el yeso fibroso y la ulexita.

Ceroso: da la apariencia de una superficie de cera.

Terroso: cuando no presentan ningún reflejo. Sin brillo.



Figura 61. Ejemplos de minerales con lustre no metálico.

4.3 Color

Dentro del espectro electromagnético se encuentran todos los posibles niveles de energía de la luz. Hablar de energía es equivalente a hablar de longitud de onda; por ello, el espectro electromagnético abarca todas las longitudes de onda que la luz puede tener. De todo el espectro, la porción que el ser humano es capaz de percibir es muy pequeña en comparación con todas las existentes. Esta región, denominada espectro visible, comprende longitudes de onda desde los 380 nm hasta los 780 nm. La luz de cada una de estas longitudes de onda es percibida en el cerebro humano como un color diferente. En la retina del ojo existen millones de células especializadas en detectar las longitudes de onda procedentes de nuestro entorno. Estas células fotorreceptoras, conos y los bastones, recogen parte del espectro de la luz y, gracias al efecto fotoeléctrico, lo transforman en impulsos eléctricos, que son enviados al cerebro a través de los nervios ópticos, para crear la sensación del color. Cuando la luz incide sobre un objeto, su superficie absorbe ciertas longitudes de onda y refleja otras. Solo las longitudes de onda reflejadas podrán ser captadas por el ojo y por tanto en el cerebro solo se interpretarán esos colores. El color de un mineral es una de sus propiedades físicas más importantes, pero, no siempre es constante, por lo tanto, debe emplearse con precaución en la identificación de ciertas especies. Dicho esto, los minerales se clasifican según su color en tres grupos:

4.3.1 Minerales idiocromáticos

Son minerales que siempre presentan el mismo color como la malaquita (verde) y la azurita (azul). Sus colores suelen variar ligeramente debido a la presencia de pequeñas cantidades de otros elementos. Los minerales idiocromáticos son relativamente fáciles de reconocer ya que siempre presentan el mismo color o tonalidades de ese color (Tabla 3).

Tabla 3. Algunos minerales idiocromáticos comunes y el catión responsable de su color.

Mineral	Composición	Catión colorante	Color
Malaquita	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$	Cu	verde
Crisocola	$\text{Cu}_4\text{H}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Cu	azul verdoso
Turquesa	$\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)(\text{OH})_85\text{H}_2\text{O}$	Cu	azul celeste
Azurita	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	Cu	azul marino
Dioptasa	$\text{Cu}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})6\text{H}_2\text{O}$	Cu	verde
Rodocrosita	MnCO_3	Mn	rosado
Rodonita	MnSiO_3	Mn	rosado
Spersatita	$\text{Mn}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Mn	anaranjado
Granate (Uva)	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Cr	verde
Cromofilita	$\text{KCr}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Cr	verde
Pirita	FeS_2	Fe	amarillo latón
Olivino	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	Mg,Fe	verde
Epidota	$\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$	Fe	verde pistache

4.3.2 Minerales alocromáticos

Son minerales que pueden presentar varios colores y que deben su coloración a pequeñas cantidades de elementos en la composición química general y que son considerados como impurezas. Los iones encargados de impartir el color son llamados cromóforos, usualmente son metales como el hierro, el cromo, el cobre, el vanadio y el manganeso (Tabla 4).

También es posible apreciar cambios en el color de un mineral debido a fenómenos como el *centro de color o centros F*, el cual es un tipo de defecto cristalográfico en el que un anión vacante en un cristal se llena con uno o más electrones, dependiendo de la carga de los iones desaparecidos en el cristal. Los electrones en dichos sitios vacantes o huecos tienden a absorber la luz en el espectro visible de forma que un material que suele ser transparente se vuelve de color. Los centros F son muy frecuentes en cristales de haluros como el fluoruro de calcio, sobre todo de metales alcalinos.

Tabla 4. Algunos ejemplos de minerales alocromáticos comunes y sus variedades.

Mineral	Composición	Catión colorante	Color
Berilio Puro	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$		incoloro
Berilio Esmeralda	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	Cr o Va	verde
Berilio Aguamarina	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	Fe	azul
Berilio Heliodoro	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	Fe	amarillo
Berilio Rojo	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	Mn	rojo
Berilio Rosa	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	Mn	rosado
Corindón Zafiro	Al_2O_3	Cr y Ti	azul
Corindón Rubí	Al_2O_3	Fe y Cr	rojo
Cuarzo Citrino	SiO_2	Fe	amarillo
Cuarzo Ahumado	SiO_2	Al	gris
Cuarzo Amatista	SiO_2	Fe	morado

4.3.3 Minerales pseudocromáticos (efectos de color debidos a fenómenos ópticos)

Los efectos de color se producen en el cristal debido a fenómenos ópticos provocados por la presencia de fracturas, o por la refracción, curvatura, dispersión o interferencia de los rayos luminosos, pudiéndose observar irisaciones, debido a la descomposición de la luz. En la Figura 62 se muestran algunos ejemplos de minerales idiocromáticos, alocromáticos y pseudocromáticos.

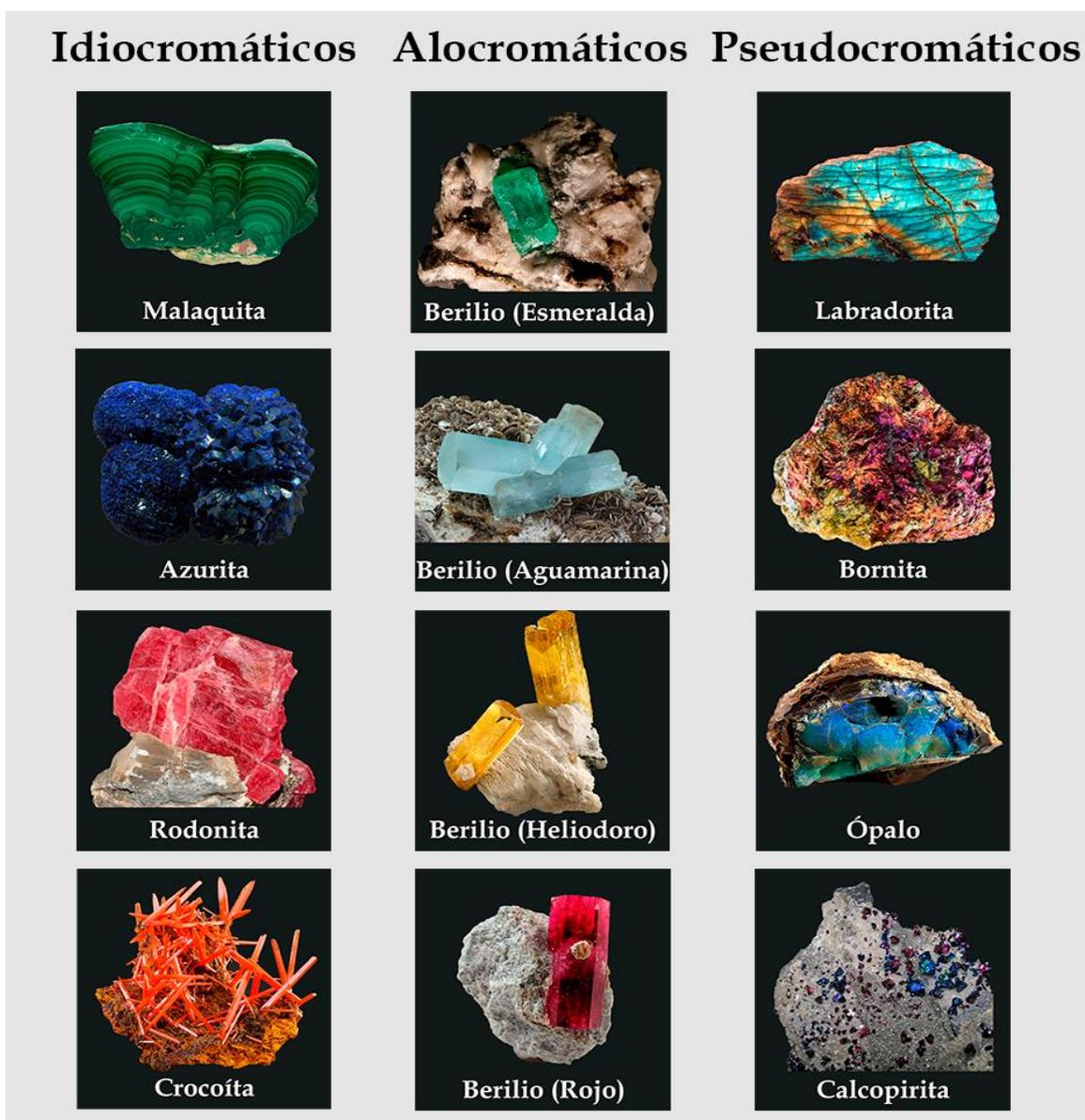


Figura 62. Clasificación por color de los minerales, idiocromáticos siempre en las mismas tonalidades de color; alocromáticos el mismo mineral se puede presentar de diferentes colores; pseudocromáticos o de color falso.

4.5 Raya

La raya de un mineral se refiere al color de un mineral en forma de polvo, que puede o no ser idéntico al color de la muestra de mano. La forma más común de evaluar esta propiedad se hace rayando la muestra de mano contra una placa de porcelana y observando el color del polvo del mineral que queda en la superficie de la placa de porcelana. La raya de un mineral es independiente de los elementos traza o de cualquier alteración de la superficie a causa de la intemperie. La raya es más a menudo distintiva de los minerales metálicos en contraste con los minerales no metálicos (Figura 63).



Figura 63. Color de raya de algunos minerales, nótese como no siempre el color de la raya es el mismo que el color que presenta la muestra de mano.

4.6 Dureza

La dureza es la oposición que ofrecen los materiales a alteraciones como la penetración, la abrasión, el rayado, la cortadura, y las deformaciones permanentes entre otras. En el transcurso de la historia, durante el estudio y clasificación de los minerales, hubo un momento en que se comenzó a hacer pertinente establecer un método que permitiera discernir con mayor precisión los diferentes grados de dureza de las rocas y minerales.

El primer intento de establecer un procedimiento para tal fin, poco científico, pero en la práctica bastante profesional, se debió a Friedrich Mohs. Su sencillez (tanto de memorización como de aplicación), lo ha afianzado en esta posición, ya que puede emplearse directamente en campo, sin embargo, existen otros métodos más precisos para determinar la dureza de un mineral. A continuación, se mencionan algunos de los más utilizados.

4.6.1 Escala de dureza de Mohs

Es una relación de diez minerales ordenados por su dureza, de menor a mayor grado. Se utiliza como referencia de la dureza de un material dado. Fue propuesta por el geólogo alemán en 1825 y se basa en el principio de que una sustancia cualquiera puede rayar a otras más blandas, pero no de forma contraria. Mohs eligió diez minerales, a los que asignó un determinado número equiparable a su grado de dureza, estableciendo así una escala creciente. Empezó por el talco, que recibió el número 1, y terminó con el diamante, al que asignó el número 10. Cada mineral raya a los que tienen asignado un número inferior a él, y lo rayan aquellos que tienen un número superior al suyo (Tabla 6).

4.6.2 Escala de dureza de Rosiwal

La escala de Rosiwal (Tabla 5) debe su nombre al geólogo austriaco August Karl Rosiwal. Basa su medición en valores absolutos, a diferencia de la escala de Mohs cuyos valores relativos son más apropiados para la investigación de campo (*in situ*). Mide en escala absoluta la dureza de los minerales. Se expresa como la resistencia a la abrasión medida en pruebas de laboratorio tomando como base el corindón con un valor de 1000.

Tabla 5. Escala de dureza de Rosiwal.

Mineral	Valor ROSIWAL						
	1	10	100	1000	10000	100000	1000000
Talco	####						
Yeso	#####	#					
Calcita	#####	#####					
Fluorita	#####	#####					
Apatito	#####	#####					
Ortosa	#####	#####	####				
Cuarzo	#####	#####	#####	#			
Topacio	#####	#####	#####	###			
Corindón	#####	#####	#####	#####			
Diamante	#####	#####	#####	#####	#####	#####	##

Tabla 6. Escala de dureza de Mohs.

Dureza	Mineral	Imagen	Composición química	Se raya con / raya a
1	Talco		$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	Se puede rayar fácilmente con la uña
2	Yeso		$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Se puede rayar con la uña, pero con mayor dificultad
3	Calcita		$CaCO_3$	Se puede rayar con una moneda de cobre
4	Fluorita		CaF_2	Se puede rayar con un cuchillo de acero
5	Apatito		$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	Se puede rayar difícilmente con un cuchillo de acero
6	Ortoclasa		$KAlSi_3O_8$	Se puede rayar con una lija para acero
7	Cuarzo		SiO_2	Raya el vidrio
8	Topacio		$Al_2SiO_4(OH, F)_2$	Rayado por herramientas de carburo de wolframio
9	Corindón		Al_2O_3	Rayado por herramientas de carburo de silicio
10	Diamante		C	No se raya con nada a excepción de otro diamante

4.6.3 Escala de dureza de Vickers

El ensayo de dureza Vickers, llamado el ensayo universal, es un método para medir la dureza de los materiales, es decir, la resistencia de un material al ser penetrado. El ensayo consiste en presionar una zona de la muestra con un indentador piramidal de diamante, sobre la superficie pulida del material a ensayar, con una fuerza conocida, durante un tiempo de empuje determinado (Figura 64). Las diagonales de la huella resultante se miden usando un microscopio. Este ensayo, puede usarse en superficies no planas. Sirve para medir todo tipo de dureza, y espesores pequeños.

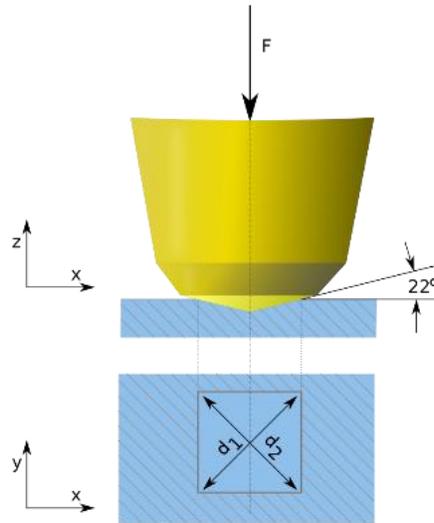


Figura 64. Esquema del indentador piramidal y la huella que deja

4.7 Exfoliación o crucero

Es la tendencia de un mineral a romperse a través de planos cristalográficos preferenciales, dando como resultado superficies lisas, o casi lisas. Esta propiedad está relacionada con la estructura cristalina, ya que la rotura del mineral se presenta en donde los enlaces atómicos son débiles o donde el espacio entre planos atómicos es mayor dentro de la estructura cristalina del mineral. La calidad de la exfoliación puede ser descrita en función de qué tan limpia y fácilmente se rompe el mineral; los términos con los que se describe comúnmente esa calidad en orden decreciente son: «perfecto», «bueno», «distinto» y «pobre». Existe gran variedad de tipos de crucero:

De forma práctica, la exfoliación que presente un mineral, puede caracterizarse como el número de planos de rotura y el ángulo que forman entre ellos, por ejemplo: una fluorita presenta crucero “bueno a perfecto” en 3 direcciones, con ángulos perpendiculares entre sí, lo que resulta en una exfoliación cúbica. A continuación, se describirán los tipos de exfoliación que presentan los minerales. En la Figura 65 se ilustran los tipos de exfoliación.

Exfoliación Basal o Planar, se produce en **una dirección**, en paralelo a la base del cristal, dando como resultado, planos delgados u hojuelas del mineral. La exfoliación basal es exhibida por el grupo de las micas.

Exfoliación prismática, se produce en **dos direcciones**, estos planos de rotura, cortan al mineral de dos formas, la primera a 90° como ocurre con los piroxenos, y la segunda es en ángulos de 60° y 120° como en el caso de los anfíboles. La cerusita, tremolita y espodumena exhiben exfoliación prismática.

Exfoliación cúbica, se produce en **tres direcciones a 90°** , es decir todas perpendiculares entre sí; lo que da como resultado que el mineral se rompa formando cubos. La halita es un mineral común que ejemplifica muy bien este tipo exfoliación, también la fluorita y la galena son minerales relativamente comunes que muestran este crucero.

Exfoliación romboédrica, se produce en **tres direcciones diferentes de 90°** , dando como resultado prismas de 6 caras, pero los ángulos entre sus planos son diferentes de 90° . La calcita exhibe exfoliación romboédrica perfecta.

Exfoliación octaédrica, se produce en **cuatro direcciones**, el mineral es cortado por cuatro conjuntos de planos paralelos que forman un octaedro. El diamante y la fluorita exhiben exfoliación octaédrica perfecta.

Exfoliación dodecaédrica, se produce en **seis direcciones**, el mineral es cortado por seis conjuntos de planos paralelos que forman un dodecaedro. La esfalerita presenta este tipo de exfoliación.

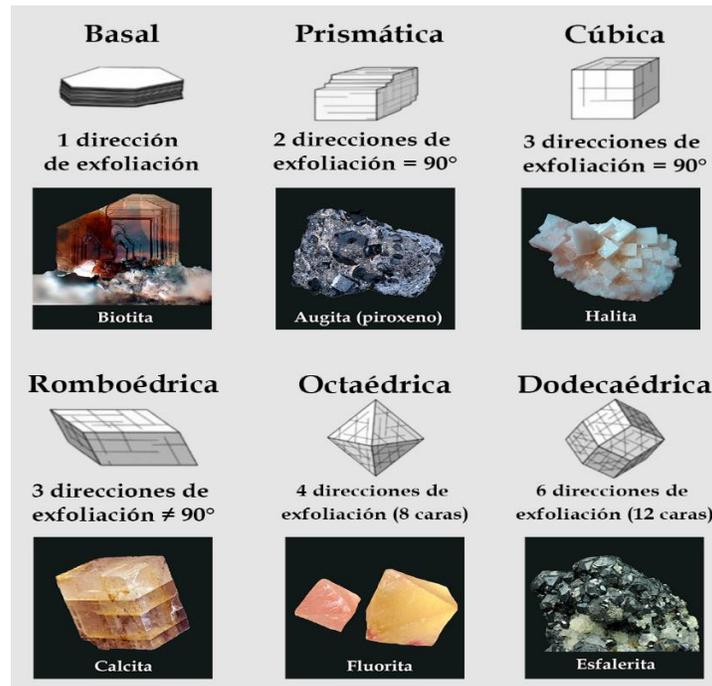


Figura 65. Exfoliación o crucero de los minerales.

4.8 Fractura

Cuando un mineral se rompe en una dirección que no corresponde a un plano de exfoliación se habla de fractura, dicho de otra manera, es la textura y la forma que adquiere la superficie de un mineral cuando se rompe sin seguir planos de exfoliación. Hay varios tipos de fractura mineral, se ilustran en la Figura 66 y se describen a continuación:

Concoidea: que se asemeja a las ondas concéntricas de una concha de mejillón. A menudo ocurre en minerales amorfos o de grano fino como sílex, ópalo u obsidiana (la obsidiana es una roca ígnea, no un mineral, pero ilustra bien la fractura concoidea.). También puede ocurrir en minerales cristalinos como el cuarzo. La fractura subconcooidal es similar a la fractura concooidal, pero con una curvatura menos significativa.

Irregular o desigual: cuando surgen superficies rugosas e irregulares. Ocurre en una amplia gama de minerales, incluidos arsenopirita, pirita y magnetita.

Fibrosa o astillosa: cuando se rompe como una madera formando astillas. Se ve particularmente en minerales fibrosos como la tremolita (asbesto), pero también puede ocurrir en minerales no fibrosos como la cianita.

Ganchuda o dentada: cuando la superficie de rotura aparece dentada, irregular y con bordes agudos. A menudo se encuentra en metales nativos como el cobre y la plata.

Terrosa: cuando se desmorona como un terrón. Con frecuencia se observa en minerales relativamente blandos y poco unidos, como la limonita, la caolinita y la aluminita.



Figura 66. Tipos de fractura en los minerales.

4.9 Hábito cristalino

El hábito cristalino representa la apariencia externa o morfología de un mineral o un agregado cristalino a escala macroscópica. La manera en la que crece un mineral se encuentra condicionada por factores externos, como, por ejemplo, las condiciones ambientales y estructurales existentes durante su formación. La estructura cristalina también influye sobre el hábito, aunque muchas veces el aspecto que adquiere un mineral puede parecer que no tenga relación con su estructura cristalina. Minerales con la misma estructura cristalina no tienen por qué presentar el mismo hábito, e incluso un mismo mineral puede aparecer bajo varias formas o hábitos diferentes. A continuación, se describen e ilustran los diferentes tipos de hábitos cristalinos de acuerdo con el Manual de Mineralogía de Dana (1982).

4.9.1 Cuando un mineral consta de cristales aislados y distintos

Los minerales que presentan este tipo de hábito cristalino desarrollan cristales que pueden ser identificados como individuos distintos, es decir que se pueden separar con relativa facilidad (Figura 67).

Acicular: En forma de aguja, los cristales se observan muy alargados y delgados. Es común en la natrolita, mesolita y la esolecita (todos estos minerales pertenecen al grupo de las zeolitas).

Capilar o filiforme: los cristales se desarrollan en forma de cabellos o hebras. Este tipo de hábito es común en la ludlockita y la millerita, entre otros.

Hojoso o cuchilla: Se presentan cristales alargados y aplastados como hojas de cuchillos. Es común en la cianita.

Prismático o columnar: Cristales que se desarrollan como una sola pieza o individuo, tienen forma alargada y aspecto prismático, es común en minerales del grupo del piroxeno y del anfíbol.



