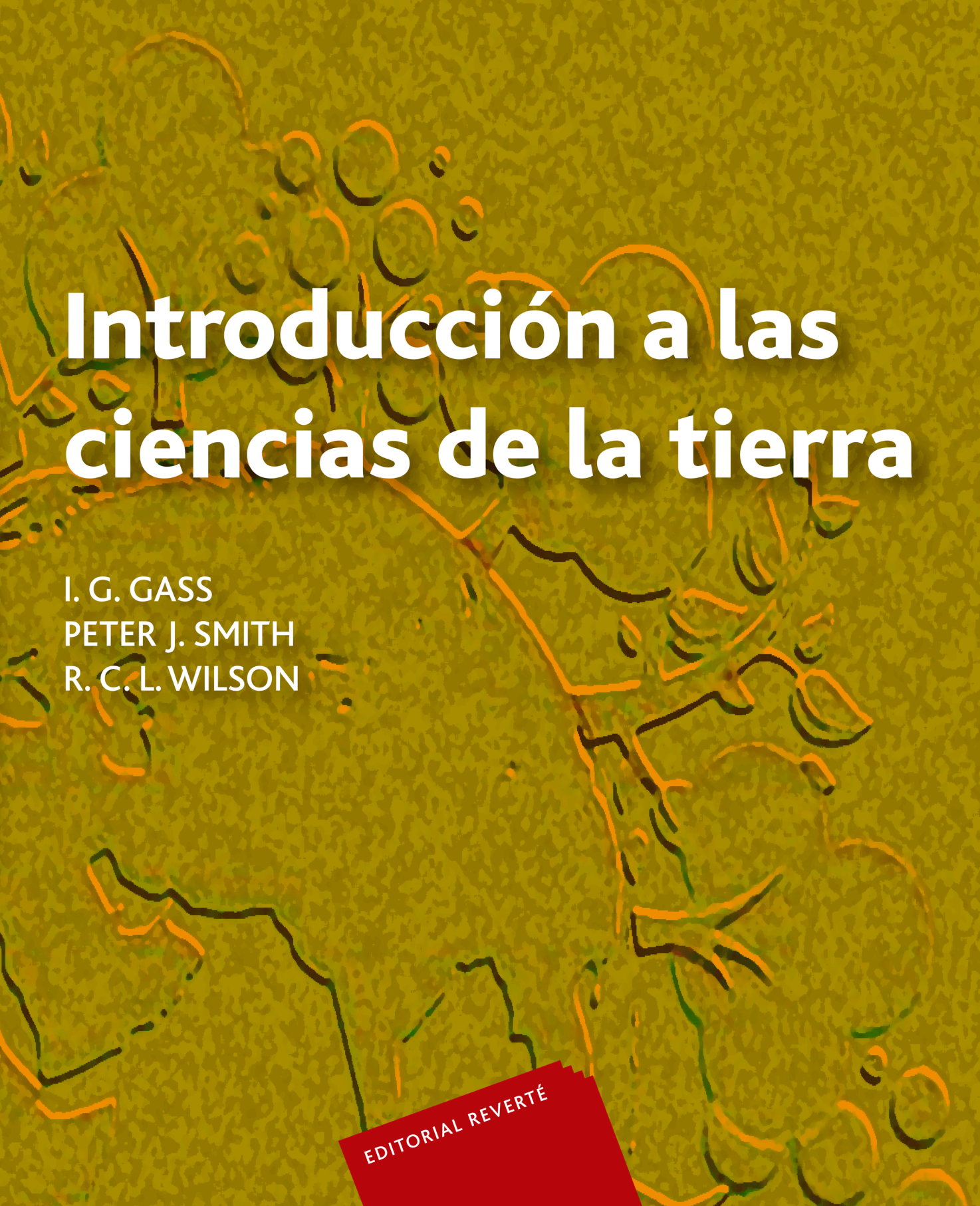

Introducción a las ciencias de la tierra

I. G. GASS
PETER J. SMITH
R. C. L. WILSON

EDITORIAL REVERTÉ

Introducción a las Ciencias de la Tierra

I. G. GASS, *Professor of Earth Sciences*
PETER J. SMITH, *Senior Lecturer in Earth Sciences*
R. C. L. WILSON, *Senior Lecturer in Earth Sciences*

Open University

EDITORIAL
REVERTÉ

Barcelona · Bogotá · Buenos Aires · México

Título de la obra original:
Understanding the Earth
Second Edition

Edición original en lengua inglesa publicada por:
The Open University Press
Con la colaboración de
The Artemis Press, Sussex

Copyright© The Open University

Edición en papel:
© Editorial Reverté, S. A., 1980
ISBN: 978-84-291-4613-4

Edición e-book (PDF):
© Editorial Reverté, S. A., 2022
ISBN: 978-84-291-9084-7

Traducción al español efectuada por un equipo de licenciados de la Universidad de Barcelona, integrado por:
José M.ª Cabestany
Francisco Carbonell
Eugenia Estop
Xavier Goula
M.ª José Mejón
Toni Roca
Albert Solé

Revisada por:
Dr. Salvador Reguant Serra
Profesor de Estratigrafía
de la Universidad de Barcelona

Propiedad de:
EDITORIAL REVERTÉ, S. A.
Loreto, 13-15, Local B
08029 Barcelona
Tel: (34) 93 419 33 36
reverte@reverte.com
www.reverte.com

Reservados todos los derechos. La reproducción total o parcial de esta obra, por cualquier medio o procedimiento, comprendidos la reprografía y el tratamiento informático, y la distribución de ejemplares de ella mediante alquiler o préstamo públicos, queda rigurosamente prohibida sin la autorización escrita de los titulares del copyright, bajo las sanciones establecidas por las leyes.

Indice analítico

Agradecimientos VII

Prólogo IX

Capítulo 1. Minerales y rocas 1

Capítulo 2. Medición del tiempo geológico 31

Capítulo 3. La composición de la Tierra 45

Capítulo 4. El campo magnético terrestre y su origen 63

Capítulo 5. Calor y temperatura en el interior de la Tierra 73

Capítulo 6. El período de Chandler 82

Capítulo 7. El sistema Tierra-Luna 89

Capítulo 8. Meteoritos 109

Capítulo 9. Un modelo evolutivo del origen de la vida 119

Capítulo 10. Oxígeno y evolución 141

Capítulo 11. La Tierra primitiva 149

Capítulo 12. Evolución en el medio ambiente 155

Capítulo 13. Estudiando el pasado 163

Capítulo 14. Paleontología y evolución 195

Capítulo 15. Deriva continental 221

Capítulo 16. La expansión del fondo oceánico 243

Capítulo 17. La oxidación: paradoja de la polaridad 263

Capítulo 18. Inversión de polaridad y extinción de la fauna 269

Capítulo 19. Tectónica de placas 277

Capítulo 20. Orogenia 303

Capítulo 21. El volcanismo y la corteza terrestre 319

Capítulo 22. La localización de depósitos minerales 335

Capítulo 23. Predicción y modificación de los efectos de los terremotos 347

Capítulo 24. Explosiones nucleares y terremotos 353

Capítulo 25. Mohole: Un fracaso geopolítico 365

Capítulo 26. El ciclo del oxígeno 375

Capítulo 27. Recursos y medio ambiente 387

Glosario 401

Índice alfabético 405

Agradecimientos

A los Sres. Branch/Horan Ltd., de Crawley, Sussex, por su inteligente y cuidadosa confección de muchos de los diagramas de este libro; a *The New Scientist* (I.P.C. Magazines Ltd.) por el permiso para reproducir el artículo de Lloyd V. Berkner y Lauriston C. Marshall, y el de Preston Cloud Jr., *La Tierra primitiva;* a *Scientific American* por su permiso para reproducir el artículo de Preston Cloud Jr. y Aharon Gibor, *El ciclo del Oxígeno;* y a nuestros impresores, Sres. Balding y Mansell por el esmero con que han llevado a cabo la impresión de este libro.

Cierto número de ilustraciones y algunas estadísticas se basan directamente o derivan de material publicado originalmente por los siguientes autores y organizaciones, a los cuales expresamos nuestro agradecimiento en nombre de nuestros colaboradores y en el nuestro propio:

D. W. Anderson; M. Barazangi y J. Dorman; G. Barrow; W. Bascom; B. J. Bluck y G. Kelling; G. M. Brown; S. W. Carey; C. O. Dunbar y J. Rodgers; F. J. V. Fisher; M. F. Glaessner; N. J. Guest; R. N. Hamilton; J. W. Harbaugh; J. R. Heirtzler y col.; A. Holmes; P. M. Hurley; B. Isacks; V. E. Khain y M. V. Muratov; M. A. Khan; W. C. Krumbein; M. Ksiazkiewicz; A. H. Lachenbruch; L. Mansinha y D. E. Smylie; H. Martin; R. G. Mason; A. E. Maxwell y col.; P. McCurry; P. M. Melchior; W. J. Morgan; R. O. Muir; W. H. Munk; B. Nagy; D. Nichols; B. J. O'Brien; J. Oliver; N. D. Opdyke; S. W. Richardson; P. C. Rickwood y M. Mathias; D. Rossignol-Strick; R. F. Roy, D. D. Blackwell y E. R. Decker; J. W. Schopf; P. C. Scruton; J. S. Shelton; A. E. Smith; E. F. C. Somerscales y D. Dropkin; M. N. Toksöz; J. W. Minear y B. R. Julian; K. E. Torrance; J. H. F. Umbgrove; L. R. Wager; C. Wang; L. J. Wills; J. T. Wilson; P. A. Wilson; y A. O. Woodford.

Institución Smithsoniana; N.A.S.A. y Embajada de los EE.UU., Londres; Museo Británico (Sección de Historia Natural); Instituto Oceanográfico Scripps; Aerofilm Ltd.; Associated Press Ltd.; The Ecologist (Ecosystems Ltd.); Oficina de Minas de los EE.UU.; Academia Nacional de Ciencias de los EE.UU.

ARTEMIS PRESS

Colaboradores

Dirigieron la obra:

Profesor I. G. Gass
Depto. de Ciencias de la Tierra
Open University

Dr. Peter J. Smith
Depto. de Ciencias de la Tierra
Open University

Dr. R. C. L. Wilson
Depto. de Ciencias de la Tierra
Open University

Redactaron los capítulos:

Dr. D. I. Black
División Petroquímica I.C.I.
Billingham, Teesside

Prof. Sir Edward Bullard, F.R.S.
Depto. de Geodesia y Geofísica
Universidad de Cambridge

Profesor Michael Chinnery
Depto. de Ciencias Geológicas
Brown Univer., Rhode Island

Profesor T. N. Clifford
Depto. de Geología
Universidad de Witwatersrand

Profesor Preston Cloud Jr.
Depto. de Geología
Universidad de California

Dr. Keith Cox
Depto. de Geología y Mineralogía
Universidad de Oxford

Dr. D. Davies
Laboratorio Lincoln, M.I.T.
Massachussetts

Dr. Stephen Drury
Depto. de Ciencias de la Tierra
Open University

Profesor Aharon Gibor
Depto. de Ciencias Biológicas
Universidad de California

Dr. Roland Goldring
Depto. de Geología
Universidad de Reading

Daniel S. Greenberg
«Science»
Washington, D.C.

Profesor Peter Harris
Depto. de Ciencias de la Tierra
Universidad de Leeds

Prof. M. R. House
Depto. de Geología
Universidad de Hull

Profesor Zdenek Kopal
Depto. de Astronomía
Universidad de Manchester

Profesor Robert L. Kovach
Depto. de Geofísica
Universidad de Stanford

Profesor Lauriston C. Marshall
Centro de Estudios Avanzados
del Sudoeste Dallas, Texas

Dr. Brian Mason
Depto. de Ciencias Minerales
Smithsonian Institution

Dr. Stephen Moorbath
Depto. Geología y Mineralogía
Universidad de Oxford

Dr. E. R. Oxburgh
Depto. Geología y Mineralogía
Universidad de Oxford

Dr. John H. Sass
Servicio Geológico de EE.UU.
Menlo Park, California

Dr. Alan Gilbert Smith
Depto. de Geología
Universidad de Cambridge

Dr. Peter J. Smith
Depto. de Ciencias de la Tierra
Open University

Prof. John Sutton, F.R.S.
Depto. de Geología
Imperial College, Londres

Prof. P. C. Sylvester-Bradley
Depto. de Geología
Universidad de Leicester

Dr. F. J. Vine
Universidad de Princeton y
Universidad de East Anglia

Prof. E. K. Walton
Depto. de Geología
Universidad de St. Andrews

J. B. Wright
Depto. de Ciencias de la Tierra
Open University

Coordinó la edición:

M. T. Bizony

Prólogo

Durante la última década, se ha producido una revolución en las Ciencias de la Tierra, debida principalmente a las fructíferas investigaciones de los geofísicos oceanográficos, que han conducido a la aceptación universal de que los continentes se trasladan sobre la superficie de la Tierra y que los fondos oceánicos se expansionan, creándose y destruyéndose continuamente. Finalmente, en los últimos dos o tres años, estos dos acontecimientos han culminado en una teoría general conocida por «Tectónica de placas». El éxito de la teoría de la tectónica de placas se debe a que explica no sólo los descubrimientos geofísicos, sino que presenta también un armazón al que se ajustan los datos geológicos, laboriosamente acumulados por los geólogos en los dos últimos siglos. Además, ha permitido a las Ciencias de la Tierra llegar a un punto en que pueden no sólo explicar lo que ocurrió en el pasado y lo que está pasando en el presente, sino que también pueden predecir lo que ocurrirá en el futuro.

Durante la década de los sesenta, en que la teoría de la tectónica de placas se desarrolló rápida y espectacularmente, también tuvieron lugar importantes avances en otras ramas de las Ciencias de la Tierra. Entre los más notables están el poder fijar de un modo preciso la edad de las rocas por métodos radiométricos, y el conocimiento más profundo de la composición interna de la Tierra y de la relación entre nuestro planeta y su satélite la Luna, el Sol y los otros planetas del sistema solar. Las cada vez más elaboradas técnicas analíticas y los avances en bioquímica arrojaron nueva luz sobre el origen de la vida en la Tierra, y los estudios detallados han mostrado cómo ésta ha evolucionado a través de las épocas geológicas. Finalmente, están las contribuciones de los especialistas de las Ciencias de la Tierra al conocimiento del medio ambiente humano, investigaciones llevadas a cabo con la idea de conservar los recursos naturales y de predecir, y posiblemente modificar, algunos de los fenómenos naturales catastróficos que se dan en la Tierra.

Esta era la situación al principio del año cuando nosotros, como parte del equipo de especialistas en Ciencias de la Tierra de la Open University *que preparábamos el curso fundamental de ciencias, buscábamos un texto que sirviera de referencia a nuestros 7000 estudiantes. ¿Cuáles eran nuestras necesidades? Necesitábamos un texto barato que cubriese la misma área de conocimientos que abarcaba el curso de Ciencias de la Tierra de la* Open University *pero que tratando con más detalle los temas de los textos que se encontraban en el mercado no tuvieran demasiada «paja». El libro debía tener un nivel aceptable —ni matemáticas ni física muy avanzadas— pero lleno de ideas que estimulasen la mente. Quizás, más que nada, necesitábamos un libro que respaldara nuestro curso haciendo ver que las Ciencias de la Tierra son algo vivo; que hoy en día los especialistas en ellas están muy lejos del antiguo cliché mental de caballeros bigotudos que desempolvan diligentemente las colecciones de rocas, minerales y fósiles de las museos.*

¿Una empresa muy ambiciosa? Demasiado ambiciosa; no pudimos encontrar ese libro. Pero mucho del material que deseábamos, y no sólo del relacionado con la tectónica de placas, había aparecido en la bibliografía científica publicado por especialistas en los últimos años en gran número de revistas científicas. Por lo tanto, decidimos encomendar nuestro libro a diversos especialistas, y encargamos a veintidós científicos de renombre internacional que escribiesen colaboraciones, a nivel de iniciación universitaria, de su propia especialidad. En muchos casos, nuestros autores han escrito sobre el mismo tema a nivel de investigación; hay también tres artículos sacados directamente de revistas científicas. Éste es, pues, un libro de divulgación. No se espere, incluso leyéndolo de punta a cabo, encontrar una visión completa, ni siquiera al nivel más superficial, de «todos» los aspectos de las Ciencias de la Tierra. Nuestra primera intención fue que pudiese ser utilizado por cualquier estudiante universitario de ciencias de la Tierra como un resumen actualizado y bien informado de algunos aspectos particulares. ¡Queremos, sin embargo, hacer resaltar que algunos resultados de investigación aparecen por primera vez en este libro, antes, incluso, de ser publicados en las revistas científicas!

¿Cuál es, pues, el contenido de este libro y cómo debe ser utilizado? Comenzamos con un capítulo sobre minerales y rocas, seguido de otro sobre medición radiométrica de la edad geológica. Al mismo tiempo que suministran información sobre sus propios campos, estas colaboraciones nos proporcionan el vocabulario técnico que se requiere para los próximos capítulos. Siguen luego cuatro capítulos que tratan de la Tierra como planeta. En los capítulos 9 a 11 nos preguntamos sobre el pasado remoto de la Tierra. ¿Cómo empezó la vida en la Tierra, cómo ha evolucionado su atmósfera? Éstas y similares cuestiones son las que contestamos aquí de la mejor manera actualmente posible. Las rocas más antiguas de la Tierra tienen alrededor de 3500 millones de años (¡encontrarán en este libro una variación entre 3400 y 3600 en los diferentes capítulos!) ¿Pero cómo han evolucionado la superficie de la Tierra y la vida sobre ella durante estos millones de años? Los capítulos 12 a 14 dan un resumen de los últimos descubrimientos.

