PROGRAMA
GEOMORFOLOGÍA, Carrera de Agrimensura, FI, UNLP

UD.1.- Geología, Geomorfología y Geografía Física. Definiciones. Geología, campo de investigación. La Tierra y sus zonas. La atmósfera, litosfera y biosfera. Formas y dimensiones de la Tierra. Curva Hipsográfica. Alcances de la materia. Relaciones con otras disciplinas científicas. Sistemas climáticos.

UD.2.- Rocas que constituyen la Corteza terrestre. Minerales que la componen. Clasificación genética de las rocas: Ígneas, Metamórficas, Sedimentarias. Principales tipos.

UD.3.- Aspectos geológicos generales. Procesos endógenos. Deformaciones de la corteza terrestre. Tectónica global. Deriva continental y Tectónica de Placas.

UD.4.- Cartografía. Mapas topográficos. Escala. Equidistancia. Curvas de nivel. Interpretación de mapas topográficos. Perfiles topográficos. Construcción.

UD.5.- Geomorfología. Principios. Procesos y agentes geomórficos. Ciclo geomórfico. Meteorización: definición. Desintegración y descomposición de rocas. Meteorización mecánica. Meteorización química. Meteorización diferencial.

UD.6.- Suelos: perfiles de suelos y de meteorización. Conceptos, composición y principales tipos. Clasificación de suelos. Factores de formación de suelos. Paleosuelos. Controles y desencadenantes.

UD.7.- Remoción en masa. Clasificación. Flujos rápidos y lentos. Deslizamientos y hundimientos. Flujos de barro y de tierra.

UD.8.-Ciclo fluvial bajo condiciones de clima húmedo. Rasgos de erosión y acumulación. Movimientos del agua. Canalículos, cárcavas, valles. Clasificación de valles. Diseño de drenaje. Diseño individual. Cuenca de drenaje. Terrazas fluviales. Clasificación. Mapas topográficos. Perfiles.

UD.9.- Ciclo fluvial bajo condiciones de clima árido. Rasgos de erosión y acumulación. Piedemonte. Bajada. Pedimento. Playa. Evolución del paisaje bajo estas condiciones. Mapas topográficos. Perfiles.

UD.10.- Acción eólica. Rasgos de erosión y de acumulación. Mecanismo de transporte y sedimentación. Tipos de desiertos. Loess. Evolución del relieve eólico. Mapas topográficos. Perfiles.

UD.11.- Acción glacial. Glaciar, definición. Tipos de glaciares. Formas de erosión y de acumulación. Sedimentos fluvioglaciales. Varves, origen y datación. Mapas topográficos. Perfiles.

UD.12.- Acción marina. Procesos que intervienen. Olas, corrientes marinas, mareas. Reflexión y refracción de olas. Deriva litoral. Costas. Clasificación de costas. Rasgos de acumulación y de erosión marina. Mapas topográficos. Perfiles.

UD.13.- Hidrología, definición. Ciclo hidrológico. Balance hídrico. Aguas subterráneas. Circulación. Concepto de porosidad y permeabilidad.

UD.14.- Geomorfología aplicada a las obras de Ingeniería: emplazamientos urbanos, suburbanos e industriales. Ordenamiento rural. Vías de comunicación. Instalaciones hidráulicas. Geomorfología Ambiental. Riesgos geológicos y antrópicos.

BIBLIOGRAFÍA

- DERREAU, M. **"Geomorfología"**, Ed. Ariel, Barcelona, 1966.
- FOSTER, P.J. **"Geología"**, Ed. Labor, Barcelona, 1973.
- HOLMES, A.; HOLMES, D.I.L. **"Geología Física"**, Ed. Omega, Barcelona, 1980.
- POLANSKI, J. **"Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas"**, Ed. EUDEBA, 1974.
- POLANSKI, J. **"Geología Física General"**, Ed. EUDEBA, 1974.
- STRAHLER, A. **"Geografía Física"**, Ed. Omega, Barcelona, 1979.
- STRAHLER, A.N.; STRAHLER, A.H. **"Geografía Física"**, Ed. Omega, Barcelona, 1994.
- THORNBURY, W. **"Principios de Geomorfología"**, Ed. Kapeluz, 1960.
- TRICART, J. **"La epidermis de la Tierra"**, Ed. Labor, Barcelona, 1966

Los temas a desarrollar en los prácticos serán:

1.- la Tierra, sus formas y dimensiones. Atmósfera, litosfera (composición interna de la tierra), biosfera, hidrósfera. Curva hipsográfica. Este práctico permite ver las diferencias entre cada capa o estrato que afecta el planeta, la composición interna del mismo, así como las diferencias entre alturas máximas y profundidades máximas. Proporción de las mismas

2.- Cartografía. Mapas. Proyecciones. Escala. Equidistancia. Referencias. Hojas topográficas, geológicas y satelitales. Curvas de nivel. Ponderación de relieves, avenamiento, etc. Trazas para el reconocimiento de las estructuras planteadas en la hoja en estudio. Este práctico permite el reconocimiento de escalas y sus cambios. Asimismo permite el reconocimiento de formas y estructuras del paisaje a través de las formas que toman las curvas de nivel.

3.- Tectónica global. Principios de estructuras. Este práctico permite visualizar la dinámica endógena y exógena, con su relación intrínseca e inseparable. Se darán mapas globales con las diferentes placas y las relaciones de bordes entre ellas, que es lo que permite observar la dinámica y movimiento continuo del planeta, con los cambios y modificaciones a corto, mediano y largo plazo.

4.- Construcción de perfiles topográficos, con la incorporación de la geología. Construcción sobrealzada y subalzada. Ver las diferencias. Este práctico permite al alumno aprender a construir un perfil, a mano alzada y en base a datos reales. También le permite, según la futura circunstancia de trabajo ver si necesita sobrealzar o subalzar el perfil para visualizar mejor el panorama de acuerdo a las necesidades laborales.

5.- Estructuras: plegamientos. Tipos, reconocimiento de los elementos que los conforman. En este caso sería bueno contar con las cartas imagen, ya que las mismas permiten una excelente visualización de las mencionadas estructuras como se ven en la realidad del campo. También con los perfiles esquemáticos con los que se ha venido trabajando hasta ahora.

6.- Estructuras: fallas. Ídem anterior.

7.- Geología histórica. Qué es más antiguo? Qué es más nuevo? Evolución de un paisaje. Evolución de un perfil. Este práctico permite, de manera rápida y esquemática dilucidar cuales fueron los eventos y el orden de los mismos en una determinada región. Se presentan imágenes y esquemas para que los alumnos resuelvan.

8.- Geomorfología. Procesos: introducción a los mismos. Reconocimientos de geoformas en diferentes tipos de cartografías. Descripción de la hoja en cuestión. Este práctico permite al alumno la comprensión de la cartografía con la que tenga que trabajar y aprender a redactar un informe a partir de la misma, reconociendo las diferentes formas, estructuras y tipo de paisaje que pueda presentar la hoja, con la posible influencia del clima en el desarrollo del mismo.

Acá se toma el primer parcial.

9.- Meteorización: definición. Meteorización física y química, ejemplos. Suelos, perfil de meteorización y perfil de suelo. Diferencias. Tipos y clasificación de suelos. Este practico introduce al alumno en los procesos geomórficos en si mismos. Define el principio fundamental del origen de los procesos geomórficos.

10.- Erosión, definición. Diferencia con la meteorización. Remoción en masa, ejemplos. En este práctico los alumnos comienzan a ver la dinámica externa o ciclo exógeno y la formación y evolución del paisaje de la tierra.

11.- Condiciones de clima húmedo. Acción fluvial. Condición de capacidad de carga y tipo de flujos. Cursos de agua, cuencas. Diseño de cuencas y diseño individual. Valles y terrazas. Este práctico permite al alumno identificar cursos permanentes y transitorios, su diseño, como labra el curso el paisaje que recorre.

12.- Condiciones de clima árido. Acción fluvial. Cursos de agua. Paisaje: piedemonte, bajada, pedimento, playa. Evolución del paisaje. Este práctico le permite al alumno discernir que pasa con los cursos de agua en un régimen de clima árido y como modelan el paisaje.

13.- Acción eólica. Formas de erosión y de acumulación. Influencia de la dirección de los vientos en el paisaje final y en la forma de depositación del material. Capacidad de transporte y tipos de flujos. En este práctico el alumno no sólo ve las geoformas finales de la acción eólica, sino también como influye la dirección de los vientos predominantes en dicho paisaje.

14.- Acción marina. Corrientes, olas, mareas y deriva litoral. Formas de acumulación y de erosión. Influencia de factores externos a la misma (vientos, ciclo lunar). Tipos de costas. Este práctico permite al alumno ver cómo actúan los mares y océanos sobre las costas (tenemos mucho litoral marino afectado) y como se mueve el agua y la fuerza que posee para modificar el paisaje.

15.- Acción glacial. Tipos de glaciares. Formas de erosión y acumulación. Este práctico permite a los alumnos evaluar el movimiento de avance y retroceso de los glaciares y las geoformas que dejan a su paso en ambos casos.

16.- Geomorfología aplicada a la ingeniería. Geomorfología ambiental. Riesgos naturales y antrópicos.

Acá se toma el segundo parcial.

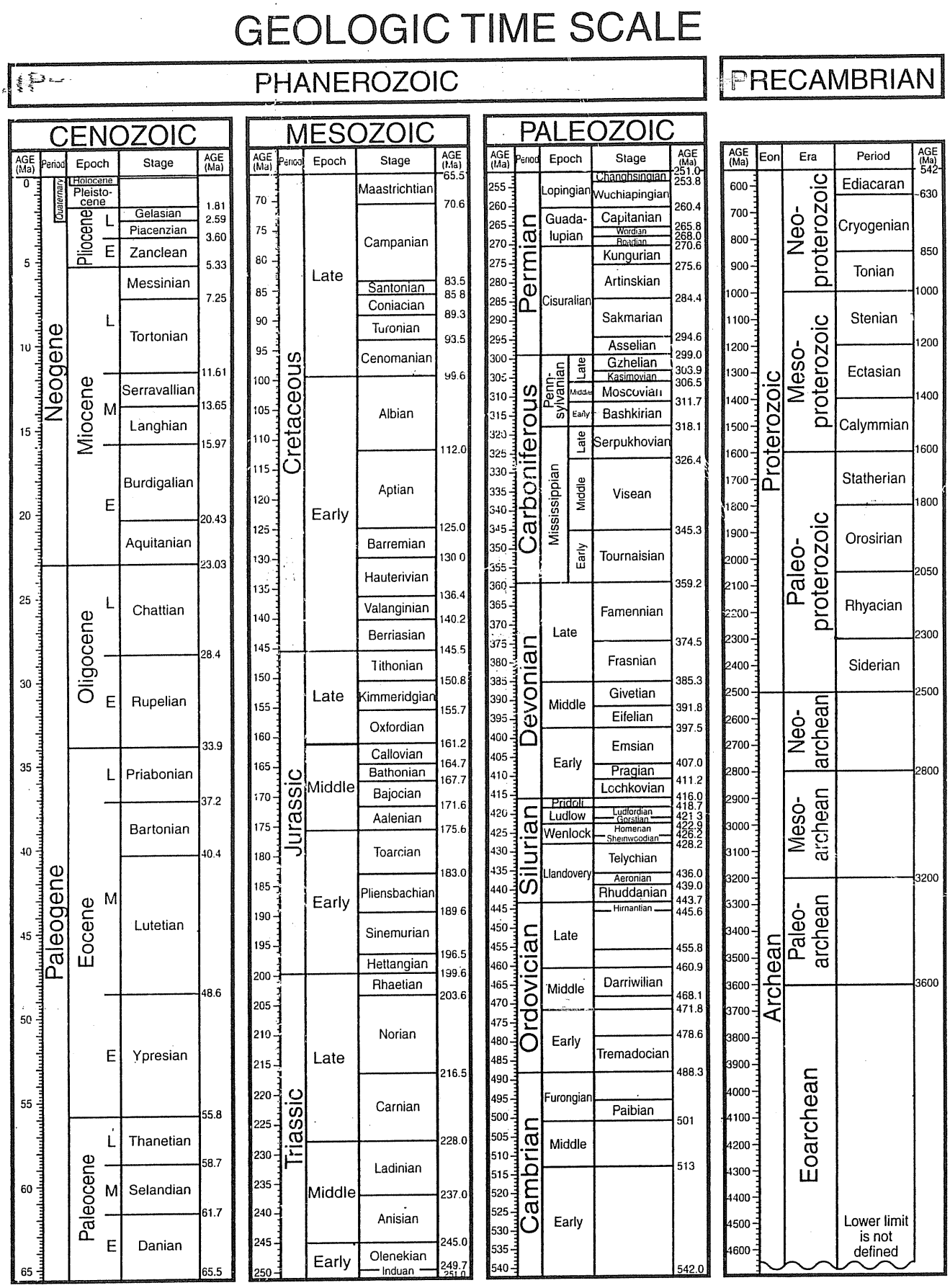


Figure 1.2 Summary of *A Geologic Time Scale 2004*.

CATEDRA GEOL. HISTORICA

Virginia Villamayor

GEOLOGICAL TIMESCALE

D.T.S. (Digital Time Scale, Purdue University)

Saga Petroleum ASA

PHANEROZOIC

CENOZOIC

Ma	PERIOD	EPOCH	AGE	AGE Ma	DURATION my
	Q QUAT.	Ple HOLOCENE / PLEISTOCENE		0.01	1.8
	Ne NEOGENE	Pli PLIOCENE E	Pia Piacenzian	1.8	1.8
			Zan Zanclean	3.6	1.7
		Mio MIOCENE L	Mes Messinian	5.3	1.8
			Tor Tortonian	7.1	4.1
		M	Srv Serravallian	11.2	3.6
			Lan Langhian	14.8	1.6
		E	Bur Burdigalian	16.4	4.1
			Aqt Aquitanian	20.5	3.3
	Pg PALEOGENE	Olig OLIGOCENE L	Cht Chattian	23.8	4.7
			Rup Rupelian	28.5	5.2
		Eoc EOCENE L	Pib Priabonian	33.7	3.3
			Brt Bartonian	37.0	4.3
		M	Lut Lutetian	41.3	7.7
		E	Ypr Ypresian	49.0	5.8
		Pal PALEOCENE L	Tha Thanetian	54.6	3.1
			Sel Selandian	57.9	3.0
		E	Dan Danian	61.0	4.0
65				65.0	

MESOZOIC

Ma	PERIOD	AGE (Boreal scale)	AGE 95% confidence level	DURATION my
65	K CRETACEOUS L	Maa Maastrichtian	65.0 ±0.1	6.3
70		Cmp Campanian	71.3 ±0.5	12.2
80		San Santonian	83.5 ±0.5	2.3
		Con Coniacian	85.8 ±0.5	3.2
90		Tur Turonian	89.0 ±0.5	4.5
		Cen Cenomanian	93.5 ±0.2	5.4
100		Alb Albian	98.9 ±0.6	13.3
110		Apt Aptian	112.2 ±1.1	8.8
120	E	Brm Barremian	121.0 ±1.4	6.0
130		Hau Hauterivian	127.0 ±1.6	5.0
		Vlg Valanginian*	132.0 ±1.9	4.5
140		Rya Ryazanian*	136.5 ±2.2	5.4
	J JURASSIC L	Vol Volgian*	Ber Berriasian 142.0 ±2.6 / Ti Tithonian 145.6	8.8
150		Kim Kimmeridgian*	150.7 ±3.0	3.4
		Oxf Oxfordian	154.1 ±3.3	5.3
160	M	Clv Callovian	159.4 ±3.6	5.0
		Bth Bathonian	164.4 ±3.8	4.8
170		Baj Bajocian	169.2 ±4.0	7.3
		Aal Aalenian	176.5 ±4.0	3.6
180		Toa Toarcian	180.1 ±4.0	9.5
190	E	Plb Pliensbachian	189.6 ±4.0	5.7
		Sin Sinemurian	195.3 ±3.9	6.6
200		Het Hettangian	201.9 ±3.9	3.8
	Tr TRIASSIC L	Rht Rhaetian	205.7 ±4.0	3.9
210		Nor Norian	Sc Sevatian 211.0 / Aln Alaunian 216.0 / Lac Lacinian 220.7 ±4.4	11.1
220		Crn Carnian	Tuv Tuvalian 225.0 / Jul Julian 227.4 ±4.5	6.7
	M	Lad Ladinian	Lon Longobardian 231.4 / Fas Fassanian 234.3 ±4.6	6.9
230		Ans Anisian	Ill Illyrian 236.1 / Pel Pelsonian 237.5 / Bit Bithynian 239.4 / Aeg Aegean 241.7 ±4.7	7.4
240	E	Olenekian	Spathian 243.2 / Smithian 244.8 ±4.8	3.1
245		Induan	Griesbachian 248.2 ±4.8	3.4

PALEOZOIC

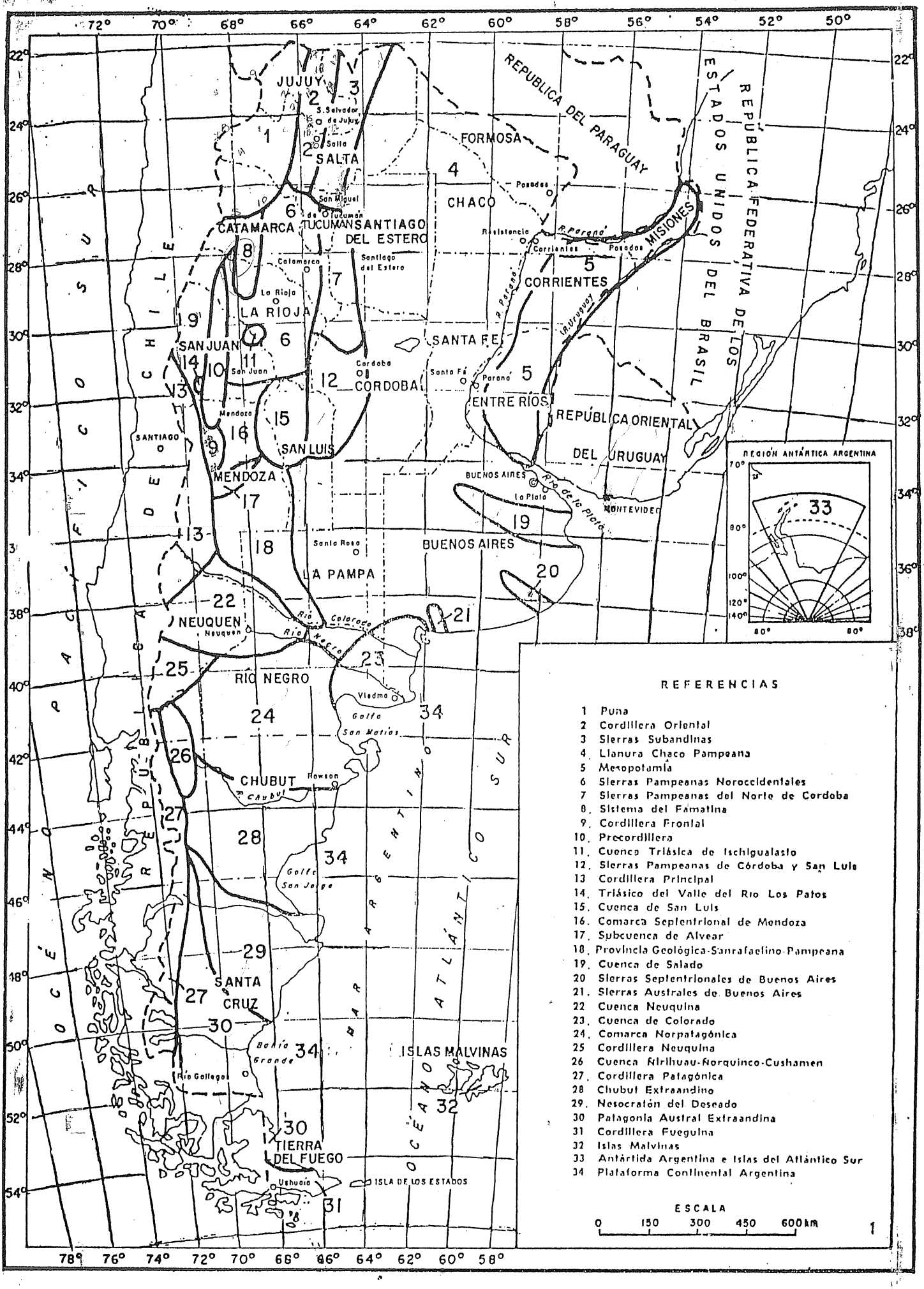
Ma	PERIOD	EPOCH / AGE	AGE Ma	DURATION my
248.2	P PERMIAN L	Tat Tatarian	252.1	3.9
		Kaz Ufimian - Kazanian	256.0	3.9
260		Kun Kungurian	260.0	4.0
	E	Art Artinskian	269.0	9.0
		Sak Sakmarian	282.0	13.0
280		Ass Asselian	290.0	8.0
	C CARBONIFEROUS L PENNSYLVANIAN	Pen Gze Gzelian (Stephanian)	296.5	6.5
300		Kas Kasimovian (Stephanian)	303.0	6.5
		Mos Moscovian (Westphalian)	311.0	8.0
		Bsh Bashkirian (Namurian)	323.0	12.0
320	M MISSISSIPPIAN	Spk Serpukhovian	327.0	4.0
		Vis Visean	342.0	15.0
340	E	Tou Tournaisian	354.0	12.0
	D DEVONIAN L	Fam Famennian	364.0	10.0
360		Frs Frasnian	370.0	6.0
	M	Giv Givetian	380.0	10.0
380		Eif Eifelian	391.0	11.0
	E	Ems Emsian	400.0	9.0
400		Pra Praghian	412.0	12.0
		Loc Lochkovian	417.0	5.0
420	S SILURIAN L	Pri Pridoli	419.0	2.0
		Lud Ludlow	423.0	4.0
		Wen Wenlock	428.0	5.0
440	E	Llo Llandovery	443.0	15.0
	O ORDOVICIAN L	Ash Ashgillian	449.0	6.0
		Car Caradoc	458.0	9.0
460	M	Lld Llandeilo	464.0	6.0
		Lvn Llanvirnian	470.0	6.0
480		Arn Arenig	485.0	15.0
	E	Tre Tremadoc	495.0	10.0
500	Cm CAMBRIAN L	Gun	505.0	10.0
			518.0	13.0
520	M	Len Lenian	524.0	6.0
		Atd Atdabanian	530.0	6.0
		Tom Tommotian	534.0	4.0
540	E	Nem Nemakitian-Daldynian	545.0	11.0

Cenozoic: Berggren, W.A., et al., 1995 - SEPM Spec. Publ. 54: 130-212

Mesozoic: Gradstein, F.M. et al., 1995 - SEPM Spec. Publ. 54: 95-126

Paleozoic: Tucker, R. & McKerrow, W., 1995 - Can. J. Earth Sciences 32: 368-379. Harland, W. et al., 1990 - Cambridge Univ. Press. Ogg, J. et al., 1995 - Digital Time Scale of the Phanerozoic, Purdue Univ. McKerrow, W. et al., 1985 - Geol. Soc. London Memoir 10: 73-80. Roberts, J. et al., 1995 - SEPM Spec. Publ. 54: 24-40.

Cenozoic	Cretaceous	Jurassic	Triassic	Permian	Carboniferous	Devonian	Silurian	Ordovician	Cambrian
0 Ma	65	142	205.7	248.2	290	354	417	443	495	545



Mapa de ubicación de las regiones estudiadas.

II Simp. Geol. Reg. Arg.. Acad. Nac. Cs. Córdoba. 1979.

Ciencias de la Tierra

UNA INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA FÍSICA

Sexta edición

Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens
Illinois Central College

Traducción:
Ana María Rubio

Revisión técnica:
Manuel Pozo Rodríguez
José Manuel González Casado
Universidad Autónoma de Madrid

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

Datos de catalogación bibliográfica

Edward J. Tarbuck, Frederick K. Lutgens
Ciencias de la Tierra
PRENTICE HALL, Madrid, 1999

ISBN edición española: 84-8322-180-2
ISBN edición latinoamericana: 84-8322-282-5
Materia: Geología, 55

Formato 21,5 x 27 Páginas: 616

Edward J. Tarbuck, Frederick K. Lutgens
Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física

No está permitida la reproducción total o parcial de esta obra
ni su tratamiento o transmisión por cualquier medio o método
sin autorización escrita de la Editorial.

DERECHOS RESERVADOS
© 2000 respecto a la primera edición en español por:
Pearson Educación, S. A.
C/ Núñez de Balboa, 120
28006 Madrid

ISBN edición española: 84-8322-180-2
ISBN edición latinoamericana: 84-8322-282-5
Depósito Legal: M-3470-2003

Última reimpresión, 2003

Traducido de: Earth. An introduction to Physical Geology, 6th. ed.
Copyright © 1999 y Prentice Hall, Inc.
ISBN: 0-13-974122-4

Edición en español
Editora: Isabel Capella
Asistente editorial: Ana Isabel García
Editor de producción: Pedro Aguado
Cubierta: Digraf
Composición: REPROGRÁFICAS MALPE, S.A.
Impreso por: ORYMU

IMPRESO EN ESPAÑA - PRINTED IN SPAIN

Este libro ha sido impreso con papel y tintas ecológicos

Resumen del contenido

Prólogo xvii

Capítulo 1

Introducción a la Geología 1

Capítulo 2

Materia y minerales 29

Capítulo 3

Rocas ígneas 57

Capítulo 4

Actividad volcánica y plutónica 81

Capítulo 5

Meteorización y suelo 111

Capítulo 6

Rocas sedimentarias 131

Capítulo 7

Rocas metamórficas 153

Capítulo 8

El tiempo geológico 173

Capítulo 9

Procesos gravitacionales 197

Capítulo 10

Corrientes de aguas superficiales 213

Capítulo 11

Aguas subterráneas 243

Capítulo 12

Glaciares y glaciaciones 267

Capítulo 13

Desiertos y vientos 295

Capítulo 14

Líneas de costa 313

Capítulo 15

Deformación de la corteza 335

Capítulo 16

Los terremotos 357

Capítulo 17

El interior de la Tierra 385

Capítulo 18

El fondo oceánico y la expansión del fondo oceánico 403

Capítulo 19

Tectónica de placas 423

Capítulo 20

Formación de las montañas y evolución de los continentes 463

Capítulo 21

Energía y recursos minerales 483

Capítulo 22

Geología planetaria 511

Índice de contenido

Este icono del CD-ROM GEODe II aparece cuando un texto se corresponde con una actividad del GEODe II.

Prólogo xvii

Capítulo 1

Introducción a la Geología 1

Algunas reseñas históricas acerca de la Geología 2
Catastrofismo 2
Nacimiento de la Geología moderna 2
Tiempo geológico 5
La datación relativa y la escala de tiempo geológico 5
La magnitud del tiempo geológico 7
Naturaleza de la investigación científica 7
Hipótesis 8
Teoría 9
El método científico 9
Una visión de la Tierra 9
Hidrosfera 10
Atmósfera 11
Biosfera 12
Tierra sólida 12
El origen de la Tierra 15
Estructura interna de la Tierra 16
Capas que componen la Tierra 17
Capas mecánicas 17
La Tierra dinámica 19
Tectónica de placas 19
Límites de placas 20
La Tierra como un sistema: el ciclo de las rocas 22
Ciclo básico 22
Caminos alternativos 24
El ciclo de las rocas y la tectónica de placas 24
Resumen del capítulo 24
Preguntas de repaso 26
Términos fundamentales 27

Recuadro 1.1 La geología: una ciencia ambiental 3
Recuadro 1.2 ¿Se mueven los glaciares? Una aplicación del método científico 8
Recuadro 1.3 La Tierra como un sistema 12

Capítulo 2

Materia y minerales 29

Minerales: Componentes básicos de las rocas 30
Composición de los minerales 31
Estructura atómica 33
Enlace 33
Isótopos y radiactividad 36
Estructura de los minerales 37
Propiedades físicas de los minerales 38
Forma cristalina 38
Brillo 39
Color 40
Raya 40
Dureza 40
Exfoliación 40
Fractura 41
Peso específico 41
Otras propiedades de los minerales 41
Grupos de minerales 42
Los silicatos 42
Silicatos comunes 47
Minerales no silicatados importantes 51
Resumen del capítulo 53
Preguntas de repaso 54
Términos fundamentales 55

Recuadro 2.1 Asbesto: ¿cuáles son los riesgos? 44
Recuadro 2.2 Piedras preciosas 52

Capítulo 3

Rocas ígneas 57

Cristalización de un magma 58
Texturas ígneas 59
Factores que afectan al tamaño de los cristales 59
Tipos de texturas ígneas 59
Composiciones ígneas 62
Serie de reacción de Bowen 63
Diferenciación magmática 65
Asimilación y mezcla de magmas 66
Denominación de las rocas ígneas 67
Tipos de rocas ígneas 67
Rocas félsicas (graníticas) 69
Rocas intermedias (andesíticas) 71
Rocas máficas (basálticas) 72
Rocas piroclásticas 72

Tectónica de placas y rocas ígneas 74
Origen de los magmas 74
Fusión parcial y composiciones magmáticas 76
Resumen del capítulo 77
Preguntas de repaso 78
Términos fundamentales 79

Recuadro 3.1 Láminas delgadas e identificación de las rocas 68

Capítulo 4
Actividad volcánica y plutónica 81

Naturaleza de las erupciones volcánicas 83
Factores que afectan a la viscosidad 83
Importancia de los gases disueltos 83
Materiales expulsados durante una erupción 85
Coladas de lava 85
Gases 87
Materiales piroclásticos 87
Volcanes y erupciones volcánicas 88
Volcanes en escudo 88
Conos de cenizas 90
Conos compuestos 91
Otras formas volcánicas 93
Calderas y coladas piroclásticas 93
Erupciones fisurales y llanuras de lava 94
Domos de lava 94
Chimeneas y pitones volcánicos 96
Actividad ígnea plutónica 97
Naturaleza de los plutones 97
Emplazamiento de los batolitos 101
Tectónica de placas y actividad ígnea 102
Actividad ígnea en los centros de expansión 103
Actividad ígnea en las zonas de subducción 104
Actividad ígnea intraplaca 105
Volcanes y clima 107
Resumen del capítulo 108
Preguntas de repaso 109
Términos fundamentales 109

Recuadro 4.1 El monte Santa Elena: anatomía de una erupción 84
Recuadro 4.2 Tamaño de los volcanes 89
Recuadro 4.3 Crisis volcánica en Montserrat 96

Capítulo 5
Meteorización y suelo 111

Meteorización 112
Meteorización mecánica 112
Fragmentación por el hielo (gelifracción) 113
Descompresión 114
Expansión térmica 114
Actividad biológica 115
Meteorización química 115
Disolución 115
Oxidación 116
Hidrólisis 116
Alteraciones causadas por la meteorización química 118
Velocidades de meteorización 119
Características de la roca 119
Clima 120
Meteorización diferencial 121
Suelo 121
Una interfase en el sistema Tierra 121
¿Qué es el suelo? 121
Factores en la formación del suelo 122
Roca madre 122
Tiempo 122
Clima 123
Plantas y animales 123
Pendiente 124
El perfil del suelo 124
Tipos de suelo 125
Pedalfer 125
Pedocal 126
Laterita 126
Erosión del suelo 127
Cómo se erosiona el suelo 127
Velocidad de erosión 128
Sedimentación y contaminación química 128
Resumen del capítulo 129
Preguntas de repaso 130
Términos fundamentales 130

Recuadro 5.1 Precipitaciones ácidas: un impacto humano sobre el sistema Tierra 117

Capítulo 6
Rocas sedimentarias 131

Tipos de rocas sedimentarias 132
Rocas sedimentarias detríticas 132
Lutita 133
Arenisca 134
Conglomerado y brecha 136
Rocas sedimentarias químicas 137
Caliza 138

Dolomía 139
Rocas silíceas (Sílex) 139
Evaporitas 139
Carbón 140
Transformación del sedimento en roca sedimentaria 141
Clasificación de las rocas sedimentarias 142
Ambientes sedimentarios 143
Estructuras sedimentarias 144
Fósiles: evidencias de vida en el pasado 147
Resumen del capítulo 150
Preguntas de repaso 151
Términos fundamentales 152

Recuadro 6.1 Sedimentos del fondo oceánico y cambio climático 144
Recuadro 6.2 Tipos de fosilización 148

Capítulo 7

Rocas metamórficas 153

Ambientes metamórficos 154
Factores del metamorfismo 155
El calor como factor metamórfico 155
Presión y esfuerzo como factores metamórficos 155
La actividad química como factor metamórfico 155
Cómo el metamorfismo cambia las rocas 156
Cambios texturales 156
Cambios mineralógicos 158
Rocas metamórficas comunes 159
Rocas foliadas 159
Rocas no foliadas 161
Metamorfismo de contacto 162
Metamorfismo en zonas de falla 164
Metamorfismo regional 164
Zonas de metamorfismo regional 164
Metamorfismo y tectónica de placas 167
Ambientes metamórficos antiguos 169
Resumen del capítulo 169
Preguntas de repaso 170
Términos fundamentales 171

Capítulo 8

El tiempo geológico 173

La geología necesita una escala temporal 174
Datación relativa: principios clave 174
Ley de la superposición 174
Principio de la horizontalidad original 176
Principio de intersección 176
Inclusiones 176
Discontinuidades estratigráficas 177
Utilización de los principios de datación relativa 178
Correlación de las capas rocosas 179
Correlación por criterios físicos 179
Fósiles y correlación 180
Datación absoluta con radiactividad 183
Radiactividad 183
Periodo de semidesintegración 185
Datación radiométrica 185
Escala de tiempo geológico 188
Estructura de la escala temporal 188
El Precámbrico 191
Dificultades para fechar la escala de tiempo geológico 192
Resumen del capítulo 193
Preguntas de repaso 194
Términos fundamentales 195

Recuadro 8.1 Métodos primitivos de datación de la Tierra 175
Recuadro 8.2 La extinción KT 190

Capítulo 9

Procesos gravitacionales 197

Procesos gravitacionales y desarrollo de las formas del terreno 198
Controles y desencadenantes de los procesos gravitacionales 198
Papel del agua 199
Pendientes sobreempinadas 199
Vegetación 200
Terremotos como desencadenantes 200
Clasificación de los procesos gravitacionales 200
Tipo de material 200
Tipo de movimiento 200
Velocidad de movimiento 201
Desplomes 202
Deslizamiento de rocas 203
Flujo de derrubios 204
Flujos de derrubios en las regiones semiáridas 205
Lahares 206
Flujos de tierra 208
Movimientos lentos 208
Reptación 208
Solifluxión 209
Resumen del capítulo 211
Preguntas de repaso 212
Términos fundamentales 212

Recuadro 9.1 El desastre de la presa de Vaiont 199
Recuadro 9.2 Reducción de los riesgos del flujo de derrubios en la región de la Bahía de San Francisco 206
Recuadro 9.3 El paisaje del sensible permafrost 210

Capítulo 10
Corrientes de aguas superficiales 213

La Tierra como sistema: el ciclo hidrológico 214
Las aguas de escorrentía 216
Flujo de corriente 216
Gradiente y características de cauce 217
Caudal 217
Cambios corriente abajo 218
Nivel de base y corrientes gradadas 220
Erosión de las corrientes fluviales 222
Transporte del sedimento por las corrientes 223
Carga disuelta 223
Carga suspendida 223
Carga de fondo 224
Capacidad y competencia 224
Depósito de sedimentos por las corrientes fluviales 225
Depósitos de canal 225
Depósitos de llanura de inundación 226
Abanicos aluviales y deltas 227
Valles fluviales 230
Valles estrechos 231
Valles anchos 232
Meandros encajados y terrazas fluviales 234
Redes de drenaje 234
Modelos de drenaje 235
Erosión remontante y captura 235
Inundaciones y control de la inundación 236
Causas de las inundaciones 236
Control de las inundaciones 238
Resumen del capítulo 240
Preguntas de repaso 241
Términos fundamentales 242

Recuadro 10.1 El efecto de la urbanización sobre el caudal 219

Capítulo 11
Aguas subterráneas 243

Importancia de las aguas subterráneas 244
Distribución de las aguas subterráneas 245
El nivel freático 245
Factores que influyen en el almacenamiento y la circulación de las aguas subterráneas 247
Porosidad 247
Permeabilidad, acuicluidos y acuíferos 247
Circulación de las aguas subterráneas 248
Manantiales o fuentes 249
Fuentes termales y géiseres 249
Pozos 252
Pozos artesianos 253
Problemas asociados con la extracción del agua subterránea 254
Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable 254
Subsidencia 255
Contaminación salina 255
Contaminación del agua subterránea 257
El trabajo geológico del agua subterránea 259
Grutas, cavernas, cuevas 259
Topografía cárstica 261
Resumen del capítulo 262
Preguntas de repaso 264
Términos fundamentales 265

Recuadro 11.1 Subsidencia del terreno en el valle de San Joaquín 256
Recuadro 11.2 La dolina del Winter Park 263

Capítulo 12
Glaciares y glaciaciones 267

Los glaciares: una parte del ciclo hidrológico 268
Glaciares de valle (alpinos) 268
Glaciares de casquete 269
Otros tipos de glaciares 270
Formación del hielo glaciar 270
Movimiento de un glaciar 271
Velocidades de movimiento de un glaciar 271
Balance de un glaciar 272
Erosión glaciar 274
Formas creadas por la erosión glaciar 275
Valles glaciares 276
Aristas y horns 277
Rocas aborregadas 277
Depósitos glaciares 277
Formas compuestas por tills 278
Morrenas terminales y de fondo 279
Morrenas laterales y medianas 281

Drumlins 281
Formas constituidas por derrubios glaciares estratificados 282
Llanuras aluviales y trenes de valle 282
Depósitos en contacto con el hielo 283
La teoría glaciar y el periodo glacial cuaternario 284
Algunos efectos indirectos de los glaciares del periodo glacial cuaternario 286
Causas de las glaciaciones 288
Tectónica de placas 289
Variaciones en la órbita de la Tierra 290
Resumen del capítulo 292
Preguntas de repaso 293
Términos fundamentales 294

Recuadro 12.1 Cambio climático registrado en el hielo glaciar 289

Capítulo 13

Desiertos y vientos 295

Distribución y causas de las regiones secas 296
Desiertos de latitudes bajas 296
Desiertos de latitudes medias 296
Procesos geológicos en climas áridos 298
Meteorización 298
Papel del agua 299
"Basin and Range": la evolución de un paisaje desértico 300
Transporte de sedimentos por el viento 301
Carga de fondo 301
Carga en suspensión 303
Erosión eólica 303
Deflación, depresiones de deflación y pavimento desértico 303
Abrasión 303
Depósitos eólicos 304
Depósitos de arena 304
Tipos de dunas de arena 306
Depósitos de loess (limo) 309
Resumen del capítulo 309
Preguntas de repaso 310
Términos fundamentales 311

Recuadro 13.1 Conceptos habituales erróneos sobre los desiertos 301
Recuadro 13.2 Desertización: un problema medioambiental mundial 308

Capítulo 14

Líneas de costa 313

Olas 314
Características de las olas 314
Tipos de olas 315
Erosión causada por las olas 316
Refracción de las olas y transporte litoral 317
Características de la línea de costa 318
Acantilados litorales y plataformas de abrasión 320
Arcos, chimeneas, flechas y barras 320
Islas barrera 321
Evolución de la costa 321
Problemas de erosión de la línea de costa 322
Malecones y espigones 323
Rompeolas y diques 325
Alimentación de playa 326
Abandono y traslado 326
Comparación de las costas de tipo Atlántico y de tipo Pacífico 326
Costas de emersión y de inmersión 328
Mareas 329
Causas de las mareas 330
Mareas vivas y mareas muertas 330
Corrientes mareales 331
Mareas y rotación de la Tierra 332
Resumen del capítulo 332
Preguntas de repaso 334
Términos fundamentales 334

Recuadro 14.1 Las tierras húmedas costeras desaparecen de Louisiana 319
Recuadro 14.2 Tormentas costeras: un conflicto entre la humanidad y la naturaleza 324
Recuadro 14.3 ¿Está causando elevación del nivel del mar el calentamiento mundial? 327

Capítulo 15

Deformación de la corteza 335

Deformación 336
Esfuerzo y deformación 336
Tipos de deformación 337
Cartografía de las estructuras geológicas 339
Dirección y buzamiento 340
Pliegues 340
Tipos de pliegues 342
Domos y cubetas 343
Fallas 344

Fallas con desplazamiento vertical 345
Fallas de desplazamiento horizontal 348
Diaclasas 351
Resumen del capítulo 354
Preguntas de repaso 355
Términos fundamentales 355

Recuadro 15.1 El sistema de fallas de San Andrés 352

Capítulo 16
Los terremotos 357

¿Qué es un terremoto? 358
Terremotos y fallas 358
Rebote elástico 360
Sismos precursores y réplicas 362
Fuerzas tectónicas y terremotos 362
Sismología 362
Localización de un terremoto 366
Cinturones sísmicos 367
Profundidades sísmicas 367
Intensidad y magnitud de los terremotos 369
Destrucción causada por los terremotos 373
Destrucción causada por las vibraciones sísmicas 373
Tsunamis 374
Deslizamientos y subsidencia del terreno 377
Incendios 377
¿Pueden predecirse los terremotos? 378
Predicciones a corto plazo 378
Pronósticos a largo plazo 380
Resumen del capítulo 382
Preguntas de repaso 383
Términos fundamentales 384

Recuadro 16.1 Terremotos perjudiciales al este de las Rocosas 359
Recuadro 16.2 Amplificación de las ondas y riesgos sísmicos 375

Capítulo 17
El interior de la Tierra 385

Sondeo del interior de la Tierra 386
Naturaleza de las ondas sísmicas 386
Ondas sísmicas y estructura de la Tierra 388
Capas composicionales 389
Capas mecánicas 389
Descubrimiento de los límites principales de la Tierra 389
Discontinuidad de Mohorovicic 389
Límite núcleo-manto 392
Descubrimiento del núcleo interno 392
Corteza 393
Manto 394
Litosfera y astenosfera 396
Núcleo 397
Densidad y composición 397
Origen 397
Campo magnético terrestre 397
Máquina térmica del interior de la Tierra 398
Flujo de calor en la corteza 398
Convección del manto 398
Resumen del capítulo 399
Preguntas de repaso 400
Términos fundamentales 400

Capítulo 18
El fondo oceánico y la expansión del fondo oceánico 403

Cartografía del fondo oceánico 404
Márgenes continentales 405
Márgenes continentales pasivos 405
Márgenes continentales activos 407
Cañones submarinos y corrientes de turbidez 407
Características de las cuencas oceánicas profundas 409
Fosas submarinas 409
Llanuras abisales 409
Montes submarinos 410
Arrecifes de coral y atolones 410
Sedimentos del fondo oceánico 412
Tipos de sedimentos del fondo oceánico 412
Dorsales centrooceánicas 413
Expansión del fondo oceánico 416
Velocidades de expansión y topografía de las dorsales 416
Estructura de la corteza oceánica 417
Resumen del capítulo 419
Preguntas de repaso 420
Términos fundamentales 421

Recuadro 18.1 Recursos procedentes del fondo oceánico profundo 413

Capítulo 19
Tectónica de placas 423

Deriva continental: una idea que se adelantó a su época 424
Encaje de los continentes 424

Evidencias fósiles 425
Tipos de rocas y semejanzas estructurales 427
Evidencias paleoclimáticas 427
El gran debate 428
Objeciones a la hipótesis de la deriva continental 429
La deriva continental y el método científico 429
Deriva continental y paleomagnetismo 430
Paleomagnetismo 430
Deriva polar 431
Comienzo de una revolución científica 432
Expansión del fondo oceánico 432
Inversiones magnéticas 434
Tectónica de placas: una versión moderna de una idea antigua 436
Bordes de placa 437
Bordes divergentes 437
Bordes convergentes 442
Convergencia océano-continente 443
Convergencia océano-océano 445
Convergencia continente-continente 446
Bordes de falla transformante (bordes pasivos) 447
Comprobación del modelo de la tectónica de placas 450
Tectónica de placas y terremotos 450
Pruebas procedentes de sondeos oceánicos 452
Puntos calientes 454
Pangea: antes y después 455
Fragmentación de Pangea 455
Antes de Pangea 458
Mecanismo impulsor 458
Corrientes de convección 458
Empuje y arrastre de las placas 458
Plumas ascendentes y placas descendentes 460
Resumen del capítulo 460
Preguntas de repaso 461
Términos fundamentales 462

Capítulo 20

Formación de las montañas y evolución de los continentes 463

Cinturones montañosos 464
Isostasia y levantamiento de la corteza 464
Pruebas del levantamiento de la corteza 464
¿Tienen raíces las montañas? 466
Isostasia 466
Formación de las montañas 468
Estructura de las montañas 470
Formación de montañas en los bordes convergentes 470
Zonas convergentes de tipo andino 471
Colisiones continentales 473
Orogénesis y acreción continental 476
Origen y evolución de la corteza continental 477
Evolución temprana de los continentes 477
Evolución gradual de los continentes 477
Resumen del capítulo 480
Preguntas de repaso 481
Términos fundamentales 481

Capítulo 21

Energía y recursos minerales 483

Recursos renovables y no renovables 484
Recursos energéticos 485
Carbón 486
Petróleo y gas natural 487
Formación del petróleo 487
Trampas petrolíferas 488
Algunos efectos ambientales de la combustión de los combustibles fósiles 489
Contaminación del aire urbano 489
El dióxido de carbono y el calentamiento global 489
Arenas asfálticas y lutitas bituminosas: ¿petróleo para el futuro? 490
Arenas asfálticas 493
Lutitas bituminosas 493
Fuentes de energía alternativas 494
Energía nuclear 495
Energía solar 496
Energía eólica 496
Energía hidroeléctrica 497
Energía geotérmica 497
Energía mareal 498
Recursos minerales 499
Recursos minerales y procesos ígneos 501
Segregación magmática 501
Diamantes 502
Soluciones hidrotermales 503
Recursos minerales y procesos metamórficos 503
Meteorización y yacimientos de menas 504
Bauxita 504
Otros depósitos 505
Depósitos de placeres 505
Recursos minerales no metálicos 506
Materiales de construcción 507
Minerales industriales 507
Resumen del capítulo 508
Preguntas de repaso 509
Términos fundamentales 510

Recuadro 21.1 Algunas posibles consecuencias de un calentamiento global 492

Capítulo 22

Geología planetaria 511

Los planetas: una visión de conjunto 512
Origen y evolución de los planetas 515
La Luna 516
Superficie lunar 516
Historia lunar 519
Los planetas: características generales 521
Mercurio 521
Venus 522
Marte 523
Júpiter 526
Saturno 529
Urano y Neptuno 531
Plutón 532
Cuerpos menores del Sistema Solar 534
Asteroides 534
Cometas 534
Meteoritos 537
Resumen del capítulo 538
Preguntas de repaso 539
Términos fundamentales 540

Recuadro 22.1 ¿Está la Tierra en una dirección de colisión? 535

Apéndice A

Minerales comunes de la corteza terrestre A-1

Apéndice B

Mapas topográficos B-1

Glosario G-1

Índice analítico I-1

Prólogo

La Tierra es una parte *muy* pequeña de un vasto universo, pero es nuestro hogar. Proporciona los recursos que sostienen nuestra sociedad moderna y los ingredientes necesarios para mantener la vida. Por consiguiente, el conocimiento y la comprensión de nuestro planeta son cruciales para nuestro bienestar social y, de hecho, son vitales para nuestra supervivencia.

En los últimos años, las publicaciones de los medios de comunicación han aumentado cada vez más nuestro conocimiento de las fuerzas geológicas que actúan en nuestro ambiente físico. Las noticias de los informativos retratan gráficamente la fuerza violenta de una erupción volcánica, la devastación general causada por un terremoto de gran intensidad y el gran número de personas que se quedan sin hogar a causa de las inundaciones y las avenidas de agua. Acontecimientos como estos, y otros muchos, son destructivos para la vida y las propiedades y debemos ser capaces de comprenderlos y afrontarlos. La comprensión y preparación para esos acontecimientos precisa saber cómo se hace la ciencia y los principios científicos que influyen en nuestro planeta, sus rocas, montañas, atmósfera y océanos.

La sexta edición de *Ciencias de la Tierra: una introducción a la Geología física*, como sus predecesoras, es un texto universitario pensado para estudiantes que cursan su primer año de Geología. Hemos intentado escribir un texto que no sólo sea informativo y esté actualizado, sino también que sea muy utilizable.

Características que lo distinguen

Facilidad de lectura

El lenguaje de este libro es directo y está *escrito para entenderse con facilidad.* Se ha procurado que los comentarios sean claros y de fácil lectura, con un mínimo de lenguaje técnico. Los títulos y subtítulos frecuentes ayudan a los estudiantes a seguir el argumento y a identificar las ideas importantes presentadas en cada capítulo. En esta sexta edición se ha conseguido una mayor facilidad de lectura al examinar la organización y el flujo de los capítulos y al escribir en un estilo más personal. Hay grandes secciones del libro que se han vuelto a escribir prácticamente en un esfuerzo por hacer más comprensible el material.

Ilustraciones y fotografías

La geología es muy visual y, por consiguiente, las fotografías y el material gráfico son una parte muy importante de un libro introductorio. *Ciencias de la Tierra, sexta edición,* contiene docenas de fotografías de gran calidad que fueron cuidadosamente seleccionadas para ayudar a comprender, añadir realismo y estimular el interés del lector.

Las ilustraciones de cada nueva edición de *Ciencias de la Tierra* van siendo cada vez mejores. En la sexta edición se han vuelto a diseñar más de 150 gráficos. Las nuevas figuras ilustran las ideas y los conceptos de forma más clara y realista que en ninguna de las ediciones anteriores. El programa artístico fue llevado a cabo por Dennis Tasa, un artista con talento y reputado ilustrador de las ciencias de la Tierra.

Concentración en el aprendizaje

Nuevo en la sexta edición: Para contribuir al aprendizaje del estudiante, cada capítulo concluye ahora con un *Resumen del capítulo.* Cuando ha acabado un capítulo, tres dispositivos útiles ayudan a los estudiantes a repasar. En primer lugar, el *Resumen del capítulo* recapitula todos los puntos importantes, luego hay una lista de *Términos fundamentales* con referencia a la página; esto va seguido de las *Preguntas de repaso,* que ayudan al estudiante a examinar sus conocimientos de hechos e ideas importantes.

La Tierra como un sistema

Un aspecto importante de la ciencia moderna ha sido nuestro descubrimiento de que la Tierra es un sistema multidimensional gigante. Nuestro planeta consta de muchas partes separadas; pero interactuantes. Un cambio en una parte puede producir cambios en otra o en todas las demás, a menudo de maneras que no son obvias ni evidentes inmediatamente. Aunque no es posible estudiar el sistema entero de una vez, es posible desarrollar un conocimiento y apreciación del concepto y de muchas de las interrelaciones importantes del sistema. Con esto como objetivo, se han añadido una serie de títulos y recuadros a la sexta edición de *Ciencias de la Tierra.*

Aspectos ambientales

Dado que es necesario conocer nuestro planeta y cómo funciona para nuestra supervivencia y bienestar, el tratamiento de los temas ambientales y de recursos ha sido siempre una parte importante de *Ciencias de la Tierra.* Esos aspectos sirven para ilustrar la importancia y la aplicación del conocimiento geológico. El texto integra una gran cantidad de información sobre la relación entre las personas y el ambiente físico y explora las aplicaciones de la geología para comprender y resolver problemas que surgen de esas interacciones.

Se mantiene el enfoque sobre los principios básicos y la flexibilidad del profesor

El objetivo principal de la sexta edición sigue siendo el mismo que el de las cinco primeras: fomentar el conocimiento básico de la geología física. En la medida de lo posible, hemos intentado proporcionar al lector un sentido de las técnicas de observación y de los procesos de razonamiento que constituyen la disciplina de la geología.

La organización del texto se mantiene intencionadamente tradicional. Después de una visión general de la geología en el capítulo introductorio, nos dedicamos a una discusión de los materiales de la Tierra y los procesos relacionados del volcanismo y la meteorización. A continuación, la discusión de un tema más básico, el tiempo geológico, va seguido de un examen de la acción geológica de la gravedad, el agua, el viento y el hielo en la modificación y escultura de los paisajes. Después de esta ojeada a los procesos externos, examinamos la estructura interna de la Tierra y los procesos que deforman las rocas y dan lugar a las montañas. Por último, el texto concluye con capítulos dedicados a los recursos y al Sistema Solar. Esta organización concreta se seleccionó en gran medida para acomodar el estudio de los minerales y las rocas en el laboratorio, que normalmente se tiene lugar al principio del curso.

Comprendiendo que algunos profesores prefieren estructurar sus cursos a su manera, hicimos cada capítulo independiente, de modo que puedan enseñarse los distintos capítulos en una secuencia diferente. Por tanto, el profesor que desee comentar los terremotos, la tectónica de placas y la formación de las montañas antes de tratar los procesos de erosión, podrá hacerlo sin dificultad. También optamos por introducir la tectónica de placas en el primer capítulo, de modo que esta importante teoría pudiera incorporarse en los lugares apropiados a lo largo del texto.

Más sobre la sexta edición

Además de añadir resúmenes de los capítulos, un nuevo tema sobre "La Tierra como un sistema" y hacer cambios sustanciales en los programas de fotografía y de ilustraciones, hay muchas más cosas nuevas en esta sexta edición.

La sexta edición de *Ciencias de la Tierra* representa una revisión exhaustiva. *Todas* las partes del libro se examinaron con sumo cuidado con el doble objetivo de mantener los temas actuales y mejorar la claridad de la exposición del texto. Teniendo en cuenta lo que nos han comentado los revisores y nuestros estudiantes, creemos que hemos tenido éxito.

Forman parte de esta nueva edición recuadros sobre preocupaciones ambientales, entre ellas los peligros de los flujos de detritos y la minería submarina.

Complementos (Disponible en inglés)

Los autores y editores han tenido el gusto de trabajar con una serie de personas con talento para producir un paquete excelente de complementos. En él se incluyen los tradicionales que los estudiantes y los profesores ya están acostumbrados a esperar, así como otros nuevos que implican medios electrónicos.

Para el estudiante

CD-ROM GEODe: Una revisión del popular CD GEODe de Dennis Tasa, de Tasa Graphic Arts, Inc., Edward J. Tarbuck y Frederick K. Lutgens. GEODe II es un programa dinámico que refuerza los conceptos geológicos fundamentales utilizando animaciones, tutoriales y ejercicios interactivos. Este icono GEODe II aparece a lo largo de todo el libro allí donde el texto tiene una actividad correspondiente en GEODe II. Se ha incluido una copia de GEODe II en este libro. Esta oferta especial proporciona a los estudiantes dos productos valiosos (GEODe II y el libro de texto) por el precio de uno.

Apoyo en Internet: Este sitio web, específico del texto, contiene numerosos ejercicios de revisión (de los cuales los estudiantes sacan provecho inmediato), ejercicios para ampliar el conocimiento de la geología física y los recursos para una exploración ulterior. Este sitio web proporciona una plataforma excelente a partir de la cual empezar a utilizar Internet para el estudio de la geología. Por favor, visite http://www.prenhall.com/tarbuck. (Disponible en inglés).

Para el profesor

Juego de transparencias: Se dispone de más de 150 acetatos a todo color de las ilustraciones del texto.

Diapositivas: También hay más de 200 diapositivas de imágenes tomadas del texto, muchas de las cuales fueron captadas por los autores.

Presentation Manager: Este programa de navegación de fácil uso permite a los profesores realizar presentaciones multimedia a su medida. El *Prentice Hall Presentation Manager 3.0* contiene varios centenares de imágenes del texto. El CD-ROM permite a los profesores organizar el

material en el orden que ellos elijan: hacer una visión previa de los recursos de cada capítulo, buscar la biblioteca virtual mediante una palabra clave, integrar material de su disco duro, de una red o de Internet, o editar las notas de lectura y anotar imágenes con una herramienta de superposición. Los adaptadores cualificados del texto pueden conseguir gratis esta poderosa herramienta de presentación.



Los temas del Times Geología del New York Times: Este suplemento exclusivo en forma de periódico ofrece los artículos sobre geología publicados recientemente en las páginas del *New York Times*. Este suplemento, que puede conseguirse sin gastos extra a través del representante local de Prentice Hall, alienta a los estudiantes a hacer conexiones entre el aula y el mundo que los rodea.

Manual del profesor: Escrito por Richard Mauger, de la Universidad de Carolina del Este, está pensado como un recurso para los profesores nuevos y experimentados. Incluye una variedad de lecturas, materiales adicionales, pistas de enseñanza, consejo sobre cómo integrar los complementos visuales (entre ellos los basados en la red de Internet) y otras ideas para el aula.

El test item file: El test item file proporciona a los profesores una amplia variedad de preguntas de examen.

Agradecimientos

Escribir un libro de texto universitario requiere el talento y la cooperación muchas personas. Trabajar con Dennis Tasa, que es responsable de todas las extraordinarias ilustraciones, es siempre algo especial para nosotros. No sólo valoramos su talento e imaginación artísticos, sino también su amistad. Nos beneficiamos en gran medida de las habilidades de nuestra Editora de Desarrollo, Carol Trueheart. Carol nos ayudó a hacer de la sexta edición un texto más legible y fácil. Damos las gracias al Profesor Ken Pinzke de Velleville Area College. Además de sus muchas y útiles sugerencias relativas al manuscrito, Ken nos ayudó a preparar los nuevos resúmenes de capítulos. Gracias también a Nancy Lutgens, que preparó los recuadros de Louis Agassiz (capítulo 12) y de Inge Lehmann (capítulo 17).

Nuestros estudiantes siguen siendo nuestros críticos más eficaces. Sus comentarios y sugerencias siguen ayudándonos a mantener nuestro objetivo en la comprensión y la facilidad de lectura.