Figura 67. Hábito cristalino en cristales aislados y distintos.

4.9.2 Cuando un mineral consta de un grupo de cristales distintos

Los minerales que presentan este tipo de hábito cristalino se desarrollan en grupos de cristales, que se presentan juntos, pero se puede seleccionar solo un cristal de forma relativamente sencilla (Figura 68).

Dendrítico: En forma de dendrita. Los cristales se desarrollan adoptando una forma parecida a ramas divergentes y delgadas, incluso dan la apariencia de ser pequeñas hojas de una planta fosilizada. Es común en la pirolusita.

Reticulados: Agrupación de cristales delgados que se cruzan, formando un arreglo en forma de redes o retículas. En ocasiones, la cerusita puede presentar este hábito cristalino.

Divergente o radial: Grupos de cristales largos y delgados que se disponen de forma radial desde un centro. Es común en la brochantita y en la wavellita.

Drusa: Son grupos de pequeños cristales unidos unos a otros que crecen cubriendo una superficie, el aragonito puede presentarse de esta forma.



Figura 68. Hábito cristalino para un grupo de cristales distintos.

4.9.3 Cuando un mineral consta de grupos de individuos radiales o paralelos

Los minerales que presentan este tipo de hábito cristalino se desarrollan en grupos de cristales, que tienen un crecimiento en paralelo o de forma radial - concéntrica. En este caso los minerales crecen uno a un lado del otro y no es posible seleccionar fácilmente solo uno (Figura 69).

Lamelar o foliado: Se presenta como un agregado de cristales en forma de láminas u hojas una encima de la otra, como las hojas de un libro, son relativamente fáciles de separar y son típicas en las micas, como el grupo de la biotita (flogopita, la siderophyllita, la annita y la eastonita).

Fibroso: Los cristales se disponen como hilos o fibras. Este tipo de hábito cristalino es común en el crisotilo.

Estrellado: Se observan como grupos de cristales con crecimiento radial y concéntrico, como en forma de estrella. Se presenta en la pirofilita.

Globular: Se presentan como cristales individuales de forma esférica o semiesférica. La calcita puede presentar este hábito, al igual que la prehnita.

Mamilar: Los cristales se desarrollan en masas de forma esférica o semiesférica, redondeadas, que se asemejan a las mamas. Este tipo de hábito es común en la goethita y la hematita, también es posible observarlo en la smithsonita.

Botroidal: Se presentan en formas esféricas similares a las mamilares, pero de menor tamaño, en ocasiones se presentan como un racimo de uvas. Es común en la hematita y en ocasiones en la malaquita.

Reniforme: Son grupos de cristales radiales que se desarrollan de forma parecida a un riñón. Es común que la hematita presente este tipo de hábito.

Coloidal: Resulta con frecuencia difícil distinguir entre los agregados representados en los últimos términos, y como resultado de ello, el término coloidal ha sido propuesto para incluir a todas las formas más o menos esféricas (globular, mamilar, botroidal y reniforme).



Figura 69. Hábito cristalino para grupos de cristales radiales o paralelos

4.9.4 Cuando un mineral está formado por escamas o laminillas

Los minerales que presentan este tipo de hábito cristalino crecen formando laminas delgadas o prismas tabulares (Figura 70).

Exfoliable: Cuando un mineral se separa fácilmente en hojas o placas, como el clinocloro, que puede presentar este tipo de hábito.

Micáceo: Parecido al exfoliable, pero el mineral puede desintegrarse en hojas pequeñísimas, como en el grupo de las micas.

Laminar o tabular: Cuando un mineral consta de individuos planos como placas en forma de tabla. Es común en la barita.

Plumoso: Formado por prismas finos y alargados con una estructura divergente o plumosa. Ocurre en la auricalcita.



Figura 70. Hábito cristalino para minerales formados por escamas o laminillas.

4.9.5 Otros tipos de hábitos cristalinos

Dentro de este grupo, se incluyen todos los hábitos cristalinos que cuentan con características particulares que no permiten englobarlos en los grupos anteriores. Estos hábitos cristalinos se ilustran en la Figura 71.

Granular: Formado por un agregado de pequeños granos del mineral, más o menos equidimensionales. Este tipo de hábito es común en la bornita y en el olivino.

Estalactítico: Se observa como masas en forma cónica, llegando a formar columnas. Se forman debido a que el agua que fluye en el subsuelo contiene minerales en solución, los cuales precipitan mientras el agua gotea desde el techo hasta la base de una bóveda u oquedad en el subsuelo. La malaquita puede presentarse de esta forma, entre otras.

Concéntrico: Consiste en una o más capas circulares superpuestas alrededor de un centro común. Este tipo de hábito puede observarse asociado al hábito estalactítico.

Oolítico: Agregado mineral formado por pequeñas masas redondeadas de tamaño inferior a 2 mm., similares a huevos de pescado. Es posible observar este hábito en aragonito y en hematita en menas de hierro, entre otros.

Pisolítico: Agregado mineral formado por masas redondeadas de tamaño mayor a 2 mm. Este tipo de hábito es muy común en la bauxita.

En bandas: El mineral cristaliza en bandas de diferentes colores y texturas, sin embargo, estas bandas no siempre delimitan una frontera o un cambio en la composición química, por ejemplo, en las ágatas se observan bandas de aspecto diferente, pero la composición química es la misma en cada banda.

Masivo o compacto: Agregado mineral formado por material compacto de forma irregular, sin ninguna apariencia peculiar. Estos minerales adoptan estas formas irregulares debido a que los cristales no presentan caras definidas o bien, son de tamaño muy fino. Este tipo de hábito es común en las arcillas.

Amigdaloides o vesicular: Este tipo de hábito es común en rocas como el basalto o la andesita, donde se presentan pequeñas oquedades o burbujas de forma semiesférica o irregular (si se unen unas con otras), provocadas por la desgasificación del magma, llamadas vesículas, que posteriormente son ocupadas por minerales que adoptan su geometría.

Geodas: Cuando una cavidad en una roca ha sido parcialmente rellenada mediante la deposición de mineral en la superficie interna de la oquedad. Se presenta en cualquier tipo de roca. Lo más común es que los minerales que forman geodas sean silicatos y carbonatos que se encuentran en solución en aguas de percolación o en fluidos hidrotermales.



Figura 71. Algunos hábitos de agregados cristalinos y de minerales individuales.

4.10 Diafanidad

La diafanidad es una propiedad que describe el comportamiento de la luz al incidir sobre un mineral y el comportamiento de ésta al atravesarlo. Existen tres grados de esta propiedad (Figura 72).

Transparente: Un mineral es transparente cuando a través de él, se puede distinguir totalmente cualquier objeto. Cuando la luz incide sobre el mineral, la totalidad o casi toda la luz que incide es transmitida, por lo que es posible ver nítidamente a través de él.

Translúcido: Si el mineral transmite parcialmente la luz, los objetos no se pueden ver claramente a través de él, al adelgazarse permite mejorar la transmisión de la luz.

Opaco: Cuando un mineral no transmite la luz incluso en láminas delgadas. Toda o casi toda la luz que incide sobre el mineral se refleja o se dispersa, por lo que no es posible observar a través de él.



Figura 72. Grados de diafanidad de los minerales.

4.11 Tenacidad

Mientras que la fractura y la exfoliación describen las superficies que se crean cuando el mineral se rompe, la tenacidad describe la resistencia que ofrece el mineral a tal rotura, deformación, curvatura, aplastamiento o pulverización. Los minerales pueden ser:

Frágiles: No se pueden deformar, al aplicarles una fuerza de tensión se rompen con facilidad. No pueden cortarse en láminas. La mayor parte de silicatos y óxidos se comportan como minerales frágiles.

Maleables: Es cuando el mineral, al golpearlo con un martillo, puede dar lugar a hojas delgadas, como por ejemplo el oro, la plata y el cobre.

Séctiles: Cuando se puede cortar con un cuchillo y formar virutas delgadas, por ejemplo, la clorargirita.

Dúctiles: Se deforman fácilmente bajo tensión, pudiendo ser deformado sin romperse, estirándose hasta formar hilos, por ejemplo, el oro, la plata y el cobre.

Flexibles: Son minerales que se pueden doblar fácilmente, entre ellos hay los que se comportan de forma elástica y plástica.

Elásticos: cuando al ser doblados recuperan la forma al cesar el esfuerzo, por ejemplo, el grupo de las micas.

Plásticos: Mineral que se deforma fácilmente, pero cuando cesa el esfuerzo, no recupera su forma original, por ejemplo, el yeso y el talco.

4.12 Magnetismo

El magnetismo es un fenómeno según el cual algunos materiales reaccionan ante un campo magnético, dependiendo del comportamiento del material sometido al campo magnético, se clasifican en:

No magnético: No le afecta el paso de líneas de campo magnético, por ejemplo, el cuarzo.

Diamagnético: Material débilmente magnético, si se sitúa una barra magnética cerca de él, esta lo repele. El bismuto, la plata y el plomo se comportan de esta manera bajo influjo de un campo magnético.

Paramagnético: Presenta un magnetismo significativo, es atraído por la barra magnética, por ejemplo: aluminio y paladio.

Ferromagnético: Magnético por excelencia o fuertemente atraído por un imán. Se vuelve paramagnético por encima de la temperatura de Curie. Los minerales ferromagnéticos más comunes son la magnetita y la pirrotina.

4.13 Sabor y olor

Algunos minerales también pueden identificarse mediante estas características, aunque se debe tener cuidado al realizar este tipo de pruebas, ya que existen minerales que pueden representar un riesgo a la salud. Un ejemplo para distinguir minerales por su sabor podría ser la halita (NaCl), sal de mesa; tiene sabor salado; por otro lado, su homólogo de potasio, la silvita (NaK), tiene un sabor amargo pronunciado. Algunos minerales que pueden distinguirse por el olfato serían los sulfuros, que tienen un olor característico como a huevo podrido, sobre todo cuando las muestras están fracturadas, reaccionando o pulverizadas.

4.14 Radiactividad

La radiactividad es una propiedad poco frecuente en los minerales, aunque algunos pueden integrar elementos radiactivos. Pueden ser constituyentes que los definen, como el uranio en la uraninita, la autunita y la carnotita, o como impurezas traza. En este último caso, la desintegración de los elementos radiactivos que se encuentran en el mineral como impureza, afectan al mineral que lo contiene; el resultado es denominado *halo radiactivo* o *halo pleocroico* (Figura 73).

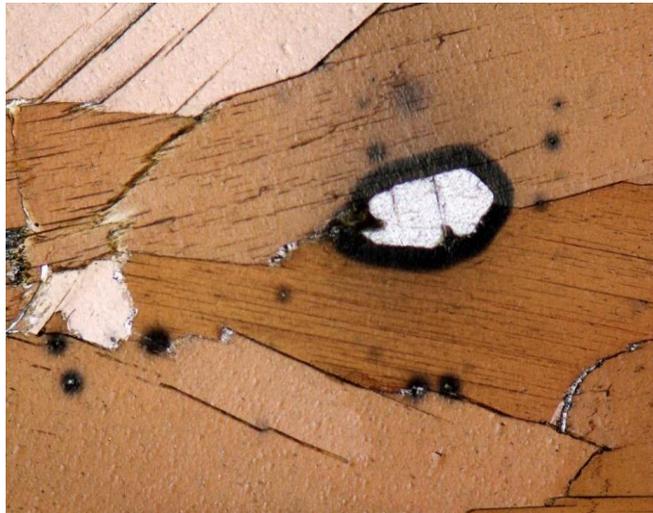


Figura 73. Halo pleocroico alrededor de zircón dentro de biotita, producido por la liberación de partículas radiactivas del zircón hacia la biotita.

Apéndice B: Rocas ígneas

Las rocas ígneas forman la mayor parte de la corteza terrestre y se forman a partir del enfriamiento y la solidificación del magma que se encuentra debajo de la superficie terrestre, cuando este asciende y alcanza la superficie, se le denomina lava. El magma es un material completa o parcialmente fundido que al enfriarse se solidifica y forma una roca ígnea. La mayoría de los magmas constan de tres partes: un componente líquido, un componente sólido y una fase gaseosa (Figura 74). La porción líquida, llamada *fundido* está compuesta por iones móviles de los elementos que se encuentran comúnmente en la corteza terrestre (principalmente Si y O y en menor proporción Al, K, Ca, Na, Fe y Mg). Los *componentes sólidos* (si los hay) del magma son silicatos ya cristalizados desde el fundido. Conforme una masa de magma se enfría, aumenta el tamaño y la cantidad de los cristales. Durante el último estadio del enfriamiento, una masa de magma es, básicamente, un sólido cristalino con cantidades menores de fundido. La *fase gaseosa* del magma se compone principalmente de vapor de agua (H_2O), dióxido de carbono (CO_2) y dióxido de azufre (SO_2). Estos componentes gaseosos, denominados volátiles, se encuentran disueltos en el fundido y permanecen confinados debido a la presión ejercida por las rocas suprayacentes. Cuando el magma asciende a la superficie, la presión litostática disminuye y los componentes volátiles son liberados gradualmente en forma de gas.

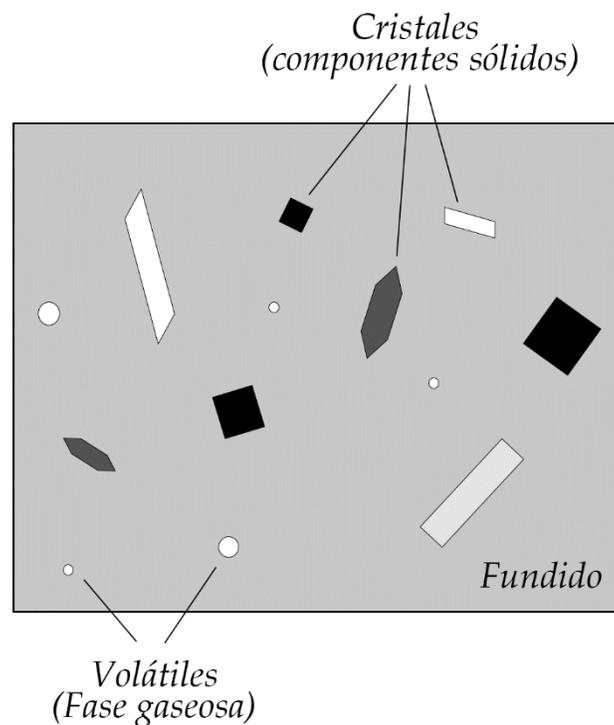


Figura 74. Esquema idealizado del magma y sus diferentes componentes: fundido, sólidos y gases.
Modificada de Gill (2010).

Cuando un magma se enfría, los primeros minerales en formarse tienen espacio para crecer y tienden a tener caras cristalinas mejor desarrolladas que los últimos en cristalizar, que solo pueden crecer en los espacios restantes. Por último, todo el magma se transforma en una masa sólida de silicatos interpenetrados que se denomina “roca ígnea”. Durante la cristalización del magma, la composición del fundido cambia continuamente a medida que los iones son retirados de manera selectiva e incorporados en los primeros minerales que se forman. Si el fundido se separa de los primeros minerales que se forman, su composición química será distinta de la del magma original, ya que parte de este ha quedado en la estructura de los minerales formados.

1 Formación de magma

La mayor parte del magma que se genera, cerca del 80%, se produce en los bordes divergentes o constructivos de las placas tectónicas, en las dorsales oceánicas. El resto se produce en zonas de subducción y en regiones localizadas denominadas puntos calientes (Figura 75).

1.1 Magmatismo de dorsales

Se produce bajo las dorsales oceánicas. En estas regiones, la extensión litosférica induce el rápido ascenso del manto astenosférico, el cual encuentra condiciones de presión gradualmente menores, hasta alcanzar el punto de fusión de la roca y poder comportarse como un fluido viscoso. Es importante mencionar que la adición de volátiles (H₂O, CO₂ o SO₂) debilita los enlaces Si-O de los minerales del manto, promoviendo su fusión parcial a una temperatura más baja de la que se requeriría en condiciones anhidras. Este magma primario, no diferenciado, es el material que conforma los fondos oceánicos.

1.2 Magmatismo en zonas de subducción

La fusión de las rocas se produce por el aumento de la temperatura debido a la compresión de la litósfera y por fricción con las rocas del manto. En las zonas de subducción, la placa oceánica que subduce, se deshidrata progresivamente al hundirse en el manto debido a las altas temperaturas presentes en la astenosfera; mediante este proceso, se libera una gran cantidad de fluidos hacia el manto, lo que promueve la fusión parcial de éste. Por este motivo, los magmas que se producen en arcos volcánicos presentan un alto contenido de volátiles y generan erupciones típicamente explosivas.

1.3 Magmatismo intraplaca

Este tipo de magmatismo está relacionado con los denominados puntos calientes, que ocurren en varios puntos bajo la corteza, tanto continental, como oceánica. Los puntos calientes son producto del ascenso de rocas extremadamente calientes que se encuentran en el manto, estas logran ascender debido a que su temperatura más elevada les confiere mayor flotabilidad que las rocas circundantes, por lo que ascienden como “plumas” hacia la superficie, una vez que alcanzan el manto superior astenosférico, estas rocas pueden estar sujetas a fusión parcial por efecto de la descompresión y, por ende, generar magmatismo. Por otro lado, las grandes fracturas litosféricas intraplaca también pueden producir magmatismo por fusión de rocas del manto, esto se observa por la asociación de estas fallas con la presencia de volcanes.

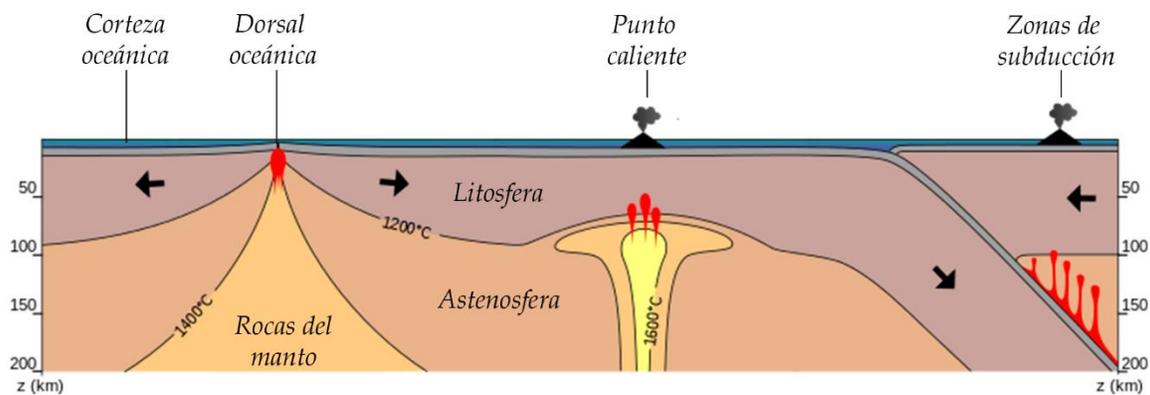


Figura 75. Esquema idealizado de las zonas en donde se produce magma. Modificado de Anguita, F. y Moreno, F. (1991).

2 Tipos de rocas ígneas

Las rocas ígneas se dividen en dos grandes grupos, las que se enfrían y solidifican en el interior de la corteza terrestre y las que lo hacen en superficie (Figura 76).

2.1 Rocas plutónicas o intrusivas

Se forman a partir de magma que cristaliza en el interior de la corteza terrestre. Las rocas plutónicas se clasifican como rocas *hipabisales* y rocas *plutónicas*: las primeras derivan de la cristalización de un magma a pocos kilómetros de profundidad (enfriamiento relativamente lento), mientras que las segundas se forman a grandes profundidades en la corteza (enfriamiento muy lento). Cuando el magma se enfría lentamente, permite que los minerales formen grandes cristales, visibles a simple vista. Las intrusiones magmáticas a partir de las cuales se forman estas rocas se denominan plutones, como por ejemplo: lacolitos, sills y diques.

2.2 Rocas volcánicas o extrusivas

Se forman por la solidificación del magma en la superficie de la corteza terrestre. El enfriamiento es mucho más rápido que en el caso de las rocas intrusivas, en consecuencia, los iones de los minerales no pueden organizarse en cristales grandes, por lo que las rocas resultantes son de grano fino. En muchas rocas volcánicas se pueden observar vesículas, producto de las burbujas de gas que escapan durante la solidificación del magma. Las rocas volcánicas se clasifican como rocas *efusivas* y rocas *piroclásticas*: las primeras provienen de la solidificación de un magma producido por una erupción efusiva, mientras que las segundas derivan de la solidificación de un magma fragmentado, producido por una erupción explosiva.

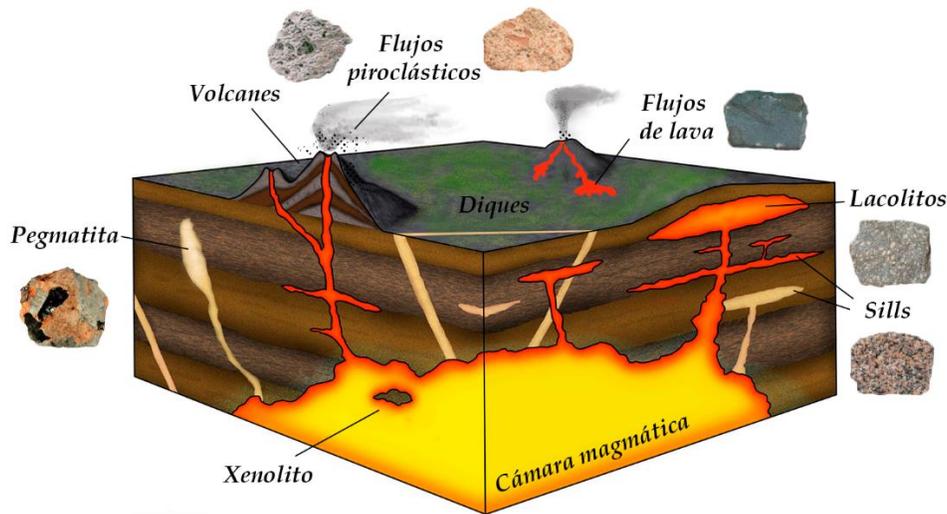


Figura 76. Esquema idealizado de las condiciones de formación de los diferentes tipos de rocas ígneas y ejemplos de sus texturas. Las rocas extrusivas se enfrían en superficie (flujos piroclásticos y de lava), las intrusivas cristalizan en profundidad (lacolitos, sills, diques, pegmatitas). Modificado de E. J. Tarbuck.