El interés se concentra entonces en las características de la superficie de la Tierra —títulos tales como Deriva Continental *y* La expansión del fondo oceánico *indican, bastante bien, el contenido de los dos próximos capítulos. Luego hacemos una ligera digresión investigando las posibles causas y consecuencias del cambio en la polaridad del campo magnético terrestre, antes de comenzar con la tectónica de placas, orogenia (formación de montañas) y la parte que ha tenido la actividad volcánica en la evolución de la corteza terrestre. En las tres colaboraciones siguientes damos ejemplos del papel de las Ciencias de la Tierra en la sociedad, antes de entrar en el capítulo final, en el dominio de la geopolítica con la poco conocida, aunque aleccionadora, historia del proyecto Mohole.*

Pensamos, que esta secuencia es lógica, si se desea leer completamente el libro. No obstante, hemos tratado de que cada colaboración sea autoconsistente, reforzando más que dependiendo de los otros capítulos.

Este libro fue concebido en marzo de 1970, y publicado en diciembre del mismo año —¡un período de gestación bastante corto! Es, verdaderamente, notable que se haya podido hacer tanto en tan poco tiempo, y expresamos nuestro sincero agradecimiento a todos aquellos que lo han hecho posible. En primer lugar a nuestros articulistas, veintidós personas a quienes se propuso colaborar en abril, y ya a finales de agosto estaban en nuestras manos todos los manuscritos, figuras y fotografías. Queremos agradecerles no sólo su rapidez, su paciencia con las numerosas preguntas y comentarios editoriales, sino también la prontitud con que corrigieron las pruebas. Debemos agra-

decer a Mark Gummer su rápida toma de contacto con nuestro editor y a Michael Bizony de Artemis Press, sin cuya sincera y eficiente colaboración este volumen no existiría. Aceptamos por completo la responsabilidad sobre el contenido de este libro, pero el formato y su excelente presentación son obra enteramente suya y refleja, según creemos, el entusiasmo, igual al nuestro, que sintió por este volumen. La colaboración entre el editor y nosotros fue profunda y cordial, notable además cuando uno es un matemático y los otros especialistas en Ciencias de la Tierra con manías extrañas e imprevisibles. Finalmente, la Open University *nos alentó muchísimo; su Director de Publicaciones, Leslie Lonsdale-Cooper, nos hizo advertencias y dio consejos inapreciables, supervisándonos durante todo el tiempo. Mary Gass, como nuestra ayudante de edición, nos organizó no sólo a nosotros sino también a nuestros colaboradores, corrigiendo pruebas, cuidando que los manuscritos llegasen al editor en el orden correcto y actuando (según sus propias palabras) como nuestro perro de presa literario, mejorando el inglés, principalmente en los infinitivos y en los giros americanos, de algunos de nuestros autores. Debemos también nuestro sincero agradecimiento a: Mary Smith, por el monótono trabajo de confeccionar el índice, a Tina Brocklebank y Merynne Barratt, secretarias del Departamento de Ciencias de la Tierra, por sus servicios rápidos y eficientes, y a nuestros colegas universitarios por su paciencia durante este corto pero casi traumático período.*

Departamento de Ciencias de la Tierra
The Open University
Walton Hall, Walton
Bletchley, Buckinghamshire

I. G. Gass
Peter J. Smith
R. C. L. Wilson

Prólogo a la segunda edición

Han pasado dieciocho meses desde que se publicó la primera edición de este libro. Durante este tiempo nos hemos ido dando cuenta de que su gran éxito se debe, principalmente, al hecho de que sus autores hablan con la autoridad que les da el ser científicos de renombre internacional, ya que estaba completamente al día. Esta segunda edición conserva estas ventajas y posee además otras dos: que los autores son los mismos, y que se les ha pedido que pusieran al día sus capítulos. En algunos casos ha sido necesario únicamente cambiar algunos números, pero en otros ha sido preciso revisar completamente el trabajo a la luz de los nuevos conocimientos adquiridos. En particular, los capítulos 7 y 24 sobre el Sistema Tierra-Luna, y sobre las Explosiones nucleares y los Terremotos han sido modificados en forma importante. Pero aun el cambio de un simple número puede ser el reflejo de un gran avance; por ejemplo, la edad de las rocas más antiguas de la Tierra (capítulo 2) era de unos 3400 millones de años —actualmente es de 3800. Este descubrimiento efectuado por el Dr. Moorbath y sus colegas, ha ampliado la escala geológica de tiempos en un 12 %.

El capítulo 12 ha sido reescrito completamente por el Dr. Goldring, y se ha añadido un artículo sobre El ciclo del oxígeno *de los profesores Preston Cloud y Aharon Gibor (publicado originalmente en* Scientific American*) convirtiéndose en el capítulo 26. En la primera edición aparentemente acertamos pues conseguimos contagiar el entusiasmo que la «nueva tectónica global» ha provocado en las Ciencias de la Tierra. Otro hecho importante —quizás el más crucial para las Ciencias de la Tierra y para la sociedad— es la comprobación, cada vez más extendida, de que los recursos naturales de la Tierra son finitos y en muchos casos se están agotando rápidamente. En el capítulo 27, el Dr. Stephen Drury, de la* Open University, *examina este problema y sus efectos sobre el medio ambiente. Por último, se ha añadido un glosario, y se ha aumentado el índice.*

I. G. G., P. J. S., R. C. L. W.

El primer capítulo de nuestro libro está dedicado al estudio de la naturaleza y origen de las rocas, por ser éste fundamental para el conocimiento de la Tierra. Su autor es el Dr. K. G. Cox del Departamento de Geología y Mineralogía de la Universidad de Oxford, que presenta así el capítulo:

La materia tratada en este capítulo se refiere a dos ramas de la geología, denominadas mineralogía y petrología. El significado del primer término es obvio: es simplemente el estudio de los minerales, o sustancias tales como la calcita o el cuarzo, que son cristalinas, tienen composiciones relativamente fijas y cuando se agregan forman rocas. Sin embargo, el término petrología requiere ya una cierta explicación. Trata del estudio de las rocas como tales, es decir, de su composición, de su origen. Esto no está directamente relacionado con su antigüedad, con los fósiles que contienen, con el lugar donde se encuentran, o con otras de las muchas cuestiones que uno puede estar interesado en preguntarse acerca de las mismas. Estos estudios pertenecen a otras ramas de la geología, aunque alguno o todos puedan ponerse al servicio de la petrología.

La petrología es una ciencia relativamente joven, y puede decirse que nació a mediados del siglo diecinueve, cuando H. C. Sorby inventó un método para preparar láminas de roca tan delgadas que permitían el paso de la luz, y de esta manera podían ser objeto de una observación microscópica. Este avance dio origen a un campo de estudio conocido como petrografía, la parte descriptiva de la petrología. El estudio genético de las rocas ha prosperado más recientemente, en especial como resultado del gran incremento en la aplicación de la química analítica, incluyendo estudios isotópicos, y la investigación experimental de la composición de las rocas y minerales a grandes presiones y temperaturas.

El avance en el conocimiento de las rocas y, particularmente, de los procesos petrogenéticos, dependió, inicialmente, de la ayuda suministrada por la microscopia al estudiar los minerales componentes de las rocas; estos minerales se presentan frecuentemente, en agregados de granos tan finos que desafiaron los esfuerzos de los muchos geólogos del siglo pasado que eran verdaderos virtuosos en el manejo de la lupa. Sin embargo, incluso antes de la época de Sorby, la mineralogía descriptiva estaba bastante avanzada, conociéndose la composición química de un gran número de minerales, habiéndose debido el auge de la mineralogía principalmente a los grandes avances de la química que tuvieron lugar en el siglo XVIII. Seguiremos nosotros una trayectoria similar, empezando con los minerales y continuando con las rocas, recurriendo constantemente al punto de vista químico.

1. Minerales y rocas

por KEITH COX

Los minerales son compuestos químicos naturales, en su mayoría cristalinos, cuyos agregados forman los tres grandes grupos de rocas: *ígneas* (solidificadas a partir de materia fundida), *sedimentarias* (formadas por la erosión de rocas preexistentes, seguida de una nueva deposición) y *metamórficas* (formadas por la acción de la presión y la temperatura en rocas preexistentes).

DEFINIR EXACTAMENTE qué entendemos por minerales no es tarea fácil, pero para casi todos los aspectos resulta más adecuado pensar en ellos como unas sustancias naturales generalmente cristalinas, cuyas composiciones químicas son fijas o variables dentro de unos límites previamente establecidos. Según esto, podemos decir que los términos «mineral» y «roca» son comparables respectivamente a los términos «compuesto» y «mezcla» usados por los químicos. Los minerales presentan una gran diversidad de composiciones como puede apreciarse en la tabla 1. De entre todos los minerales, es útil seleccionar un grupo relativamente pequeño que corresponde a los minerales importantes en la formación de las rocas. La mayor parte de este capítulo va a referirse a los mismos. Los silicatos (dentro de los que cabe incluir al cuarzo, SiO_2, mineral muy común) forman el grupo más importante, seguido de los carbonatos, calcita y dolomita. Los otros minerales, por ejemplo los óxidos y sulfuros, no forman por regla general grandes masas de roca, sino que se encuentran más esporádicamente, por ejemplo en vetas. Estos abarcan la mayoría de los minerales de interés económico.

Casi todos los minerales son cristalinos, es decir, que tienen una regularidad estructural interna a escala atómica lo que a menudo queda expresado como una regularidad en la forma externa (ver figs. 1.1 y 1.2). Cuando los minerales están formados por agregados muy finamente divididos, su cristalinidad puede no ser visible a simple vista, pero sí puede detectarse con el microscopio de luz polarizada o con las técnicas de difracción de rayos X.

Los cristales pueden estudiarse desde dos puntos de vista complementarios, considerando su forma externa, o mediante técnicas de rayos X que nos permiten determinar su estructura interna. Aunque casi todo el mundo empieza a interesarse por los minerales por el contacto con ejemplares concretos y a través de ellos se ve abocado inmediatamente a preocuparse por los problemas morfológicos, puede ser, quizá mejor, para la comprensión de los minerales dar, previamente, algunas ideas sobre estructura cristalina.

FIG. 1.1. Cristales de cuarzo (SiO_2).

FIG. 1.2. Cristales de granate (aluminosilicato de magnesio y hierro).

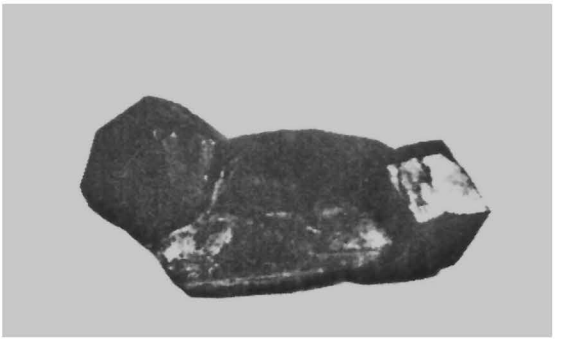

TABLA 1 : *Minerales importantes*

ELEMENTOS NATIVOS	
Oro	Au
Plata	Ag
Diamante	C
Grafito	C
Azufre	S
HALUROS	
Halita	NaCl
Fluorita	CaF_2
SULFUROS	
Galena	PbS
Calcopirita	$CuFeS_2$
Pirita	FeS_2
ÓXIDOS	
Hematítes	Fe_2O_3
Magnetita	Fe_3O_4
Ilmenita	$FeTiO_3$
CARBONATOS	
Calcita	$CaCO_3$
Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$
SULFATOS	
Yeso	$CaSO_4.2H_2O$
Anhidrita	$CaSO_4$
Baritina	$BaSO_4$
FOSFATOS	
Apatito	$Ca_5(F,OH)P_3O_{12}$
SILICATOS	
Cuarzo	SiO_2
Feldespatoides	
Leucita	$KAlSi_2O_6$
Nefelina	$NaAlSiO_4$
Feldespatos	
Ortoclasa	$KAlSi_3O_8$
Plagioclasas	
Albita	$NaAlSi_3O_8$
Anortita	$CaAl_2Si_2O_8$
Minerales de la arcilla	
Caolinita	$Al_4(OH)_8Si_4O_{10}$
Micas	
Biotita	$K_2Mg_6(Mg, Fe, Al)_6(Si, Al)_8O_{20}$
Moscovita	$KAl_2(OH)_2Si_3AlO_{10}$
Clorita	$(Mg, Fe, Al)_6(OH)_8(Si, Al)_4O_{10}$
Piroxenos	
Augita	$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ (clinopiroxeno)
Enstatita	$(Mg, Fe)SiO_3$ (ortopiroxeno)
Anfíboles	
Hornblenda	$Ca_2(Mg, Fe)_5(OH)_2Si_8O_{22}$
Granates	
Piropo	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
Almandina	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
Cordierita	$(Mg, Fe)_2Al_3Si_5AlO_{18}$
Circón	$ZrSiO_4$
Olivino	$(Mg, Fe)_2SiO_4$
Sillimanita, Cianita, Andalucita (Chiastolita)	Polimorfos de Al_2SiO_5
Estaurolita	$HFe_2Al_9O_8Si_4O_{16}$

NOTA: La composición química de muchos de los minerales, especialmente de los silicatos, está dada en forma simplificada.

La estructura interna de los minerales

La estructura interna de los cristales se caracteriza por una ordenación espacial de los átomos tal, que la misma configuración se repite a intervalos regulares en las tres dimensiones, y por ello la estructura cristalina recibe el nombre de red. Consideremos un ejemplo simple: la sal común, NaCl, que cuando se presenta en la naturaleza es el mineral *halita.* La red de la halita se construye con un modelo simple en el cual, las partículas de sodio y cloro ocupan alternativamente los vértices de un conjunto de cubos que se repiten indefinidamente (ver fig. 1.3). La estructura de la halita, la primera estructura cristalina determinada por rayos X, ilustra el importante y general concepto de que los átomos no están agrupados en moléculas discretas. En la halita, cada sodio está rodeado por seis cloros equidistantes (y viceversa). Así pues, no hay moléculas de cloruro sódico como tales, y si utilizamos el símbolo NaCl para indicar la composición, es simplemente una forma de decir que, en este mineral, la relación atómica sodio-cloro es 1:1.

Otra observación experimental interesante es que el NaCl fundido conduce la corriente eléctrica. Esto, junto con la evidencia estructural dada más arriba, sugiere que en la halita las partículas de sodio son iones positivos (Na^+) y las de cloro son iones negativos (Cl^-). La estructura de la figura 1.3 se da porque la situación más estable se logra por yuxtaposición de *iones* de carga opuesta.

Las investigaciones, por medio de rayos X, realizadas sobre muchos sólidos, hacen ver otras estructuras que presentan propiedades semejantes y permiten extender el *modelo iónico.* Es interesante comprobar que suponiendo los iones como «esferas rígidas» se pueden calcular los radios iónicos.

Como se puede ver en la figura 1.3, la distancia medida a lo largo de la arista del cubo, desde el centro de un ion sodio hasta el centro del próximo, es de 5,6 Å (1 Angstrom = 10^{-8} cm). Esta distancia se obtiene por el análisis con rayos X, y comparándola con medidas de otros compuestos de sodio y cloro, se obtiene para el ion Na^+ un radio de 0,97 Å, y para el ion Cl^-, un radio de 1,81 Å.

Así pues, la red explica dos hechos importantes: primero, que igual número de iones positivos y negativos (denominados generalmente cationes y aniones respectivamente) aseguren que el conjunto de la estructura sea eléctricamente neu-

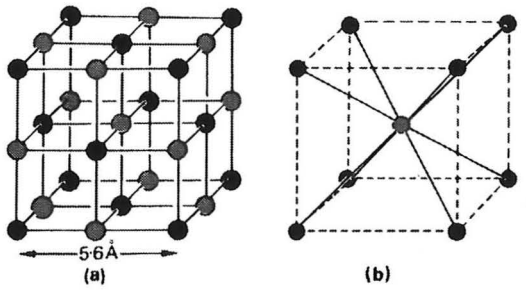

FIG. 1.3. Representación de las estructuras cristalinas de (a) cloruro sódico y (b) cloruro de cesio. Los símbolos indican las posiciones de los dos tipos de iones en cada estructura, pero no están dibujados a escala.

tro. Segundo, que los iones se hallen sólidamente empaquetados, estando cada uno rodeado por un gran número de los de carga opuesta. Esta última característica confiere estabilidad a la estructura, ya que asegura que las fuerzas interiónicas estén en su máximo. En el cloruro de cesio, sustancia parecida a la halita (fig. 1.3), se encuentra un tipo distinto de red cúbica, en la cual, cada ion Cs^+ está rodeado por ocho iones Cl^-. En un modelo de esferas rígidas estas diferencias se explican por la simple geometría de empaquetado, ya que siendo el ion Cs^+, más grande (1,67 Å frente a 0,97 Å para el Na^+), puede rodearse de ocho iones cloro en vez de los seis característicos de la halita.

Hasta aquí hemos tratado de los cristales iónicos. Para éstos, las reglas, relativamente simples, referentes al equilibrio entre las cargas y a la geometría de empaquetamiento, resultan eficaces para predecir las estructuras cristalinas. Sin embargo, en muchos minerales, alguno o todos sus átomos están unidos mutuamente por un tipo de enlace, llamado *covalente*, distinto del enlace *iónico* discutido anteriormente. Una explicación detallada del enlace químico está fuera del alcance de este libro, y aquí es suficiente destacar que los enlaces covalentes implican el compartir electrones entre átomos adyacentes, los cuales son por lo tanto, específicos para los átomos en cuestión.