Nos sentimos agradecidos de manera especial a los colegas que prepararon las revisiones con detenimiento. Sus comentarios críticos y sus sagaces aportaciones contribuyeron a guiar nuestro trabajo y potenciaron claramente el texto. Deseamos dar las gracias a:

Molly T. Andries, *Brookhaven College*
R. Scott Babcock, *Western Washington University*
George Clark, *Kansas State University*
Paul F. Hudak, *University of North Texas*
Lawrence Kodosky, *Oakland Community College*
Erwin J. Mantei, *Southwest Missouri State University*
Barry Metz, *Delaware County Community College*
Karl A. Riggs, *Mississippi State University*
Veronica Stein, *Illinois Central College*
James D. Stewart, *Vincennes University*

También queremos expresar nuestro agradecimiento al equipo de profesionales de Prentice Hall. Gracias al editor jefe Paul Corey; apreciamos sinceramente su fuerte y constante apoyo a la excelencia y la innovación. Gracias también a nuestro editor, Dan Kaveney, su gran capacidad de comunicación y estilo enérgico contribuyeron en gran medida al proyecto. El equipo de producción, dirigido por Ed Thomas, ha hecho un extraordinario trabajo. Son unos verdaderos profesionales con quienes nos sentimos muy afortunados de estar asociados.

Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens

CAPÍTULO 1

Introducción a la Geología

Algunas reseñas históricas acerca de la Geología
- Catastrofismo
- Nacimiento de la Geología moderna

Tiempo geológico
- La datación relativa y la escala de tiempo geológico
- La magnitud del tiempo geológico

Naturaleza de la investigación científica
- Hipótesis
- Teoría
- El método científico

Una visión de la Tierra
- Hidrosfera
- Atmósfera
- Biosfera
- Tierra sólida

El origen de la Tierra

Estructura interna de la Tierra
- Capas que componen la Tierra
- Capas mecánicas

La Tierra dinámica
- Tectónica de placas
- Límites de placas

La Tierra como un sistema: el ciclo de las rocas
- Ciclo básico
- Caminos alternativos
- El ciclo de las rocas y la tectónica de placas

La espectacular erupción de un volcán, el terror causado por un terremoto, el espléndido escenario de un valle de montaña y la destrucción causada por una avalancha son temas de estudio para el geólogo. El estudio de la geología aborda muchas cuestiones fascinantes y prácticas sobre nuestro entorno. ¿Qué fuerzas producen las montañas?, ¿habrá pronto otro gran terremoto en California?, ¿cómo fue el periodo glacial?, ¿habrá otro?, ¿cómo se creó esta cueva y las estalactitas que cuelgan de su techo?, ¿deberíamos buscar agua aquí?, ¿es útil la explotación a cielo abierto en esta zona?, ¿se encontrará petróleo si se perfora un pozo en este lugar?, ¿qué sucederá si colocamos el vertedero en una vieja cantera?

El tema de este libro es la **geología**, término que, literalmente, significa "el estudio de la Tierra". Entender la Tierra no es una tarea fácil, porque nuestro planeta no es una masa de roca inmutable, antes bien es un cuerpo dinámico con una historia larga y compleja.

La ciencia de la geología se ha dividido tradicionalmente en dos amplias áreas: la física y la histórica. La **geología física**, sobre la que trata este libro, estudia los materiales que componen la Tierra y busca comprender los diferentes procesos que actúan debajo y encima de la superficie terrestre (véase Recuadro 1.1). El objetivo de la **geología histórica** es comprender el origen de la Tierra y su evolución a lo largo del tiempo. Por tanto, procurar ordenar cronológicamente los múltiples cambios físicos y biológicos que han ocurrido en el pasado geológico. El estudio de la geología física precede lógicamente al estudio de la historia de la Tierra, porque, antes de intentar revelar su pasado, debemos comprender primero cómo funciona la Tierra.

Algunas reseñas históricas acerca de la Geología

La naturaleza de nuestro planeta (sus materiales y procesos) ha sido objeto de estudio durante siglos. Los escritos sobre temas como los fósiles, las gemas, los terremotos y los volcanes se remontan a los griegos, hace más de 2.300 años.

Sin duda, el filósofo griego más influyente fue Aristóteles. Por desgracia, las explicaciones de Aristóteles sobre la naturaleza del mundo no se basaron en observaciones y experimentos sagaces. Antes bien, fueron opiniones arbitrarias. Aristóteles creía que las rocas habían sido creadas bajo la "influencia" de las estrellas y que los terremotos se producían cuando el aire entraba con fuerza en la tierra, se calentaba por los fuegos centrales y escapaba de manera explosiva. Cuando se enfrentaba a un pez fósil, explicaba que "muchos peces viven en la tierra inmóviles y se encuentran cuando se excava".

Aunque las explicaciones de Aristóteles pudieran ser adecuadas para su época, por desgracia se las siguió aceptando durante muchos siglos, impidiendo así la elaboración de explicaciones más racionales. Frank D. Adams afirma en *The Bird and Development of the Geological Sciences* (Nueva York: Dover, 1938) (El nacimiento y desarrollo de las Ciencias Geológicas) que "a lo largo de toda la Edad Media Aristóteles fue considerado el principal filósofo, aquél cuya opinión sobre cualquier tema era la definitiva y más autorizada."

Catastrofismo

Durante los siglos XVII y XVIII la doctrina del **catastrofismo** influyó con gran fuerza en el pensamiento sobre la dinámica de la Tierra. Dicho brevemente, los catastrofistas creían que los paisajes de la Tierra habían sido formados inicialmente por grandes catástrofes. Por ejemplo, las montañas o los cañones, cuya formación hoy sabemos que requiere mucho tiempo, se explicaban como si fueran el resultado de desastres súbitos y a menudo a escala planetaria, producidos por causas desconocidas que ya no actúan. Esta filosofía era un intento por encajar la velocidad de los procesos terrestres con las ideas entonces reinantes sobre la antigüedad de la Tierra.

A mediados del siglo XVI, James Ussher, arzobispo anglicano de Armagh, primado de Irlanda, publicó un importante trabajo que tuvo influencias inmediatas y profundas. Reputado estudioso de la Biblia, Ussher construyó una cronología de la historia humana y de la Tierra en la que determinó que la Tierra tenía sólo unos pocos millares de años, ya que había sido creada en el 4004 a.C. El tratado de Ussher consiguió aceptación generalizada entre los líderes científicos y religiosos de Europa, y su cronología acabó figurando impresa en los márgenes de la misma Biblia.

La relación entre el castastrofismo y la edad de la Tierra se puede resumir como sigue:

> Que la Tierra había sufrido grandes y extraordinarios cambios durante su oscuro pasado era claramente evidente para cualquier ojo inquisitivo; pero concentrar esos cambios en unos pocos y breves milenios precisaba una filosofía hecha a medida, una filosofía cuya base era el cambio súbito y violento*.

Nacimiento de la Geología moderna

Los años finales del siglo XVII suelen considerarse como el comienzo de la geología moderna, pues fue durante esta época cuando James Hutton, físico y terrateniente escocés, publicó su *Theory of the Earth (Teoría de la Tierra)*. En su trabajo, Hutton estableció un principio que acabó por conocerse como la doctrina del **uniformismo**. El uniformismo es un principio fundamental de la geolo-

*H. E. Brown, V. E. Monnett y J. W. Stovall, *Introduction to Geology* (Nueva York: Blaisdell, 1958).



Recuadro 1.1

La geología: una ciencia ambiental

Por *medio ambiente* se entiende todo lo que rodea a un organismo e influye sobre él. Algunas condiciones ambientales son biológicas y sociales; otras son *abióticas* (no vivas). Entre los factores abióticos se cuenta el *ambiente físico*, que comprende el agua, el aire, el suelo y las rocas, y condiciones como la temperatura, la humedad y la luz del Sol. Dado que los fenómenos y los procesos geológicos son básicos para el ambiente físico, toda la geología es *geología ambiental*. Sin embargo, el término específico *geología ambiental* se reserva normalmente para la parte de las ciencias geológicas que se concentra en las *relaciones entre las personas y el ambiente físico*. La geología ambiental se aplica a los principios geológicos para comprender y resolver problemas que surgen de esas interacciones entre los seres humanos y el medio ambiente.

En este libro se abordan fundamentalmente los principios geológicos básicos, pero se exploraran de paso muchos aspectos de la geología ambiental. Algunos son *procesos peligrosos*, como los volcanes, los terremotos, los corrimientos de tierra, las inundaciones y los riesgos costeros. Cada uno de ellos es responsable de pérdidas significativas de vidas y propiedades cada año. Por supuesto, se trata de procesos naturales, que sólo se vuelven peligrosos cuando las personas intentan vivir donde ocurren esos procesos.

Los *recursos* son otro aspecto importante de la geología ambiental. Incluyen el agua y el suelo, una gran variedad de minerales metálicos y no metálicos, y la energía. Todos forman el verdadero cimiento de la sociedad moderna. La geología debe afrontar no sólo la *formación* y *aparición* de esos recursos vitales, sino también el *mantenimiento de suministros* y el *impacto ambiental* de su extracción y uso.

El rápido crecimiento de la población mundial y la aspiración de todos a un mayor nivel de vida están complicando todas estas cuestiones ambientales. La Tierra alberga unos 100 millones de personas más cada año. Esto significa una demanda creciente de recursos; además, un número cada vez mayor de personas se ve empujada a residir en ambientes con riesgos geológicos.

Los seres humanos pueden influir de manera notable en los procesos geológicos. Por ejemplo, el desbordamiento de los ríos es natural, pero actividades humanas, como la desforestación, y la construcción de ciudades y de presas, pueden cambiar significativamente la magnitud y la frecuencia de las inundaciones. Por desgracia, los sistemas naturales no siempre se ajustan a los cambios artificiales de la manera que prevemos. Por tanto, una alteración en el ambiente que se pensara beneficiosa para la sociedad a menudo tiene el efecto opuesto.

La mejor respuesta a los problemas ambientales es comprenderlos. Éste es el objetivo de la geología ambiental: de hecho, de toda la geología.

gía moderna. Establece simplemente que *las leyes físicas, químicas y biológicas que actúan hoy, lo han hecho también en el pasado geológico*. Esto significa que las fuerzas y los procesos que en la actualidad observamos que dan forma a nuestro planeta actuaron también en el pasado. Por tanto, para comprender las rocas antiguas, debemos entender primero los procesos petrogenéticos y sus resultados en la actualidad. Esta idea suele expresarse diciendo que "el presente es la clave del pasado".

Antes de la *Theory of the Earth* de Hutton, nadie había demostrado de manera eficaz que los procesos geológicos se producían a lo largo de periodos extremadamente largos. Sin embargo, Hutton sostuvo con persuasión que fuerzas que parecen pequeñas producen, a lo largo de lapsos prolongados de tiempo, efectos exactamente igual de grandes que los derivados de acontecimientos catastróficos súbitos. A diferencia de sus predecesores, Hutton citó con sumo cuidado observaciones verificables para apoyar sus ideas.

Por ejemplo, cuando sostenía que las montañas eran esculpidas y, en última instancia, destruidas por la meteorización y la acción de las aguas superficiales, y que sus restos eran llevados a los océanos por procesos observables, Hutton dice: "Tenemos una cadena de hechos que demuestran claramente (...) que los materiales de las montañas destruidas han viajado a través de los ríos"; y además: "No hay un solo paso en toda esta sucesión de acontecimientos (...) que no se perciba de verdad". Pasó a continuación a resumir este pensamiento planteando una pregunta y proporcionando inmediatamente la respuesta. ¿"Qué más podemos necesitar? Nada, salvo tiempo".

El estilo literario de Hutton era pesado y difícil, de manera que su obra no se entendía con facilidad y no se leyó demasiado. Sin embargo, eso empezó a cambiar en 1802, cuando el amigo y colega de Hutton, John Playfair, publicó *Illustrations of the Huttonian Theory (Ilustraciones de la teoría de Hutton)*, un volumen en el que presentaba las ideas de Hutton de una forma mucho más clara y atractiva. El siguiente pasaje de la obra de Playfair, que es una exposición nueva del principio básico de Hutton, ilustra este estilo:

> Entre todas las revoluciones del Globo, la economía de la naturaleza se ha mantenido uniforme y sus leyes son lo único que ha resistido al movimiento general. Los ríos y las rocas, los mares y los con-

tinentes han cambiado en todas sus partes; pero las leyes que dirigen esos cambios y las reglas a las que están sujetas, se han mantenido invariablemente idénticas.

Aunque el libro de Playfair dio ímpetu a las ideas de Hutton y ayudó a la causa de la geología moderna, es al geólogo inglés Sir Charles Lyell (Figura 1.1) al que se le reconoce el mérito de haber divulgado los principios básicos de la geología moderna. Entre 1830 y 1872, vieron la luz once ediciones de su gran obra, *Principles of Geology (Principios de Geología)*. Como era costumbre en aquellos días, el libro de Lyell tenía un subtítulo bastante largo que destacaba el tema principal de la obra: *Que son un intento de explicar los cambios anteriores de la superficie de la tierra, por referencia a causas que están ahora en funcionamiento.*

Lyell fue capaz de demostrar de manera más convincente que sus predecesores que los procesos geológicos observados hoy podían haber operado en el pasado. Aunque la doctrina del uniformismo no tuvo su origen en Lyell, un hecho que él reconoció abiertamente, consiguió su divulgación para la sociedad en general con mucho más éxito.

En nuestros días, los principios básicos del uniformismo son tan viables como en época de Lyell. De hecho, nos damos cuenta con más fuerza que nunca de que el presente nos permite una percepción del pasado y que las leyes físicas, químicas y biológicas que gobiernan los procesos geológicos se mantienen invariables a lo largo del tiempo. Sin embargo, también entendemos que esta doctrina no debería tomarse demasiado al pie de la letra. Cuando se dice que en el pasado los procesos geológicos fueron los mismos que los que operan en la actualidad no se pretende sugerir que tuvieran siempre la misma importancia relativa o que actuaran precisamente a la misma velocidad. Aunque han prevalecido los mismos procesos a lo largo del tiempo, es indudable que sus velocidades han variado*.

La aceptación del uniformismo significó la aceptación de una historia muy larga para la Tierra. Aunque los procesos varían en su intensidad, siguen tardando mucho en crear y destruir los principales accidentes geográficos del paisaje.

Por ejemplo, los geólogos han llegado a la conclusión de que en el pasado existieron montañas en zonas de las actuales Minnesota, Wisconsin y Michigan. En la actualidad, la región consiste en colinas bajas y llanuras. La erosión (proceso que desgasta la Tierra) destruyó de



Figura 1.1 Charles Lyell. El libro de Lyell, *Principios de geología*, hizo mucho por el avance de la geología moderna. (Cortesía del Instituto de Ciencias Geológicas, Londres).

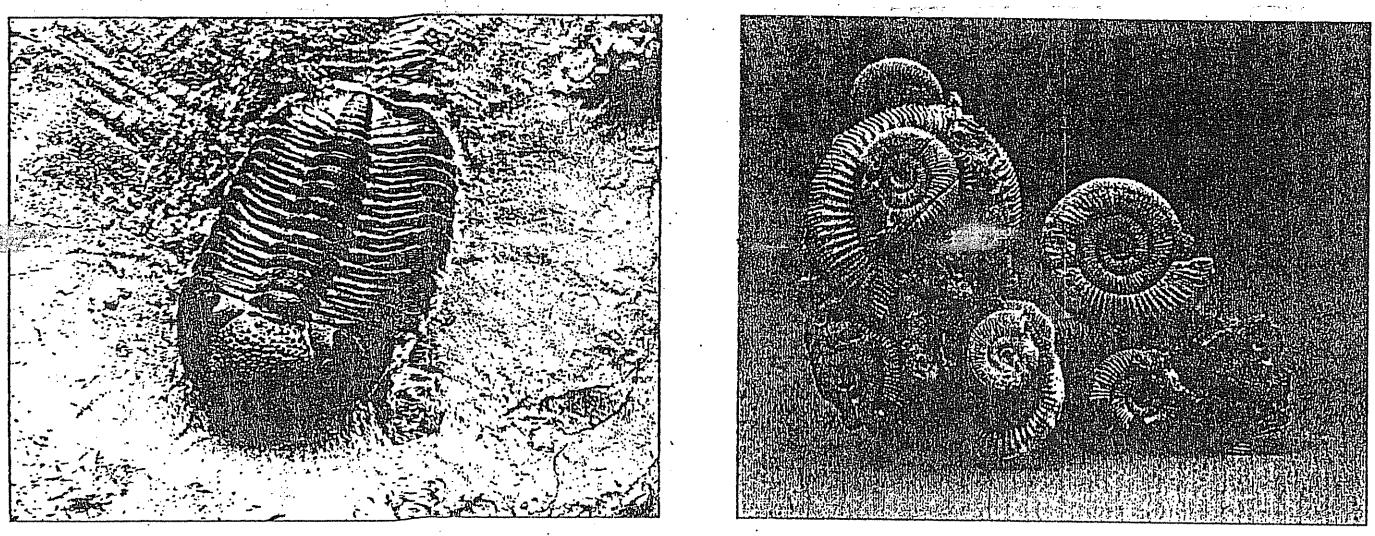
forma gradual esos picos. Los cálculos indican que el continente norteamericano está siendo rebajado a un ritmo de unos 3 centímetros cada 1000 años. A este ritmo, el agua, el viento y el hielo tardarían 100 millones de años en rebajar unas montañas cuya altitud fuera de 3000 metros.

Pero incluso este lapso de tiempo es relativamente pequeño en la escala temporal de la historia de la Tierra; el registro rocoso contiene pruebas de que la Tierra ha experimentado muchos ciclos de formación y erosión de montañas. En lo referente a la naturaleza en continuo cambio de la Tierra a través de grandes periodos de tiempo, James Hutton hizo una afirmación que se convertiría en una cita clásica. En la conclusión de su famoso artículo publicado en 1788 en las *Transations of the Royal Society of Edingburgh*, afirmó: "Por consiguiente, el resultado de nuestra presente investigación es que no encontramos vestigios de un principio; ni perspectivas de un fin". Una cita de William L. Stokes resume la importancia del concepto básico de Hutton:

> En el sentido de que el uniformismo requiere la actuación de leyes o principios intemporales e invariables, podemos decir que nada de nuestro conocimiento, incompleto, pero extenso, discrepa de él†.

*Debe destacarse que durante el período inicial de formación de la Tierra, cuando nuestro planeta era muy diferente del actual, actuaban algunos procesos que hoy ya no son operativos.

†*Essentials of Earth History* (Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1966), pág. 34.



A B

Figura 1.2 Los fósiles son herramientas importantes para el geólogo. Además de ser muy importantes en la datación relativa, los fósiles pueden ser útiles indicadores ambientales. A. Molde natural de un trilobites. Este variado grupo de organismos marinos fue abundante durante el Paleozoico. B. Como sus descendientes modernos, este cefalópodo extinto fue un organismo marino muy desarrollado.

En los capítulos siguientes examinaremos los materiales que componen nuestro planeta y los procesos que lo modifican. Es importante recordar que, si bien muchos rasgos de los paisajes de nuestro entorno parecen no cambiar durante los decenios que nosotros los observamos, sin embargo, sí están cambiando, pero a escalas temporales del orden de centenares, millares o incluso muchos millones de años.

Tiempo geológico

Aunque Hutton, Playfair, Lyell y otros reconocieron que el tiempo geológico es extremadamente largo, no tuvieron métodos para determinar con precisión la edad de la Tierra. Sin embargo, con el descubrimiento de la radiactividad al final del siglo XIX y con el perfeccionamiento continuo de los métodos de datación radiométrica, que se intentaron por primera vez en 1905, los geólogos pueden ahora asignar fechas exactas y específicas a acontecimientos de la historia de la Tierra*. Los cálculos actuales sitúan la edad de la Tierra en unos 4.600 millones de años.

La datación relativa y la escala de tiempo geológico

Durante el siglo XIX, mucho antes del advenimiento de la datación radiométrica, se desarrolló una escala de tiempo geológico utilizando los principios de la datación relativa. Datación relativa significa que los acontecimientos se colocan en su secuencia u orden apropiados sin conocer su edad absoluta en años. Esto se hace aplicando principios como la **ley de la superposición**, que establece que en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias o de coladas de lava, cada capa es más antigua que la que tiene encima y más joven que la que tiene debajo. En nuestros días, esta proposición parece elemental, pero hace 300 años, significó un gran avance en el razonamiento científico al establecer una base racional para las determinaciones del tiempo relativo. Sin embargo, dado que no puede determinarse una velocidad precisa de deposición para la mayor parte de las capas de roca, se desconoce la cantidad de tiempo geológico representado por cada una.

Los fósiles, restos o impresiones de vida prehistórica, fueron también esenciales para el desarrollo de la escala de tiempo geológico (Figura 1.2). Un principio fundamental en geología, que se elaboró con gran laboriosidad durante decenios recogiendo fósiles de incontables capas de rocas por todo el mundo, se conoce como el **principio de la sucesión faunística**†. Según este principio, los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable, y, por tanto, cualquier periodo geológico puede reconocerse por su contenido en fósiles. Una vez establecido, este principio permitió a los geólogos identificar rocas de la misma edad en lugares completamente separados y construir escalas de tiempo geológico como la mostrada en la Figura 1.3.

*En el Capítulo 8 hay una discusión más completa sobre esta cuestión.

†Dado que este principio es aplicable por igual a plantas y animales, algunos prefieren la expresión *sucesión biótica*.

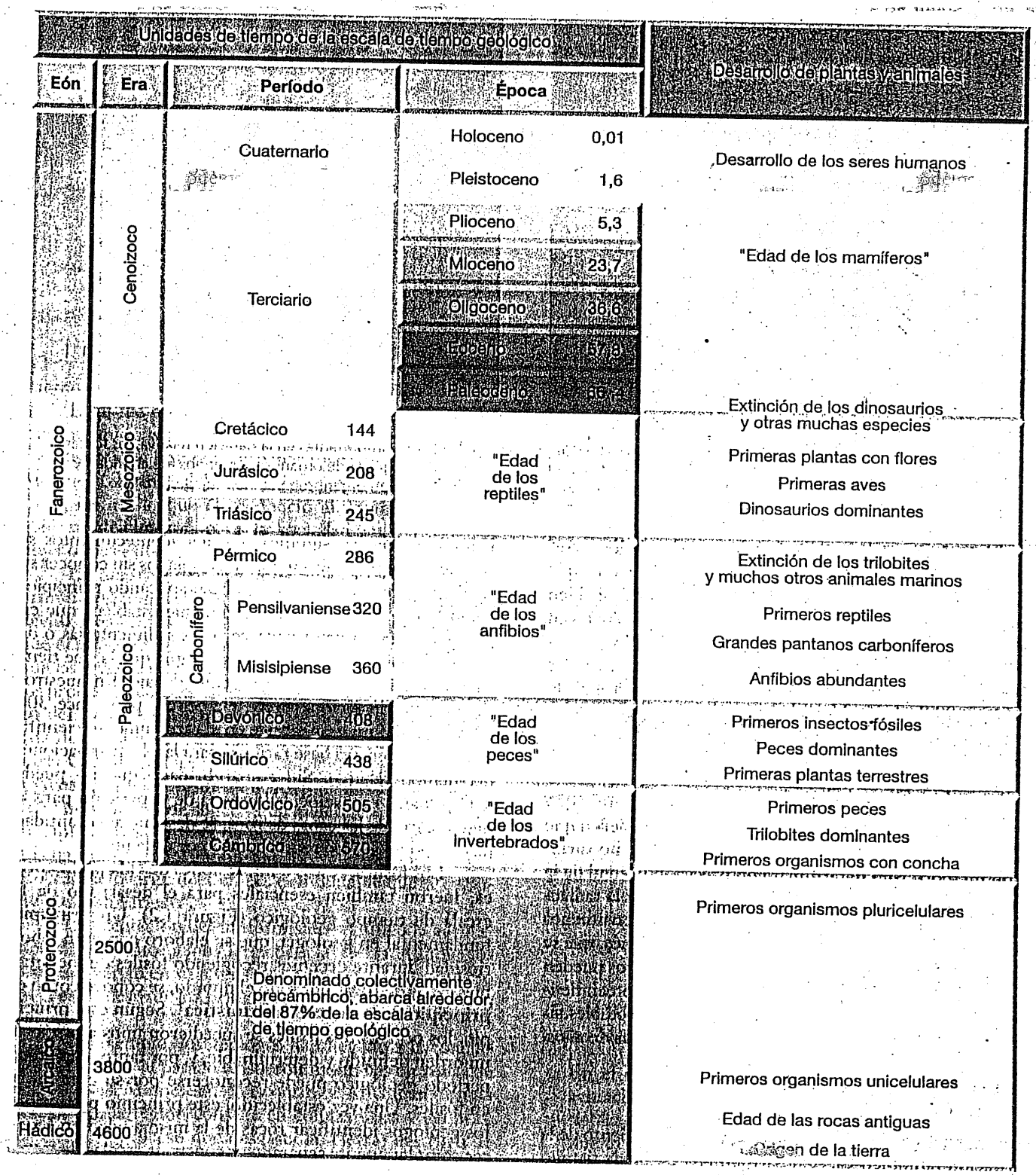


Figura 1.3 Escala de tiempo geológico. Las cifras indicadas en la escala vertical representan el tiempo en millones de años antes del presente. Estas fechas fueron añadidas mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. El Precámbrico representa más del 85% del tiempo geológico. (Datos procedentes de la Sociedad Geológica de América).

Obsérvese que las unidades en que se divide el tiempo geológico no tienen necesariamente el mismo número de años. Por ejemplo, el periodo Cámbrico duró unos 65 millones de años, mientras que el Silúrico abarcó sólo 30 millones. Como destacaremos de nuevo en el Capítulo 8, esta situación existe porque la base para el establecimiento de la escala de tiempo no fue el ritmo regular de un reloj, sino el carácter variable de las formas de vida a lo largo del tiempo. Las fechas absolutas se añadieron mucho después del establecimiento de la escala temporal. Un vistazo a la Figura 1.3 revela también que el eón fanerozoico se divide en muchas más unidades que los eones anteriores aun cuando abarca sólo alrededor del 13 por ciento de la historia de la Tierra. El escaso registro fósil de esos primeros eones es la principal razón de la falta de detalle en esta porción de la escala. Sin fósiles abundantes, los geólogos pierden su principal herramienta para subdividir el tiempo geológico.

La magnitud del tiempo geológico

El concepto de tiempo geológico es nuevo para muchas personas. Las personas estamos acostumbradas a tratar con incrementos de tiempo que se miden en horas, días, semanas y años. Nuestros libros de historia suelen examinar acontecimientos que transcurren a lo largo de siglos; ahora bien incluso un siglo es difícil de apreciar por completo. Para la mayoría de nosotros, algo o alguien que tenga 90 años es *muy viejo*, y un artefacto de 1000 años es *antiguo*.

Por el contrario, quienes estudian la geología deben tratar a diario con enormes periodos temporales: millones o miles de millones de años. Cuando se contempla en el contexto de 4.600 millones de años de antigüedad de la Tierra, un acontecimiento geológico que ocurrió hace 100 millones de años puede ser calificado de "reciente" por un geólogo, y una muestra de roca que haya sido fechada en 10 millones de años puede denominarse "joven".

En el estudio de la geología, es importante la apreciación de la magnitud del tiempo geológico, porque muchos procesos son tan graduales que se necesitan enormes lapsos de tiempo antes de que produzcan resultados significativos.

¿Qué representan 4.600 millones de años? Si empezáramos a contar a un ritmo de un número por segundo y continuáramos 24 horas al día, siete días a la semana y nunca paráramos, ¡tardaríamos aproximadamente dos vidas (150 años) en alcanzar los 4.600 millones! Otra interesante base de comparación es la siguiente:

> Comprimamos, por ejemplo, los 4.600 millones de años de tiempo geológico en un solo año. A esa escala, las rocas más antiguas que conocemos tienen fecha de mediados de marzo. Los seres vivos aparecieron en el mar por primera vez en mayo. Las plantas y los animales terrestres emergieron a finales de noviembre y las amplias ciénagas que formaron los depósitos de carbón florecieron aproximadamente durante cuatro días a principios de diciembre. Los dinosaurios dominaron la Tierra a mediados de diciembre, pero desaparecieron el día 26, más o menos a la vez que se levantaron por primera vez las Montañas Rocosas. Criaturas de aspecto humano aparecieron en algún momento de la tarde del 31 de diciembre y los casquetes polares continentales más recientes empezaron a retroceder desde el área de los Grandes Lagos y el norte de Europa alrededor de 1 minuto y 15 segundos antes de la media noche del 31. Roma gobernó el mundo occidental durante cinco segundos, desde las 11 h 59,45 hasta las 11 h 59,50. Colón descubrió América tres segundos antes de la medianoche, y la ciencia de la geología nació con los escritos de James Hutton pasado un poco el último segundo del final de nuestro memorable gran año*.

Lo anterior no es más que una de las muchas analogías que se han concebido en un intento por comunicar la magnitud del tiempo geológico. Aunque útiles, todas ellas, por muy inteligentes que sean, sólo empiezan a ayudarnos a comprender la vasta extensión de la historia de la Tierra.

Naturaleza de la investigación científica

Como miembros de una sociedad moderna que somos, se nos está recordando constantemente los beneficios derivados de la ciencia. Pero, ¿cuál es exactamente la naturaleza de la investigación científica?

Toda la ciencia se basa en la suposición de que el mundo natural se comporta de una manera constante y predecible. El objetivo general de la ciencia es descubrir los modelos subyacentes en el mundo natural y luego utilizar ese conocimiento para hacer predicciones sobre lo que cabría o no cabría esperar que ocurriera dados ciertos hechos y circunstancias (Recuadro 1.2).

El desarrollo de nuevos conocimientos científicos implican algunos procesos lógicos básicos que son universalmente aceptados. Para determinar qué está ocurriendo en el mundo natural, los científicos recogen hechos científicos a través de la observación y la medida.

*Don L. Eicher, *Geologic Time*, segunda edición (Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1978), págs. 18–19. Reimpreso con permiso.



Recuadro 1.2

¿Se mueven los glaciares? Una aplicación del método científico

En la actualidad sabemos que los glaciares pueden hacer un trabajo erosivo extraordinario, y que en el pasado, el hielo glaciar afectó a enormes áreas que ahora carecen de hielo. Sabemos mucho sobre cómo se forman y se mueven los glaciares, además de cómo erosionan y forman depósitos. Este conocimiento sobre los glaciares se ha ido adquiriendo de manera gradual durante los 200 últimos años, pero queda todavía mucho que aprender sobre esas masas de hielo en movimiento.

El estudio de los glaciares proporciona una temprana aplicación del método científico. En las zonas altas de los Alpes suizos y franceses existen pequeños glaciares en las zonas superiores de algunos valles. A finales del siglo dieciocho y principios del diecinueve, los agricultores y ganaderos de esos valles sugerían que los glaciares de los trechos más elevados de los valles habían sido antiguamente mucho mayores y ocupado las zonas bajas del valle. Basaban su explicación en el hecho de que en el suelo de los valles se encontraban cantos angulosos y otros derrubios rocosos dispersos que parecían idénticos a los materiales que podían ver en los glaciares y cerca de ellos en las cabeceras de los valles.

Aunque la explicación para estas observaciones parecía lógica, otros no aceptaban la idea de que masas de hielo de centenares de metros de grosor fueran capaces de moverse. El desacuerdo se resolvió al diseñarse y llevarse a cabo un experimento sencillo para comprobar la hipótesis de que el hielo del glaciar podía moverse.

Se colocaron marcadores en línea recta atravesando por completo un glaciar alpino, y la posición de la línea se señaló en las paredes del valle de manera que, si el hielo se movía, pudiera detectarse el cambio de posición. Después de un año o dos, los resultados eran claros: los marcadores colocados en el glaciar habían descendido por el valle, demostrando que el hielo glaciar se mueve. Además, el experimento demostró que, dentro de un glaciar, el hielo no se mueve a una velocidad uniforme, porque los marcadores del centro avanzaban más deprisa que los que había a lo largo de los márgenes. Aunque la mayor parte de los glaciares se mueve demasiado despacio para una detección visual directa, el experimento demostró de manera satisfactoria que se produce movimiento. En los años siguientes se repitió muchas veces este experimento utilizando técnicas de vigilancia más modernas y precisas. Cada vez, se verificaron las relaciones básicas establecidas por los primeros intentos.

El experimento ilustrado en la Figura 1.A se llevó a cabo en el glaciar Rhone suizo a finales del siglo diecinueve. No sólo permitió trazar el movimiento de los marcadores dentro del hielo, sino también cartografiar la posición del frente del glaciar. Obsérvese que, aun cuando el hielo situado dentro del glaciar estuviera avanzando, el frente de hielo estaba retrocediendo. Como suele ocurrir en ciencia, las observaciones y los experimentos diseñados para comprobar una hipótesis proporcionan nueva información que precisa análisis y explicación ulteriores.

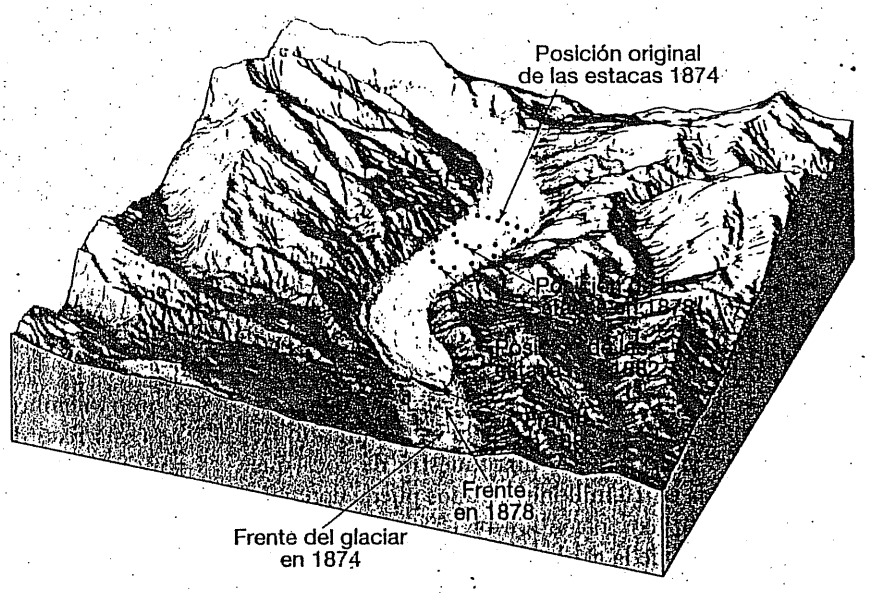


Figura 1.A Movimiento del hielo y cambios en el frente del glaciar Rhone, Suiza. En este estudio clásico de un glaciar de valle, el movimiento de las estacas demostró claramente que el hielo se mueve más despacio a lo largo de los lados del glaciar. Obsérvese también que, aun cuando el frente de hielo estaba retrocediendo, el hielo dentro del glaciar seguía avanzando.

Esos datos son esenciales para la ciencia y sirven como trampolín para el desarrollo de las teorías científicas.

Hipótesis

Una vez recogidos los hechos y formulados los principios que describen un fenómeno natural, los investigadores intentan explicar cómo o por qué las cosas suceden de la manera observada. Pueden hacerlo elaborando una explicación provisional (o no probada), que denominamos una **hipótesis** científica. A menudo, se avanzan varias hipótesis para explicar los mismos hechos. A continuación, los científicos piensan sobre lo que ocurriría o se observaría

si la hipótesis fuera correcta; idean entonces formas o métodos para probar la exactitud de las predicciones obtenidas de la hipótesis.

Si una hipótesis no puede probarse, no es científicamente útil, por muy interesante que pueda parecer. La comprobación implica a menudo hacer observaciones, desarrollar modelos y realizar experimentos. ¿Qué ocurre si los resultados no son lo que se esperaba? Una posibilidad es que hubiera errores en las observaciones o los experimentos. Por supuesto, otra posibilidad es que la hipótesis no sea válida. Antes de rechazar una hipótesis, pueden repetirse las pruebas o pueden idearse nuevas pruebas. Cuantas más pruebas mejor. La historia de la ciencia está repleta de hipótesis descartadas. Una de las mejor conocidas es la idea de que la Tierra era el centro del universo, una propuesta que se sustentaba en el aparente movimiento diario del Sol, la Luna y las estrellas alrededor de la Tierra.

Teoría

Cuando ha sobrevivido a una comprobación intensiva y cuando se han eliminado las hipótesis competidoras, una hipótesis puede ser elevada al estatus de **teoría científica**. En el lenguaje cotidiano solemos decir "eso es sólo una teoría". Pero una teoría científica es una visión bien comprobada y ampliamente aceptada que, según coinciden los científicos, es la que mejor explica ciertos hechos observables. No basta sólo conque las teorías científicas se adapten a los datos de los que ya se dispone, también deben amoldarse a observaciones adicionales que no se utilizaron para formularlas por primera vez. Dicho de otra forma, las teorías deben tener valor de predicción.

Las teorías científicas, como las hipótesis, se aceptan sólo de manera provisional. Siempre es posible que acabe por refutarse una teoría que ha resistido pruebas previas. Cuantas más pruebas superen las teorías, mayor será el grado de confianza en ellas depositado. Las teorías que han resistido muchas pruebas, como, por ejemplo, la teoría de la tectónica de placas y la teoría de la evolución, se sostienen con un grado de confianza muy elevado.

El método científico

El proceso que se acaba de describir, en el cual los científicos recogen hechos a través de observaciones y formulan hipótesis y teorías científicas, se denomina *método científico*. Al contrario de la creencia popular, el método científico no es una receta estándar que los científicos aplican de una manera rutinaria para desenmarañar los secretos de nuestro mundo natural. Antes bien, es una empresa que implica creatividad e intuición. Rutherford y Ahlgren lo expresaron de esta forma: "Inventar hipótesis o teorías para imaginar cómo funciona el mundo y luego apañárselas para ponerlas a prueba de la realidad es tan creativo como escribir poesía, componer música o diseñar rascacielos"*.

Los esfuerzos científicos modernos suelen incorporar nuevas tecnologías. Con el desarrollo de computadoras de gran velocidad, los científicos están empezando a crear modelos que intentan simular lo que está ocurriendo en el mundo "real". Esos modelos han resultado muy útiles cuando abordan procesos que ocurren a escalas de tiempo muy largas o que son físicamente muy grandes, o que tienen lugar bajo condiciones extremas. Por ejemplo, es obvia la práctica imposibilidad de diseñar un equipo capaz de reproducir las condiciones físicas existentes en el interior de la Tierra y la escala requerida sería virtualmente imposible de alcanzar. Aunque no exenta de inconvenientes, la utilización de modelos ayuda a estrechar el vacío entre lo que podemos medir y observar y la determinación de los procesos que producen esas observaciones.

No hay un camino fijo que los científicos puedan seguir siempre y les conduzca infaliblemente al conocimiento científico. No obstante, en muchas investigaciones científicas intervienen las siguientes etapas: (1) recogida de hechos científicos a través de la observación y la medida (Figura 1.4); (2) desarrollo de una o varias hipótesis de trabajo que expliquen esos hechos; (3) desarrollo de observaciones y experimentos para probar la hipótesis; y (4) aceptación, modificación o rechazo de las hipótesis sobre la base de pruebas extensas. Otros descubrimientos científicos consisten simplemente en ideas teóricas, que se enfrentan resueltamente a un extenso examen. También, otros avances científicos han tenido lugar tras la producción de un suceso totalmente inesperado durante un experimento. Estos descubrimientos casuales son más que pura suerte; como dijo Louis Pasteur, "en el campo de la observación, la suerte favorece sólo a la mente preparada".

El conocimiento científico se adquiere a través de varias vías, de modo que quizá sea mejor describir la naturaleza de la investigación científica como métodos de la ciencia, antes que método científico.

Una visión de la Tierra

La Figura 1.5A es una vista de la Tierra que dio la bienvenida a los astronautas del *Apollo 8* cuando su nave espacial salía de detrás de la Luna en diciembre de 1968, después de que se diera la vuelta a su alrededor por primera vez. Una visión como esta proporcionó a los astronautas,

*F. James Rutherford y Andrew Ahlgren, *Science for All Americans* (Nueva York: Oxford University Press, 1990), pág. 7.



Figura 1.4 Sonda de temperatura de una colada de lava activa, Caldera Kilauea. (Foto de Norman Banks, Observatorio Hawaiiano de Volcanes U.S.G.S.)

así como al resto de nosotros cuando volvieron a la Tierra, una perspectiva única de nuestro planeta. Por primera vez pudimos ver la Tierra desde las profundidades espaciales como una pequeña esfera de aspecto frágil rodeada de la negrura de un vasto universo. Estas visiones no sólo fueron espectaculares y excitantes, sino que también despertaron nuestra humildad, al demostrarnos como nunca antes qué parte tan diminuta del universo ocupa nuestro planeta.

A medida que nos acercamos a nuestro planeta desde el espacio, se pone de manifiesto que la Tierra es mucho más que roca y suelo (Figura 1.5B). De hecho, los rasgos más llamativos no son los continentes, sino las nubes turbulentas suspendidas encima de la superficie y el enorme océano global. Desde un punto tan ventajoso podemos apreciar por qué el ambiente físico de la Tierra se divide tradicionalmente en tres partes principales: la Tierra sólida; la porción acuosa de nuestro planeta, la hidrosfera y la cubierta gaseosa de la Tierra, la atmósfera.

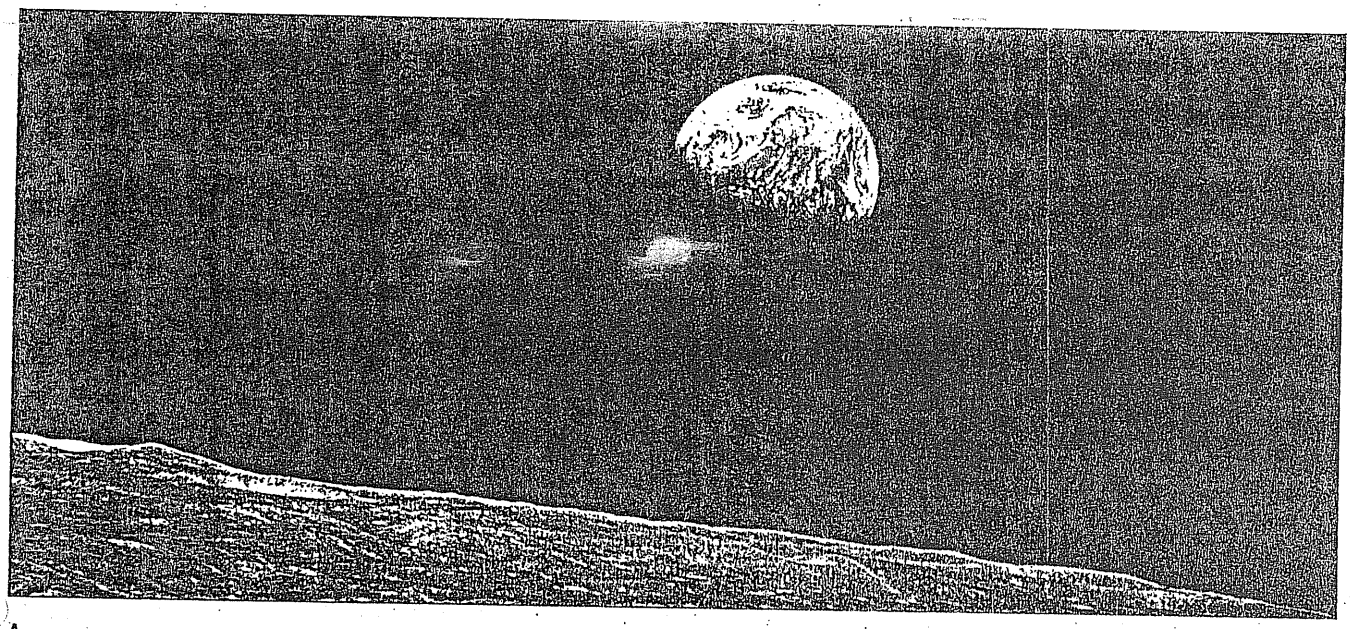
Debe destacarse que nuestro medio ambiente está muy integrado. No está dominado únicamente por rocas, agua o aire. En cambio, se caracteriza por interacciones continuas entre ellas a medida que el aire entra en contacto con las rocas, las rocas con el agua y el agua con el aire. Además, la biosfera, que constituye la totalidad de vida vegetal y animal sobre nuestro planeta, interacciona con cada uno de los tres reinos físicos y es una parte igualmente integrada de la Tierra (véase Recuadro 1.3).

Las interacciones entre las cuatro esferas de la Tierra son continuas e incontables. La línea de costa es un lugar obvio de encuentro entre las rocas, el agua y el aire. Las olas oceánicas, que se forman por el arrastre de aire que se mueve sobre el mar, se rompen contra la costa rocosa. La fuerza del agua puede ser poderosa y el trabajo de erosión que se lleva a cabo importante.

Hidrosfera

A la Tierra se le llama a veces el planeta *azul*. El agua, más que cualquier otra cosa, hace que la Tierra sea única. La **hidrosfera** es una masa de agua dinámica que está en movimiento continuo, evaporándose de los océanos a la atmósfera, precipitándose sobre la Tierra y volviendo de nuevo al océano por medio de los ríos. El océano global es, por supuesto, el rasgo más destacado de la hidrosfera: cubre casi el 71 por ciento de la superficie terrestre y representa alrededor del 97 por ciento del agua de la Tierra. Sin embargo, la hidrosfera incluye también el agua dulce que se encuentra en los torrentes, lagos y glaciares, así como el agua subterránea.

Aunque estas últimas fuentes constituyen tan sólo una diminuta fracción del total, son mucho más importantes de lo que indica su escaso porcentaje. Además de proporcionar el agua dulce, tan vital para la vida en la Tierra, los ríos, glaciares y aguas subterráneas son responsables de esculpir y crear muchos de los variados paisajes de nuestro planeta.



A



B

Figura 1.5 A. Perspectiva de la Tierra que vieron los astronautas del *Apollo 8* conforme su nave espacial salía de detrás de la Luna. B. Una visión más cercana de la Tierra desde el *Apollo 17*. (Ambas fotos son cortesía de la NASA).

Atmósfera

La Tierra está rodeada de una capa gaseosa denominada **atmósfera**. Este manto de aire, muy delgado en comparación con el diámetro de la Tierra, es una parte integral del planeta. No sólo proporciona el aire que respiramos, sino que también nos protege del intenso calor solar y de las peligrosas radiaciones ultravioletas. Los intercambios de energía que se producen de manera continua entre la



Recuadro 1.3

La Tierra como un sistema

Un *sistema* es un grupo de partes interrelacionadas, interactuantes e interdependientes que forman un todo complejo. Muchos de nosotros oímos y utilizamos el término a menudo. Quizá atendamos al *sistema* de enfriamiento de nuestro coche, hagamos uso del *sistema* de transporte de la ciudad y participemos en el *sistema político*. Una noticia quizá nos informe de la aproximación de un *sistema* meteorológico.

Sabemos que la Tierra es tan sólo una parte pequeña de un gran sistema conocido como *Sistema Solar*. A medida que la estudiamos, resulta también claro que nuestro planeta puede considerarse como un sistema con muchas partes independientes, pero interactuantes, o subsistemas. La hidrosfera, la atmósfera, la biosfera, la tierra sólida y todos sus componentes pueden estudiarse por separado. Sin embargo, las partes no están aisladas. Cada una se relaciona de alguna manera con las otras para producir un todo complejo y continuamente interactuante que denominamos *el sistema Tierra*.

Las partes del sistema Tierra están relacionadas, de manera que un cambio en una de ellas puede producir cambios en otra o en todas las demás. Por ejemplo, cuando un volcán hace erupción, la lava del interior de nuestro planeta puede fluir en la superficie y bloquear un valle próximo. Esta nueva obstrucción influye en el sistema de drenaje de la región creando un lago o haciendo que las corrientes de agua cambien su curso.

Además, las grandes cantidades de cenizas y gases volcánicos que pueden emitirse durante una erupción pueden ascender a las capas altas de la atmósfera e influir en la cantidad de energía solar que llegue a la superficie. El resultado sería una disminución de las temperaturas del aire en todo el hemisferio. Allí donde la superficie está cubierta por coladas de lava o por un grueso estrato de ceniza volcánica, los suelos existentes están enterrados. Esto hace que los procesos de formación del suelo empiecen de nuevo a transformar el nuevo material de superficie en suelo. El suelo que finalmente se forma reflejará la interacción entre muchas partes del sistema Tierra. Por supuesto, habría también cambios significativos en la biosfera. Algunos organismos y su hábitat serían eliminados por la lava y las cenizas, mientras que se crearían nuevos ámbitos de vida, como los lagos. El posible cambio climático afectaría también a formas de vida sensibles.

El sistema Tierra es impulsado por la energía procedente de dos fuentes. El Sol impulsa los procesos externos que tienen lugar en la atmósfera, la hidrosfera y la superficie de la Tierra. El clima, la circulación de los océanos y los procesos erosivos son accionados por la energía del Sol. El interior de la Tierra es la segunda fuente de energía. El calor que queda de cuando se formó nuestro planeta y el calor que está siendo continuamente generado por la desintegración radiactiva impulsa los procesos internos que producen los volcanes, los terremotos y las montañas.

Los seres humanos son *parte* del sistema Tierra, un sistema en el cual los componentes vivos y no vivos están entrelazados e interconectados. Por consiguiente, nuestras acciones producen cambios en todas las otras partes. Cuando quemamos gasolina y carbón, construimos rompeolas a lo largo de la línea de costa, eliminamos nuestros residuos y preparamos los terrenos para cultivo, hacemos que otras partes del sistema respondan, a menudo de manera imprevista. A lo largo de todo este libro conoceremos muchos de los subsistemas de la Tierra: el sistema hidrológico, el sistema tectónico (formación de montañas) y el ciclo de las rocas, por citar unos pocos. Recordemos que estos componentes *y nosotros, los seres humanos*, formamos todos parte del todo interaccionante complejo que denominamos sistema Tierra.

atmósfera y la superficie de la Tierra y entre la atmósfera y el espacio, producen los efectos que denominamos clima.

Si, como la Luna, la Tierra no tuviera atmósfera, nuestro planeta no sólo carecería de vida, sino que, además, no actuarían muchos de los procesos e interacciones que hacen de la superficie un lugar tan dinámico. Sin la meteorización y la erosión, la faz de nuestro planeta se parecería mucho a la superficie lunar, que no ha cambiado apreciablemente en casi tres mil millones de años de historia.

Biosfera

La **biosfera** incluye toda la vida en la Tierra. Está concentrada cerca de la superficie en una zona que se extiende desde el suelo oceánico hasta varios kilómetros de la atmósfera. Las plantas y los animales dependen del ambiente físico para los procesos básicos de la vida. Sin embargo, los organismos hacen algo más que responder a su ambiente físico. De hecho, a través de incontables interacciones, la biosfera influye mucho en las otras tres esferas. Sin la vida, la superficie y la naturaleza de la Tierra sólida, la hidrosfera y la atmósfera serían muy diferentes (Figura 1.6).

Tierra sólida

Debajo de la atmósfera y los océanos se encuentra la Tierra sólida (Figura 1.7). Gran parte de nuestro estudio de la Tierra sólida se concentra en los accidentes geográficos superficiales más accesibles. Por fortuna, estos accidentes representan las expresiones externas del compor-

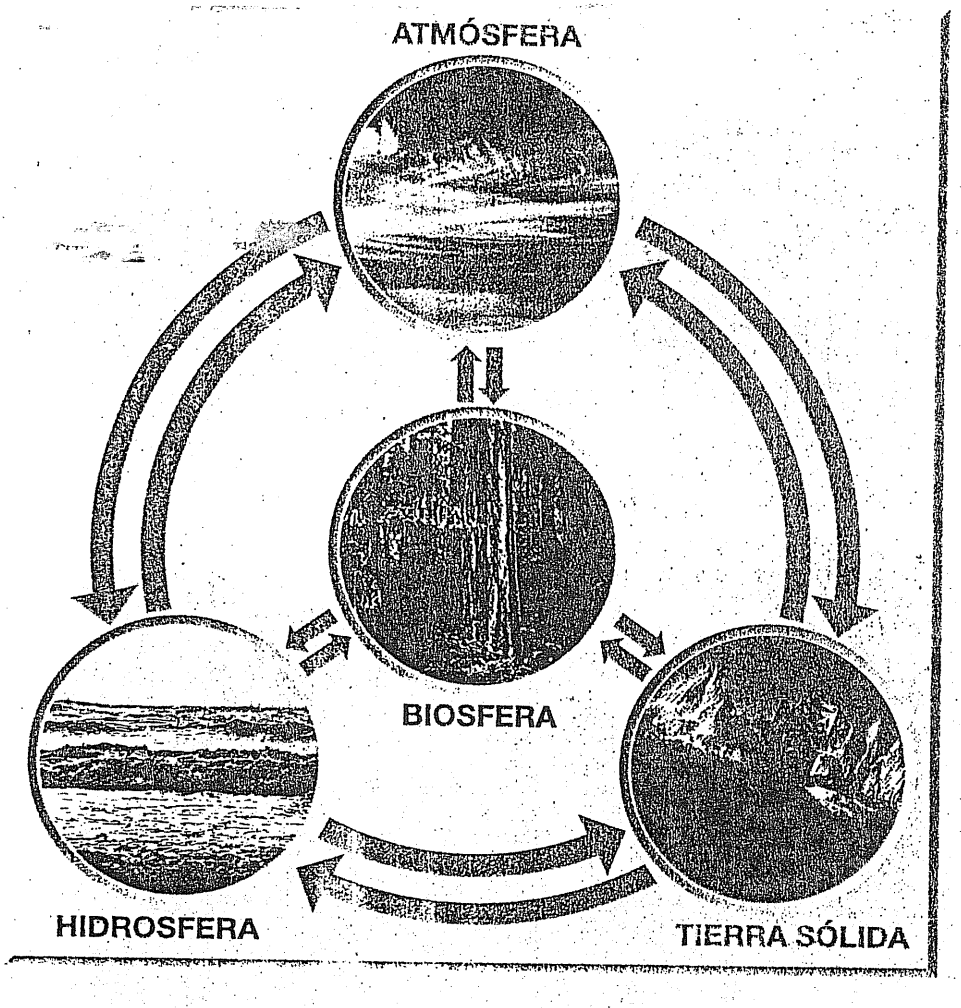


Figura 1.6 Este diagrama esquemático ilustra la naturaleza dinámica de la Tierra. Las cuatro "esferas" del planeta interactúan de manera constante y vigorosa entre sí para producir un sistema muy complejo. Para más información sobre la Tierra como un sistema, véase el Recuadro 1.3.

tamiento dinámico de los materiales que se encuentran debajo de la superficie. Examinando los rasgos superficiales más destacados y su extensión global, podemos obtener pistas para explicar los procesos dinámicos que n conformado nuestro planeta.

La transición continente-océano. Las dos divisiones principales de la superficie terrestre son los continentes y las cuencas oceánicas. Es importante darse cuenta de que la línea de costa actual no es el límite entre esas dos regiones. Antes bien, debajo de la mayoría de las costas se extiende en dirección al mar una plataforma de material continental en suave pendiente denominada **plataforma continental.** Un vistazo a la Figura 1.7 muestra que puede haber una considerable variación en la extensión de la plataforma continental de una región a otra.

Por ejemplo, la plataforma es muy ancha a lo largo de las costas Oriental y del Golfo de México de los Estados Unidos, pero relativamente estrecha a lo largo del margen Pacífico del continente. La extensión de la plataforma continental varía también en gran medida de una época geológica a otra. Por ejemplo, durante el periodo glacial más reciente, cuando gran parte del agua que hay en el mundo estaba almacenada en la Tierra en forma de hielo glaciar, el nivel del mar era unos 150 metros inferior al actual. Por consiguiente, durante ese periodo, la línea de costa estaba muy desplazada hacia el océano. Quizá el mejor emplazamiento del límite entre los continentes y las cuencas oceánicas sea un punto situado en la parte media de los **taludes continentales:** laderas escarpadas que van desde el borde externo de las plataformas continentales hasta los fondos oceánicos profundos. Utilizando esto como una línea divisoria, encontramos que alrededor del 60% de la superficie terrestre está constituida por las cuencas oceánicas, y el 40% es masa continental.

Elevaciones y profundidades. La diferencia más obvia entre los continentes y las cuencas oceánicas son sus cotas



Figura 1.7 Principales características físicas de los continentes y de las cuencas oceánicas. La diversidad de los accidentes geológicos en el suelo oceánico es igual de variada que en los continentes.

relativas. La altitud media de los continentes por encima del nivel del mar es de aproximadamente 840 metros, mientras que la profundidad media de los océanos es de unos 3.800 metros. Por tanto, los continentes están situados a una media de 4.640 metros (aproximadamente 4,6 kilómetros) por encima del nivel del suelo oceánico.

Las cotas de estas capas de corteza son, en gran medida, el reflejo de sus densidades. Los bloques continentales están compuestos por materiales que tienen una composición similar a la del granito, roca con una densidad media de unas 2,7 veces la del agua. La corteza de las cuencas oceánicas, por otro lado, tiene una composición similar a la del basalto, una roca que es unas tres veces más densa que el agua.

Esta diferencia por sí sola no puede explicar las posiciones elevadas de los continentes.

El material rocoso localizado a una profundidad de 100 kilómetros es blando y capaz de fluir. Por tanto, cabe

pensar que la capa rígida externa flota sobre esa capa blanda, de una manera muy parecida a cómo un cubito de hielo flota sobre el agua. Los bloques continentales, que consisten en gruesas capas de roca poco densa, flotan más arriba que los materiales oceánicos más finos y densos.

Los continentes. Dentro de estas dos esferas distintas, existen grandes variaciones de elevación. Los rasgos más destacados de los continentes son los cinturones montañosos lineales. Aunque la distribución de las montañas parece ser aleatoria, no es así.

Si consideramos las montañas más jóvenes, descubriremos que están localizadas principalmente en dos zonas. El cinturón alrededor del Pacífico abarca las montañas occidentales del continente americano y continúa en el Pacífico occidental en forma de arcos de islas volcánicas. Los arcos de islas son regiones montañosas activas compuestas en gran medida por rocas volcánicas deformadas. Forman este grupo las islas Aleutianas, Japón, las islas Filipinas y Nueva Guinea.