3 Cristalización del magma

Conforme se enfría un magma basáltico en profundidad, los minerales tienden a cristalizar de forma sistemática en función de sus puntos de fusión. El primer mineral en cristalizar es el olivino, seguido de plagioclasa rica en calcio, posteriormente piroxeno, anfíbol, mica biotita, feldespato potásico, mica moscovita y por último cuarzo.

Durante el proceso de cristalización, la composición de la porción líquida del magma cambia continuamente, ya que los elementos ferromagnesianos quedan incorporados en la estructura cristalina de los primeros minerales que se formaron, como el olivino y los piroxenos, lo que provoca que el líquido residual esté empobrecido en Fe, Mg y Ca, y por ende, enriquecido en Na y K.

Para estudiar este fenómeno, se utiliza la serie de reacción de Bowen, la cual se formuló a partir de condiciones controladas, este modelo supone un enfriamiento lento y en condiciones inalteradas. La serie de reacción de Bowen se divide en dos ramas: una serie continua y una serie discontinua (Figura 77).

3.1 Serie de reacción discontinua

Indica que conforme un magma basáltico se enfría el primer mineral en formarse es el olivino. Una vez formado el olivino reaccionará con el fluido restante para formar piroxeno. Conforme el cuerpo magmático se enfría más, los cristales de piroxeno reaccionarán a su vez con el fundido para generar anfíboles. Esta reacción continuará hasta que se formen los últimos minerales de la serie que conforman el grupo de la biotita. En la naturaleza, estas reacciones no suelen transcurrir hasta completarse de manera que pueden existir diversas cantidades de cada uno de estos minerales en cualquier momento dado y algunos de estos minerales como la biotita quizá no se formen nunca.

3.2 Serie de reacción continua

Esta serie muestra que los cristales de plagioclasa rica en calcio reaccionan con los iones sodio en el fundido para enriquecerse progresivamente en ellos. Los iones de sodio se difunden en los cristales de feldespato y desplazan los iones calcio en la red cristalina. A menudo, el enfriamiento ocurre con tal rapidez que impide la sustitución completa de los iones calcio por los iones sodio, en estos casos, los cristales de feldespato tendrán interiores ricos en calcio rodeados por zonas progresivamente más ricas en sodio. Durante la última etapa de cristalización después de que se haya solidificado gran parte del magma se forma el feldespato potásico, se formará moscovita en las pegmatitas y otras rocas ígneas plutónicas. Por último, si el magma remanente tiene exceso de sílice se formará cuarzo.

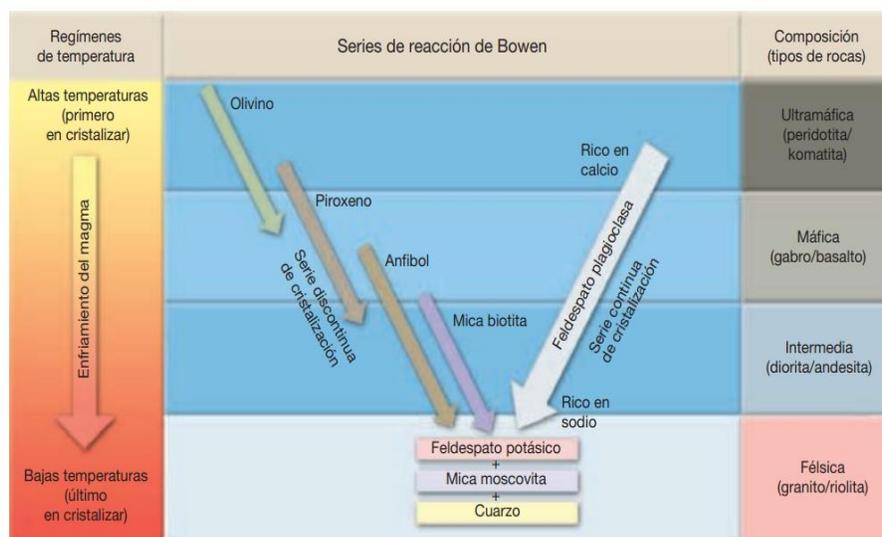


Figura 77. Las series de reacción de Bowen muestra la secuencia en la cual cristaliza un magma basáltico (Tomado de E. J. Tarbuck).

4 Texturas de las rocas ígneas

Las rocas ígneas que se forman cuando se solidifica la roca fundida o lava en la superficie terrestre se clasifican como extrusivas o volcánicas. Estas rocas provienen de lava que salió a la superficie por medio de volcanes o sistemas de fracturas corticales por donde logra escapar y posteriormente enfriarse y solidificarse para formar este tipo de rocas. Debido a que el enfriamiento de la lava es rápido, la textura que presentan los minerales que la componen es microcristalina o criptocristalina, es decir, difícilmente pueden ser observados a simple vista. Por otro lado, si el magma pierde su movilidad antes de alcanzar la superficie éste cristaliza en profundidad y a las rocas formadas se les denomina intrusivas o plutónicas. En estas rocas el tiempo de enfriamiento es lento y esto provoca que los minerales que las forman logren tamaños observables e identificables a simple vista. Por lo que, de acuerdo a su origen, las rocas ígneas desarrollarán diferentes tipos de texturas (Figura 77).

4.1 Textura afanítica (de grano fino)

Las rocas ígneas que se forman en la superficie se enfrían rápidamente por lo que poseen una estructura de grano muy fino, generalmente los cristales no pueden ser distinguidos a simple vista (Figura 78). Esta textura se describe como *microcristalina* si contiene únicamente pequeños cristales de tamaño inferior a 1 mm; *hipocristalina* si contiene pequeños cristales y vidrio en proporciones variables; y *holohialina* si la matriz es completamente vítrea.



Figura 78. Andesita con textura afanítica.

4.2 Textura fanerítica (de grano grueso)

Se presenta cuando el magma solidifica lentamente a profundidad. Es una textura holocristalina en la cual los cristales pueden ser visibles a simple vista, pueden tener un diámetro variable entre 1 y 30 mm (Figura 79). Se considera de grano fino cuando los cristales no superan los 3 mm, de grano medio cuando varía entre 3 y 10 mm y de grano grueso cuando supera los 10 mm. La textura fanerítica de grano fino corresponde a rocas hipabisales, mientras que las texturas de grano medio y grueso son típicas de rocas plutónicas, ya que en estas condiciones se enfría más lentamente, lo que favorece el crecimiento de los cristales.

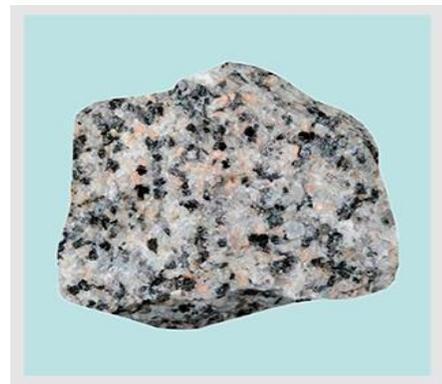


Figura 79. Granito con textura fanerítica.

4.3 Textura porfídica

Un magma que comienza a cristalizar en profundidad requiere de decenas a centenas de miles de años en terminar de solidificarse, durante este tiempo, el magma puede moverse hacia la superficie lo que implica cambios en las condiciones de temperatura y presión. Cuando el magma que ya tenía algunos cristales formados, asciende, la porción líquida restante cristaliza relativamente más rápido (menor temperatura), dando origen a cristales menos desarrollados, de menor tamaño con respecto a los previamente formados a mayor profundidad. El resultado son grandes cristales formados a mayor profundidad dentro de una matriz de cristales más pequeños (Figura 80) formados en condiciones más someras (de menor temperatura y presión). Los cristales grandes se denominan *fenocristales* mientras que los más pequeños se llaman *pasta o matriz*. Una roca que presenta esta textura es llamada pórfido.

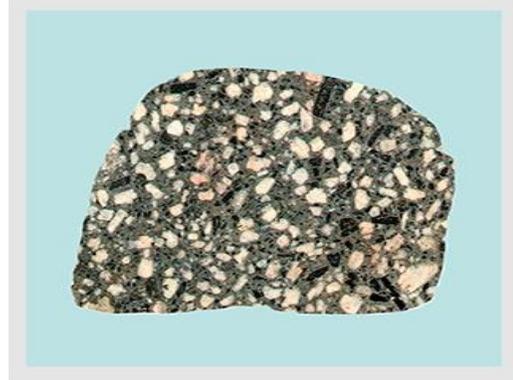


Figura 80. Andesita con textura porfídica.

4.4 Textura vesicular

Se caracteriza por la presencia de espacios vacíos de forma esférica a elipsoidal llamados vesículas. Las rocas que presentan esta textura se clasifican con base en el porcentaje de vesículas que contienen. Si el contenido de vesículas está entre el 5 y 30% del volumen de la roca, entonces se puede agregar el término “vesicular” a la clasificación de la muestra (Figura 81 Izq.), si el contenido de vesículas es mayor de 30% entonces se consideran rocas piroclásticas, como la pómez o las escorias (Figura 81 Der.).



Figura 81. Izq. Basalto vesicular. Der. Piedra pómez.

4.5 Textura piroclástica

Algunas rocas ígneas se forman por la consolidación de fragmentos de roca individuales que son emitidos durante erupciones volcánicas violentas. Las partículas expulsadas pueden ser cenizas muy finas, gotas fundidas o grandes bloques angulares arrancados de las paredes de la chimenea volcánica durante la erupción. Las rocas ígneas formadas por estos fragmentos de roca se dice que tienen una textura piroclástica. Con base en su composición, los piroclastos se dividen en:

Fragmentos líticos: fragmentos de rocas del basamento, destruidos por la violencia de la erupción y englobados en el magma (Figura 82).



Figura 82. Ignimbrita con fragmentos líticos, textura piroclástica.

Vidrio: fragmentos de vidrio magmático formado por enfriamiento rápido (Figura 83).



Figura 83. Obsidiana con textura vítrea.

Con base en su tamaño y forma (Figura 84), los piroclastos se dividen en:

Ceniza: piroclastos de tamaño arena o menor (menor a 2 mm).

Lapilli: piroclastos de tamaño grava (de 2 a 64 mm).

Bloques y bombas: piroclastos de tamaño mayor a 64 mm; los bloques tienen forma angular, mientras que las bombas volcánicas, presentan forma aerodinámica redondeada.



Figura 84. Izq.: Ceniza volcánica, Centro: lapilli, Der: Bomba volcánica

4.6 Textura pegmatítica

Las pegmatitas son rocas ígneas de grano especialmente grueso (Figura 85). Estas rocas, están compuestas por cristales interconectados todos mayores a un centímetro de diámetro y que pueden medir hasta más de un metro. La mayoría de las pegmatitas se encuentran alrededor de los márgenes de las rocas plutónicas como pequeñas masas o venas delgadas que comúnmente se extienden en la roca huésped adyacente. Las pegmatitas se forman en las últimas etapas de la cristalización cuando el agua y otros volátiles, como el flúor y el azufre forman un porcentaje inusualmente elevado del fundido. Dado que la migración iónica aumenta en estos ambientes ricos en líquido, los cristales que se forman son anormalmente grandes. Por tanto, los grandes cristales de las pegmatitas no son consecuencia de historias de enfriamiento largas, sino que son consecuencia del ambiente rico en líquido en el que tiene lugar la cristalización. La composición de la mayor parte de las pegmatitas es parecida a la del granito, por tanto, contienen cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita.



Figura 85. Pegmatita granítica con textura pegmatítica.

5 Clasificación mineralógica de las rocas ígneas

Las rocas ígneas y los magmas de donde proceden pueden clasificarse en función de la proporción de minerales máficos y félsicos que contienen (Figura 86). Los minerales máficos, son oscuros y ricos en Mg y Fe, comúnmente: olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíboles y biotita. Los minerales félsicos, son claros, ricos en Si y Al, por mencionar algunos: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y feldespatoideos. Dependiendo de la relación entre minerales félsicos y máficos, las rocas ígneas pueden clasificarse como:

Félsicas o graníticas, cuando contienen aproximadamente 70% de sílice, este tipo de rocas son los constituyentes principales de la corteza continental y presentan una coloración clara.

Intermedias o andesíticas, cuando el contenido en sílice aumenta cercano al 65% presentan colores en tonalidades de grises.

Máficas o basálticas, cuya composición en sílice es cercana al 55% son de color gris oscuro a negro y su densidad es mayor, este tipo de rocas basálticas constituyen el suelo oceánico, así como muchas de las islas volcánicas localizadas dentro de las cuencas oceánicas; también pueden encontrarse dentro del continente, pero menos frecuentemente.

Ultramáficas o peridotitas, su contenido en sílice es menor al 45%, este tipo de rocas se componen fundamentalmente de olivino y piroxeno son de color negro verdoso y debido a su composición rica en hierro son las más densas y se cree que son el constituyente principal del manto superior terrestre.

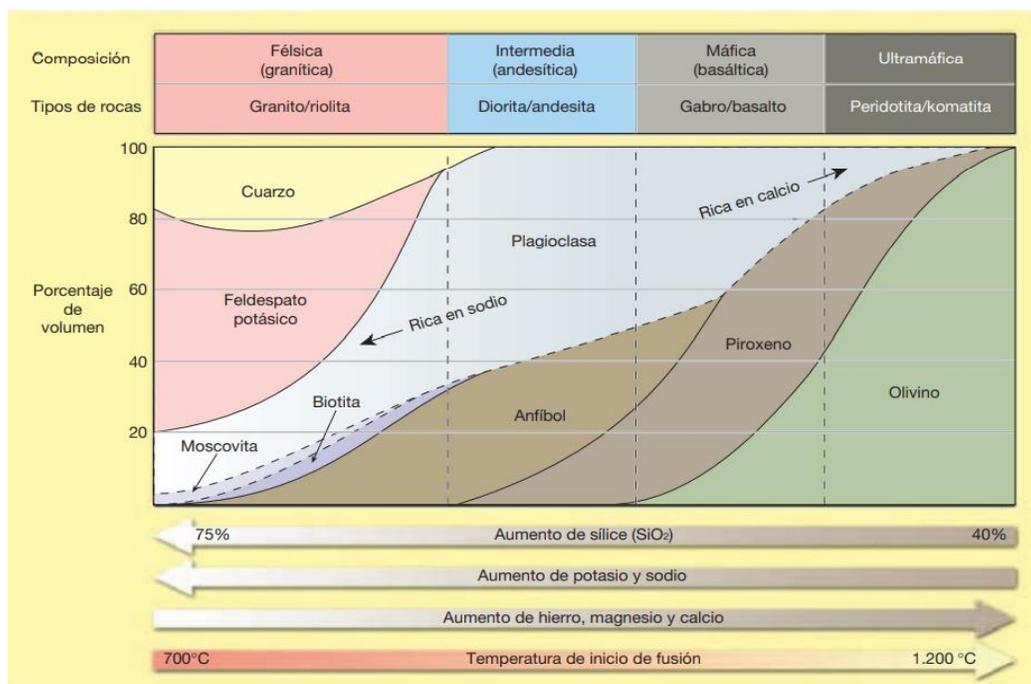


Figura 86. Mineralogía de las rocas ígneas comunes y de los magmas a partir de los que se forman (Tomado de E. J. Tarbuck).

6 Diagrama de clasificación Streckeisen o QAPF

Actualmente el nombre de las rocas ígneas se basa en la clasificación propuesta por Streckeisen, (1974). Consta de un doble diagrama ternario, en donde se consideran los porcentajes de **Q** (cuarzo), **A** (feldespato alcalino), **P** (plagioclasa) y **F** (feldespatoideos).

Los porcentajes de Q, A, P y F están normalizados o recalculados para que su suma sea 100% de la muestra. El triángulo superior (**QAP**) incluye a las rocas sobresaturadas en sílice, que contienen cuarzo en su paragénesis; mientras que el triángulo inferior (**FAP**) se utiliza para clasificar a las rocas subsaturadas en sílice, que contienen feldespatoideos en lugar del cuarzo.

Existen dos tipos de diagramas QAPF: uno se usa para clasificar rocas plutónicas (Figura 87 Izq.), y el otro, para rocas volcánicas (Figura 87 Der.). Esto para distinguir de manera sencilla entre dos rocas que pueden presentar la misma composición mineralógica, pero diferente textura, en relación con diferentes condiciones de formación (por ejemplo, una sienita y una traquita).

No existe un diagrama QAPF específico para las rocas hipabisales; por lo tanto, si la roca hipabisal tiene una textura similar a la de una roca plutónica, por ejemplo, una textura fanerítica de grano fino, entonces se utiliza el diagrama QAPF para rocas plutónicas; y se añade el prefijo "micro" para especificar que la roca tiene un origen hipabisal, por ejemplo, microgabro, microgranito. Si la roca hipabisal presenta una textura similar a la de una roca volcánica, por ejemplo, una textura porfídica de grano grueso, entonces se clasifica con el diagrama QAPF para rocas volcánicas; se añade el término "pórfido" para resaltar que la roca tiene un origen hipabisal, por ejemplo, pórfido riolítico, pórfido traquítico.

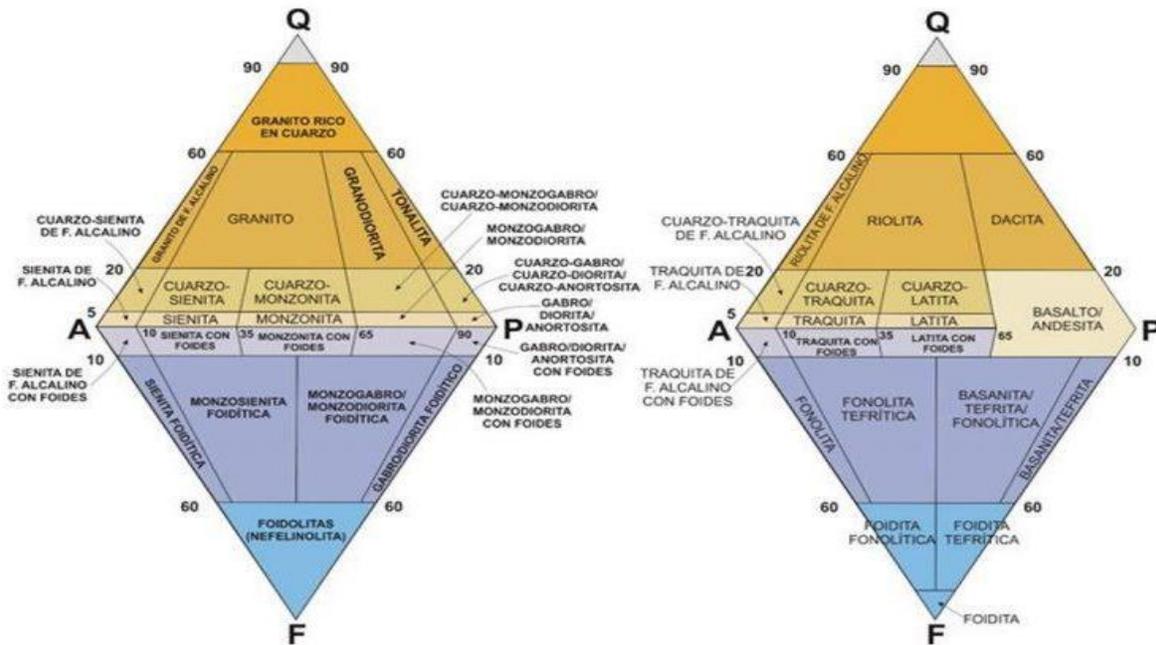


Figura 87. Diagrama QAPF para identificación de rocas ígneas plutónicas (Izq.) y volcánicas (Der.). Imagen modificada de Streckeisen (1973).

7 Diagramas de clasificación TAS

Los diagramas QAPF no son utilizados para la clasificación de rocas piroclásticas o rocas volcánicas ya que por el tamaño de sus cristales o por el contenido de vidrio, resulta complicado determinar el porcentaje de los minerales presentes.

Para resolver este problema, se hacen análisis químicos de la roca, y se clasifican de acuerdo a su contenido de sílice:

Rocas ultrabásicas: Contienen menos del 45% de sílice.

Rocas básicas: el contenido de sílice varía entre 45 y 52%.

Rocas intermedias: el contenido de sílice varía entre 52 y 63%.

Rocas ácidas: Contienen más del 63% de sílice.

Para clasificar las rocas ígneas volcánicas, con base en su contenido de sílice, se utiliza el diagrama TAS (Total-Alkali-Silica) que se muestra en la Figura 88.