Los silicatos

Los silicatos son el grupo más importante de minerales fundamentales de las rocas. En el mundo inorgánico representan, en parte, lo mismo que los compuestos del carbono en el mundo orgánico, por la asombrosa variedad de estructuras que presentan. La unidad fundamental de este versátil grupo es el SiO_4, en el cual cada silicio está enlazado con cuatro oxígenos situados en los vértices de un tetraedro (ver fig. 1.4). Esta estructura es muy estable y los fuertes enlaces entre silicio y oxígeno generalmente se consideran covalentes. Sin embargo, en el estudio de los silicatos es muy conveniente considerar al silicio como un ion Si^{4+}, especialmente cuando se describen sus sustituciones por Al, Mg, Fe, etc. Habría que aclarar que esta consideración representa una ayuda para comprender la sustitución del silicio por estos metales y *no* implica que el silicio en los silicatos sea un ion Si^{4+} en el mismo sentido en que el sodio es un ion Na^+ en el cloruro sódico.

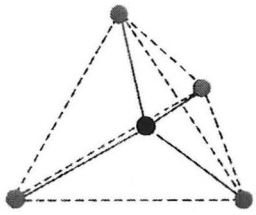

FIG. 1.4. El tetraedro de SiO_4. Las líneas continuas representan los enlaces que unen el átomo central de silicio con los cuatro átomos de oxígeno. Las líneas punteadas indican la forma de tetraedro, un poliedro limitado por cuatro triángulos equiláteros iguales.

Los tetraedros de SiO_4 en algunos casos actúan como unidades independientes dentro de la estructura de los silicatos. Un mineral común, el *olivino* $(Mg, Fe)_2SiO_4$ tiene una estructura de este tipo, y es un ejemplo del grupo estructural conocido como *nesosilicatos* (unidades tetraédricas independientes). Es más común que los tetraedros de SiO_4 estén enlazados en varias direcciones compartiendo dos o más de sus átomos de oxígeno entre unidades adyacentes. El *cuarzo* (SiO_2) es un caso extremo en el cual cada átomo de oxígeno es compartido por dos tetraedros en un armazón tridimensional. La relación Si: O es 1:2 y todas las exigencias electrostáticas quedan satisfechas sin necesidad de la presencia de otros iones. Relacionados con el cuarzo, en el que cada oxígeno es compartido por dos grupos tetraédricos, están los *feldespatos* (silicatos alumínicos de K, Na y Ca), que son los minerales más importantes en muchas rocas. En los feldespatos alcalinos *ortoclasa* ($KAlSi_3O_8$) y *albita* ($NaAlSi_3O_8$) un silicio de cada cuatro es sustitui-

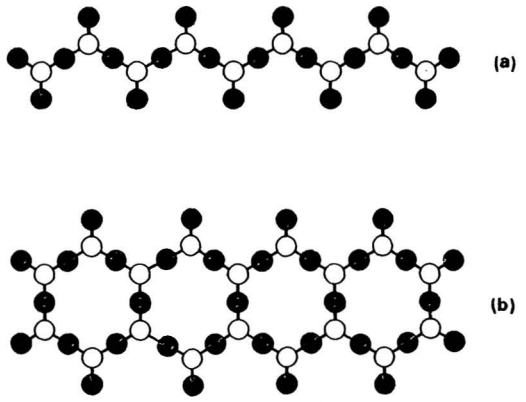

FIG. 1.5. Estructura de las cadenas de SiO_4 en (a) piroxenos y (b) anfíboles. Sólo se indican los átomos de oxígeno. Cada átomo blanco con sus tres átomos adyacentes representa un grupo tetraédrico. Los átomos blancos están encima de los otros (o sea, más cerca del lector) y ocultan los átomos de silicio. Los trazos representan los enlaces.

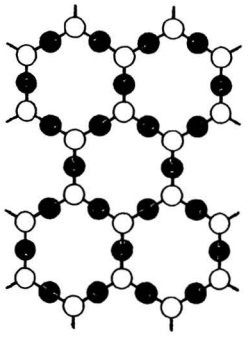

FIG. 1.6. Disposición de los grupos SiO_4 en la estructura laminar de los filosilicatos. Los símbolos son iguales a los de la figura 1.5.

do por un aluminio. La deficiencia resultante de una unidad positiva de carga por cada cuatro grupos tetraédricos se compensa con un ion K^+ o Na^+, ocupando lugares «huecos» en la red, dentro del armazón continuo de unidades $(Si, Al)O_4$. Es instructivo demostrar cómo de esta estructura resulta una fórmula molecular tal como $KAlSi_3O_8$. Como hemos visto para el cuarzo, la relación Si: O cuando cada oxígeno es compartido por dos tetraedros, es 1:2. Cuando un silicio de cada cuatro es sustituido por aluminio, la relación Al: Si: O resulta ser 1:3:8. Sin embargo, el valor de las cargas (Al^{3+}, Si^{4+}, O^{2-}) demuestra que una estructura así no es eléctricamente neutra, y que tiene una carga negativa para cada grupo $AlSi_3O_8$. De este modo puede añadirse un ion (K^+) para conseguir una neutralidad electrostática, resultando una estructura que tiene una relación K: Al: Si: O, de 1:1:3:8, la cual corresponde a la fórmula molecular dada anteriormente.

En el feldespato de calcio *anortita* ($CaAl_2Si_2O_8$) la mitad de los silicios son reemplazados por aluminio, y la diferencia de carga se compensa con un ion Ca^{2+} por cada cuatro grupos tetraédricos. Los feldespatos y el cuarzo son ejemplos de *tectosilicatos* (armazones estructurales de tres dimensiones) que, sin que tenga por qué sorprendernos, son minerales que tienden a ser bastante duros y a no exfoliarse fácilmente (la exfoliación en los minerales es la tendencia a separarse a lo largo de planos cristalográficos definidos).

Además de los tectosilicatos, hay varios grupos de minerales importantes en los cuales los tetraedros de SiO_4 están enlazados formando *cadenas* (ver fig. 1.5). En los *piroxenos* (silicatos de Ca, Mg y Fe^{2+}) las cadenas son sencillas de forma que en un grupo SiO_4 se comparten dos átomos de oxígeno, cada uno con un grupo tetraédrico adyacente. Las cadenas son de longitud indefinida, con lo que la relación silicio: oxígeno es 1:3. La doble carga negativa que resulta por grupo tetraédrico se compensa con un ion divalente tal como Mg^{2+}, Ca^{2+} o Fe^{2+}. Intimamente relacionados con los piroxenos están los minerales conocidos como *anfíboles,* en cuyas redes los tetraedros están enlazados en cadenas dobles con una relación silicio: oxígeno de 4:11. La estructura es compensada electrostáticamente por cationes como en los piroxenos, pero aquí hay además grupos OH^-. Como los feldespatos y el cuarzo, los anfíboles y piroxenos son bastante duros, pero tienen una fuerte exfoliación cuya dirección es paralela a las estructuras en cadena.

El otro grupo estructural importante es el llamado de los *filosilicatos* en el que los tetraedros están enlazados en láminas de extensión indefinida, con una relación silicio: oxígeno de 2:5. El diseño hexagonal de las estructuras laminares (ver fig. 1.6) se refleja en la forma externa de muchos filosilicatos, como los *minerales de la arcilla* y las *micas,* ambos de gran importancia en las rocas. En los filosilicatos, los cationes (y el agua) se colocan entre las capas de tetraedros enlazados. Estos minerales presentan una exfoliación

muy marcada en una dirección, paralela a las láminas.

Soluciones sólidas

En una primera definición del término «mineral», hice notar que los minerales tienen una composición o composiciones constantes, que varían dentro de ciertos límites. De hecho, lo último es lo más corriente, de forma que minerales de composición más o menos fija son comparativamente poco comunes (el cuarzo es el ejemplo más familiar).

Los *olivinos,* minerales comunes en muchas rocas ígneas (rocas que solidifican a partir de un estado de fusión), son un ejemplo simple de una variación de composición entre unos límites fijados, en este caso entre Mg_2SiO_4 y Fe_2SiO_4. Estas «moléculas» se consideran los extremos de una serie de soluciones sólidas. La mayor parte de los olivinos naturales tienen composiciones intermedias entre estos extremos. Llamar a esto una solución, quizá pueda ser engañoso ya que no hay analogía directa con el fenómeno ordinario de la solución en líquidos. Lo que sí es comprobable es el hecho de la libre sustitución de Fe^{2+} o Mg^{2+} en un mismo lugar de la red. Estos iones tienen casi el mismo radio y tienen la misma carga, de tal manera que la red puede admitir a los dos con casi la misma facilidad. La composición del olivino formado por cristalización a partir de silicatos fundidos, es claramente función de la actividad de los dos elementos. El reemplazamiento de Mg^{2+} por Fe^{2+} es un fenómeno general y también es típico de los piroxenos y anfíboles, los cuales presentan también hechos adicionales de solución sólida.

Las *plagioclasas* (feldespatos) presentan un tipo de reemplazamiento iónico ligeramente más complejo, formando la serie $NaAlSi_3O_8$ (albita)-$CaAl_2Si_2O_8$ (anortita). Como en los olivinos, la solución sólida entre los miembros extremos es completa, pero en este caso el ion Na^+ monovalente (radio iónico: 0,97 Å) es reemplazado por el ion Ca^{2+} divalente de tamaño similar (radio iónico: 0,99 Å). Para mantener el equilibrio electrostático hay un reemplazamiento simultáneo de Si^{4+} (0,42 Å) por Al^{3+} (0,51 Å) en la estructura de $AlSi_3O_8$. La complejidad de los fenómenos de solución sólida en los feldespatos no termina aquí, ya que la mayor parte de las plagioclasas contienen pequeñas cantidades de potasio, cuyo extremo de la serie sería $KAlSi_3O_8$ (ortoclasa). Aquí, la sustitución es simplemente de K^+ por

FIG. 1.7. Límites aproximados de la solución sólida en los feldespatos a dos temperaturas arbitrarias.

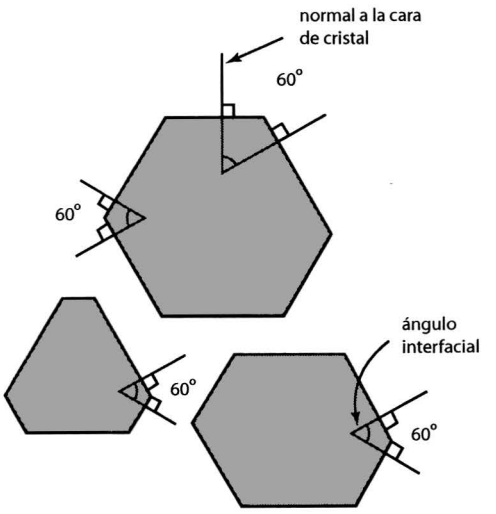

FIG. 1.8. Secciones transversales de cristales de cuarzo, ilustrando la ley de la constancia de los ángulos diedros. Los ángulos se miden entre las normales a las caras.

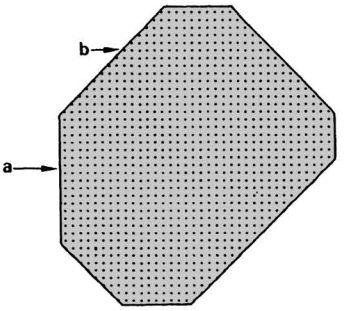

FIG. 1.9. Relación entre las caras y la red. Las caras tales como la «a» tienen una relación paralela con los puntos de la red, mientras las caras como la «b» tienen una relación diagonal respecto a estos mismos puntos. El tamaño de las caras es variable, pero las relaciones angulares son constantes.

Na^+, pero debido a la diferencia considerable en los radios iónicos (1,33 Å y 0,97 Å respectivamente) sólo un limitado número de iones Na^+ pueden ser reemplazados por K^+ a menos que el feldespato se haya formado a alta temperatura. En este caso, la solución sólida entre $NaAlSi_3O_8$ y $KAlSi_3O_8$ es completa, mientras que la solución sólida entre $KAlSi_3O_8$ y los miembros más pobres en Na de la serie de las plagioclasas, es sólo parcial. La figura 1.7 muestra aproximadamente el campo de las soluciones sólidas de los feldespatos a altas y a bajas temperaturas. Por ejemplo un feldespato de alta temperatura cuya composición caiga a mitad de camino entre la albita y la ortoclasa, sufrirá una «desmezcla» si es enfriada lentamente, formando cristales compuestos por pequeñas burbujas o láminas de feldespatos de dos composiciones distintas, una más sódica y otra más potásica.

Morfología cristalina

Los buenos ejemplares de cristales están formados por superficies planas (ver figs. 1.1 y 1.2) denominadas *caras,* las cuales se agrupan en diferentes tipos. Por ejemplo, los cristales de cuarzo de la figura 1.1 tienen caras de un tipo que forman las terminaciones puntiagudas de los cristales, y de otro tipo que forman la parte alargada. Esto nos hace entrar en el concepto de *forma,* término usado para designar a un grupo de caras de un cristal que son del mismo tipo, y que presentan unas relaciones geométricas comunes con la red cristalina. En un cristal desarrollado ordenadamente, todas las caras que pertenecen a una forma tendrán igual forma y tamaño. Sin embargo, refiriéndome a los cristales de cuarzo de la figura 1.1, diría que en este caso particular hay alguna irregularidad en el desarrollo que, no obstante y hasta cierto punto, es típico de prácticamente todas las especies minerales naturales. Por ejemplo, en la figura 1.8, las secciones transversales de cristales de cuarzo demuestran que, en cuanto a su *tamaño,* no hay un modelo particularmente racional en el desarrollo de las caras. Sin embargo, lo que sí podemos ver es que el ángulo entre caras adyacentes es siempre de 60°. Esto explica una de las leyes fundamentales de la cristalografía, *la ley de la constancia de los ángulos diedros.* Significa que para un cierto mineral, el ángulo entre caras correspondientes de varias muestras distintas, es constante. Es una propiedad evidentemente muy útil en la identificación de los minerales. Esta regularidad en la morfología es un reflejo de la regularidad en la estructura interna. En la figura 1.9 tenemos una analogía bidimensional muy simple que sirve para explicar por qué cada cara tiene una relación racional con la red y cómo esto se refleja en la constancia de los ángulos entre las caras y no necesariamente en una constancia de su forma.

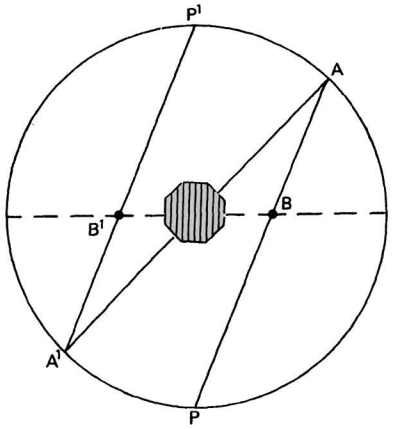

FIG. 1.10. Principio de la proyección estereográfica. Se imagina el cristal en el centro de una esfera. El polo de una cara se proyecta hasta la intersección con la esfera (punto A). El punto A se proyecta al polo opuesto de la esfera (P) y se genera el punto B en la intersección con el plano ecuatorial de la esfera. El plano ecuatorial se convierte en el estereograma ilustrado en las figuras 1.11 y 1.12 donde las caras del cristal se representan por puntos como el B.

Para describir la morfología de los cristales es necesario medir los ángulos diedros, lo cual puede hacerse con un goniómetro óptico de alta precisión, que utiliza un estrecho rayo de luz reflejado sobre las caras del cristal. Para recoger los datos en forma de diagrama se utilizan varios métodos de proyección, de los cuales el más generalizado es la proyección estereográfica, cuyo principio está representado en la figura 1.10. Las figuras 1.11 y 1.12 son ejemplos de los estereogramas resultantes. La propiedad más importante de estos métodos es que cada cara del cristal está representada por un punto denominado *polo de la cara,* proporcionado por la perpendicular a la cara. De esta forma, todas las propiedades angulares de las caras del cristal quedan representadas, desestimándose las irregularidades de crecimiento de las caras, en cuanto a sus dimensiones.

Otra característica muy importante de estas proyecciones es la *simetría* que presentan, siendo los elementos de simetría más importantes los *ejes de rotación* y los *planos de reflexión.* Los ejes de rotación pueden ser binarios, ternarios, cuaternarios o senarios. Para ver cómo funcionan, consideremos el centro del estereograma del cristal de cuarzo de la figura 1.11. Este es el punto de salida de un eje de rotación ternario, lo cual quiere decir que si nosotros imaginamos que el estereograma gira alrededor de este punto (girando en el plano del papel), caerá en una posición de congruencia, es decir, nos aparecerá la misma cara, exactamente tres veces en un giro completo. El estereograma de circón de la figura 1.12 presenta un eje cuaternario de rotación en el centro y también un cierto número de planos de reflexión, todos ellos verticales (perpendiculares al papel) y cuyas posiciones están marcadas con líneas punteadas. Las mitades de estereograma separadas por una línea punteada, son como imágenes de espejo la una de la otra.

El estudio de la simetría de los cristales y de las redes cristalinas permite dividir a las sustancias cristalinas en siete grupos conocidos como *sistemas cristalinos,* cuyos elementos de simetría esenciales son los siguientes:

Sistema cristalino	*Simetría*
cúbico	cuatro ejes ternarios
tetragonal	un eje cuaternario
hexagonal	un eje senario
trigonal	un eje ternario
ortorrómbico	tres ejes binarios
monoclínico	un eje binario
triclínico	sin ejes

De los ejemplos que hemos visto hasta aquí, el cuarzo pertenece al sistema trigonal (aunque los cristales tengan a menudo una apariencia pseudohexagonal), el circón pertenece al sistema tetragonal y el granate (fig. 1.2) al cúbico. Evidentemente, en la identificación de un mineral es de una ayuda considerable el reconocimiento del sistema cristalino, particularmente dado que se utiliza tanto en microscopia, como en el estudio de ejemplares de tamaño manual.