El otro cinturón montañoso importante se extiende hacia el este desde los Alpes a través de Irán y el Himalaya, y luego se dirige hacia el sur a Indonesia. Un examen cuidadoso de los terrenos montañosos revela que la mayoría son lugares donde gruesas secuencias de rocas han sido comprimidas y deformadas, como si hubieran estado colocadas en un torno gigantesco.

También se encuentran montañas más antiguas en los continentes. Son ejemplos de ello los Apalaches en el este de Estados Unidos y los Urales en Rusia. Sus picos, en una ocasión elevados, están ahora desgastados como resultado de millones de años de erosión. Todavía más antiguos son los interiores continentales estables. Dentro de estos interiores estables hay áreas conocidas como **escudos**, grandes extensiones relativamente planas compuestas en gran medida por material cristalino. La datación radiométrica de los escudos ha mostrado que son regiones realmente antiguas. La edad de algunas muestras supera los 3.800 millones de años. Incluso esas rocas, las más antiguas conocidas, exhiben signos de enormes fuerzas que las plegaron y deformaron.

Las cuencas oceánicas. Hubo una época en la que se pensó que el suelo oceánico era una región monótona con tan sólo alguna estructura volcánica ocasional que surgía de las profundidades de estratos sedimentarios horizontales del fondo oceánico. Esta percepción del suelo oceánico era incorrecta.

Se sabe ahora que las cuencas oceánicas contienen las cordilleras montañosas más prominentes de la Tierra: el **sistema de dorsales oceánicas**. En la Figura 1.7, la Dorsal Mesoatlántica y la Dorsal del Pacífico Oriental son partes de este sistema. Este amplio y elevado accidente geográfico forma un cinturón continuo que abarca más de 70.000 kilómetros alrededor del globo, de una manera similar a como lo hace la costura alrededor de un balón. En vez de estar compuesta por rocas muy deformadas, como la mayoría de las montañas observadas sobre los continentes, el sistema de dorsales oceánicas consiste en una apilación de capas de lava que han sido fracturadas y elevadas.

El suelo oceánico contiene también surcos extremadamente profundos, que alcanzan a veces más de 11.000 metros de profundidad. Aunque esas **fosas submarinas** son relativamente estrechas y representan sólo una pequeña fracción de los fondos oceánicos, son sin embargo rasgos muy significativos. Algunas fosas están localizadas junto a montañas jóvenes que flanquean los continentes. Por ejemplo, en la Figura 1.7 la fosa Perú-Chile, situada a lo largo de la costa occidental de Sudamérica, corre paralela a los Andes. Otras fosas son paralelas a arcos de islas volcánicas.

¿Cuál es la conexión, si hay alguna, entre los cinturones de montañas jóvenes y activas y las fosas submarinas oceánicas? ¿Cuál es el significado del enorme sistema de dorsales que se extiende a través de todos los océanos del mundo? ¿Qué fuerzas pliegan las rocas para producir las majestuosas cordilleras montañosas? Hay que responder a estas preguntas si queremos entender los procesos dinámicos que conforman nuestro planeta.

El origen de la Tierra

La Tierra es uno de los nueve planetas que, junto con aproximadamente una docena de lunas y numerosos cuerpos más pequeños, gira alrededor del Sol. La naturaleza ordenada de nuestro sistema solar lleva a la mayoría de los astrónomos a deducir que todos sus componentes se formaron esencialmente al mismo tiempo, y de la misma materia primordial, que el Sol. Este material formó, al inicio del Sistema Solar, una gran nube de polvo y gases denominada *nebulosa primordial.*

La **hipótesis de la nebulosa primitiva** sugiere que los cuerpos de nuestro sistema solar se formaron a partir de una enorme nebulosa compuesta fundamentalmente por hidrógeno y helio, y sólo un pequeño porcentaje de los elementos más pesados.

Hace alrededor de 5.000 millones de años, esta inmensa nube de diminutos fragmentos rocosos y de gases empezó a contraerse bajo su propia influencia gravitacional (Figura 1.8A). El material en contracción empezó a girar de alguna manera. Como un patinador sobre hielo que repliega los brazos sobre sí mismo, la nube rotaba cada vez más deprisa conforme se contraía. Esta rotación hizo a su vez que la nebulosa se aplanara para formar un disco (Figura 1.8B). Dentro del disco en rotación,

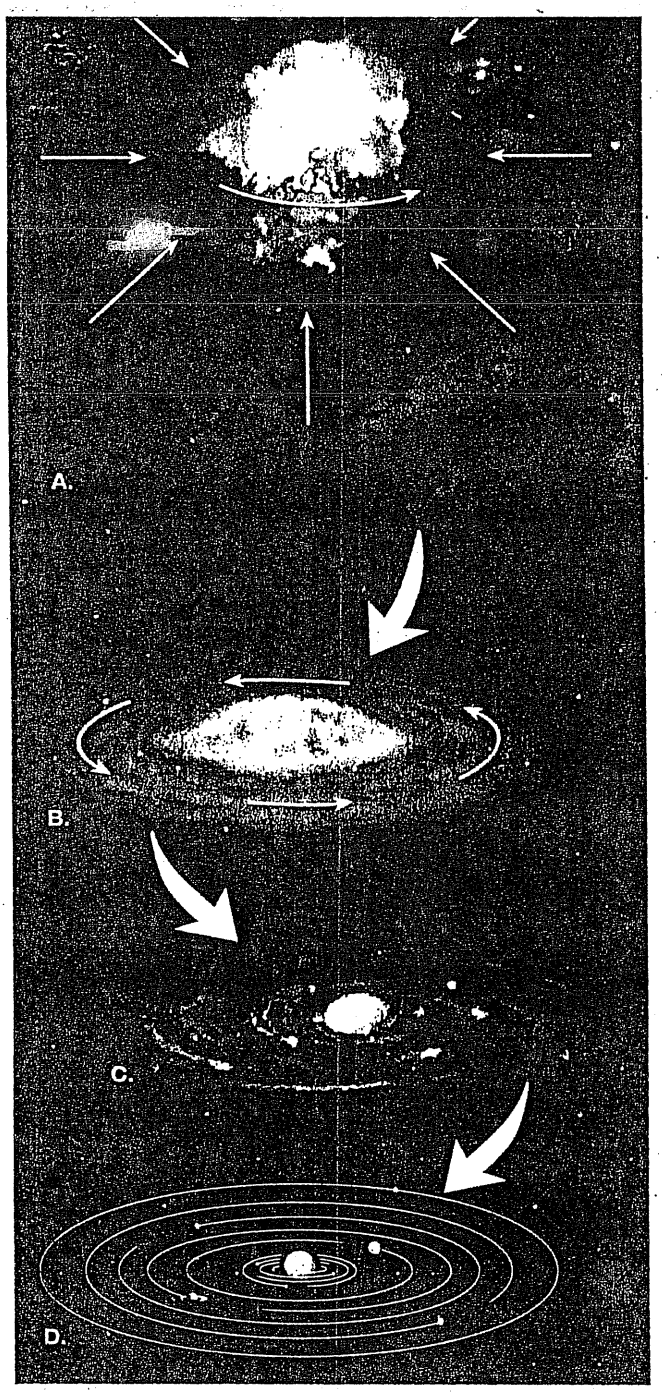


Figura 1.8 Hipótesis de la nebulosa primitiva. A. Una enorme nube de polvo y gases en rotación (nebulosa) empieza a contraerse. B. La mayor parte del material es gravitatoriamente impulsado hacia el centro, produciendo el Sol. Sin embargo, debido al movimiento rotacional, algo de polvo y gases permanece en órbita alrededor del cuerpo central en forma de un disco aplanado. C. Los planetas empiezan a formarse a partir del material que está en órbita dentro del disco plano. D. Con el tiempo la mayor parte de los restos fueron o bien reunidos en los nueve planetas y sus lunas o bien expulsados al espacio por el viento solar.

cúmulos menores formaron núcleos a partir de los cuales finalmente se formarían los planetas. Sin embargo, la mayor concentración de material fue empujada hacia el centro del disco en rotación. Conforme se acumulaba hacia su interior, se calentaba gravitacionalmente, formando el *protosol* caliente (Sol en formación).

Después de que se formó el protosol, la temperatura en el exterior del disco en rotación disminuyó de manera significativa. Este enfriamiento hizo que las sustancias con puntos de fusión elevados se condensaran en partículas pequeñas, quizá del tamaño de granos de arena. Primero se solidificaron el hierro y el níquel. Los siguientes en condensarse fueron los silicatos de que están compuestas las sustancias rocosas. Conforme esos fragmentos fueron colisionando a lo largo de unos pocos decenios de millones de años, aumentaron de tamaño hasta dar lugar a los protoplanetas (Figura 1.8C, D). De la misma manera, pero a menor escala, actuaron los procesos de condensación y acreción para formar las lunas y otros cuerpos pequeños del Sistema Solar.

Conforme los *protoplanetas* (planetas en formación) acumulaban cada vez más material, el espacio que había entre ellos empezó a aclararse. Esta eliminación de restos permitió que la luz del Sol alcanzara las superficies planetarias sin estorbos y las calentara. Las elevadas temperaturas superficiales resultantes en los planetas interiores (Mercurio, Venus, la Tierra, Marte) sumados a sus campos gravitacionales comparativamente débiles, hizo que la Tierra y sus vecinos fueran incapaces de conservar cantidades apreciables de los componentes más ligeros de la nube primordial. Esos materiales ligeros, entre los que se cuentan el hidrógeno, el helio, el amoniaco, el metano y el agua, se evaporaron de sus superficies y fueron finalmente barridos de la parte interna del Sistema Solar por corrientes de partículas procedentes del Sol, denominadas *viento solar*.

A distancias superiores a la órbita de Marte, las temperaturas eran mucho más frías. Por consiguiente, los grandes planetas exteriores (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno) acumularon enormes cantidades de hidrógeno y otros materiales ligeros procedentes de la nube primordial. Se piensa que la acumulación de esas sustancias gaseosas es responsable de los tamaños comparativamente grandes y de las bajas densidades de los planetas exteriores.

Estructura interna de la Tierra

Poco después de que se formara la Tierra, el calor liberado por las colisiones entre partículas, junto con el calor emitido por la desintegración de los elementos radiacti-

vos, hizo que parte, o todo, del interior de la Tierra se fundiera. La fusión, a su vez, permitió que los elementos más densos, principalmente el hierro y el níquel, se hundieran, mientras que los componentes más ligeros flotaron hacia arriba.

Una consecuencia importante de este periodo de diferenciación química es que permitió que grandes cantidades de compuestos gaseosos se separaran del interior de la Tierra, como ocurre en la actualidad durante las erupciones volcánicas. Gracias a este proceso fue evolucionando de manera gradual la atmósfera primitiva. Fue en este planeta, con esa atmósfera, donde apareció la vida como la conocemos.

En general, el interior de la Tierra se caracteriza por un aumento gradual de la temperatura, la presión y la densidad con la profundidad. Cálculos basados en la experimentación y en modelos indican que, a 100 kilómetros, la temperatura oscila entre 1.200 °C y 1.400 °C, mientras que en el límite núcleo-manto, se calcula una temperatura de unos 4.500 °C, que puede superar los 6.700 °C en el centro de la Tierra. Por supuesto el interior de la Tierra permanece "caliente"; sin embargo, la energía fluye lenta, pero continuamente, hacia la superficie, donde se pierde hacia el espacio exterior.

Si la temperatura fuera el único factor que determinara si un material se va a fundir, nuestro planeta sería una bola fundida cubierta por un caparazón externo delgado y sólido. Sin embargo, la presión también aumenta con la profundidad. La fusión, que va acompañada de un aumento de volumen, se produce a temperaturas mayores en profundidad debido al efecto de la presión confinante. Este aumento de la presión con la profundidad produce también el correspondiente aumento de la densidad. Además, la temperatura y la presión afectan en gran medida al *comportamiento mecánico o resistencia* de los materiales terrestres. En particular, cuando un mineral se aproxima a su temperatura de fusión, sus enlaces químicos se debilitan y su resistencia mecánica (resistencia a la deformación) se reduce de manera gradual.

Capas que componen la Tierra

La segregación del material, que empezó muy pronto en la historia de la Tierra, sigue ocurriendo todavía, pero a una escala mucho menor. Debido a esta diferenciación química, el interior de la Tierra no es homogéneo. Antes bien, consta de tres regiones principales que tienen composiciones químicas notablemente diferentes (Figura 1.9).

Las divisiones principales de la Tierra son: (1) la corteza, capa externa y comparativamente fina de la Tierra cuyo grosor oscila entre 3 kilómetros, bajo las dorsales oceánicas, y más de 70 kilómetros, debajo de algunos cinturones montañosos, como los Andes y el Himalaya; (2) el manto, capa rocosa y sólida que se extiende hasta una profundidad de unos 2.885 kilómetros; (3) el **núcleo**, que puede dividirse a su vez en el **núcleo externo**, capa metálica fundida de unos 2.270 kilómetros de grosor y el **núcleo interno**, esfera sólida rica en hierro que tiene un radio de 1.216 kilómetros.

Corteza. La corteza (la capa rígida más externa de la Tierra), se divide en corteza oceánica y corteza continental (Figura 1.9). Normalmente las cadenas montañosas de la corteza oceánica tienen un grosor que oscila entre 3 y 15 kilómetros y están compuestas por rocas ígneas oscuras denominadas *basaltos*. Por el contrario, el nivel superior de la corteza continental consta de una gran variedad de tipos de rocas, que tienen una composición media equivalente a una *roca granítica* denominada *granodiorita* (véase Capítulo 3). Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (aproximadamente 3,0 g/cm^3) que las rocas continentales*. Las rocas continentales tienen una densidad media de alrededor de 2,7 g/cm^3 y se han descubierto algunas cuya edad supera los 3.800 millones de años.

Manto. Más del 82% del volumen de la Tierra está contenido en el manto, una envoltura de unos 2.900 kilómetros de grosor. El límite entre la corteza y el manto refleja un cambio de composición. Aunque el manto se comporta como un sólido cuando transmite las ondas sísmicas, las rocas del manto son capaces de fluir a una velocidad increíblemente lenta. El manto se divide en *manto inferior* o *mesosfera*, que se extiende desde el límite núcleo-manto, hasta una profundidad de 660 kilómetros; y el *manto superior* que continúa hasta la base de la corteza.

Núcleo. El núcleo está compuesto fundamentalmente de hierro, con cantidades menores de níquel y otros elementos. A la presión extrema del núcleo, este material rico en hierro tiene una densidad media de alrededor de 11 g/cm^3 y se aproxima a 14 veces la densidad del agua en el centro de la Tierra. El núcleo interno y el externo son muy similares desde el punto de vista de su composición; su división se basa sus diferentes estados. El núcleo externo es líquido capaz de fluir. La circulación dentro del núcleo externo de nuestro planeta en rotación genera el campo magnético de la Tierra. El núcleo interno, a pesar de su temperatura más elevada, se comporta como un sólido.

Capas mecánicas

Sabemos ahora que la capa externa de la Tierra, que comprende la corteza y el manto superior, forma un nivel relativamente rígido y frío. Este nivel consta de materia-

*El agua líquida tiene una densidad de 1 g/cm^3; por consiguiente, la densidad del basalto es el triple que la del agua.

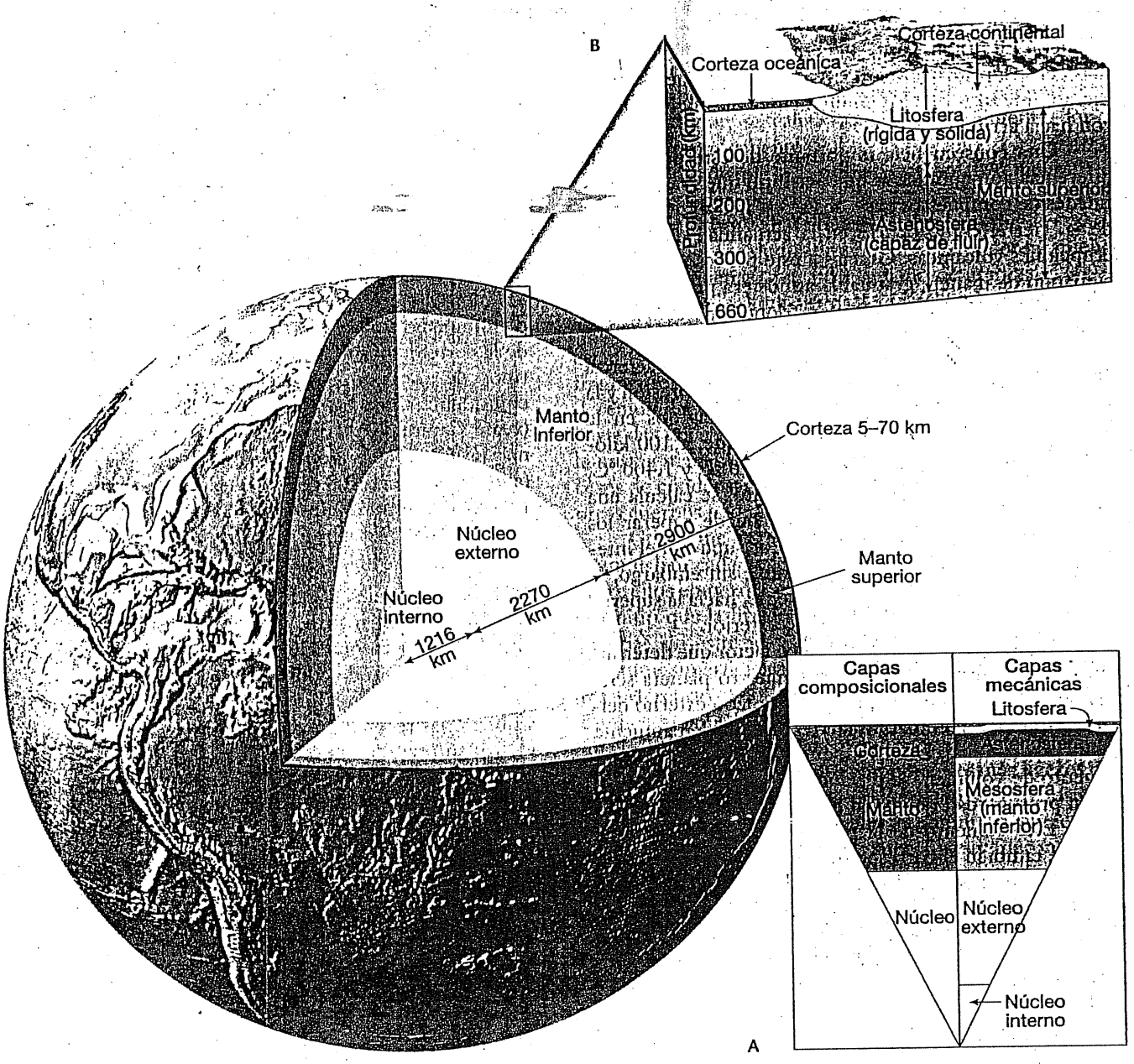


Figura 1.9 Visión de la estructura en capas de la Tierra. A. El núcleo interno, el núcleo externo y el manto están dibujados a escala, pero el grosor de la corteza se ha exagerado en unas cinco veces. B. Ampliación de la corteza externa de la Tierra. Muestra los dos tipos de corteza (oceánica, continental), la litosfera rígida y la astenosfera blanda.

les cuyas composiciones químicas son notablemente diferentes, pero que actúan como una unidad y se comportan de manera frágil frente a la deformación. A esta unidad rígida y externa se la denomina **litosfera** ("esfera de roca"). Con un grosor medio de unos 100 kilómetros, la litosfera puede alcanzar 250 kilómetros o más debajo de las porciones más antiguas (escudos) de los continentes (Figura 1.9). Dentro de las cuencas oceánicas, la litosfera tiene un grosor de tan sólo unos pocos kilómetros debajo de las dorsales oceánicas y aumenta hasta quizá 100 kilómetros en regiones donde hay corteza más antigua y fría.

Debajo de la litosfera (a una profundidad de unos 660 kilómetros) se encuentra una capa blanda, relativa-

mente plástica, localizada en el manto superior, y que se conoce como **astenosfera** ("esfera débil"). La región que abarca los 150 primeros kilómetros, más o menos, de la astenosfera tiene unas condiciones de temperatura y presión que permiten la existencia de una pequeña porción de roca fundida (quizá de un 1 a un 5%). Dentro de esta zona muy dúctil, la litosfera está efectivamente separada de la astenosfera situada debajo. La consecuencia es que la litosfera es capaz de moverse con independencia de la astenosfera, una cuestión que se considerará en la sección siguiente.

Es importante destacar que la resistencia a la deformación de los diversos materiales de la Tierra es función, a la vez, de su composición y de la temperatura y la presión a que estén sometidos. No debería sacarse la idea de que toda la litosfera es quebradiza, como las rocas encontradas en la superficie. Antes bien, las rocas de la litosfera se vuelven progresivamente más dúctiles (más fáciles de deformar) conforme aumenta la profundidad. A la profundidad de la astenosfera superior, las rocas están lo suficientemente cerca de su temperatura de fusión (puede producirse algo de fusión) que son fáciles de deformar. Por tanto, la astenosfera es blanda porque está caliente, exactamente igual a como la cera caliente es más blanda que la cera fría. Sin embargo, en el material situado debajo de esta zona blanda, la mayor presión compensa los efectos de la mayor temperatura. Por consiguiente, estos materiales se van endureciendo de manera gradual con la profundidad, de forma que el manto inferior es más rígido que el superior. Pese a ello, los materiales del manto inferior siguen siendo capaces de fluir muy lentamente.



La Tierra dinámica

¡La Tierra es un planeta dinámico! Si pudiéramos retroceder en el tiempo 1.000 millones de años o más, encontraríamos un planeta con una superficie absolutamente diferente de la que tiene en la actualidad. No habría Gran Cañón, Montañas Rocosas ni Apalaches. Además, encontraríamos continentes con formas diferentes y localizados en posiciones distintas con respecto a los actuales.

Por el contrario, hace 1.000 millones de años la superficie de la Luna era casi igual a la que vemos hoy. De hecho, si mirásemos con un telescopio desde la Tierra, quizá sólo faltaran unos pocos cráteres. Por tanto, cuando se compara con la Tierra, la Luna es un cuerpo sin vida que vaga a través del espacio y el tiempo.

Los procesos que alteran la superficie terrestre pueden dividirse en dos categorías: destructivos y constructivos. Los *procesos destructivos* son los que desgastan la Tierra, entre ellos la meteorización y la erosión. A diferencia de la Luna, donde la meteorización y la erosión progresan a velocidades infinitesimalmente lentas, estos procesos están alterando continuamente el paisaje de la Tierra. De hecho, esas fuerzas destructivas habrían nivelado hace mucho tiempo los continentes si no hubiera sido por los procesos constructivos que se oponen a aquéllas. Entre los *procesos constructivos* se cuentan el vulcanismo y la formación de montañas, que aumentan la elevación media de la Tierra. Como veremos, esas fuerzas dependen del calor interno de la Tierra para obtener su fuente de energía.

Tectónica de placas

En las últimas décadas, se ha aprendido mucho sobre la dinámica de nuestro planeta. De hecho, este periodo ha constituido una revolución sin igual en nuestro conocimiento sobre la Tierra. La revolución empezó a principios del siglo XX con la propuesta radical de la *deriva continental*, la idea de que los continentes se movían sobre la superficie del planeta. Esta propuesta contradecía el punto de vista establecido, según el cual, los continentes y las cuencas oceánicas eran permanentes y estacionarias. Por esta razón, la idea se recibió con gran escepticismo. Tuvieron que pasar más de 50 años antes de que se recogieran datos suficientes para transformar esta hipótesis controvertida en una teoría sólida que enlazara todos los procesos básicos que, se sabía, actuaban en la Tierra. La teoría que finalmente apareció, denominada **tectónica de placas**, proporcionó a los geólogos el primer modelo exhaustivo del funcionamiento interno de la Tierra*.

Según el modelo de la tectónica de placas, la litosfera está dividida en numerosos fragmentos denominados placas, que están en movimiento y cuya forma y tamaño cambian continuamente. Como se muestra en la Figura 1.10, se reconocen siete placas principales. Son las placas Norteamericana, Suramericana, del Pacífico, Africana, Euroasiática, Australiana y de la Antártida. Entre las placas de tamaño intermedio se cuentan la Caribeña, la de Nazca, la Filipina, la de Arabia, la de Cocos y la de Scotia. Además, se han identificado más de una docena de pequeñas placas, que no se muestran en la Figura 1.10. Obsérvese que varias placas grandes abarcan un continente entero más un área grande de suelo oceánico (por ejemplo, la placa Suramericana). Sin embargo ninguna de las placas está definida por completo por los márgenes de un sólo continente.

Las placas litosféricas se mueven a velocidades muy lentas, pero continuas, de unos pocos centímetros al año.

*La tectónica de placas está compuesta por varias ideas que explican el movimiento observado de la litosfera terrestre a través de los mecanismos de subducción y expansión del fondo oceánico, que, a su vez, generan los principales accidentes geológicos de la Tierra, entre ellos los continentes y las cuencas oceánicas.

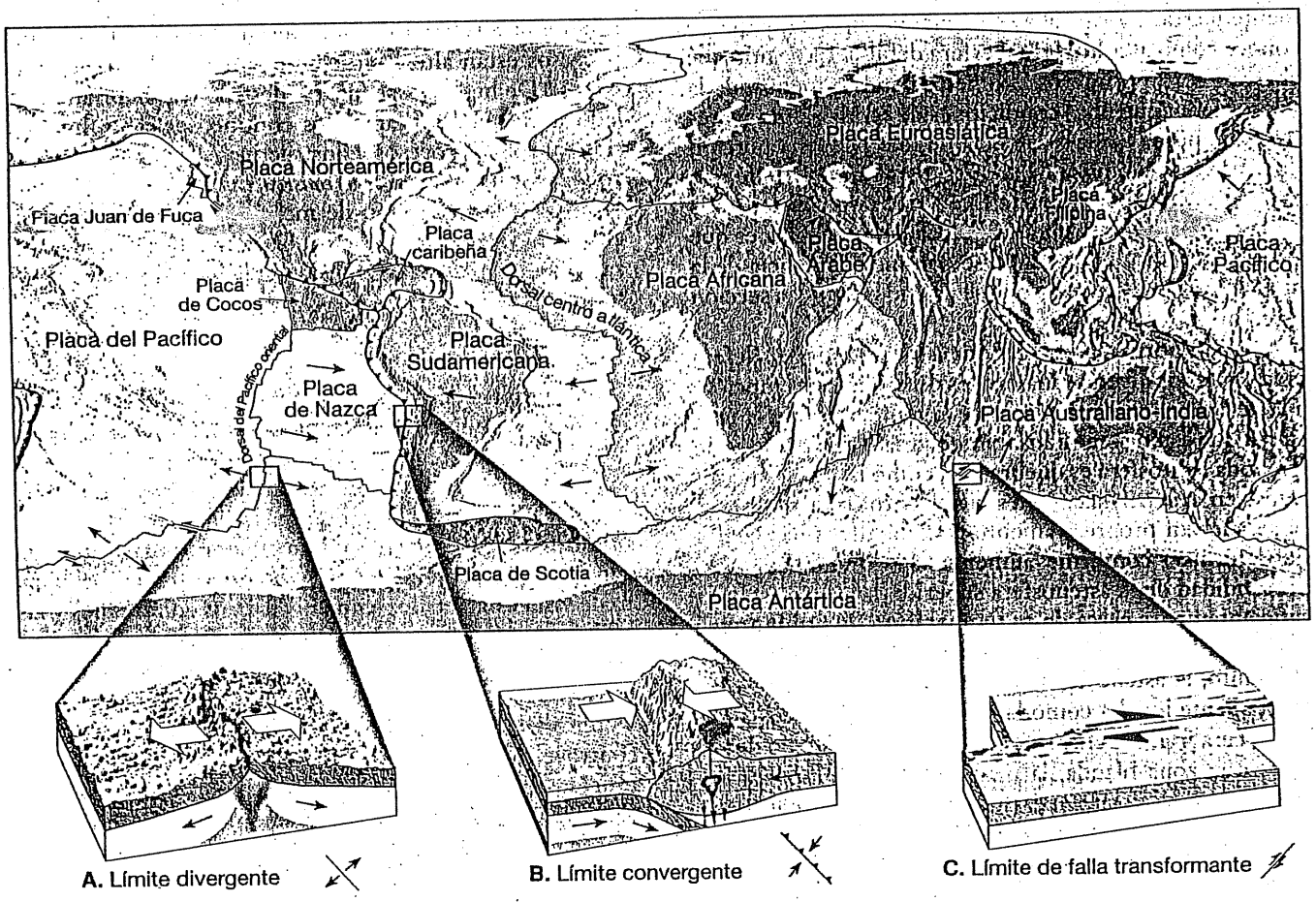


Figura 1.10 Mosaico de las placas rígidas que constituyen la envuelta externa de la Tierra. (Tomado de W. B. Hamilton, U.S. Geological Survey).

Este movimiento está impulsado en última instancia por la desigual distribución del calor dentro de la Tierra. El material caliente que se encuentra en profundidad en el manto se mueve despacio hacia arriba y actúa como una parte del sistema de convección interno de nuestro planeta. A la vez, los fragmentos más fríos y densos de la litosfera descienden de vuelta hacia el manto, poniendo en movimiento la capa externa y rígida de la Tierra. En último extremo, los dificultosos y titánicos movimientos de las placas litosféricas de la Tierra generan los terremotos, crean los volcanes y deforman grandes masas de roca transformándolas en montañas.

Límites de placas

Cada placa se mueve como una unidad coherente con respecto a las otras placas. Aunque el interior de las placas pueda deformarse, todas las interacciones entre ellas (y, por tanto, la mayor parte de la deformación) se produce a lo largo de sus *límites*. De hecho, los primeros intentos para esbozar los límites de las placas se realizaron localizando los epicentros de terremotos. El trabajo posterior demostró que las placas están unidas por tres tipos distintos de límites, que se diferencian por el tipo de movimiento que exhiben. Esos límites se muestran debajo de la figura 1.10 y se describen con brevedad aquí:

1. **Límites divergentes,** donde las placas se separan, lo que produce la ascensión del material del manto para crear nuevo suelo oceánico (Figura 1.10A).
2. **Límites convergentes,** donde las placas se aproximan, lo que tiene como consecuencia la subducción (consumo) de la litosfera oceánica en el manto (Figura 1.10B).
3. **Límites de falla transformante,** donde las placas se deslizan una con respecto a la otra sin producción ni destrucción de litosfera (Figura 1.10C).

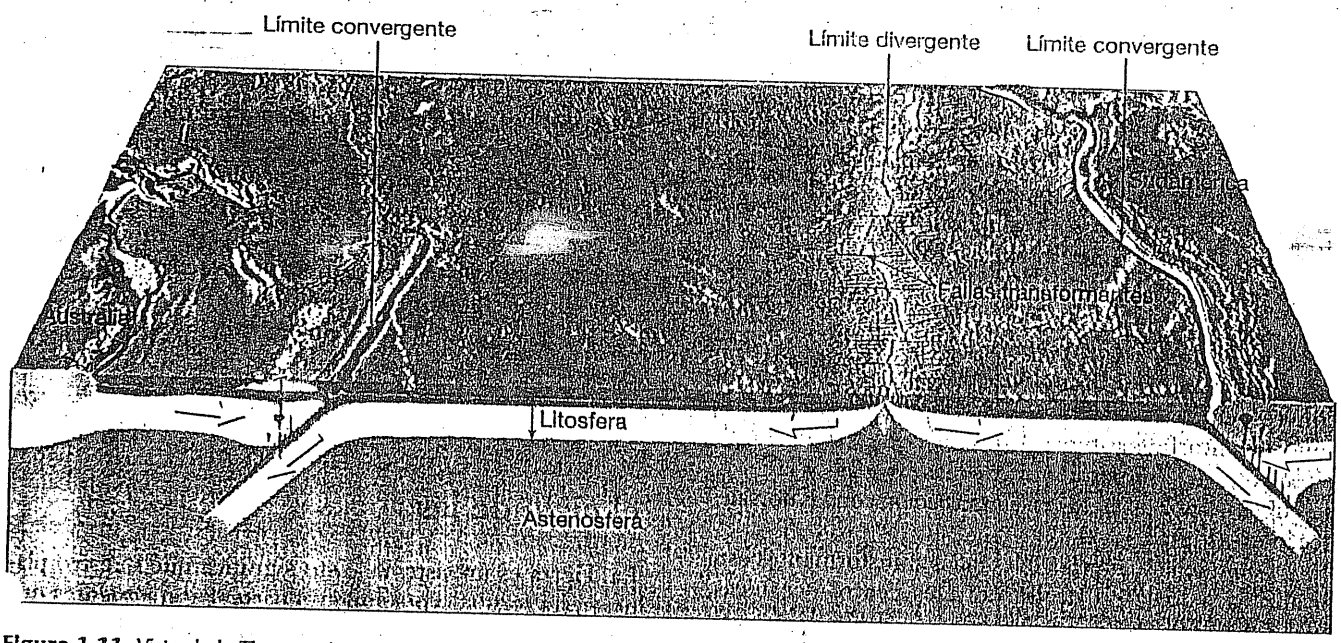


Figura 1.11 Vista de la Tierra en la que se muestra la relación entre los límites de placa divergentes y convergentes.

Examine cada placa grande de la Figura 1.10 y podrá ver que está unida por una combinación de esos límites. El movimiento a lo largo de un límite precisa que se hagan ajustes en los otros.

Límites divergentes. La expansión de las placas (divergencia) se produce fundamentalmente en las dorsales oceánicas. Conforme las placas se separan, las fracturas creadas se rellenan inmediatamente con roca fundida que sube desde la astenosfera inferior (Figura 1.11). Este material caliente se enfría lentamente hasta formar roca dura, produciendo nuevas franjas de fondo oceánico. Esto ha sucedido una y otra vez a lo largo de miles de millones de años, formándose así millares de kilómetros cuadrados de nuevo fondo oceánico.

Este mecanismo ha creado, por ejemplo, el suelo del océano Atlántico durante los últimos 160 millones de años y se denomina, con gran propiedad, **expansión del fondo oceánico.** Una velocidad típica de expansión del fondo oceánico es 5 centímetros al año, aunque varía considerablemente de un centro de expansión a otro. Esta velocidad de producción de litosfera en extremo lenta, es, no obstante, lo suficientemente rápida como para haber podido generar todas las cuencas oceánicas de la Tierra en los últimos 200 millones de años. De hecho, ninguna parte del suelo oceánico datada supera la edad de 180 millones de años.

Además, a lo largo de los límites divergentes, donde emergen las rocas fundidas, el suelo oceánico está elevado. Estas dorsales se extienden por todo el mundo a lo largo de 70.000 kilómetros cruzando todas las principales cuencas oceánicas. En la Figura 1.7 puede verse una parte del sistema de dorsales centro-oceánicas.

Conforme se va formando nueva litosfera a lo largo de la dorsal oceánica, esta litosfera se aleja lentamente, aunque sin cesar, del eje de la dorsal. Por tanto, empieza a enfriarse y a contraerse, incrementando con ello su densidad. Esto explica en parte la mayor profundidad a la que se encuentra la corteza oceánica, más antigua y fría, de las cuencas oceánicas profundas. Además, el enfriamiento hace que aumente la resistencia mecánica de las rocas del manto situadas debajo de la corteza oceánica, con lo que aumenta el grosor de la placa litosférica. Dicho de otra manera, el grosor de la listosfera oceánica depende de la edad. Cuanto más antigua (y fría) es, mayor es su grosor.

Límites convergentes. Aunque se está añadiendo constantemente nueva litosfera a las dorsales oceánicas, el planeta no aumenta de tamaño: el área de su superficie se mantiene constante. Para acomodar la litosfera recién creada, las placas oceánicas más antiguas vuelven al manto a lo largo de los *límites convergentes.* Conforme dos placas convergen lentamente, el borde anterior de una de las placas se dobla hacia abajo, lo que permite que se deslice por debajo del otro. Esto se muestra en la Figura 1.11. La expresión superficial producida por una placa descendente es una *fosa* submarina, como la fosa Perú-Chile ilustrada en la Figura 1.7.

Las regiones donde la corteza oceánica está siendo consumida se denominan **zonas de subducción.** En

ellas, conforme la placa que se hunde se desplaza hacia abajo, entra en un ambiente de presión y temperatura elevadas, de manera que algunos materiales subducidos, así como cantidades más voluminosas de la astenosfera, se funden y migran hacia arriba. A veces, estas rocas fundidas pueden alcanzar la superficie, cruzando la placa superior, donde dan lugar a erupciones volcánicas explosivas como la del monte Santa Elena en 1980 y Soufrière Hills en 1997.

Límites de falla transformante. Los límites de falla transformante se localizan donde las placas se deslizan una con respecto a la otra sin generar litosfera nueva ni consumir litosfera antigua. Estas fallas son paralelas a la dirección del movimiento de las placas y fueron descubiertas por primera vez en asociación con las dorsales oceánicas (Figura 1.11).

Aunque la mayoría de las fallas transformantes está localizada a lo largo de las dorsales centro-oceánicas, unas pocas atraviesan los continentes. La falla de San Andrés, en California, tan propensa a los terremotos, es un famoso ejemplo. A lo largo de esta falla, la placa del Pacífico se mueve hacia el noroeste, más allá de la placa Norteamericana. El movimiento a lo largo de este límite no pasa desapercibido. Conforme estas placas se deslizan una al lado de la otra, la tensión se acumula en las rocas situadas en lados opuestos de la falla. A veces, las rocas se rompen, liberándose energía en forma de un gran terremoto, como el que devastó San Francisco en 1906.

Límites cambiantes. Aunque el área de superficie total de la Tierra no cambie, el área de cada placa puede disminuir o crecer dependiendo de la distribución de los límites convergentes y divergentes. Por ejemplo, las placas Antártica y Africana están casi por completo unidas por centros de expansión y, por consiguiente, están aumentando de tamaño. Por el contrario, la placa del Pacífico está siendo subducida a lo largo de sus flancos norte y occidental y, por tanto, está disminuyendo de tamaño.

Además, pueden crearse nuevos límites de placa en respuesta a cambios en las fuerzas que actúan sobre ellas. Por ejemplo, un límite divergente relativamente nuevo está localizado en África, en una región conocida como los Valles del Rift del este de África. Si la expansión continúa allí, la placa africana se dividirá en dos placas separadas por una nueva cuenca oceánica. En otras localizaciones, placas que contienen corteza continental se están moviendo una hacia la otra. Finalmente esos continentes pueden colisionar y juntarse. Por tanto, el límite que una vez separó dos placas desaparece a medida que las placas se convierten en una. El resultado de una colisión continental de este tipo es una gran cordillera montañosa como la del Himalaya.

Siempre y cuando la temperatura en el interior de nuestro planeta se mantenga significativamente más elevada que la temperatura próxima a la superficie, el material del interior de la Tierra se seguirá moviendo. Este flujo interno, a su vez, mantendrá en movimiento la litosfera. Por tanto, mientras el motor térmico interno de la Tierra esté funcionando, las posiciones y las formas de los continentes y las cuencas oceánicas cambiarán, y la Tierra seguirá siendo un planeta dinámico.

En los siguientes capítulos examinaremos con más detalle el funcionamiento de nuestro cambiante planeta a la luz de la teoría de la tectónica de placas.

La Tierra como un sistema: el ciclo de las rocas

La Tierra es un sistema. Esto significa que nuestro planeta está formado por muchas partes interactuantes que forman un todo complejo. En ningún otro lugar se ilustra mejor esta idea que al examinar el ciclo de las rocas (Figura 1.12). El **ciclo de las rocas** nos permite examinar muchas de las interrelaciones entre las diferentes partes del sistema Tierra. Nos ayuda a entender el origen de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, y a ver que cada tipo está vinculado a los otros por los procesos que actúan sobre y dentro del planeta. Aprender bien el ciclo de las rocas permite examinar sus interrelaciones con mayor detalle a lo largo del libro.

Ciclo básico

Empecemos en la parte superior de la Figura 1.12. El **magma** es el material fundido que se forma en el interior de la Tierra. El magma acaba por enfriarse y solidificarse. Este proceso, denominado *cristalización*, puede ocurrir debajo de la superficie terrestre o, después de una erupción volcánica, en la superficie. En cualquiera de las dos situaciones, las rocas resultantes se denominan **rocas ígneas.**

Si las rocas ígneas afloran en la superficie experimentarán *meteorización*, en la cual la acción de la atmósfera desintegra y descompone lentamente las rocas. Los materiales resultantes pueden ser desplazados pendiente abajo por la gravedad antes de ser captados y transportados por algún agente erosivo: aguas superficiales, glaciares, viento u olas. Por fin, esas partículas y sustancias disueltas, denominadas **sedimentos,** son depositadas. Aunque la mayoría de los sedimentos acaba llegando al océano, otras zonas de acumulación son las llanuras de inundación de los ríos, los desiertos, los pantanos y las dunas.

A continuación, los sedimentos experimentan *litificación*, un término que significa "conversión en roca". El

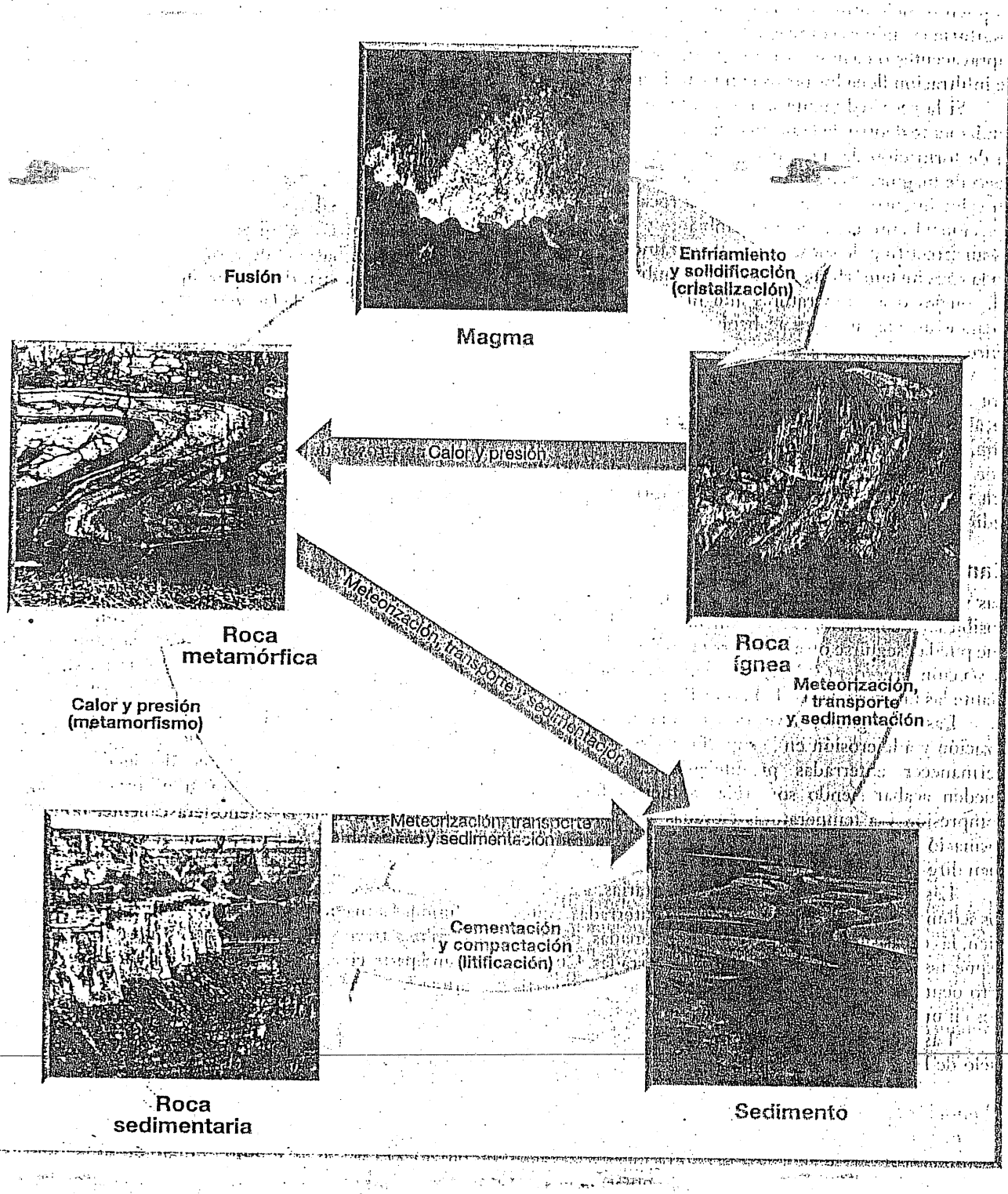


Figura 1.12 El ciclo de las rocas. Propuesto originalmente por James Hutton, el ciclo de las rocas ilustra el papel de los diversos procesos geológicos que actúan para transformar un tipo de roca en otro. (Fotos de J. D. Griggs, U.S.G.S. (A); E. J. Tarbuck (B, C, D)).

sedimento suele litificarse dando lugar a una **roca sedimentaria** cuando es compactado por el peso de las capas suprayacentes o cuando es cementado conforme el agua de infiltración llena los poros con materia mineral.

Si la roca sedimentaria resultante se entierra profundamente dentro de la tierra e interviene en la dinámica de formación de montañas, o si es intruida por una masa de magma, estará sometida a grandes presiones o a un calor intenso, o a ambas cosas. La roca sedimentaria reaccionará ante el ambiente cambiante y se convertirá en un tercer tipo de roca, una **roca metamórfica.** Cuando la roca metamórfica es sometida a cambios de presión adicionales o a temperaturas aún mayores, se fundirá, creando un magma, que acabará cristalizando en rocas ígneas.

Los procesos impulsados por el calor desde el interior de la Tierra son responsables de la creación de las rocas ígneas y metamórficas. La meteorización y la erosión, procesos externos alimentados por una combinación de energía procedente del Sol y la gravedad, producen el sedimento a partir del cual se forman las rocas sedimentarias.

Caminos alternativos

Las vías mostradas en el ciclo básico no son las únicas posibles. Al contrario, es exactamente igual de probable que puedan seguirse otras vías distintas de las descritas en la sección precedente. Esas alternativas se indican mediante las líneas azules en la Figura 1.12.

Las rocas ígneas, en vez de ser expuestas a la meteorización y a la erosión en la superficie terrestre, pueden permanecer enterradas profundamente. Esas masas pueden acabar siendo sometidas a fuertes fuerzas de compresión y a temperaturas elevadas asociadas con la formación de montañas. Cuando esto ocurre, se transforman directamente en rocas metamórficas.

Las rocas metamórficas y sedimentarias, así como los sedimentos, no siempre permanecen enterradas. Antes bien, las capas superiores pueden ser eliminadas, dejando expuestas las rocas que antes estaban enterradas. Cuando esto ocurre, los materiales son meteorizados y convertidos en nueva materia prima para las rocas sedimentarias.

Las rocas pueden parecer masas invariables, pero el ciclo de las rocas demuestra que no es así. Los cambios, sin embargo, requieren tiempo; grandes cantidades de tiempo.

El ciclo de las rocas y la tectónica de placas

Cuando James Hutton propuso por primera vez el ciclo de las rocas, se sabía muy poco sobre los procesos por medio de los cuales una roca se transforma en otra; sólo existían pruebas de que éstas se transformaban. De hecho, no fue hasta el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas cuando surgió una imagen relativamente completa del ciclo de las rocas.

En la Figura 1.13 se ilustra el ciclo de las rocas según el modelo de la tectónica de placas. Según este modelo, el material meteorizado procedente de las masas de tierra elevadas es transportado a los márgenes continentales, donde es depositado en capas que, sumadas, tienen un grosor de miles de metros. Una vez litificados, estos sedimentos crean el grueso prisma de rocas sedimentarias que flanquea los continentes.

Por fin, la actividad relativamente tranquila de la sedimentación a lo largo de un margen continental puede verse interrumpida si la región se convierte en un límite de placa convergente. Cuando esto ocurre, la litosfera oceánica adyacente al continente empieza a avanzar poco a poco hacia abajo, entrando en la astenosfera situada por debajo del continente. A lo largo de márgenes continentales activos como éste, la convergencia deforma el prisma de rocas sedimentarias dando origen a cinturones lineales de rocas metamórficas.

Conforme la placa oceánica desciende, algunos de los sedimentos suprayacentes son transportados en dirección descendente hacia la astenosfera caliente, donde experimentan también metamorfismo. Por último, algunas de esas rocas metamórficas son transportadas hacia zonas profundas donde las condiciones pueden desencadenar algo de fusión. El magma recién formado migrará entonces hacia arriba a través de la litosfera para producir rocas ígneas. Una parte cristalizará antes de alcanzar la superficie y el resto hará erupción y se solidificará en la superficie. Cuando las rocas ígneas quedan expuestas en la superficie, son inmediatamente atacadas por los procesos de meteorización, de forma que el ciclo de las rocas empieza de nuevo.

Resumen del capítulo

- *Geología* significa literalmente "el estudio de la Tierra". Las dos amplias ramas de la geología son: (1) *la geología física*, que examina los materiales que componen la Tierra y los procesos que actúan debajo y encima de su superficie; y (2) la *geología histórica*, que intenta comprender el origen de la Tierra y su desarrollo a lo largo del tiempo.

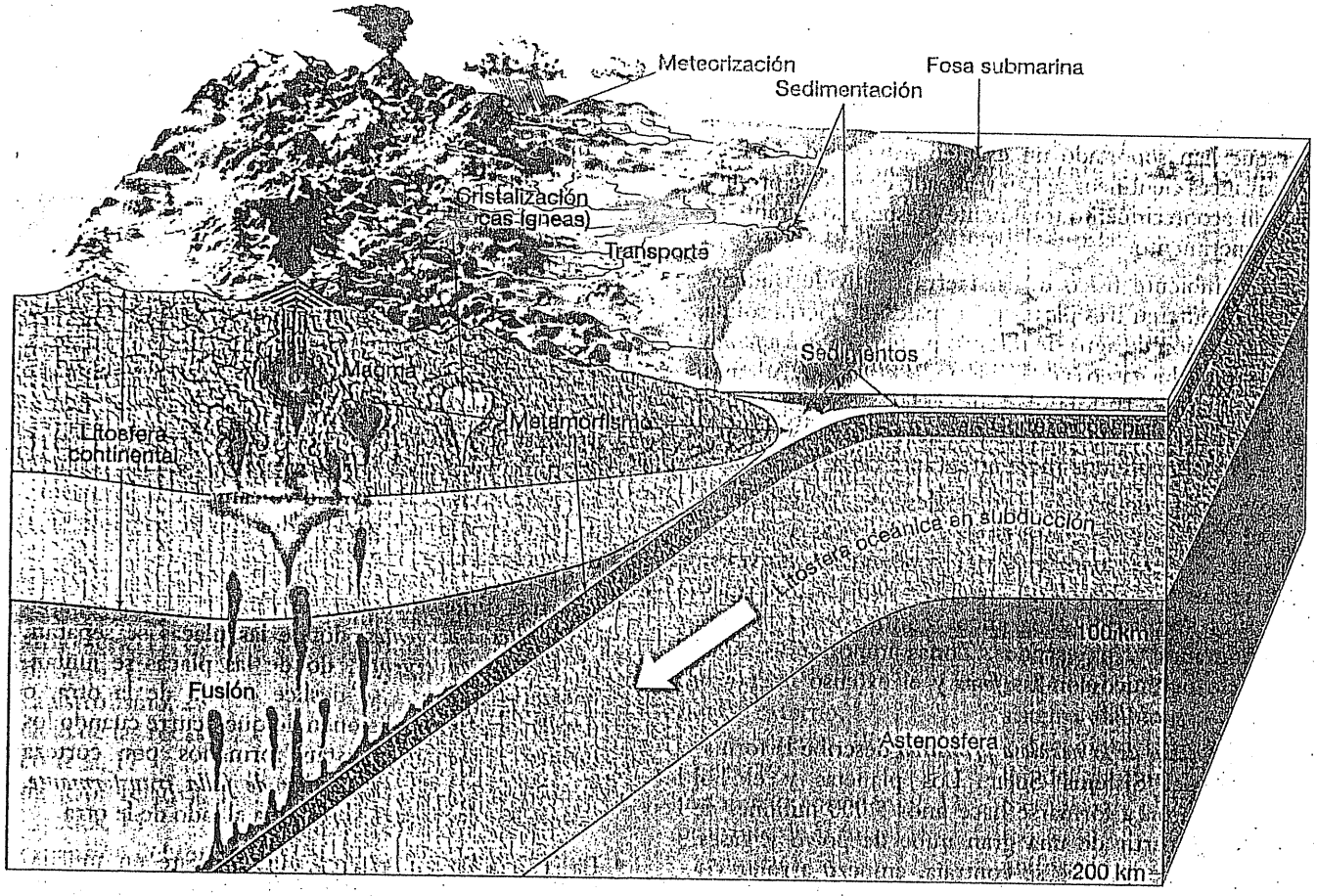


Figura 1.13 El ciclo de las rocas y su relación con el modelo de la tectónica de placas.

- Durante los siglos XVII y XVIII, el *catastrofismo* influyó en la formulación de explicaciones sobre la Tierra. El catastrofismo establece que los paisajes terrestres se han desarrollado fundamentalmente debido a grandes catástrofes. Por el contrario, el *uniformismo*, uno de los principios fundamentales de la geología moderna, avanzado por *James Hutton* a finales del siglo XVIII, establece que las leyes físicas, químicas y biológicas que actúan en la actualidad han actuado también en el pasado geológico. Esta idea suele resumirse como "el presente es la clave para el pasado." Hutton sostenía que los procesos que parecen ser lentos, podrían, a lo largo de lapsos prolongados de tiempo, producir efectos que fueran exactamente tan grandes como los resultantes de acontecimientos catastróficos súbitos. *A Sir Charles Lyell* (mediados del siglo XIX) se le reconoce el mérito de haber avanzado los principios básicos de la geología moderna con la publicación de las once ediciones de su gran obra, *Principios de Geología*.
- Utilizando los principios de la *datación relativa*, la ordenación de los acontecimientos en su secuencia u orden apropiados sin conocer su edad absoluta en años, los científicos desarrollaron una escala de tiempo geológico durante el siglo XIX. Pueden establecerse fechas relativas aplicando principios como los de *la ley de superposición y el principio de sucesión faunística*.
- Toda ciencia se basa en la suposición de que el mundo natural se comporta de una manera constante y predecible. El proceso mediante el cual los científicos recogen hechos y formulan *hipótesis* y *teorías* científicas se denomina *método científico*. Para determinar lo que ocurre en el mundo natural, los científicos suelen: (1) realizar observaciones; (2) desarrollar una hipótesis

científica; (3) construir experimentos para comprobar la hipótesis, y (4) aceptar, modificar o rechazar la hipótesis después de haberla sometido a prueba. Otros descubrimientos representan ideas puramente teóricas que han soportado un examen exhaustivo. Algunos avances científicos se han realizado cuando se produjo un acontecimiento totalmente inesperado durante un experimento.

- El ambiente físico de la Tierra se divide tradicionalmente en tres partes principales: la Tierra sólida; la porción de agua de nuestro planeta, la *hidrosfera;* y la envuelta gaseosa de la Tierra, la *atmósfera.* Además, la *biosfera,* la totalidad de vida sobre la Tierra, interacciona con cada uno de los tres reinos físicos y es igualmente una parte integrante de la Tierra.
- Las dos divisiones principales de la superficie terrestre son los continentes y las cuencas oceánicas. La *plataforma continental* y el *talud continental* marcan la transición continente-cuenca oceánica. Los principales accidentes geográficos continentales son las montañas y los escudos. Zonas importantes en el suelo oceánico son las *fosas* y el extenso *sistema de dorsales oceánicas.*
- La *hipótesis de la nebulosa primitiva* describe la formación del Sistema Solar. Los planetas y el Sol empezaron a formarse hace unos 5.000 millones de años a partir de una gran nube de polvo y gases. Conforme la nube se contraía, empezó a rotar y a adoptar una forma de disco. El material que era lanzado gravitatoriamente hacia el centro se convirtió en el *protosol.* Dentro del disco en rotación, pequeños centros, denominados *protoplanetas* absorbían cada vez más cantidad de los restos de la nube. Debido a sus elevadas temperaturas y a sus débiles campos gravitatorios, los planetas internos fueron incapaces de acumular y retener muchos de los componentes más ligeros. Debido a las temperaturas muy frías existentes en la lejanía del Sol, los planetas exteriores, grandes, consisten en enormes cantidades de materiales más ligeros. Esas sustancias gaseosas explican los tamaños comparativamente grandes y las bajas densidades de los planetas externos.
- La Tierra sólida tiene varias subdivisiones. En cuanto a composición, está dividida en una delgada *corteza* externa, un *manto* silicatado sólido y un *núcleo* denso. El núcleo, a su vez, se divide en un *núcleo externo* líquido y un *núcleo interno* sólido. Dos importantes capas mecánicas son la *litosfera* (corteza externa rígida con un grosor medio de 100 kilómetros) y la *astenosfera* (una capa relativamente dúctil localizada en el manto debajo de la litosfera).
- La teoría de la *tectónica de placas* proporciona un modelo exhaustivo del funcionamiento interno de la Tierra. Sostiene que la litosfera externa rígida de la Tierra está formada por varias unidades denominadas *placas* que están en movimiento lento y continuo unas en relación con otras. La mayoría de los terremotos, la actividad volcánica y la formación de las montañas están asociados con los movimientos de estas placas.
- Los tres tipos distintos de límites de placas son: (1) *límites divergentes,* donde las placas se separan; (2) *límites convergentes,* donde las placas se juntan, haciendo que una se deslice debajo de la otra, o donde las placas colisionan, lo que ocurre cuando los bordes enfrentados están formados por corteza continental; y (3) *los límites de falla transformante,* donde las placas se deslizan una al lado de la otra.
- La Tierra es un sistema que consiste en muchas partes interactuantes que forman un todo complejo. El *ciclo de las rocas* es un ejemplo excelente de esta idea y es una manera de considerar muchas de las interrelaciones de la geología. Ilustra el origen de los tres tipos básicos de roca y el papel de varios procesos geológicos en la transformación de un tipo de roca en otro. Las *rocas ígneas* se forman a partir de un *magma* que se enfría y solidifica en un proceso denominado *cristalización.* Las *rocas sedimentarias* se forman cuando los productos de la *meteorización,* denominados *sedimentos,* experimentan *litificación.* Las *rocas metamórficas* se forman a partir de una roca que ha sido sometida a una presión y un calor elevados en un proceso denominado *metamorfismo.*

Preguntas de repaso

1. La geología se divide tradicionalmente en dos amplias áreas. Nombre y describa esas dos subdivisiones.
2. Describa brevemente la influencia de Aristóteles en las ciencias geológicas.
3. ¿Cómo percibían la edad de la Tierra quienes proponían el catastrofismo?
4. Describa la doctrina del uniformismo. ¿Cómo consideraban los defensores de esta idea la edad de la Tierra?