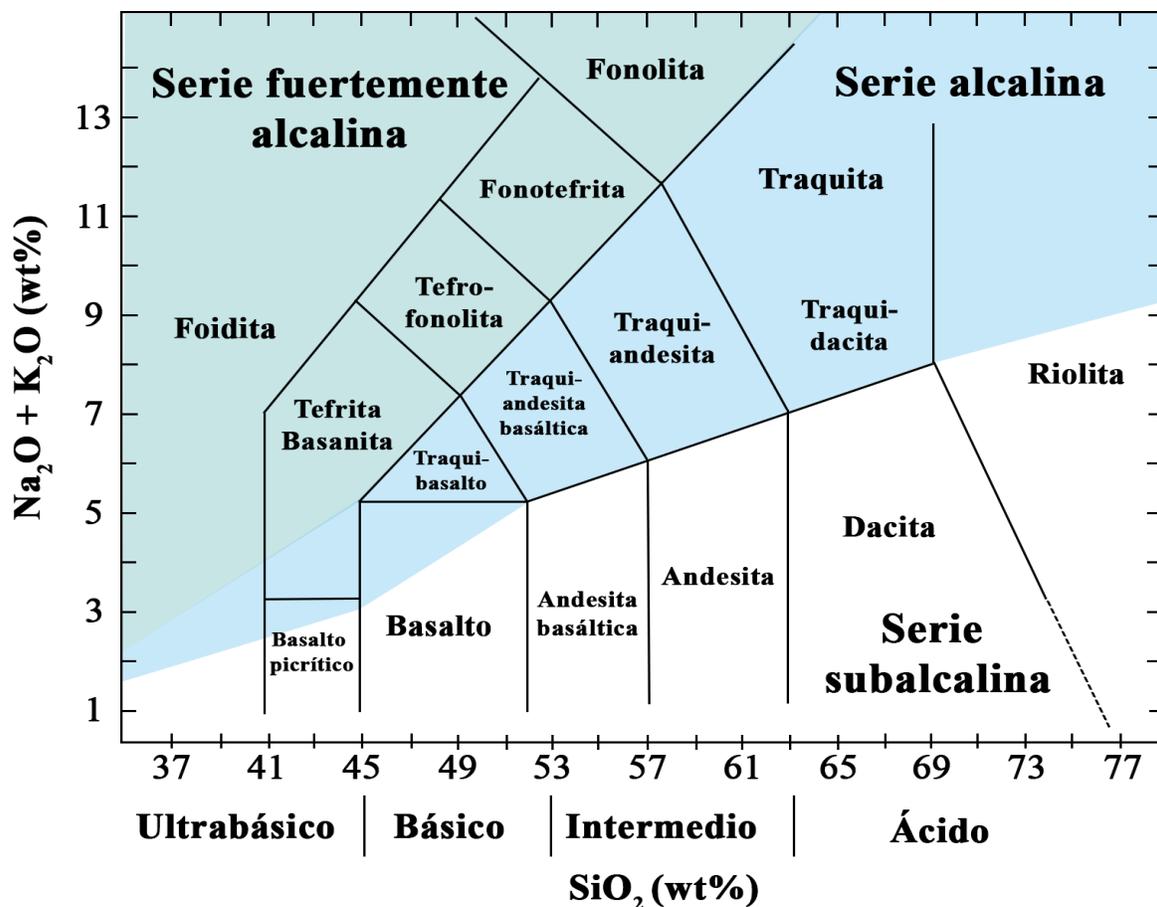


Figura 88. Diagrama TAS para identificación de rocas volcánicas, modificada de Le Maitre et al. (2002).

Apéndice C: Rocas Sedimentarias

Este tipo de rocas son formadas por los productos de meteorización mecánica y química de rocas preexistentes. Los fragmentos de roca son transportados por fluidos, generalmente aire o agua hasta que llegan a depositarse en lagos, valles, mares y muchos otros lugares denominados ambientes de depósito, en donde la energía que los transporta disminuye hasta alcanzar el reposo. Conforme las partículas se acumulan, el material que se encuentra al fondo se compacta y experimenta grandes cambios físicos, químicos y biológicos para llegar a convertirse en una roca sedimentaria, a esta serie de procesos se le denomina **diagénesis**.

En este tipo de rocas se puede preservar un registro estratigráfico de los eventos que ocurrieron durante su depósito, como el ambiente donde se depositaron, los mecanismos que los transportaron y fósiles preservados, así mismo, las rocas sedimentarias tienen gran importancia económica ya que forman yacimientos de minerales como carbón e hidrocarburos, además de que forman depósitos de materiales que se utilizan para la construcción, como arenas, calizas, arcillas, gravas, entre otros.

De acuerdo con su génesis se tienen dos tipos de rocas sedimentarias. Las que se forman a partir de materiales procedentes de rocas preexistentes (**terrígenas** o **detríticas**) y las rocas formadas a partir de la precipitación de material disuelto (**químicas**).

Tabla 7. Tipos de rocas sedimentarias (Tomado de E. J. Tarbuck).

Rocas sedimentarias detríticas				Rocas sedimentarias químicas			
Textura clástica Tamaño del clasto	Nombre del sedimento	Nombre de la roca	Composición	Textura	Nombre de la roca		
Grueso (más de 2 mm)		Grava (clastos redondeados)	Calcita, CaCO ₃	No clástica: cristalino de fino a grueso	Caliza cristalina	b i o q u i z a c a	
		Grava (clastos angulosos)			Travertino		
Medio (de 1/16 a 2 mm)		Arena (Si el feldespato es abundante la roca se denomina arcosa)		Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón visibles, cementados débilmente	Coquina		
		Limo		Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón de diversos tamaños cementados con cemento de calcita	Caliza fosilífera		
Muy fino (menos de 1/256 mm)	Arcilla			Clástica: caparazones y arcilla microscópicos	Creta		
				Cuarzo, SiO ₂	No clástica: cristalino muy fino		Rocas silíceas (silex) (color claro) Pedernal (color oscuro)
				Yeso, CaSO ₄ •2H ₂ O	No clástica: cristalino de fino a grueso		Yeso
				Halita, NaCl	No clástica: cristalino de fino a grueso		Salgema
				Fragmentos vegetales alterados	No clástica: materia orgánica de grano fino		Hulla

1 Rocas sedimentarias detríticas

Los constituyentes principales de la mayoría de rocas sedimentarias detríticas son los minerales de arcilla, el cuarzo, los feldespatos, las micas y los fragmentos de roca; las arcillas son el producto más abundante de la meteorización química de los silicatos, en especial de los feldespatos. El cuarzo es un mineral abundante gracias a su resistencia al intemperismo químico y mecánico.

El tamaño de los clastos es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas. El tamaño de grano no es sólo un método conveniente de división de las rocas detríticas; también proporciona información relativa a los ambientes deposicionales. Las corrientes de agua o de aire que transportan los sedimentos seleccionan los clastos por tamaños, dependiendo de la energía que tiene el fluido. Cuanta más energía tiene el agente de transporte, mayor es el tamaño de los clastos que puede transportar. Por ejemplo, las gravas pueden ser transportadas por corrientes de agua rápida; así como por avalanchas o glaciares; mientras que para transportar arcillas se necesita poca energía, por lo que pueden bastar corrientes de aire o de agua que fluye tranquilamente. Las rocas sedimentarias detríticas se clasifican de acuerdo a su tamaño de grano en: lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados o brechas.

1.1 Lutitas

Las **lutitas** son rocas que están compuestas por partículas muy finas del tamaño de la arcilla y el limo. Estas partículas constituyen más del 75% del volumen de la roca. Proviene de la sedimentación gradual de partículas transportadas por corrientes no turbulentas, relativamente tranquilas. Entre los ambientes deposicionales donde se forman se encuentran los lagos, llanuras de inundación, lagunas, y cuencas oceánicas profundas. Conforme se acumulan las arcillas y limos se forman capas delgadas denominadas láminas, mientras mayor sea la compactación inducida por el peso de capas suprayacentes, los granos se ordenan de mejor forma expulsando el agua intersticial y provocando que todos los espacios vacíos queden ocupados, lo que tiene como consecuencia que este tipo de rocas sean impermeables; normalmente los acuíferos se encuentran delimitados por este tipo de rocas, también sirven como trampas para atrapar hidrocarburos.

1.2 Areniscas

Las **areniscas** son rocas cuyo tamaño de grano es arena, es decir que su diámetro mide entre 0.0625 y 2 mm. Después de las lutitas, son las rocas sedimentarias más abundantes, representan aproximadamente el 20% del volumen de rocas sedimentarias. Como se observa en la Figura 89, las areniscas se clasifican dentro de un diagrama ternario, en el que sus componentes son: fragmentos líticos, cuarzo y feldespatos, pudiendo tener las siguientes clasificaciones: cuarzo arenita, arcosa, subarcosa, arcosa lítica y sublitarenita.

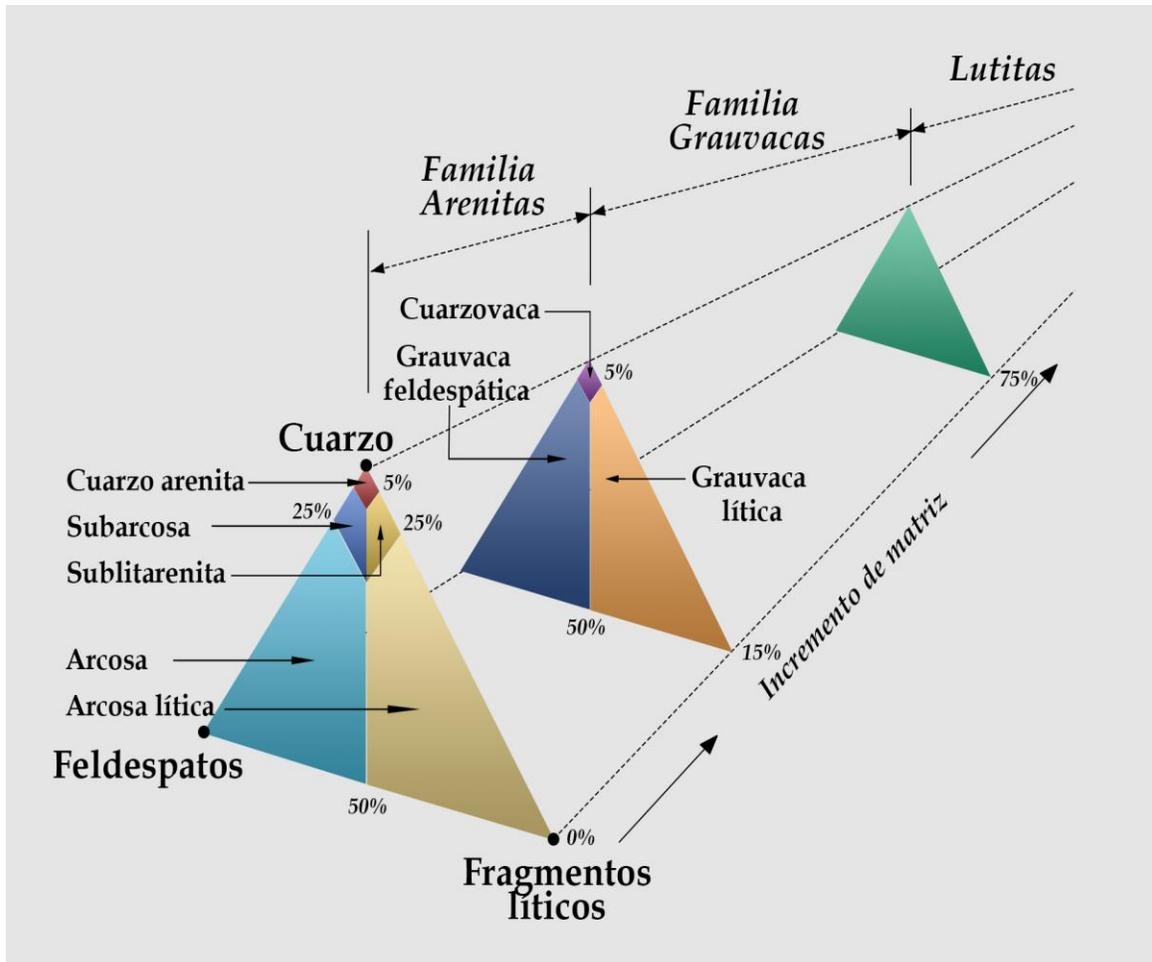


Figura 89. Clasificación de rocas sedimentarias clásticas, modificado de Pettijohn (1954).

1.3 Conglomerado

El **conglomerado o rudita** es una roca sedimentaria detrítica compuesta por clastos predominantemente redondeados y de tamaño superior a 2mm de diámetro (gravas). Los clastos que lo componen pueden provenir de cualquier tipo de roca. Con frecuencia, los espacios intersticiales entre los clastos del conglomerado, se encuentran, rellenos de sedimentos de grano más fino (arenas, limos y arcillas) que se denomina matriz.

Clasificación por cantidad de matriz: Como se observa en la Figura 90, si los clastos que lo componen tocan sus bordes uno con otro o el porcentaje de la matriz en el volumen total de roca es inferior al 20%, entonces se dice que es un **ortoconglomerado**, por otro lado, si los clastos flotan en una matriz, superior al 20% y hasta 70% del volumen total de roca, entonces se dice que es un **paraconglomerado**.

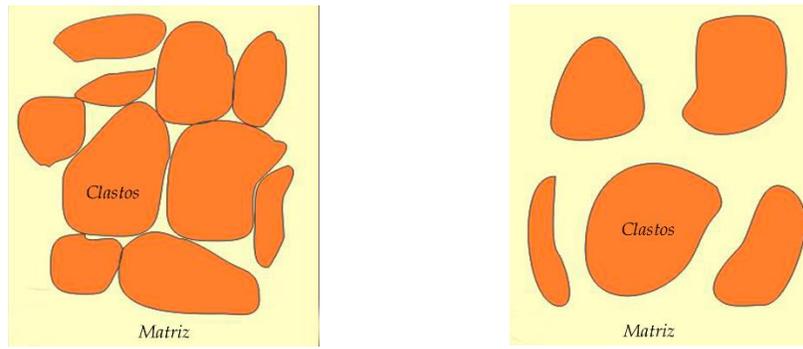


Figura 90. Clasificación de conglomerados por cantidad de matriz. Izquierda: Ortoconglomerado, Derecha: Paraconglomerado.

Clasificación con base en la composición de los clastos: si los clastos que conforman el conglomerado están compuestos principalmente por un mismo tipo de roca, entonces se dice que es un **conglomerado oligomíctico**, en cambio, si los fragmentos de roca que lo conforman son de diferente composición química, se dice que es un **conglomerado polimíctico**.

Clasificación por tamaño de sus componentes: un conglomerado compuesto principalmente por clastos de 2 a 4 mm se llamaría conglomerado de **guijas o gránulos**; si está compuesto principalmente por clastos entre 4 y 64 mm, se denomina conglomerado de **guijarros**, si sus componentes van de los 64 a 256 mm se llama conglomerado de **cantos**, y si los clastos son superiores a 256 mm, entonces se llama conglomerado de **bloques**.

Clasificación por procedencia: si los conglomerados contienen rocas o minerales que son significativamente diferentes en litología de la matriz envolvente y por lo tanto más antiguos y derivados del exterior de la cuenca de sedimentación, el conglomerado se define como **extraformacional o de extracuenca**. Si por el contrario la naturaleza de los clastos coincide con los de la matriz y, por tanto, son penecontemporáneos y proceden de la misma cuenca de sedimentación, se califican como **intraformacionales o de intracuenca**.

1.4 Brecha

Las brechas y los conglomerados son rocas sedimentarias muy similares, ambas son rocas sedimentarias clásticas constituidas por fragmentos líticos de más de 2mm de diámetro, la diferencia básica entre una brecha y un conglomerado, es que los fragmentos que constituyen las brechas son angulosos y los que constituyen los conglomerados son redondeados. Al igual que en los conglomerados, pueden distinguirse *brechas oligomícticas*, compuestas casi en su totalidad por fragmentos del mismo tipo de roca, y *brechas polimícticas*, compuestas por fragmentos de diferentes tipos de roca. De acuerdo con su origen, se pueden distinguir diferentes tipos de brechas:

Brecha sedimentaria: es aquella en que fragmentos líticos fueron depositados y posteriormente sepultados por una capa de sedimentos muy finos que al consolidarse los han litificado. La tillita (Figura 91), por ejemplo, es una brecha glacial que se forma cuando los guijarros de una morrena son cubiertos por una espesa capa de arcilla.

Figura 91. Brecha glacial en Målselv, Noruega. Foto: Chmee2



Brecha tectónica: se forma por la trituración de las rocas cuando se presenta un desplazamiento a través de planos de falla. Presentan clastos angulosos (Figura 92). Las cataclasitas (rocas fragmentadas) y las milonitas (fragmentación y deformación) constituyen ejemplos de esta clase.

Figura 92. Brecha tectónica en el Valle de la Muerte, California, EEUU. Foto: Michael C. Rygel.



Brecha volcánica: es la constituida por derrubios de rocas volcánicas que han sido embebidas por coladas de lava. Cabe aclarar que no se considera como roca sedimentaria, pues no ha sufrido erosión, transporte y sedimentación.

Figura 93. Brecha en basalto. Los fragmentos oscuros corresponden al basalto, la matriz está constituida por epidota. Islas Canarias, España. Foto: Siim Sepp.



Brecha de impacto: se origina como consecuencia de un impacto meteorítico, estos eventos ocurren en unos cuantos segundos, pero son procesos de muy alta energía y de efectos globales. Las brechas causadas por el impacto, pueden localizarse en distintas partes del cráter.



Figura 94. Brecha de impacto. Formación Onaping, Ontario, Canadá. Foto: James St. John.

Brecha hidrotermal: por lo general se forman a nivel de la corteza terrestre a menos de un 1 Km de profundidad, en un rango de temperatura entre 150 y 350 ° C, se producen por la acción de los gases y fluidos que se encuentran atrapados en las rocas magmáticas a profundidad, mientras estos cuerpos magmáticos ascienden a la superficie, encuentran zonas de menor presión, como fallas y fracturas, por donde los fluidos pueden llegar a escapar de forma violenta fragmentando las rocas encajonantes.



Figura 95. Brecha hidrotermal. Región de Atacama, Chile. Foto: W. Griem.

Tabla 8. Clasificación de conglomerados y brechas, Pettijohn (1954).

EPICLÁSTICO	EXTRAFORMACIONAL	Ortoconglomerados (matriz < 15%)	Metaestable < 10%	Conglomerado ortocuarcítico
			Metaestable > 10%	Conglomerado petromítico (conglomerado de calizas, conglomerado de granito, etc)
		Paraconglomerados (matriz > 15%)	Matriz laminada	Lodolita conglomerática laminada o argilita
			Matriz no laminada	Tilita (origen glacial) Tiloide (origen no glacial)
	INTRAFORMACIONAL. - brechas y conglomerados intraformacionales			
PIROCLÁSTICO	Brechas volcánicas y aglomerados			
CATACLÁSTICO	Brechas de deslizamiento			
	Brechas de fallamiento y plegamiento			
	Brechas de disolución y de colapso			
METEORICO	Brecha de impacto			

2 Parámetros texturales

Además del tamaño de grano se pueden observar una serie de parámetros texturales en los sedimentos clástico o detríticos que permiten realizar inferencias acerca de su transporte y depósito: clasificación, redondez, esfericidad y forma.

2.1 Grado de clasificación

El término **clasificación** se refiere a la homogeneidad en el tamaño de grano, si todos los granos de la muestra comparten un mismo tamaño o semejante se considera que la roca está bien clasificada, por el lado contrario, si el tamaño de los componentes es heterogéneo, se dice que está mal clasificada (Figura 96).

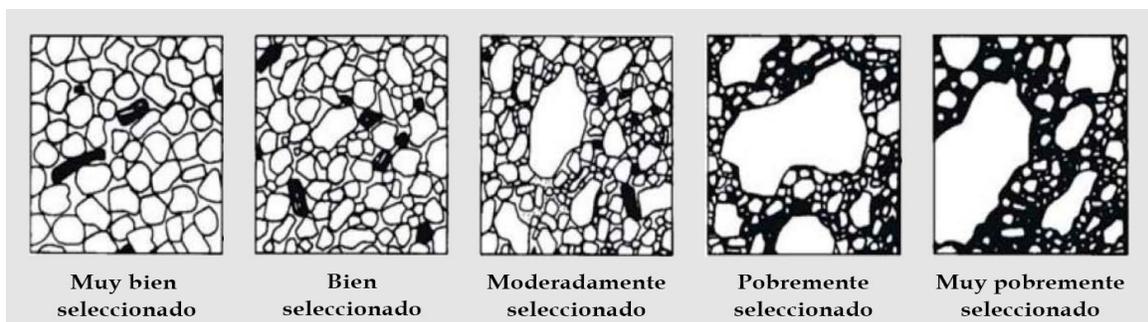


Figura 96. Grado de clasificación en sedimentos detríticos (Compton, 1962).

2.2 Redondez y esfericidad

La **redondez** es el radio promedio de la curvatura de todas las aristas de una partícula mientras que la **esfericidad** es el grado en el que la partícula se aproxima a una esfera perfecta, ambas propiedades se pueden estimar visualmente como se muestra en la Figura 97.