ROCAS ÍGNEAS

La verdadera naturaleza de las rocas ígneas ya se conocía gracias a James Hutton de Edimburgo, en cuya obra *Theory of the Earth,* publicada

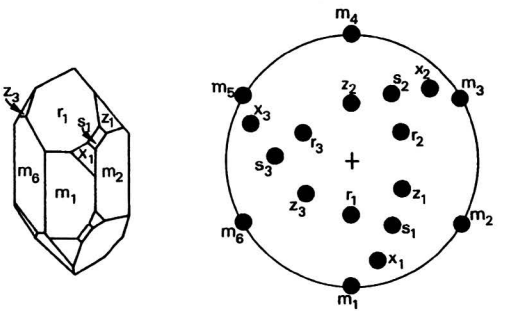

FIG. 1.11. Cristal de cuarzo y estereograma. El estereograma se puede imaginar como un plano del globo visto desde el polo norte, haciendo coincidir el eje mayor del cristal con el eje del globo. Las normales a las caras «m» están representadas en el ecuador; las otras caras proyectadas forman la terminación puntiaguda del cristal.

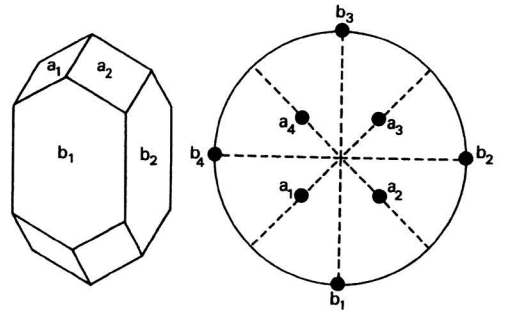

FIG. 1.12. Cristal de circón y estereograma. Los planos de reflexión se representan por líneas de trazos.

en 1795, estableció las bases de la moderna geología. El trabajo de Hutton se basa esencialmente en estudios de campo que demuestran cómo ciertas masas de roca (que ahora denominamos masas ígneas intrusivas) sólo pueden haber llegado a su posición actual dentro de otras rocas, si estas masas fueron inyectadas en forma de líquidos móviles *(magmas)*, que después se solidificaron. Su amigo y colaborador, Sir James Hall, demostró la verosimilitud de esta hipótesis tomando una muestra de «roca basáltica» (dolerita) y fundiéndola en un cañón de artillería cerrado herméticamente.

El origen ígneo de las lavas actuales que surgen de los volcanes es evidente por sí mismo. Por sus caracteres estudiables en el campo es también posible reconocer con cierta facilidad lavas antiguas. Cuando a finales del siglo XIX la petrografía (ciencia que describe las rocas) se basó en el microscopio, muy pronto se vio que las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas eran muy distintas si se examinaban en láminas delgadas. De este modo, generalmente podemos clasificar una roca sin conocer sus características en el campo.

Normalmente las rocas sedimentarias se distinguen por su textura fragmentada. Las más jóvenes tienen con frecuencia una porosidad considerable que es reconocible aún, cuando es reducida o removida por compactación, o por deposición de minerales secundarios dentro de los huecos de la textura original. En cambio, la mayor parte de las rocas ígneas y metamórficas son compactas, estando los granos minerales en contacto mutuo. Estos dos tipos de rocas resultan a veces más difíciles de distinguir, aunque de todas formas la mayoría de las rocas metamórficas presentan de alguna forma un listado o foliación debidos a la deformación que han sufrido, característica que es rara en las rocas ígneas. En muchos casos la mineralogía de los dos grupos es también esencialmente diferente, en particular si comparamos rocas ígneas con las rocas metamórficas muy comunes que derivan de las sedimentarias. Las figuras 1.15, 1.21 y 1.28 son preparaciones de rocas típicas de cada grupo, donde pueden observarse todas estas diferencias que he mencionado.

Variación química y mineralógica en las rocas ígneas

Prácticamente todas las rocas ígneas están compuestas en gran parte por silicatos; aparte de éstos solamente los óxidos de hierro y titanio, tales como la magnetita y la ilmenita (ver tablas 1 y 2), figuran entre los constituyentes importantes. Las rocas conocidas por *carbonatitas* son la única excepción importante al estar casi desprovistas de materiales silicatados, estando formadas, en cambio, de carbonatos de calcio, magnesio y hierro.

Podemos analizar la variabilidad de las rocas ígneas, química o mineralógicamente, y vale la pena dedicar unas líneas para ver cómo estos dos aspectos distintos están relacionados. Consideremos por ejemplo el granito. El granito es una roca intrusiva muy corriente (esto es, una inyección dentro de una roca preexistente en un estado fluido) compuesta de un 10-30 por ciento de cuarzo (SiO_2) acompañado de gran cantidad de feldespato más o menos alcalino y de cantidades relativamente menores de minerales ferromagnésicos tales como la hornblenda o la biotita. Analizando el granito se ve que contiene alrededor de un 70 por ciento de SiO_2, cantidad superior a la de los otros tipos de roca ígnea. El contenido en cuarzo es también mayor que el de otras rocas ígneas. Se ve claramente que hay algún tipo de relación racional si resulta ser que la roca que contiene más SiO_2 cuando se analiza en bloque, tiene también un alto contenido del mineral más rico en SiO_2. ¿Es el mineral el causante, por así decirlo, de la composición química, conocida por el análisis, o es la química la que determina la mineralogía? Esta cuestión puede parecer análoga a la de la gallina y el huevo, pero de hecho la respuesta no es difícil y explica algunos de los caracteres fundamentales de las rocas ígneas.

La composición química podemos decir que crea la mineralogía en las rocas que cristalizan a partir de un magma más o menos fluido. El magma tiene una composición dada; cristaliza, y da lugar a un conjunto perfectamente definido de minerales. Un magma diferente cristalizaría en un conjunto distinto de minerales, diferenciándose en los minerales presentes o en sus proporciones. Como más adelante intentaré exponer, muchas rocas volcánicas son esencialmente de este tipo. En contraposición, imaginemos una masa de magma que está cristalizando en una cámara subterránea. Los cristales, al ser más densos que el magma (en general) se hunden hacia el fondo de la cámara y, a medida que el peso de los cristales que están encima aumenta, se expulsa el líquido intersticial en mayor o menor cantidad. Las rocas así formadas se denominan *acúmulos*, y por supuesto es el suministro de granos minerales el que controla la composición global que

TABLA 2: *Composición química aproximada de los minerales ordinarios de las rocas ígneas (en % de peso)*

	SiO_2	Al_2O_3	MgO + FeO	CaO	$Na_2O + K_2O$
MINERALES FERROMAGNESIANOS					
olivino[a]	40	—	60	—	—
augita[b]	50	3	23	20	—
hornblenda[b]	40	10	30	12	vestigios
biotita[b]	36	15	30	1	10
PLAGIOCLASAS					
plagioclasa cálcica[c]	54	29	—	12	5
plagioclasa sódica (albita)	68	20	—	—	12
FELDESPATOS ALCALINOS					
feldespato potásico (ortoclasa, microclina, etc.)	65	18	—	—	17
FELDESPATOIDES					
nefelina	42	36	—	—	22
leucita	55	23	—	—	22
MINERALES DE SILICE					
cuarzo, etc.	100	—	—	—	—

[a] La composición del olivino común de las rocas ígneas básicas contiene un 25 % de Fe_2SiO_4 y un 75 % de Mg_2SiO_4.

[b] Además de los constituyentes citados, la augita, la hornblenda y la biotita contienen cantidades importantes de TiO_2 y Fe_2O_3. La hornblenda y la biotita contienen también ordinariamente un 2 % de agua.

[c] La composición de la plagioclasa común de las rocas ígneas básicas, contiene un 60 % de $CaAl_2Si_2O_8$ y un 40 % de $NaAlSi_3O_8$.

TABLA 3: *Composición media aproximada de algunas rocas ígneas frecuentes (según Daly)*

Tipo de roca	*Granito* (Riolita)	*Diorita* (Andesita)	*Gabro* (Basalto)	*Sienodiorita* (Traquiandesita)	*Sienita* (Traquita)	*Sienita nefelínica* (Fonolita)	*Ijolita* (Nefelinita)	*Sienogabro* (Traquibasalto)
SiO_2	70,8	57,6	49,0	56,7	62,5	55,4	43,2	49,3
TiO_2	0,4	0,9	1,0	1,1	0,6	0,9	1,6	1,9
Al_2O_3	14,6	16,9	18,2	17,1	17,6	20,2	19,1	18,2
Fe_2O_3	1,6	3,2	3,2	3,0	2,1	3,4	3,9	4,4
FeO	1,8	4,5	6,0	4,1	2,7	2,2	4,9	5,7
MgO	0,9	4,2	7,6	3,3	0,9	0,9	3,2	4,1
CaO	2,0	6,8	11,2	6,6	2,3	2,5	10,6	9,0
Na_2O	3,5	3,4	2,6	3,7	5,9	8,4	9,7	4,4
K_2O	4,2	2,2	0,9	3,8	5,2	5,5	2,3	2,3

Los análisis son los correspondientes a las rocas plutónicas. Los nombres de las rocas volcánicas aproximadamente equivalentes se dan entre paréntesis.

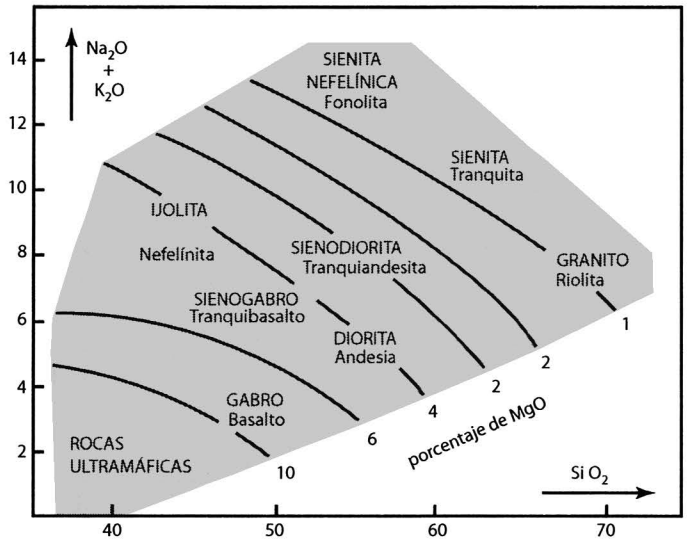

FIG. 1.13. Diagrama de álcalis y sílice para algunas rocas ígneas importantes. Los nombres en mayúsculas corresponden a variedades de grano grueso (plutónicas); los nombres entre paréntesis corresponden a sus equivalentes de grano fino (volcánicas). El área sombreada indica la zona correspondiente a la mayor parte de rocas ígneas. También se indica el contenido aproximado en MgO.

tienen estas rocas. Es un caso de composición química generada por la mineralogía. Estos dos mecanismos totalmente diferentes de formación de rocas ígneas, cristalización de líquidos por un lado, y formación de «acúmulos» por otro, son por así decirlo, los extremos de una serie intermedia de mecanismos. De hecho, podemos encontrar numerosos ejemplos de cada tipo, así como de rocas intermedias, que se habrían formado a partir de líquidos enriquecidos por la adición de cristales procedentes de otras partes.

Veamos ahora la amplitud de variación mineralógica y química que podemos encontrar en las rocas ígneas. En la tabla 3 tenemos los valores medios de algunos análisis. Los tipos de roca *granito, diorita* y *gabro* son todas de grano grueso y normalmente forman intrusiones. *Riolita, andesita* y *basalto* son rocas de grano fino, equiparadas con las anteriores respectivamente en cuanto a composición, y que característicamente se encuentran en corrientes de lava superficiales (extrusiones), aunque en el transcurso del tiempo geológico pueden ser enterradas profundamente por otras rocas depositadas encima. Estos seis tipos de roca, junto con sus similares afines, representan más del 90 por ciento del volumen de todas las rocas ígneas conocidas en la superficie terrestre. El granito es, con mucho, la roca intrusiva más abundante, mientras que el basalto es la principal entre las extrusivas. Sin embargo, para enriquecer el contenido de nuestro estudio debemos considerar los otros tipos de roca representados en la figura 1.13. Debemos aclarar también que se han tomado para explicar algunos de los aspectos más importantes de la variación, y que no se ha intentado constituir una lista que comprendiera la totalidad de variaciones posibles.

En la figura 1.13 se sitúan las rocas en un diagrama de contenidos totales de $Na_2O + K_2O$ con respecto al SiO_2. Las rocas ígneas ocupan un campo algo restringido en este diagrama. Hay dos cosas importantes a destacar. En primer lugar, que los dos parámetros utilizados son altamente representativos para cada tipo de roca. En otras palabras, que en general se da el caso que dos rocas, que situamos en el mismo lugar aproximadamente, son comparables en sus otras características químicas. Por ejemplo, un contenido en sílice del 70 % aproximadamente con un contenido total de alcalinos de un 7-8 % es característico de los granitos. El 22-23 % restante del análisis del granito generalmente se llena con un 12-16 % de Al_2O_3 y cantidades menores de otros constituyentes (ver tabla 3). No encontramos rocas compuestas por ejemplo de un 70 % de SiO_2, de un 7-8 % total de alcalinos, y de un 20 % de FeO, o de CaO, etc.

El segundo punto muy importante a destacar es que la totalidad del campo indicado en la figura 1.13 puede llenarse con análisis de rocas. En otras palabras, las rocas ígneas forman una continuidad en la composición. Otro aspecto químico adicional importante es el indicado en la figura por las curvas del MgO; el comportamiento de este constituyente es muy semejante al del CaO y menos análogo al de los óxidos de hierro. Si se considera un gran número de aná-

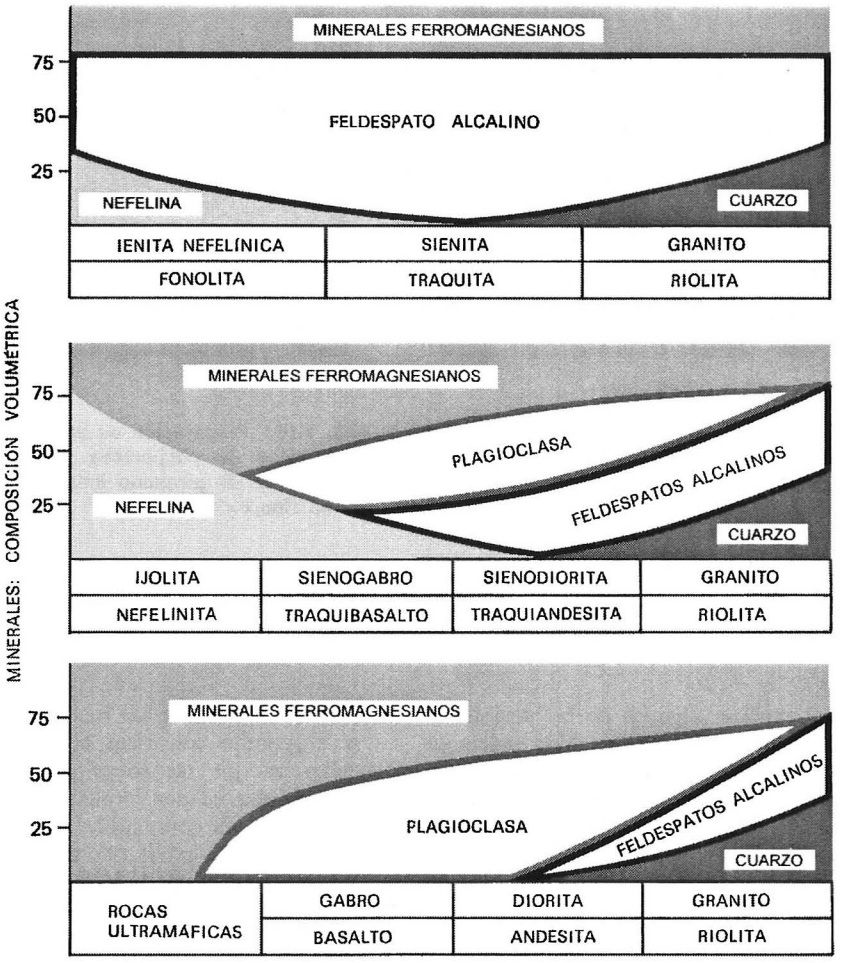

FIG. 1.14. Composiciones mineralógicas de las rocas ígneas de la figura 1.13.

lisis, es posible dibujar también el diagrama para estos constituyentes aunque de una manera aproximada. Esto significa en la práctica que dados los contenidos de SiO_2 y de $Na_2O + K_2O$ de una roca ígnea es posible predecir aproximadamente los contenidos de MgO, de CaO y de los óxidos de hierro. Todo esto es simplemente una manera de demostrar la extraordinaria *coherencia* de las características químicas de las rocas ígneas. Variables tales como el contenido en SiO_2, en CaO y otras, de ninguna manera son independientes y se comportan de acuerdo con un modelo muy racional.

Hasta aquí, y de entre los constituyentes principales, sólo el Al_2O_3 no ha sido considerado. Casi todas las rocas ígneas contienen una cierta cantidad, entre el 13 y el 20 % de Al_2O_3 por lo que la variación es mucho menor que en los otros parámetros. Sólo en las rocas ultramáficas, esto es, las compuestas predominante o enteramente de minerales ferromagnésico, los valores de Al_2O_3 son significativamente menores que los citados anteriormente.