5. Describa brevemente las contribuciones de Hutton, Playfair y Lyell.
6. ¿Cuál es la edad aproximada de la Tierra?
7. La escala de tiempo geológico se estableció sin la ayuda de la datación radiométrica. ¿Qué principios se utilizaron para desarrollar esta escala temporal?
8. ¿Por qué los eones Arcaico y Proterozoico no están subdivididos en tantas unidades como el eón Fanerozoico?
9. ¿En qué se diferencia una hipótesis científica de una teoría científica?
10. Enumere y describa brevemente las cuatro "esferas" que constituyen nuestro medio ambiente.
11. La línea de costa actual no es el límite entre los continentes y las cuencas oceánicas. Explíquelo.
12. Describa brevemente los acontecimientos que llevaron a la formación del Sistema Solar.
13. Enumere y describa brevemente las capas composicionales en que se divide la Tierra.
14. Compare la astenosfera y la litosfera.
15. ¿Con qué tipo de límite de placa están asociados cada uno de los fenómenos siguientes: zona de subducción, falla de San Andrés, expansión del fondo oceánico y monte Santa Elena?
16. Utilizando el ciclo de las rocas, explique la afirmación: "una roca es la materia prima para otra".

Términos fundamentales

astenosfera, 19
atmósfera, 11
biosfera, 12
catastrofismo, 2
ciclo de las rocas, 22
corteza, 17
datación relativa, 5
escudos, 15
expansión del fondo oceánico, 21
fosas submarinas, 15
geología, 2
geología física, 2
geología histórica, 2
hidrosfera, 10
hipótesis, 8
hipótesis de la nebulosa primitiva, 15
ley de la superposición, 5
litosfera, 18
magma, 22
manto, 17
núcleo, 17
núcleo externo, 17
núcleo interno, 17
placas, 19
plataforma continental, 13
principio de la sucesión faunística, 5
roca metamórfica, 24
roca sedimentaria, 24
rocas ígneas, 22
sedimentos, 22
sistema de dorsales oceánicas, 15
taludes continentales, 13
tectónica de placas, 19
teoría, 9
uniformismo, 2
zonas de subducción, 21

Recursos de la web



La homepage *Earth* proporciona recursos "en línea" para este capítulo en Internet. Encontrará ejercicios de revisión, actualizaciones específicas para los temas del capítulo, lecturas sugeridas y vínculos a otras páginas. Visite la homepage *Earth* en http://www.prenhall.com/tarbuck.

Comisión de Publicaciones

Unidad 1. El Universo. El Sistema Solar. Meteoritos

EL UNIVERSO Y EL SISTEMA SOLAR

No es posible considerar el orígen de la Tierra, su edad y composición original sin previamente tratar el orígen del Sistema Solar y del Universo, hasta lo que nos es posible.

La edad del Universo es uno de los más interesantes parámetros cosmológicos y de hecho que su edad finita ha intrigado filosóficamente y tiene grandes implicancias físicas.

La Tierra en el espacio

Tiene un radio aproximado a 6400 Km y una circunsferencia de 40.000 Km, que pareciera enorme comparado con nuestras distancias, pero en relación a la escala del Universo, la Tierra, e incluso el Sistema Solar son infinitamente pequeños. Las distancias astronómicas son medidas en años-luz, que es la distancia que la luz recorre en un año a 300.000 kilómetros por segundo (aprox.9,5 billones de kilómetros). Ejemplos de distancias:

La Luna está a 1,25 segundos-luz de la Tierra;

La Tierra está a 8 minutos-luz del Sol.

El promedio del diámetro del Sistema Solar es de 11 horas/luz. Estas son pequeñas si comparamos con los 4 años-luz que nos separan de α Centauro, una de las estrellas más cercanas de los miles de millones de nuestra galaxia, pero grande comparada con los 0,025 segundos luz que separan Buenos Aires de Sudáfrica por ejemplo.

Nuestra Galaxia es un disco aplastado de gas, polvo y estrellas, de unos 80.000 años-luz, medidos en los dos extremos de la espiral. Esta Galaxia por su parte es solo una de millones (400 millones son detectadas desde la Tierra).

Origen de los elementos químicos:

Los elementos son primariamente substancias químicas indivisibles. Su orígen, abundancia relativa y distribución en el Universo, es ahora concocido como estrechamente asociado a la evolución e historia de la vida de las estrellas.

Observaciones astronómicas e investigaciones de laboratorio indican que reacciones termonucleares en los interiores muy calientes de las estrellas han creado paso a paso, todos los elementos desde el primordial Hidrógeno, que es el más simple, liviano y abundante en el Universo.

En el centro del Sol la presión es tan alta que los elementos comunes no pueden mantener las capas electrónicas, que les son habitua-

///

///les en la superficie terrestre. El Sol sería un cuerpo mucho más pequeño y denso de lo que es, si su temperatura no fuera tan extraordinariamente elevada.

Debe existir por lo tanto un equilibrio, entre la Tierra y la densidad media del Sol.

En forma simple puede decirse, que la historia de una estrella puede definirse por sucesivos pasos de contracción gravitacional y reacciones termonucleares. La contracción causa calentamiento arriba del núcleo de las estrellas con temperaturas cercanas a las que producen que el combustible atómico se transforme, por varios procesos termonucleares envolviendo protones (núcleos de Hidrógeno), neutrones y núcleos de elementos livianos, en elementos pesados, liberando energía radiante (comunmente como luz). Muchas estrellas viejas explotan (como las novas y supernovas) esparciendo sus elementos al espacio. Estrellas nuevas compuestas por esos antiguos elementos continúan sus procesos de reacciones nucleares, sintetizando elementos de peso atómico cada vez más elevado.

Analizando las pruebas provenientes de los espectros de absorción solar, estelar e interestelar, se ha observado que existe una extrema uniformidad de la composición del Universo, si se hacen las correspondientes correcciones para la temeperatura y otros efectos en cada caso.

El Hidrógeno predomina ampliamente, sigue el Helio y el resto constituyen menos del 1% del total.

La hipótesis del "Big Bang", considera que todo el Universo visible consistió antiguamente en una o varias esferas de neutrones dotadas de tal energía y masa que entró en colapso y explotó, arrojando el grueso de su materia al espacio con tal fuerza que desde entonces ha seguido expandiéndose continuamente para formar el Universo actual.

Sobre la base de los corrimientos al rojo se estima que la edad del Universo, desde el "Big-Bang" primordial, está entre los 17.000 y 18.000 millones de años. Esta edad, y la significación de tiempo y distancia del corrimiento al rojo, parece ahora confirmada por los estudios sobre el índice de desintegración del Renio 187 (que se convierte en Osmio 187, estable) y la concentración de estos isótopos en los meteoritos. Las determinaciones efectuadas por los cosmocronólogos indican una edad de 18.000 m.a. para el comienzo de la formación de los elementos químicos. Puede estimarse entonces en 18.000 m.a. la edad del Universo visible, que es la región del es-

///pacio donde todo se aleja a una velocidad un poco menor que la de la luz, y por consiguiente puede ser observado.

Origen del Sistema Solar

El Sistema Solar consiste en planetas, lunas, asteroides, cometas, meteoritos, polvo y gas, y la estrella central el Sol, alrededor del cual todos giran. Lo hacen curiosamente en la misma dirección (casi todos) y casi en el mismo plano. Esto deja poca duda de que fueron formados en conjunto.

Diferentes partes del sistema solar tienen edades similares:

Rocas más viejas de la Luna:	4600 m.a.
Meteoritos:	4550 m.a.
Edad corteza terrestre (estimada)	4550 m.a.

Estos datos permiten sugerir que la edad del Sistema Solar sería de alrededor de 4600-5000 m.a.

Teorías cosmogónicas:

1) Condensación de una gran nube de gas, gradualmente contraída bajo su propia gravitación. Esto hace que la masa central se caliente suficientemente por reacciones termonucleares y se forme una nueva estrella, el Sol. Condensaciones a su alrededor formaron los planetas que son calentados solamente como para mezclar sus interiores rocosos.

2) Condensación de planetas y lunas, de corrientes de gas y polvo - que giran alrededor de un sol preexistente y una estrella pasante - "intrusa", que ejerció una fuerza gravitatoria intensa como para atraer masas de material solar de las caras opuestas del Sol. Este material condensó en partículas sólidas: Planetesimales.

3) Condensación de un disco de gas y polvo eyectado de un enorme sol y con una rotación rápida.

Solamente los grandes planetas, lejos del Sol, han retenido grandes cantidades de gas de condensación original.

La parte central de la nube se condensó para formar el Sol, que - tiene una masa de 99,8% en relación con los planetas; el disco giratorio de polvo y gases, que se formó rápidamente a partir de la nebulosa que rodeaba al sol, se fraccionó en torbellinos de tamaño y disposición irregulares dentro de una zona radial pero cuyos tamaños, por lo general aumentaban hacia las zonas exteriores. Finalmente quedaron masas de gases aisladas y a diferentes distancias del Sol. Estas masas fueron denominadas "protoplanetas", que giraban en el mismo sentido y casi en el mismo plano.

COMPARANDO LOS PLANETAS

A pesar de los esfuerzos para observar, a través de vastas distancias, los científicos del pasado tenían solamente un planeta que podían estudiar de cerca: la Tierra. Pero veinte años de trayectoria planetaria han dado nuevas definiciones para las ciencias de la Tierra (Geología, Meteorología), lo que llevó a la creación de una disciplina enteramente nueva, llamada Planetología comparativa.

Estudiando la geología de los planetas y las lunas, y comparando las diferencias y similaridades entre ellos, estamos aprendiendo más sobre el orígen e historia de estos mundos y del propio sistema solar.

El clima nos afecta a todos en la Tierra. Es importante comprender nuestra compleja máquina climática y geológica. Pero también otros planetas tienen clima y evolución geológica. Estudiando el clima y geología de otros planetas y comparándolos con el nuestro, podemos comprender mucho mejor nuestra Tierra.

El clima y la geología son entonces las mayores áreas de la ciencia que se benefician con la investigación espacial. Algún día, tal vez los biólogos puedan tener su oportunidad de comparar las únicas formas de vida que conocemos con criaturas vivientes de otros planetas.

MERCURIO

Las fotografías enviadas por el Mariner 10 a la Tierra, revelaban una vieja superficie con cráteres, muy similar a la de nuestra Luna. Las fotos mostraban también riscos o acantilados que cruzaban el planeta. Esto aparentemente se creó cuando el interior de Mercurio se enfrió y se redujo, comprimiendo la superficie del planeta. Los riscos miden aproximadamente 2 km de alto y 1500 km de largo.

Los instrumentos a bordo del Mariner 10 descubrieron que el planeta tiene un campo magnético débil y un rastro de atmósfera (con una densidad de la trillogésima parte de la Tierra, y compuesta, principalmente por Argón, Neon y Helio). La nave reportó temperaturas que oscilaban desde los 510 grados Celsio (950°F) en el lado iluminado por el Sol, y -210° Celsio (-346°F) en el lado oscuro.

Los días y las noches son largas en Mercurio. Le toma 59 días de la Tierra para hacer una rotación simple. Gira con una velocidad de alrededor de 10 km por hora (el giro de la Tierra es de alrededor de 1600 km por hora en el ecuador).

Mercurio, como la Tierra, parece tener una corteza de silicatos. Los científicos creen que tiene una corteza rica en hierro que forma casi la mitad de su volumen.

Antes del satélite Mariner 10, se sabía muy poco sobre Mercurio. Inclusive el mejor telescópio mostraba a Mercurio como un objeto indistinto sin ninguna característica en su superficie. El planeta está tan cerca del sol que se pierde, generalmente con el brillo de este. Cuando se hace visible en el atardecer o amanecer, se oscurece por el polvo y la bruma de nuestra atmósfera. Solo el radar telescópico dió algunas pautas de las condiciones de la superficie de Mercurio, antes del viaje del Mariner 10.

VENUS

Venus, nuestro vecino más cercano, fue el objeto de las primeras exploraciones interplanetarias (1962). Se asemeja a la Tierra en tamaño, composición física y densidad más que cualquier otro planeta conocido. Sin embargo las sondas descubrieron vastas diferencias en cómo estos planetas evolucionaron.

Aproximadamente el 97 por ciento de la atmósfera de Venus es dióxido de carbono, 100 veces más densa que en la Tierra. La atmósfera de Venus actúa como un "invernadero", que permite que la radiación solar llegue hasta la superficie, capturando el calor que sería enviado

hacia el espacio. Como resultado, las temperaturas de la superficie son de 482° Celsio (900°F), el calor necesario para derretir el plomo.

El radar de la sonda Pioneer permitió ver a través de la densa nube que cubre a Venus, y determinar las características superficiales de una extensa área. Entre estas características se encuentran dos áreas tipo continentales. Una, de un tamaño cercano a la mitad de Africa, ubicada en la región ecuatorial. La otra, como Australia, en el norte.

Hay evidencias de dos áreas volcánicas, una de ellas es más grande que la cadena volcánica Hawaii-Midway (la más grande de la Tierra), con montañas más altas que el Everest. La concentración de luz en estas dos regiones, sugiere una actividad volcánica frecuente. Este descubrimiento permite colocar a Venus como el tercer cuerpo del Sistema Solar con vulcanismo activo, junto con la Tierra y el satélite de Júpiter, Io.

El clima predominante de Venus es una rápida circulación de las nubes que están formadas por ácido sulfúrico. Las velocidades de estas alcanzan más de 362 km por hora. La circulación va en un mismo sentido (de este a oeste), como la rotación retrógrada de Venus. Los vientos de la Tierra soplan de oeste a este, la misma dirección que su rotación.

LA TIERRA

Con los viajes al espacio aprendimos mucho sobre nuestro planeta Tierra. Así se descubrió una zona de intensa radiación rodeando a la Tierra, llamada ahora Región de Radiación Van Allen. Los satélites artificiales revelaron que el campo magnético tiene forma de lágrima debido al viento solar (la corriente de partículas eyectadas por el sol). Aprendimos que el campo magnético de la Tierra no pierde su intensidad hacia el espacio, sino que tiene límites definidos, y también aprendimos que nuestra atmósfera, que se creía que era tranquila y estática, hierve en actividad, expandiéndose de día y achicándose de noche. Es afectada entonces por los cambios en la actividad solar y contribuye al clima de la Tierra.

Los satélites artificiales ubicados aproximadamente a 35.000 km en el espacio, juegan cada día un rol mayor en el pronóstico del tiempo y en la evaluación y estudio de los recursos naturales terrestres. Un monitoreo contínuo y global nos provee de vastas informaciones además de contribuir a un mejor entendimiento de la compleja máquina climática y geológica.

Vista desde el espacio, la Tierra se distingue por sus aguas azules y sus nubes blancas. Envuelta en un océano de aire que consiste de 78% de Nitrógeno, 21% de Oxígeno, la Tierra es el único planeta del Sistema Solar conocido que alberga vida. La Tierra gira alrededor del Sol a una distancia de 149 millones de kilómetros, por lo que es el tercer planeta desde el Sol y el quinto más grande del Sistema Solar.

Su rápido giro y su composición interna de hierro y níquel dan lugar a un campo magnético extenso, que junto con la atmósfera, actúan atajando las radiaciones peligrosas del Sol y otras estrellas. Muchos meteoritos se desintegran en la atmósfera antes de poder chocar con la superficie. Los procesos activos geológicos dejaron evidencias de la vieja corteza que seguramente tuvo después de formarse.

La Tierra tiene un solo satélite natural: la Luna.

LA LUNA

De la Luna se extrajo una colección de rocas y suelo que pesaban en total 382 kg, consistiendo en más de 2.000 ejemplares separados. Incluso un geólogo estudió su superficie. De este importante material, y otros estudios, los científicos construyeron una historia de la Luna desde su orígen. Las rocas recolectadas tienen una edad radimétrica de 4.000 a 4.300 millones de años. Se cree que el Sistema Solar se formó hace 4.600 millones de años. Los primeros millones de años de la evolución de la Luna fueron tan violentos que quedaron pocos rastros. Cuando la capa

exterior se fue enfriando gradualmente y solidificando en diferentes rocas, la Luna fue bombardeada por inmensos asteroides y objetos mas pequeños. Algunos de ellos tenían tamaños considerables y sus colisiones con la Luna crearon inmensas depresiones de cientos de kilómetros.

El bombardeo catastrófico terminó hace 4.000 millones de años, dejando cráteres y una profunda capa de rocas fragmentadas. El calor producido por los elementos radiactivos comenzaron a derretir el interior de la Luna a una profundidad de alrededor de 200 km por debajo de su superficie. Entonces, alrededor de 3.800 a 3.100 millones de años, grandes corrientes de lava se elevaron desde el interior de la Luna y se desparramaron sobre su superficie, llenando las depresiones que formaban las partes oscuras de la Luna, llamadas mares o "maría". Las exploraciones muestran que no hubo actividad volcánica significativa después de los 3.000 millones de años y desde entonces, la superficie lunar, ha sido alterada solamente por las partículas atómicas provenientes del Sol y las estrellas.

Si nuestros astronautas hubieran aterrizado en la Luna 1.000 millones de años atrás, se vería como lo es ahora, y por miles de años desde el presente, las pisadas dejadas por la tripulación Apolo permanecerán claramente.

MARTE

Las fotos enviadas de la Llanura de Chryse, donde el Viking aterrizó en 1976, muestran un paisaje rojizo y desértico, con rocas y médanos. El polvo fino y rojizo del suelo marciano le da al cielo un color rosado. Otra sonda reveló la presencia de un paisaje más ondulante que el visto por la anterior, pero no hay ninguna formación medanosa visible.

Ambas misiones se convirtieron en estaciones meteorológicas y estudiaron la velocidad del viento y su dirección, las temperaturas atmosféricas y la presión. La temperatura atmosférica mas alta fué de -21°C (-17°F) en verano, la más baja fue de -124° Celsio (-191°F) en invierno. La velocidad del viento alcanzó casi a ser un huracán durante las tormentas de polvo.

Se fotografiaron espacios brillantes (probablemente agua congelada) durante el segundo invierno del planeta.

La atmósfera marciana, como la de Venus, es principalmente dióxido de carbono. Se encuentran en bajo porcentaje Nitrógeno, Oxígeno y Argón con rastros de Kryptón y Xenón. El aire marciano contiene 1/1000 de agua que en la Tierra, pero ésta pequeña cantidad puede condensarse y formar nubes que suben muy alto en la atmósfera. Se pueden formar en los valles espacios con helada matutina.

Hay evidencia que en el pasado una atmósfera marciana mas densa, pudo haber permitido que el agua corriera en el planeta. Existen características que se asemejan a costas, lechos de ríos e islas lo que sugiere que existieron grandes ríos en el planeta.

JUPITER

Más alla de Marte y entre el Cinturón de Asteroides se encuentra el gigante del Sistema Solar: Júpiter.

Las sondas y misiones espaciales enviadas a este planeta lo revelaron como una bola de Hidrógeno líquido, rodeado con una única atmósfera coloreada que consiste en Hidrógeno y Helio. También contiene pequeños rastros de Metano, Amoníaco, Etano, Acetileno, Fósforo, Germanio tetrahídrico y posiblemente acido cianhídrico. Las nubes de Júpiter tienen también Amoníaco y cristales de agua. Los científicos creen que hay regiones donde el Metano, Amoníaco, agua y otros gases pueden reaccionar y formar moléculas orgánicas. Sin embargo, debido a la dinámica de la atmósfera de Júpiter, estos compuestos orgánicos, si existen, tienen probablemente corta vida.

La Gran Mancha Roja ha sido observada durante siglos por telescopios terrestres. Es una tremenda tormenta atmosférica, similar a los huracanes

terrestres, que rota en sentido contrario a las agujas del reloj.

Los satélites espaciales detectaron en la atmósfera superior hechos similares a las auroras boreales de la Tierra, en las regiones polares de Júpiter.

El Voyager informó sobre un anillo rodeando a Júpiter. Las fotografías enviadas por la nave espacial mostraban un anillo muy delgado y débil para ser visto con telescopios desde la Tierra.

Siendo el mayor del Sistema Solar, Júpiter rota a paso lento, una vez cada nueve horas, 50 minutos, 30 segundos. Le lleva casi 12 años terrestres para computar una vuelta al Sol. El planeta es como un mini Sistema Solar, con 16 lunas conocidas girando alrededor de él.

Una nueva misión (el Proyecto Galileo) se está preparando para los próximos años. Un satélite descenderá mientras otro se quedará girando en la órbita del planeta.

Los Satélites Galileanos

En 1610, Galileo Galilei apuntó su telescopio a Júpiter y vió cuatro puntos de luz girando alrededor del planeta. Fue la primera vez que un humano vió las lunas de otro planeta. Los cuatro mundos descubiertos serían conocidos como los Satélites Galileanos, en honor a su descubridor.

Uno de los descubrimientos mas remarcables desde el punto de vista geológico de la misión Voyager fueron los volcanes activos en la luna galileana Io. Fue la primera vez que se observaron erupciones volcánicas extraterrestres. Las cámaras del Voyager identificaron por lo menos ocho volcanes activos en esa Luna. La expulsión de materiales se extienden por más de 250 km por sobre su superficie. La superficie del satélite, de tonalidades naranja y amarillo, es probablemente el resultado de los materiales ricos en sulfuro llevados a la superficie por la actividad volcánica.

El mas brillante de estos satélites es Europa que tiene el tamaño aproximadamente de nuestra Luna. Su superficie presenta una compleja formación que indica que la corteza se fracturó.

Como Europa, las otras dos lunas galileanas, Ganimede y Calisto son mundos congelados de hielo y roca. Ganimede es el satélite mas grande del Sistema Solar (más grande que Mercurio).

Se compone de cerca de 50% de agua o hielo y el resto es roca. Calisto, un poco más pequeño que el anterior, tiene la densidad mas baja de todos los satélites galileanos, lo que implica que tiene grandes cantidades de agua en su composición.

SATURNO

Ningún planeta del Sistema Solar está adornado como Saturno. Su sistema exquisito de anillos es inigualable. Como Júpiter, Saturno se compone de hidrógeno principalmente. Pero en contraposición a los colores vívidos y la turbulencia violenta de las nubes de Júpiter, Saturno tiene un color mas sutil y amarillento.

Las naves espaciales descubrieron que hay miles de pequeños anillos alrededor de Saturno.

Estos anillos se componen de infinidad de partículas de baja densidad que giran individualmente alrededor del ecuador a distancias progresivas de las nubes superiores del planeta. Los análisis de ondas de radio a través de los anillos mostraron que las partículas varían de tamaño. Mucho del material que las compone es hielo y roca.

Los científicos creen que los anillos resultaron, tanto de una luna o un cuerpo que pasó muy cerca de Saturno y que fué destruído por grandes fuerzas gravitatorias, o de una coalición incompleta del material del planeta, o de colisiones con objetos mayores que giraban alrededor del planeta.

Estas partículas son incapaces de unirse y formar una luna o de alejarse debido a que cada una de ellas parece ser atraída por la fuerza de

El Voyager detectó interferencias como la estática que se escucha en la radio del auto durante una tormenta eléctrica. Estas interferencias son típicas de los rayos pero se cree que provenían del sistema de anillos del planeta y no de su atmósfera ya que no se observó ningún rayo en ella. Pero, como en Júpiter, el Voyager vió la versión de la aurora boreal terrestre cerca de los polos de Saturno.

Los satélites espaciales también estudiaron las lunas saturninas, detectaron lunas desconocidas, y determinaron que Titan (la mayor) tiene una atmósfera en base a Nitrógeno. El Metano es uno de los constituyentes mas importantes de la atmósfera de Titan. La temperatura de la superficie parece tener el punto "triple" de Metano, lo que significa que éste puede estar presente en Titan en sus tres estados: líquido, gaseoso y sólido (hielo). El Metano, por lo tanto, podría jugar el mismo papel que el agua en la Tierra.

A pesar que las cámaras de las naves no pudieron penetrar el denso halo que oscurece la superficie de Titan, los estudios indican que éste puede ser un lugar donde la lluvia o nieve cae de las nubes de Metano generando ríos y glaciares.

Debido a la acción fotoquímica por Radiación Solar, el Metano de Titan, podría ser convertido en Etano, Acetileno y Etileno y estos se combinarían con Nitrógeno y ácido cianhídrico. La combinación es un paso a los aminoácidos. Se cree que la temperatura de Titan es muy baja para permitir el progreso de la química orgánica. Sin embargo, esta condición puede ser similar a lo que ocurría en la atmósfera de la Tierra hace 3 o 4 mil millones de años.

URANO Y NEPTUNO

La primera nave en llegar a estos gigantes verde azulados será el Voyager 2, preparado para llegar a Urano en 1986 y a Neptuno en 1989. Los dos planetas son similares en masa y diámetro. Son más fríos y mas densos que Saturno. Se sabe que la atmósfera de ambos contiene Metano lo que da al planeta su usual color verdoso. Se cree que poseen atmósferas profundas principalmente compuestas de Hidrógeno y Helio. Los científicos creen que tienen corteza de roca y metal cubierta por capas de hielo, hidrógeno gaseoso e hidrógeno líquido. Urano tiene un sistema de anillos descubiertos en 1977. Urano tiene cinco lunas conocidas; Neptuno dos.

PLUTON

Es una rareza del Sistema Solar. No tiene nada en común con los gigantes gaseosos. Viaja más lejos del Sol que cualquier otro planeta, sin embargo la excentricidad de su órbita periódicamente lo lleva dentro de la órbita de Neptuno. Su órbita está también bastante inclinada, es decir está bastante más baja y arriba del plano de las órbitas de otros planetas. Fue descubierto en 1930 después de varios años de búsqueda por los astrónomos, quienes seguian la predicción del noveno planeta. Su diámetro, se creyó que era mas grande que Mercurio pero las observaciones posteriores la calcularon entre 3.000 y 3.500 km, lo que es casi igual a nuestra Luna. Las observaciones demostraron que la superficie de Plutón está cubierta por hielo de Metano.

A pesar de ser pequeño, tiene su satélite. Su luna fué descubierta en 1978 y se llamó Charon.

No hay ningún proyecto hasta ahora para enviar un satélite a Plutón. De los nueve planetas, será el unico no visitado este siglo por una nave automática.

METEORITOS

Los meteoritos son cuerpos sólidos de tamaño reducido del sistema solar que circulan por el espacio interplanetario y caen sobre la superficie de la tierra y otros planetas. El hombre recoge los meteoritos caídos en la superficie terrestre y los guarda en colecciones; una de ellas es la del Museo de La Plata, otra la del Museo Nacional de Bs.As. y otra la del Museo de Córdoba. El estudio de los meteoritos tiene enorme interés pues aclara aspectos del origen del universo, del sistema solar, de la tierra y, en cierta medida, del origen de la vida.

Se han coleccionado hasta el presente cerca de 2000 meteoritos, depositados en los grandes museos del mundo.

El tamaño de los meteoritos es muy variable, sin contar los micrometeoritos, que son partículas redondeadas de unos 100-200 micrones de diámetro, que caen continuamente como fina lluvia sobre mares y tierras, mezclándose con los sedimentos continentales o marinos. Fuera de estos, los meteoritos de las colecciones miden generalmente centímetros a decímetros de diámetro, pero existen algunos que son gigantescos. El mayor de todos es el Hoba (los meteoritos se nombran por la localidad donde han sido hallados), en Sud Africa, que es una masa retangular de unos tres metros de lado y un peso de 60 toneladas. En la Argentina, los más grandes son el Otumpa, de casi 14 toneladas, y el Toba, de más de 4. Salvo estos casos, la mayoría pesan centígramos o kilogramos.

La forma de los meteoritos es variada, altamente irregular, aunque algunos tienen forma cónica o puntuda.

La superficie suelen tener marcas como surcos suaves (piezoglip tos), que marcan la pérdida de materia por roce al entrar en la atmósfera y calentarse. El calentamiento atmosférico (igual al del reingreso de una nave espacial) suele además originar una costra de fusión, delgada película negra adherida a la superficie.

FENOMENOS DE LA CAIDA

Los meteoritos viajan por el espacio muy rápidamente; su velocidad cósmica es 42 km/seg, o sea unos 151.000 km/hora. Al penetrar en la atmósfera y atravesar capas de aire cada vez más densas, los meteoritos sufren una desaceleración en lo que se llama la región del retardo, a unos 10-13 km por encima de la tierra. Los meteoritos se frenan, se calientan por pérdida de materia y, a veces, estallido, y finalmente caen a la tierra solicitados por la acción de la gravedad, o sea a una velocidad de 0,1-0,2 km/seg (entre 360 y 720 km/hora).

El pasaje de un meteorito por las capas inferiores de la atmosfera produce fenómenos luminosos y sonoros. Los primeros consisten en luz, que se ve como una estela (estrellas fugaces), originada por calentamiento o incandescencia en la superficie meteorítica. Los fenómenos sonoros consisten en un retumbar, como el de un trueno o rodar de carros, que se debe a la onda de choque contra el aire, similar por lo tanto a los zumbidos de los aviones supersónicos. El retumbar se puede oir a varios km, a veces decenas, y la luz (que aparece cuando el meteorito se halla a unos 150 km de altura) es visible a distancias mucho mayores.

A causa del frenado atmosférico de los meteoritos , cuando tocan la tierra están fríos o, a lo sumo, tibios, quedando sobre la superficie o enterrándose pocos cm en la tierra. Todo pozo o depresión producido por el impacto de un meteorito se denomina astroblema. Un buen ejemplo la da la luna donde se tienen astroblemas que van desde centenas de km de diámetro hasta las que son microscópicas; ello se debe a que la luna carece de cubierta atmosférica protectora.

En particular, el nombre astroblema se aplica a hoyas o depresiones circulares de decenas de metros de diámetro; el más conocido es el Cráter Meteoro, Arizona, EE.UU., que tiene un diámetro de casi 1300m y una profundidad de 174 m. Si los astroblemas están en zonas de clima lluvioso, se llenan de agua y forman lagos circulares.

Los grandes astroblemas se deben a que los meteoritos de gran tamaño, que pesan más de 10 toneladas, no alcanzan a ser desacelerados por completo en la región de retardo y golpean la tierra reteniendo parte de su velocidad cósmica. Al producirse el impacto, se frenan instantáneamente con liberación de gran cantidad de energía según la fórmula de Einstein ($E=M.V^2$), y es esa energía la que excava el cráter o astroblema y volatiliza el meteorito. En ocasiones, un meteorito grande se desintegra en la región del retardo, por lo que en una región determinada caen multitud de fragmentos (lluvia de meteoritos). Un ejemplo muy conocido es el de Campo del Cielo, en Chaco, donde cayeron centenares de trozos de variado tamaño y formaron multitud de pequeños astroblemas elipsoidales.

TIPOS DE METEORITOS

Hay tres tipos fundamentales de meteoritos:

1- Meteoritos metálicos o sideritos: están compuestos por hierro y níquel, el primero abundante y el segundo subordinado (de 4% a 20%, según los subtipos). El hierro y el níquel forman aleaciones, y por su naturaleza metálica se estudian con los métodos de la metalografía.

Su reconocimiento suele ser difícil, pues se oxidan en contacto con el aire y parecen un trozo cualquiera de hierro herrumbrado. Además, muchos trozos metálicos que caen actualmente del cielo son chatarra espacial, es decir, fragmentos desatélites o cohetes. Se conocen actualmente unos 650 sideritos.

2- Meteoritos pétreos o acrolitos: están formados por minerales de rocas ígneas (olivina, piroxeno), por lo que son más difíciles de reconocer que los metálicos. Son los más abundantes de todos los meteoritos, conociéndose más de 1000.

La mayoría de ellos tiene una estructura de cuerpos redondeados que forman la masa de la piedra; los cuerpos redondeados se llaman condros, y los meteoritos, condritos o condritas. Algunas condritas, muy pocas, contiene restos de hidrocarburos: son las condritas carbonosas, muy importantes porque representan aglutinación del polvo cósmico y porque los hidrocarburos pueden ser de origen orgánico. El meteorito Nogoyá es la única condrita carbonosa caída en territorio argentino.

3- Meteorritos pétreo-metálicos o siderolitos: son intermedio entre los dos primeros, pues contienen metal (Fe,Ni) y material pétreo. Son muy escasos.

Queda un grupo dudoso, las tectitas, que están formadas de vidrio marrón o negro. Son pequeños (cms), de forma redondeadas. Modernamente se cree que no son meteoritos.

EDAD DE LOS METEORITOS

Mediante distintos métodos geoquímicos (método isótopos del plomo, del rubidio-estroncio, del potasio-argón) se ha logrado establecer con bastante precisión la edad de formación de estos cuerpos. En conjunto, su edad es del orden de 4500 millones de años, es decir muy próxima a la edad de formación del sistema solar.

Son por lo tanto los materiales más antiguos que el hombre conoce, pues las rocas más viejas de la tierra no exceden de 3500 millones de años.

ORIGEN DE LOS METEORITOS

Actualmente se considera que los meteoritos son fragmentos de uno o varios cuerpos celestes, que orbitaban alrededor del sol, entre Marte y Júpiter.

Estos cuerpos celestes no habrían sido muy grandes, posiblemente de tamaño esteroidal medio (entre 100 y 250 km de diámetro), constituidos originalmente por un agregado de (polvo) condros, partículas metálicas y gases. La actividad radiactiva habría producido la fusión interior, y la consiguiente formación de un núcleo metálico y de una corteza.

La formación de estos cuerpos celestes habría ocurrido al miemo tiempo o poco después de la formación de los planetas (unos 4500 millones de años), pero su fragmentación en meteoritos habría tenido lugar en época mucho más reciente.

RELACION ENTRE METEORITOS Y LA TIERRA

Los distintos tipos de meteoritos han servido para establecer analogías con la composición interna de la tierra, que como se verá más adelante, tiene núcleo metálico y un manto o envoltura del núcleo que es rocosa.

En una interpretación, el material del manto sería una condrita, es decir, una roca de composición de meteoritos pétreos. En cuanto al núcleo de la tierra, se estima que está compuesto de hierro-níquel, como los meteoritos metálicos.

NOTA: al ingreso de la sala de exhibición de Geología del Museo, se exhiben buenos ejemplos de meteoritos.-

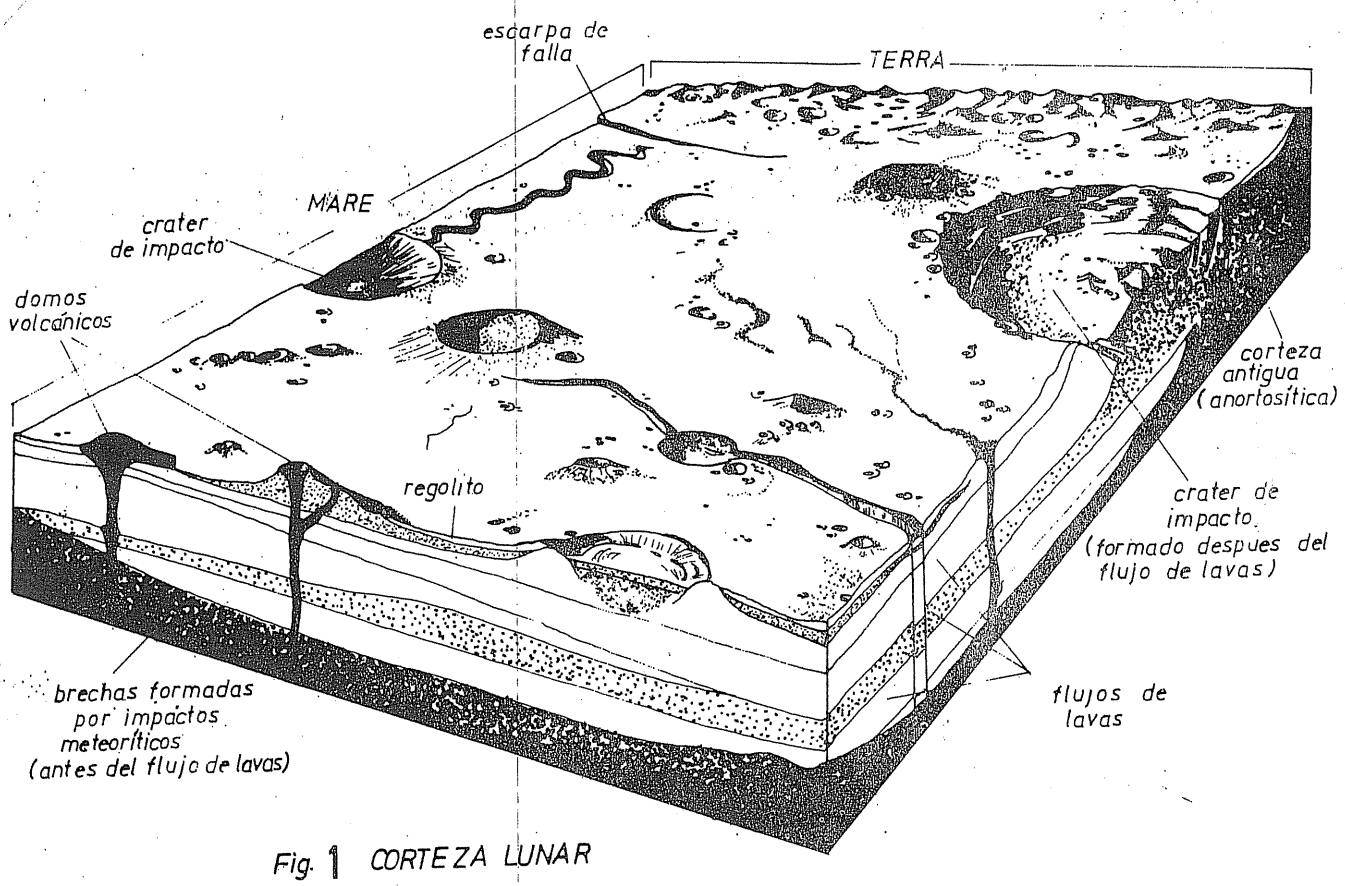


Fig. 1 CORTEZA LUNAR

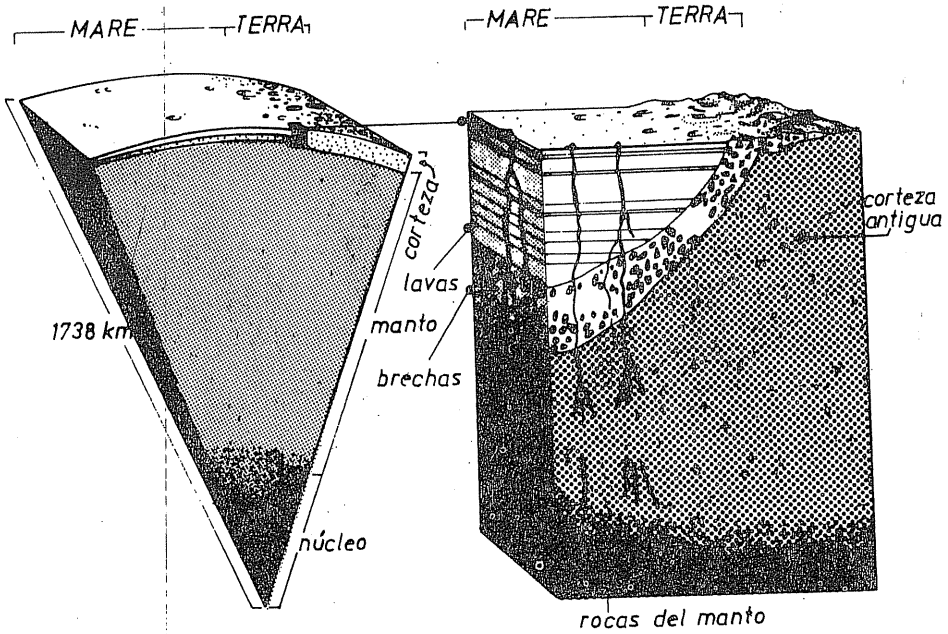


Fig. 2 Interior de la Luna y corteza.

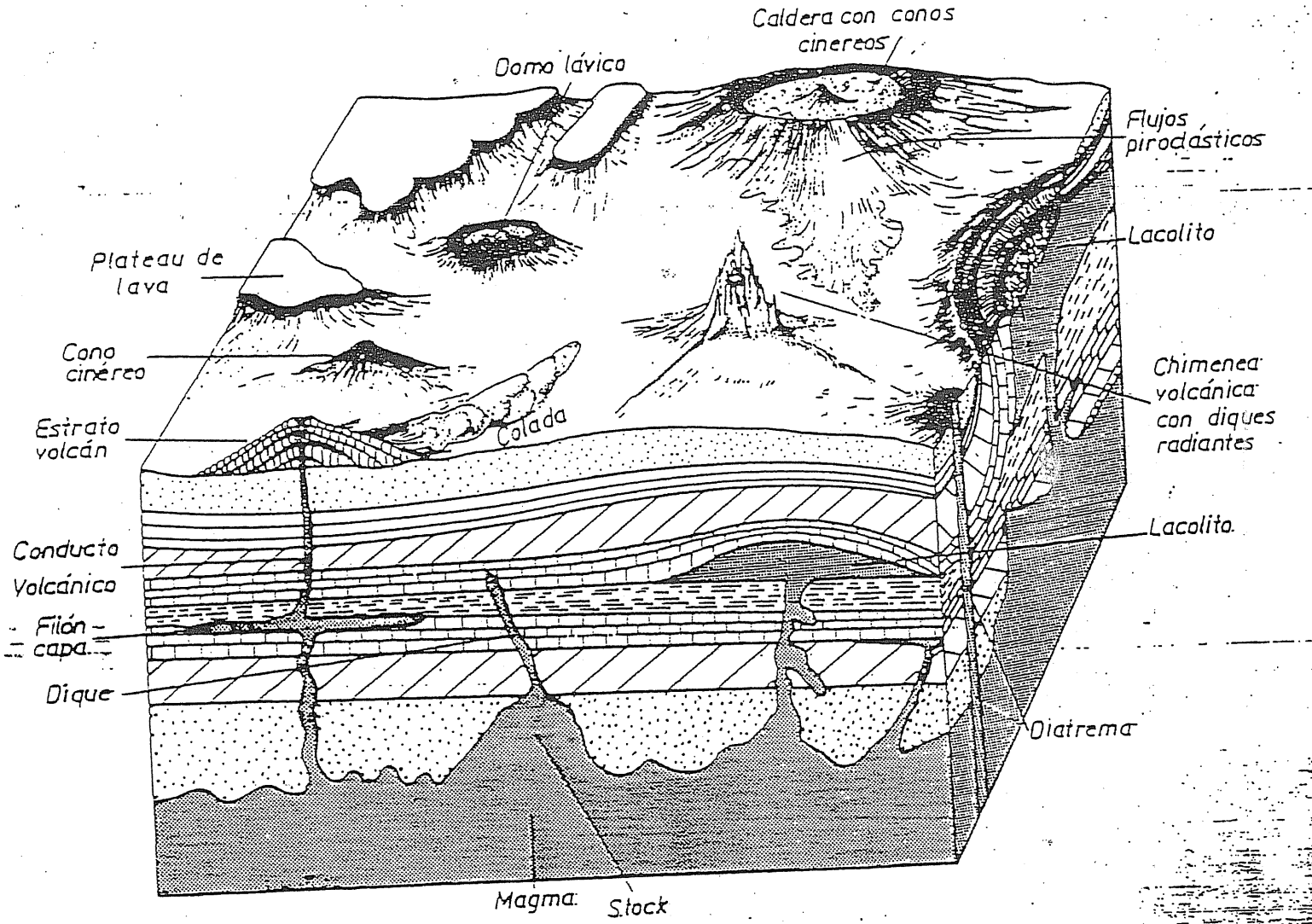
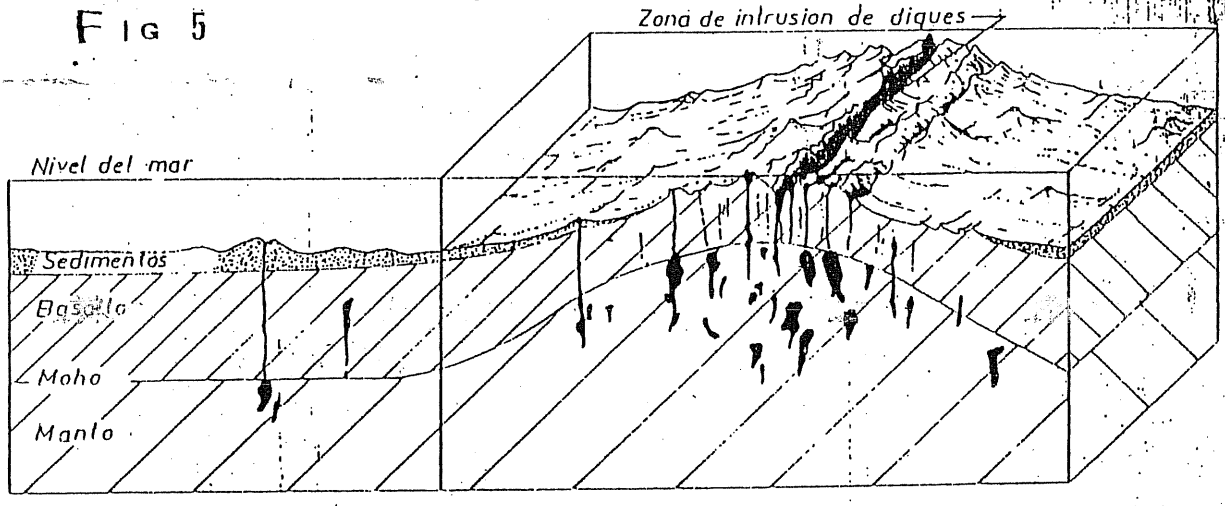

Caldera con conos cinereos
Domo lávico
Flujos piroclásticos
Lacolito
Plateau de lava
Cono cinéreo
Chimenea volcánica con diques radiantes
Estrato volcán
Colada
Lacolito
Conducto Volcánico
Filón – capa
Dique
Diatrema
Magma
Stock

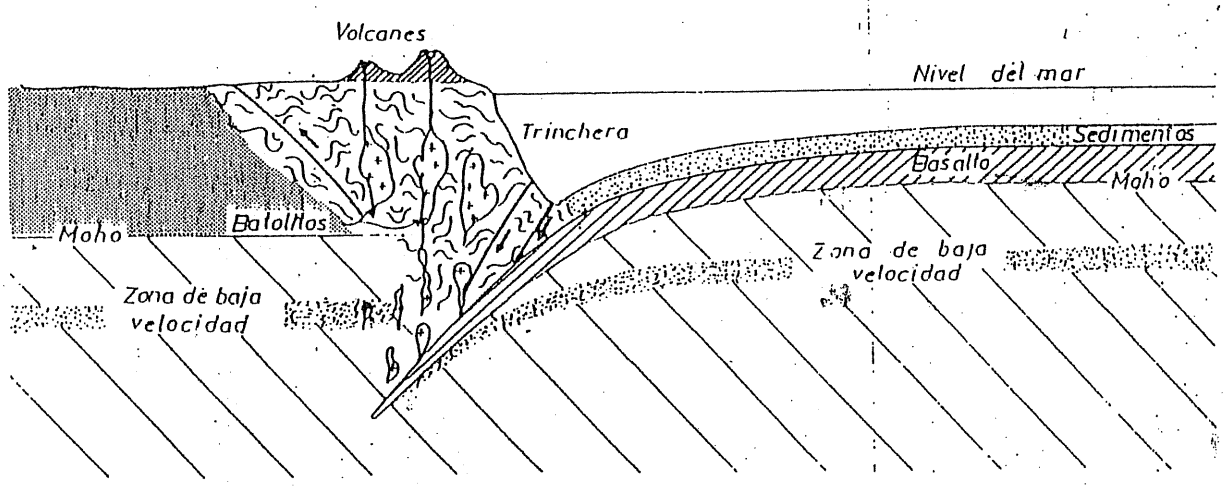
FIG 4

FIG 5



Formación de basaltos por fusión parcial de las rocas del manto superior en las dorsales oceánicas.

FIG 6



Formación de batolitos y volcanes en un margen de placa convergente.

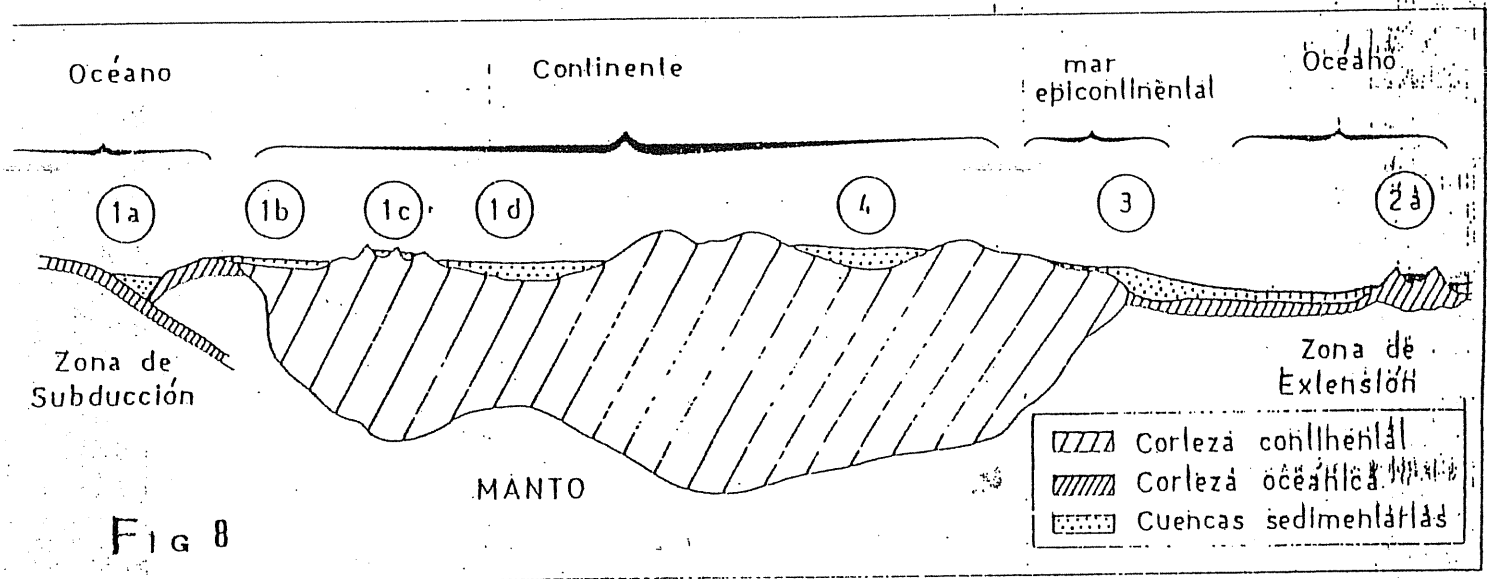


FIG 8

2) A-1 ORIGINAL 2006

GEOMORF.

UNIDAD . : Geología y sus ramas. El planeta Tierra. Partes exteriores. Estructura interna.

CIENCIAS GEOLOGICAS: SUS RAMAS

La geología, o mejor dicho las ciencias geológicas por que se trata de un conjunto de disciplinas afines, se ocupa de estudiar la composición, la estructura, los rasgos internos y externos, la historia y la evolución del planeta tierra y de todas las manifestaciones de la vida sobre él. Por otro lado, el resultado de estos conocimientos, más el desarrollo de tecnologías propias, origina ramas especializadas de la geología que tienen por objeto reconocer, caracterizar los recursos naturales de orígen mineral (carbón, petróleo, agua subterránea, gas, metales, metaloides, materiales de construcción, etc.), así como ubicar los mejores sitios y las condiciones de estabilidad de las grandes obras civiles (diques, caminos, puertos, embalses, edificios). Por fin, los viajes espaciales han ampliado el campo de la geología para incluir la luna y, en forma indirecta, otros planetas del sistema solar.

Nacida modestamente en la primer mitad del siglo XVIII, la geología y sus ciencias se ha convertido en una de las grandes disciplinas científicas de la humanidad. Las necesidades de la investigación y de la aplicación han determinado que la geología se fuera dividiendo en una serie de ramas especializadas, que en última instancia se apoyan o descansan en un conjunto de ciencias auxiliares, como ser la física, la química, la astronouía, la biología. Además, hay que incluir la matemática, que es auxiliar a todas las ciencias.

La geología no debe ser confundida con la geografía, que es una ciencia de síntesis que describe y estudia la tierra (especialmente su parte superficial) en tanto habitat del hombre. Algunas ramas de la geografía, como la geografía física, tiene puntos de contacto con otras de la geología, pero los aspectos demográficos y culturales de la geografía se alejan notablemente de las ciencias geológicas. Un geógrafo puede hacer aportes a la geología (el caso más notable es el de Alfredo Wegener, autor de la famosa y hoy superada teoría de la deriva continental, que era meteorólogo), pero lo más común es que sean los geólogos los que den las bases y razones para las interpretaciones geográficas.

Las ramas principales de la geología son las siguientes:

Materia que estudia	Nombre	Ciencias de Apoyo
Componentes de la tierra	Mineralogía, Petrología	Física, Geoquímica
Procesos superficiales	Geografía Física	Meteorología, Oceanografía
Rasgos o formas superficiales	Geomorfología	Todas las geológicas
Fuerzas de la tierra	Geodinámica, Geología Estructural, Tectónica	Física, Geofísica
Vida terrestre y sus restos	Paleontología	Biología
Historia de la Tierra	Geología Histórica	Biología, Paleontología, etc.
Distribución de los terrenos	Geología Regional	Paleontología, etc.
Edad de la Tierra	Estratigrafía (relativa) Geocronología (absoluta)	Paleontología, etc. Física, Química

La corteza terrestre y los planetas explorados están constituídos de minerales, y la mineralogía se ocupa de estudiarlos en todos sus aspectos (estructura- cristalografía- composición, propiedades físicas,

distribución, aplicaciones, etc.). En última instancia, la misma agua puede considerarse un mineral líquido, que al cristalizar pasa a mineral sólido (hielo, nieve).

En la superficie terrestre los minerales aparecen asociados formando conjuntos que se llaman rocas, que son las unidades mayores que forman la corteza terrestre. Las rocas son estudiadas, en todos sus aspectos, por la petrología.

Mineralogía y petrología son ciencias básicas, sin las cuales no sería posible el conocimiento geológico.

Las rocas y minerales de la superficie terrestre son sometidas a una combinada acción de los procesos externos, tales como los agentes meteorológicos, el agua corriente, etc. Todos los procesos superficiales- y también los profundos- son abarcados por la Geografía Física. Los procesos superficiales van moldeando la superficie terrestre; el estudio de las formas resultantes, de sus causas y su evolución, es el motivo de la Geomorfología, a la que corresponde por lo tanto la interpretación o desciframeinto evolutivo de los paisajes.

Otra rama importante es la Geodinámica, que se ocupa de las fuerzas y tensiones que actúan incesantemente, con velocidad variable, en el interior de la tierra y provocan modificaciones en grande y pequeña escala reconocibles superficialmente. La Geología Estructural se ocupa de analizar las estructuras reconocibles en las rocas, que se originan como resultado de dichas fuerzas. A la geología estructural se la llama también Tectónica y son efectivamente términos casi sinónimos, salvo que tectónica se aplica más bien a los rasgos de gran tamaño y geología estructural a los rasgos menores.

Una parte considerable del quehacer geológico está destinado a clasificar y analizar los restos de organismos, vegetales o animales, (fósiles) que habitaron la tierra en algún momento de su largo pasado. La ciencia correspondiente es la Paleontología, y sus conclusiones tienen enorme repercusión, no solo en la geología, sino en varias ramas de la biología.

La historia de la tierra es el quehacer de la Geología Histórica, que establece la sucesión de acontecimientos que se produjeron en la tierra a través del tiempo. Para cumplir su cometido, requiere el apoyo de una cantidad de ramas geológicas. Próxima a ella se encuentra la Geología Regional, que describe e interpreta sectores definidos de la corteza terrestre, limitados por confines geológicos o políticos. Un ejemplo es la Geología Argentina, que se limita al territorio nacional.

La edad de la tierra se determinó, hasta hace poco, mediante la Estratigrafía, que aspira a determinar cual ha sido la sucesión de terrenos o capas (estratos). De este modo, se obtiene una edad relativa, o sea que un hecho o material es anterior o posterior a otro, sin que pueda precisar de cuánto antes o después tuvo lugar. Modernamente, es posible fechar rocas o minerales, mediante los métodos de la geoquímica isotópica, de modo tal que la antigüedad se expresa en años (mejor dicho, en millones de años para buena parte de la historia terrestre). Esta es la edad absoluta.

Además de todas estas ramas, la geología se basa en el relevamiento y mapeo geológicos, que suministran las bases (mapas y cartas geológicos) para la interpretación de todas las cuestiones teóricas o prácticas.

No consideramos aquí las ramas de la geología destinadas a servir directamente al hombre, como ser la geología aplicada, la hidrogeología, la geología del petróleo y otros combustibles, la geología de yacimientos minerales, etc.