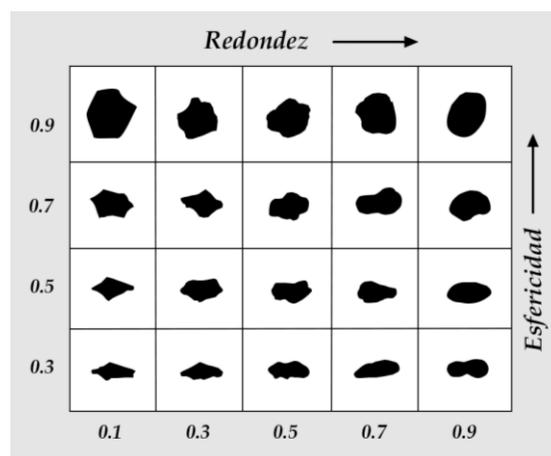


Figura 97. Cuadro de comparación visual para estimar el grado de redondez y esfericidad de los clastos (basado en Powers, 1953).

3 Rocas sedimentarias químicas

Los sedimentos químicos se forman a partir de precipitados de los iones transportados en solución derivan de material que fue transportado en solución formando rocas carbonatadas (calizas, dolomías), sílex y evaporitas (halita, yeso).

Esta precipitación del material se produce de dos maneras, el primero consta de procesos inorgánicos como la evaporación y la actividad química que pueden producir los sedimentos químicos; y el segundo por procesos orgánicos de los organismos acuáticos, al asimilar elementos disueltos en el agua para formar sus conchas o esqueletos y una vez que termina su ciclo de vida sus esqueletos y conchas se acumulan en grandes cantidades en el de los lagos o mares dando origen a sedimentos bioquímicos. A continuación, se describen algunos de los tipos más comunes de rocas sedimentarias químicas.

3.1 Caliza

La caliza es la roca sedimentaria química más abundante, representa cerca del 10% del volumen total de rocas sedimentarias. Está compuesta fundamentalmente por carbonato de calcio (CaCO_3) y se forma o bien por medios inorgánicos o bien como resultado de procesos bioquímicos. Las calizas que tienen un origen bioquímico marino son las más comunes, los arrecifes de coral son organismos capaces de crear grandes cantidades de caliza marina (Figura 98). Las calizas que tienen origen inorgánico se forman cuando los cambios químicos o las temperaturas elevadas del agua aumentan la concentración del carbonato cálcico hasta el punto en que precipita.

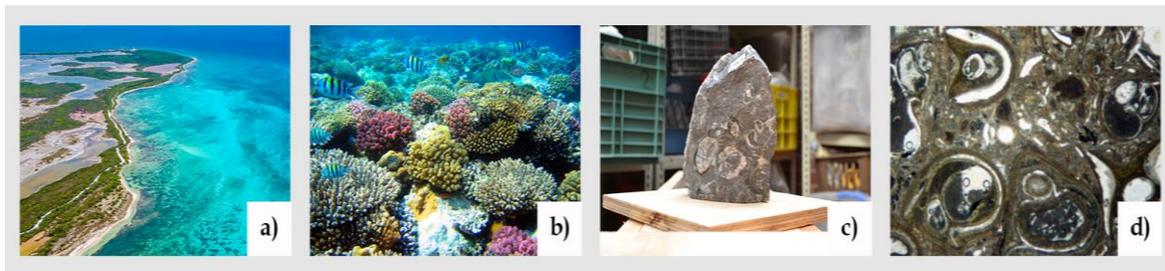


Figura 98. a) Arrecife Palancar, Cozumel, Quintana Roo (México), foto: Heyder Castillo. b) Corales, foto: Clarence Opolsky. c) Caliza fosilífera, foto: Andrés Omassi. d) Lámina delgada de caliza fosilífera.

3.2 Dolomía

Es un tipo de roca compuesta del mineral dolomita, un carbonato cálcico-magnésico. La dolomía debe contener al menos 50% de dolomita; si contiene menos se denomina caliza dolomítica. Puede formarse por precipitación directa del agua del mar, pero la mayor parte se origina cuando el magnesio reemplaza al calcio en las calizas. En la Figura 99 se puede observar una muestra de mano de dolomía y cómo se ve en lámina delgada al microscopio.



Figura 99. a) Muestra de mano de dolomía, Buenos Aires, Argentina, foto: Beatrice Murch. b) Lámina delgada donde se observan cristales de dolomita (lado mayor = 4.1 mm.) c) Lámina delgada con nicols cruzados, se aprecia su alta birrefringencia.

3.3 Rocas silíceas (sílex o pedernal)

Son rocas muy compactas y duras compuestas de sílice (SiO_2) microcristalina (pedernal). Los depósitos de rocas silíceas se encuentran generalmente como nódulos de forma irregular en la caliza y como capas de roca. Estos estratos de rocas silíceas se originaron como sedimentos bioquímicos por depósito de organismos como las diatomeas y los radiolarios, que son capaces de incorporar a sus esqueletos y conchas la sílice disuelta en el agua de mar. En la Figura 100 se aprecian, a diferentes escalas muestras compuestas por sílex.



Figura 100. a) Muestra de mano de sílex bandedo, La Muela, Zaragoza, España, foto: Miguel Calvo. b) Lámina delgada de sílex, lado mayor = 0.8 mm. c) Misma lámina delgada, pero con nicols cruzados, fotos por Miquel Roy Sunyer.

3.4 Evaporitas

Muy a menudo, la evaporación es el mecanismo que desencadena la sedimentación de precipitados químicos. Los minerales que comúnmente precipitan de esta forma son la halita (NaCl) y el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). En el pasado geológico, muchas áreas que ahora son tierras secas fueron cuencas inundadas por mares someros que solo tenían conexiones estrechas con el mar, bajo estas condiciones, fue posible que, por medio de evaporación, el agua dentro de las cuencas fuera saturándose en sales y pudiera precipitar formando depósitos de sales; a este tipo de depósitos se les denomina evaporitas (Figura 101).

Cuando se evapora un volumen de agua salada, los minerales que precipitan lo hacen en una secuencia determinada por su solubilidad, primero precipitan los minerales menos solubles y al final conforme aumenta la saturación precipitan los más solubles por ejemplo el yeso precipita cuando se ha evaporado alrededor del 60 al 75% del volumen de agua, mientras que la halita, solo precipita cuando se ha evaporado casi el 90% del volumen de agua. En las últimas etapas de este proceso precipitan sales de potasio y de magnesio.

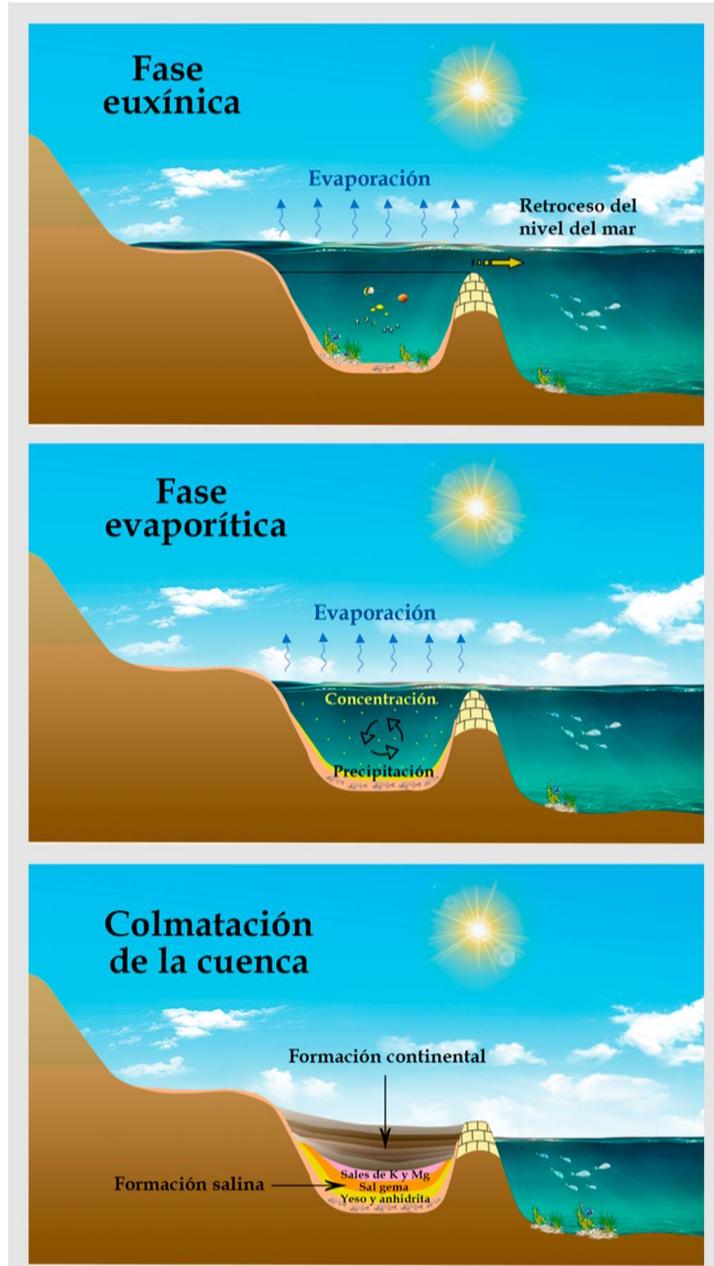


Figura 101. Formación de evaporitas

3.5 Carbón

A diferencia de otras rocas el carbón está compuesto por materia orgánica derivado del enterramiento de grandes cantidades de materia vegetal durante millones de años; sin embargo, se requieren condiciones especialmente bajas en oxígeno para que la acumulación de material orgánico se pueda preservar. Un ambiente favorable para la formación de este tipo de depósitos es el pantanoso ya que al contener agua pobre en oxígeno permite la descomposición de materia vegetal por bacterias las cuales liberan el oxígeno y el hidrógeno de su estructura vegetal y conservan el carbón.

La descomposición parcial de los restos vegetales en un pantano pobre en oxígeno crea una capa de turba, que consiste en un material suave y de color marrón en donde todavía es fácil distinguir los restos de material orgánico.

Como se observa en la Figura 102, mediante enterramiento, la turba se transforma en lignito, un carbón blando y marrón. Conforme aumenta la presión litostática ejercida por los sedimentos suprayacentes, el agua y los volátiles escapan y aumenta la proporción de carbón fijado (material combustible sólido restante). Cuanto mayor es el contenido de carbono mayor es la energía que el carbón produce como combustible. Durante el enterramiento, el carbón se compacta transformando el lignito en una roca dura denominada hulla. Si la hulla es sometida a procesos metamórficos en donde se pierden aún más volátiles y agua ésta se transforma en una roca metamórfica denominada antracita, de aspecto negro brillante y muy dura.

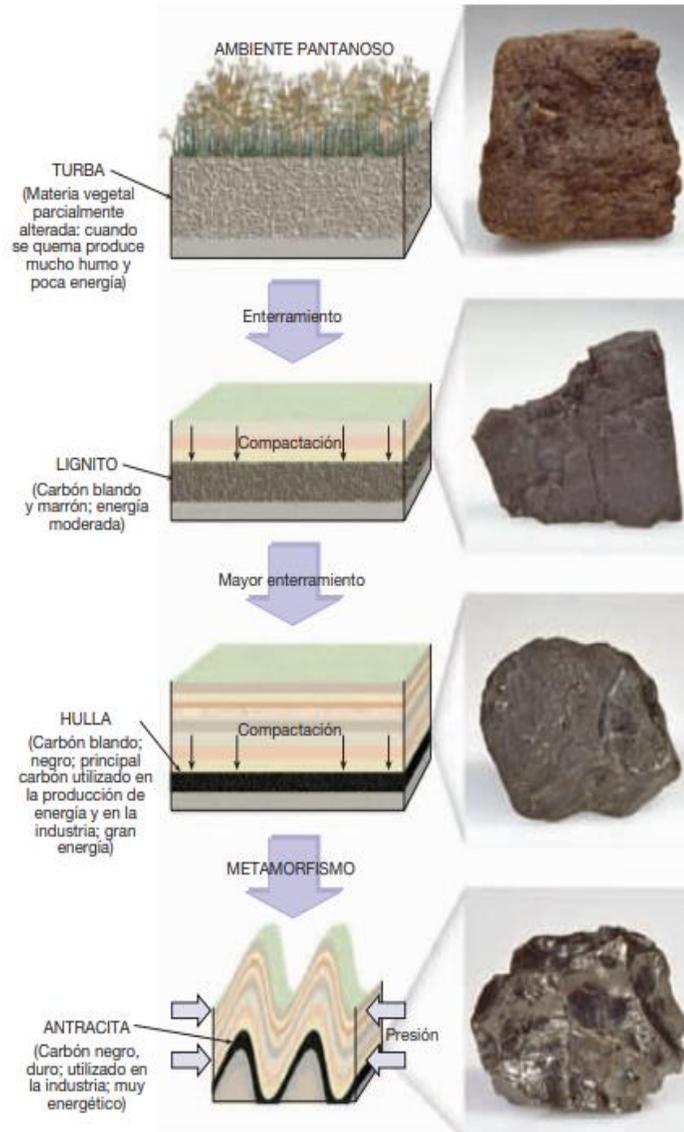


Figura 102. Formación de carbón, modificado de E. J. Tarbuck.

4 Diagramas de clasificación de rocas carbonatadas

Tabla 9. Clasificación de Dunham (1962) para rocas carbonatadas.

Textura deposicional reconocible				Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	
Con barro micrítico		Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico		Grainstone
Esqueleto matriz-soportado	Esqueleto grano-soportado			
< 10% granos	> 10% granos	Packstone	Grainstone	Cristalina
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Cristalina

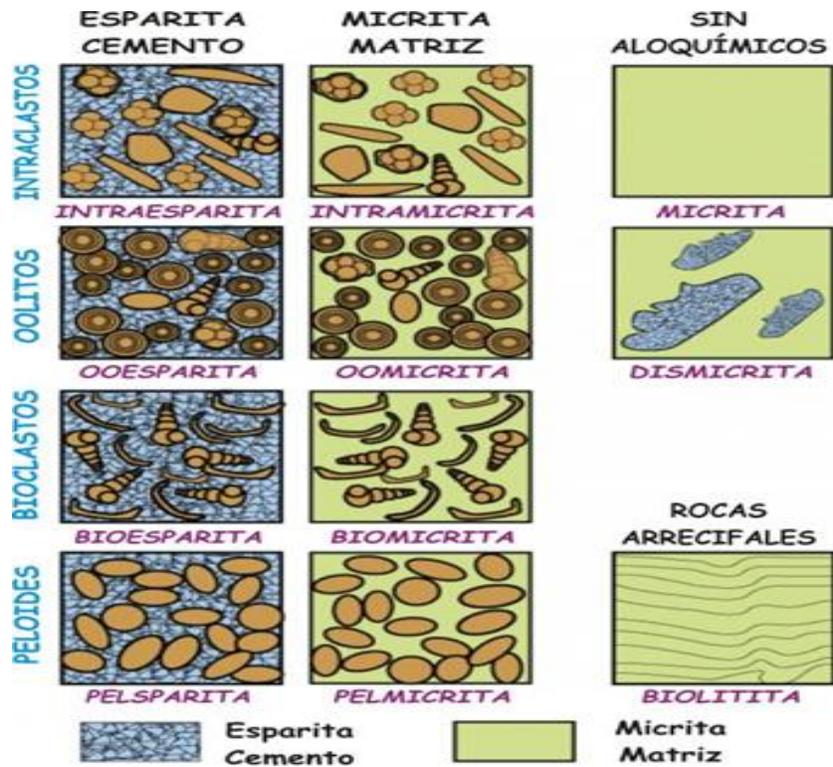


Figura 103. Clasificación de Folk (1959) para rocas carbonatadas. Tomado de Clasificación de rocas carbonatadas (UA), 2019.

Apéndice D: Rocas Metamórficas

La palabra metamorfismo significa “*cambio de forma*”; en geología, hablar de metamorfismo se refiere a cambios en los minerales que componen las rocas cuando estas son sometidas a condiciones de temperatura y presión diferentes de con las que se formaron, así como por la adición de fluidos químicamente activos y su interacción con ellos.

Cuando un mineral cristaliza, este ordena sus átomos de tal forma que su estructura cristalina resulta estable para las condiciones de temperatura y presión en las que se forma, sin embargo, cuando las condiciones ambientales de formación cambian, por ejemplo, cuando aumenta la presión y la temperatura al enterrarse gradualmente, los minerales que originalmente eran estables, comienzan a cambiar para adaptarse a estas nuevas condiciones. Algunos minerales pueden no coexistir bajo estas nuevas condiciones, entonces, adquieren o liberan elementos químicos para transformarse en otros, que sí estén cómodos en este nuevo ambiente, otros minerales, pueden simplemente modificar su ordenamiento atómico para adaptarse a las condiciones en que se encuentran, por ejemplo el grafito y el diamante, ambos constituidos por carbono, sin embargo el grafito se forma a presiones relativamente bajas, en comparación con la presión tan elevada que se requiere para que los átomos de carbono se ordenen de forma cúbica como lo hace en los diamantes.

Por lo tanto, se puede decir que el metamorfismo es un proceso que provoca cambios en la mineralogía, textura y, a menudo, composición química de las rocas. Tiene lugar cuando las rocas se someten a un ambiente físico (presión y temperatura) o químico (fluidos químicamente activos) significativamente diferente al que presentaba cuando se formaron. En respuesta a estas nuevas condiciones, los minerales que componen las rocas pueden modificar su estructura o transformarse en otros, sean estables para las nuevas condiciones ambientales.

En ambientes extremos, la temperatura puede ser tan alta que se aproxime o rebase el punto de fusión de las rocas, sin embargo, **para hablar de metamorfismo, la roca debe permanecer esencialmente en estado sólido**, pues si se produce la fusión completa, se convertiría en un magma, y tendría que estudiarse como tal y no como una roca.

El metamorfismo es un proceso dinámico, gradual, que puede ocurrir en un sentido, como en otro, es decir, la presión y/o la temperatura pueden aumentar dando lugar a lo que se denomina metamorfismo prógrado, como ocurre en las zonas de subducción; sin embargo, también puede pasar lo contrario: que rocas estables bajo condiciones altas de presión y temperatura, pasen a un ambiente de menor temperatura y/o presión y se produzca en las rocas metamorfismo retrógrado, como ocurre durante la exhumación de cuerpos ígneos intrusivos.

1 Tipos de metamorfismo

Existen varios tipos de metamorfismo debido a la diversidad de causas que lo producen. Una clasificación genética del metamorfismo distingue entre metamorfismo de contacto, debido al calor que transmite a un cuerpo intrusivo en las rocas que corta; metamorfismo dinámico o cataclástico, debido a presiones dirigidas por la acción de fallas; y metamorfismo regional, donde se produce una transformación a gran escala y profunda por la acción simultánea de temperaturas y presiones altas, como ocurre en bordes de placa convergentes. Hay además un tipo de metamorfismo denominado hidrotermal, que es debido a la penetración e interacción de fluidos calientes y químicamente activos con las rocas adyacentes. Existen otros tipos de metamorfismo menos frecuentes, como el metamorfismo provocado por rayos, el metamorfismo causado por incendios y el metamorfismo de impacto, un fenómeno localizado que se produce por el impacto de meteoritos y cometas contra la superficie rocosa del planeta.

1.1 Metamorfismo de contacto

Como se ilustra en la Figura 104, el metamorfismo de contacto se origina cuando un cuerpo magmático intrusión en las rocas adyacentes, en este tipo de metamorfismo, los cambios son provocados por un aumento de la temperatura en el interior de la roca huésped (que rodea la intrusión ígnea). En este caso se forma una zona de alteración denominada *aureola* (*aureolus* = halo dorado) en la roca que rodea el cuerpo magmático. Las intrusiones pequeñas, como diques delgados y sills, tienen aureolas de tan sólo unos pocos centímetros de grosor; por el contrario, los cuerpos magmáticos que forman los batolitos masivos pueden crear aureolas metamórficas que se extienden a lo largo de varios kilómetros. Estas aureolas suelen tener distintas zonas metamórficas. Cerca del cuerpo magmático, se pueden formar minerales de temperatura elevada como el granate, mientras que otros minerales que cristalizan a menor temperatura, como la clorita, se forman en lugares más alejados del cuerpo intrusivo.

El metamorfismo de contacto se reconoce fácilmente cuando se produce en la superficie o en un ambiente próximo a la superficie, donde el contraste de temperaturas entre el magma y la roca encajonante es grande, de igual forma, cuando la composición química de las rocas involucradas es muy diferente, el metamorfismo resulta más evidente.

Dado que las presiones dirigidas no son un factor fundamental para la formación de estas rocas, generalmente no tienen foliación. El nombre aplicado a la amplia variedad de rocas metamórficas compactas y no foliadas formadas durante el metamorfismo de contacto es el de corneanas (hornfels).

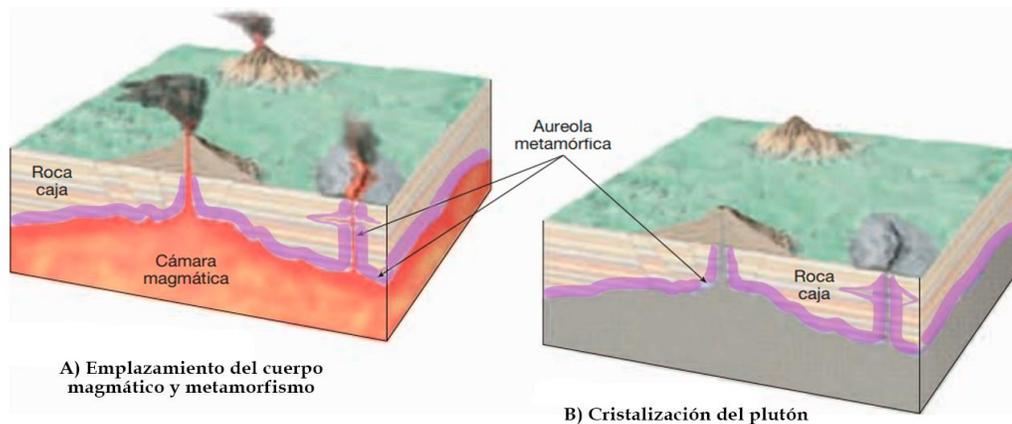


Figura 104. *Metamorfismo de contacto, modificado de E. J. Tarbuck.*

1.2 Metamorfismo regional

Se produce durante la formación de montañas, debido a que grandes volúmenes de roca se someten a presiones dirigidas y elevadas temperaturas. Este tipo de metamorfismo produce el mayor volumen de rocas metamórficas, tiene lugar en los límites convergentes, donde las placas litosféricas colisionan. Las rocas deformadas por metamorfismo regional, tienen frecuentemente zonas de metamorfismo de contacto e hidrotermal, asociado al emplazamiento de magmas que se originan en el manto y que logran ascender por medio de fracturas y plegamientos de las rocas corticales.