Antes de considerar las razones fundamentales de la variación química, es importante ver cómo esta variación se expresa mineralógicamente. En la figura 1.14 he seleccionado tres «transversales» dentro de la continuidad de composiciones presentadas en las figuras precedentes. Se han seleccionado por razones de conveniencia, sim-

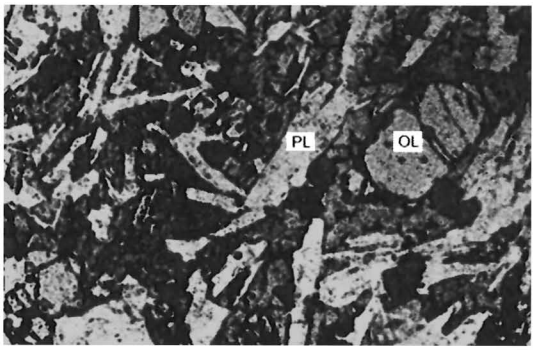

FIG. 1.15. Preparación de dolerita (roca de grano medio equivalente al gabro) presentando algunas características típicas de las rocas ígneas. Los pequeños fenocristales de olivino (OL) presentan formas regulares características de una cristalización temprana. La plagioclasa de relleno (PL), el piroxeno (PY) y la magnetita (opaca) forman la matriz. La plagioclasa empezó a cristalizar antes que el piroxeno. (× 33)

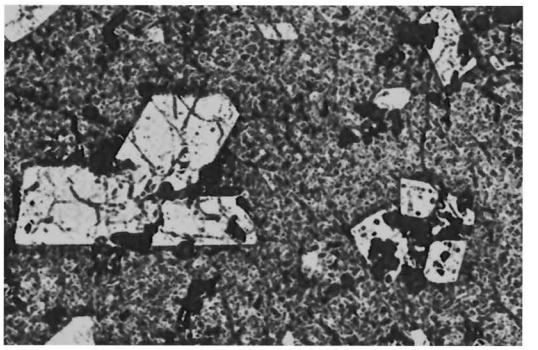

FIG. 1.16. Preparación de andesita con grandes fenocristales de plagioclasa y pequeños fenocristales oscuros de piroxeno inmersos en una matriz de grano fino. (× 12)

plemente para explicar algunas de las posibilidades de variación mineralógica. Más adelante consideraré la cuestión de las *series* de rocas ígneas que se presentan como tales en distintas provincias petrológicas y en las que los tipos de rocas están relacionados genéticamente. Sólo una de las series representadas en las figuras, que enlaza las rocas ultramáficas con los granitos a través de gabros y dioritas, es una serie genética; las otras no podrían considerarse como tales.

Puede demostrarse fácilmente cómo la continuidad de la composición química, que ya hemos discutido, genera la variación mineralógica representada en las figuras. De hecho, lo que sigue es aplicable igualmente a las rocas «acúmulos» tanto como a los productos de cristalización directa de los líquidos. La riolita y el granito, por ejemplo, contienen cuarzo, lo que resulta lógico al no haber silicatos que contengan un 70 % de SiO_2, que es característico de estas rocas (ver tabla 2). De forma similar, rocas tales como la ijolita, con su alto contenido en álcalis, particularmente sódicos, deben casi inevitablemente contener un mineral del grupo de los feldespatoides, en este caso la nefelina. Las rocas cuya composición se aproxima a la del basalto y el gabro son inevitablemente ricas en minerales ferromagnésicos, debido a su alto contenido en magnesio, calcio y hierro. Continuando esta serie de razonamientos puede el lector, como ejercicio interesante, ver por qué las rocas del área de la sienita y el granito son ricas en feldespatos alcalinos, mientras que las rocas gabroides son ricas en plagioclasa cálcica. Vale la pena añadir que el cuarzo no es compatible con ningún feldespatoide, ni con el olivino rico en magnesio, tan común en muchas rocas basálticas (cuarzo y nefelina, si entran en contacto a temperaturas magmáticas reaccionan para dar albita; de manera similar, cuarzo y olivino dan lugar a un ortopiroxeno).

La cristalización de las rocas ígneas

Las rocas volcánicas son las únicas rocas ígneas que podemos observar actualmente en su estado líquido, las cuales irrumpen comúnmente en forma de lavas, conteniendo una cierta proporción de cristales inmersos en el líquido. Después de la erupción, el enfriamiento rápido en superficie da lugar a una cristalización rápida de la fracción líquida de la lava y genera en la roca sólida resultante una textura característica conocida como *porfídica*. Esta textura consta de unos grandes cristales (los cristales presentes antes de la erupción) llamados *fenocristales* dentro de una *matriz* de grano fino, que en algunos casos puede ser cristalina y en otros casos vítrea (ver figs. 1.15 y 1.16). La labor experimental destinada al estudio de la cristalización de las

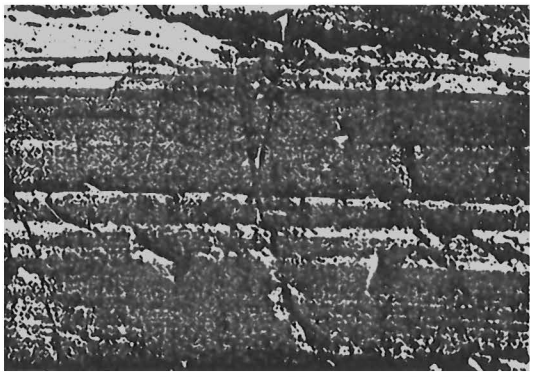

FIG. 1.17. Estructura de listado ancho en gabro de Cuillin Hills, Skye, Inverness (G. Bretaña). El asentamiento de cristales ha producido una estratificación análoga a la de las rocas sedimentarias.

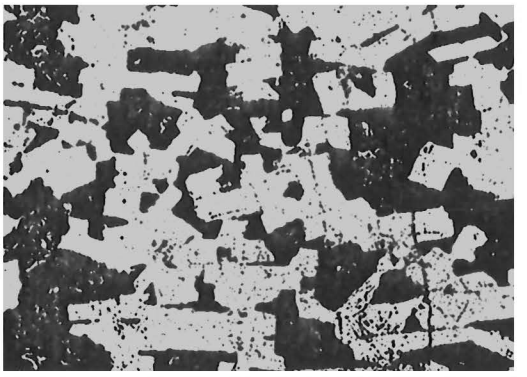

FIG. 1.18. Preparación de un gabro de acúmulo, procedente de Ardnamurchan, Argyllshire (G. Bretaña). Los alargados cristales de plagioclasa (PL) bien desarrollados, han tomado una orientación preferente como resultado del asentamiento. El piroxeno empezó su cristalización posteriormente, en los intersticios de los cristales de plagioclasa. (× 6)

rocas ígneas fundidas muestra que en la mayor parte de los casos la cristalización tiene lugar en un *intervalo de temperatura* de decenas o centenas de grados centígrados en el que hay una coexistencia de líquido y cristales. Los estudios del Servicio Geológico de los Estados Unidos sobre lagos naturales de lava en Hawai están también de acuerdo con este fenómeno. La textura porfídica indica que la mayoría de los magmas hacen su erupción dentro del margen de temperaturas de coexistencia de sólido y líquido. Realmente, es probable que la mayor parte de los magmas permanezcan en esta condición a lo largo de su evolución, es decir, cuando los magmas son generados por fusión parcial de las rocas preexistentes, y durante la subsiguiente migración hacia la superficie.

Con estas premisas, podemos hablar del más importante mecanismo conocido que da lugar a la variación en las rocas ígneas denominado *cristalización fraccionada.* Este mecanismo depende de la marcada tendencia de los cristales, mencionada anteriormente, a sumergirse en el magma. Esto quedó demostrado en el año 1915 con los experimentos de N. L. Bowen del Laboratorio de Geofísica de Washington, quien señaló como ejemplo natural la capa rica en olivino cercana a la base del *sill* de Palisade, New Jersey, descrita por J. V. Lewis. No obstante, hasta el año 1939 no hubo pruebas detalladas del asentamiento de los cristales en las rocas naturales, cuando L. R. Wager y W. A. Deer describieron las rocas de la intrusión Skaergaard, en el este de Groenlandia, casi al mismo tiempo que H. H. Hess describía la intrusión Stillwater de Montana. El Skaergaard es sólo un ejemplo de las numerosas *intrusiones estratificadas* que posteriormente han sido descritas. Las rocas son ígneas en su totalidad pero se han formado por un proceso de sedimentación de los cristales, en el fondo de una cámara magmática. Tales rocas se denominan generalmente «acúmulos», como ya se ha indicado anteriormente, y presentan una variedad de estructuras que ordinariamente están asociadas a las rocas sedimentarias (ver como ejemplos las figs. 1.17 y 1.18).

El estudio de las intrusiones estratificadas permite seguir el curso de la cristalización de un magma. Aquellos minerales que se encuentran en la parte más baja de la intrusión corresponden claramente a una cristalización temprana y, recíprocamente, la parte más alta de la intrusión está formada de minerales que cristalizaron posteriormente a partir del magma, y a temperaturas más bajas. La secuencia precisa de los minerales observados es evidente que depende en gran parte de la composición inicial del magma que rellenaba la cámara. Sin embargo, la mayor parte de las intrusiones estratificadas están formadas esencialmente de magmas basálticos y en general podemos decir que los minerales ferromagnésicos, particularmente olivino y piroxenos, así como la plagioclasa cálcica, son los primeros en cristalizar. La plagioclasa más sódica, los feldespa-

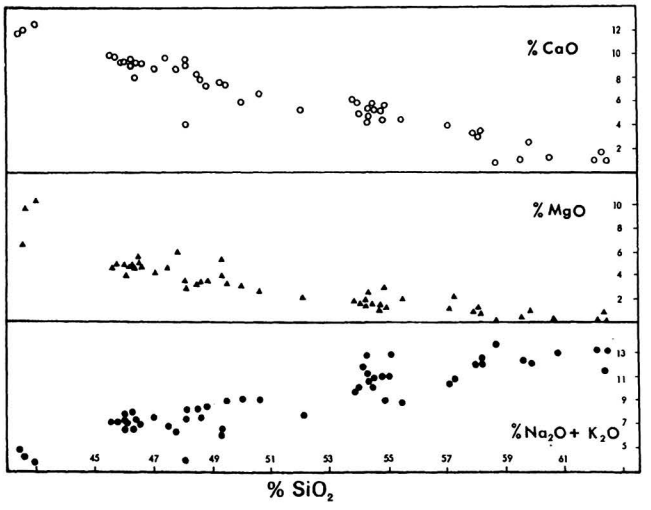

FIG. 1.19. Variación química en rocas volcánicas de las islas de Tristan da Cunha, Atlántico Sur. Nótese el aumento en sílice y álcalis acompañado de una disminución progresiva de calcio y magnesio.

tos alcalinos, los feldespatoides o el cuarzo, aparecen en general a temperaturas más bajas y, por consiguiente, pueden presentarse en los niveles más altos de tales intrusiones.

Hasta aquí he hablado principalmente de cristales y de sus acumulaciones que se encuentran en las masas intrusivas. Vamos ahora a plantear la cuestión desde otro punto de vista y a considerar qué le ocurre a la composición del líquido en una cámara magmática mientras se está desarrollando el proceso de sedimentación cristalina. La temprana separación del olivino, del piroxeno y de la plagioclasa cálcica, tenderá a enriquecer a la mayoría de tipos de magmas en álcalis y sílice; a su vez el magma empobrece en magnesio y calcio, y en muchos casos también en hierro. Supongamos ahora que el líquido es sacado o expelido de la cámara magmática en varias etapas, ya dando lugar a lavas superficiales, ya a intrusiones de nivel más elevado. Es evidente que por este proceso puede formarse una gran variedad de magmas derivados, pero nunca podremos ver, por ejemplo, estudiando volcanes, los acúmulos que acompañan su formación (aunque en alguna ocasión se hayan encontrado fragmentos de acúmulos como inclusiones en la lava). En la figura 1.19 se presenta la variación en los componentes químicos de un volcán, donde quedan explicadas gráficamente algunas de las características químicas de las lavas analizadas. Aunque en casos tales como éste los acúmulos no están disponibles para su estudio, se puede inferir el proceso de cristalización fraccionada por otros caminos. Por ejemplo, los minerales que forman fenocristales en las lavas indican que las distintas fases estuvieron cristalizando en algún momento dado y esto hace posible predecir los efectos químicos del fraccionamiento y compararlos con la variación natural en las series.

La conclusión general que puede sacarse a partir de los estudios de lavas e intrusiones de acúmulos es que muchas provincias ígneas deben su variedad de tipos de rocas al fraccionamiento de magmas basálticos. Se interpreta así por una serie de razones, entre ellas que los magmas se forman por fusión parcial de rocas ultramáficas (rocas ricas en olivino y piroxeno) en la parte superior del manto terrestre (ver capítulos 3 y 5). A pesar de todo, hay algunas excepciones importantes con referencia a este modelo.

Otros procesos ígneos

Los líquidos de composición granítica pueden formarse por el fraccionamiento avanzado de ciertos tipos de magma basáltico, cuando los procesos de enriquecimiento de sílice y álcalis, de los que he hablado, se han llevado previamente a sus extremos. Algunas intrusiones graníticas y lavas riolíticas se han formado por este proceso. Sin embargo, existen líquidos graníticos a temperaturas relativamente bajas, y están en equilibrio con cuarzo y feldespatos alcalinos que son los minerales principales que característicamente precipitan de estos líquidos por enfriamiento. Así pues, si son calentadas rocas de la corteza que contengan estos dos minerales, ya sea a escala regional, durante procesos de formación de montañas, o a escala local, por ejemplo, cuando el magma basáltico caliente se introduce dentro de la corteza desde más abajo, estas rocas pueden empezar a fundirse y dar lugar a magmas graníticos como producto de una fusión parcial. Este proceso se denomina *anatexia.* Por este procedimiento se han formado algunos granitos y no por fraccionamiento del basalto. Los complejos intrusivos terciarios de Escocia (Skye, Mull, Rhum, Ardnamurchan) por ejemplo, tienen gabros y granitos en abundancia, pero los tipos intermedios son raros. Es este último punto el que hace parecer improbable que los granitos deriven de magmas básicos, aunque es posible en-

contrar cierta cantidad de rocas de composición intermedia entre gabro y granito.

Un problema relacionado con éste, que también concierne a la relativa abundancia de tipos de rocas, es el planteado por las lavas conocidas como *andesitas,* las cuales tienen una composición intermedia entre basalto y riolita. Son típicas de los mayores volcanes del mundo, que están situados en las áreas de formación activa de montañas por encima de las zonas de Benioff (ver capítulo 19). Aunque acompañadas de basaltos y rocas riolíticas, son las andesitas las que hacen erupción en mayor cantidad. Una hipótesis de acuerdo con la cristalización fraccionada del basalto debe suponer que los líquidos residuales, tales como la andesita, se producen en cantidades relativamente pequeñas comparadas con la cantidad de material disponible al principio, y así vemos que una interpretación según esta hipótesis tiene algunas dificultades, al menos en ciertas áreas. Se han hecho ya algunas hipótesis como, por ejemplo, la producción de un magma andesítico primario por fusión de peridotitas húmedas o la formación de un magma andesítico por contaminación de basalto. En concreto, este problema no ha sido aún satisfactoriamente resuelto, y es objeto de una considerable cantidad de investigaciones (para una discusión más amplia, ver el capítulo 21).

ROCAS SEDIMENTARIAS

En casi todos los lugares de la superficie de la Tierra podemos observar o bien procesos de erosión, que son los que proporcionan la materia prima de las rocas sedimentarias, o bien la deposición progresiva de estos materiales. Es en el continente donde principalmente tiene lugar la erosión de la que somos conscientes, y es bajo el agua, ya sea en el mar, en ríos o en lagos, donde los materiales erosionados quedan depositados en gran cantidad. Muchos de los agentes que actúan en la descomposición de las rocas en partículas sedimentarias fácilmente transportables son evidentes por sí mismos, por lo que los mencionaré con brevedad. Estos agentes son, entre otros, la acción del hielo que rompe la mayoría de las rocas, particularmente en áreas montañosas, la acción hidráulica del mar cuando los acantilados son batidos y desgastados, el paulatino roce causado por el paso de los sedimentos de los lechos de los ríos, y la acción del oleaje retrocediendo y avanzando en las playas. El mundo orgánico juega también un papel importante con la acción de las raíces de las plantas y las galerías de los animales, contribuyendo todo ello al desmoronamiento de las rocas. Muchos de estos procesos contribuyen principalmente a la ruptura física de las rocas y se denominan procesos de meteorización *mecánica.*

Meteorización química

La meteorización mecánica es sólo una parte de la historia, y la meteorización *química,* que es la descomposición de minerales preexistentes y la formación de otros nuevos, es igualmente importante. Quizá el mejor camino para considerar este proceso sea empezando con el concepto de equilibrio químico y estabilidad mineral. Volviendo al tema de las rocas ígneas, las asociaciones minerales que vemos en las muestras más frescas que tomamos, han debido coexistir en equilibrio con los silicatos fundidos a temperaturas muy altas. No obstante, una vez la roca ígnea ha solidificado completamente, la ausencia de la fase fluida y la reducción de la temperatura plantean una verdadera dificultad para el nuevo equilibrio de los minerales en las nuevas asociaciones, que serán estables a temperaturas más bajas. Por tanto las asociaciones que vemos en la mayor parte de rocas ígneas son solamente *metaestables* a temperaturas normales y deben su existencia al hecho de que las velocidades de las reacciones que intentarían el cambio son muy bajas en un medio frío y seco. Consideraré esta cuestión otra vez con referencia a las rocas metamórficas en su último estadio, pero de momento es suficiente destacar que las asociaciones metamórficas formadas a altas temperaturas son del mismo modo, sólo metaestables, a las bajas temperaturas del ambiente de la superficie.

El principal agente de meteorización química es, evidentemente, el agua que actúa por una parte en los minerales de alta temperatura proporcionando la fase fluida y promoviendo así la movilidad iónica necesaria para las reacciones, y por otra parte porque actúa como un componente químico nuevo y hace posible la formación de minerales hidratados. El agua subterránea lleva en solución otros componentes químicos, de los cuales el más importante es el CO_2, que también intervienen en reacciones por introducción de nuevos iones o simplemente cambiando el potencial de oxidación-reducción y la acidez del fluido.