EL PLANETA TIERRA

DIMENSIONES FUNDAMENTALES

Radio ecuatorial:	6.378,4 km	Diámetro ecuatorial:	12.756,8 km
Radio polar:	6.356,9 km	Diámetro polar:	12.713,8 km.
Circunferencia ecuatorial:	40.077 km		
Circunferencia polar:	40.009 km		
Superficie total:	510.000.000 km^2		
Superficie oceánica:	361.000.000 km^2 (70,78% de la superficie total)		
Superficie continental:	149.000.000 km^2 (29,22% de la superficie total)		
Mayor altura:	8.848 m (Monte Everest)		
Mayor profundidad:	11.035 m (Fosa de las Marianas)		

FORMA DE LA TIERRA

Al establecer la ley de gravitación universal, Isaac Newton dedujo que la forma de la tierra debía ser esférica, pues todas sus partículas son atraídas con igual intensidad hacia el centro. Al mismo tiempo, concluyó que, por acción de la rotación, habría acumulación de masas en el ecuador, la diferencia entre diámetro ecuatorial y diámetro polar demuestra esta verdad.

La forma final no es por ello una esfera, sino unelipsoide de rotación, algo achatado en los polos. Además, superficialmente hay desigual distribución de las masas continentales, concentradas en el hemisferio norte, con lo que la tierra se aparta ligeramente de la forma elíptica ideal. Es por ello que a menudo se dice que la tierra tiene forma de geoide, o sea la forma que es propia de la tierra.

PARTES EXTERIORES DE LA TIERRA

El planeta Tierra aparece constituído, de afuera hacia adentro, por una sucesión de envolturas ordenadas fundamentalmente en base a su densidad. Esta ordenación se debe a la acción de la gravedad.

La envoltura más exterior y menos densa es la atmósfera, constituída por gases vapores y escasas partículas sólidas. Es una envoltura continua, que posibilita la vida.

La segunda envoltura es la hidrósfera, formada por el agua, cuya densidad es 1. Esta envoltura, formada por mares y océanos, lagos, ríos, aguas subterráneas, etc., es discontinua, pero se la puede considerar contínua si se considera también el vapor de agua. La hidrósfera está en contacto con la atmósfera mediante una interfase agua-aire que es muy activa. Como agentes geológicos, la atmósfera y la hidrósfera tienen enorme importancia, ya que son la causa de multitud de procesos y acciones.

La tercera envoltura es la corteza terrestre o litósfera (actualmente, estos dos términos no son exactos sinónimos), que está constituida por rocas, poseyendo una densidad aproximada de 2,7. La corteza puede estar en contacto con la atmósfera (interfase roca-aire) o con la hidrósfera (interfase roca-agua), produciéndose múltiples reacciones entre los tres dominios. La corteza es la portadora y sostenedora de la vida terrestre o continental, y representa el campo de investigación propio del geólogo. Debe tenerse presente que la corteza se extiende también en los fondos marinos y oceánicos, por lo que es realmente una envoltura contínua.

Queda una cuarta envoltura, mas difícil de visualizar, que es la constituída por los seres vivos. Es sumamente discontínua, y se desarrolla en la hidrósfera, la atmósfera o alguna interfase (roca-aire,

roca-agua, agua-aire). Se la conoce con el nombre específico de biósfera y posee enorme interés desde el punto de vista geológico, no solo porque permite verificar la evolución de los organismos, sino porque los restos de estos constituyen rocas y productos aprovechables por el hombre. Los más utilizados de estos son por supuesto dos fuentes de energía: el carbón mineral o hulla, y el petróleo. La bioesfera incluye a todos los organismos, desde virus y bacterias hasta los vertebrados y el hombre. Además, está constantemente en reacción con el medio ambiente, al que afecta o modifica a veces de manera notable.

La disposición de envolturas o capas con densidad creciente hacia abajo (salvo la biósfera que por estar compuesta por seres móviles escapa, dentro de ciertos límites, al ordenamiento gravitativo), se repite desde la superficie terrestre al centro de la tierra. Corresponde pues ver cuál es la estructura interna de nuestro planeta.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

Así como la parte visible de la tierra aparece constituída por una serie de envolturas concéntricas, la parte interior mantiene la misma configuración, en un ordenamiento de los materiales que, en última instancia, es gravitativo.

El problema de la constitución interna es más difícil, pues el hombre no tiene acceso directo a grandes profundidades (las mayores perforaciones de pocos cm de diámetro no superan los 10 km de profundidad; en pozos o minas no ha llegado a más de 1.500 m o algo similar). En consecuencia, la estructura interna tiene que ser inferida por métodos indirectos. La ciencia que más ha contribuido a descifrar la estructura interna terrestre ha sido la geofísica, con sus ramas de geotermia, gravimetría, geomagnetismo y sismología.

La geotermia mide la temperatura del interior del globo. Es conocimiento corriente que con la profundidad, p.ej. en una mina, aumenta la temperatura. Este incremento se llama gradiente geotérmico, que, en líneas generales, es de 3°C cada 100 m de profundidad. Este gradiente es para la parte más superficial de la tierra, pues si mantuviera tal gradiente, el centro de la tierra alcanzaría temperaturas de millones de grados, incompatibles con un cuerpo sólido. Sabemos, entonces, que hasta unas decenas de kilómetros de profundidad, las rocas se van calentando.

La segunda herramienta geofísica es la gravimetría, que mide las características y distribución de las densidades de los componentes rocosos de la tierra. Mediante mediciones efectuadas en los últimos 200 años, utilizando péndulos, plomadas, etc., se pudo comprobar que las grandes masas montañosas (Himalaya, Aconcagua, etc.) están formadas por rocas relativamente livianas frente a otras que se encuentran en profundidad o en los bordes. Se llegó de esta manera a un principio fundamental de la geología, el de la isostasia, que permite establecer que las grandes masas continentales son livianas (densidad: 2,7) y flotan en un substrato más denso (densidad c.3,0). No solo se tiene esta relación de equilibrio de masas, con las mas livianas hundiéndose y flotando en las mas pesadas, sino que este equilibrio es dinámico, y cuando se altera la distribución de las masas, se producen ajustes compensatorios. Una serie de lentos movimientos verticales de la superficie terrestre se deben a este mecanismo, y por ellos se los llama movimientos isostáticos.

La tercera herramienta geofísica, y la mas potente, es la sismología, que estudia los terremotos, su distribución y sus causas. El terremoto es un movimiento brusco de partes contiguas en contacto en el interior del globo; el deslizamiento y frotación de las partes originan una serie de ondas, llamadas sísmicas, que se propagan por las rocas, viajando a través de ellas con velocidades que son proporcionales a la densidad: cuanto mas densa es una roca, más rápido viajan en ella las ondas sísmicas.

Como las ondas sísmicas se propagan no solo rozando la superficie terrestre, sino en todas direcciones, resulta que atravesarán toda la tierra, y se las puede recibir mediante instrumentos adecuados llamados sismógrafos (se describirán en clase), que registran las ondas a medida que ellas llegan a la estación sismológica. La banda de registros se llama sismograma. En su pasaje por la tierra, las ondas sísmicas constituyen una especie de medio penetrante que, debidamente analizadas, ofrecen como una radiografía o ecografía del interior terrestre.

Las ondas sísmicas principales son de dos tipos: Primarias o P, que viajan más rápido; y Secundarias o S, que son más lentas. Las primeras viajan tanto por sólidos como por líquidos; las segundas, solamente por sólidos. De modo que si una onda S no atraviesa un medio, este debe ser líquido o tener mucho líquido.

El estudio de los sismogramas de las ondas sísmicas que han atravesado la tierra como consecuencia de un terremoto, revela que nuestro planeta es fundamentalmente sólido. Además, se ha encontrado que a cierta profundidad, las ondas P y S se aceleran de golpe. En sismología, estos saltos en velocidad se denominan discontinuidades y se considera que reflejan un cambio en la densidad de las rocas. Una de las discontinuidades más famosas es la de Mohorovicic (nombre del sismólogo yugoslavo que la descubrió) o simplemente Moho. Se la halla universalmente a profundidad variable según los lugares: en los fondos oceánicos se encuentra a unos 10 km; debajo de los continentes, a unos 35 km, y debajo de las grandes cadenas montañosas, a algo más de 50 km. La discontinuidad de Mohorovicic es por lo tanto una superficie irregular, que se considera como el límite inferior de la corteza terrestre. Esta corteza tiene una densidad de 2,9 inmediatamente encima del Moho, pero por debajo de él, pasa a 3,3. Este material debajo del Moho, más denso es la parte de lo que se llama el manto.

Del mismo modo que la sismología ha puesto en evidencia la presencia del Moho, también ha demostrado que existe otra discontinuidad mucho más profunda: se encuentra a 2.900 km por debajo de la superficie, es otro salto en la velocidad de las ondas sísmicas que corresponde a materiales con densidad 5,6 por encima y 9,7 por debajo. Es la llamada discontinuidad de Gutenberg, y separa la base del manto (encima), y el núcleo, por debajo.

De este modo, la tierra tiene dos discontinuidades fundamentales, que delimitan tres zonas concéntricas de arriba a abajo, y en orden de densidades crecientes son:

Profundidad		Densidad
	Corteza terrestre	2,7 - 3,0
10 - 60 km	D. de Mohorovicic	
	Manto	3,3 a 5,6
2900 km	D. de Gutenberg	
	Núcleo	9,7 a 16

La corteza está constituída por las rocas que el hombre conoce. Para la composición del manto y el núcleo, viene bien el conocimiento de los meteoritos. Por su alta densidad, se supone que el núcleo esta formado por los mismos metales que los meteoritos metálicos, es decir hierro-níquel (es por eso que se lo llamaba Nife hasta hace algunos años). En cuanto al manto, más liviano que el nucleo, podría tener la composición de los meteoritos pétreos, pero también puede estar formado de rocas densas que se conocen en la superficie terrestre.

En fin, el estudio intensivo del geomagnetismo en los últimos años

ha permitido reconocer los cambios e inversiones en el campo magnético que se han producido en el pasado geológico. Estas investigaciones han suministrado un fuerte apoyo a explicaciones que muestran el desplazamiento de los fondos oceánicos, ya sea solos o con masas continentales sobrepuestas.

(En la Sala de Geología del Museo se presentan cortes de la tierra y de la corteza terrestre).

Unidad 4: Cartografía.

Mapa topográfico es aquel que expresa la forma, dimensiones y distribución de los rasgos morfológicos de la superficie terrestre.

Los signos convencionales para representar estos rasgos se indican como "leyenda" al pie del mismo, disponiéndose primero los relativos al relieve, luego los hidrográficos y por último los que indican obras.

Puede interpretarse que un mapa topográfico es la representación en proyección horizontal de la situación, relaciones, tamaño y forma de las características físicas de un área.

Elementos fundamentales de un mapa

Para que un mapa pueda ser bien interpretado debe tener explicitado todo lo relacionado con la planimetría y la altimetría.

Planimetría: incluye todos los detalles, naturales o artificiales que se encuentran sobre el terreno, (vegetación, hidrografía, construcciones, etc.).

Altimetría: Comprende la morfología (relieve) del terreno.

Escala

Representa la relación constante entre las medidas reales -en el terreno- y las del mapa que estamos considerando.

$E = \frac{l}{L}$ l= longitud medida sobre la carta. L= longitud medida sobre el terreno.

Ejemplo: si dos puntos distan en el terreno 8 Km y sobre la carta 10 cm, calcular la escala de la misma.

$$E = \frac{10\ cm}{8\ Km} = \frac{10}{800.000} \quad \text{o sea} \quad \frac{1}{80.000} \quad \text{o bien} \quad 1:80.000$$

Escala gráfica: consta de una recta dividida en partes iguales, representando cada una de ellas la unidad de longitud de la escala de la carta. Generalmente se toma como tal al kilómetro. Se la representa como un segmento de recta graduado de izquierda a derecha. A fin de poder apreciar las fracciones de cada división, se agrega a la izquierda un "talón" dividido más detalladamente y graduado de derecha a izquierda.

DIBUJO Nº 1

Magnitud de las escalas: Cuanto mayor es el denominador, mayor es la reducción que sufre la medida del terreno para pasar a la carta y por ello de menor es la escala. De esto se deduce que una escala 1:50.000 es menor que 1:25.000.-

Para aclarar más el concepto consideremos una escala $\frac{1}{10.000}$, o expresada de otro modo 1:10.000. Ello significa que un metro en el mapa equivale a 10.000 metros en el terreno.

Siempre se debe usar el mismo tipo de unidad en ambos términos de la proporción que expresa la escala.

De lo anterior podemos deducir que para una misma escala:

1 dm de la carta equivale a 10.000 dm en el terreno = 1.000 m
1 cm " " " " " 10.000 cm " " " = 100 m
1 mm " " " " " 10.000 mm " " " = 10 m

Por lo tanto, conociéndose la escala del mapa pueden calcularse los valores de 1 dm; 1 cm o 1 mm, dividiendo por 10, 100 o 1000, respectivamente, al denominador de la escala dada.

Fórmulas prácticas: sabemos por definición que

$$E = \frac{l}{L} = \frac{1}{D} \quad (1)$$

l = longitud sobre la carta.
L = " " el terreno
1 = uno
D = denominador de la escala

de aquí deducimos:

$$l = \frac{L}{D} \quad (2); \qquad D = \frac{L}{l} \quad (3); \qquad L = l.D \quad (4)$$

Pasaje de una escala a otra: sea una longitud "a" medida en escala "E", determinar su valor para otra escala "E' ".

Se establece la siguiente relación de proporcionalidad:

$$\frac{a}{E} = \frac{x}{E'} \qquad \text{por lo tanto} \qquad x = \frac{a \cdot E'}{E}$$

ejemplo:

"a" = 8 cm

"E" = 1:20.000

Calcular "x" para E' = 1:80.000

$$x = \frac{8 \cdot \frac{1}{80.000}}{\frac{1}{20.000}} \quad \text{o sea} \quad x = \frac{8 \cdot 20.000}{80.000} = 2 \text{ cm}$$

Cota de un punto

Cota es la distancia vertical medida entre el punto considerado y un plano horizontal de referencia, al que generalmente se le asigna un valor cero. Normalmente se toma como tal al formado por la superficie del mar (supuesta horizontal).

Dado que el mapa es una superficie plana, ha sido necesario emplear ciertas técnicas para individualizar las diferentes formas del relieve. Entre ellas figuran las Curvas de Nivel, el Esfumaje, el Achurado, etc. Nosotros emplearemos solamente la primera.

Curva de Nivel o Isohipsa

Es la línea imaginaria que une a todos los puntos de igual cota. Para su trazado indicaremos ciertas normas que deben tenerse presentes:

a) nunca deben cruzarse o superponerse con otras.
b) siempre deben cerrarse o terminar en el borde del mapa.
c) al trazar una curva, ésta debe dejar a un lado todos los puntos de alturas mayores a la misma y al otro lado los puntos de cota menor.

Una curva de nivel representa una línea de intersección de la superficie del terreno con un plano horizontal. A este plano se lo relaciona con aquel constituido por la superficie del mar. Así por ejemplo, una curva de nivel con un valor de 20 m representa la intersección del terreno con un plano horizontal que dista verticalmente 20 metros del nivel del mar. Si el mar se elevara 20 metros, la nueva línea de costa coincidiría con esta curva de nivel.

Equidistancia

Es el intervalo, medido verticalmente, existente entre dos líneas de nivel contíguas. Para terrenos de fuerte pendiente debe tomarse una equidistancia lo suficientemente grande como para evitar el acercamiento excesivo de las curvas de nivel.

Relieve, leyes que lo rigen, aspecto típico de las curvas que lo representan

La superficie terrestre no es uniforme, sino que ofrece una serie alternada de elevaciones y depresiones de distinta forma y dimensiones que obedecen a ciertas leyes naturales, fáciles de comprobar en terrenos de fuertes pendientes pero no así en zonas muy llanas o de suaves ondulaciones, cuyo conocimiento nos permite una representación e interpretación más exacta. Veamos algunas de las principales leyes:

1.- Las líneas que unen puntos dominantes o alturas, están vinculadas entre sí sin solución de continuidad y se llaman DIVISORIAS, denominándose "principal" a la de mayor altura y "secundarias" a las que se desprenden de la divisoria principal.

2.- Por analogía con lo anterior, las líneas de valles se unen entre sí en forma tal que los cursos de agua escurren sucesivamente desde las fluentes superiores a los inferiores, hasta llegar al punto más bajo. Se llama EJE DEL VALLE, VAGUADA o THALWEG a la línea que une los puntos de menor altura del mismo.

3.- Entre dos valles existe siempre una divisoria -principal o secundaria-.

Constituye una excepción a las leyes mencionadas el denominado BAJO, CUENCA CERRADA o CUENCA HIDROLOGICA, que es una depresión de donde las aguas no pueden salir.

De lo expresado anteriormente se deduce que las formas más importantes son las divisorias, los valles y los bajos.

Las divisorias no son zonas de altura constante y sus variaciones dan lugar a la formación de accidentes con denominaciones propias como: cerro, colina, mamelón, mogote, paso, portezuelo, silla, etc.

De las divisorias principales se desprenden divisorias secundarias que de acuerdo con su importancia reciben los nombres de cordón o espolón (Figura 2).

En las líneas de valle ocurre algo similar y los distintos accidentes que se forman se denominan: Valles, quebradas, cañadones, cañadas etc.

Interpretación: Para poder interpretar rápida y correctamente las formas del terreno en una carta, es necesario tener en cuenta el aspecto típico que en cada caso presentan las curvas de nivel. Para ello daremos las siguientes reglas:

1.- En las alturas, las curvas de valor inferior encierran a las de cota superior (Figuras 3 y 4).

2.- En los bajos o depresiones ocurre lo contrario, es decir que las curvas de valor superior encierran a las de cota inferior (Dibujos 5, 6 y 7).

3.- Un mogote, cerro o mamelón es una elevación aislada del terreno, situada en la zona general de elevación o divisoria y se lo representa por curvas de nivel cerradas, según la regla "1".

4.- El bajo, que es una depresión del terreno, se identifica en la carta con curvas de nivel cerradas, de acuerdo a la regla "2". Para facilitar su distinción, cuando las curvas no tienen el valor numérico expresado, se cruzan las curvas de nivel con un vector perpendicular a las mismas para indicar el sentido de la pendiente (Figura 7).

5.- Se denomina silla o paso al punto existente entre dos elevaciones (Figuras 2 y 8).

6.- Se define como espolón a un ramal que nace de una serranía (Figura 2).

Perfil

Es el dibujo resultante de la intersección de la superficie terrestre con un plano vertical imaginario. Este perfil, en el que se expresa solamente la forma del terreno, se denomina PERFIL TOPOGRAFICO y sirve de base para volcar las observaciones geológicas, constituyendo entonces UN PERFIL GEOLOGICO.

Los perfiles pueden ser naturales o sobrealzados. En el PERFIL NATURAL tanto la escala vertical como la horizontal son iguales. En este caso las pendientes del perfil son las mismas que las del terreno. En el PERFIL SOBREALZADO la escala vertical es mayor (tiene menor denominador que la horizontal). Esto se hace con el objeto de tener una representación más visible del relieve y en este caso las pendientes en el perfil son mayores que en el relieve real.

Formas de construir perfiles

1- Se traza una línea "AA" sobre el mapa o carta, en la dirección en que se desea obtener el perfil. Dicha línea constituye la traza horizontal del plano imaginario vertical que "corta" al terreno. Se la marca suavemente sobre la carta, uniendo dos puntos dados.

2- Se debe establecer la altura relativa sobre la línea de perfil -diferencia de cota entre los puntos de mayor y menor elevación-.

3- En función del aspecto anterior, se determinarán las escalas horizontal y vertical a utilizar -perfil normal o sobrealzado-.

4- En una hoja de papel milimetrado, o bien cuadriculado, se traza la línea "AA" en forma horizontal, sobre la cual iremos volcando los puntos que dicha línea intercepta, como así también las distancias medidas entre curva y curva de nivel.

5- Se trazan normalmente a esta línea horizontal, dos líneas verticales que permitirán encuadrarlo y valorar en ellas la escala vertical convenientemente elegida.

6- Por los puntos proyectados en la línea horizontal "AA", se trazan, perpendicularmente a la misma, rectas cuya longitud se ajustará a la escala vertical adoptada.

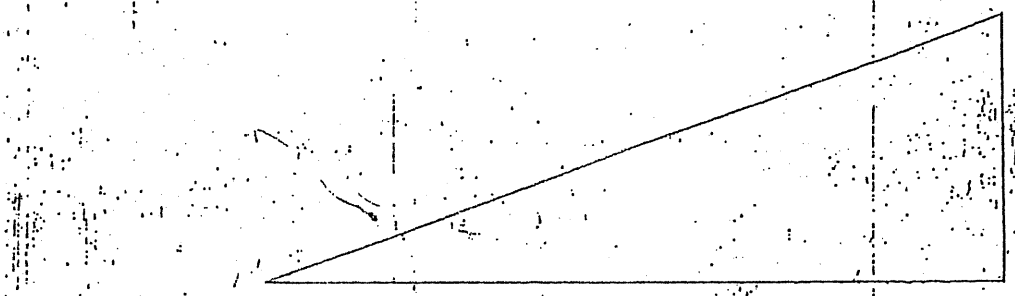
7- Se unen los extremos de esas rectas con una línea suave, que se ajusta al relieve representado en la carta.

8- Se borran las líneas verticales auxiliares y se realza la línea de relieve.

9- Todo perfil debe tener claramente expresado el lugar a que corresponde, ubicación de los puntos extremos sobre la carta, escalas vertical y horizontal y demás características que contribuyan a la correcta interpretación del mismo.

Para la confección de un perfil, los transportes de longitudes se efectúan con referencia a un punto extremo y no sumando segmentos parciales. Para esta tarea se utilizará un compás o regla doble decímetro y de ninguna manera trasladando segmentos por medio de un papel.

INTERPOLACION DE PUNTOS ACOTADOS



Sean:
A= punto de cota conocida
B= punto de cota conocida (1)
C= punto cuya cota queremos calcular
AA'= desnivel= D
A'B= distancia medida por la carta
BC'= " " " " "

de la semejanza de los triángulos BAA' y BCC' se deduce que:

$$\frac{a}{BC'} = \frac{D}{BA'} \quad \text{de donde} \quad a = \frac{D}{BA'} \cdot BC' \qquad (2)$$

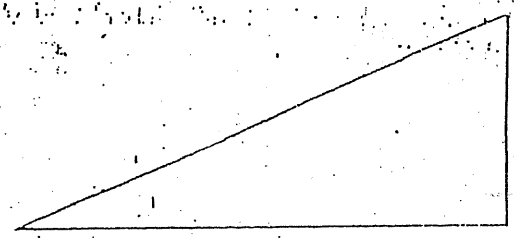
sumando (1) y (2): B + a = cota de C

1° Ejemplo:
A = 23 m
B = 9 m (1)
AA' = D = 14 m
A'B = 120 m

reemplazando en (2): $a = \frac{14}{253} \cdot 120 = 6{,}6$ m

sumando (1) y (2):
Cota de B = 9 m
a = 6,6 m
cota de C = 15,6 m

Ejemplo:



p= pendiente
h= diferencia de cota
d= distancia real proyectada sobre un plano horizontal

d= 750 m

Porcentaje: $p\% = \frac{h}{d} \cdot 100$

$$p\% = \frac{200}{750} \cdot 100 \qquad p\% = 26,6\ \%$$

Grados:

Para calcular la pendiente en grados se debe tener en cuenta que:

$$\text{tang.} = \frac{h}{d} \quad \text{o sea:} \quad \text{tang.} = \frac{\text{desnivel}}{\text{distancia medida sobre la carta}}$$

conociendo el valor de la tangente se puede calcular el ángulo correspondiente, mediante la tabla de funciones.

Ejemplo:

$$\text{tang.} = \frac{30}{240} = 0,125$$

utilizando la tabla se obtiene que: = 7° 7'

Clasificación de pendientes de acuerdo a su intensidad

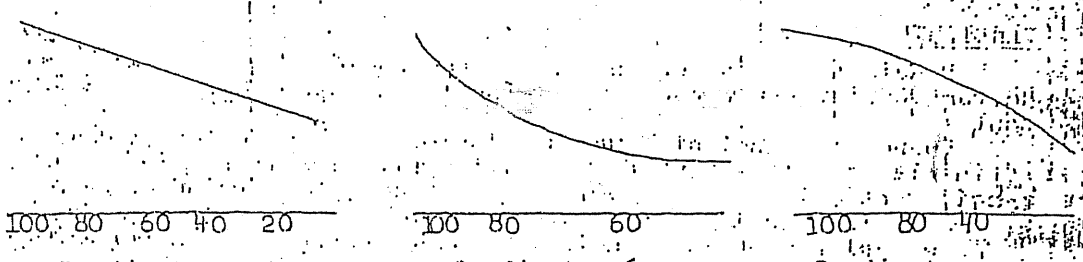
De acuerdo con la inclinación del terreno, las pendientes se clasifican en SUAVES, cuando no superan el 10%; MEDIAS, de 10 a 25%; y PRONUNCIADAS, de 25 a 100%.

Clasificación de pendientes de acuerdo a su forma geométrica

1- PENDIENTES RECTAS, son aquellas que presentan una inclinación constante, reconocibles en las cartas por la separación uniforme de las curvas de nivel.

2- PENDIENTES CONCAVAS, son de perfil cóncavo y en la carta se reconocen por la separación cada vez mayor de las curvas de nivel en la parte inferior.

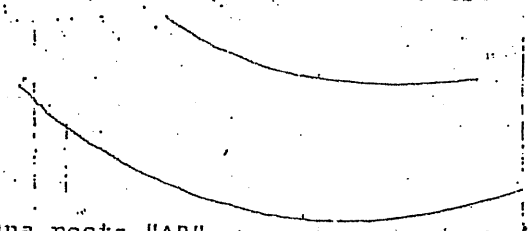
3- PENDIENTE CONVEXA, su perfil es convexo y se reconocen por la aproximación cada vez mayor de las curvas de nivel en la parte inferior



Pendiente recta Pendiente cóncava Pendiente convexa

También existen pendientes variables, dadas por las diferentes combinaciones posibles de las anteriores.

2º Ejemplo: Determinar la cota de un punto situado entre dos curvas de nivel. En la figura siguiente tenemos las curvas de nivel de valor 5 m y 10 m, y al punto "X" cuya cota se quiere conocer.



Se traza una recta "AB" que pase por el punto "X" y corte a las dos curvas de nivel y tenemos así el problema reducido al ejemplo anterior.

Cota de A = 10 m
Cota de B = 5 m
Desnivel AB = 5 m
Sea la distancia AB = 253 m medida sobre la carta.
Sea la distancia BX = 120 m medida sobre la carta.
El desnivel BX se llamará "a"

$$a = \frac{5 \cdot 120}{253} = 2{,}37 \text{ m}$$

Por lo tanto la cota de "X" será:

$$X = 5 \text{ m} + 2{,}37 \text{ m} = 7{,}37 \text{ m}$$

Bloques diagrama

Uno de los métodos de ilustración geológica es el de los llamados "Bloques-diagrama", que consisten en una vista en perspectiva de un bloque de base rectangular, imaginario, parte de la corteza terrestre, como si en un bloque de base rectangular, de madera, se hubieran dibujado dos cortes geológicos sobre dos caras contiguas y un mapa sobre la superior. El bloque se bosqueja de manera que esas tres caras aparezcan visibles. Con frecuencia la superficie se dibuja como si fuera un modelo de topografía, en relieve. Tenemos entonces dos variedades de bloques: el BLOQUE PLANO o BLOQUE MAPA y el BLOQUE CON RELIEVE. El primero sirve para poner de manifiesto las relaciones de estructuras geológicas en planos horizontales entre sí, mientras que el segundo evidencia la relación de las estructuras con la topografía.

Al igual que en los mapas y en los cortes geológicos, la geología se representa en los bloques mediante líneas o tramas y con menos frecuencia por medio de colores, por lo cual deben llevar referencias.

Desde el punto de vista geomorfológico el bloque diagrama resulta útil para demostrar los resultados de un estudio, más que para aplicar como técnica de investigación.

En general, su ventaja principal consiste en el carácter tridimensional, que permite destacar características importantes y omitir las de valor secundario, además se interpreta fácilmente y en consecuencia requiere poca explicación.

Como desventaja se puede considerar el no ser cuantitativo y que su construcción requiere destreza y cierta habilidad artística.

PENDIENTE

Pendiente de un terreno es la inclinación que tiene el mismo, pudiendo también interpretarse como el ángulo que forma éste con un plano horizontal.

Cuando la pendiente guarda relación con dos puntos acotados, podemos definirla como la relación que existe entre la diferencia de cota o distancia vertical y la distancia horizontal que separa ambos puntos. Esta última se mide en la carta, sobre su proyección en el plano horizontal.

Los valores de las pendientes pueden expresarse en porcentajes o en grados.

Ley de la carta y su ejecución

En 1941 se promulgó la ley 12.696, conocida como "Ley de la carta", cuyo objetivo fundamental es dotar al país de un documento cartográfico que permita conocer su territorio, impulsar su desarrollo y facilitar la tarea de organismos públicos y entidades privadas.

El organismo encargado de cumplir con dicha ley es el Instituto Geográfico Militar, que realiza los trabajos básicos de triangulación y la elaboración de:

1- Anuario de la Dirección del I.G.M.
2- Publicaciones especiales, entre las que se incluyen las correspondientes a coordenadas geográficas y planas Gauss Kruger, cotas, registro de publicaciones bibliocartográficas, etc.
3- Carta a escala 1:25.000 en hojas de 5' de lat. por 7'30" de long.
4- Carta a escala 1:50.000 en hojas de 10' de latitud por 15' de longitud.
5- Carta a escala 1:100.000 en hojas de 20' de latitud por 30' de longitud.
6- Carta a escala 1:500.000 en hojas de 2° de latitud por 3° de longitud.
7- Hojas de la República Argentina correspondientes al Mapa Mundial millonésimo, según la convención de París del año 1913.
8- Mapas y cartas de navegación aérea.
9- Mapa mural a escala 1:500.000.
10- Cartas y mapas especiales a diversas escalas que puedan exigir las necesidades de la nación.

Si bien inicialmente los trabajos de confección de cartas se basaron en la elaboración topográfica de apoyo terrestre, posteriormente se incorporó el método aerofotogramétrico, que en la actualidad se complementa con la restitución planialtimétrica, basada en la fotografía aérea y en mosaicos fotográficos.

Por otra parte la Dirección Nacional de Geología y Minería tiene como actividad específica la confección de la Carta Geológica del país, la cual se efectúa a escala 1:200.000. También realiza levantamientos topográficos y cartográficos, para lo cual cuenta con la autorización correspondiente del I.G.M.

Los trabajos básicos para la confección de la Carta Geológica se realizan a escala 1:100.000 y son reajustados posteriormente a escala 1:200.000, que es la requerida.

De manera independiente de las anteriores, muchas instituciones y organismos del Estado realizan trabajos topocartográficos, para dar cumplimiento a sus tareas específicas, tal es el caso de Servicio de Hidrografía Naval, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Agua y Energía, etc.

Situación de una hoja. Orientación

En todo mapa topográfico existe un diagrama para establecer la situación o ubicación del mismo. En dicho diagrama se indica el nombre de la hoja y el nombne de las hojas que la rodean.

La información se complementa con otro diagrama que define la división política -límites- que correspondan a la hoja.

Por otra parte cada hoja tiene una CARACTERISTICA para su situación en función de su escala. Así una hoja de la carta 1:500.000, que comprende una franja de 3° de longitud, limitada en latitud por dos paralelos pares, se denominará por su paralelo y meridiano centrales. Esta denominación se llama "característica de una hoja de la carta 1:500.000" y en ejemplo de la figura N° 9 sería "3166".

Las hojas de la carta a escala 1:200.000 tienen 60 de longitud por 40 de latitud, cubren por lo tanto 1/9 de una hoja de la carta 1:500.000. Cada una de esas nueve hojas se designan con un número romano, en el sentido normal de la escritura. De tal manera la "característica de una hoja de la carta 1:200.000" estará formada por la característica de la hoja 1:500.000 a la cual pertenece y el número romano que le hubiere correspondido, ambos separados por un guión. Siguiendo con el ejemplo de la fig. 9, para la hoja ubicada en el extremo NO, la característica sería "3166-I".

Las hojas de la carta topográfica a escala 1:100.000, comprendidas en una hoja de la carta 1:500.000, se numera de 1 a 36 en el sentido normal de la escritura. Tienen 30 de longitud por 20 de latitud y cada una de ellas se denomina con la característica de la hoja 1:500.000 a la cual pertenecen, seguida del número que les hubiere correspondido, separado

mediante un guión. En el dibujo 9 se ejemplifica el caso de la hoja "3166-12".

Las hojas de la carta 1:50.000 tienen 15 de longitud por 10 de latitud, cubren por lo tanto 1/4 de una hoja a escala 1:100.000. Cada una de las hojas comprendidas se numeran del 1 al 4, en el sentido normal de la escritura. La "característica de una hoja a escala 1:50.000", estará integrada por la característica de la hoja a escala 1:100.000 de la que forma parte seguida, guión mediante, de su número de orden (ver dibujo 10).

Las hojas de la carta topográfica a escala 1:25.000 tienen 7 30 de longitud por 5 de latitud y cubren por lo tanto 1/4 de la hoja a escala 1:50.000. Las cuatro hojas a escala 1:25.000 comprendidas en una a escala 1:50.000, se designan por las letras a, b, c, d, asignadas en el sentido normal de la escritura y cada una de ellas se denomina con la característica de la hoja de la carta a escala 1:50.000 de la que forma parte, seguida por la letra que le haya correspondido. Esta denominación se llama "CARACTERISTICA de una hoja de la carta topográfica a escala 1:25.000". (Ver dibujo N° 11).

EJEMPLO:

Característica de la hoja a escala 1:500.000 "Aluminé"....3972
" " " " " " 1:200.000.....3972-II
" " " " " " 1:100.000.....3972-28
" " " " " " 1: 50.000.....3972-28-3
" " " " " " 1: 25.000.....3972-28-3a

Orientación

En la mayoría de los mapas, el rumbo de la brújula suele estar suficientemente indicado por la red de meridianos y paralelos. En los mapas a gran escala, sin embargo, una flecha debidamente orientada suele indicar el norte verdadero: "N.V" y otra flecha o media flecha que corta a la anterior, señala el Norte Magnético: "N.M". El ángulo de intersección entre estas dos flechas se denomina "Declinación Magnética" y deberá también figurar en el mapa, así como los cambios anuales de su valor, cuando existan observaciones.

B I B L I O G R A F I A

THORNBURY, William D.	"Principios de Geomorfología"
LAHEE, Frederic H.	"Geología Práctica"
MARTINEZ CABRE, Gregorio	"Trabajos prácticos de geografía"
BIBLIOTECA DEL SUBOFICIAL DEL EJERCITO ARGENTINO	"Interpretación y lectura de las cartas topográficas. Por los Mayores R.J. Arandía y J. Luxardo de Castro". 1946.
DIRECCION GENERAL DEL INST. GEOGRAFICO MILITAR	"Nociones sobre lectura de cartas". 1951.

ALGUNAS UNIDADES DECIMALES Y SUS EQUIVALENCIAS INGLESAS

Longitud

1 cm = 0,3937 pulgadas
1 m = 3,2808 pies
1 m = 1,0936 yardas
1Km = 0,6214 millas inglesas

1 pulg = 2,54 cm
1 pie = 0,3048 m
1 yarda = 0,9144 m
1 milla inglesa = 1,6093 Km

Medidas náuticas: 1 braza = 6 pies = 1,83 m
1 milla náutica = 1.852 m = Arco de ... de medida no terrestre

Superficie

1 cm^2 = 0,1550 $pulg.^2$
1 m^2 = 10,7639 $pies^2$
1 m^2 = 1,1960 $yardas^2$
1 ha = 2,4710 acres
1 Km^2 = 0,3861 $millas^2$

1 $pulg^2$ = 6,4516 cm^2
1 pie^2 = 0;0929 m^2
1 $yarda^2$ = 0;8361 m^2
1 acre = 0,4047 ha.
1 $milla^2$ = 2,59 Km^2

G L O S A R I O

EROSION

de "erodere" = roer. Es el proceso mediante el cual se produce un desgaste lineal de la superficie terrestre, debido a la acción del agua, el hielo, por ejemplo.
Erosión involucra desprendimiento y transporte de detritos. El desprendimiento puede estar precedido por meteorización, pero no es indispensable.
Francés: érosión. Inglés: erosion.

DENUDACION

de "denudare" = desnudar. Se refiere al resultado del modelado del paisaje por los procesos de erosión y remosión en masa. Es decir el rebajamiento de toda la superficie terrestre, en contraposición con la acción unicamente lineal de la erosión.
Francés: dénudation. Inglés: dehudation.

FARALLON, RISCO, ACANTILADO

frente rocoso elevado con pendiente casi vertical, situado a lo largo de una costa o tierra adentro. Un terreno con pendiente abrupta.
Francés: escarpé; escarpement; abrupt á pic.
Inglés: scarp; scarpment; cliff.

FLUJO DE BARRO, torrente de barro, corriente de barro.

flujo heterogéneo de clastos de rocas lubricados con abundante cantidad de agua, generalmente encauzados en valles preexistentes.
Francés: coulée de boue. Inglés: mudflow.

FLUJO DE TIERRA, corriente de tierra

movimiento lento de material a través de una pendiente, lubricado con agua. Para alcanzar su nueva posición de equilibrio puede tardar años. No es encauzado.
Francés: glissement de terrain. Inglés: earth flow.

MOVIMIENTO EN MASA

movimiento de una parte de la superficie del terreno por deslizamiento o flujo.
Francés: mouvement de masse. Inglés: mass-muvement.

PENDIENTE

superficie inclinada de una montaña, cerro, meseta o cualquier parte de la superficie de la tierra. Angulo con que una superficie se desvía de la horizontal.

Francés: pente; inclinaison; déclivité.
Inglés: slope; slant; fall; inclination; declivity.

REPTACION

movimiento lento pendiente abajo del suelo y/o detritos rocosos, por lo general no perceptible salvo mediante observaciones espaciadas en el tiempo.

Inglés: creep; reptation.

SUSTRATO

roca sólida que soporta las formaciones superficiales. Cualquier roca sólida aflorante o cubierta por material inconsolidado.
Francés: roche solide. Inglés: bedrock.

TEMARIO PARA EFECTUAR INFORMES SOBRE HOJAS TOPOGRAFICAS

A.- DESCRIPCION GENERAL

1) Nombre y número de la hoja.
2) Provincia. Hojas limítrofes. Coordenadas geográficas que la limitan.
3) Organismo que realizó el relevamiento; fecha. Fecha de edición.
4) Escala.
5) Equidistancia.
6) Superficie cubierta (en Km^2).

B.- ELEMENTOS PLANIMETRICOS PRINCIPALES

Descripción de:
a) Hidrografía.
b) Vías de comunicación.
c) Ciudades, pueblos, parajes, estancias, puestos, escuelas, estaciones, pistas de aterrizaje, etc.

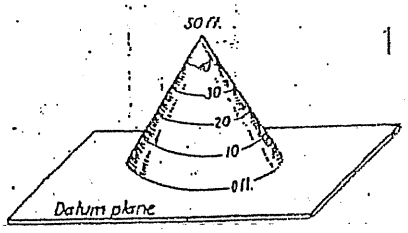
C.- ALTIMETRIA

1) Descripción del relieve.
2) Características principales.
3) Altura máxima.
4) Altura mínima.
5) Altura relativa en la hoja.

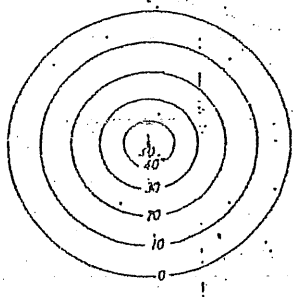
D.- PERFILES REPRESENTATIVOS

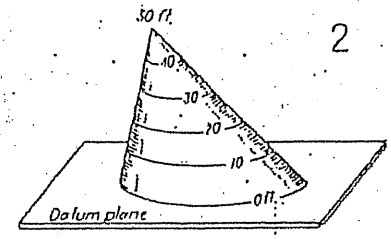
Los mismos se confeccionarán utilizando las escalas que se estime conveniente.-

PRINCIPIO DEL TRAZADO DE CURVAS DE NIVEL EN DISTINTAS FORMAS DEL RELIEVE.-

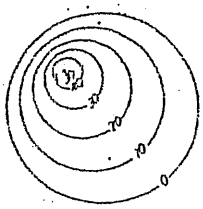


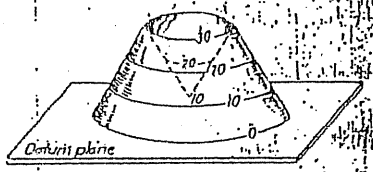
1

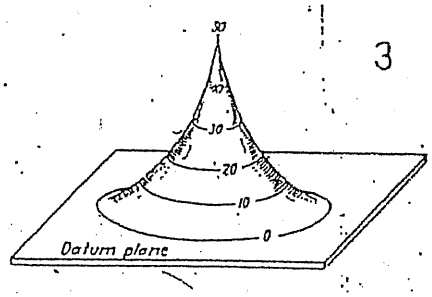




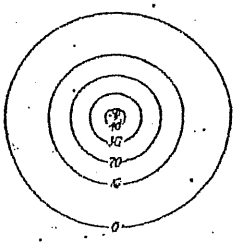
2



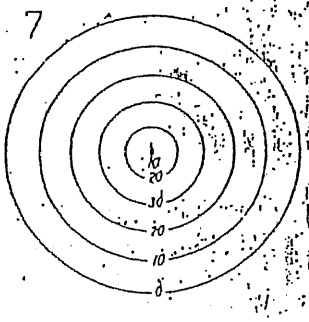


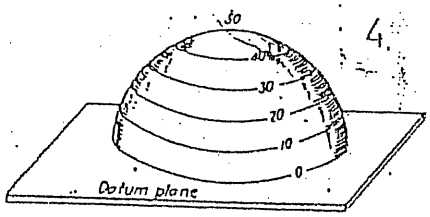


3

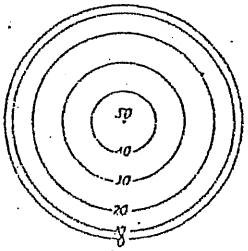


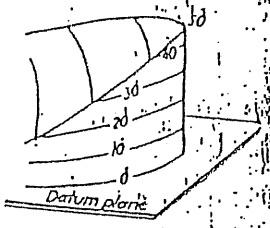
7

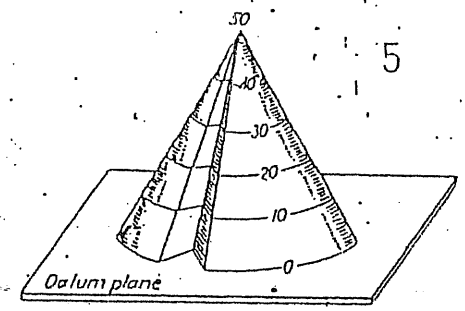




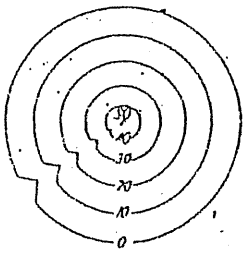
4



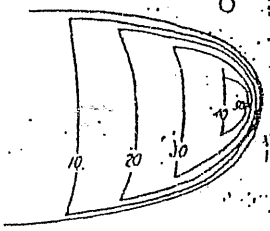


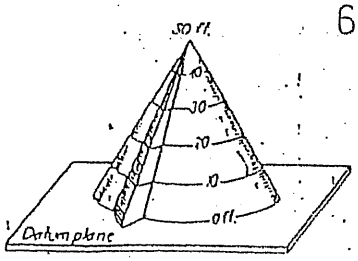


5

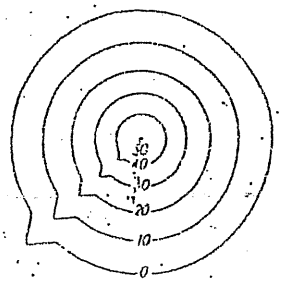


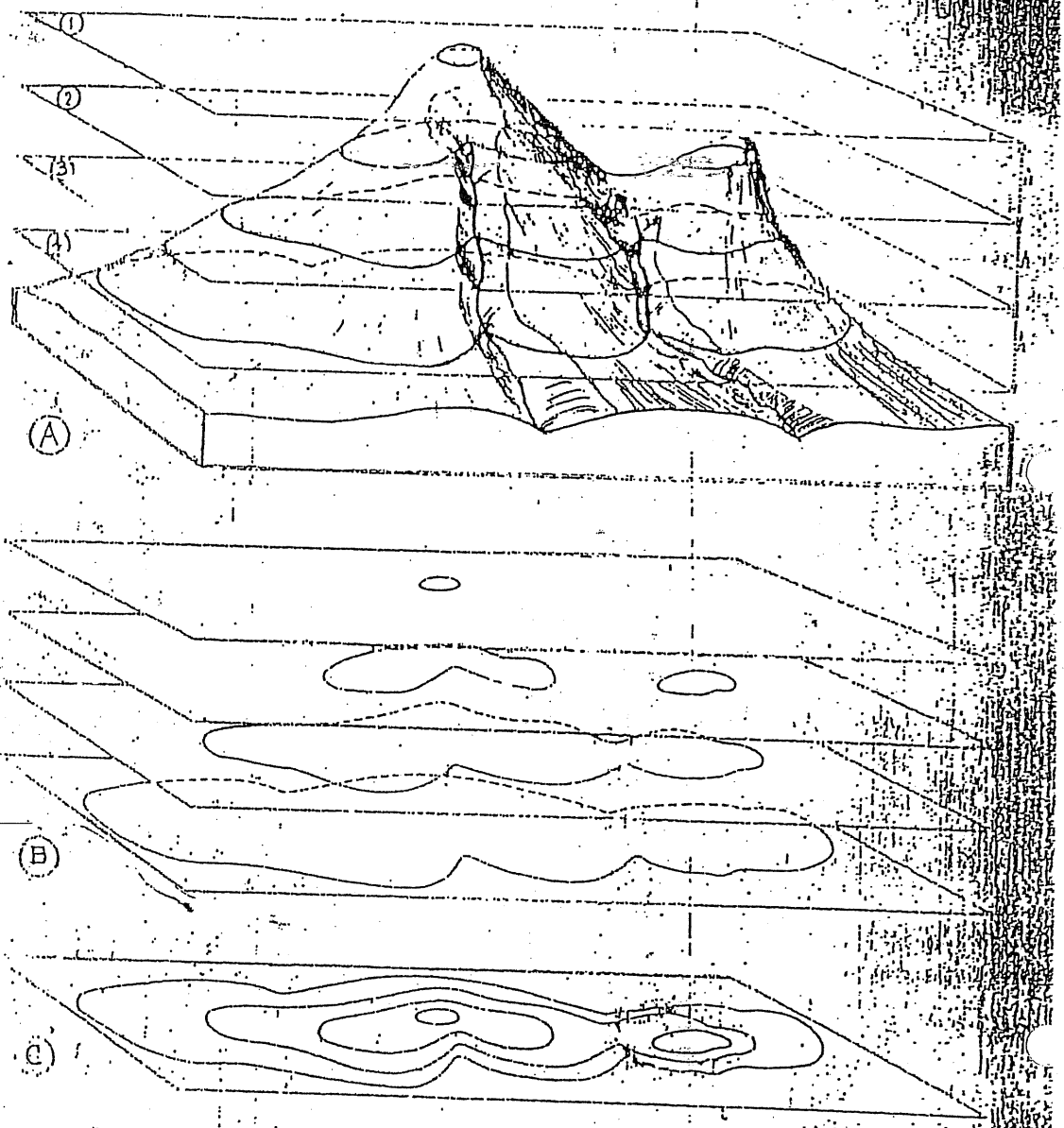
8





6





Principio de obtención de curvas de nivel de una carta.

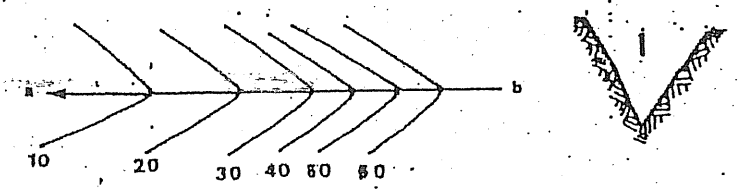


FIGURA 5

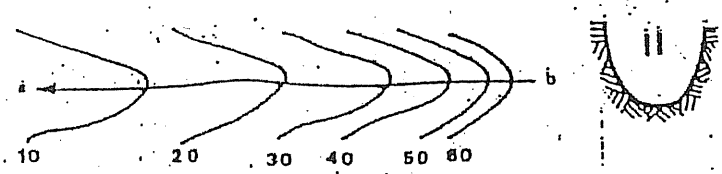


FIGURA 6

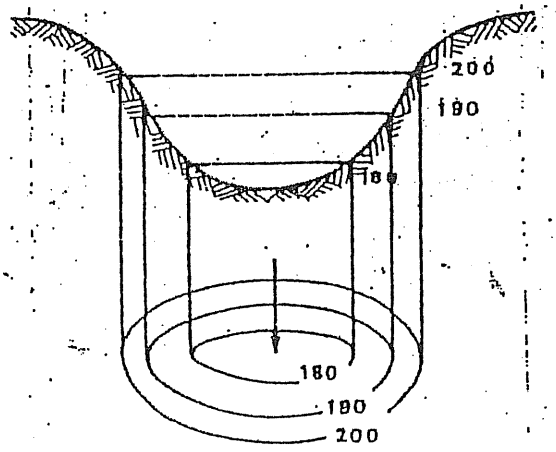


FIGURA 7

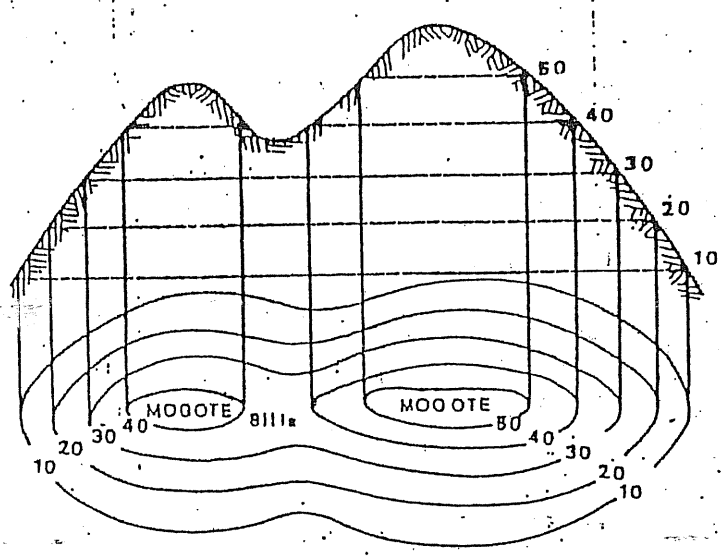


FIGURA 8

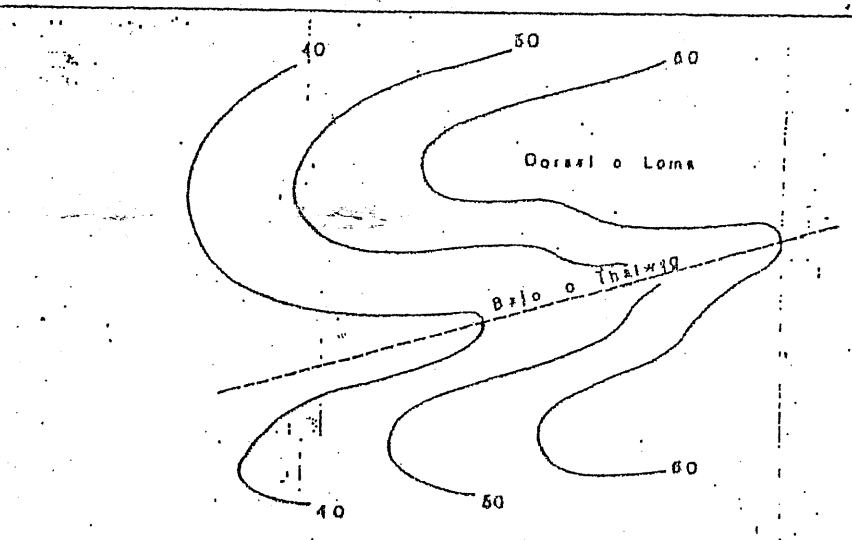


FIGURA 1

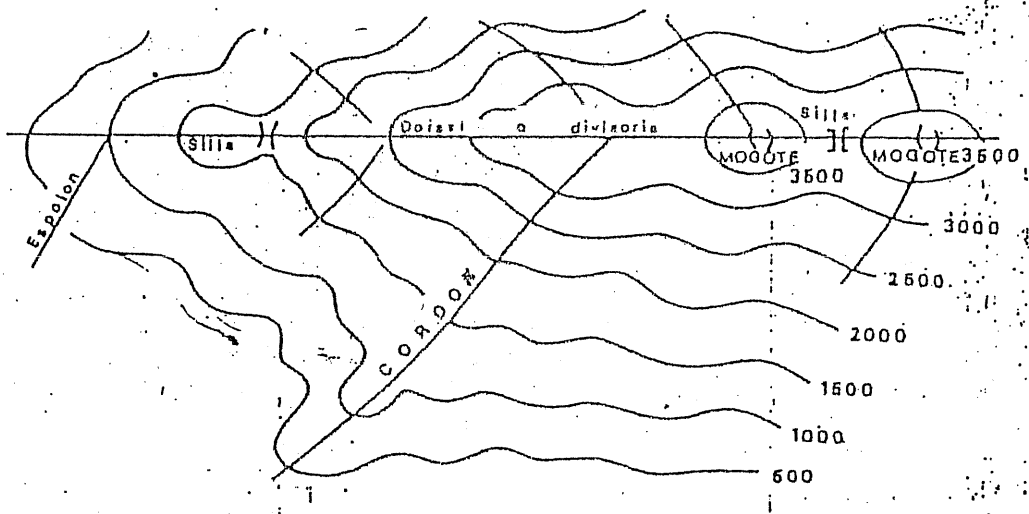


FIGURA 2

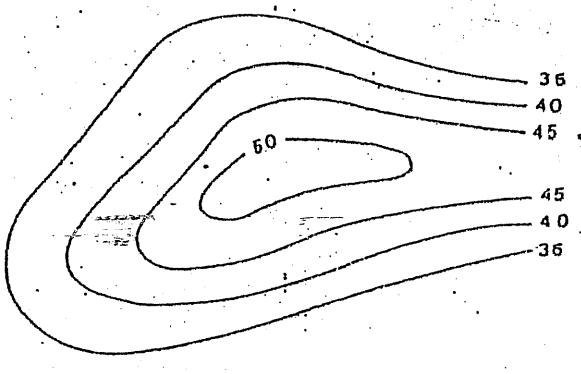


FIGURA 3

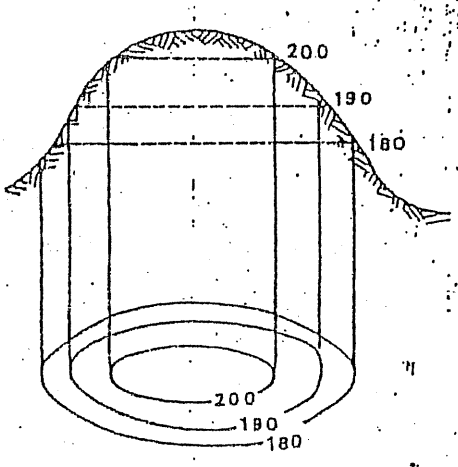
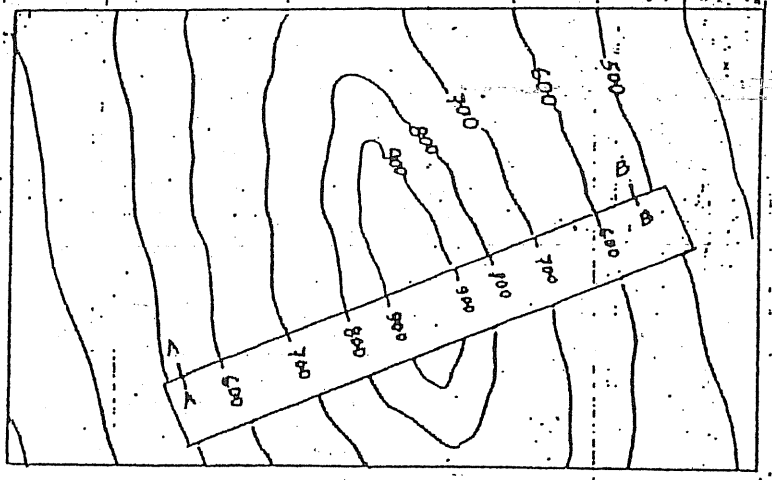


FIGURA 4



Esc. 1:5.000
1:10.000
Esc. Vert. 1:1.000

Fig. 6

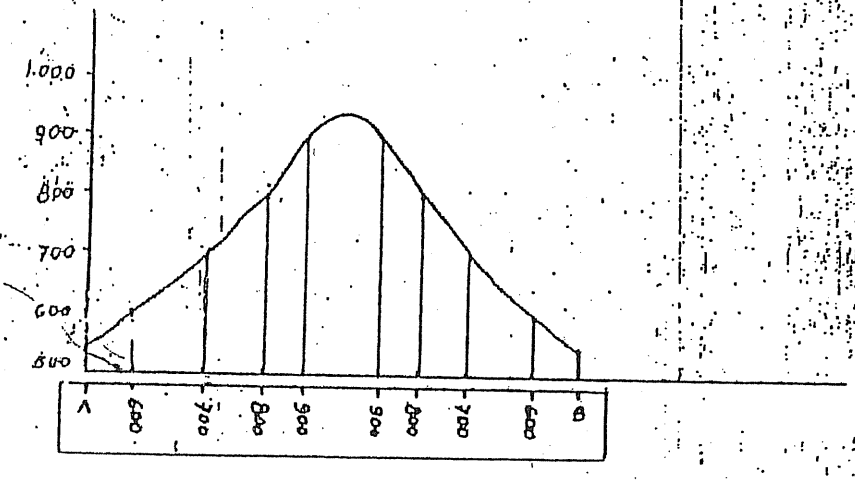


Fig. 7

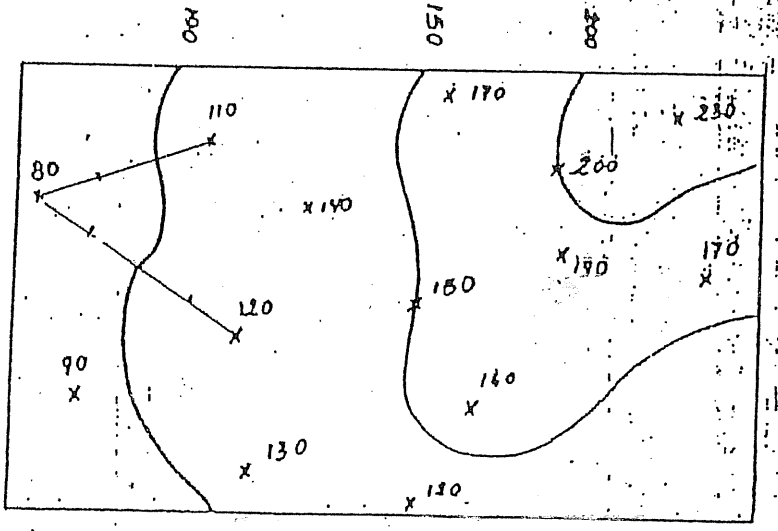


Fig. 8

Equid. 50 mts.