1.2 Metamorfismo hidrotermal

En muchos ambientes geológicos, la presencia de magma cerca de la superficie de la Tierra conduce a la circulación de agua caliente a través de la corteza superior, lo que desencadena el metamorfismo hidrotermal. El agua reacciona con los minerales formadores de rocas originales, como feldespatos, piroxenos y anfíboles, para formar micas y arcillas. Comúnmente, este tipo de metamorfismo está asociado con yacimientos hidrotermales de sulfuros. Algunos lugares donde ocurren actualmente estos procesos son las dorsales oceánicas.

1.4 Metamorfismo de Impacto

Se produce cuando meteoritos (fragmentos de cometas o asteroides) golpean la superficie terrestre. Tras el impacto, la energía cinética del meteorito se transforma en energía térmica y ondas de choque que afectan las rocas corticales, dando como resultado, rocas pulverizadas, fracturadas y a veces fundidas. Los productos de estos impactos, llamados *eyecta*, son

mezclas de roca fragmentada y fundida ricas en vidrio parecidas a las bombas volcánicas. En algunos casos, se origina un polimorfo muy denso de cuarzo llamado coesita que solo puede producirse de forma natural mediante el impacto de un meteorito, ya que para su formación requiere temperaturas cercanas a los 700 °C y presiones de 2 a 3 GPa. De la misma forma, también ha sido posible encontrar diamantes minúsculos en las zonas de impactos meteoríticos. Estos minerales de alta presión proporcionan pruebas convincentes de que, al menos brevemente, la superficie de la Tierra alcanzó presiones y temperaturas al menos tan elevadas como las existentes en el manto superior.

1.5 Metamorfismo por soterramiento

Se produce debido a la acumulación de grandes espesores de estratos sedimentarios en una cuenca subsidente. En las capas más profundas, la presión de confinamiento y el calor geotérmico provocan la recrystalización de los minerales y modifican la textura o la mineralogía de la roca sin deformación apreciable. La profundidad necesaria para que el metamorfismo por soterramiento ocurra, varía de un lugar a otro, según el gradiente geotérmico de la zona.

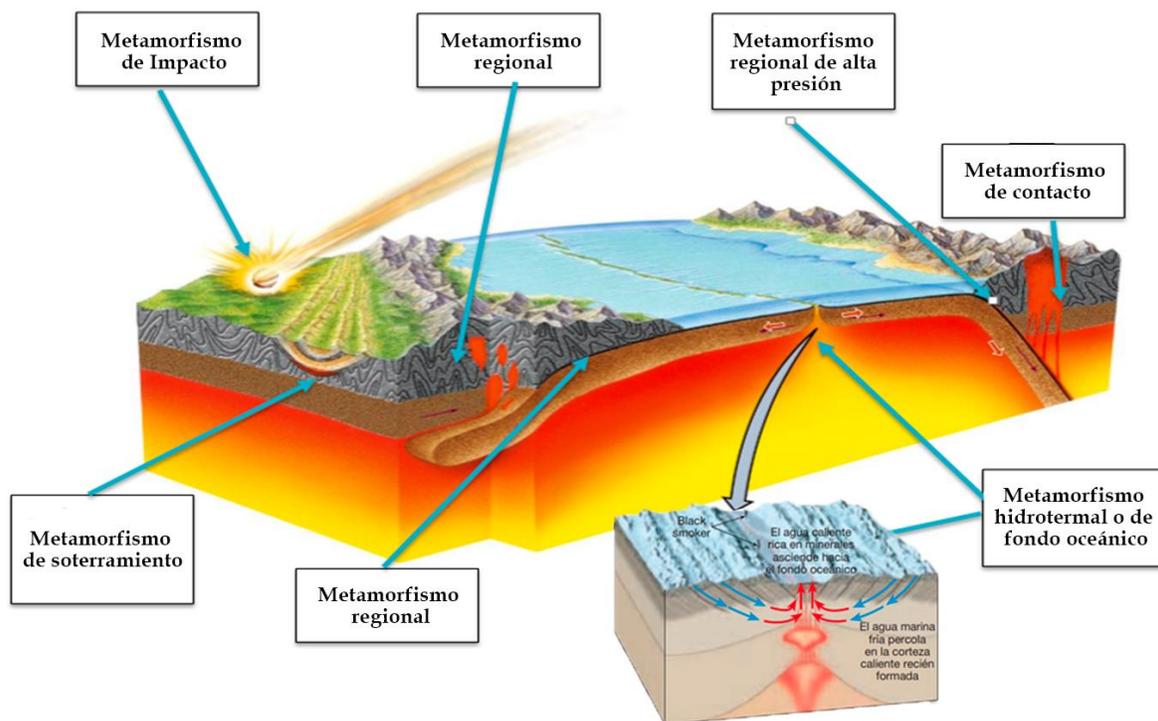


Figura 105. Tipos de metamorfismo y ambientes donde ocurre, modificado de E. J. Tarbuck.

1.6 Metamorfismo dinámico

Cerca de la superficie, las rocas se comportan como un sólido frágil. Por consiguiente, el movimiento a lo largo de una zona de falla fractura y pulveriza las rocas (Figura 106). El resultado es una roca poco consistente denominada brecha de falla o cataclasita que está compuesta por fragmentos de roca rotos y aplastados. En algunas zonas de falla poco profundas, también se produce un material suave, no cementado, parecido a la arcilla denominado harina de falla. Conforme se incrementa la profundidad y la presión las rocas pueden comportarse de forma dúctil y los minerales tienden reordenarse formando granos alargados que dan a la roca un aspecto foliado. Las rocas que se forman en zonas de deformación dúctil intensa se denominan milonitas (*mylo* = molino; *ite* = piedra).

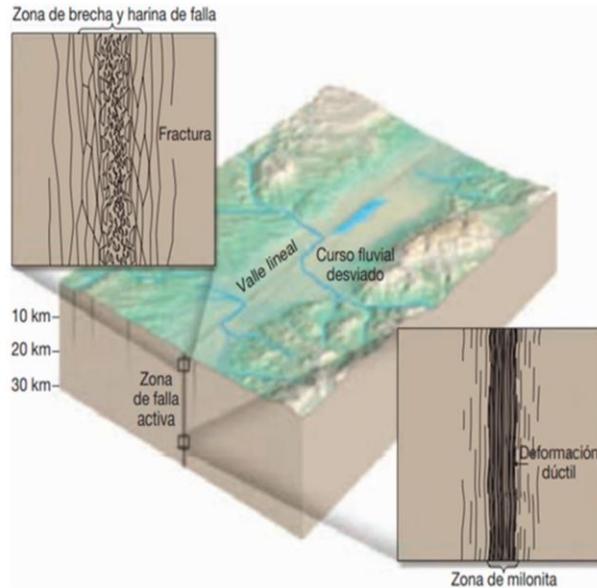


Figura 106. Metamorfismo dinámico (Tomado de E. J. Tarbuck).

2 Factores que influyen en el metamorfismo

2.1 Calor

El factor más importante del metamorfismo es el calor, porque proporciona la energía que impulsa los cambios químicos que provocan la recristalización de los minerales existentes o la formación de minerales nuevos. En el caso de la recristalización, las temperaturas más elevadas promueven la fusión de los granos minerales más finos, formando granos de mayor tamaño, pero con la misma mineralogía.

La formación de nuevos minerales se debe a que cuando la temperatura aumenta por encima del punto de estabilidad de los minerales, éstos se vuelven químicamente inestables, por lo que los iones que los constituyen tienden a distribuirse en estructuras cristalinas más estables para el nuevo ambiente de alta energía. Este tipo de reacciones químicas tiene como consecuencia la creación de nuevos minerales con configuraciones estables que tienen una composición global más o menos equivalente a la de los minerales originales. Por lo tanto, si atravesamos una sección geológica metamórfica en sentido prógrado, debido al aumento de la temperatura, se esperaría observar un aumento en el tamaño del grano de los minerales y cambios graduales en la mineralogía hacia la fuente de calor.

2.2 Presión y esfuerzo diferencial

La presión, así como la temperatura, también aumenta con la profundidad, dependiendo del espesor de las capas de rocas suprayacentes. Las rocas enterradas están sometidas a una presión de confinamiento, que es análoga a la presión hidrostática, donde las fuerzas se aplican por igual en todas las direcciones. La presión de confinamiento no provoca pliegues en las rocas, solo las compacta, mientras que las presiones dirigidas, como las que ocurren en los bordes de placa convergentes, proporcionan esfuerzos diferenciales, los cuales tienen mayor magnitud en una dirección que las demás y propician que las rocas se acorten en la dirección de máximo esfuerzo y se alarguen en dirección perpendicular a dicho esfuerzo máximo, como consecuencia, las rocas se pliegan.

En los ambientes superficiales, donde las temperaturas son relativamente bajas, las rocas se comportan de forma frágil y tienden a fracturarse cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. Esta deformación tritura y pulveriza los granos minerales en fragmentos pequeños. Por el contrario, en ambientes de temperaturas más elevadas, las rocas se comportan de forma dúctil, provocando que los granos minerales que las componen se aplanen y alarguen cuando se someten a esfuerzos diferenciales.

2.3 Fluidos químicamente activos

Los fluidos compuestos de agua y otros componentes volátiles que se encuentran en los magmas, como el dióxido de carbono, azufre, nitrógeno, argón, cloruro, flúor e hidrógeno, rodean los granos minerales de las rocas con que interactúan y fomentan la migración iónica, lo que provocan la recristalización. En ambientes cada vez más calientes estos fluidos ricos en iones se vuelven proporcionalmente más reactivos, cuando se unen dos granos minerales, la parte de sus estructuras cristalinas que está en contacto entre sí, recibe mayor presión; los iones situados en estos puntos son fácilmente disueltos por los fluidos calientes y migran a lo largo de la superficie del grano hacia los espacios porosos situados entre los granos. De esta forma, los fluidos hidrotermales contribuyen a la recristalización de los granos minerales disolviendo el material procedente de las regiones sometidas a esfuerzos elevados y precipitando este material en zonas sometidas a menor esfuerzo.

3 Minerales metamórficos

En las rocas metamórficas, dependiendo del grado de metamorfismo, podemos encontrar todo tipo de minerales, ya que estos provienen de rocas preexistentes, por ejemplo, minerales como olivino, piroxeno, anfíbol, cuarzo, feldespato y mica, pueden ser identificados en rocas metamórficas, pero no son necesariamente resultado del metamorfismo, ya que también se forman durante la cristalización de rocas ígneas y pueden ser parte del protolito, sin embargo, todos los minerales tienen un límite de estabilidad que depende de la temperatura y presión,

cuando rebasan este límite, se transforman en otros cuyas propiedades físicas y químicas resultan estables con el ambiente en el que se encuentran.

Existen algunos minerales que son exclusivos de procesos metamórficos, es decir, solo se forman bajo condiciones que se presentan en zonas metamórficas, como por ejemplo: la cianita, estauroлита, silimanita, andalucita y el grupo de los granates. Estos minerales se forman a temperatura y presión características, por lo que su estudio ayuda a comprender el ambiente geológico en el que se formaron las rocas que los contienen.

4 Tipos de protolitos

La composición química inicial de una roca afecta profundamente la mineralogía de su descendencia metamórfica, es decir, la composición química del protolito es la pista más importante para saber que roca era antes del metamorfismo. A continuación, se agrupan de acuerdo con su composición, los tipos más comunes de rocas sedimentarias e ígneas que dan origen a rocas metamórficas, por supuesto existen muchos otros tipos de rocas que no se incluyen, sin embargo, esta breve lista engloba la mayoría de los tipos comunes de roca.

Rocas Ultramáficas: Son rocas que provienen del manto, muy ricas en Mg, Fe, Ni y Cr.

Rocas Máficas: Basaltos, gabros y algunas grauwacas, ricas en Fe, Mg y Ca.

Limos y lutitas (rocas pelíticas): Se caracterizan por ser rocas detríticas de grano muy fino y pueden formarse en varios ambientes.

Carbonatos (o rocas calcáreas): Generalmente calizas y dolomitas, son rocas muy ricas en Ca, Mg y CO₂.

Rocas cuarcíticas: rocas que, como las areniscas, están compuestas principalmente de SiO₂.

Rocas cuarzo-feldespáticas: Arcosas, granitoides y rocas riolíticas, con alto contenido de Si, NA, K y Al.

5 Clasificación de las rocas metamórficas

Las rocas metamórficas se clasifican por su textura y composición (ya sea mineralógica o química), a diferencia de las rocas ígneas, en que existen una gran cantidad de nombres específicos, las rocas metamórficas se nombran tratando de dar información sobre ellas, por lo que el estudio en campo y mediante láminas delgadas es fundamental.

Existen rocas metamórficas que son tan comunes que ya cuentan con nombres específicos, por ejemplo, la cuarcita y el mármol, ambas rocas, por su nombre ya se sabe qué son y de

qué están compuestas, sin embargo, existen muchos tipos de rocas metamórficas, que no cuentan con un nombre específico y se nombran tratando de proporcionar información de la misma, como los minerales que contiene y la textura que presenta.

Para clasificar y dar nombre a una roca metamórfica (que no cuente con un nombre específico), como primer paso, se puede observar la textura de la roca, y determinar si presenta foliación o alineación de sus fases minerales. Si se trata de una roca foliada, se utilizan los términos pizarra, filita, esquisto y gneis y si no está foliada, se le llama granofel o hornfel.

Esta simple clasificación puede englobar a la mayoría de las rocas metamórficas, pero para hacer una mejor descripción de la roca, se pueden utilizar algunos modificadores, es decir sufijos o prefijos que nos ayuden a dar información sobre la mineralogía que contiene o describir rasgos texturales, por ejemplo, un esquisto de estaurolita y cianita.

5.1 Textura de las rocas metamórficas

La textura de una roca es el aspecto que presenta debido a la forma, tamaño y disposición geométrica de las fases minerales que la constituyen. Las texturas van a depender de los procesos metamórficos-tectónicos que dieron lugar a la roca, por lo cual sirven para identificar y caracterizar de manera cualitativa y semicuantitativa al proceso que le dio origen. De manera macro y microscópicamente según su estructura interna las rocas metamórficas pueden presentar texturas foliadas y no foliada (Figura 107).

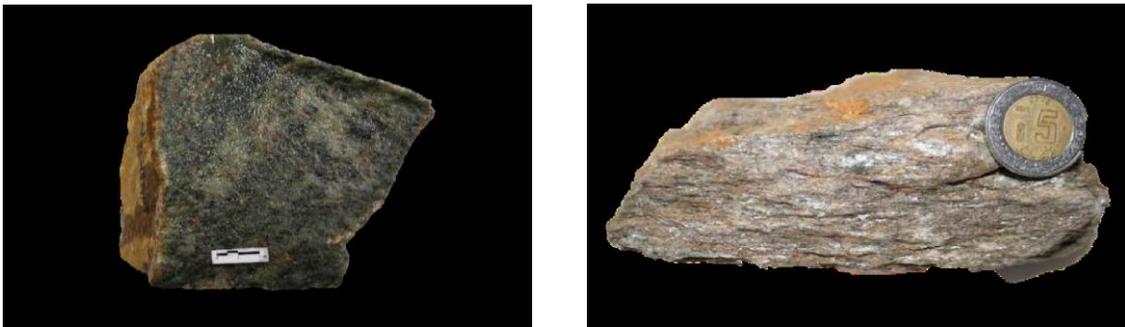


Figura 107. Roca no foliada (izquierda) y foliada (derecha). Fotos colección Alfredo Victoria Morales.

5.1.1 Texturas de rocas metamórficas que presentan foliación y alineación

Foliación y alineación hacen referencia a la forma en que se presentan los granos minerales en una roca. En la foliación se observan aplanados, como formando hojas y en la alineación asemejan prismas alargados. En general estas características son producto de metamorfismo regional y el tipo de foliación varía en función del grado de metamorfismo.

Las texturas que presentan las rocas foliadas, en orden ascendente y según el grado de metamorfismo son:

Clivaje: Es la propiedad de una roca para partirse a lo largo de un conjunto de planos subparalelos y poco espaciados. Un concepto más general, es considerar que una roca presenta clivaje, cuando presenta cualquier tipo de foliación, pero los filosilicatos aplanados y alineados son de grano tan fino que no pueden, a simple vista, observarse a individualmente.

Esquistosidad: Es la orientación preferida de los granos minerales o agregados cristalinos debido a procesos metamórficos. Los minerales alineados son de grano grueso, lo suficientemente grandes para poder observarlos a simple vista. La orientación es generalmente planar, pero en ocasiones puede ser lineal.

Estructura gnéisica: Puede deberse a una esquistosidad poco desarrollada de minerales de grano grueso o por la segregación en capas de diferentes minerales (bandeamiento composicional), debido a procesos metamórficos.

5.1.2 Nombres de rocas metamórficas en función de su textura foliada

Se han designado nombres para las rocas foliadas que presentan las texturas anteriormente descritas. A continuación, se enlistan, siguiendo el mismo criterio que en las texturas, de menor a mayor grado metamórfico (Figura 108).

Pizarra: Es una roca transicional entre la diagénesis y el proceso metamórfico, de grano muy fino, con un clivaje bien desarrollado, al fresco, la superficie de clivaje se observa opaca. Las pizarras se asemejan a las lutitas, pero además de presentar clivaje, tienen un brillo satinado.

Filita: Es una roca que presenta esquistosidad y los filosilicatos como sericita, fengita y/o clorita tienen tamaño de grano muy fino, imposibles de distinguir sin la ayuda de un microscopio. La superficie de los planos de foliación se observa sedosa y es común que presenten tanto foliación como alineación de sus cristales.

Esquisto: Es una roca que presenta esquistosidad, sin embargo, a diferencia de las pizarras y las filitas, en los esquistos los granos minerales son lo suficientemente gruesos para poder observarlos a simple vista en una muestra de mano.

Gneiss: Es una roca que presenta estructura gnéisica. Los gneises suelen mostrar capas de minerales de diferente composición (también llamadas bandas composicionales), generalmente con alternancia de minerales félsicos (claros) y máficos (oscuros).

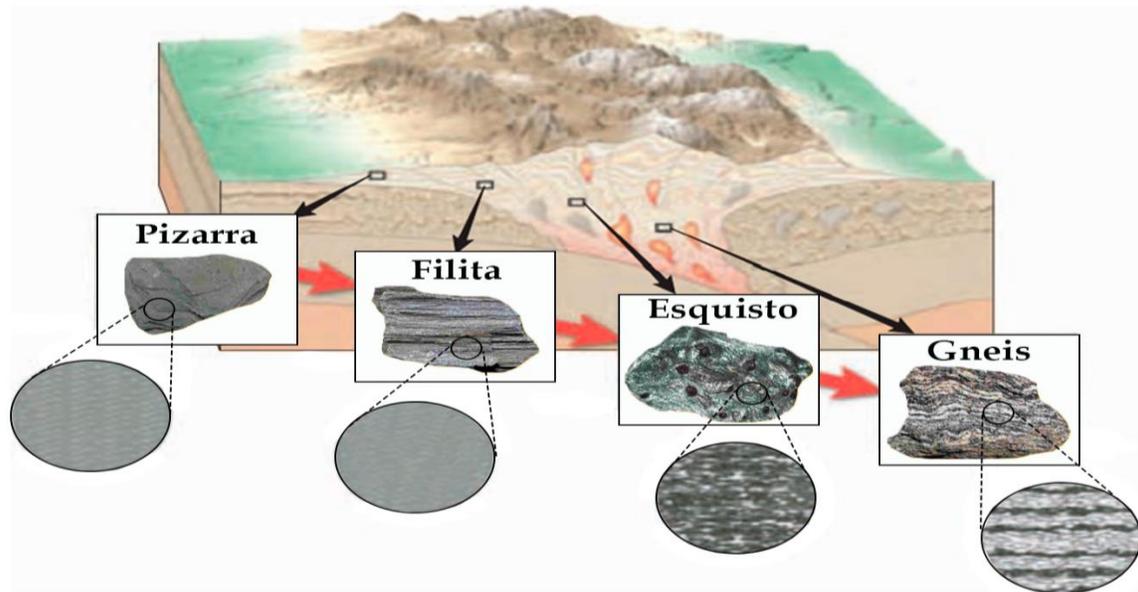


Figura 108. Nombres de rocas metamórficas por el tipo de foliación y el ambiente geológico donde se originan, modificado de E. J. Tarbuck.

5.1.3 Texturas de los granos minerales en rocas foliadas

Estas texturas se usan para describir la forma de los granos minerales en las rocas metamórficas foliadas (Figura 109).

Granoblásticas: Los cristales forman un mosaico de granos, más o menos equidimensionales, con fuerte tendencia al empaquetamiento hexagonal.