Si consideramos las rocas sedimentarias como un conjunto, vemos que la meteorización química es muy efectiva dando lugar a una mineralogía

que difiere considerablemente de la de las rocas ígneas y metamórficas. Mientras que en éstas, los feldespatos son constituyentes cuantitativamente muy importantes, en las rocas sedimentarias su lugar es ocupado por los *minerales de la arcilla.* Entre los minerales comunes de las rocas ígneas y metamórficas, solamente el cuarzo parece ser completamente estable en el ambiente de meteorización química, aunque también puede ser lentamente disuelto, pasando a solución en forma del débil ácido silícico, H_4SiO_4. Los *silicatos* en general se descomponen por procesos de *hidrólisis,* de los cuales es un simple ejemplo la siguiente reacción de la forsterita (olivino magnésico).

$$Mg_2SiO_4 + 4H_2O \rightarrow 2Mg^{++} + 4OH^- + H_4SiO_4.$$

Cuando están implicados los silicatos de aluminio, uno de los productos de la hidrólisis es a menudo un mineral arcilloso. La siguiente ecuación, que explica la hidrólisis de la ortosa para dar caolinita, es probablemente una simplificación excesiva, pero da una idea general del tipo de reacciones que tienen lugar:

$$4KAlSi_3O_8 + 22H_2O \rightarrow$$
$$4K^+ + 4OH^- + Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + 8H_4SiO_4.$$

Las reacciones de este tipo son favorecidas por la presencia de CO_2 disuelto que aumenta la acidez por la formación del ion HCO_3^-, con la consiguiente liberación de H^+ del agua. La acidez también incrementa la solubilidad de los *carbonatos,* que aunque no son constituyentes comunes de la mayoría de rocas ígneas y metamórficas, sí son relativamente abundantes en los sedimentos.

La hidrólisis, prácticamente, ataca a todos los minerales presentes en las rocas sujetas a la meteorización, pero las diferentes reacciones se dan a diversas velocidades y por consiguiente es posible pensar en términos de estabilidad mineral *relativa* en el medio de meteorización. Si consideramos, por ejemplo, los minerales de las rocas ígneas, encontramos una semejanza considerable entre el orden en que tienden a aparecer durante la cristalización magmática y su estabilidad relativa en la meteorización. Los olivinos y piroxenos, formados principalmente a temperaturas magmáticas bastante elevadas, se descomponen fácilmente, mientras que los anfíboles tienden a ser más estables, y la biotita, que generalmente cristaliza a temperaturas bastante más bajas, es el más estable de todos los minerales ferromagnésicos comunes. Así también entre los feldespatos, la secuencia general de aparición durante la cristalización magmática es la plagioclasa cálcica primero, después la más sódica y finalmente los feldespatos potásicos, tales como ortosa y microclina. De éstos, la plagioclasa cálcica se descompone más rápidamente bajo condiciones de meteorización y el feldespato potásico es el más estable (ver fig. 13.5).

Partiendo de la estabilidad relativa de los minerales es posible introducir un concepto útil en el estudio de los sedimentos: su *madurez.* Por sedimento maduro, entendemos aquel que ha sufrido en grado avanzado los efectos de la meteorización y otros procesos tales como el transporte. Puede darse un alto grado de cambio mineralógico en relación con la roca madre. Por el contrario, un sedimento inmaduro puede estar muy próximo en naturaleza a la de su fuente de suministro. Por ejemplo, consideremos un área fuente de granodiorita, que es una roca ígnea, entre el granito y la diorita, típicamente compuesta por hornblenda o biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Imaginemos (aun cuando sea una hipótesis bastante artificial) que el sedimento puede seguirse desde esta área a distancias considerables y que los procesos de sedimentación y transporte no tienen un efecto significativo en la clasificación de los distintos minerales en diferentes depósitos. Muy cerca del área fuente es probable que encontremos hornblenda y biotita entre los granos detríticos y podremos encontrar también algo de plagioclasa, aunque es probable que mucha parte de ésta se haya descompuesto antes de que la roca madre se haya roto lo suficiente como para proporcionar el sedimento. En esta área podemos ver también cantidades importantes de feldespato potásico y cuarzo. Si nos vamos alejando del área fuente, los minerales ferromagnésicos y la plagioclasa probablemente desaparecerán por completo, y la cantidad de feldespato potásico disminuirá er relación al cuarzo. Finalmente el único constituyente detrítico importante dejado en el sedimento será el cuarzo. En principio podemos usar algún rasgo distintivo, como puede ser la relación cuarzo: feldespato potásico, como una medida cuantitativa de la madurez de los sedimentos en diferentes localidades, consideración que también es útil en la reconstrucción de los ambientes sedimentarios antiguos. Quizá sea necesario añadir que sólo en algunas circunstancias favorables, por ejemplo cuando se sabe que sólo ha interve-

nido un área fuente, o cuando las rocas no han sufrido cambios mineralógicos postdeposicionales, etc., sería posible aplicar útilmente este principio (para una discusión más amplia ver capítulo 13).

Me gustaría volver ahora a considerar la composición química de las rocas sedimentarias pero desde un punto de vista más general, siendo útil, para esto, el hacer una especie de contabilización para hallar qué es lo que les ha sucedido a los constituyentes químicos cuando la roca madre ha sido meteorizada y sus materiales han sido dispersados. Hasta aquí toda la discusión se ha referido a los minerales originales de la roca madre y a su respuesta a la meteorización. Estos minerales, que por algún tiempo permanecen reconocibles en el sedimento, pertenecen a la fracción llamada de *resistatos.* Sin embargo, además de proporcionar una fracción de resistatos al futuro sedimento, la roca madre también abandona materiales en *soluciones acuosas,* si bien ambos elementos, los resistatos y soluciones, dan lugar a la producción de *minerales nuevos,* de los cuales los minerales de la arcilla son un ejemplo notable. Así, en un momento dado, todos los constituyentes químicos de una antigua roca madre deben encontrarse en algún lugar en una de estas tres formas, resistato, soluto o mineral nuevo. Teniendo en cuenta esto, vamos a considerar el destino de algunos elementos que derivan de las rocas madres ígneas.

Los *metales alcalinos,* sodio y potasio, están presentes en cantidad en los feldespatos del material de origen y, como ya se ha visto, estos minerales no son particularmente estables en el ambiente de meteorización, por lo que pasan a solución. La estabilidad de la plagioclasa, relativamente más baja que la de los feldespatos potásicos, indica que el sodio se disuelve más rápidamente que el potasio. Uno de los rasgos característicos de las rocas ígneas es que su contenido en sodio es por lo general mayor, o aproximadamente igual, que su contenido en potasic (ver tabla 3), y así el efecto de la meteorización química es incrementar la relación potasio: sodio en la fracción de resistatos. Al mismo tiempo, el potasio se introduce fácilmente dentro de los minerales arcillosos nuevos, mientras que el sodio tiende a permanecer casi indefinidamente en solución. De esta manera, la mayoría de sedimentos son ricos en potasio con relación al sodio, debido o bien a su contenido en arcillas o bien a su contenido en fracción de resistatos enriquecida en feldespato potásico con respecto a

TABLA 4: *Composición química de algunas rocas sedimentarias típicas (según Cox, Price y Harte)*

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO_2	74,14	78,14	99,14	58,10	55,02	7,61
TiO_2	0,15	—	0,03	0,65	1,00	0,14
Al_2O_3	10,17	11,75	0,40	16,40	22,17	1,55
Fe_2O_3	0,56	1,23	0,12	4,02	8,00	0,70
FeO	4,15	—	—	2,45		1,20
MgO	1,43	0,19	ninguno	2,44	1,45	2,70
CaO	1,49	0,15	0,29	3,11	0,15	45,44
Na_2O	3,56	2,50	0,01	1,30	0,17	0,15
K_2O	1,36	5,27	0,15	3,24	2,32	0,25
H_2O^+	2,66	0,64	0,17	5,00	7,76	0,38
H_2O^-					2,10	0,30
CO_2	0,14	0,19	—	2,63	—	39,27
C	—	—	—	0,80	—	0,09
	99,81	100,06	100,31	100,14	100,14	99,78

(1) Grauvaca típica.
(2) Arcosa típica. Torridoniense, Escocia.
(3) Ortocuarcita devónica.
(4) Arcilla limolítica.
(5) Arcilla residual de la alteración de un gneis.
(6) Caliza aloquímica.

la plagioclasa. Por el contrario, las aguas de los mares y océanos están relativamente muy enriquecidas en sodio. Los análisis de rocas sedimentarias que se dan en la tabla 4 muestran su naturaleza generalmente potásica, con la única excepción de la grauvaca, que es un ejemplo de sedimento muy inmaduro.

En cambio el *aluminio* es uno de los elementos más insolubles en el sentido de que en las soluciones procedentes de rocas alteradas, se encuentra sólo en muy pequeñas cantidades. Gran cantidad de aluminio es tomado directamente por minerales de la arcilla que en algunos casos se forman virtualmente *in situ* por degradación de las redes cristalinas de los silicatos. Por consiguiente, los contenidos de aluminio de las rocas sedimentarias son a menudo bastante altos (aunque sea cierto que el *promedio* del contenido de aluminio de las rocas sedimentarias deba ser virtualmente el mismo que el promedio del contenido de aluminio en las rocas ígneas). Hay esencialmente dos procesos por los cuales puede suceder esto, ya sea por los procesos físicos de sedimentación, que dan lugar a que los minerales arcillosos se separen de los otros constituyentes y se depositen formando rocas ricas en arcillas (análisis 4 de la tabla 4), o por la formación de depósitos residuales (análisis 5 de la tabla 4). Este último proceso tiene lugar en zonas donde la meteorización química es intensa, pero la velocidad de remoción de la fracción de resistatos es baja. Donde más se dan estas condiciones es en áreas tropicales de bajo relieve y abundantes lluvias, siendo el último producto la *laterita,* roca roja y terrosa que en casos extremos no contiene casi nada más que óxidos hidratados de aluminio y hierro, ya que la sílice ha sido separada por la intensa lixiviación.

El *hierro* presenta algunos puntos en común con el aluminio, por la extrema estabilidad e insolubilidad del óxido Fe_2O_3 (hematites), y del óxido hidratado, goethita (hematites parda). La meteorización tiene lugar en gran parte bajo condiciones oxidantes, de forma que el hierro obtenido por la descomposición de los silicatos, precipita casi inmediatamente en estas formas. Esto es evidentemente lo que explica la abundancia del hierro en las lateritas, pudiendo conducir a la formación de valiosos yacimientos residuales de hierro en casos en que la roca madre sea pobre en aluminio.

El *calcio* y el *magnesio* se disuelven durante la meteorización, tendiendo a estar presentes sólo en pequeñas cantidades en la mayoría de sedimentos. No obstante, el agua del mar aparece aproximadamente saturada de $CaCO_3$ por lo que ligeras variaciones físicas y químicas en el ambiente marino pueden provocar la precipitación de calcita o aragonito. Además de esto, grandes cantidades de calcio son separadas de la solución por la actividad de organismos tales como moluscos y corales. Así, tanto los carbonatos precipitados inorgánicamente como los precipitados orgánicamente pueden contribuir a la formación de las comunes rocas sedimentarias denominadas calizas. El magnesio aparece mayoritariamente en los sedimentos en forma de dolomita, que es el carbonato doble de magnesio y calcio. Muchas dolomitas parece ser que se han formado por alteración de calizas después de su deposición.

Procesos sedimentarios

La mayoría de las rocas sedimentarias están formadas en gran parte de fragmentos transportados que se conocen con el nombre general de clastos. *Clastos* pueden ser fragmentos de roca, granos de resistatos o granos y agregados de nuevos minerales tales como arcillas o carbonatos (por ejemplo, fragmentos de concha). Los clastos son transportados ampliamente por el agua y también por el viento. En el curso del transporte ocurren dos cosas importantes. Por una parte y debido a la erosión, los clastos tienden a reducir su tamaño y su angulosidad y por otra parte tienden a clasificarse según tamaños (ver capítulo 13). Así, por ejemplo, un sedimento derivado de una fuente granítica podemos suponer que estará formado, cerca del área fuente, de grandes cantidades de fragmentos angulosos de cuarzo y feldespato potásico. Más lejos posiblemente encontremos areniscas sin feldespato, compuestas de granos de cuarzo más pequeños y redondeados, mientras que los depósitos complementarios de grano más fino, tales como las arcillas, posiblemente estén todavía más lejos de la fuente, habiendo sido separados físicamente de los granos de cuarzo gracias a su transporte relativamente más fácil. Si tenemos en cuenta el potencial de los procesos de clasificación y transporte y los efectos de la meteorización química y añadimos a todo esto la posibilidad de la formación de nuevos minerales, ya en el área de deposición, ya en el sedimento después de haber sido depositado, tendremos una idea de todos los procesos que pueden actuar en relación e influencia mutuas para producir el amplio grupo de tipos de rocas sedimentarias que podemos observar.

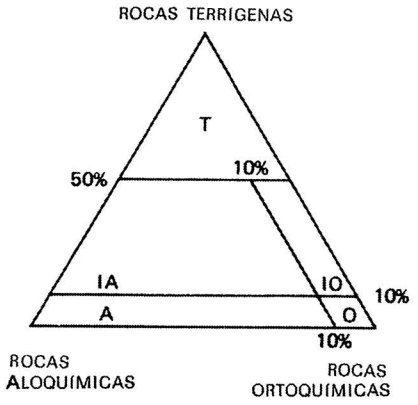

FIG. 1.20. Clasificación de las rocas sedimentarias:
T — rocas terrígenas.
A — rocas aloquímicas puras.
O — rocas ortoquímicas puras.
IA — rocas aloquímicas impuras.
IO — rocas ortoquímicas impuras.

Clasificación de las rocas sedimentarias

Los constituyentes de las rocas sedimentarias pueden agruparse en tres grupos que forman las bases de un esquema amplio de clasificación genética:

1. *Constituyentes terrígenos,* resistatos y minerales de la arcilla, derivados de una fuente fuera del área deposicional.

2. *Constituyentes aloquímicos,* esto es, material precipitado químicamente y formado dentro del área deposicional pero presentando algunos rasgos de transporte. Los fragmentos de concha son ejemplos evidentes.

3. *Constituyentes ortoquímicos,* material precipitado químicamente dentro del área deposicional y no presentando indicios de transporte post-deposicional.

Pocas rocas están compuestas exclusivamente de uno de estos tipos de constituyentes, pero con todo la clasificación está basada en sus proporciones relativas, tal como representa la figura 1.20. Las rocas terrígenas son el sedimento más abundante (aproximadamente el 75 % de todos los sedimentos) e incluyen pelitas (o arcillas, lutitas laminadas y limolitas) y areniscas en orden decreciente de abundancia. Puede parecer sorprendente que, de hecho, las rocas terrígenas de grano fino tales como arcillas, pelitas y arcillitas sean los sedimentos más abundantes, pero es debido a que generalmente son rocas bastante blandas y no forman grandes acantilados y otros afloramientos que muy a menudo se ven en areniscas y calizas. Las *rocas aloquímicas* representan alrededor del 15 % de todos los sedimentos y comprenden entre otras, las calizas orgánicas y las calizas oolíticas. Las *rocas ortoquímicas* son relativamente raras (alrededor del 10 % de todos los sedimentos) siendo los ejemplos más notables algunas calizas de grano muy fino, rocas salinas y depósitos relacionados con éstas.

Rocas terrígenas

La clasificación fundamental de las rocas terrígenas es según el tamaño de grano. Se hacen tres grupos, las *ruditas* (tamaño medio de grano > 2 mm), las *arenitas* (1/16-2 mm) y las *lutitas* (tamaño medio de grano $< 1/16$ mm). Las ruditas están representadas por los siguientes tipos de rocas: *conglomerados* (fragmentos de roca redondeados, fig. 13.4b), *brechas* (fragmentos de roca angulosos, fig. 13.4a) y el tipo especial de las *tillitas* que son arcillas y cantos de origen glaciar. Las arenitas (areniscas) son principalmente rocas en granos de cuarzo, y dentro de ellas las *grauvacas* son probablemente el tipo más abundante. Estas son sedimentos poco maduros, con cantidades importantes de matriz arcillosa, granos de feldespato y fragmentos de roca (ver fig. 1.21).

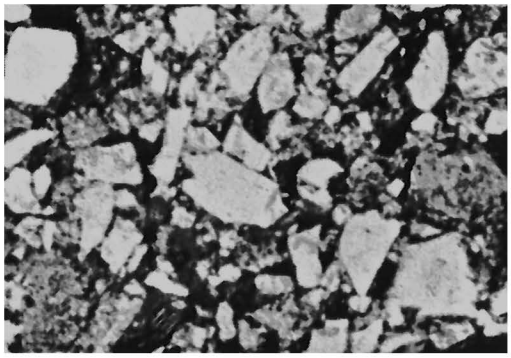

FIG. 1.21. Preparación de grauvaca. Nótese particularmente la angulosidad de los clastos, de los cuales los más visibles son de cuarzo, la variación en el tamaño de grano (poca granoclasificación) y la cantidad relativamente elevada de matriz de grano fino. (× 25)

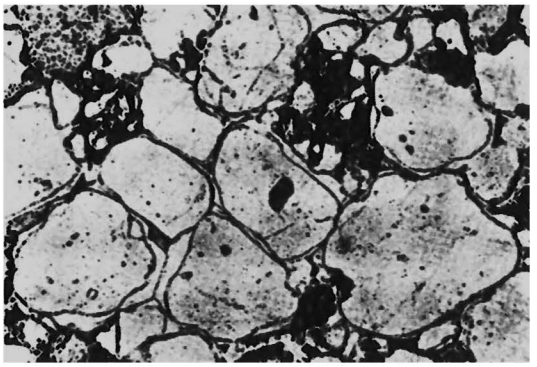

FIG. 1.22. Preparación de arenisca, compuesta predominantemente de clastos redondeados de cuarzo. Los primitivos bordes de los granos se ven como líneas de inclusiones de polvo, habiendo habido un posterior crecimiento de cuarzo, rellenando casi en su totalidad los huecos entre granos. (× 33)

La clasificación de las arenitas está en la tabla 5. Las lutitas están representadas por *arcillas* blandas (ejemplo, las arcillas del sur de Inglaterra, Londres, Gault y Oxford), *pelitas* compactas y *limolitas* (que son una transición hacia las arenitas) y por las conocidas rocas físiles denominadas. generalmente *lutitas laminadas.*

En las rocas terrígenas es particularmente importante considerar el *material cementante* que es lo que mantiene unidos a los clastos. Este material se forma principalmente después de la deposición y convierte al sedimento no consolidado en una roca coherente, más o menos dura. Esta *litificación* es una parte del amplio proceso denominado *diagénesis,* que comprende todos los cambios posdeposicionales de mineralogía y textura (excluyendo aquellos que generalmente tienen lugar como respuesta a un incremento de temperatura durante el metamorfismo). A los minerales formados durante la diagénesis se les da el nombre de *autígenos,* un ejemplo de los cuales se muestra en la figura 1.22, donde se ven los clastos de cuarzo en una arenisca revestidos por cuarzo autígeno.