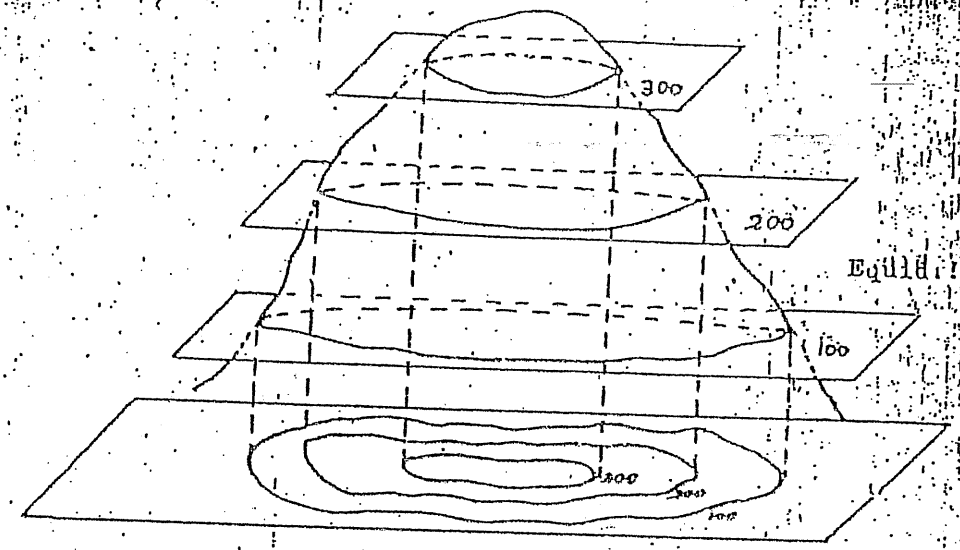


Fig. 1

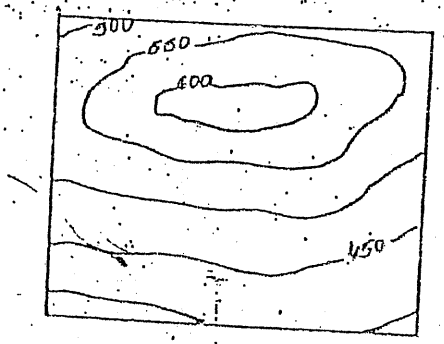


Fig. 2

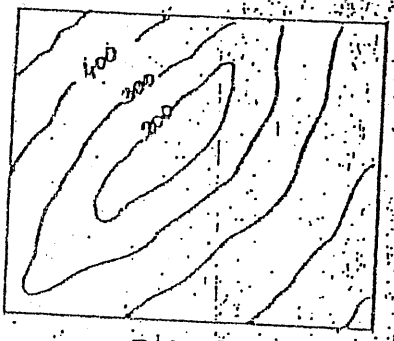


Fig. 3

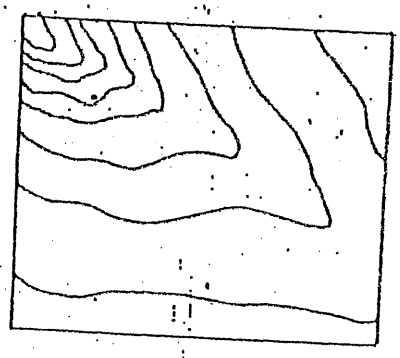


Fig. 4

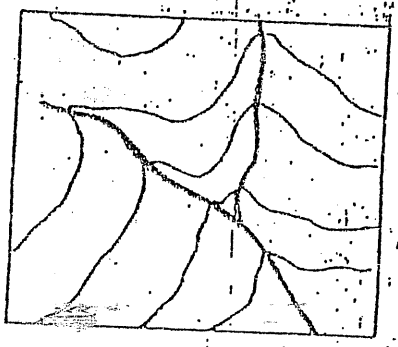


Fig. 5

COORDENADAS GAUSS-KRUGER

MARCO LEGAL

LEY Nº 12696

El 3 de octubre de 1941, luego de 62 años de labor, el Instituto Geográfico Militar (IGM) obtiene mediante la Ley Nº 12696 "Ley de la Carta" las bases legales para desarrollar una obra de trascendencia nacional.

Por dicha ley se encomendaba al IGM realizar los trabajos geodésicos fundamentales y el levantamiento topográfico de todo el territorio de la Nación".

Se establecía asimismo un lapso de vigencia de 30 años, una organización de trabajo y una asignación de fondos.

Diversas causales pero, fundamentalmente, las limitaciones presupuestarias impidieron concluir la obra en el plazo previsto.

Para que no se interrumpiera la actividad se obtuvo, por la Ley Nº 19.278, una prórroga en su vigencia hasta tanto se aprobara un nuevo cuerpo legal acorde a los avances tecnológicos, a la ampliación de las demandas por parte de los usuarios y a las nuevas responsabilidades asignadas.

LEY Nº 22963

La nueva ley fue sancionada y promulgada el 3 de noviembre de 1983.

Los primeros artículos de esta Ley expresan que la representación del Territorio Continental, Insular y Antártico de la República Argentina editada en el país en forma literal o gráfica con cualquier formato y finalidad, así como la proveniente del extranjero destinada a ser distribuida en el país, deberá ajustarse estrictamente a la cartografía oficial establecida por el Poder Ejecutivo Nacional a través del Instituto Geográfico Militar (IGM). Asimismo se establece que el IGM entenderá en la obtención de la cartografía básica del Territorio Continental, Insular y Antártico de la República Argentina y su actualización permanente.

Con relación al desarrollo de su actividad y a su producción bibliocartografía destacamos del cuerpo legal los siguientes aspectos:

- Cuando deba preparar material cartográfico que incluya la representación gráfica de límites internacionales y zonas de frontera especialmente aquellas áreas pendientes de demarcación por existir conflictos con otros países, deberá requerir la información necesaria del Ministerio de Relaciones Exteriores, Comercio Internacional y Culto y no podrá dar publicidad a la cartografía lograda sin aprobación previa de dicho Ministerio. Ello sin perjuicio de que el Ministerio lo

conformidad con lo dispuesto en el inciso anterior, donde estará destacada la situación relativa del sector correspondiente.

LEY Nº 24.943

El 26 de marzo de 1998 fue promulgada esta ley que en su artículo Nº 1 establece "Incorpórase como artículo 19 bis a la ley 22.963 el siguiente:
La publicación de cualquier documento cartográfico, folleto o mapa que haya sido aprobado por el Instituto Geográfico Militar de acuerdo a las normas establecidas en esta ley, deberá llevar una inscripción al pie del mismo, en forma visible y clara, que exprese "Aprobado por el Instituto Geográfico Militar" con su correspondiente número de expediente de aprobación.

La sanción de esta Ley responde a la necesidad de extremar los recaudos para evitar la circulación de publicaciones que contengan cartografía y textos que afecten aspectos de nuestra soberanía territorial.

DECISION ADMINISTRATIVA 520

El 19 de diciembre de 1996 el Jefe del Gabinete de Ministros suscribió la Decisión Administrativa 520 que en su Artículo 1º aprueba la estructura organizativa del Instituto Geográfico Militar, Organismos Descentralizado que se desenvuelve en jurisdicción del Ministerio de Defensa.

Asimismo, se asigna al IGM:

RESPONSABILIDAD PRIMARIA: Entender en la planificación, programación, ejecución, control, fiscalización y asesoramiento de la actividad geográfica, a nivel nacional, a fin de satisfacer los objetivos y políticas establecidas por el Poder Ejecutivo Nacional, contribuyendo a una eficaz definición y representación de la soberanía territorial argentina.

ACCIONES:

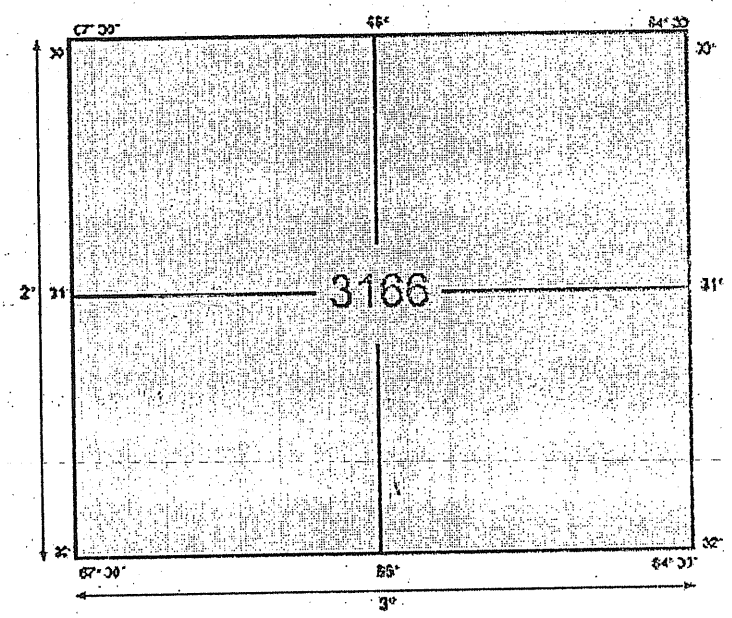
1. Entender en el establecimiento, mantenimiento, actualización y perfeccionamiento del Sistema Geodésico Nacional.

2. Entender en la obtención de la cartografía básica del territorio continental, insular y antártico de la República Argentina y su actualización permanente.

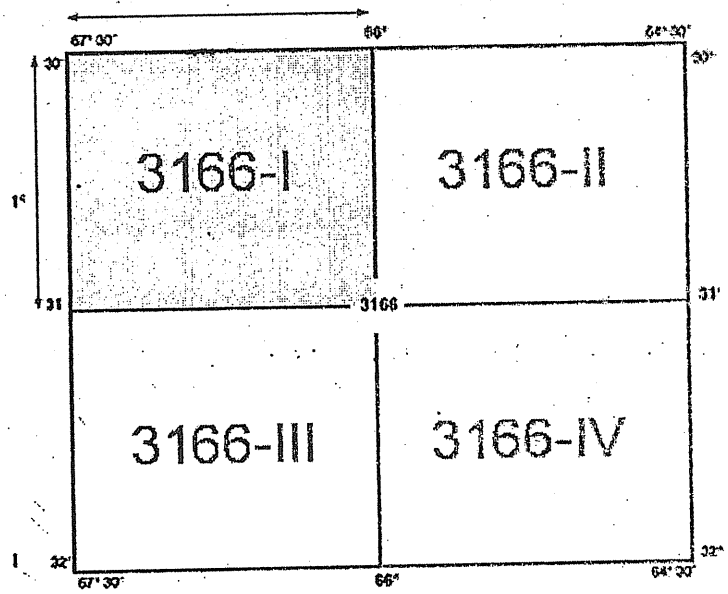
3, Participar en la actividades técnicas conducentes a la elaboración de cartografía de frontera.

4. Entender en la fiscalización y aprobación de todo tipo de publicaciones, literales o gráficas, que representen total o parcialmente el territorio nacional.

5 Establecer y mantener relaciones con organismos oficiales y privados nacionales e internacionales, coadyuvantes al cumplimiento de sus objetivos y realizar los programas de difusión de sus actividades.

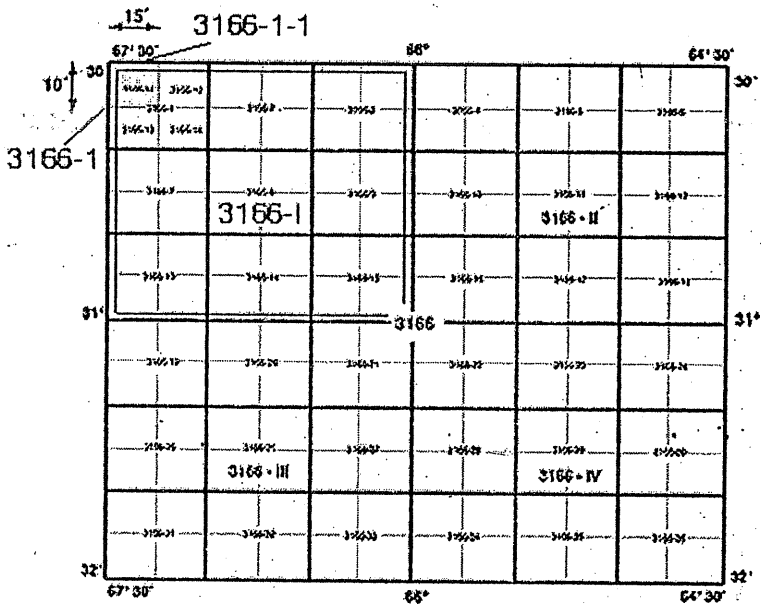


El número de hojas a escala 1: 250.000 comprendidas en una hoja 1: 500.000 es 4, se enumeran con números romanos del I al IV según el sentido de las escrituras corrientes. Cada uno tiene 1° 30' de longitud por 1° de latitud. Su característica estará formada por la hoja 1: 500.000 que integra y a continuación, separadas por un guión, el número romano que ocupa dentro de aquella. Ejemplo: 3166-I



El número de hojas de la carta topográfica a escala 1: 100.000 comprendidas en una hoja 1: 500.000 es 36, y se enumeran del 1 al 36, en el sentido normal de la escritura. Cada una tiene 30' de longitud por 20' de en latitud y se denominan con la característica de la hoja 1: 500.000 de la que forma parte, seguida de el número que le hayan correspondido dentro de la misma, separada por un guión. Ejemplo: 3166-1

denomina con la característica de la hoja a escala 1: 100.000 de la que forma parte, seguida del número de que le haya correspondido dentro de la misma, separada por un guión. Ejemplo: 3166-1-1





El número de hojas a escala 1: 25.000 comprendidas en cada hoja 1: 50.000 es 4, y cada una tiene 7' 30" de longitud por 5' de latitud. Las cuatro hojas a escala 1: 25.000

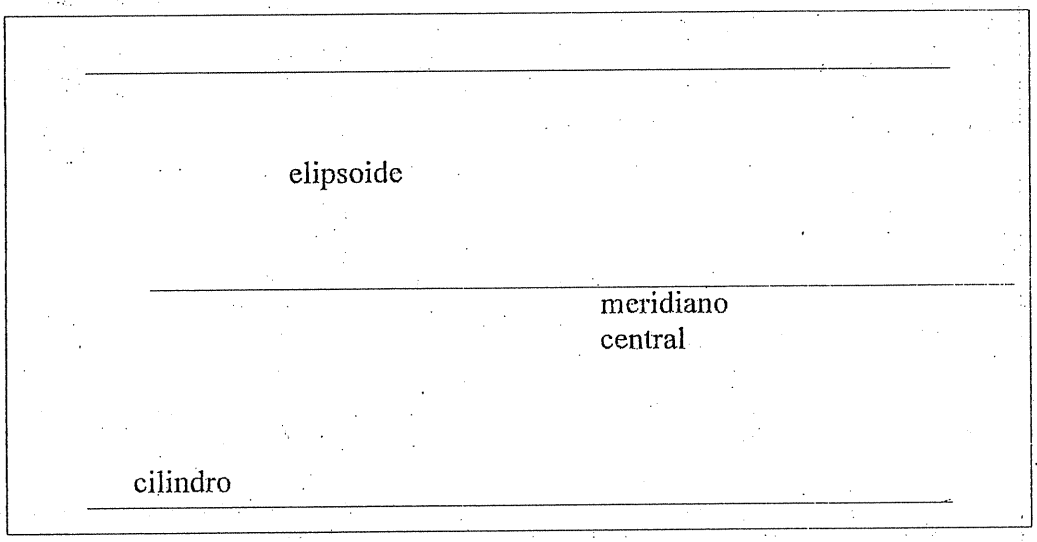
conserva la forma original y los ángulos.

- Cilíndrica, porque cada punto del terreno se proyecta sobre un cilindro tangente que "envuelve" al elipsoide colocado con el Ecuador en la dirección del eje del cilindro.

- Transversal, porque la tangencia entre el cilindro y el elipsoide se produce a lo largo de un meridiano, denominado meridiano central de la proyección, cuya longitud se designará λ_0, es una línea recta y representa al eje X. El eje Y es la proyección ecuatorial y también se representa por una línea recta.

Llamamos círculo mayor a todo plano que pasa por el centro de la esfera, meridiano de tangencia al meridiano de contacto entre la superficie del elipsoide y el cilindro y círculo menor a todo plano paralelo al meridiano de tangencia (no pasa por el centro de la esfera), tal como se muestra en la figura.

Figura : Proyección Gauss - Kruger



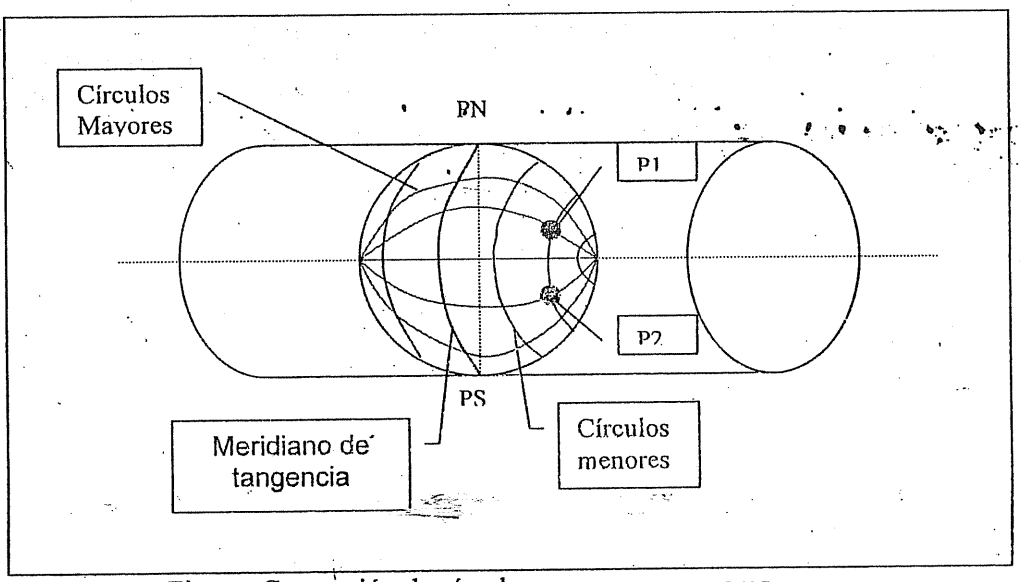


Figura: Generación de círculos mayores y menores

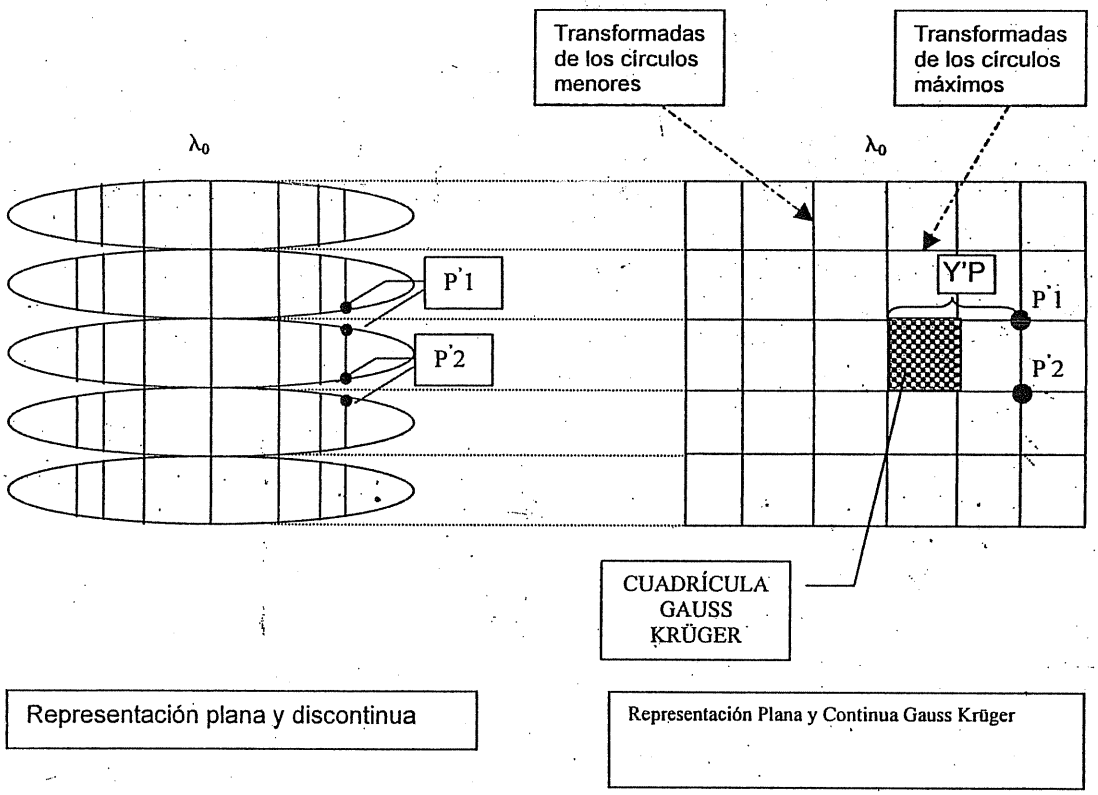


Figura : Obtención de la cuadrícula Gauss Kruger

Donde $Y'p_i$ es el apartamiento del punto P_i respecto del Meridiano de tangencia. A mayor apartamiento, y tal como se puede apreciar, mayor es el agrandamiento que se produce en la representación plana. Este agrandamiento se detecta únicamente por vía analítica y no gráfica ya que el mismo queda representado dentro de un círculo de 0,2 mm de diámetro y por lo tanto no tiene representación en el plano. Para que ello sea posible, se demuestra que el apartamiento máximo de un punto respecto del Meridiano de Tangencia debe ser menor o igual a 1°30".

Principales características

La proyección Gauss Kruger conserva las formas pero no conserva las distancias ni las superficies. La distorsión en la distancia se cuantifica por medio del módulo de deformación, m, definido a través de la relación:

$$m = \frac{\text{distancia sobre la carta (P)}}{\text{distancia sobre el elipsoide (T)}}$$

El módulo de deformación crece rápidamente a medida que el punto se aleja hacia el este o el oeste del meridiano central de la proyección. Su valor es siempre mayor que la unidad, salvo a lo largo del meridiano central, donde toma el valor 1. Lo dicho significa que la distancia sobre la carta es siempre mayor o a lo sumo igual que

Al meridiano -60, central de la 5ta. faja, la ordenada y = 5.500.000
Al meridiano -57, central de la 6ta. faja, la ordenada y = 6.500.000
Al meridiano -54, central de la 7ma. faja, la ordenada y = 7.500.000

Por ejemplo, si se desea ubicar un punto P (del hemisferio sur) con las coordenadas:

x = 6.137.215
y = 5.682.102

Se encuentra a 6.137.215 km. del polo Sur, en la fajas 5, y a (582.102-500.000) 182.102 metros al Este de la proyección del meridiano central de dicha faja o sea el meridiano -60°.

En cambio, si el punto P tiene las siguientes coordenadas:

x = 6.137.215
y = 5.382.102

Se encuentra también a 6.137.215 km del polo sur, en la faja 5, pero a (500.000-382.102) 117.898 metros al Oeste de la proyección del meridianos central de la misma faja.

En los planos en que intervienen coordenadas Gauss-Kruger se suele trazar un reticulado adecuado, llamado "cuadrículas", razón por la cual dichas coordenadas se denominan también "coordenadas de cuadrículas".

En todas las cartas oficiales argentinas, la red de cuadrícula (cuadriculado) se representa por medio de Líneas paralelas y perpendiculares al meridiano central, separadas en 4 cm, cualquiera sea la escala de la carta.

Procedimiento para la medición de las coordenadas Gauss-Kruger:

Una de las principales ventajas de un sistema de cuadrículas Gauss-Kruger consiste en poder determinar rápidamente las coordenadas de cualquier punto que interese. Cada hoja de la carta lleva al efecto y sobre las márgenes opuestas dos enumeraciones de las líneas de cuadrículas a saber: a) la que corresponde a las líneas verticales, aumenta de izquierda a derecha; son las líneas de ordenadas Y. b) la que aumenta de Sur a Norte, corresponde a las líneas horizontales; son las líneas de abcisas X.

Para determinar un punto P cualquiera, se mide en la escala de la carta, la distancia perpendicular del punto a la línea vertical anterior, para los valores de Y. Para el valor de X se mide desde la línea horizontal de abajo hasta el punto .

Siendo las coordenadas de la figura:
X = 6.341.760
Y = 5.274.380

Existen en el comercio también "indicadores de coordenadas", que consiste en escalas apropiadas dispuestas sobre los lados de un ángulo rectángulo.

Convergencia de meridianos:

Es el ángulo que en un determinado punto P el meridianos forman con la paralela al eje de las X o con el meridiano central de la correspondiente faja . Por esta razón las llamadas "líneas verticales" y "líneas horizontales" de las cuadrículas no son

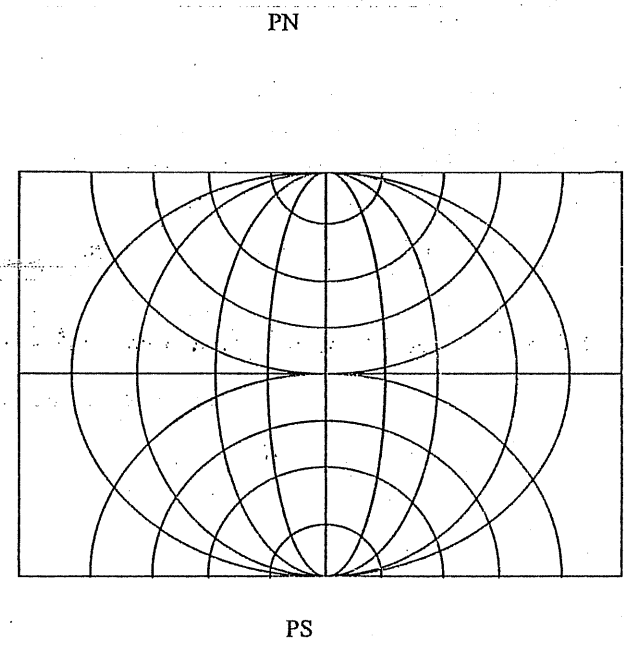


Figura14: Representación de meridianos y paralelos

La proyección gauss-kruger para el territorio argentino

Cada una de las fajas meridianas introducidas por Kruger tiene 3° de ancho, que partiendo hacía el Este con valores positivos, y hacia el Oeste con valores negativos, del meridiano cero de Greenwich, y numerados de 1 (uno) en adelante. Por ejemplo: el meridiano 21° al Este de Greenwich le corresponde el valor 7, el meridiano 39 ° al Oeste de Greenwich le corresponde el valor -13.

Cada faja representa un sistema de coordenadas, con dos puntos orígenes, 0 y 0', o cero de las x, estando situado el primer cero o sea el origen 0, en el Ecuador, para países del hemisferio Norte, y el segundo cero o sea el origen 0', en el polo Sur para todos los países situados en el hemisferio Sur.

Con lo expuesto se evita para todos los países del mundo, el signo negativo de las abcisas x, que expresan distancias verdaderas.

Con el fin de reducir las deformaciones en el sentido Este-Oeste a valores insensibles a los usos cartográficos de precisión, Kruger redujo el ancho de las fajas a 3° de longitud (1 ° 30 ' a la izquierda y 1 ° 30 ' a la derecha del meridiano central de cada faja). Para esos meridianos centrales, Kruger eligió aquellos cuyos números de grado son múltiplos de 3° de longitud.

Llamaremos K a la característica de cada faja.

$$K = n° / 3°$$

Por ejemplo, para la República Argentina, los meridianos centrales tienen los siguientes valores:

n° = -72 °, -69 °, -66°, -63°, -60°, -57°, y -54°, O. de G.
n° = 288°, 291°, 294°, 297°, 300°, 303°, y 306°, E. de G.

paralelas a los bordes (izquierda y derecha, superior e inferior) de la planchetas. Estos bordes son siempre trozos de las proyecciones de meridianos y paralelos.
Definiciones: para cada punto de las cartas tenemos tres nortes.

a) Norte de cuadrícula: es la dirección de las líneas verticales (del cuadriculado) paralelas al meridiano central de la faja. (N).

b) Norte geográfico: es la dirección del meridiano geográfico que pasa por el punto. (Nv)

c) Norte magnético: es la dirección del meridiano magnético que pasa por el punto . (Nm)

Se forman así entre las direcciones, tres ángulos a saber:

- convergencia de meridianos y entre Nv. y N.
- convergencia magnética entre Nm. y N.
- declinación magnética entre Nm. y Nv.

La visual OP forma entonces con las tres direcciones tres ángulos:
- rumbo trigonométrico, llamado simplemente rumbo.
- azimut, rumbo verdadero o rumbo geográfico.
- rumbo magnético

Salto de cuadrícula:

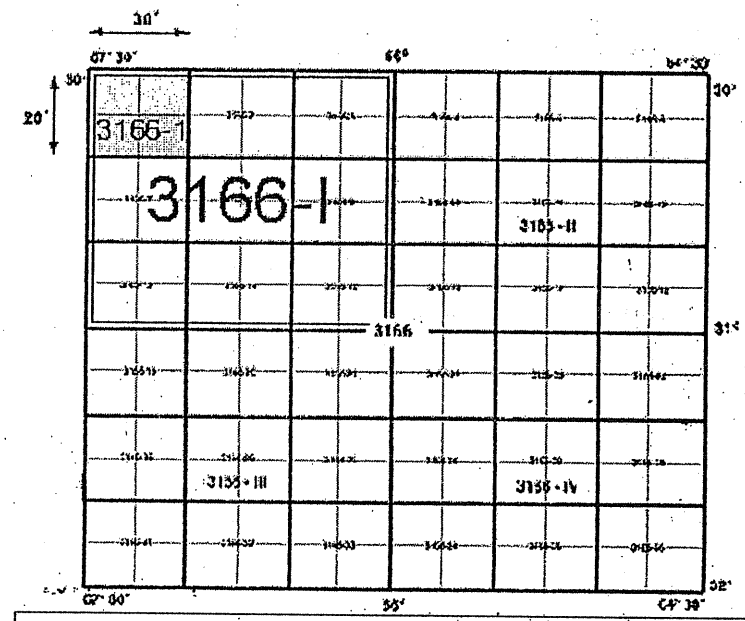
A causa de la convergencia de meridianos, se produce en el encuentro de las cuadrículas de 2 sistemas vecinos, el llamado "salto de cuadrículas" . Por ello es conveniente determinar las coordenadas Gauss-Kruger de puntos situados en la región limítrofe de fajas vecinas en ambos sistemas, con superposición de medio grado en cada límite de faja. De acuerdo a lo expuesto en las hojas topográficas de fajas vecinas, además del reticulado correspondiente a su faja, llevan otro con trazos negros pero interrumpidos, correspondiente a la faja vecina, y en la siguiente extensión:

En las hojas 1: 50.000 en toda la superficie.
En las hojas 1: 100.000 hasta 10' del borde.
En las hojas 1: 500.000 hasta 30' del borde.

División de las cartas en hojas-Nombre, característica.

Por las enormes dimensiones que tienen las cartas a esçala 1: 500.000 y mayores de un país, se tornó indispensable y práctico para su empleo, fraccionarla en trozos de dimensiones manuables, cada una de las cuales recibe el nombre de "hoja".

Cada hoja de la carta 1: 500.000 tiene el ancho de una faja, o sea 3° en longitud y 2° en latitud; está limitada por dos paralelos de valor par y se la denomina por su paralelo y meridiano centrales. Esta denominación se llaman "característica" de una hoja de la carta 1: 500.000. Ejemplo: 3166, significa paralelo central 31°, meridiano central 66 ° .





El número de hojas de la carta topográfica a escala 1: 50.000 comprendidas en cada hoja a escala 1: 100.000, es 4, y a cada una tiene 15' de longitud por 10' de latitud. Se enumeran del 1 al 4, en el sentido normal de la escritura y cada una de ellas se

sobre el elipsoide.

Valor del Agrandamiento (A)

Se demuestra que:

$$A = \frac{Y'^2}{2R^2}$$

Si bien R para el elipsoide es $\sqrt{M * N}$ donde M es el radio de la sección normal meridiana y N el de la normal a la sección meridiana, se demuestra que se puede aproximar con precisión utilizando el radio medio de la esfera terrestre tal que R=6370 km.

Definiéndose como módulo de agrandamiento (m) a : $m = 1 + \frac{Y'^2}{2R^2}$

De modo que P = T x m
Donde la medida en el plano P (calculada analíticamente) es igual al producto entre la medida en el terreno T (real) multiplicada por el módulo de agrandamiento m.

La deformación mas significativa corresponde a las distancias, considerando el valor de $y=Y-Y_0$, es decir la separación del punto considerado del meridiano central.

De $m = 1 + \frac{Y'^2}{2R^2}$, con R=6371Km, el radio medio a la latitud media de la zona considerada se obtienen los siguientes valores

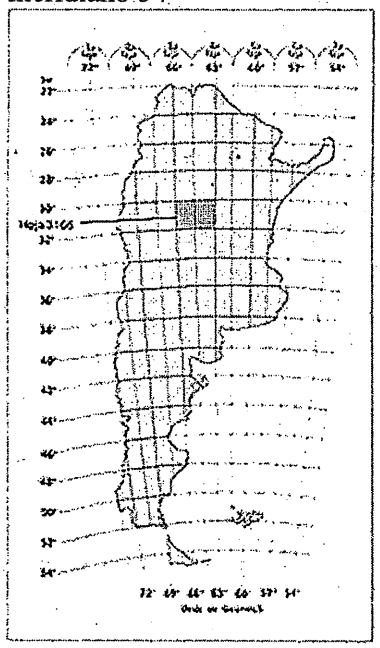
Y Km	m
50	1.00003
100	1.00012
150	1.00028
200	1.00049

Vale decir que 1000 metros sobre el elipsoide (aproximadamente al nivel del mar) a 50 Km del meridiano central recibe un incremento de 3 cm , a 100 Km de 12 cm , a 150 Km de 28 cm , a 200 Km de 49 cm.
Por eso en argentina se limito el ancho de faja de 1°30´ a cada lado del meridiano central, que a una latitud de 30° equivale a una "y" del orden de 144 Km (m = 1.00026, incremento de 26 cm/Km) y a una latitud de 40° "y" del orden de 128 Km (m=1.00020, incremento de 20 cm/Km).
Sin embargo, muchas veces se esta desarrollando un proyecto(ejemplo un camino) que no admite cambiar el sistema de coordenadas planas y es necesario extenderse a lugares donde las deformaciones lleguen a 30, 40, o 50 cm por kilometro. Este incremento debe considerarse en algunos cómputos, por ejemplo de volúmenes de suelo o metros lineales de pavimento.

las características K serían:

K = -24, -23, -22, -21, -20, -19, -18, (Oeste de Greenwich)
K = 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, (Este de Greenwich)
K = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, (Sistema I.G.M.)
crecientes todas las K en el sentido Oeste-Este de las longitudes positivas.

En lugar de elegir una de las dos primeras series de valores de K directamente referidas al " primer meridiano " de Greenwich, el Instituto Geográfico Militar, adoptó por su mayor sencillez, una numeración adaptada especialmente al territorio argentino, asignando al meridiano 72 ° la características K = 1, al 69 °, por consiguiente, el número 2, al 66 ° el 3 y así sucesivamente hasta el número 7, que es la característica del meridiano 54°



La figura muestran los siete sistemas (fajas meridianas) Gauss-Kruger correspondiente a la República Argentina, con el meridiano -63° como meridiano central del conjunto de los siete sistemas.

Se evitó también el signo negativo en la ordenada " y ", en la siguiente forma: de haberse atribuido a todos los puntos situados sobre los meridianos centrales de cada sistema, la ordenada y = 0, se habrían obtenido para los puntos al Oeste de esos meridianos, valores negativos y además sería posible que los mismos valores se repitieran en las distintas fajas.

Para eliminar ambos inconvenientes se atribuye a cada meridiano central el valor algo arbitrario de 500.000, anteponiéndole el n° de la característica correspondiente a cada faja.

Para el meridiano -72°, por ejemplo, tendríamos entonces la ordenada y = 1.500.000.

A los puntos de los meridianos centrales de los siete sistemas argentinos corresponden entonces la siguientes ordenadas y =
Al meridiano -72, central de la 1ra. faja, la ordenada y = 1.500.000
Al meridiano -69, central de la 2da. faja, la ordenada y = 2.500.000
Al meridiano -66, central de la 3ra. faja, la ordenada y = 3.500.000
Al meridiano -63, central de la 4ta. faja, la ordenada y = 4.500.000

Todos los meridianos y paralelos quedan representados por líneas suavemente curvadas. Por la naturaleza conforme de la proyección, cualquier cruce entre un meridiano y un paralelo se produce en ángulo recto (mantiene los ángulos entre las direcciones en la proyección y sus originales sobre el elipsoide).

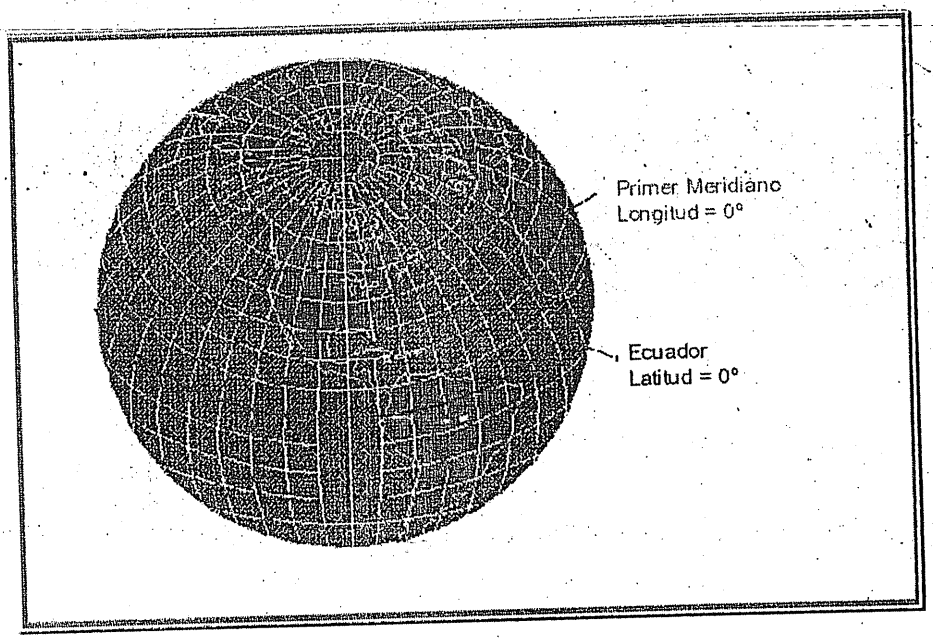


Figura: red de meridianos y paralelos

El hecho de que el cilindro sea tangente al elipsoide en un meridiano hace que a lo largo de este se mantenga estrictamente la escala (distancias sobre el elipsoide iguales a las distancias en el plano).

Sin embargo, por efecto de la proyección, y del hecho de que esta técnica de proyección en particular mantiene los ángulos pero no las distancias, y este efecto de distorsión de las distancias es función del cuadrado del apartamiento de los puntos considerados respecto del meridiano central, esta técnica de proyección es especialmente apta para territorios extendidos en el sentido Norte - Sur.

Desarrollando la imagen representada sobre el cilindro obtendremos:

6. Elaborar productos geográficos de interés del Poder Ejecutivo Nacional, no obtenidos por otros organismos específicos.

7. Apoyar a las Fuerzas Armadas en tareas relacionadas con su especialidad.

Sistema de representación Cartográfico Gauss - Kruger

Las coordenadas espaciales de un punto sobre la superficie terrestre se expresan como ya hemos visto en x, y, z ó φ, λ, h. La necesidad de visualizar dichas coordenadas en un plano o una carta hacen que se hayan implementado diferentes técnicas de proyección, ya que debido a su curvatura, la superficie terrestre no puede ser representada sobre una superficie plana con absoluto rigor geométrico.

Con el fin de adaptarse lo mejor posible a diferentes requerimientos cartográficos se han desarrollado una gran variedad de proyecciones, todas las cuales constituyen una solución aproximada al problema de, representar en dos dimensiones, hechos que son esencialmente tridimensionales. De esta gran variedad (alrededor de 400) muy pocas se utilizan con cierta frecuencia, encontrándose entre las más usuales la Mercator Transversa Universal (UTM), la Mercator Transversa (TM), las cónicas de Lambert y la Gauss Kruger.

La teoría de la proyección conforme referida al elipsoide terrestre fue establecida por primera vez por C.F. Gauss en 1822 y constituye un tema de la geodesia superior.

El matemático L. Kruger (1857-1923) tiene el gran mérito de haber generalizado la proyección Gauss, haciéndola más práctica con la introducción de las fajas meridianas, determinando además la fórmulas adecuadas para esas fajas.

Definición

En particular, nuestro país adoptó la proyección Gauss - Kruger, que se basa en un cilindro tangente al elipsoide en los polos y todo a lo largo de una sección meridiana. Se obtiene desenrollando el cilindro que es en consecuencia de sección elíptica. La elección de este sistema por parte del Instituto Geográfico Militar (IGM), tuvo en cuenta que las deformaciones fueran insensibles gráficamente a una escala de 1:25000 en los bordes de faja.

Es una proyección CONVENCIONAL, ELIPSÓIDICA, CONFORME, CILÍNDRICA y TRANSVERSAL.

- Convencional porque la transformación de coordenadas se realiza por vía analítica mediante la aplicación de algoritmos matemáticos tal que:

$$(X,Y) = f(\varphi,\lambda)$$
$$(\varphi,\lambda) = f^{-1}(X,Y)$$

- Elipsóidico ya que se utiliza para escalas mayores o iguales a 1: 100.000.
- Conforme, porque la representación cartográfica de hechos no muy extensos

comenzó a utilizar la aerofogrametría, y en la siguiente década tanto la fotografía aérea como los nuevos modelos de instrumentos permitieron la obtención de cartas de mayor precisión tanto en el cálculo de las mediciones de campo como en la delineación geomorfológica. Con la evolución informática y electrónica, el SEGEMAR fue incorporando las nuevas tecnologías tanto con el uso de sistemas posicionadores globales (GPS) como con el uso de datos de satélites de observación terrestre.
Hasta 1984 se realizó una cobertura topográfica de las regiones de interés hidrogeológico y minero, de la cual hay 170 hojas disponibles en formato impreso a escala 1:200.000 y 120 hojas disponibles en copias del original a escala 1:100.000. Desde 1987, SEGEMAR adoptó la grilla del IGM y el relevamiento geológico sistemático fue estandarizado a fin de cubrir el territorio montañoso con cartas a escala 1:250.000 en corto plazo. También comenzó el relevamiento a escala 1:100.000 de las áreas de interés minero.

Por medio de un programa de transferencia tecnológica de JICA, SEGEMAR incorporó en 2001 la utilización de datos ASTER para la generación de mapas geológicos y metalogenéticos de mayor escala.
ASTER (Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer) es un sensor satelital de imágenes de alta resolución, transportado por el satélite TERRA, que integra la Constelación Matutina junto con SAC-C y LANDSAT, entre otros. Tiene 3 subsistemas que registran datos simultáneamente de las regiones del espectro correspondiente al visible e infrarrojo cercano (VNIR), infrarrojo medio o de onda corta (SWIR) y del infrarrojo termal (TIR). El VNIR tiene 3 bandas con 15 metros de resolución y permite obtener pares estereoscópicos a lo largo del camino orbital (bandas 3N y 3B). El ancho de barrido de ASTER es de 60 km.

Las capacidades espectrales, radiométricas y geométricas del sensor permiten realizar estudios topográficos y temáticos más exhaustivos, incluyendo identificación y distribución precisa de óxidos de hierro (VNIR), de diferentes minerales de alteración hidrotermal (SWIR), de rocas con diferentes contenido de sílice (TIR) y el modelo digital de terreno de cada escena.

se designan por las lecturas a, b, c, d, en el sentido normal de la escritura, y cada una de ellas se denomina con la característica de la hoja a escala 1: 50.000 de la que forma parte, seguida de la lectura que le hayan correspondido dentro de la misma. Ejemplo: Hoja 3166-1-1b.

Además de su característica, cada hoja lleva un nombre propio, seleccionado entre los detalles más notables que incluye su superficie: población, estación de ferrocarril, propiedad rural u obra de arte más importantes.

Resumen:

Escala	Dimensiones		N° de hojas	Numeración
	Longitud	Latitud	En 1:500.000	
1:500.000	3° 00'	2° 00'	------	-----
1:250.000	1° 30'	1° 00'	4	I al IV
1:100.000	0° 30'	0° 20'	36	1 al 36
1:50.000	0° 15'	0° 10'	144	1 al 4
1:25.000	0° 07' 30''	0° 05'	576	a,b,c,d

Convergencia de meridianos

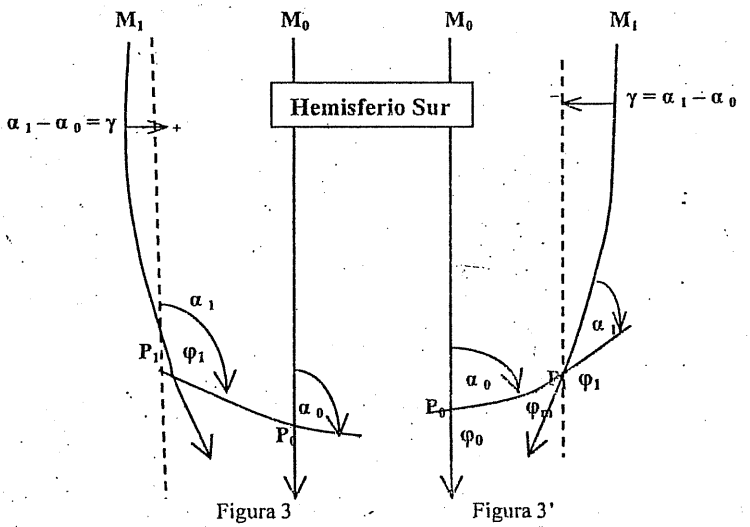


Figura 3 Figura 3'

Se ilustra la definición de concepto de la convergencia de meridianos o se los ángulos $\gamma = \alpha_1 - \alpha_0$ entre el meridiano $P_1 M_1$ y la paralela por P_1 al meridiano central $P_0 M_0$ para la latitud media $\varphi_{m=1/2}(\varphi_0$

+ φ_1), en figura 3para un punto situado al oeste y en la figura 3' para un punto al este del meridiano central.

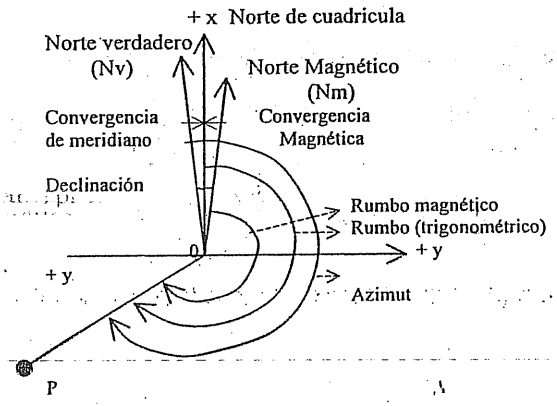


Figura 4

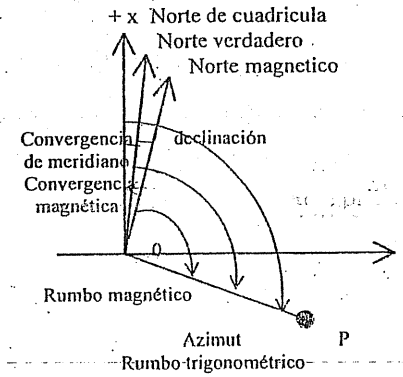


Figura 4'

Figura 4 punto 0 situado al oeste del meridiano central de la faja meridiana.
Figura 4' punto 0 situado al este del meridiano central de la faja meridiana.

SEGEMAR y CARTOGRAFÍA

El SEGEMAR realiza el relevamiento sistemático del territorio nacional a través del Programa Nacional de Cartas Geológicas y Temáticas, produciendo información geológica y temática sobre las bases topográficas del IGM a escalas 1:250.000 y 1:100.000, dando cumplimiento a la Ley de Reordenamiento Minero Nº 24.224. Sin embargo, su actividad comienza en 1904 con la creación de la División Minas, Geología e Hidrología del Ministerio de Agricultura de la Nación. En 1911, el director de esta División, Ing. Hermitte, creó la Sección Topografía, responsable desde entonces y hasta 1984 de generar la topografía para la carta geológico-económica de la República Argentina a escala 1:100.000, pero con una división y nomenclatura diferente a la actual.

La grilla dividía el país de norte a sur en segmentos de 30', numerados del 1 al 68. Cada uno de ellos, se dividía en hojas o cartas de 40' hasta los 42° de latitud, y de 1° al sur de los 42°. Estas hojas se denominaban las letras del alfabeto desde el límite con Chile hacia el este.

Durante las primeras décadas los relevamientos expeditivos se realizaron con instrumental de la época y las técnicas que se utilizaban en Europa. A partir de 1956, se

Se presentan las características generales de los datos ASTER, procesamiento, análisis, productos, como así también, ejemplos de aplicaciones en las provincias de Jujuy, Catamarca, La Rioja, Río Negro y San Juan.

Unidad 3. Tectónica global. Expansión oceánica. Teoría de las Placas
Cadenas de montaña.

Tectónica global. Verdadera "revolución" en las ciencias de la tierra, consiste en una interpretacion novilista de la evolución del globo terrestre, nacida en la distinción de continentes y océanos como partes constitutivas de distinta naturaleza y cuyos dos aspectos fundamentales son los referidos a expansión oceánica y teoría de las placas.

El antecedente es la teoría de la deriva continental, propuesta por A. Wegener (1880-1930), que fuera sustentada en: a) identidad de la constitución geológica de América del Sur, Africa, Madagascar, India y Australia; b) contornos de formas encajantes si se acercan dichos continentes, interpretados como producto de la ruptura de un antiguo continente (Gondwana); c) elementos específicos comunes de flora y fauna, conocidos por el registro paleontológico; los mismos son por otra parte distintos de los del continente de Angara (o Laurasia) en el hemisferio norte (Fig. 1) los argumentos geofísicos invocados para demostrar el movimiento (deriva) de las masas continentales la hicieron desechar en aquel entonces.

Curiosamente la geofísica es la que renueva el interés en esta idea, con el aporte del paleomagnetismo, sismología, gravimetría y magnetismo, llevados a cabo especialmente en investigaciones oceanográficas.

Es conocido que la Corteza Terrestre (Ver unidad 2) se compone de dos partes principales: Sial y Sima. Ello en el marco de la Tectónica Global lleva al concepto de Corteza Continental y Corteza Oceánica, por su distinta ubicación y distinta composición (Fig.2).

La Corteza Continental dá lugar a los continentes y consta de una parte superior granítica (Corteza Continental propiamente dicha) y una parte inferior básica.

La Corteza Oceánica se desarrolla en el fondo de los Océanos, es de composición basáltica y de menor espesor que la anterior.

Expansión Oceánica. Esta hipótesis, postulada por R. Dietz (1961) y H. Hess (1962) considera que motivado por movimientos de convección los materiales del manto superior ascienden de las dorsales centro-oceánicas, dando lugar al nacimiento de la corteza oceánica (Fig.3)

Los movimientos de convección se realiza en células isodiamétricas. Las dimensiones máximas posibles corresponden a una convección a escala del espesor del manto, según células de 2.900 Km de diámetro. Las corrientes de ascenso se verifican en las dorsales (centro-

oceánicas y las corrientes de descanso en las fosas oceánicas, ...
ginales respecto a los continentes o vinculadas a arcos islándicos.
La energía proviene del calor interno del núcleo terrestre.

Las dorsales centro-oceánicas son conocidas a través del estudio de los océanos por parte de expediciones oceanográficas que se ocuparon de la geofísica de los mismos. Es un rasgo común a todos los océanos y se constituye con una anchura de aproximadamente 2.000 Km. a una profundidad de aguas de unos 2000 m y elevadas unos 2.000 m sobre los fondos de las llanuras abisales. En su centro tienen una depresión denominada rift centro-oceánico, con una altura de unos 50 Km y una profundidad media de unos 2.000 metros.

La comprobación de la hipótesis de la expansión oceánica procede del estudio paleomagnético de los fondos oceánicos. El fundamento proviene de que las rocas volcánicas emergentes en los rift centro-oceánicos se impresionan magnéticamente, tomando la polaridad vigente en el campo magnético terrestre al momento de dichas efusiones. Existe un registro fosilizado bajo la forma de imantación remanente; que conserva la evidencia de la polaridad del campo magnético ha sufrido numerosas inversiones durante el transcurso del tiempo geológico. La impresión paleomagnética, asociada al movimiento generado en el proceso de expansión oceánica, se resuelve bajo la forma de bandas alternantes de materiales con anomalías magnéticas positivas (magnetismo remanente de igual polaridad que la del campo magnético actual; se suciona al valor de éste último) y de materiales con anomalías magnéticas negativas (el magnetismo remanente es de polaridad inversa al del campo magnético actual y se sustrae al valor de éste último) ver Fig. 4.

Admitido el concepto anterior se pueden adjudicar un número de orden a cada banda (creciente desde la dorsal centro-oceánica hacia los continentes; simétricas a ambos lado de la dorsal), distinguidas en algunos casos con el nombre de los investigadores que la descubrieron lo que configura un calendario paleomagnético. La datación por métodos radimétricos (Ver unidad 7) fija la edad en millones de años (m.a) para estas bandas y comprueba la hipótesis de que la antigüedad es creciente hacia afuera de la dorsal centro-oceánica.

La obtención de edades para las bandas de anomalías magnéticas permite además calcular la tasa de expansión oceánica, dividiendo la distancia de la banda al rift centro oceánico por la edad de la misma. Las cifras que se obtienen son de un valor máximo de 17-18 cm por año (pacífico oriental) y el valor más frecuente es de alrededor de cm por año (Atlántico).

Teoría de las placas El nacimiento de océanos, de por sí solo, es compatible con un estado de expansión generalizada del globo, idea en contra de las concepciones contraccionistas vigentes en la época en que fue emitida la teoría. Se concibió entonces que junto al proceso que hace nacer corteza oceánica en los rift centro-oceánicos (Zonas de acreción) debía ocurrir zonas en donde ésta desaparece hacia abajo (denominadas Zonas de subducción).

Las zonas de subducción fueron buscadas en las fosas oceánicas asociadas a arcos islándicos y a bordes continentales pacíficos, mediante estudios sísmicos principalmente (Ver fig. 5 y 6). Los mismos permitieron comprobar que los focos sísmicos son relativamente superficiales (menos de 50 Km de profundidad) en la mayor parte de la superficie de la Corteza Terrestre. Pero hay además sismos de foco más profundo, llamándose sismos intermedios a los generados hasta 300 Km de profundidad y sismos profundos a los de mayor profundidad, hasta 700 Km. La distribución de los mismos dió solución al problema (Ver fig. 7).

Los sismos intermedios y profundos se disponen alrededor del Pacífico (Japón, Indonesia, América del Sur) coexistiendo ordenadamente con sismos superficiales. Los superficiales son cercanos a la costa y los profundos se desplazan hacia el continente, tanto más cuanto más profundos son. Su disposición marca el recorrido de las zonas de subducción. En efecto, el conjunto de los focos (superficiales, intermedios y profundos) se distribuyen sobre superficies que se inclinan en general unos 50° en la periferia del pacífico bajo los continentes que lo bordean. Esta superficie se denomina zona de Benioff (nombre del geofísico que descubrió el hecho) y debe destacarse que recorta distintas capas del Globo Terrestre (Ver fig. 5).

Mediante este proceso las zonas de subducción contrarrestan los efectos de las zonas de acreación, mediante el descenso de una losa sólida que se hunde en un medio más viscoso correspondiente al manto superior. La losa sólida es denominada litósfera, la cual con un espesor de 75-100 Km. comprende a la capa superficial del Globo que tiene estado sólido y una buena transmición de ondas sísmicas. La litosfera no se corresponde exactamente con la corteza Terrestre, ya que incluye a la totalidad de la misma más una parte del manto superior. La capa por debajo de la litósfera se denomina astenosfera (comprende los materiales del manto por debajo de la litosfera) y la baja transmisividad hacia los 100 Km de profundidad indicaría por lo tanto la base de las zonas móviles superiores (placas) de la tectónica global. El resto del espesor del manto (astenosfera) inclu

yo el campo del desarrollo de las células de convección o zonas móviles inferiores, salientes en superficies en los rift-oceánicos.