Lepidoblásticas: Si los minerales orientados son filosilicatos, por ejemplo, las micas, las cloritas, las serpentinitas.

Nematoblásticas: Cuando los minerales orientados presentan formas prismáticas, por los inosilicatos como anfíboles o piroxenos.

Porfidoblásticas: Presenta cristales de mayor tamaño rodeados de una matriz fina orientada.

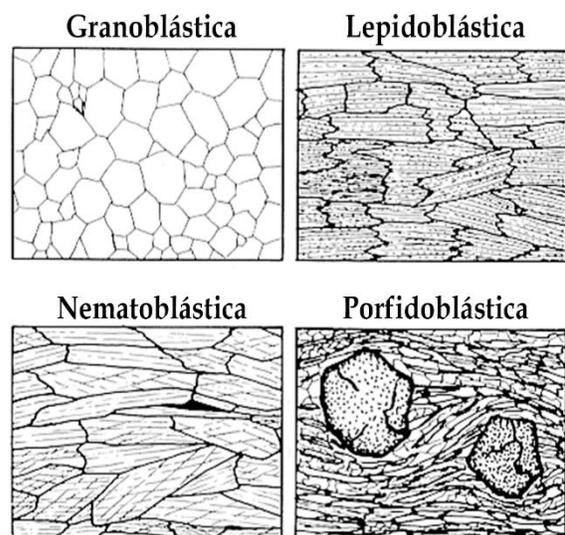


Figura 109. Texturas blásticas en rocas metamórficas

5.1.4 Texturas y nombres de rocas metamórficas que no presentan foliación y alineación

Cuando la textura de una roca metamórfica no presenta ningún tipo de orientación preferencial (foliación y/o alineación) en sus componentes y sin importar el tamaño de sus granos, se dice que es un **granofel**. Las rocas que presentan este tipo de textura son muy duras y tienden a astillarse o mostrar fractura concooidal cuando se rompen.

Por otro lado, un **hornfel**, corresponde a un tipo de granofel, en que los granos minerales son muy finos y compactos, los hornfels son típicos de las aureolas producidas por metamorfismo de contacto.

6 Nombres específicos de rocas metamórficas comunes

Como se mencionó anteriormente, algunas rocas metamórficas son lo suficientemente comunes como para poder asignarles un nombre específico, típicamente basado en su protolito. En ocasiones el nombre de la roca puede implicar un rango específico del grado de metamorfismo. Este nombre específico tiene preponderancia sobre el nombre que pudiera tener la roca basado en su textura, por ejemplo, para una roca metamórfica compuesta por calcita recristalizada, lo correcto sería llamarlo mármol, antes que granofel de calcita.

A continuación, se describen brevemente las características de algunas de las rocas metamórficas más comunes que cuentan con un nombre específico.

Mármol: Es una roca metamórfica compuesta predominantemente por calcita o dolomita. El protolito es típicamente caliza o dolomita.

Cuarcita: Es una roca metamórfica compuesta predominantemente de cuarzo. El protolito es típicamente una arenisca.

Esquisto verde o rocas verdes: Son rocas metamórficas de bajo grado que normalmente contienen clorita, epidota y albita, estos tres minerales son de color verde, por lo que dan a la roca una coloración verdosa, si la roca presenta foliación, se le llama esquisto verde, y si no está foliada, se le llama roca verde. Los protolitos de este tipo de rocas son rocas ígneas máficas o grauvacas.

Anfibolita: Es una roca metamórfica caracterizada por la predominancia de plagioclasa y hornblenda. Las anfibolitas pueden presentar foliación (gnéisica) o no estar foliadas. Su protolito se asocia con rocas ígneas máficas o grauvacas.

Serpentinita: Es una roca ultramáfica sometida a procesos metamórficos de bajo grado, por lo que contiene principalmente serpentina.

Esquisto azul: Son rocas ígneas máficas o grauvacas metamorfoseadas, que contienen anfíboles de color azul. El glaucófano es el anfíbol de color azul más común, por lo que, cuando está presente, se les puede llamar esquistos de glaucófano

Eclogitas: Son rocas metamórficas que presentan coloraciones verdosas y rojizas, que contienen clinopiroxenos y granates (piropo y onfacita). Su protolito es básicamente un basalto, pero no contienen plagioclasa.

Calco-silicatos (granofels o esquistos): Son rocas compuestas por minerales silicatos de Ca-Mg-Fe-Al, como la grosularia, epidota, tremolita, vesuvianita, etc. Su protolito es típicamente una caliza o dolomita con sílice, ya sea que haya estado presente como granos detríticos o que haya sido introducido metasomáticamente.

Skarn: En una roca calco-silicatada formada por metamorfismo de contacto y metasomatismo principalmente silíceo derivado de un plutón que intrusión a rocas carbonatadas, También se ocupa el termino Tactita.

Granulita: Es una roca metamórfica de alto grado, puede provenir de rocas pelíticas, máficas o cuarzo feldespáticas y está compuesta predominantemente de minerales que poseen un anión OH libre. Comúnmente presenta plagioclasas y ortopiroxenos, mientras que la moscovita está ausente.

Migmatita: Es producto de la fusión parcial de una roca silicatada, una vez que esta ha alcanzado la facies metamórfica granulita. Normalmente presenta una matriz oscura gnéisica llamada melanosoma (compuesta por minerales máficos) y porciones más claras de composición félsica, esta característica a escala macroscópica puede observarse como un bandeamiento con alternancia de colores claros y oscuros o como una especie de red de vetas transversales.

7 Términos adicionales de modificación

El principal propósito de dar nombre a una roca metamórfica es poder proporcionar la mayor cantidad de información a los otros, de esta forma, se han adquirido algunos términos para especificar aspectos como la mineralogía, estructura, protolito, composición química y grado de metamorfismo o condiciones de formación.

Si se desea enfatizar sobre el aspecto estructural de la roca, se pueden ocupar términos como: **alineada, bandeada o plegada.**

Si una roca metamórfica tiene uno o más minerales metamórficos que crecen mucho más grandes que los otros, entonces se dice que tiene **textura porfiroblástica**, a estos cristales de mayor tamaño se les llama **porfiroblastos.**

Algunos porfiroblastos, particularmente en metamorfismo de contacto de bajo grado, aparecen en forma de manchones ovoidales o **moteados**, si dichos manchones ocurren en un hornfel o en una filita se puede decir que se trata de un hornfel moteado o filita moteada.

En algunos gneises se pueden observar granos alargados, como en forma de ojo, comúnmente feldespatos, que derivan del cizallamiento de grandes cristales preexistentes. A este tipo de textura se le denomina **augen** (del alemán, ojo). Cuando un gneis presenta esta textura, se puede decir que se trata de un **augen gneiss**.

Existen dos prefijos muy comunes que hacen referencia al protolito, **orto-** que indica que el protolito es una roca ígnea, y **para-** que indica que el protolito es una roca sedimentaria. Estos términos solo son usados cuando el origen de la roca podría provenir de una fuente sedimentaria o ígnea, por ejemplo, muchos gneises cuarzo-feldespáticos pueden derivar tanto por una arcosa impura, como de un granitoide, si existen pistas, ya sean mineralógicas, químicas, o derivadas de la observación en campo, que permitan hacer una distinción sobre el origen del protolito, entonces los términos **orto-gneiss** o **para-gneiss** serían de utilidad para describir esta característica.

Cuando se da nombre a una roca que contiene una cantidad significativa de minerales de cierto tipo, o que sean considerados importantes para el estudio que se esté haciendo, se puede agregar el nombre del mineral al nombre de la roca, por ejemplo, un esquisto de moscovita y biotita. Por convención los minerales se enlistan de mayor a menor abundancia, pero queda a criterio de cada uno, cuántos y cuáles minerales enlistar, normalmente se enlistan los minerales de mayor relevancia para el objetivo del estudio o la descripción.

8 Rocas metamórficas de alta deformación

La deformación es un cambio de forma o tamaño resultante de la aplicación de esfuerzos cortantes. Cualquier roca se puede deformar y puede ocurrir de forma elástica, frágil o dúctil.

Para nombrar este tipo de rocas, primero se debe determinar si la roca es cohesiva o no lo es, y posteriormente determinar la proporción relativa de cristales grandes contra matriz, que presumiblemente deriva de procesos mecánicos que trituraron los cristales anteriormente grandes.

8.1 Rocas no cohesivas

Una roca no cohesiva podría originarse en una zona de brecha o a través de un plano de falla, por medio de cataclasis. Normalmente, debido al gradiente geotérmico, estas rocas no cohesivas están restringidas a las partes más superficiales de la corteza.

8.2 Rocas cohesivas

Las rocas cohesivas, se distinguen principalmente por si presentan foliación o no. Usualmente, estas rocas cohesivas presentan un tamaño de grano más fino que las no cohesivas, normalmente aparecen en zonas de deformación dúctil y se encuentran subyaciendo rocas no cohesivas como las cataclasitas.

Si la roca es cohesiva y no presenta foliación, puede tratarse de una **microbrecha** (<70% de clastos) o de una **cataclasita** (>70% de clastos). **Cataclasis**: Se refiere al proceso de trituración mecánica y disminución del tamaño de grano de la roca y de los minerales que la constituyen, pero sin mostrar evidencia de recristalización. A partir de este concepto surge el término **cataclástico**, que hace referencia a los procesos y texturas resultantes.

Si la roca es cohesiva y presenta foliación, entonces se dice que es una milonita, estas se subdividen como protomilonita cuando el contenido de matriz es menor a 50%, milonita cuando el contenido de matriz está entre el 50 y 90% y ultramilonita cuando el contenido de matriz supera el 90% del volumen de la roca.

El ancho de la zona de cizallamiento aumenta con la profundidad (Figura 110), mientras mayor es la profundidad, la roca se comporta de forma más dúctil y comienza a distribuirse de forma más homogénea. En estas zonas pueden formarse gneises, pero son (por origen) diferentes a los gneises que se forman durante metamorfismo regional, en estas zonas, las bandas gneísicas se forman por efectos de cizalladura extrema mientras la roca se comporta como un plástico blando.

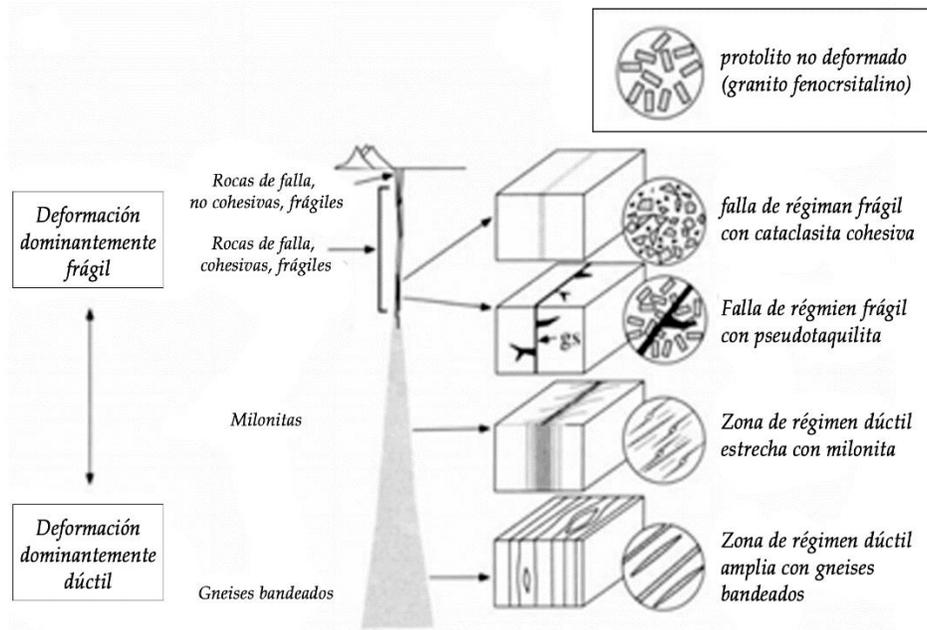


Figura 110. Sección esquemática de una zona de falla, mostrando la distribución vertical de las rocas que se originan. Modificado de Passchier y Trouw (2005).

8.3 Rocas de impacto

Este tipo de rocas son originadas por impactos de meteoritos, que pueden involucrar eventos catastróficos, produciendo ondas de impacto que elevan la temperatura a miles de grados centígrados, fundiendo e incluso vaporizando algunos minerales. Estas rocas son llamadas **impactitas**. Todas las impactitas son brechas y tienen características que pueden ser reconocidas en campo como la formación de un cráter y la eyección de material que proviene de este, así como propiedades texturales como cristales impactados (con caras altamente deformadas) y la presencia de fases amorfas vítreas. Pueden presentarse coesita y stishovita, que son polimorfos de alta presión y temperatura del sílice.

Fuentes de consulta

Akçayır, M., Akçayır, G. (2016). Advantages and challenges associated with augmented reality for education: A systematic review of the literature. *Educational Research Review*.

Anguita, F. y Moreno, F. (1991). "Magmas" Procesos geológicos internos. Editorial Rueda 240 p.

Arévalo, V. (1991). Excavación de Galerías de Inyección, Drenaje e Inspección del Proyecto 3 Hidroeléctrico Zimapán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 51(1), p. 3-9.

Best, M. (1982). *Igneous and metamorphic petrology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 630 p.

Caudell, T. P. and Mizell, D. W. (1992). Augmented reality: an application of heads-up display technology to manual manufacturing processes," *Proceedings of the Twenty-Fifth Hawaii International Conference on System Sciences*, pp. 659-669 vol.2.

Chávez, D. (2019). Estudio petrográfico, sedimentológico, estructural de la formación Soyatal en el margen occidental de la cuenca de Zimapán, Estados de Querétaro e Hidalgo (tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

Comisión Nacional del Agua (2008). Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Estadísticas del Agua en México - Edición 2008. p. 69.

Compton, R.R. (1962). *Manual of Field Geology*. John Wiley & Sons, New York, 378 p.

Dana, J.D., Hurlbut, C. S., Klein, C. (1982). *Manual de Mineralogía de Dana* 3ra ed. Reverte, 564 p.

Domínguez E. & Fernández H. R., (2009). Macroinvertebrados bentónicos sudamericanos. *Sistemática y Biología*. Fundación Miguel Lilo, Tucumán, Argentina.

Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W. E., (ed.), *Classification of carbonate rocks a symposium: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*, pp. 108–171.

Eckert, M. (2012). «Disputed discovery: the beginnings of X-ray diffraction in crystals in 1912 and its repercussions». *Acta Crystallographica A* 68: 30-30.

Folk, R.L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin*, 43(1), pp. 1-38.

Foyo, A., Tomilo, C., Maycote, J. & Willis, P. (1996). Geological features, permeability and groutability characteristics of the Zimapán Dam foundation, Hidalgo State, Mexico. *ELSEVIER, Engineering Geology*, 46, p. 157-174.

Ganuzza, L., Trippel, J. M., Castro, S., Gazcón, N. (2017). Visualización y Realidad Aumentada en el Campo de las Ciencias Geológicas. *Red de Universidades con Carreras en Informática (RedUNCI)*, pp. 422-426.

Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes*. Wiley-Blackwell, 428 p

Grosso, G., Parravicini, G. & Patton, B. (2000). *Solid State Physics*. Academic Press, an imprint of Elsevier Press. 722p.

International Mineralogical Association, Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification. (2021). *The New IMA List of Minerals – A Work in Progress – Updated: May 2021*.

Johnson, L., Smith, R., Willis, H., Levine, A., Haywood, K. (2011). *The Horizon Report: Austin, Texas: The New Media Consortium*.

- F. Knoop, C.G. Peters and W.B. Emerson, (1939). "A Sensitive Pyramidal-Diamond Tool for Indentation Measurements," *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, V. 23 n° 1, pp. 39–61.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Ed. Cambridge University Press.
- Lee, K. (2012). *Augmented Reality in Education and Training*. TECHTRENDS TECH TRENDS 56, pp. 13–21.
- Maltman, A. J. (1994). *The geological deformation of sediments*. London: Chapman and Hall. 362 p.
- Martínez Landa, H. (2015). *Problems analysis and solutions for the establishment of augmented reality technology in maintenance and education*. Tampere University of Technology.
- Neuendorf, K.K.E., J.P. Mehl, Jr., and J.A. Jackson, J.A. (2005). *Glossary of Geology* (5th ed.). Alexandria, Virginia, American Geological Institute. 779 p.
- Nickel, E.H. (1995) *The Definition of a Mineral*. *The Canadian Mineralogist*, 33, pp. 689-690.
- Passchier, C.W.; Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. Springer, Berlin, 353 p.
- Pettijohn, F.J. (1954). *Classification of sandstones*. *The Journal of Geology*, 62(4), pp. 360-365.
- Philips, J. (1985). *Manual of Geology: Theoretical and Practical*. Ed. Charles Griffin and Company, Universidad de Michigan, 546 p.
- Ponce J. J. *et al.*, (2018). *Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas*, Fundación YPF, 166 p.
- Powers, M. C. (1953). *A new roundness scale for sedimentary particles*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, pp. 117-119.
- Ramdohr, P. (1980). *The ore minerals and their intergrowths*, 4th edition, pp. 1071–1076.
- Rodríguez, V. (1988). *Geología y geotecnia del vaso y boquilla del P. H. Zimapán, sobre el río Moctezuma, estados de Hidalgo y Querétaro (tesis de pregrado)*. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Ruiz Torres. (2013). *La realidad aumentada y su aplicación en el patrimonio cultural*, Trea, 196 p.
- Streckeisen, A.L. (1973). *Plutonic Rocks: Classification and Nomenclature Recommended by the I.U.G.S. Sub-Commission on the Systematic of Igneous. Rocks*, *Geo, Times*, 18, pp. 26-30.
- Strunz, H.; Nickel, E. H. (2001). *Strunz Mineralogical Tables (9ª edición)*. Stuttgart: Schweizerbart. 869 p.
- Tarbuck, E.J., Lutgens F.K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*, trad. de 8ª ed. Pearson, Prentice Hall, 686 p.
- Toledo Morales & Sánchez García. (2018). *Use of augmented reality in social sciences as education resource*. *Turkish online journal of distance education - TOJDE*, 19(3), pp. 38-52.
- Torres Roldán, R. L. (2004). *Petrología Metamórfica, asistente para prácticas*, Universidad de Granada, España.
- Vera Torres, J. A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*. Madrid: Editorial Rueda. pp. 93-101.
- Winter J. D. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson. 2nd Edition. 745 p.

Créditos de imágenes

*Todas las imágenes de minerales utilizadas son de dominio público, bajo licencia “Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported”. Se realizaron modificaciones al fondo de las imágenes con el propósito de homogeneizar aspectos visuales para este trabajo. A continuación, se hace referencia a los archivos utilizados y sus respectivos autores, quienes manifiestan dar permiso de utilizar, distribuir y modificar las imágenes para el propósito que a uno convenga, pero dando crédito al autor respectivo y proporcionando el link de donde se obtuvieron. Este trabajo no tiene un fin de lucro; su principal propósito es académico.

Figura 51. Algunos minerales del grupo Elementos nativos (oro, plata, cobre, grafito).