Rocas aloquímicas y ortoquímicas

Las rocas más importantes de este grupo son las calizas (que contienen más de un 50 % de $CaCO_3$) y las *dolomías.* Estas rocas son muy variables de aspecto y modo de formación, y debido a la complejidad de los cambios diagenéticos que experimentan —principalmente recristalización y dolomitización— resultan difíciles de estudiar. Sin embargo, es posible a menudo reconocer los constituyentes aloquímicos y ortoquímicos cuando la alteración diagenética es débil. Los constituyentes *aloquímicos* son principalmente *fósiles* y *fragmentos de concha,* que a veces son tan abundantes que permiten el uso de términos tales como calizas de foraminíferos, calizas coralinas, etc. Los *oolitos,* que son agregados carbonatados subesféricos con una estructura radial o concéntrica formada por la cristalización alrededor de un núcleo, tal como un grano de arena, son constituyentes aloquímicos comunes, como por ejemplo en las calizas jurásicas del sur de Inglaterra. Los oolitos se forman en ambientes donde la calcita está precipitando mientras tiene lugar una fuerte y continua agitación debida al oleaje.

Los constituyentes ortoquímicos están representados en las rocas por los agregados de grano fino de calcita denominados *micrita* y los de grano más grueso denominados *cemento esparítico.* La distribución natural de tipos de caliza está representada en la figura 1.23. La ausencia de micrita en las calizas esparíticas aloquímicas hace pensar en que el fango calcítico microcristalino haya podido desaparecer debido a la ac-

TABLA 5 : *Clasificación de las arenitas (basada en Pettijohn)*

	Matriz de limo fino o arcilla terrígeno	Matriz predominante (> 15 %)	Matriz escasa o nula (< 15 %)	
FRACCIÓN ARENA	Más feldespato que fragmentos de roca	GRAUVACA FELDESPÁTICA	ARENISCA ARCOSICA	ORTOCUARCITA
	Más fragmentos de roca que feldespatos	GRAUVACA LÍTICA	ARENISCA LÍTICA	
	Contenido en cuarzo	Variable; generalmente < 75 %	75-95 %	> 95 %

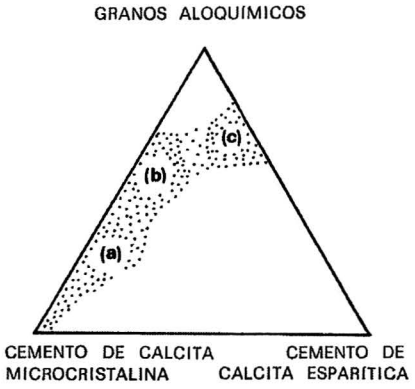

FIG. 1.23. Los tres tipos principales de calizas: (a) calizas microcristalinas (micritas); (b) calizas microcristalinas aloquímicas; (c) calizas esparíticas aloquímicas. Las áreas sombreadas representan los principales campos de existencia de las calizas, cuando se colocan en un gráfico con estos tres constituyentes.

ción de una corriente relativamente fuerte. En las figuras 1.24 y 1.25 están ilustrados algunos tipos de calizas.

Aparte de las rocas carbonatadas, las rocas más importantes formadas por precipitación químicas son las rocas silíceas *chert,* los sedimentos ricos en hierro tales como las *menas de hierro chamosíticas* (rocas que contienen oolitos del mineral de hierro chamosita, como por ejemplo en los yacimientos de hierro estratificados de los Midlands y de las Hébridas Interiores) y las *evaporitas.* Las evaporitas se han formado por la intensa concentración del agua del mar, con la resultante precipitación de minerales tales como yeso ($CaSO_4.2H_2O$), anhidrita ($CaSO_4$), sal común o halita (NaCl) y una variedad de sales potásicas. Estos depósitos se forman hoy día en áreas cálidas y desérticas como las márgenes del Golfo Pérsico y del Mar Rojo. Son también importantes dentro de la escala geológica porque forman muchos depósitos de minerales de interés económico, como por ejemplo en el Triásico del nordeste de Inglaterra y Cheshire. Las evaporitas son propensas a la recristalización, comportándose plásticamente bajo presión y fluyendo de forma análoga a la de los magmas ígneos, pero mucho más lentamente. Las masas de sal intrusivas que se elevan a través de los sedimentos suprayacentes, son conocidas con el nombre de *domos salinos* y tienen importancia económica al formar estructuras adecuadas como trampas de petróleo.

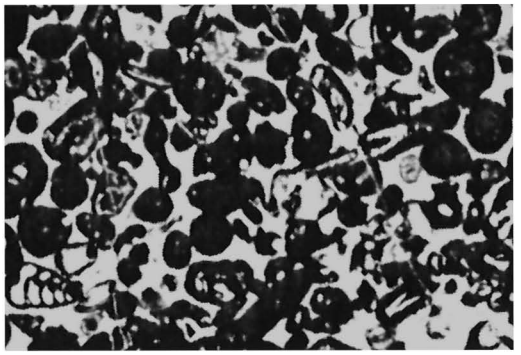

FIG. 1.24. Preparación de caliza oolítica. Los oolitos y los fragmentos de concha (oscuros) están inmersos en una matriz de calcita esparítica (transparente). Es un ejemplo representativo del grupo de las calizas esparíticas aloquímicas indicado en la figura 1.23. (× 10)

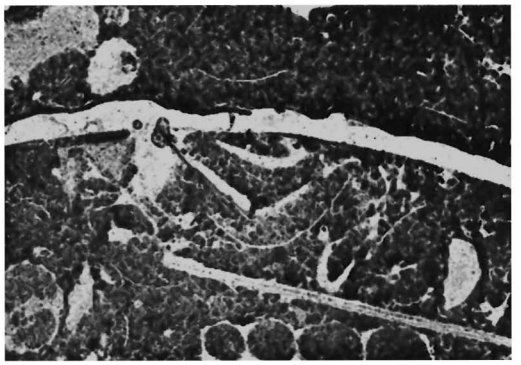

FIG. 1.25. Preparación de una caliza microcristalina (micrita) conteniendo fragmentos de conchas. (× 8)

ROCAS METAMÓRFICAS

Hemos hablado ya de dos tipos de cambios que pueden tener lugar en las rocas, substancialmente en estado sólido. Uno de éstos es la meteorización química, y el otro se refiere a aquellos cambios posdeposicionales en los sedimentos, que hemos atribuido a la diagénesis. Ambos procesos implican reajustes mineralógicos y texturales como respuesta a los cambios en el medio físico-químico de la roca, pero tales procesos tienen lugar a bajas temperaturas y en la superficie terrestre o cerca de ella. Si consideramos

qué es lo que ocurre a altas temperaturas, por ejemplo cuando las rocas se calientan por la intrusión próxima de un magma, o por estar a cierta profundidad, entramos en el campo del *metamorfismo*. Sin embargo, no es posible separar rigurosamente metamorfismo de diagénesis y meteorización. De hecho sería perfectamente aceptable (aunque no sea muy usual) pensar en estos dos procesos (diagénesis y meteorización) como cambios metamórficos de un tipo particular de metamorfismo de baja temperatura.

Hay tres agentes principales del metamorfismo: el calor, la presión (compresión y cizallamiento) y la movilidad de los constituyentes químicos. No es muy útil discutir cuál de estos factores es el más importante, pero preferiría discutir primero los efectos del calor ya que son quizá los más notables, por lo menos en sentido mineralógico.

Hablando acerca de la meteorización química, apunté que las asociaciones de minerales que son estables a altas temperaturas se encuentran generalmente en forma metaestable a bajas temperaturas. Esto ocurre con las rocas ígneas que encontramos en la superficie terrestre. El que los minerales no lleguen a equilibrarse de nuevo a temperaturas más bajas es debido a la extrema lentitud de las reacciones correspondientes. El proceso de llegar a un nuevo equilibrio es materialmente favorecido, como ya sabemos, por la introducción de agua en el ambiente de meteorización. La conclusión general que se deduce es, no obstante, que las reacciones entre minerales como respuesta a la caída de temperatura tienen lugar sólo con relativa dificultad. La recíproca no es cierta: si una asociación estable a baja temperatura es calentada, reaccionará más rápidamente para formar una nueva asociación más en equilibrio, para cualquier temperatura superior alcanzada. Con el subsiguiente enfriamiento, que naturalmente debe haber afectado a todas las rocas que encontramos actualmente, la lentitud de las reacciones ejercerá de nuevo su influencia por lo que la roca podrá retener su mineralogía de alta temperatura, justo como lo hacen la mayoría de rocas ígneas. Las reacciones son también inhibidas durante esta etapa por la relativa deshidratación de las rocas, habiendo sido expulsada el agua durante el período de calentamiento. Así, si consideramos el caso de una roca sedimentaria que ha sido calentada durante un cierto período y posteriormente ha sido enfriada, la mineralogía que observamos parece ser la característica de la temperatura más alta a que la roca ha sido sometida durante el proceso metamórfico. Este tipo de resultado metamórfico denominado *prograd*o es el más común y corresponde al cambio metamórfico en respuesta a la elevación de temperatura. El término *grado* se utiliza a menudo para referirse a la temperatura alcanzada durante el metamorfismo, indicada por la asociación mineral correspondiente. Así, una roca que presenta una asociación de alta temperatura se llama de «alto grado» y una roca con una asociación de baja temperatura se llama de «bajo grado».

No obstante, hay algunos cambios metamórficos implicados en el nuevo equilibrio a bajas temperaturas; a este metamorfismo se le denomina *retrograd*o. Una roca metamórfica de alto grado puede, por ejemplo, ser metamorfoseada por segunda vez y mantenida durante un cierto período a una temperatura más baja que la del primer metamorfismo. Algunos cambios que tendrán lugar entonces se podrían indicar como retrogrados. Alternativamente, la velocidad de enfriamiento de una cierta fase metamórfica podría ser anormalmente baja, siendo así una buena oportunidad para que las reacciones correspondientes a la caída de temperatura tuvieran lugar. De manera similar, el metamorfismo de muchas rocas ígneas implica el reemplazo de la primitiva asociación mineral de alta temperatura por una asociación metamórfica, estable a más baja temperatura. Este tipo de cambio tiene todos los caracteres esenciales del metamorfismo, aunque estrictamente no responda a un metamorfismo retrogrado por no ser el material primario una roca metamórfica.

Hasta aquí, hablando acerca de las asociaciones minerales, he omitido el factor presión. Presión y temperatura, de hecho, van de la mano controlando las amplitudes de estabilidad de los minerales y de las asociaciones minerales, pero vamos a ignorar este factor por el momento y a buscar algunos ejemplos de cambios controlados por la temperatura.

Metamorfismo térmico

Los ejemplos más simples podemos escogerlos del campo del metamorfismo *térmico* o *de contacto*. Éstos tienen lugar en las rocas sedimentarias adyacentes a las intrusiones ígneas, conociéndose como *aureola metamórfica* el anillo de rocas metamórficas que rodean a la intrusión. En tales aureolas metamórficas el calor es el efecto dominante y de ordinario surgen relativamente pocas complicaciones introducidas por cizalla-

miento, presiones intensas y las deformaciones que éstos puedan causar. Encontramos que las rocas de más alto grado están íntimamente ligadas a la intrusión y, a medida que nos alejamos de ella, el grado metamórfico disminuye y la aureola pasa insensiblemente a rocas no alteradas. Consideremos una secuencia típica de cambios que tienen lugar en una roca arcillosa por una intrusión de granito:

(i) los estratos se borran y las rocas se vuelven más duras y de grano más grueso. Estas rocas pueden tomar un aspecto manchado debido a la segregación de material orgánico dentro de los granos y por la aparición de cristales de quiastolita (andalucita, Al_2SiO_5) y cordierita.

(ii) un examen microscópico revela una textura de grano más grueso que acompaña a la recristalización. Los minerales de baja temperatura tales como arcillas y cloritas desaparecen. Minerales tales como micas (especialmente biotita) crecen, pudiendo ser acompañados por grandes cristales de quiastolita y cordierita. En un metamorfismo extremo de alta temperatura pueden encontrarse otros polimorfos de Al_2SiO_5 como la sillimanita.

Las rocas de alta temperatura formadas por este proceso se denominan generalmente *cornubianitas.* Estas rocas tienen una estructura característica conocida como *granoblástica,* en la que los granos minerales tienden a ser equidimensionales y a estar orientados al azar. Las figuras 1.15 y 1.26 muestran el interesante contraste entre la típica textura ígnea y la textura granoblástica, desarrollada en este caso en rocas de composición basáltica.

La mineralogía de las rocas de metamorfismo térmico es muy variable, ya que depende por una parte del grado metamórfico y por la otra de la composición química global del material original. Los mármoles son de un interés particular debido a la amplia gama de minerales que pueden formarse por la reacción de calcio y magnesio con impurezas tales como minerales de la arcilla y cuarzo.

Efectos de la presión

Como ya se ha dicho antes, los cambios controlados por la temperatura en las asociaciones

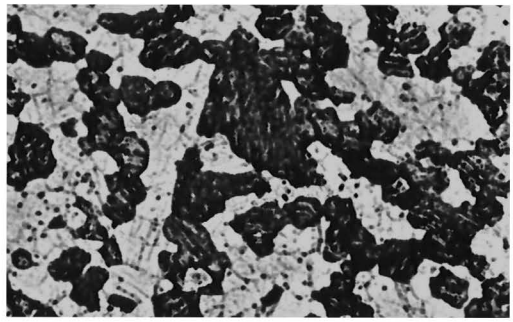

FIG. 1.26. Textura granoblástica en una roca compuesta de piroxeno y plagioclasa, formada por metamorfismo térmico de un basalto. La interferencia mutua de los dos minerales por haber cristalizado simultáneamente en estado sólido da lugar a una textura muy diferente a la que presenta la dolerita de la figura 1.15. (× 25)

metamórficas de minerales son a menudo muy notables y evidentes. Los efectos controlados por la presión son menores, debido a que la mayoría de reacciones no son tan sensibles al cambio de presión como al cambio de temperatura. Con todo, podemos encontrar en ciertos lugares rocas que han sido metamorfoseadas bajo altas presiones, en las cuales podemos observar asociaciones minerales que están en considerable contraste con aquellas asociaciones de rocas de la misma composición formadas a presiones menores.

Las rocas de mayor profundidad que tenemos a nuestra disposición para su estudio, son los nódulos ultrabásicos que han subido desde grandes profundidades por chimeneas volcánicas conocidas como *chimeneas kimberlíticas* (nombre derivado del yacimiento de diamantes en el Sur de Africa). Estos nódulos son principalmente ricos en olivino y contienen cantidades menores de ciertos minerales (como piroxeno y granate rico en magnesio). Un grupo de nódulos poco frecuentes, las eclogitas, constan *esencialmente* de granate rico en magnesio y de piroxeno sódico, y de otros minerales que pueden también no encontrarse, tales como cianita y, muy raramente, diamante. Se han encontrado diamantes diseminados en la matriz de algunas chimeneas kimberlíticas, pero en muy pocos casos han sido hallados en las eclogitas. En algunas ocasiones los diamantes contienen pequeñas inclusiones de coesita, un polimorfo del cuarzo de alta presión,

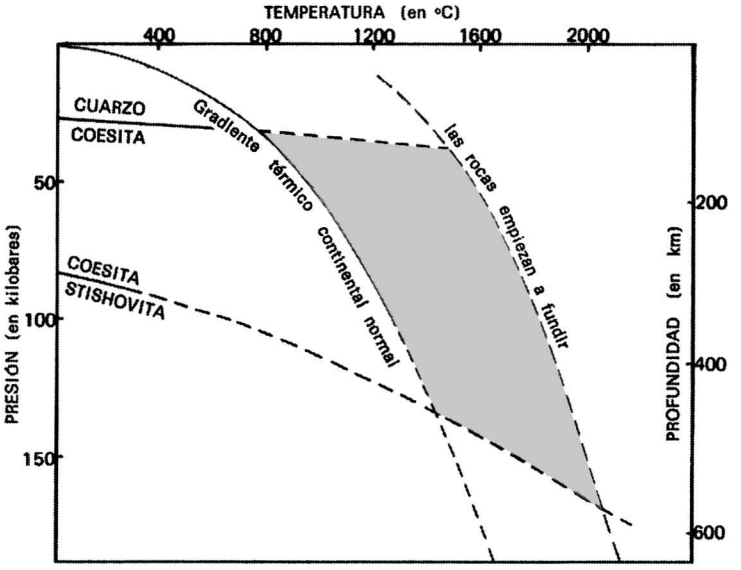

FIG. 1.27. Diagrama PT que ilustra la gama de condiciones bajo las cuales probablemente se forman los diamantes naturales (área coloreada). Dos curvas indican las transformaciones cuarzo-coesita y coesita-stishovita. La temperatura a tales profundidades cae aproximadamente entre las otras dos curvas, una de las cuales representa la temperatura mínima probable y la otra la temperatura máxima. La temperatura no sobrepasa la curva correspondiente al límite de fusión debido al efecto amortiguador del calor latente de fusión.

pero no contienen stishovita, que es otro polimorfo que se forma también a altas presiones.