Las placas son las unidades que sufren el movimiento impulsado a la litosfera y constituyen casquetes esféricos con límites de tres tipos: a) divergentes (en zonas de acreción); b) convergentes (en zonas de subducción) y c) el dado por fallas transformantes, que son accidentes en los que el movimiento entre una y otra placa es lateral, en el mismo rumbo que el límite (Ver fig. 8). Las fallas transformantes resuelven el problema de dar límite a las placas, a través de numerosos accidentes del tipo descripto, que van asociados generalmente a la dorsal centro-oceánica, pero con rumbo de alto ángulo respecto a ella y que en ocasiones pueden pasar al dominio continental (ejemplo: Falla de San Andres, en California, oeste del continente norteamericano, fig. 9).

Puede considerarse que la litosfera está fraccionada en siete placas mayores, que son las siguientes: Pacífica, Americana, Africana, de Nazca, Antártica, Indo-Australiana y Euroasiática.(fig.9)

Las distintas placas mencionadas tienen individualidad espacial, de movimiento y también composicional. Las hay compuestas de corteza oceánica (Pacífica); y otras integradas por corteza oceánica y corteza continental (Americana), distinguiéndose entre estas últimas las que incorporan arcos islándicos (Euroasiática).

Es notorio que las grandes unidades de la corteza terrestre, dadas desde el punto de vista morfológico, que son: a) continentes; b) cinturones orogénicos; c) los océanos, son interpretadas genéticamente á la luz del conocimiento de la tectónica global.

Los continentes son las masas compuestas en su capa externa por corteza continental granítica ó corteza continental propiamente dicha, y comprenden una parte emergida y un procontinente cubierto por las aguas de mares epicontinentales.

Se destacan regiones caracterizadas por el engrosamiento de la corteza continental en raíces de hasta 60 Km de espesor, lo que dá lugar a la diferenciación de los dos grandes cinturones orogénicos actuales: el cinturón peripacífico bordeando los continentes americano, asiático y australiano y el cinturón mesogénico comprendido entre masas continentales de América del Sur, Africa o India por el sur.

Los océanos se desarrollan en aquellas zonas de la litosfera compuestas por corteza oceanica, o sea desprovistas de materiales graníticos. La corteza oceánica o basáltica constituye el fondo de los mismos.

Las cadenas de montaña: La tectónica global da explicación a los procesos que originan cordilleras.

La expansión oceánica no es un proceso infinito temporalmente para una determinada Zona de acreción, a menos que se admita una expansión generalizada. En este proceso los océanos así generados son gigantescos receptáculos de sedimentos. La acreción debe cesar, habiendo un máximo de desarrollo. El engrosamiento progresivo de la placa oceánica la puede hacer tan densa y pesada como para que la litosfera no sea ya capaz de flotar sobre la astenosfera; esta ruptura del equilibrio pone en marcha la subducción. Y lo que era espacio en extensión pasa a ser espacio en compresión, con la deformación de sedimentos e instalación de cadenas de montaña (Ver fig. 10).

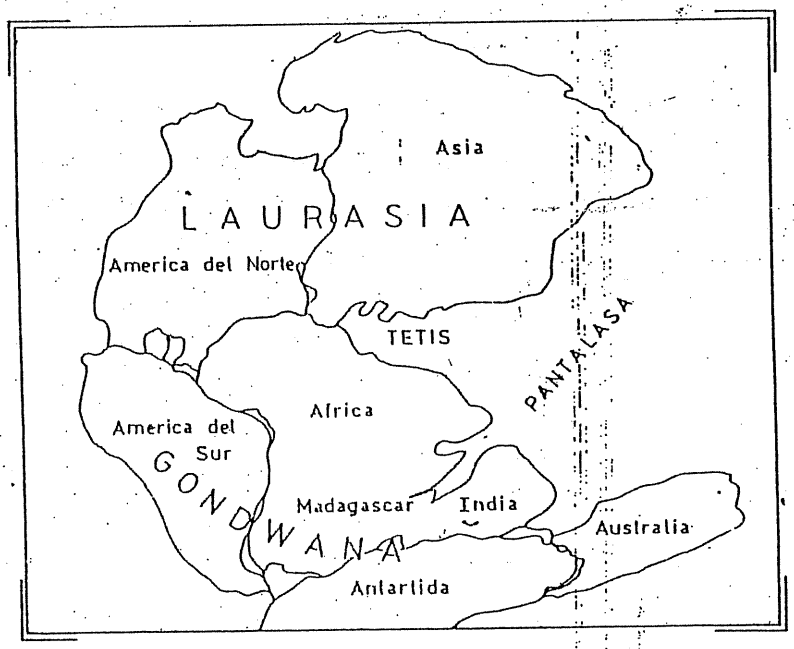

Asia
LAURASIA
America del Norte
TETIS
PANTALASA
Africa
America del Sur
GONDWANA
Madagascar
India
Australia
Antartida

Fig. 1

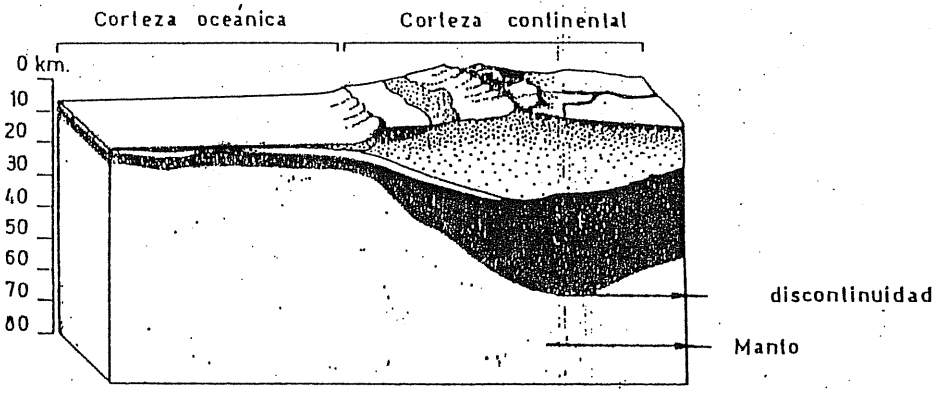
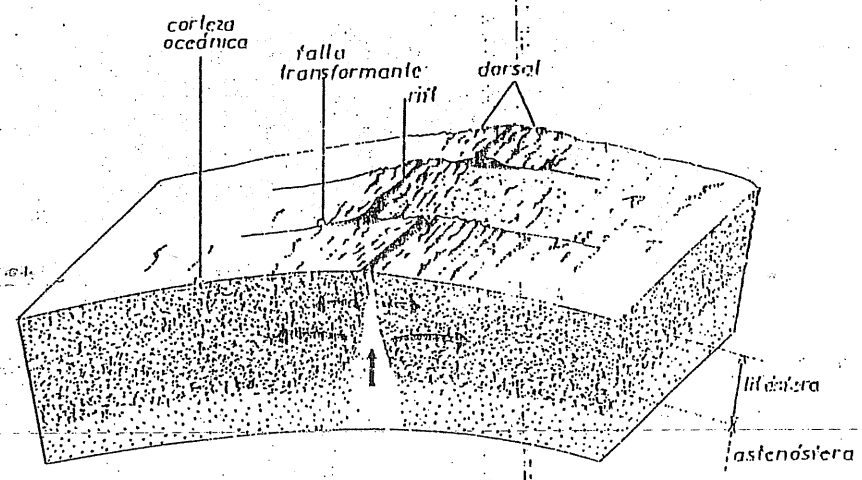
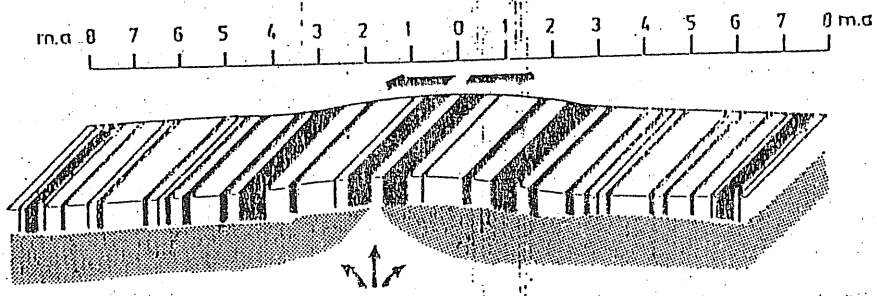

Corteza oceánica
Corteza continental
0 km.
10
20
30
40
50
60
70
80
discontinuidad
Manto

Fig: 2



-Fig. 3-



-Fig. 4-

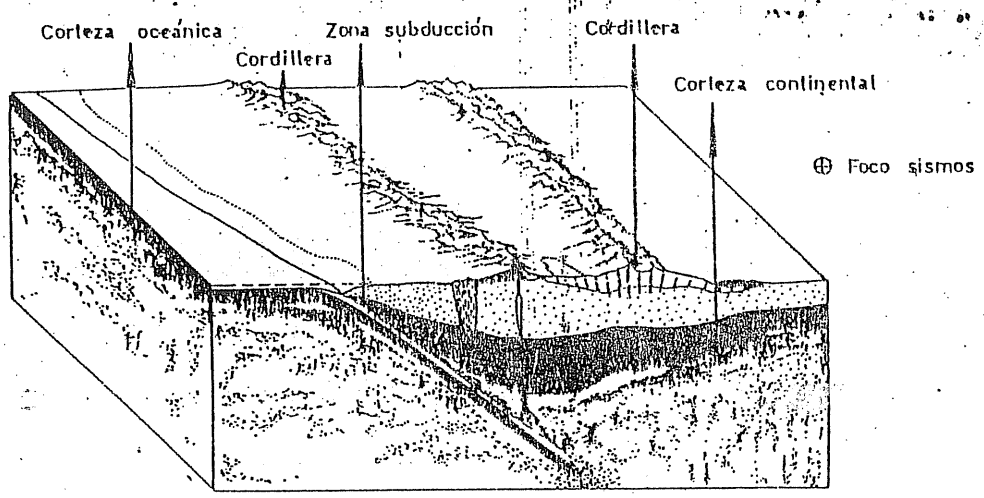
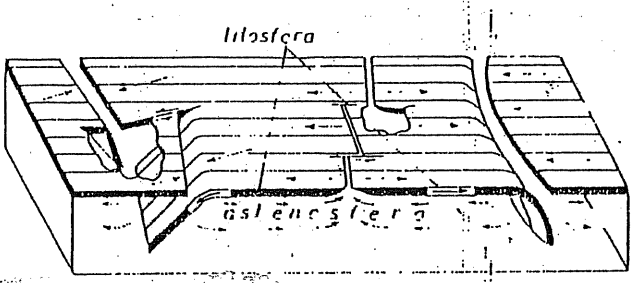


Fig. 5



-Fig 8-

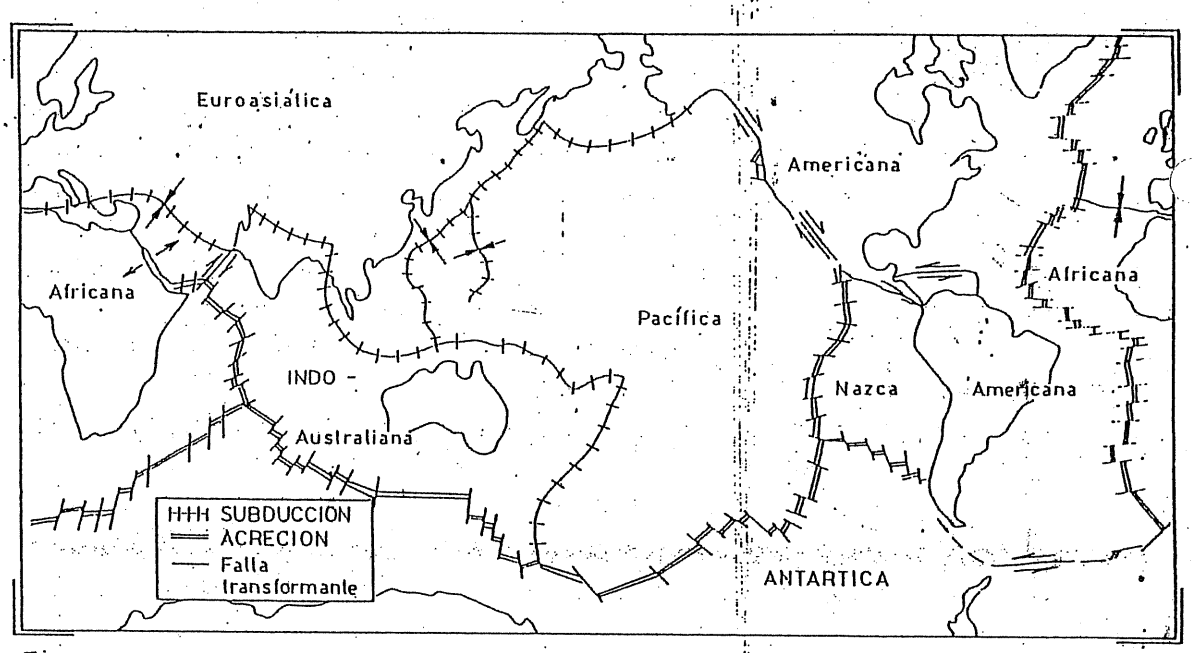
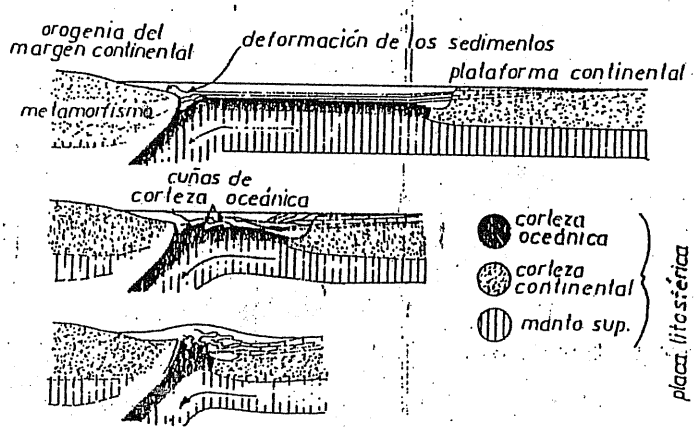


Fig. 9



-Fig. 10-

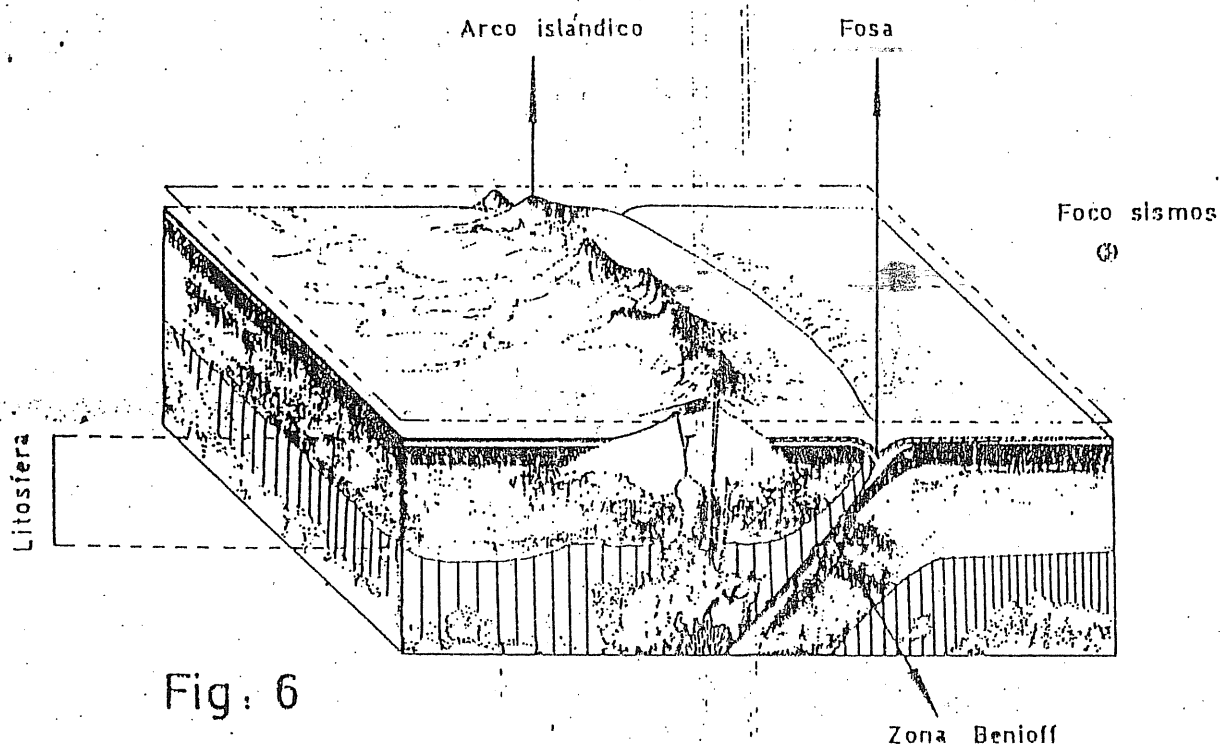

Arco islándico
Fosa
Foco sismos
Litosfera
Zona Benioff

Fig. 6

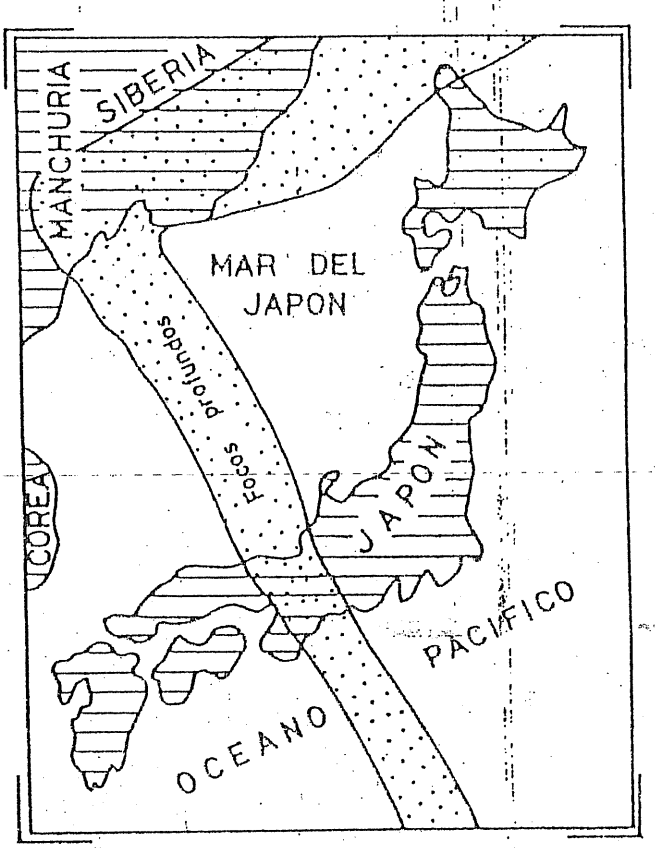

MANCHURIA
SIBERIA
MAR DEL JAPON
Focos profundos
COREA
JAPON
PACIFICO
OCEANO

Fig. 7

AGRIM. 2006

RIBOT

Unidad 6. Geología Estructural, definición. Mecánica de rocas. Geología Estructural descriptiva. Formas estructurales. Estructuras micro y macrotectónicas.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

1. Definición

La Geología Estructural se ocupa de las deformaciones de los terrenos, como consecuencia de esfuerzos tectónicos o gravitacionales. Tales deformaciones configuran estructuras de diversas magnitudes, que a su vez pueden analizarse a diversas escalas.

En cualquier circunstancia, el estudio de las estructuras resulta encarable tanto desde un punto de vista dinámico o cinemático, como desde un punto de vista geométrico o descriptivo. Ambos puntos de vista son complementarios y necesarios para un adecuado conocimiento del tema.

2. Mecánica de Rocas

El estudio dinámico o cinemático se aboca, dentro del campo de la Mecánica de Rocas, a investigar los procesos físicos y fisicoquímicos que controlan las deformaciones.

En la corteza de la Tierra actuan fuerzas (Kg) que al aplicarse sobre las superficies generan presiones o cargas (Kg/cm^2), las que a su vez por reacción originan contrapresiones o esfuerzos ($-Kg/cm^2$) que motivan las deformaciones de las rocas. Las fuerzas generadoras pueden ser de tensión (tracción), compresión y cupla (corte), tal como se esquematiza en Fig. 1. Los esfuerzos resultantes, básicamente motivan las siguientes deformaciones mecánicas:

- Elástica: deformación reversible; cuando se suprime el esfuerzo, el cuerpo (como un resorte) vuelve a su forma original.

- Plástica: deformación irreversible; cuando se suprime el esfuerzo, el cuerpo no retoma su forma primitiva.

- Clástica: deformación irreversible como la anterior; pero que ha rematado en la ruptura.

Estas deformaciones substancialmente varían según el tipo de roca y la posición de la roca dentro de la corteza terrestre. A mayor profundidad aumenta la presión y la temperatura (gradiente geotérmico), que modifican la elasticidad y favorecen la plasticidad hasta hacer que las rocas se comporten como fluídos viscosos. Este fenómeno se halla altamente favorecido por la enorme lentitud de los procesos geológicos (millones de años).

De lo dicho se deduce que los terrenos tienden a fracturarse o romperse (deformación clástica), mas bien hacia la superficie de la Tierra. Si la ruptura es por tensión, la misma formará un ángulo entre 90° y 45° con relación a la dirección del esfuerzo principal. Si es por compresión el ángulo variará entre 0° y 45°, corrientemente será del orden de los 30° como se puede comprobar en ensayos de laboratorio, comprimiendo cilindros de muestras a presiones crecientes hasta que el material se quiebre (Fig. 2).

Cada tipo de deformación mecánica tiende a controlar la formación de distintas estructuras en función de las condiciones del medio. Por consiguiente, en la corteza terrestre se pueden distinguir diferentes niveles estructurales caracterizados por las estructuras dominantes.

3. G.E. Descriptiva

3.1. Acotación preliminar

Conforme se adelantara precedentemente, las estructuras de acuerdo a su magnitud pueden analizarse a diferentes escalas, usándose métodos de investigación adecuados para cada circunstancia. En lo que sigue se consideran las formas estructurales mapeables, de magnitud intermedia, cuyo conocimiento resulta de interés en el campo práctico, como por ejemplo para la localización de trampas de petróleo, prospección de criaderos minerales, diseño de explotaciones mineras, emplazamiento de diques y obras civiles varias en su aspecto fundacional.

Tales estructuras se definen por sus elementos geométricos con relación a otros de referencia que suelen corresponder a los terrenos en su posición original (singenética). Las estructuras más sencillas como las lineales y planares (en forma de línea y de plano), se orientan en el espacio por su rumbo o dirección y buzamiento o inclinación (Fig.3) en vinculación con un plano imaginario horizontal.

3.2. Formas estructurales

- Pliegues

Son encorvamientos de los terrenos que se obtienen por compresión tectónica o gravitacional (Fig.4). Los elementos principales de los pliegues son los ejes que pasan por los puntos de mayor curvatura de cada capa, los planos axiales que corren por los ejes de cada pliegue y los flancos o alas que se extienden entre dos ejes sucesivos (Fig.5)

Los encorvamientos convexos hacia arriba se denominan antiformas, y los convexos hacia abajo sinformas. Los encorvamientos con núcleos más antiguos son los anticlinales, y con núcleos más jóvenes sinclinales. En la Fig. 6 se representa una antiforma-anticlinal y una sinforma-sinclinal, dado que los terrenos inferiores son los mas antiguos y los superiores los más jóvenes.

Pliegues simétricos son aquellos con flancos adyacentes de igual pendiente, pero con sentido opuesto de inclinación.

Los pliegues asimétricos no cumplen con esa condición, y pueden ser inclinados, volcados y acostados con el plano axial prácticamente horizontal. Estos últimos cuando ostentan una masa plegada (alóctono) desplazada más del kilómetro se denominan sobreescurrimientos. En Fig. 7 se representa la transformación de un pliegue volcado en un sobreescurrimiento tipo alpino.

- Diaclasas

Constituyen rupturas de los terrenos, sin desplazamientos de las partes adyacentes. En Fig. 8 se indican dos juegos de diaclasas generados por compresión. Las diaclasas pueden ser abiertas (grietas), cerradas y ocultas; estas últimas se advierten cuando las rocas se parten en superficies planas. Las diaclasas se presentan en todas las rocas consolidadas, distanciadas entre si desde el orden de las decenas o centenas de metros al orden del milímetro, constituyendo en este último caso el denominado clivaje de fractura.

- Fallas

Las fallas son rupturas de los terrenos con desplazamiento de las partes adyacentes o muros. El muro superior se denomina techo y el inferior piso de la falla. En la Fig.9 "a" es el piso y "b" el techo. El desplazamiento de una falla es la distancia en que se separaron puntos primitivamente adyacentes de la misma.

Fallas directas son aquellas en que el techo descendió con relación al piso, y fallas inversas las de movimiento contrario (Fig.10). Las fallas inversas de bajo ángulo (sub-horizontales) se denominan corrimientos, y sobrecorrimientos cuando su desplazamiento es superior al kilómetro. Las fallas pueden configurar sistemas que delimitan bloques,

ya hundidos en forma de Fosa o Graben, ya elevados en forma de Pilar u Horst (Fig. 11).

- Cuerpos plutónicos

Estos cuerpos se forman por consolidación de un magma, o por metasomatización (transformación) de un cuerpo preexistente. Cuando son paralelos a la estratificación o estructura equivalente de la roca de caja, se denominan concordantes; en caso contrario son discordantes (Fig. 12).

Los cuerpos plutónicos concordantes pueden ser de diferentes tipos: filones capas, lacolitos, bismalitos, lopolitos, etc. Los cuerpos plutónicos discordantes más importantes son los diques y los batolitos. Estos últimos son los cuerpos mayores, que se los desconoce en profundidad (Fig. 13), y que se los denomina stocks cuando su afloramiento tiene una superficie inferior a 100 km^2.

- Cuerpos volcánicos

Se forman en la superficie terrestre por consolidación de un magma parcialmente desgasificado. Las expresiones más conocidas son los volcanes, con sus conos, cráteres y chimeneas. Los elementos constitutivos fundamentales de los conos volcánicos son los derrames de lava y cúmulos de material piroclástico (cenizas y arenas volcánicas, lapillis, bloques y aglomerados volcánicos, etc.)

Desde el punto de vista estructural (endomórfico) se destacan los volcanes estratificados, generalmente mesosilícicos (vgr.andesíticos), con alternancia de lava y material piroclástico (Fig.14), y los volcanes en escudo de perfil más deprimido, de magma básico (vgr. basalto) con escaso contenido piroclástico (Fig. 15). Las calderas son estructuras volcánicas circulares y subcirculares de kilómetros de diámetro, generalmente formadas por voladura o por hundimiento del cono como consecuencia de un rápido vaciamiento de la cámara magmática (Fig.16).

- Foliación (clivaje y esquistosidad)

Se trata de una estructura planar comúnmente ligada a la formación de pliegues profundos (foliación de flujo). Esta foliación, como se indica en Fig. 17, es paralela al plano axial; a veces se la puede llegar a confundir con la estratificación.

- Lineación

Representada por el paralelismo de alguna propiedad linear de las rocas, como la lineación mineral de ambientes anisótropos, o la intersección de la estratificación con la foliación y el seccionamiento de capas competentes (duras) por capas incompetentes (blandas) en pliegues profundos. Este último fenómeno se denomina boudinage y se esquematiza en Fig. 18.

- Discordancia

Superficie de erosión o no depositación entre dos terrenos geológicos superpuestos, Las principales discordancias son paralelas y angulares, representadas en sección por a-b en Fig.19 y Fig.20. En la primera los estratos a ambos lados de la discordancia son paralelos, mientras que en la segunda forman ángulo, atestiguando la existencia de un movimiento tectónico (tectogénico).

- Diapiros salinos

Son una variedad muy especial de pliegues, con núcleos salinos que han perforado los terrenos suprayacentes por tener menor densidad (Fig. 21).

3.3. Estructuras micro y macrotectónicas

La Geología Microestructural estudia las estructuras a escala de afloramiento (métrica) en su detalle textural, recurriendo al auxilio de la microscopía. Muchas microestructuras facilitan y complementan el estudio de estructuras mayores, en razón de sus vinculaciones genéticas.

En el otro extremo la Geología Macroestructural estudia las estructuras a escala regional (megamétricas), con criterio geotectónico. Las estructuras en este caso se investigan con relación a las grandes unidades geocinéticas de la corteza terrestre (escudos, geosinclinales, plataformas, etc.) definiendo diseños estructurales generados por las tectónicas de fondo, de basamento, de cubertura y gravitacional.

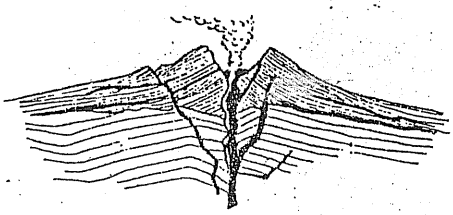


Fig. 14



Fig. 15



Fig. 16

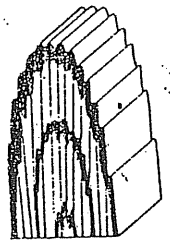


Fig. 17

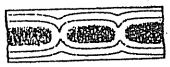


Fig. 18

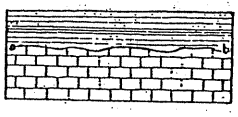


Fig. 19

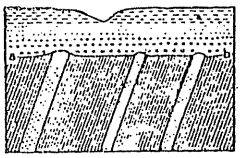


Fig. 20

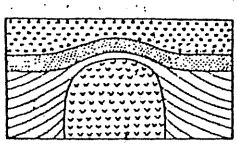


Fig. 21

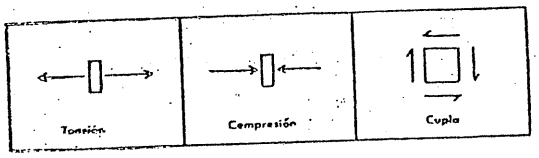


Fig. 1

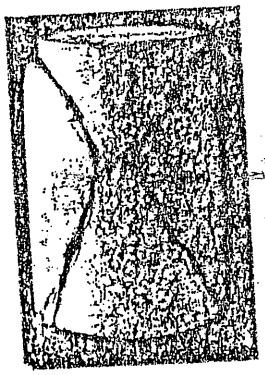


Fig. 2



Fig. 3

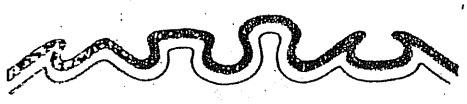
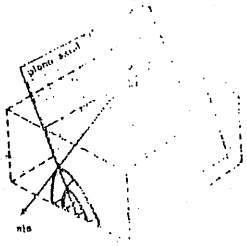


Fig. 4



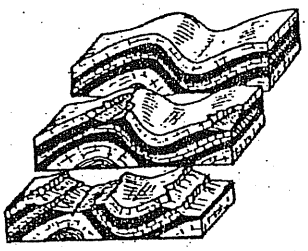


Fig. 6

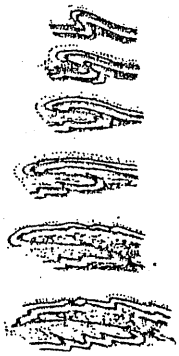


Fig. 7

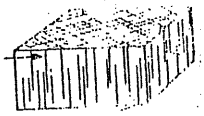


Fig. 8

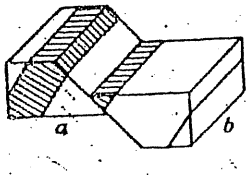


Fig. 9

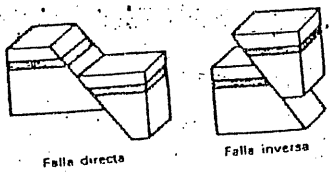


Fig. 10

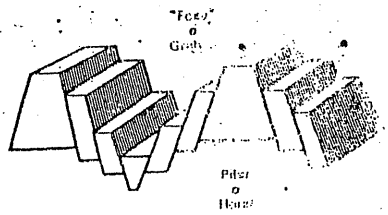


Fig. 11

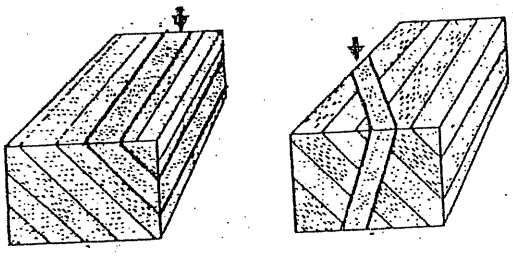


Fig. 12

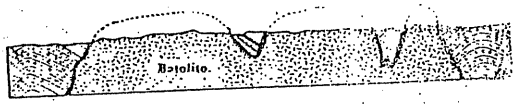


Fig. 13

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

GEOMORFOLOGÍA. 2006 Ribot

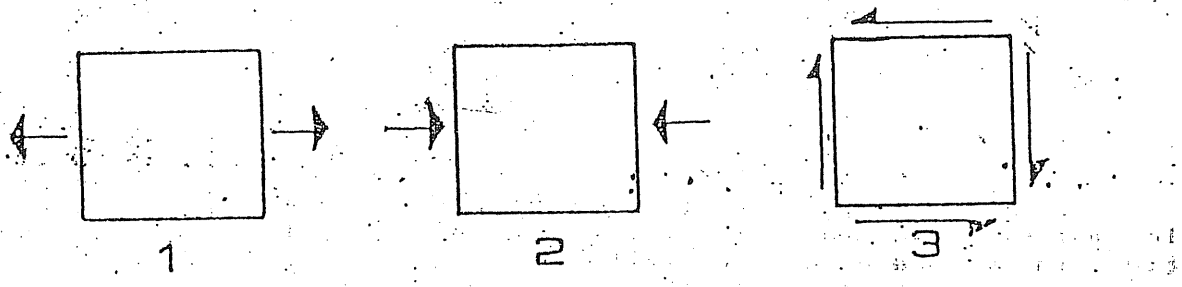
La geología estructural es la rama de la geología que se ocupa del estudio de los movimientos y deformaciones de la corteza terrestre, producidas por fuerzas internas de la tierra o fuerzas tectónicas. Estas dan como resultado la formación de PLIEGUES, FALLAS y DIACLASAS.

Las fuerzas pueden ser principalmente de 3 tipos:

-Tensionales: actúan sobre una misma recta en direcciones opuestas. Tienden a dividir a los cuerpos. (Fig.1).

-Compresivas: actúan sobre una misma recta pero apuntan una a la otra, tendiendo a comprimir los cuerpos. (Fig.2).

-De cupla: consiste en un sistema de 2 fuerzas iguales, que actúan en direcciones opuestas sobre un mismo plano, pero no a lo largo de la misma recta. (Fig.3).



El efecto de estas fuerzas dirigidas produce una deformación de las rocas, generalmente a través de 3 etapas. La primera es la de deformación elástica, donde cesado el esfuerzo el cuerpo vuelve a su forma original. Si se supera el límite de elasticidad la deformación pasa a ser plástica y el cuerpo no retorna a su forma original o lo hace solo parcialmente. Las estructuras generadas por este tipo de deformación son llamadas pliegues. Una vez superado el límite de plasticidad sobreviene la ruptura, con formación de diaclasas y fallas.

Siempre se debe tener en cuenta el tipo de roca sujeta a deformación: en rocas rígidas o competentes, como granitos, cuarcitas, etc., se llega a la ruptura casi sin ningún intervalo previo de deformación plástica. Por el contrario, en rocas incompetentes o plásticas, como lutitas, calizas, etc., superado el límite plástico sigue un amplio intervalo de deformación plástica antes de llegar a la ruptura.

Además del tipo de roca hay que considerar otros factores que actúan como elementos de control, como la presión de confinamiento, la presión de fluidos, la temperatura, el tiempo, que actúan simultaneamente controlando el tipo de deformación.

PLIEGUES

Los pliegues son ondulaciones en las rocas, producidas por efecto de fuerzas compresivas que causan una deformación plástica.

El plegamiento se manifiesta en todas las rocas y principalmente en rocas sedimentarias. El tamaño de estas estructuras varía desde micropliegues de pocos cm. de amplitud hasta pliegues de varios km de extensión.

Partes de un pliegue:

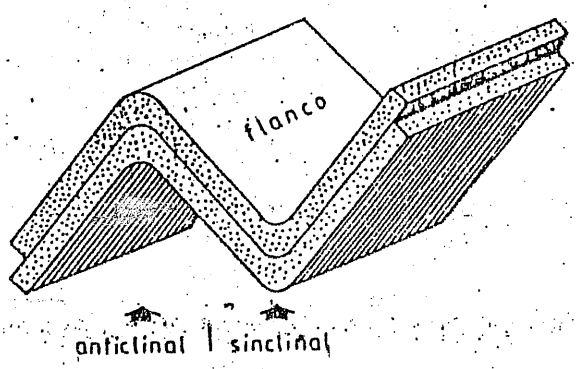
Anticlinal: es la parte del pliegue convexa hacia arriba. Encierra en su núcleo las rocas mas antiguas del conjunto plegado.

Sinclinal: es la parte convexa hacia abajo, que encierra en su núcleo a los estratos mas nuevos del conjunto plegado.

Un pliegue completo se compone de un anticlinal y un sincli-

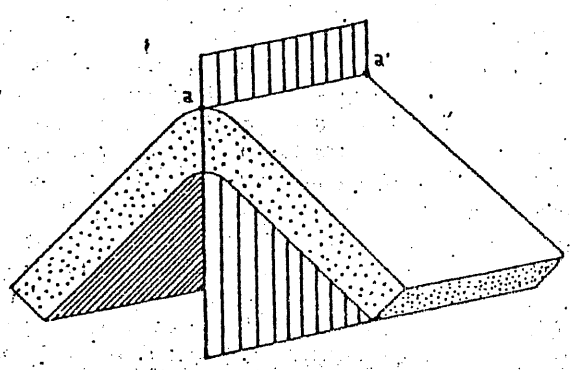
nal.

Flanco, ala o limbo: es el sector que une el anticlinal con el sinclinal.



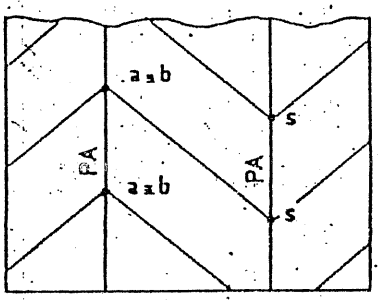
Plano axial: es el plano que divide al pliegue en dos partes lo mas simetricamente posible. También se lo puede denominar superficie axial ya que a veces constituye una superficie curva.

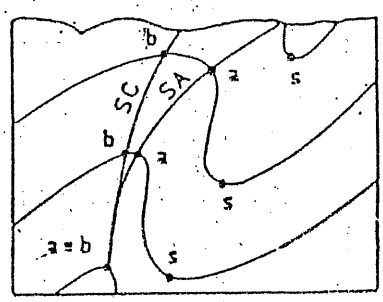
Eje axial: es la línea generada por la intersección del plano axial con la superficie plegada. Existen tantos ejes como estratos plegados.



Charnela: es el punto de máxima curvatura del pliegue. Habrá una por estrato.

Cresta: es el punto mas alto del anticlinal. En pliegues simétricos coincide con la charnela. Cada estrato de pliegue tiene su cresta.





PA : plano axial.
SA : superficie axial.
SC : superficie crestal.

a : charnela.
b : cresta.
s : seno.

Eje crestal: es la línea que conecta los puntos más altos a lo largo del anticlinal.

Plano crestal: es el que contiene a los sucesivos ejes crestales de todos los estratos plegados. En pliegues simétricos coincide con el plano axial.

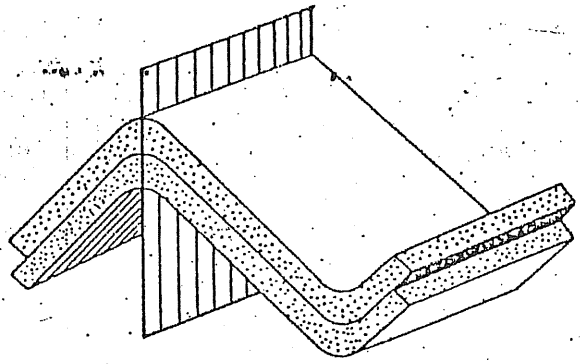
Seno: es el punto mas bajo del sinclinal. También existirá uno por cada estrato plegado.

Clasificación de pliegues:

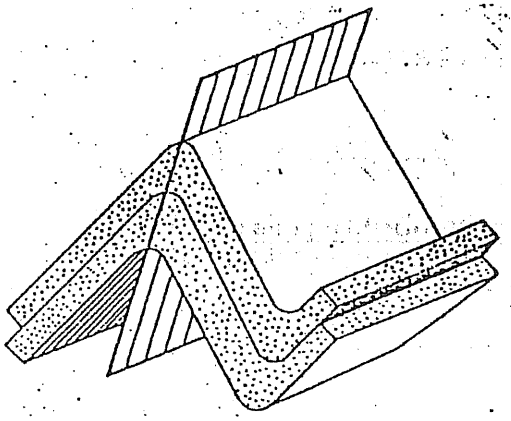
De acuerdo a la ubicación del plano axial pueden ser:

Simétricos: cuando el plano axial es vertical y los flancos inclinan con igual ángulo, pero en sentido contrario.

Asimétricos: cuando el plano axial es inclinado y los flancos inclinan con distinto ángulo y en sentido contrario.



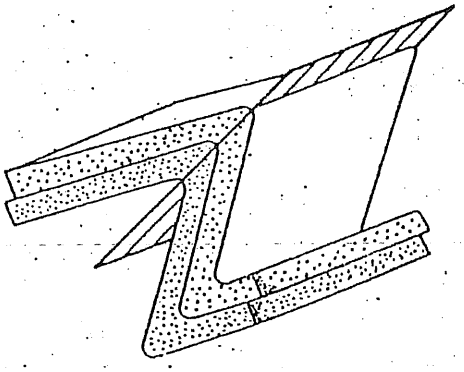
SIMETRICO



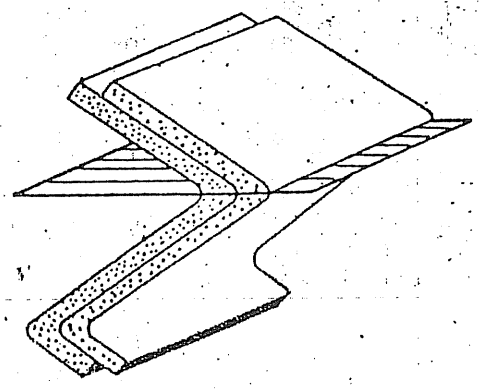
ASIMETRICO

Volcados: el plano axial está inclinado y ambos limbos inclinan en igual sentido pero con ángulos diferentes.

Acostados o recumbentes: cuando el plano axial es esencialmente horizontal.



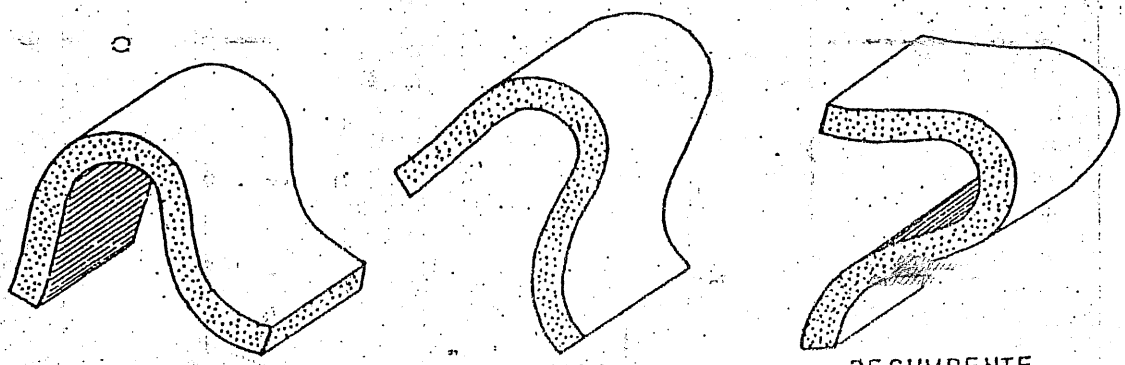
VOLCADO



ACOSTADO

Otros tipos de pliegues pueden ser:

Isoclinales: los flancos inclinan con igual ángulo y en el mismo sentido, es decir que ambos flancos son paralelos. De acuerdo a la ubicación del plano axial pueden ser verticales, inclinados y recumbentes.

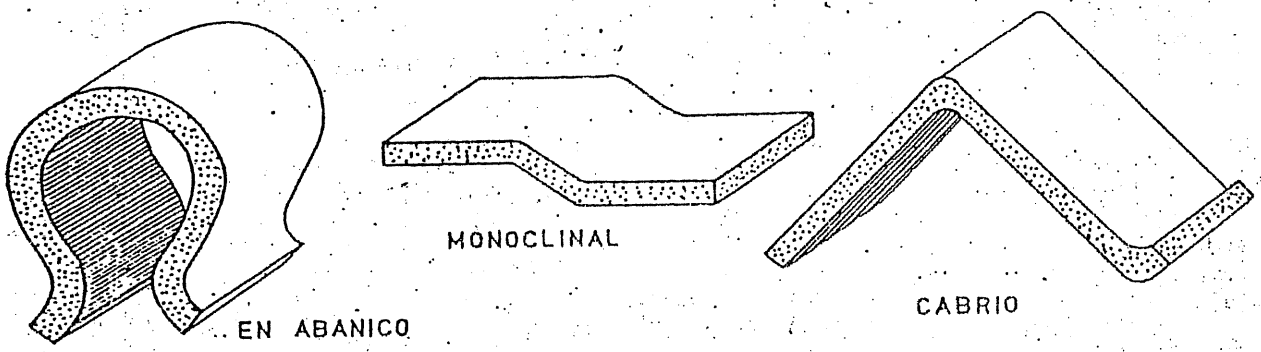


VERTICAL INCLINADO RECUMBENTE

En abanico: son pliegues donde ambos flancos estan volcados, siendo convergentes en los anticlinales y divergentes en los sinclinales.

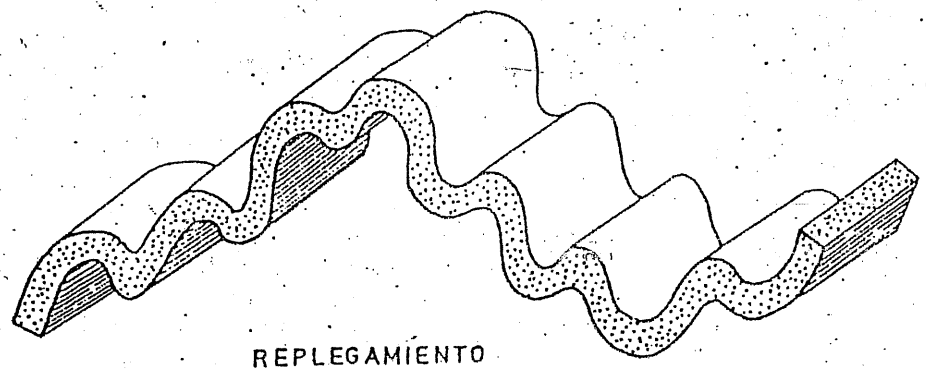
Monoclinales: tienen un solo ángulo de inclinación. Se forman en series subhorizontales que solo localmente adquieren una mayor inclinación.

Cabríos: cuando en los ejes anticlinales y sinclinales los pliegues no son redondeados sino agudos y angulosos.



EN ABANICO MONOCLINAL CABRIO

Replegamientos: puede suceder que un conjunto de rocas sufra más de un episodio de deformación. En la estructura resultante la parte convexa hacia arriba se denomina anticlinorio y la convexa hacia abajo sinclinorio.



REPLEGAMIENTO

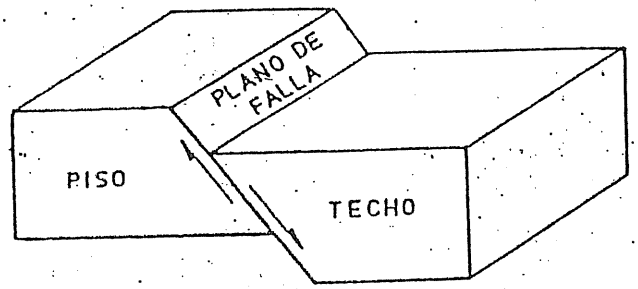
FALLAS

Las fallas son rupturas en las rocas a traves de las cuales los bloques opuestos se han movido uno en relación al otro. La característica principal es un movimiento paralelo al plano o superficie de falla.

El movimiento se dice que es "relativo", ya que no siempre es posible determinar cual es bloque que ascendió y cual el que descendió, o si ambos descendieron pero uno más que el otro, o si los dos ascendieron pero uno más que el otro.

Partes de una falla

Además del plano de falla se distingue el techo y el piso, el primero es el bloque que se encuentra sobre el plano de falla y el segundo el que se encuentra por debajo del mismo.

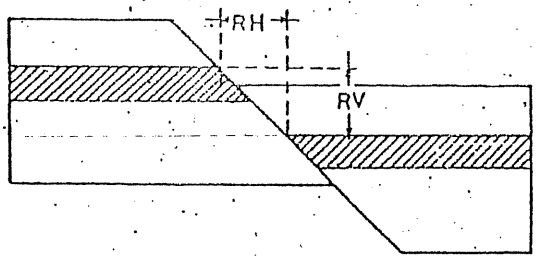


Esquematicamente se las representa como un plano pero en realidad son zonas donde intervienen numerosos planos, caracterizándose además por la presencia de rocas con alto grado de deformación y molienda, como las brechas de falla, milonitas, cataclasitas, etc.

El tamaño de estas estructuras varía desde pocos centímetros de extensión y desplazamiento hasta centenares de kilómetros de largo y miles de metros de desplazamiento.

Rechazo y desplazamiento

Estas son medidas del movimiento relativo que ha sufrido un bloque con respecto al otro. Los rechazos se miden en un plano vertical perpendicular a la línea de rumbo de la falla, sobre las componentes vertical y horizontal.



RH : Rechazo horizontal.

RV : Rechazo vertical.

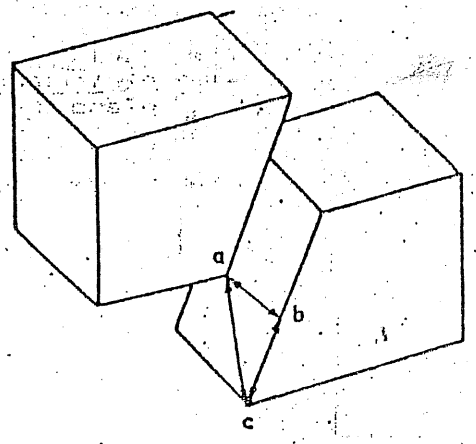
Los desplazamientos se utilizan para medir el movimiento relativo de puntos anteriormente adyacentes, sobre lados opuestos de la falla, se miden sobre la superficie de la falla.

El desplazamiento neto es el movimiento total; es decir, la distancia, medida sobre la superficie de falla, entre dos puntos anteriormente adyacentes situados sobre bloques opuestos de la falla.

El desplazamiento de rumbo es la componente del desplazamiento neto, paralela al rumbo de la falla.

El desplazamiento de inclinación es la componente del desplazamiento neto, paralela a la dirección de inclinación del plano de falla.

Tanto el desplazamiento de rumbo como el de inclinación, pueden tener valor cero.



a b desplazamiento de rumbo.

b c desplazamiento de inclinación.

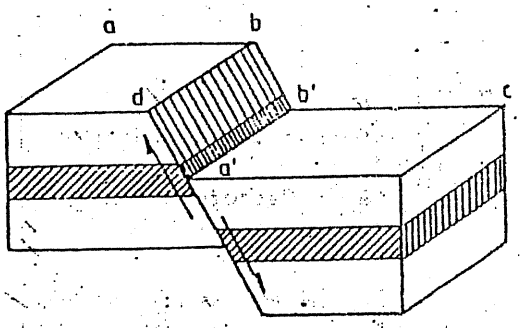
a c desplazamiento neto.

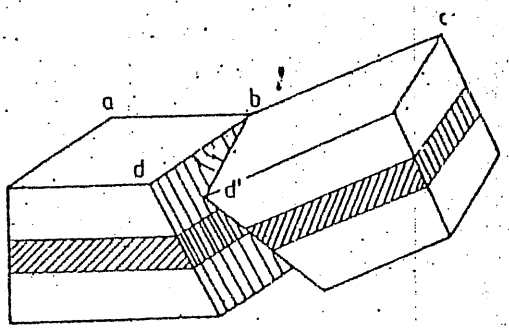
Naturaleza del movimiento

El movimiento a lo largo de las fallas puede ser traslacional o rotacional.

En el movimiento traslacional, todas las líneas rectas sobre lados opuestos de la falla, que eran paralelas antes del desplazamiento, siguen siéndolo después. Por ejemplo a-b y b'-c igual que b-d y b'-d' en la figura de la izquierda.

En el movimiento rotacional, algunas líneas rectas sobre lados opuestos de la falla, que eran paralelas antes del desplazamiento, dejan de serlo al producirse este. Por ejemplo a-b y b-c en la figura de la derecha. Además, obsérvese que el punto b no ha sufrido desplazamiento (punto de rotación), pero d y d', que estan contiguos antes de la falla, ahora estan desplazados.



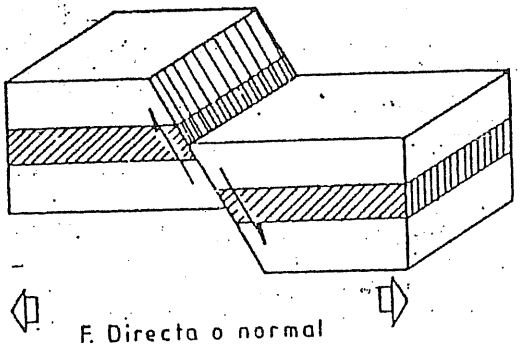


Clasificación de fallas

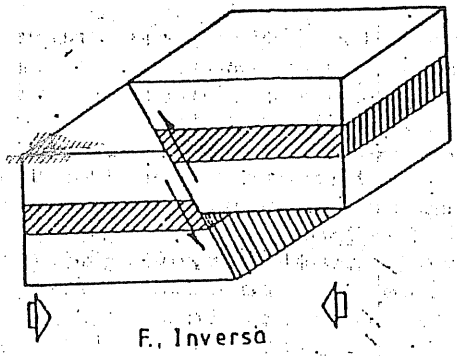
De acuerdo a la posición del techo y piso, las fallas pueden ser:

Directas o normales: cuando el techo desciende relativamente con respecto al piso. Este tipo de falla se produce por efecto de fuerzas traccionales e indican un alargamiento de la corteza terrestre.

Inversas: son aquellas en las que el techo asciende relativamente con respecto al piso. Se produce por efecto de fuerzas compresivas e indican un acortamiento de la corteza.

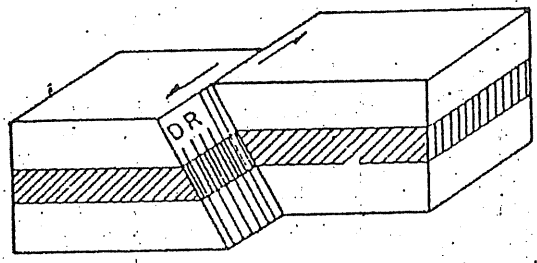


F. Directo o normal



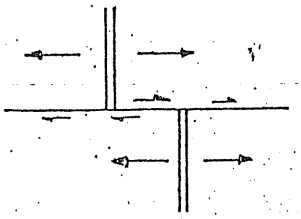
F. Inverso

De desplazamiento de rumbo: se las denomina así cuando el desplazamiento de rumbo es igual al desplazamiento neto, siendo el desplazamiento de inclinación igual a cero.



DR desplazamiento de rumbo.

Transformantes: son grandes fracturas relacionadas con zonas de expansión de los fondos oceánicos. Están orientadas perpendicularmente a los ejes de expansión a los que desplazan lateralmente. Nótese la variación de los movimientos relativos a lo largo de la traza de la falla.



Esquema de una Falla Transformante

DIACLASAS

Las diaclasas son planos o superficies de fractura a lo largo de las cuales no hubo movimiento visible paralelo a dicho plano o superficie (si existiera ese tipo de movimiento deben clasificarse como falla). El único movimiento que puede haber es perpendicular a la superficie de la diaclasa, produciéndose una fractura abierta.

Las diaclasas pueden tener cualquier orientación en el espacio, es decir horizontales, verticales o con cualquier ángulo de inclinación. Su tamaño puede variar entre pocos metros y centenares de metros.

Las diaclasas nunca se encuentran aisladas, sino formando juegos o sistemas, a veces separadas por cientos de metros unas de otras, pero en otros casos por pocos centímetros. Cuando la separación es de 2 ó 3 centímetros se suele aplicar el término de clivaje de fractura.

Muchas veces las diaclasas se encuentran mineralizadas o rellenas por diques o filones de rocas ígneas.

Como en los casos anteriores existen clasificaciones geométricas y genéticas de diaclasas, la más sencilla es la geométrica, basada en su posición con respecto a las estructuras de las rocas que afectan (estratificación, esquistosidad, foliación, etc.)