Oro nativo - Localidad: Mina Eagle's Nest, Placer County, California, USA. Autor: Jordi Fabre.
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=42098&searchterms=oro%20nativo&searchauthor=-

Plata nativa - Localidad: Mina Himmelsfürst, Freiberg, Erzgebirge, Sajonia, Alemania. Autor: Jordi Fabre
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=42111&searchterms=plata&searchauthor=->

Cobre nativo - Localidad: Las Herrerías, Puebla de Guzmán, Huelva, España. Autor: Nerofis2.
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=48924&searchterms=cobre&searchauthor=->

Grafito - Localidad: Pedrera Turó de Montcada, Montcada i Reixac, Comarca Vallès Occidental, Barcelona, España. Autor: Adri Rodríguez
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=119739&searchterms=Grafito&searchauthor=-

Figura 52. Algunos minerales del grupo de los sulfuros

Pirita - Localidad: Navajún, Rioja, España. Autor: Carles Millán.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:2780M-pyrite1.jpg>

Esfalerita - Mina Idarado, Telluride, Ouray District, San Miguel County, Colorado, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sphalerite-221270.jpg>

Molibdenita - Localidad: Mina Moli Hill, La Motte, Abitibi-Temiscaminge, Quebec, Canadá. Autor: Javier Ruiz Martin
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=78127&searchterms=Molibdenita&searchauthor=-

Estannita - Localidad: Ciudad de Oruro, Provincia Cercado, Departamento Oruro, Bolivia. Autor: J. G. Alcolea
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=110889&searchterms=estannita&searchauthor=-

Figura 53. Algunos minerales del grupo Óxidos

Anatasa - Localidad: Sierrilla de Aguas Vivas, Cáceres capital, Extremadura, España. Autor: Cristalino.
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=78120&searchterms=anatasa&searchauthor=->

Cuprita - Localidad: Mina Oeste Mashamba, Distrito Kolwezi, Katanga (Shaba), República del Congo. Autor: Parent Géry
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cuprite,_kolwezite,_dolomite_2.JPG

Casiterita - Localidad: Mina Viloco, Provincia Loayza, La Paz, Bolivia. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cassiterite-178922.jpg>

Magnetita - Localidad: Cerro Huañaquino, Potosí Department, Bolivia. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Magnetite-118736.jpg>

Figura 54. Algunos minerales del grupo Haluros

Halita - Localidad: Salinas de Imón, Sigüenza, Guadalajara, Castilla-La Mancha, España. Autor: Javier Ruiz Martin
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=56022&searchterms=halita&searchauthor=->

Silvina - Localidad: Mina Nieves, Muntanya de Sal, Cardona, Comarca Bages, Barcelona, Catalunya, España.
Autor: Ismael Mendoza
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=67748&searchterms=silvina&searchauthor=->

Fluorita - Localidad: Mina Ojuela, Mapimí, Durango, México. Autor: Edelmin
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=28824&searchterms=fluorita&searchauthor=->

Bromargirita - Localidad: Broken Hill, Condado Yancowinna, New South Wales, Australia. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Bromargyrite-rh3-12b.jpg>

Figura 55. Algunos minerales del grupo Carbonatos

Rodocrosita - Localidad: Mina Capillitas, Catamarca, Argentina. Autor: Javier Ruiz Martin
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=43219&searchterms=rodocrosita&searchauthor=-

Smithsonita - Localidad: Mina Kelly, Distrito Magdalena, Socorro, Nuevo México, EEUU. Autor: Alcinoe.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Smithsonite_HMNH1.jpg

Dolomita – Localidad: Cantera Azkarate. Euguí. Navarra. España. Autor: Oscar Fernández Arcís
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=75700&searchterms=Dolomita&searchauthor=-

Malaquita – Localidad: Mina L'Etoile du Congo, Katanga, República Democrática del Congo. Autor: Miguel Calvo
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Malachite_Congo.jpg

Figura 56. Algunos minerales del grupo Sulfatos

Barita – Localidad: Cerro Huarihuyn, Miraflores, Huamalíes, Huánuco, Perú. Autor: Carles Millán
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=37857&searchterms=barita&searchauthor=->

Fenicocroíta – Localidad: Mina San Francisco, Caracoles, Sierra Gorda, Tocopilla, Chile. Autor: Christian Rewitzer
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Phoenicochroite-212833.jpg>

Lindgrenita – Localidad: Mina San Samuel, Carrera Pinto, Distrito Cachiyuyo de Llampos, Provincia Copiapó, Región Atacama, Chile. Autor: Christian Rewitzer
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=88862&searchterms=lindgrenita&searchauthor=-

Anhidrita – Localidad: Mina de Naica, Chihuahua, México. Autor: Alcinoe.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Anhydrite_HMNH1.jpg

Figura 57. Algunos minerales del grupo Fosfatos

Apatita – Localidad: Minas de La Celia (Del Carmen). Jumilla. Murcia. España. Autor: Daniel Agut.
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=47918&searchterms=apatito&searchauthor=->

Vivianita – Localidad: Mina Colavi, Machacamarca, Cornelio Saavedra, Potosí, Bolivia. Autor: Carles Millán.
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=58480&searchterms=vivianita&searchauthor=-

Piromorfita – Localidad: Mina Resuperferolítica, Santa Eufemia, Córdoba, Andalucía, España. Autor: Carlos Pareja
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=989&searchterms=piromorfita&searchauthor=-

Lazulita – Localidad: Ladjuar Medam, Distrito Sar-e-Sang, Provincia Badakhshan, Afganistán. Autor: Parent Géry
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Lazurite_afghanite_et_pyrite_sur_calcite_\(Sar-e-Sang_Koksha_Valley_Badakhshan_-_Afghanistan\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Lazurite_afghanite_et_pyrite_sur_calcite_(Sar-e-Sang_Koksha_Valley_Badakhshan_-_Afghanistan).jpg)

Figura 58. Algunos minerales del grupo minerales orgánicos

Whewellitita – Localidad: Burgk, Dresden, Saxony, Alemania. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Whewellite-d7b.jpg>

Uricita – Localidad: Mina El Entredicho. Autor: Borja Sainz de Baranda. <https://www.mindat.org/photo-934381.html>

Hoelita – Localidad: Carolaschacht Mine, Freital near Dresden, Saxony, Alemania. Autor: Thomas Witzke

https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Hoelite_sulfur_-_Carolasschacht_Mine,_Freital,_Saxony,_Germany.jpg

Melita – Localidad: Luschtitz, Bilina, Ústí, Bohemia, República Checa. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mellite-242353.jpg>

Tabla 2. Clasificación de las catorce redes de Bravais en los siete sistemas cristalinos.

Pirita – Localidad: Navajún, Rioja, España. Autor: Carles Millán.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:2780M-pyrite1.jpg>

Zircón – Localidad: Gilgit, Distrito Gilgit, Área Norte, Pakistán. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Zircon-dtn1a.jpg>

Olivino – Localidad: Naran-Kagan, Distrito Kohistan, Pakistán. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Olivine-gem7-10a.jpg>

Cuarzo – Localidad: Mina Gerais, Brasil. Autor: Didier Descouens.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Quartz_Br%C3%A9sil.jpg

Corindón – Localidad: Mina Jagdalek, Surobi, Kabul, Afganistán. Autor: Desconocido.
<https://www.fabreminerals.com/LargePhoto.php?FILE=Corundum-Ruby-AB29M4f.jpg&LANG=ES>

Yeso – Localidad: Lubin, Polonia. Autor: Elade53.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Gips_-_Lubin,_Poland.jpg

Cianita – Localidad: No publicada. Autor: Chris 73.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:KyaniteUSGOV.jpg#globalusage>

Figura 60. Ejemplos de minerales con lustre metálico y submetálico.

Pirita – Localidad: Navajún, Rioja, España. Autor: Carles Millán.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:2780M-pyrite1.jpg>

Galena – Localidad: Mina Elmwood, Tennessee, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Calcite-Galena-elm56c.jpg>

Magnetita – Localidad: Cerro Huañaquino, Potosí Department, Bolivia. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Magnetite-118736.jpg>

Grafito – Localidad: Museo Nacional de Praga, República Checa, muestra originaria de República Checa. Autor: Karelj.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Grafit_1.jpg

Ilmenita – Localidad: Montérégie, Quebec, Canadá. Autor: Modris Baum.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Ilmenite-173863.jpg>

Cuprita – Localidad: Namibia. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cuprite-37848.jpg>

Figura 61. Ejemplos de minerales con lustre no metálico.

Diamante - Localidad: desconocida. Autor: Steve Jurvetson.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Apollo_synthetic_diamond.jpg

Cerusita - Localidad: Mina Tsumeb, d'Otjikoto (Oshikoto), Namibia. Autor: Didier Descouens.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cerusitetsumeb2.jpg>

Zircón - Localidad: Gilgit, Distrito Gilgit, Área Norte, Pakistán. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Zircon-dtn1a.jpg>

Calcita - Localidad: Mina Jiepaiyu, Changde, Provincia Hunan, China. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Calcite-67881.jpg>

Cuarzo - Localidad: Mina Gerais, Brasil. Autor: Didier Descouens.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Quartz_Br%C3%A9sil.jpg

Turmalina - Localidad: Distrito Ambositra, Amoron'i Mania, Madagascar. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tourmaline-121240.jpg>

Moscovita - Localidad: Mina Gerais, Región Sudeste, Brasil. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Muscovite-Albite-122887.jpg>

Estilbita - Distrito Jalgaon, Maharashtra, India. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Fluorapophyllite-Stilbite-Ca-indi-52b.jpg>

Talco - Localidad: Goiás, Brasil. Autor: Eurico Zimbres.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:TalcoEZ.jpg>

Ópalo - Localidad: Queensland, Australia. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Opal-53714.jpg>

Cordierita - Localidad: Roccatederighi, Roccastrada, Toscana, Italia. Autor: Didier Descouens.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cordierite_Italie.jpg

Serpentinita - Localidad: Quebec, Canadá. Autor: James St. John.
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Serpentinite_\(Theftord_Mines_Ophiolite_Complex,_Ordovician;_Theftord_Mines_area,_Quebec,_Canada\)_16754387848.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Serpentinite_(Theftord_Mines_Ophiolite_Complex,_Ordovician;_Theftord_Mines_area,_Quebec,_Canada)_16754387848.jpg)

Esfalerita - Localidad: Áliva, Camaleño, Cantabria, España. Autor: J. Callén.
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Esfalerita_\(Blenda_a_caramelada\)_%C3%81liva,_Cantabria.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Esfalerita_(Blenda_a_caramelada)_%C3%81liva,_Cantabria.jpg)

Azufre - Localidad: Mina Vergel, Mapimí, Durango, México. Autor: Luis Edmundo Sánchez Roja.
<https://www.mineralogia.es/largephoto.php>

Andradita (Granate) - Localidad: Antetezambato, Madagascar. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Andradite-dem13a.jpg>

Tremolita - Localidad: Campolungo, Ticino, Suiza. Autor: Didier Descouens.
https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Tremolite_Campolungo.jpg

Ulexita - Localidad: Boron, Condado Kern, California, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Ulexite-Calcite-40062.jpg>

Selenita (Yeso) - Localidad: Distrito Santa Eulalia, Aquiles Serdán, Chihuahua, México. Autor: Parent Géry.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Gypses%C3%A9n%C3%A9nrite_3.jpeg

Caolinita - Localidad: Condado Twiggs, Georgia, EEUU. Autor: James St. John.
<https://www.flickr.com/photos/jsjgeology/32350111650/>

Bauxita - Localidad: Arkansas, EEUU. Autor: James St. John.
<https://www.flickr.com/photos/jsjgeology/8284195215/>

Priceíta - Localidad: No publicada. Autor: Dave Dyet.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Priceite_3154.jpg

Jadeíta - Localidad: Myanmar. Autor: Dave Dyet.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Jadeite_Sodium_aluminum_silicate_Burma_3025.jpg

Calcedonia (Silíce) - Localidad: Rio Grande do Sul, Brasil. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Quartz-83325.jpg>

Figura 62. Clasificación por color de los minerales

Malaquita - Localidad: Mina L'Etoile du Congo, República Democrática del Congo. Autor: Miguel Calvo.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Malachite_Congo.jpg

Berilio (Esmeralda) - Localidad: Mina Muzo, Colombia. Autor: Didier Descouens.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Emeraude_Musso.jpg

Labradorita - Localidad: Madagascar. Autor: Kluka.
https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Labradoryt,_Madagaskar.JPG

Azurita - Localidad: Mina Shilu Copper, Provincia Guangdong, China. Autor: Eric Hunt
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Azurite_from_China.jpg

Berilio (Aguamarina) - Localidad: Valle Nagar Hunza, Pakistán. Autor: Gunas Ries.
https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Aquamarine_P1000141.JPG

Bornita - Localidad: No publicada. Autor: Sam Droege.
<https://www.flickr.com/photos/usgsbiml/9550144642/>

Rodonita - Localidad: Mina Morro da Mina, Minas Gerais, Brasil. Autor: Géry Parent.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Rhodonite,_pyrite,_quartz_1.jpg

Berilio (Heliodoro) - Localidad: Minas Gerais, Brasil.
Autor: FDMinerals
<https://www.fDMINerals.es/2019/05/11/heliodoro/>

Ópalo - Localidad: Queensland, Australia.
Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Opal-53714.jpg>

Crocoíta - Localidad: Mina Adelaide, Distrito Zeehan, Tasmania, Australia. Autor: Juergen Merz.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Crocoite-360746.jpg>

Berilio (Rojo) - Localidad: Montañas Wah Wah, Condado Beaver, Utah, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Beryl-235618.jpg>

Calcopirita - Localidad: Mina Casteel, Condado Iron, Missouri, EEUU. Autor: James St. John
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Chalcopyrite_\(Casteel_Mine,_Iron_County,_Missouri,_USA\)_1.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Chalcopyrite_(Casteel_Mine,_Iron_County,_Missouri,_USA)_1.jpg)

Figura 63. Color de raya de algunos minerales

Calcantita - Localidad: No publicada. Autor: Ra'ike
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Chalcanthite_-_streak_color.JPG

Galena - Localidad: No publicada. Autor: Ra'ike
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Galena_-_Streak_color.JPG

Oropimente - Localidad: No publicada. Autor: Ra'ike
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Orpiment_-_streak_color.jpg

Azufre - Localidad: No publicada. Autor: Ra'ike
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sulfur_-_Streak_color.JPG

Esfalerita - Localidad: No publicada. Autor: Ra'ike
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Sphalerite_-_Streak_color.JPG

Piromorfita - Localidad: No publicada. Autor: Ra'ike
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pyromorphite_-_Streak_color.JPG

Tabla 6. Escala de dureza de Mohs.

Talco - Localidad: Goiás, Brasil. Autor: Eurico Zimbres.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:TalcoEZ.jpg>

Yeso - Localidad: Fuentes de Ebro, Zaragoza, España.
Autor: J. Callén.
https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Gypsum_Zaragoza_Spain.jpg

Calcita - Localidad: Mina Jiepaiyu, Shimen, Provincia Hunan, China. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Calcite-67881.jpg>

Fluorita - Localidad: Mina Elmwood, Condado Smith, Tennessee, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Barite-Fluorite-elm44a.jpg>

Apatito - Localidad: Durango, México. Autor: Robert M. Lavinsky

<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Apatite-52267.jpg>

Ortoclasa - Localidad: Minas Gerais, Región Sudeste, Brasil.
Autor: Didier Descouens.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:OrthoclaseBresil.jpg>

Cuarzo (cristal de roca) - Localidad: Minas Gerais, Región Sudeste, Brasil. Autor: Didier Descouens.
https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Quartz_Br%C3%A9sil.jpg

Topacio - Localidad: Maynard's Claim, Condado Juab, Utah, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://en.wikipedia.org/wiki/File:Topaz-k312b.jpg>

Corindón - Localidad: Duque de Caxias, Rio de Janeiro, Brasil.
Autor: Eurico Zimbres
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:CorindonEZ.jpg>

Diamante - Localidad: Mina Kimberley, Provincia Northern Cape, Sudáfrica. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Diamond-gem7-52a.jpg>

Figura 65. Exfoliación o crucero de los minerales

Biotita - Localidad: Wannenköpfe, Ochtendung, Región Eifel, Alemania. Autor: Fred Kruijen
https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Biotite_aggregate_-_Ochtendung,_Eifel,_Germany.jpg

Augita (Piroxeno) - Localidad: Volcán Muhavura, Ruanda.
Autor: Didier Descouens
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Augite_Rwanda.jpg

Halita - Localidad: Salinas de Imón, Sigüenza, Guadalajara, Castilla-La Mancha, España. Autor: Javier Ruiz Martin
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=56022&searchterms=halita&searchauthor=->

Calcita - Localidad: Goslerwand, Osttiro, Austria. Autor: Tiia Monto. https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Calcite_3.jpg

Fluorita - Localidad: No publicada, Autor: Ryan Salisbury
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Fluorite_crystals_\(rotated_90\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Fluorite_crystals_(rotated_90).jpg)

Esfalerita - Localidad: Túnel José Maestre. Portman, Cartagena, Murcia. Autor: J. Callén
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Esfalerita_Portman%203%An.jpg

Figura 66. Tipos de fractura de los minerales.

Obsidiana - Localidad: No publicada, Autor: Alexander Krassotkin.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:13_years_of_Russia_n_Wikinews_in_Moscow_21.jpg

Tremolita - Localidad: Campolungo, Valle Piumogna, Leventina, Ticino, Suiza. Autor: Leon Hupperichs
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tremolite-363511.jpg>

Magnetita - Localidad: Cerro Huañaquino, Potosí Department, Bolivia. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Magnetite-118736.jpg>

Cobre nativo – Localidad: Las Herrerías, Puebla de Guzmán, Huelva, España. Autor: Nerofis2.
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=48924&searchterms=cobre&searchauthor=->

Limonita – Localidad: Cantera Brunita, La Peraleja, La Unión, Murcia, España. Autor: Pedro Conesa.
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=79228&searchterms=limonita&searchauthor=->

Figura 67. Hábito cristalino en cristales aislados y distintos

Natrolita – Localidad: Distrito Nasik, Maharashtra, India. Autor: Didier Descouens
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Natroliteinde1.jpg>

Ludlockita – Localidad: Mina Tsumeb, Tsumeb, Namibia. Autor: Rewitzer Christian
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=46492&searchterms=ludlockita&searchauthor=->

Cianita – Localidad: Desconocida. Autor: Chris73
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:KyaniteUSGOV.jpg>

Berilio (Esmeralda) – Localidad: Mina Muzo, Colombia. Autor: Didier Descouens.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Emeraude_Musso.jpg

Figura 68. Hábito cristalino para un grupo de cristales distintos.

Pirolusita – Localidad: Herce - Rioja Baja - La Rioja – España. Autor: Martí Rafael.
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=73140&searchterms=pirolusita&searchauthor=->

Cerusita – Localidad: Mina Luis, Castilla La Mancha, España. Autor: Carlos Pareja
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=51978&searchterms=cerusita&searchauthor=->

Brochantita – Localidad: Mina Ingadanais, Distrito Castelo Branco, Portugal. Autor: Leon Hupperichs.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Brochantite-92159.jpg>

Aragonito – Localidad: Mina Northern Lights, Mineral County, Nevada, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Aragonite-210767.jpg>

Figura 69. Hábito cristalino para grupos de cristales radiales o paralelos.

Biotita - Localidad: Wannenköpfe, Ochtendung, Región Eifel, Alemania. Autor: Fred Kruijen
https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Biotite_aggregate_-_Ochtendung,_Eifel,_Germany.jpg

Tremolita – Localidad: Campolungo, Valle Piumogna, Leventina, Ticino, Suiza. Autor: Leon Hupperichs
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tremolite-363511.jpg>

Pirofilita – Localidad: Mina Champion, California, Estados

Unidos. Autor: Frederic Varela Balcells.
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=24606&searchterms=pirofilita&searchauthor=->

Calcita Globular – Localidad: Illinois, EEUU. Autor: James St. John
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Calcite_\(Cave-in-Rock_Mining_District,_Illinois,_USA\)_3_\(26202624217\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Calcite_(Cave-in-Rock_Mining_District,_Illinois,_USA)_3_(26202624217).jpg)

Malaquita – Localidad: Katanga Copper, República democrática del Congo (Zaire). Autor: Didier Descouens.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Malachite_Kolwezi_Katanga_Congo.jpg

Hematita – Localidad: Mina Santa Rosa, Tierga (Zaragoza). Autor: Bergminer
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Hematites_tierga.jpg

Smithsonita – Localidad: Mina Kelly, Distrito Magdalena, Socorro, Nuevo México, EEUU. Autor: Alcinoe.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Smithsonite_HMNH1.jpg

Figura 70. Hábito cristalino para minerales formados por escamas o laminillas.

Clinocloro – Localidad: Mina Tilly Foster, Nueva York, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Clinochlore-usa12c.jpg>

Biotita - Localidad: Wannenköpfe, Ochtendung, Región Eifel, Alemania. Autor: Fred Kruijen
https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Biotite_aggregate_-_Ochtendung,_Eifel,_Germany.jpg

Barita – Localidad: Cerro Warihuyn (Huarihuyun), Miraflores, Perú. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Barite-jmix08-17d.jpg>

Auricalcita – Localidad: Mina, Chilito, Condado Gila, Arizona, EEUU. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Aurichalcite-172362.jpg>

Figura 71. Otros tipos de hábitos cristalinos.

Bornita - Localidad: No publicada. Autor: Sam Droege.
<https://www.flickr.com/photos/usgsbiml/9550144642/>

Malaquita estalactítica – Localidad: Mina L'Etoile du Congo, República democrática del Congo. Autor: Robert M. Lavinsky
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Malachite-mals03b.jpg>

Malaquita concéntrica – Localidad: Katanga Copper Crescent, Katanga (Shaba), República democrática del Congo (Zaire). Autor: Didier Descouens.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Malachite_Kolwezi_Katanga_Congo.jpg

Bauxita – Localidad: Arkansas, EEUU. Autor: James St. John
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Chertified_pisolithic_bauxite_\(wet_cut_surface;_11.7_cm_across\)_from_Arkansas_USA.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Chertified_pisolithic_bauxite_(wet_cut_surface;_11.7_cm_across)_from_Arkansas_USA.jpg)

Basalto amigdaloides – Localidad: El Peñón, Alamedilla,

Granada, Andalucía, España. Autor: Prcantos.
<https://www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=93428>

Geoda de Cuarzo – Localidad: Desconocida, Colección Alfredo Victoria. Autor: Andrés Omassi.
<https://sketchfab.com/3d-models/5-geoda-de-cuarzo-facultad-de-ingenieria-unam-6582850ace894e0ca237c4ecfac89e9eb>

Ágata – Localidad: Museo de Historia Natural de Carnegie, Pittsburgh, Pennsylvania, EEUU. Autor: James St. John
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Agate_8_\(32375570860\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Agate_8_(32375570860).jpg)

Aragonito olítico – Localidad: Parque Nacional de las Cavernas de Carlsbad, Nuevo México, EEUU. Autor: Wtucker
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cave_Pearls.JPG

Figura 72. Grados de diafanidad de los minerales.

Calcita (Espato de Islandia) – Localidad: Mina Respina, Poblado de Lillo, León, Castilla y León, España. Autor: Juan María Pérez
www.mineralogia.es/index.php?level=picture&id=43643&searchterms=calcita%20islandia&searchauthor=-

Olivino - Localidad: Naran-Kagan, Distrito Kohistan, Provincia North-West Frontier, Pakistán. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Olivine-gem7-10a.jpg>

Magnetita - Localidad: Cerro Huañaquino, Potosí Department, Bolivia. Autor: Robert M. Lavinsky.
<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Magnetite-118736.jpg>

Figura 73. Halo pleocroico alrededor de zircón dentro de biotita.

Zircón dentro de biotita, autor: Strekeisen.
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Dark_crown.JPG

Figuras 78 a 85. Tipos de texturas de las rocas ígneas.

Tomadas de GeologíaWeb (<https://geologiaweb.com/rocas-igneas/texturas-rocas-igneas/>)