Los trabajos experimentales sobre los campos de estabilidad del diamante y de los polimorfos del cuarzo de alta presión indican que, como mínimo, en las chimeneas kimberlíticas parte del material se originó a profundidades de más de 150 km (ver fig. 1.27) donde la compresión es de unos 50 kbar.

Las comunes rocas metamórficas de la corteza terrestre, que quedan expuestas en la superficie como resultado de levantamiento y denudación, se han formado evidentemente bajo condiciones de mucha menor presión (de 1 kbar a 10 kbar aproximadamente) que el diamante y la eclogita, pero a pesar de esto pueden caber variaciones considerables en la mineralogía, dentro de esta gama, tal como veremos en los párrafos siguientes.

Metamorfismo regional

La mayor parte del metamorfismo es de este tipo que se desarrolló característicamente en áreas muy grandes (a menudo de miles de kilómetros cuadrados), particularmente en las regiones en que se formaron montañas. Frente al ya tratado metamorfismo de contacto, el metamorfismo regional va acompañado de una deformación más o menos intensa provocada por presiones directas y por cizallamientos, resultando de ello rocas que presentan unas ciertas características distintivas estructurales y texturales.

La *esquistosidad* (ver figs. 1.28 y 1.29) es una de las estructuras metamórficas más extendidas y consiste en la orientación paralela o subparalela de los granos minerales no isodiamétricos. La esquistosidad planar es más común en los sedimentos arcillosos metamorfoseados o *mica-esquis-*

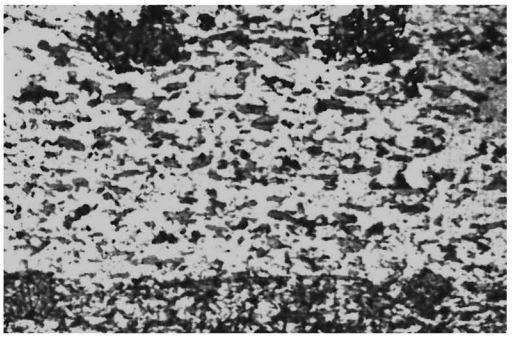

FIG. 1.28. Preparación de un esquisto que presenta orientación paralela de las micas (granos alargados y grises) que da lugar a la esquistosidad. La foliación, marcada por las variaciones en las proporciones de mica con respecto a feldespato y cuarzo (granos transparentes) y en la distribución del granate (granos oscuros y grandes), es debida a la estratificación primitiva. (× 20)

FIG. 1.29. Preparación de un mica-esquisto que presenta una deformación intensa con desarrollo de pliegues secundarios. Estos determinan una esquistosidad secundaria oblicua a la primera esquistosidad propia del mica-esquisto. (× 4)

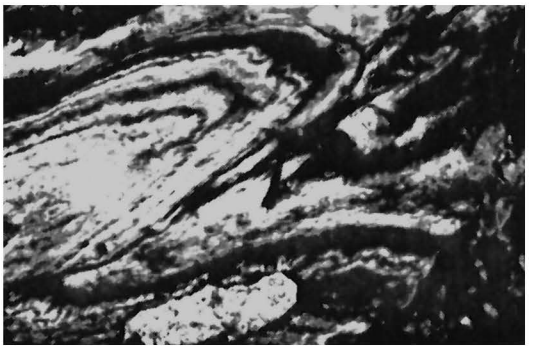

FIG. 1.30. Fotografía de campo de un gneis muy deformado. El martillo indica la escala del bandeado.

tos cuya estructura se debe a la ordenación paralela de los cristales tabulares de mica. La esquistosidad lineal puede observarse también en algunas rocas, pudiendo ser producida por la orientación paralela de minerales alargados tales como los anfíboles. Una esquistosidad planar bien desarrollada en rocas de grano fino se denomina *pizarrosidad* y es característica de un metamorfismo de bajo grado, cuya temperatura no ha sido suficiente para dar lugar a una recristalización marcada. Las rocas denominadas *filitas* tienen caracteres intermedios entre las pizarras de bajo grado y los mica-esquistos de alto grado.

El término *foliación* indica la estructura en la que ciertos minerales se juntan en capas, lentejones o bandas durante el proceso metamórfico. Foliación y esquistosidad generalmente se presentan juntas y con orientación paralela mutua. Las rocas que presentan una basta foliación se denominan *gneises* (ver fig. 1.30), aunque el listado gnésico se desarrolla también a partir de irregularidades originales de la roca tales como la estratificación. Las rocas gneísicas pertenecen generalmente a altos grados metamórficos.

Zonas metamórficas e isogradas

En el campo de estudio de las rocas metamórficas es muy útil poder comparar el grado de metamorfismo de un lugar a otro y así cartografiar zonas en las que las condiciones de metamorfismo han sido aproximadamente las mismas. George Barrow inició estudios de este tipo en el año 1893, trabajando en las rocas de la parte sudeste de los Highlands escoceses. Estudió la mineralogía de los *esquistos pelíticos,* empleando el término pelítico para indicar las rocas metamórficas procedentes de lutitas (frente al término *psammítico* procedente de areniscas), quedando en gran parte suprimida la cuestión de la variabilidad de la composición global. En esta área (ver fig. 1.31) las rocas pelíticas están representadas por pizarras cerca de la Highland Boundary Fault (la falla limítrofe del Highland) y gra-

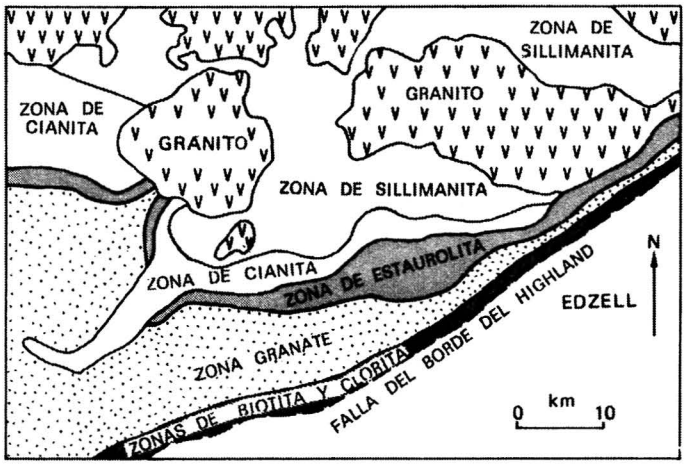

FIG. 1.31. Zonas metamórficas cerca de Edzell, Angus, a lo largo del borde de los Highlands escoceses. En el sudeste de la falla, las rocas son sedimentos más jóvenes, no metamorfizados, o bien rocas volcánicas. Los granitos son posteriores a las rocas metamórficas pero corresponden al mismo episodio de la formación de montañas, la Orogénesis Caledoniana.

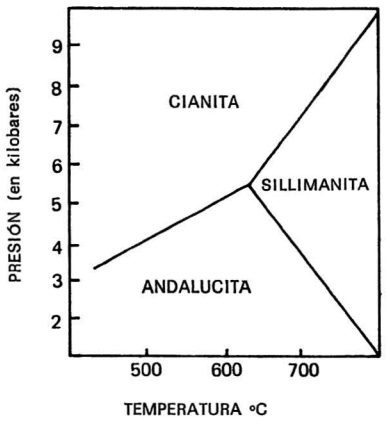

FIG. 1.32. Diagrama PT con los campos de estabilidad de los polimorfos de Al_2SiO_5.

dualmente pasan hacia el noroeste, a mica-esquistos de alto grado de mica, sillimanita y granate. Barrow dividió esta secuencia en seis zonas, basada cada una en la aparición de un mineral metamórfico característico. Los límites de zona se denominan *isogradas* y son superficies a lo largo de las cuales el grado metamórfico es aproximadamente constante. Por ejemplo, la isograda del granate es la superficie (línea en el mapa) que separa las rocas con granate, en la zona del granate (alto grado), de las rocas sin granate en la zona de la biotita (bajo grado). Teóricamente la superficie representa el lugar geométrico de todos los puntos en los cuales se alcanzó justamente la temperatura mínima necesaria para la formación del granate, en sedimentos de composición pelítica.

Las asociaciones minerales características que se desarrollan en las distintas zonas están descritas en la tabla 6. Puede considerarse que estamos viendo cambios mineralógicos, *en rocas de composición química esencialmente uniforme,* como respuesta a una elevación de la temperatura y de la presión. Las rocas de más alto grado son aquellas que alcanzaron las más altas temperaturas y que fueron metamorfizadas también bajo las mayores presiones. Estos factores probablemente fueron muy controlados por la profundidad a que se encontraban las rocas durante el metamorfismo. Sin embargo, las zonas de Barrow de los Highlands sudorientales representan un caso geológico peculiar. En otros casos de metamorfismo, las relaciones entre temperatura y presión son algo diferentes. Por ejemplo, en el área de Buchan de los Highlands escoceses (Aberdeenshire, Banff), las rocas pelíticas de medio a alto grado, desarrollan característicamente andalucita y cordierita en vez de granate, estaurolita y cianita. Los estudios experimentales (ver fig. 1.32) de los polimorfos de Al_2SiO_5 (andalucita, cianita y sillimanita) llevan a la conclusión de que las rocas de las zonas de Buchan se formaron a presiones más bajas que las de las zonas de Barrow, aunque a temperaturas similares. Esto se interpreta suponiendo que las rocas del área de Buchan son de menor profundidad. De hecho, aunque las asociaciones minerales producidas en el tipo de Buchan presentan las estructuras características de rocas de metamorfismo regional, también presentan por otra parte semejanzas considerables con las rocas producidas durante el metamorfismo de contacto en niveles altos de la corteza terrestre. Recíprocamente, algunos terrenos metamórficos presentan condiciones evidentes de presiones muy altas y de bajas temperaturas (ver fig. 1.33), siendo entonces característicos los esquistos anfibólicos ricos en sodio, o glaucofana.

TABLA 6: *Algunas asociaciones minerales típicas existentes en rocas pelíticas de las zonas de Barrow*

ZONA	ASOCIACIONES MINERALES
Clorita	cuarzo-moscovita-clorita-albita
Biotita	cuarzo-moscovita-clorita-biotita-albita
Granate (almandina)	cuarzo-moscovita-clorita-biotita-granate-albita u oligoclasa*
Estaurolita	cuarzo-moscovita-biotita-granate-oligoclasa-estaurolita
Cianita	cuarzo-moscovita-biotita-granate-oligoclasa-cianita
Sillimanita	cuarzo-moscovita-biotita-granate-oligoclasa-sillimanita

* La oligoclasa es una plagioclasa sódica que contiene 10-30 % de anortita (calcio).

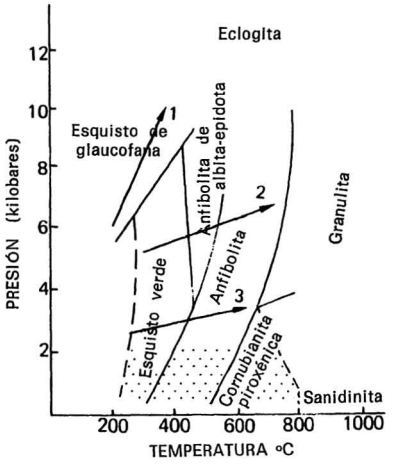

FIG. 1.33. Diagrama PT que indica las facies metamórficas y los tres tipos clásicos de metamorfismo. (1) Tipo de facies esquisto glaucofánica. (2) Tipo de Barrow. (3) Tipo de Abukuma. Nótese que el «punto triple» de los polimorfos de Al_2SiO_5 (Fig. 1.32) cae entre las curvas (2) y (3). El área punteada indica el intervalo de presiones y temperaturas que tienen lugar en el metamorfismo de contacto.

Facies metamórficas

Las clasificaciones en zonas tal como se han definido anteriormente, no se prestan a la comparación de los distintos terrenos metamórficos, a menos que sea posible considerar, no solamente las distintas relaciones presión-temperatura, sino también las complicaciones introducidas por la variabilidad de la composición global. Una facies metamórfica es un grupo de rocas de composición variable que han sido metamorfizadas bajo condiciones parecidas. Una primera clasificación en facies fue propuesta por Eskola a partir del estudio de un gran número de rocas metamórficas de composiciones químicas distintas, que se suponía habían sido metamorfizadas bajo condiciones similares al estar íntimamente asociadas en el campo. Por ejemplo, estudiando rocas ígneas básicas metamorfizadas, asociadas con sedimentos pelíticos, es posible ver qué asociaciones minerales se han desarrollado en ellos bajo las mismas condiciones P-T. También el estudio de las bandas calcáreas asociadas con pelitas o con rocas ígneas básicas metamorfizadas, permite extender la comparación; y así sucesivamente.

Debido al gran número de reacciones posibles, cuando consideramos una gama completa de composiciones iniciales, se pueden definir, teóricamente, un gran número de facies. Por ejemplo, las reacciones que producen sucesivamente biotita, granate y estaurolita en las rocas pelíticas, en general no tendrán lugar como cambios mineralógicos en rocas calcáreas asociadas o en basaltos metamorfizados, bajo las mismas condiciones P-T. Así, los esquistos pelíticos con granate podrían pertenecer a numerosas facies distintas según la mineralogía de un conjunto de rocas asociadas, resultando de ello una mejor subdivisión de las condiciones P-T del metamorfismo. Sin embargo, esta clasificación relativamente compleja resulta difícil de aplicar, por lo que Eskola, desde un punto de vista práctico, propuso

sólo ocho facies, los nombres de las cuales derivan principalmente de las asociaciones minerales desarrolladas en rocas ígneas básicas metamorfizadas. Cada facies abarca un número relativamente grande de asociaciones minerales y cubre una amplia gama de condiciones P-T. Esta amplia gama de condiciones P-T abarcada por cada facies, implica que ciertas composiciones globales que son sensibles a los cambios de P-T presenten varias asociaciones minerales distintas dentro de una misma facies. Por ejemplo, las rocas de las zonas de estaurolita, cianita y sillimanita en el metamorfismo tipo Barrow pertenecen todas a la facies anfibolítica.

En el diagrama P-T de la figura 1.33 se presentan de una manera aproximada los límites de las facies. También figuran las tres curvas que corresponden a las diferentes relaciones P-T que Myashiro dio como tipos «standard» de metamorfismo. En el extremo de alta presión y baja temperatura tenemos el tipo de facies esquisto glaucofánico seguida de los tipos de Barrow y Abukuma (localidad del Japón) a presiones sucesivamente menores. El tipo de Abukuma se aproxima al metamorfismo de Buchan anteriormente discutido. En la misma figura 1.33 se ilustran sus relaciones con las condiciones reinantes durante el metamorfismo de contacto.

BIBLIOGRAFÍA:

K. G. COX, N. B. PRICE Y B. HARTE 1967. An Introduction to the Practical Study of Crystals, Minerals and Rocks. *McGraw-Hill, London.*

A. HARKER 1960. Petrology for Students. *Cambridge University Press.*

Hasta el siglo XVII las rocas y los fósiles presentes en ellas, se interpretaban como restos del Diluvio mencionado en la Biblia, llevándose a cabo poquísimos intentos dedicados a conocer las edades relativas de estos materiales y despreocupándose completamente de la determinación de sus edades absolutas. En 1669 un danés, Nicolaus Steno, estableció las bases de métodos más racionales para determinar la edad de las rocas, formulando la denominada *Ley de Superposición* en la que se indica que, en una serie de estratos sedimentarios, son más viejos aquellos que se encuentran a mayor profundidad y más jóvenes los situados por encima de los anteriores. Esto da lugar a una posible interpretación, de carácter relativo, de los acontecimientos ocurridos en una determinada área. Pero esta idea no se llevó a la práctica hasta principios del siglo XIX en el que el «Padre de la Geología Inglesa», William Smith, se dio cuenta que los estratos son equiparables en distintas áreas siempre que contengan un conjunto similar de fósiles.

Los métodos, utilizando la ley de la superposición y las faunas y floras fósiles, podían solamente dar lugar a una escala *relativa* de tiempos y durante el siglo XIX y principios del XX se hicieron esfuerzos para cuantificarla. Estos métodos para determinar la edad de la Tierra se basaron en cálculos de la velocidad de sedimentación o de acumulación de sales disueltas en el mar. Muchos de estos resultados daban una edad de alrededor de 100 millones de años.

En 1897, el eminente físico Lord Kelvin calculó la edad de la Tierra suponiendo que se había enfriado a partir de un estado inicial de fusión; también partió de estimaciones basadas en suposiciones acerca del origen del calor del Sol y sostuvo que ambos métodos daban una edad de 20 a 40 millones de años. Tan fuerte fue el impacto de estos cálculos y tan grande la magia de su preciso modelo matemático, obtenido por hipótesis al parecer válidas, que se hicieron intentos para encerrar la compleja historia de la Tierra dentro de este período tan corto de tiempo.

Pero Kelvin no conocía que ciertos elementos son inestables y que con el tiempo se desintegran para formar otros. Este proceso de desintegración radiactiva implica la liberación de energía en forma de calor y por lo tanto la solución de Kelvin para el Sol y la Tierra era errónea. Es oportuno hacer notar que los geólogos estaban siguiendo un buen camino. Si no hubieran estado sometidos a un «lavado de cerebro» debido a los argumentos matemáticos de Kelvin, habrían llegado indudablemente a un correcto valor del orden de magnitud de la edad de la Tierra.