De igual forma que para las fallas, existen:

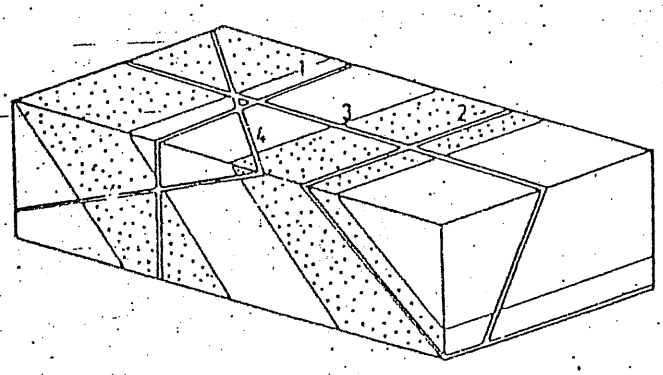
Diaclasas de rumbo(1)
Diaclasas de estratificación(2)
Diaclasas de inclinación(3)
Diaclasas oblicuas o diagonales(4)

1 Diaclasas de rumbo.

2 Diaclasas de estratificación.

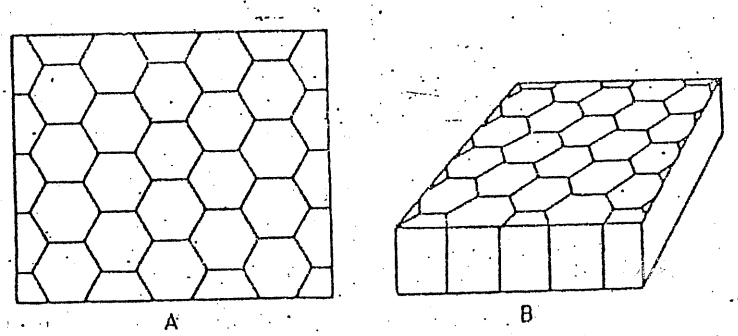
3 Diaclasas de inclinación.

4 Diaclasas oblicuas o diagonales.



El origen de las diaclasas es, generalmente, difícil de determinar. Un ejemplo muy conocido es la disyunción columnar, producida por tensión al contraerse la roca. Las grietas de desecación se forman por fuerzas similares, aunque aquí la contracción se debe a la deshidratación del fango.

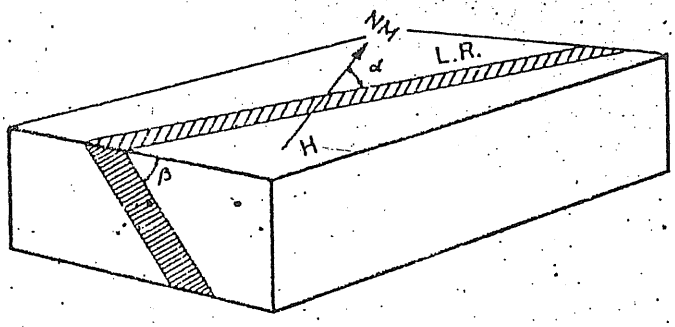
En ambos casos aparecen, irradiando desde numerosos centros, fracturas verticales que limitan columnas hexagonales. En la naturaleza estas columnas no siempre son perfectas como en la figura.



RUMBO E INCLINACION

La ubicación espacial de estructuras para su posterior representación cartográfica, se realiza por medio de las determinaciones de rumbo e inclinación.

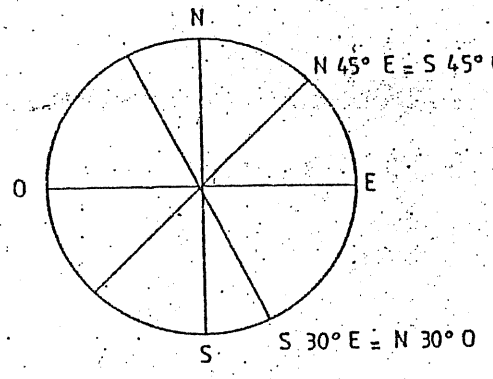
Rumbo. Angulo medido entre el norte magnético y una línea, llamada línea de rumbo, generada por la intersección de la estructura con un plano horizontal.



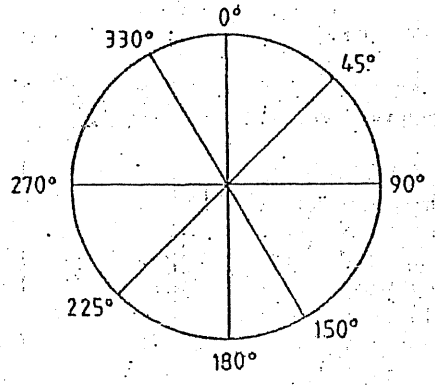
α Rumbo.
β Inclinación

H :Plano horizontal.
NM:Norte magnetico.
LR:Línea de rumbo.

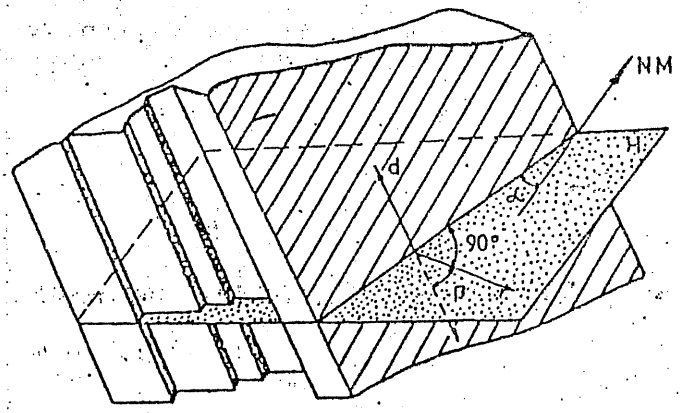
El rumbo se mide de 0° a 90° a partir del norte o del sur, por ejemplo:



Tambien puede utilizarse el azimut, que se mide de 0° a 360° en el sentido de las agujas del reloj.



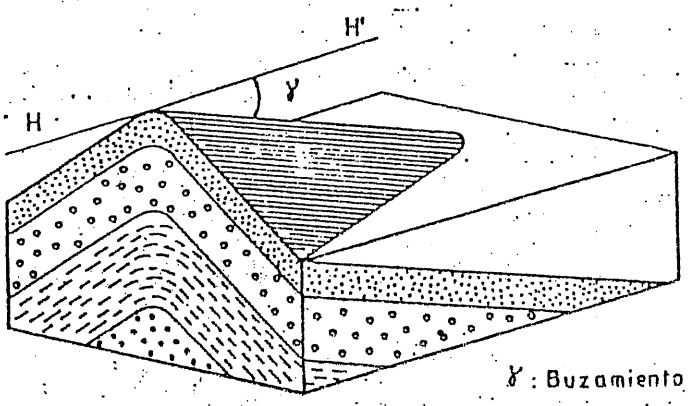
Inclinación. Es el ángulo medido entre la superficie del estrato o estructura y el plano horizontal. Se mide en un plano vertical y perpendicular al rumbo.



H plano horizontal.
d dirección de inclinación.
α = 25°
β
NOTACION
Azimut e inclinación.
N 205°/ 70° ESE
Rumbo e inclinación
S 25°O / 70° ESE

Buzamiento. Angulo medido entre una línea, como por ejemplo el eje de un pliegue, y un plano horizontal.

Se lo suele usar como sinónimo de inclinación, pero lo correcto es utilizar buzamiento para líneas e inclinación para planos.



γ : Buzamiento

MAPA GEOLOGICO

Un mapa geológico consiste en la representación sobre un mapa topográfico de todas las características geológicas y estructurales de una región.

Este mapa es muy importante en cualquier investigación geológica. Su ejecución consiste en proyectar sobre un mapa topográfico base todas las líneas de contactos geológicos y rasgos estructurales, observados en el terreno o mediante el estudio de fotografías aéreas o satelitarias.

En todo mapa geológico se se representan las litologías, la edad relativa de las unidades y los rasgos estructurales (fallas, pliegues, diaclasas, etc.). Estos elementos se vuelcan sobre el mapa mediante distintos signos, completándose generalmente con la utilización de colores convencionales que indican las diferentes unidades litológicas reconocidas en la región.

Un sector del mismo se destina a referencias, donde se aclara el significado de cada uno de los símbolos, colores, escala y además datos de interés, lo mismo que la litología de las unidades aflorantes.

En su intersección con la superficie topográfica, los estratos pueden presentar diferentes formas. Por comparación sobre un mapa geológico de la geometría de las curvas de nivel y la de las estructuras (los estratos o sus contactos), puede deducirse si son verticales, horizontales, inclinadas en el sentido de la pendiente o en sentido opuesto.

PERFIL GEOLOGICO

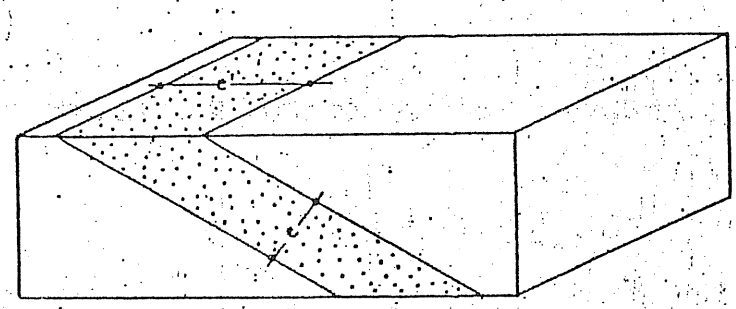
Se define como perfil geológico a la proyección sobre un plano vertical de los rasgos estructurales y las relaciones entre las distintas unidades geológicas, tal como lo veríamos en un corte transversal de la corteza terrestre.

Los datos necesrios para construir un perfil geológico púeden ser obtenidos a partir de un mapa geológico, o bien en campaña por relevamiento directo sobre la traza del perfil.

Espesor de las estructuras

El espesor real de una estructura, porejemplo la de un estrato, es la distancia medida entre la base y el techo tomada perpendicularmente a su rumbo e inclinación reales. Toda otra medida entre base y techo que no cumpla con la condición indicada es considerado un espesor aparente.

En la práctica el espesor real puede medirse a partir de un mapa geológico, tanto en forma gráfica como trigonométrica. El procedimiento más sencillo consiste en trazar un perfil perpendicular a la estructura y medir directamente a escala la distancia normal que separa la base y el techo, obteniéndose gráficamente la dimensión del espesor real.



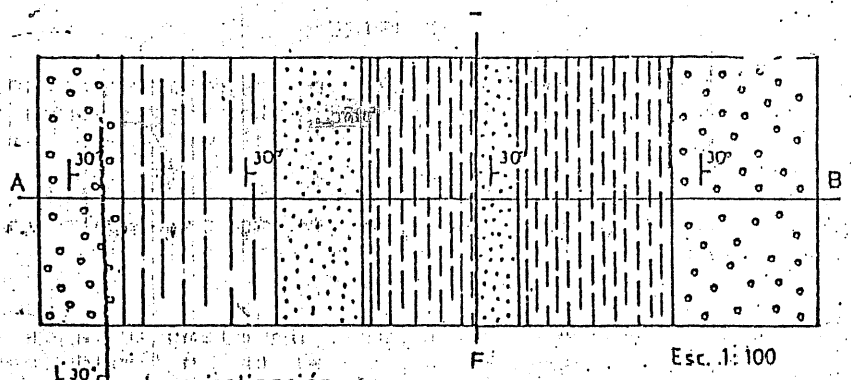
e espesor real.
e' espesor aparente.
e = e'

Columna estratigráfica

Representación esquemática de los eventos geológicos de una región, elaborada a partir de observaciones de campo ó de mapas y perfiles geológicos. La misma debe reflejar la sucesión de litologías, yendo de las rocas más antiguas en la base a las más jóvenes en el tope, y de forma simbólica los distintos rasgos composicionales y estructurales, el contenido fosilífero y todo elemento útil para la mejor interpretación de la geología de una zona.

TRABAJO PRACTICO Nº 1

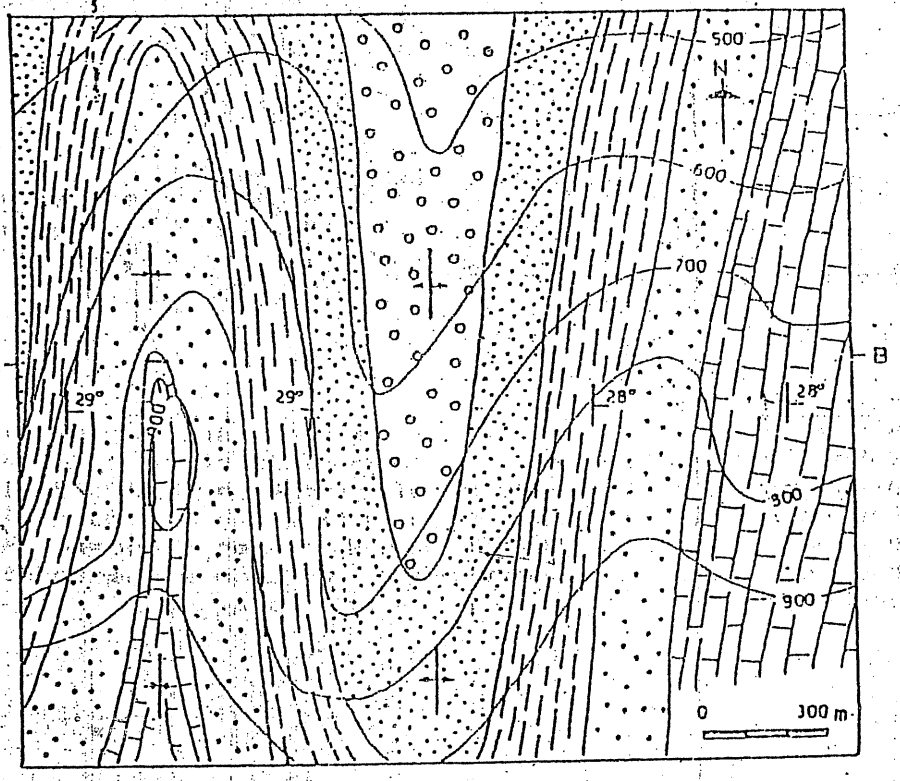
*Construir el perfil A-B, teniendo en cuenta que la inclinación del plano de falla es 60º Oeste.
*Determinar el tipo de falla y sus rechazos.



30° Rumbo e inclinación.
F-F Falla.
A-B Traza del perfil.

TRABAJO PRACTICO Nº 2

*Construir el perfil gológico A-B a escala natural.
*Indicar el tipo de pliegue y todos sus elementos geométricos.



700 Curva de nivel.
Contacto entre estratos.
29° Rumbo e inclinación.
Eje sinclinal.
Eje anticlinal.

FOTOCOPIADORA
C.E.C.N.
Cátedra
GEOMORFOLOGÍA
APUNTE Nº
CANT. de COPIAS 4 s/r

(DIASTROFISMO)

TPN:14
13

DEFINICIONES:

ESCARPA: Es cualquier pendiente pronunciada o abrupta, o farallón a lo largo de una costa de acantilados, un plateu, terraza u otro resalto topográfico, que puede ser originada por una variedad de causas geológicas tales como tectónicas, erosivas o depositacionales.

ESCARPA DE FALLA: Es cuando el resalto que observamos en el paisaje nos permite ver a ambos lados de una falla un bloque en posición más alta topograficamente y el otro más bajo.

LINEA DE ESCARPA DE FALLA: Es una escarpa producida por erosión sobre lo que primariamente constituyó una escarpa de falla, es decir inicialmente tectónica.

CRITERIOS PARA DISTINGUIR ESCARPA DE FALLA DE LINEA DE ESCARPA DE FALLA

La dificultad para reconocer una escarpa de falla de una línea de escarpa de falla, se deben a que ambas comparten una serie de características comunes. Aquí solo se mencionarán los elementos propios de cada una.

CARACTERES TIPICOS DE LA ESCARPA DE FALLA

1.- Falta de correlación entre las formas topográficas y la dureza de la roca.
2.- Desagüe estancado al pie de la escarpa.
3.- Formación de pequeños conos aluviales en la base de la escarpa.
4.- Terremotos frecuentes e intensos.
5.- Desplazamiento de superficies topográficas antiguas.
6.- Dislocación de depósitos pleistocénicos o recientes.
7.- Terrazas alabeadas. (combadas)
8.- Espolones truncados.
9.- Presencia de manantiales.
10.- Presencia de valles colgantes.

CARACTERES TIPICOS DE LINEA DE ESCARPA DE FALLA

1.- Escarpa situada del lado hundido de la falla.
2.- Correlación estrecha con la dureza de la roca, tipo litológico, la estructura y la topografía.

3.- Cuando hay pruebas firmes que la falla es preplelstocenica o más antigua.

MONTAÑAS EN BLOQUE: Son extensos cordones montañosos originados por fallamiento de gran magnitud con desplazamientos de cientos de metros. Este tipo de montañas están representadas en nuestro país por las Sierras Pampeanas y Transpampeanas.

HORST-GRABEN: También denominados Pilares y fosas tectónicas. En regiones afectadas por fallamiento pueden originarse un conjunto de formas positivas y negativas; la forma desarrollada por bloques elevados se denomina HORST, mientras que los bloques bajos constituyen el GRABEN.

MONTAÑAS DE PLEGAMIENTO: Se originan en aquellas áreas donde el principal elemento estructural es el plegamiento. Ejemplo, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires.

ANTICLINAL: (en griego "anti": opuesto, contarrio y "clino":inclinar). Es una estructura que en su forma más simple se asemeja a un arco cuyos lados o flancos inclinan en sentido opuesto o divergente desde la charnela.

SINCLINAL:(del griego"sin": junto y "clino": incliner). En su expresión más simple es una estructura en forma de arco invertido, donde sus lados o flancos inclinan el uno hacia el otro o convergen hacia la charnela.

HOMOCLINAL: Son estructuras que constituyen flancos o limbos de anticlinales y/o sinclinales a escala regional, pero que dentro de áreas localizadas pueden no ser detectadas en forma inmediata.

MONOCLINAL: Es una estructura caracterizada por estratos que buzan en una dirección más o menos constante y no se relacionan con pliegues anticlinales o sinclinales. A veces la inclinación puede variar localmente cuando se relaciona con una estructura de domo o falla.

Tanto en estructura Homoclinales como monoclinales pueden desarrollarse una serie de formas, que de acuerdo a la inclinación que presentan los estratos se denominan: ESPINAZO, cuando la inclinación es fuerte constituyendo lomadas. Cuando es casi horizontal forma una MESA. Cuando la inclinación de los estratos es intermedia se origina una CUESTA.

VALLE ANTICLINAL:Cuando el valle se desarrolla siguiendo los ejes de los anticlinales.

VALLE SINCLINAL: Es aquel valle desarrollado a lo largo de los ejes de los sinclinales.

VALLE HOMOCLINAL: Son valles longitudinales a lo largo de los flancos de los pliegues que siguen estratos de rocas blandas, en estructuras homoclinales donde alternan estratos duros y blandos.

DOMO: Rasgo positivo del paisaje originado por procesos endógenos. Presenta una forma convexa hacia arriba con inclinaciones de sus flancos desde suaves hasta fuertes.

UNIDAD 7.- Geología Histórica y Regional. Evolución geológica: plataformas y geosinclinales. Estratigrafía. Paleontología: origen de la vida. Evolución biológica. Bioestratigrafía. Eras y períodos geológicos. Ciclos de actividad diastrófica. Cronología relativa, semicuantitativa y radimétrica. Métodos geocronológicos.

I.- GEOLOGIA HISTORICA

La Geología Histórica es la rama de las ciencias geológicas que tiene por finalidad reconocer, organizar y ordenar en una escala de tiempo la sucesión de acontecimientos acaecidos en la Tierra a lo largo de todo su pasado. Si consideramos que las rocas más antiguas conocidas al presente se remontan a los 3.800 m.a (3,8 x 109 años), ello significa que la Geología Histórica tiene a su cargo la investigación de los eventos que ocurrieron en ese enorme lapso. Sin embargo el registro geológico es discontinuo y sumado a la notoria escasez de información que se dispone con anterioridad a los 600 m.a. (0,6 x 109 años) se desprende que la reconstrucción de dichos eventos correspondan en parte a generalizaciones.

Los acontecimientos que la Geología Histórica investiga y procura reconstruir pueden agruparse en 1) Geológicos y 2) Biológicos. Respecto de uno y otro caben los siguientes comentarios según el desarrollo consignado en la Lámina I.

1. Acontecimientos geológicos

Es un hecho demostrado que los procesos geológicos que tienen lugar en y sobre la Tierra se han desarrollado ajustándose a una cierta ritmicidad. Por ello, podemos hablar de Ciclos Geológicos que, dentro de la escala cronológica del planeta, han tenido una duración de millones de años.

Los ciclos y acontecimientos identificados son los siguientes:

1.1.- Ciclos sedimentarios

Se trata de acumulaciones de sedimentos depositados en cuencas cuyo espesor puede medirse en miles de metros y su volumen en centenares de kilómetros cúbicos. Los sedimentos acumulados pueden depositarse en ambientes continentales o marinos.

1.2.- Ciclos magmáticos

Corresponden a intrusiones de cuerpos magmáticos en rocas preexistentes. Se ha comprobado una estrecha relación entre los procesos magmáticos y la deformación de las rocas sedimentarias acumuladas en cuencas o fosas. Con estos procesos se vinculan igualmente los Ciclos Metalogenéticos.

1.3.- Ciclos volcánicos

Determinados intervalos de la historia geológica se han caracterizado por intensa actividad volcánica que dieron lugar a extensos derrames de lavas.

conocer el orden de su natural superposición, observando las relaciones que entre sí guardan las láminas sedimentarias determinando si son normales o discordantes. Así, entre los estratos 4-5 advertimos la presencia de una superficie de discordancia que debemos registrar.

2.- Edad relativa

Aplicando el principio de superposición se infiere que el estrato 1 es de mayor antiguedad que el estrato 2 y éste a su vez más antiguo que la capa inmediata superpuesta.

Pero esta sucesión tenemos que referirla a un patrón geocronológico estratigráfico universal de Eras y Períodos Geológicos. Para ello nos apoyamos en los fósiles contenidos en las rocas La búsqueda de fósiles ha de ser constante en toda investigación estratigráfica. Para simplificar, la presencia de un tribobite en la agrupación de estratos 1-4, permite ubicar a este conjunto dentro de la Era Paleozoica, mientras que la secuencia 5-7, por la presencia de un amonite, la ubicamos dentro de la Era Mesozoica.

3.- Forma de los estratos

Se indicará si son tabulares o bien lenticulares y otras relaciones laterales.

4.- Composición sedimentológica de los estratos y variaciones laterales

Reconocer los tipos litológicos que se encontrarán en el perfil, si son conglomerados, areniscas o lutitas, y observar si se constatan variaciones laterales de su granometría.

5.- Correlación estratigráfica

Consiste en establecer el enlace entre agrupaciones de estratos geográficamente entre sí. El problema, y este es uno de los aspectos más delicados de la Estratigrafía, es tener la certeza de la equivalencia regional. Este reconocimiento se basa en la aplicación de numerosos métodos que no podemos detallar por ahora.

Baste considerar que las dos sucesiones estratigráficas de la Lámina III distan 10 km entre sí y la correlación se establece sobre la base de su litología y principio de superposición basicamente.

IV.- EVOLUCION GEOLOGICA

Es un rasgo común a todos los continentes la presencia de dos unidades geológicas principales que se denominan 1) Plataformas y 2) Fajas Móviles.

Corresponden a las plataformas la mayor extensión relativa y están constituídas por rocas metamórficas antiguas intruídas

por rocas metamórficas antiguas intruídas por cuerpos graníticos - principalmente. A veces, estas rocas soportan una cubierta sedimentaria de poco espesor.

Las Fajas Móviles, por el contrario, ocupan una posición marginal respecto de las plataformas y se componen de rocas sedimentarias más jóvenes que acusan por lo general intensa deformación por plegamiento y fracturación.

En la Láminas IV y V hemos señalado la distribución regional en ambos hemisferios de estas dos unidades y someros detalles de su composición.

Para citar un ejemplo el continente sudamericano está - constituído por las Plataformas Brasileña y Patagónica, la primera dividida en dos sectores por la cuenca del río Amazonas. Por el Oeste, las plataformas mencionadas están limitadas por la "Faja Móvil Andina".

Un rasgo de destacar en las Plataformas, es la existencia de determinadas regiones que se han deprimido, formando cuencas que fueron colmadas por sedimentos. En América del Sur se han identificado las áreas deprimidas de Marañón, Paraná, esta última pasa el subsuelo argentino. En nuestro país se reconocen las depresiones del Salado, Colorado y San Jorge, entre otras.

Esta singular estructura continental: Plataforma y Fajas Móviles contiguas, se explican mediante la aplicación del modelo Geosinclinal. Un geosinclinal es una faja de hundimiento, estrecha y alargada que se emplaza sobre las márgenes de las plataformas. A través del tiempo, la faja se rellena progresivamente con sedimentos que provienen de la plataforma vecina.

Se da el nombre de Evolución Geológica a todos los procesos que comenzando por el hundimiento del Geosinclinal culmina con la deformación del relleno sedimentario y posterior anexión a la plataforma. El proceso perti nente se denomina CRATONIZACION y el desarrollo completo de la evolución, Ciclo Geotectónico.

En forma muy abreviada hemos indicado en la Lámina VI los diferentes estadios inferidos en la evolución del modelo geosinclinal.

Importa destacar que un rasgo notable de su desarrollo es la diferenciación de dos fosas contiguas, que reciben las denominaciones de MIOGEOSINCLINAL y EUGEOSINCLINAL, respectivamente; este duplo a su vez recibe el nombre de ORTOGEOSINCLINAL. El relleno sedimentario es diferente en uno y otro caso; en la fosa Miogeosinclinal se colma con sedimentos clásticos gruesos (areniscas, conclomerados) y calizas, mientras que el Eugeosinclinal con depósitos finos de naturaleza pelítica y biogénicos.

En un determinado estadio se inyectan lavas básicas (densas y de tonos oscuros) en el dominio Eugeosinclinal y posteriormente intrusiones de rocas plutónicas que en parte son sincrónicas con

lapsos de tiempo que varían entre centenas de miles de años hasta pocos años en caso de fenómenos de contacto en cuerpos intrusivos pequeños.

Los tipos de metamorfismos y su situación geológica (ver fig. 9)

1) Metamorfismo regional. Se relaciona con procesos geológicos que operaron en escala mayor y ocurre en segmentos tectónicamente activos de la corteza terrestre conocidos como cinturones orogénicos ó cinturones móviles, donde se generaron altas temperaturas y fuertes presiones.

Las rocas formadas por este proceso se encuentran asociadas con rocas plutónicas tales como granitos. Se extienden en amplias regiones, que pueden alcanzar varios cientos de kilómetros de largo, como en las Sierras de Córdoba y San Luís en Argentina.

En el metamorfismo regional todos los agentes o controles tienden a trabajar en conjunto, el período de plegamiento de las rocas usualmente coincide con el metamorfismo y la perturbación tectónica profunda producida por la orogénia favorece la migración de materia y el emplazamiento de rocas ígneas.

En la corteza terrestre estos fenómenos ocurren en los bordes activos entre placas oceánicas y continentales, en las trincheras, donde se acumulan espesos prismas de sedimentos que se metamorfizan a altas presiones y bajas temperaturas, según un metamorfismo regional conocido como de soterramiento, que origina minerales típicos como el glaucófano. Otro lugar de ocurrencia es en amplias regiones internas de los continentes, sujetas a baja-intermedia y altas temperaturas (tipo dinamo-térmico).

2) Metamorfismo de contacto. Este es causado por el calor desarrollado por intrusiones magnáticas emplazadas en la corteza en rocas que poseen una temperatura menor a la de la intrusión ígnea. Desarrolla aureolas metamórficas que rodean los cuerpos intrusivos. El ancho de la aureola depende del tamaño del cuerpo intrusivo y de su temperatur (variable entre 700 y 1200° C) y la temperatura y composición de la roda de caja.

3) Metamorfismo dinámico. Este proceso, de desarrollo local, tiene lugar en zonas sujetas a fuertes movimientos corticales. La presión dirigida es su principal agente y sus productos son las rocas cataclásticas; el calor originado por la fricción y/o la asociación de este fenómeno con efectos del metamorfismo regional pueden producir también una recristalización de las rocas afectadas por la molienda.

Se localizan en fajas delgadas en zonas orogénicas ó en áreas estables cratónicas.

Mineralogía de las rocas metamórficas

Los procesos metamórficos desarrollan minerales de iguales especies que los del dominio ígneo, tales como cuarzo, feldespatos, micas y anfiboles, además de otros que lo caracterizan, debido a que solo se forman en las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo. Entre estos últimos debemos destacar los minerales del grupo de la clorita, típicos del bajo grado metamórfico, los granates característicos del medio a alto grado según sea su composición, los silicatos de aluminio tales como la pirofilita (de bajo grado), la andalusita (de baja presión), la cianita y la sillimanita (de medio a alto grado) y otros como la mullita, cordierita, estaurolita y el epidoto. Estos minerales son típicos del metamorfismo y van acompañados en las rocas por feldespatos, micas (biotita o muscovita) y cuarzo.

El crecimiento de un mineral metamórfico (blastésis) depende de la composición de la roca originaria. En la Fig. 10 se presenta un diagrama ACF mostrando los campos de las rocas madres más comunes y la composición de algunos minerales metamórficos. El diagrama ACF muestra la variación de los componentes mayoritarios, excepto SiO_2 (cuarzo) que se asume está presente en exceso.

Las rocas metamórficas

Rocas madres: No obstante que cualquier clase de roca de la corteza terrestre puede sufrir metamorfismo y producir un derivado metamórfico, la mayoría de stas rocas son originadas a partir de un escaso número de rocas madres sedimentarias e ígneas. Los tipos más comunes se reconocen por su estructura (ejemplo la esquistosidad) y por su composición mineral (clorita, granate, etc.).

Entre las rocas más comunes de bajo grado metamórfico se encuentra las pizarras y filitas que derivan del metamorfismo de sedimentos arcillosos. Presentan grano fino, colores variables, son esquistosas y ricas en micas. Los esquistos son muy frecuentes en mediano grado metamórfico y tienen grano mineral más grueso que las anteriores y composición variable (cuarzo, feldespatos, micas, anfiboles, granate, etc.) según la roca madre de la que provengan. La estructura esquistosa es característica de ellos. Los gneises muestran grano medio a grueso y tienen una estructura bandeada. Están compuestos por cuarzo y feldespatos acompañados por otros minerales metamórficos tales como biotita, granate, epidoto, etc. Pueden derivar tanto

de rocas sedimentarias cuarzo-feldespáticas como de rocas ígneas; son típicas de terrenos de medio a alto grado metamórfico.

Las anfibolitas son los productos metamórficos tanto de rocas ígneas básicas como de sedimentos arcillosos-calcáreos. Estan compuestas por feldespatos calco-sódicos (plagioclasas) y anfíboles. La esquistosidad es pobre; son rocas macizas. Los mármoles están compuestos por calcita, de grano fino o grueso, eventualmente acompañada por otros minerales metamórficos ricos en calcio. Derivan del metamorfismo de calizas. Son frecuentes tanto en procesos regionales como de contacto.

Las cuarcitas son metamorfitas ricas en cuarzo (también se las conoce como metacuarcitas) derivadas de las cuarcitas sedimentarias Son rocas macizas generalmente de colores claros y proceden tanto del metamorfismo regional como de contacto.

Los hornfels son rocas típicas del metamorfismo de contacto. Son rocas de grano fino y presentan colores variados, generalmente oscuros. Derivan del metamorfismo de arcilitas y areniscas de grano fino.

Las granulitas son rocas de alto grado metamórfico, semejantes a gneises, pero con minerales metamórficos anhidros debido a la alta presión y temperatura de su formación.

Las migmatitas son rocas compuestas por dos elementos, uno metamórfico (usualmente esquistoso, tipo esquisto o gneis) y otro granítico dispuesto en forma de venas u ojos en íntima concordancia con el componente metamórfico.

Facies y series de facies metamórficas

Las facies metamórficas se definen como un conjunto de asociaciones minerales que son estables en condiciones particulares de presión y temperatura. Una serie de facies metamórficas es un conjunto de facies (ó asociaciones minerales) que pueden ser representadas en una curva o en una serie de curvas en un campo de equilibrio presión-temperatura. Esta curva o curvas también podrían ser interpretadas como de grado geotérmico.

El metamorfismo de contacto se caracteriza por las facies Hornfels albita-epidoto, hornfels hornblendíferos, hornfels piroxénicos y sanidinitas (ésta última la de mayor temperatura , puede alcanzar los 1000° C).

El metamorfismo regional ó dinamotérmico tiene dos facies mayores: la de los esquistos verdes (de grado bajo a medio) y la de las

anfibolitas (almandínicas o cordieríticas, según la presión).

Las facies más importantes del metamorfismo de soterramiento son las de Punpelleita y la de los Esquistos glaucofánicos.

1.- Metodología

La Geología Histórica ha desarrollado una metodología particular que se basa en la aplicación de ciertos principios geológicos que, por su constancia y universalidad en espacio y tiempo pueden ser tenidos como Leyes Naturales. Una sumaria exposición sobre algunos de estos principios se indican seguidamente:

1.1.- Relación bidimensional

Fundamenta su razón en los dos parámetros básicos de la materia: espacio y tiempo. Establece que todo proceso geológico se desarrolla en una fracción específica de tiempo geológico y en un espacio determinado.

1.2.- Superposición

Es la base de la Estratigrafía y se refiere a las relaciones temporo-espaciales que vinculan entre si a las capas o estratos. Concretamente expresa que dos láminas sedimentarias superpuestas en relación de su natural depositación, aquella que ocupa posición inferior es más antigua que la superior.

1.3.- Evolución geológica

Postula la evolución de los continentes sobre la base del desarrollo de las plataformas (núcleos de los continentes) a expensas de las fajas geosinclinales. Los continentes aumentan su espacio geográfico por acrecentamiento y explica la disminución de las edades de las rocas desde el centro de las plataformas en dirección a sus márgenes.

1.4.- Uniformismo - Actualismo

Establece que todos los eventos ocurridos en el pasado pueden explicarse por las fuerzas y fenómenos que actúan en el presente. Puede este principio concretarse en "el presente es la llave del pasadp".

2.- Geotectónica

Tiene por objeto estudiar el desarrollo de los continentes en función de plataformas y geosinclinales. Estos últimos se anexan a la plataforma mediante un proceso que se denomina "cratonización". Por su importancia, serán examinados más adelante.

3.- Paleogeografía - Paleoclimatología

La primera trata de establecer la sucesión de cuadros geográficos a través del tiempo geológico apoyándose en la naturaleza de los sedimentos y restos orgánicos contenidos en los mismos (fósiles). La segunda de dichas especialidades procura hacer lo propio pero con el clima, para lo cual se basa en la presencia de ciertas manifestaciones presentes en las rocas sedimentarias (fósiles, estructuras sedimentarias) y que se conocen como "indicadores paleo climáticos"

4.- Geocronología

Su objetivo es datar las rocas (sedimentarias, ígneas o metamorficas). Su metodología se canalizada a través de dos vías:
-mediante radimetría, y se basa en la transmutación de ciertos elementos inestables. Los resultados se expresan en años;
-mediante la aplicación del principio de superposición y evolución biológica qye conduce a la cronología relativa.
Por su importancia, este tema será tratado por separado.

5.- Estratigrafía

Es el fundamento de la Geología Histórica y es su objeto el estudio de las rocas estratificadas, analizando sus relaciones cronologicas y espaciales, forma y distribución de los estratos, etc. Será objeto de una más detenida explicación en las páginas siguientes.

6.- Geología Regional

El conocimiento geológico de una determinada región surge de la convergencia de los datos que son aportados principalmente por la Estratigrafía, Geocronología y Geotectónica. La Geología Regional se basa en el estudio de las Unidades Estratigráficas conocidas como "Formaciones". El concepto de "Provincia Geológica" es de aplicación necesaria en ciertos estudios geológico-regionales. Con esta denominación se indican determinados sectores caracterizados por un cuadro estratigráfico-estructural específico y que registra una historia geológica propia.

La metodología de trabajo es el Carteo Geológico, que consiste en ubicar en un mapa la posición plani-altimétrica de las unidades geológicas (Formaciones). La Fotogeología es un valioso medio para identificar dichas unidades y particularmente, las deformaciones (ejes de pliegues, fallas, etc.).

III. ESTRATIGRAFIA

Nos basamos en el comentario de la Lámina III adjunta.

La Estratigrafía estudia fundamentalmente las rocas sedimentarias; también las metamórficas y aun aquellas de origen ígneo que se asocian. La labor específica de esta especialidad es examinar el ordenamiento vertical de los estratos, así como sus variaciones litológicas laterales, describiendo las características de las capas individuales.

Tratándose de rocas sedimentarias, el orden a seguir para su estudio respectivo es el siguiente en forma sucinta:

1.- Reconocer el orden vertical de los estratos y relaciones

En la respectiva Lámina, hemos indicado una sucesión de estratos identificados con los números 1 a 7. El primer paso es re-

los esfuerzos tangenciales. El resultado final es una cadena orogénica (Faja Móvil inestable) que se anexa a la plataforma.

V.- PALEONTOLOGIA

Esta ciencia tiene por objeto el estudio de los restos orgánicos que se han conservado en las rocas sedimentarias, comprende a las siguientes dos grandes divisiones: Paleozoología (restos animales) y Paleobotánica (restos vegetales). El término de FOSIL señala a todo resto orgánico que vivió en épocas pasadas y corresponde a especies o formas extinguidas.

Los fósiles presentan notable interés en Geología Histórica porque permiten resolver los siguientes problemas (Veáse Lámina VII):

1.- Si los estratos son de origen continental o marino;
2.- Edad relativa de los estratos fosilíferos y
3.- Proporcionan un alto grado de seguridad en las correlaciones estratigráficas.

Cuando los fósiles son estudiados con apoyo estratigráfico da origen a una especialidad denominada BIOESTRATIGRAFIA y proporciona las bases para la solución del caso 2 del ejemplo anterior. El tercero de los casos mencionados se resuelve mediante el concepto de FOSIL GUIA. Como tal ha de entenderse a un fósil que perteneció a una especie que se caracterizó por una amplia dispersión geográfica, pero el rango de su duración vital (como especie se sobreentiende) fue breve, obviamente dentro de la escala de tiempo geológico. Los fósiles que mayor interés revisten para el geólogo son principalmente los invertebrados (trilobites, graptolitos, cefalópodos, coRAles).

VI.- ORIGEN DE LA VIDA

De acuerdo a la información geológica más reciente, las primeras manifestaciones de vida se encuentran en ciertas rocas de Africa del Sur. Se trata de organismos unicelulares del tipo de las bacterias. Las rocas fosilíferas han sido datadas en 3.200 m.a ($3{,}2 \times 10^9$ años). Este hallazgo destaca la gran antiguedad de la vida sobre la Tierra y comprueba que los procesos biológicos tuvieron su comienzo en una etapa muy temprana de la evolución geológica.

Ignoramos por falta absoluta de información bajo que condiciones físicas y químicas se formaron las primeras moléculas orgánicas. No obstante se admite que la atmósfera primordial combinada con la radiación ultravioleta desempeñaron importante rol para la génesis de estos compuestos.

Singular importancia revisten las experiencias del químico americano S.Miller, quién reprodujo compuestos orgánicos a par

tir de una supuesta atmósfera primordial constituída por Metano, Amoníaco, vapor de agua, Hidrógeno que sometió a la acción de descargas eléctricas. Los productos resultantes fueron diversos aminoácidos. El dispositivo utilizado se indica en la Lámina VIII.

Estas experiencias señalan nada más que un estadio en la evolución molecular que precedió al desarrollo de las macromoléculas del Acido desoxirribonucleico (ADN).

En el lapso comprendido entre los 3.200 m.a ($3,2 \times 10^9$ años) y los 700 m.a. ($0,7 \times 10$ años) la estructura de la vida progresó muy lentamente, como lo demuestra que recién a los $2,0 \times 10^9$ años aparecen restos de algas filamentosas, micelios de hongos y otros organismos problemáticos con representación actual. A partir de los $0,7 \times 10^9$ años encontramos los primeros testimonios de una fauna de metazoarios en EDIACARA (Australia) y que precede a la gran expansión biológica que tendrá lugar después de los $0,6 \times 10^9$ años durante el Período Cámbrico.

VII.- EVOLUCION BIOLOGICA

Los procesos de la evolución orgánica son específicamente investigados por la biología, sin embargo, ellos son de interés para la Geología Histórica porque proporciona las bases para las divisiones del tiempo en EONES, ERAS, PERIODOS, EPOCAS. Cuando la evolución biológica se combina con la estratigrafía da origen a una especialidad denominada BIOESTRATIGRAFIA, disciplina que permite fijar la edad de los estratos sobre la base del grado de evolución alcanzado por especies que contienen dichos estratos.

La evolución biológica considera que todos los organismos vivientes descienden unos de otros por transformaciones o variaciones que tienen lugar a lo largo del tiempo geológico. La evolución sostiene que la vida se ha desarrollado gradualmente de formas simples a complejas.

Actualmente la evolución es aceptada como un hecho real, discutiéndose solamente los mecanismos biológicos que determinan esas variaciones.

Numerosas pruebas demuestran el hecho de la evolución. LaPaleontología proporciona en tal sentido pruebas concluyentes, entre las que podemos mencionar las variaciones que tienen lugar en la morfología de los trilobites (invertebrados) así como las modificaciones que tuvieron lugar en los équidos (caballos). Como se advierte en la Lámina IX, la tendencia evolutiva en el primer caso fue la neta diferenciación en tres segmentos horizontales que culminan con la definición del abdomen o pigidio. En el caso de los équidos la tendencia se orientó, entre otros caracteres, a la reducción de los dedos que culminó con la estructura monodactilar del caballo actual.

VIII.- BIOESTRATIGRAFIA

Es la evolución aplicada a resolver problemas estratigráficos. Siendo su objeto determinar la edad de los estratos sobre la base del grado de evolución biológica de las formas orgánicas contenidas en los mismos, se infiere que para resolver la cuestión será preciso averiguar primero la "tendencia evolutiva" de la forma considerada. Para ilustrar este aspecto, hemos tomado como ejemplo el que nos brindan los graptolitos, invertebrados coloniales que vivieron en el Paleozoico inferior. La tendencia evolutiva de estos organismos fue la reducción en el número de ramas que integran la colonia. Conforme hemos indicado en la Lámina X, se deduce que cuanto más simple sea la estructura de la colonia, tanto más jovenes serán los estratos fosilíferos.

IX.- ERAS Y PERIODOS GEOLOGICOS

El EON es la división de mayor rango de tiempo geológico y comprende a las ERAS. Se han distinguido los EONES CRIPTOZOICO (=vida oculta) y FANEROZOICO (=vida descubierta). El primero es equivalente de PRECAMBRICO y cubre el enorme lapso entre los 3,8 x 10^9 y 0,57/0,6 x 10^9 años. El segundo de dicho Eones comprende el lapso entre los 0,57/0,6 x 10^9 años y el presente. De lo anterior se advierte la desigual duración de uno y otro Eon, correspondiente al Criptozoico el 85% del tiempo geológico. Importa señalar que las rocas que representan ambos eones están separadas por una discordancia angular reconocida en todos los continentes.

El Eon Fanerozoico se distingue por presentar un registro biológico bastante continuo, permitiendo diferenciar a las ERAS PALEOZOICAS, MESOZOICA y CENOZOICA. La duración de las eras decrece a medida que nos acercamos al presente. Las Eras se subdividen en PERIODOS y estos a su vez en EPOCAS. La correspondiente sucesión de Eras y Períodos son indicados en la Lámina XI, que incluye a los acontecimientos biológicos más importantes.

X.- CICLOS DIASTROFICOS

Los ciclos Diastróficos comprenden lapsos caracterizados por intensa actividad deformante dentro de la litósfera. Los movimientos reciben el nombre de OROGENICOS y dieron lugar a sistemas de montañas, cuyos vestigios aun se reconocen en el registro geológico. En el Eon Fanerozoico se han identificado tres Ciclo Diastróficos u Orogénicos que en orden decreciente llevan las denominaciones de CALEDONICO, HERCINICO o VARISCICO y ALPINO-ANDINO. Todos estan bien representados en el territorio nacional.

GEOCRONOLOGIA

Es una rama de la Geología Histórica que tiene como finalidad obtener datos tendientes a establecer el orden en que ocurrieron los procesos geológicos, el tiempo de duración de los mismos y el momento de ocurrencia en la escala del tiempo geológico.

Según la resolución de las distintas técnicas de trabajo se ha establecido tres categorías de cronologías:

- cronología relativa
- cronología cuantitativa
- cronología radimétrica.

La cronología relativa no establece ni valor ni duración de tiempo geológico insumido en un proceso; es acronométrica. Su método es la aplicación de principios fundamentales de la Geología Histórica y correspondiente relevamiento en trabajos de campo (superposición de estratos, ocurrencia de plutonismo y vulcanismo, acción deformante de diastrofismos, etc.). Su objeto es establecer el orden de sucesiones estratigráficas y procesos magmáticos conexos.

La cronología cuantitativa resuelve parcialmente el problema, ya que valora el lapso que insume un proceso en su desarrollo, pero de por sí sola no es capaz de ubicarlo en posición en la escala estratigráfica. Es de naturaleza semicronométrica. Se basa en el recuento de ritmitas que obedecen a cambios climáticos estacionales. Ejemplo de ello es el conteo de varves, consistentes en láminas de limo-arcilla y de arena alternates, que se depositan durante las estaciones de invierno y verano respectivamente, en zonas frías sometidas a procesos glaciarios. En el hemisferio norte el recuento de varves indica que el Post-glacial (Actual) comenzó hace 30.000 años.

Otro ejemplo de cronología cuantitativa es el que opera con el conteo de pares de anhidrita (sulfato de calcio anhidro) y yeso (sulfato de calcio hidratado). En este caso hay una alternancia estacional de condiciones secas y humedas y cada par también corresponde a un año de tiempo. En depósitos sedimentarios devónicos de Estados Unidos de Norteamérica se contaron 306.000 pares de esta composición; el proceso insumió dicho lapso de tiempo, pero de por sí el método no puede ubicarlo en la escala estratigráfica; la ubicación en el Devónico es por el contenido de restos fósiles.

La cronología radrimétrica es la que fija en término de años (más comunmente en millones de años:m.a.) la antigüedad de procesos geológicos o de los materiales por ellos generados. Es de naturaleza plenicronométrica. Su método de trabajo es de índole física ya que se basa en la desintegración radioactiva de ciertos elementos y transmutación en otra especie química.

El fundamento es el de que si una especie atómica (isótopo de un elemento químico) al que se llama PADRE se desintegra dando origen a otra especie atómica que llamamos HIJO, con una velocidad de transmutación constante, se puede establecer el tiempo transcurrido si se miden las cantidades de ambas especies atómicas y si se conoce la velocidad de la desintegración.

Los métodos más importantes son los de los pares Uranio-plomo, Torio-plomo, Potasio-Argón, Rubidio-Estroncio y el del Radiocarbono ó carbono 14. Los primeros son los de mayor importancia en geología, pues cubren el tiempo desde aproximadamente 50.000 años de antigüedad hasta las más viejas edades posibles (rocas de Transvaal, en Africa, 3.850 M.A.).Por el contrario el del Carbono 14 es de aplicación restrigida a los últimos 50.000-70.000 años antes del presente y por tanto de interés en Geología del Cuartario y Antropología.

La fórmula general para la obtención de edades es la siguiente:

$$t: \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left(1 + \frac{H}{P}\right)$$, en donde:

t: Tiempo o antigüedad

λ: constante de desintegración de la especie atómica (PADRE) Es la proporción de átomos que se desintegran del número total de átomos presentes para un tiempo dado. Su valor debe conocerse con buena aproximación y su determinación se hace en el campo de la física.

H: cantidad producida de la especie atómica (HIJO) producto de la desintegración radioactiva.

P: cantidad remanente de la especie atómica constituída en Padre del sistema geocronológico.

ln: logaritmo natural o logaritmo neperiano.

Las características principales de los métodos radimétricos de mayor uso son los siguientes:

Método Potasio-Aragón

El potasio de masa 40 (K^{40}) se desintegra en argón masa 40 (Ar^{40}). El potasio es un elemento mayoritario y por tanto está

ampliamente difundido en la corteza terrestre, lo que hace que el método sea muy versátil y permita datar rocas de muy amplia gama composicional, desde graníticas hasta basálticas. La limitación que tiene es la de que siendo el argón un elemento gaseoso, retenido en la estructura cristalina de los minerales, puede escapar de la roca o mineral por calentamiento y/o presión en proceso de metamorfismo y por lo tanto de obtienen edades rejuvenecidas o aparentes, menores que las edades reales correspondientes.

Método Rubidio-Estroncio

El rubidio de masa 87 (Rb^{87}) se desintegra en estroncio de masa 87 (Sr^{87}). El elemento rubidio es un oligoelemento o elemento traza alcalino, que se asocia al potasio en su distribución y por lo tanto está ampliamente difundido. Se aplica principalmente en rocas de composición granítica y en rocas más básicas pero que sean muy antiguas. Como es un par sólido-sólido procesos de calentamiento y/o presión perjudican en menor grado que en el método anterior.

Método Uranio-Plomo y Torio-Plomo

Uranio de masa 238 (U^{238}), Uranio de masa 235 (U^{235}) y Torio de masa 232 (Th^{232}) se desintegran radioactivamente en un proceso de desintegración múltiple (cadena de desintegración) dando lugar como producto final de transmutación Plomo de masa 206 (Pb^{206}) Plomo de masa 207 (Pb^{207}) y plomo de masa 208 (Pb^{208}), respectivamente.

Estos pares radimétricos son de aplicación limitada por la menor distribución de los minerales que contienen uranio y torio. No obstante es de muy buen resultado cuando pueden aplicarse. Otra ventaja es la de que pueden datarse rocas muy antiguas evitando la acción posterior de procesos de calentamiento y/o presión, por la alta resistencia de algunos minerales accesorios de rocas graníticas (circón, principalmente) a la acción de procesos metamórficos, por lo que es de aplicabilidad en áreas de plataformas y escudos cratónicos que constituyen los núcleos antiguos de los continentes.

Método del Carbono 14

El Carbono 14(C^{14}) se forma en la alta atmósfera y pasa bajo forma de anhídrido carbónico (CO_2) a los vegetales en procesos de fotosíntesis y de allí a los organismos animales. Se mantiene en estado de equilibrio mientras vive el organismo. Muerto el mismo (tiempo cero) se rompe dicho equilibrio y la desintegración del Carbono 14 en

en Nitrógeno 14 dá la medida del tiempo transcurrido. Se mide la cantidad de Carbono 14 remanente.

XI. GEOLOGIA REGIONAL ARGENTINA

La obra que sobre el tema publicara la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba (Tomos I y II, 1979-1980) estructuró el plan sobre la base de la descripción de Provincias Geológicas. Las unidades identificadas ascienden a 34 y comprenden a sistemas de montañas, llanuras y cuencas que forman parte del dominio del subsuelo preferentemente situadas en el lado atlántico. Una sumaria síntesis sobre los rasgos más notorios de algunas de estas unidades se indican seguidamente.

En la parte central del país se desarrolla la gran llanura Chaco-Pampeana, interpuesta entre el dominio de la Mesopotamia al Este y los sistemas que de norte a sur son identificados como Sierras Subandinas, Sierras Pampeanas y la Región Sanrafaelina-Pampeana al Oeste. En líneas generales puede indicarse que los sistemas de montañas al oeste de la llanura Chaco-Pampeana se distribuyen según fajas de edad decreciente, localizándose las de menor edad geológica sobre el límite con Chile.

Se reconocen así las Sierras Pampeanas a través de Córdoba, San Luis, Santiago del Estero, parte de Tucumán, Catamarca, La Rioja y parte de San Juan. Se trata de recas metamórficas intruídas por granitos de edad Precámbrico superior-Paleozoico inferior. Por trechos estas rocas soportan una cubierta sedimentaria más jóven. Estructuralmente es un sistema de bloques. Hacia el Oeste se levanta la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, caracterizada por sedimentitas del Paleozoico inferior principalmente . La estructura dominante son bloques que responden a juegos de fracturas inversas inclinadas principalmente al Oeste. Hacia el Oeste y mediante un largo valle longitudinal se levanta la Cordillera frontal integrada por sedimentitas del paleozoico inferior metamorfizadas y depósitos carbónicos. Todo este conjunto está afectado por intenso plutonismo y vulcanismo del ciclo varíscico, La Cordillera frontal sirve de Basamento para la Cordillera Principal, constituída principalmente por sedimentitas jurásicas y cretácicas., que del lado chileno pasan a la argentina a la altura del codo sur del rio de Los Patos en San Juan. En las regiones del noroeste se levantan los dominios de la Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, unidades que si bién poseen elementos estratigráficos comunes de

edad paleozoica a terciaria, difieren en sus respectivos estilos estructurales.

Entre las Sierras Pampeanas y la Precordillera se interpone como una gigantesca cuña el Sistema de Famatina, constituído por depósitos del Paleozoico inferior y medio. Este área se distingue por una manifiesta plutonización y vulcanismo, en parte de edad terciaria. En el sur de Mendoza y Neuquén avanzan hacia el este los depósitos jurásico-cretácicos para formar la llamada cuenca neuquina. En dirección oeste y sur y sobre el límite con Chile se desarrolla la Cordillera Patagónico-Fueguina con rocas mesozoicas principalmente, intruidas por ígneas. En el dominio patagónico se extiende el macizo de Somuncurá que ocupa gran parte de Río Negro. Se compone de rocas metamórficas intruídas por granitos que soportan a su vez una cobertura volcánica de edad triásico-jurásica. Por el oeste, esta unidad limita con la cuenca de Ñorquinco-Ñirihuau-Cushamen, caracterizada principalmente por el desarrollo de un ciclo efusivo volcánico de edad terciaria.

Al Sur del Macizo norpatagónico se extienden sucesivamente las unidades conocidas como Chubut extrandino, Macizo del Deseado y la Patagonia Austral Extrandina. Las Islas Malvinas configuran un bloque ladeado al norte, en cuya base afloran rocas precámbricas recubiertas por sedimentitas devónicas y estas a su vez por depósitos gondwánicos que llevan la conocida "Flora de Glossopteris", así como testimonios del glaciarismo del Carbónico superior.

En la Provincia de Buenos Aires se reconocen dos sistemas orográficos: el de Tandilia y Sierra de la Ventana. El primero corresponde a un sistema de bloques fallados y ladeados al suroeste; se compone de un basamento de rocas graníticas y metamórficas de edad precámbrica que soportan una cobertura sedimentaria asignada al Precámbrico superior-Paleozoico inferior. Las rocas más antiguas de Argentina se encuentran en este Basamento y han sido datadas en 2,3 x 109 años. La Sierra de la Ventana corresponde a una típica estructura de plegamiento. En su composición intervienen depósitos del Paleozoico inferior y medio que sustentan en discordancia series gondwánicas similares a las del archipiélago de Las Malvinas. La base de la sucesión se apoya sobre rocas precámbricas de composición granítica y vulcánitica.

Respecto de las cuencas que forman parte del dominio del subsuelo, mencionamos primero a la Cuenca del Salado, interpuesta entre Tandilia y la dorsal de Martín García. El relleno sedimentario es de la magnitud de 6.000 m. compuestos por sedimentos mesozoicos-terciarios

principalmente. Entre las Sierras de la Ventana y el Masizo de Somuncurá se interpone la Cuenca del Colorado. Importa señalar que una y otra cuenca pasan al dominio de la plataforma submarina. Finalmente, entre los macizos de Somuncurá y del Deseado se desarrolla la cuenca de San Jorge, colmatada con sedimentitas cretácico-terciarias.

En los aspectos de la geología dinámica, ha de señalarse que todo el territorio argentino ha sido afectado por el ciclo diastrófico andino, particularmente las comarcas occidentales y cuya manifestación póstuma es la intensa sismicidad que muestran las provincias andinas.

GEOLOGIA HISTORICA

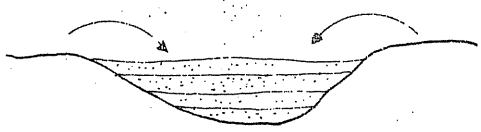
LAMINA I

OBJETO: Reconocer y ordenar cronológicamente a:

(1) ACONTECIMIENTOS GEOLOGICOS

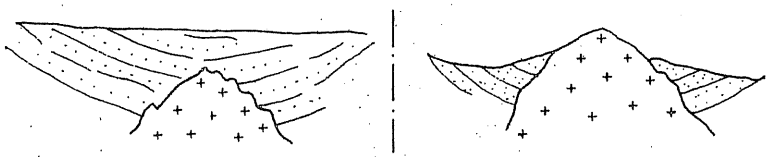
1.1 CICLOS SEDIMENTARIOS

Acumulación de sedimentos en cuencas o fosas.



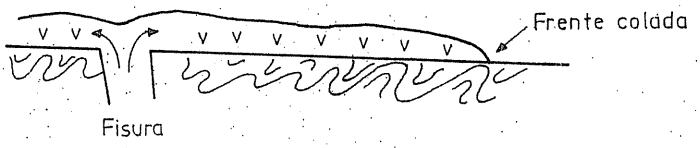
1.2 CICLOS MAGMATICOS Y METALOGENICOS

Intrusión de magma en rocas preexistentes. Al enfriarse y solidificarse pasan a contituir batolitos - lacolitos etc.



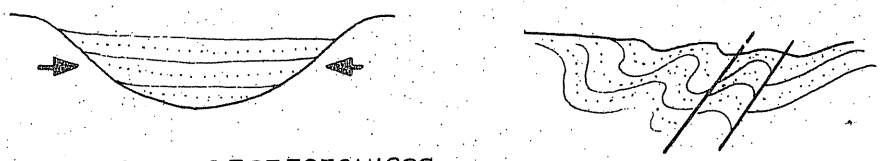
1.3 CICLOS VOLCANICOS

Salida y derrame de lavas cubriendo extensas superficies. Al enfriarse y solidificarse pasan a constituir coladas.



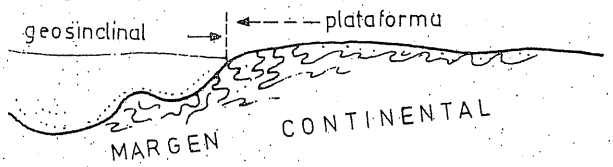
1.4 CICLOS DIASTROFICOS

Actuación de esfuerzos que deforman y fracturan a las rocas.



1.5 CICLOS GEOTECTONICOS

Evolución de los continentes sobre la base de plataformas y geosinclinales.



1.6 PALEOGEOGRAFIA

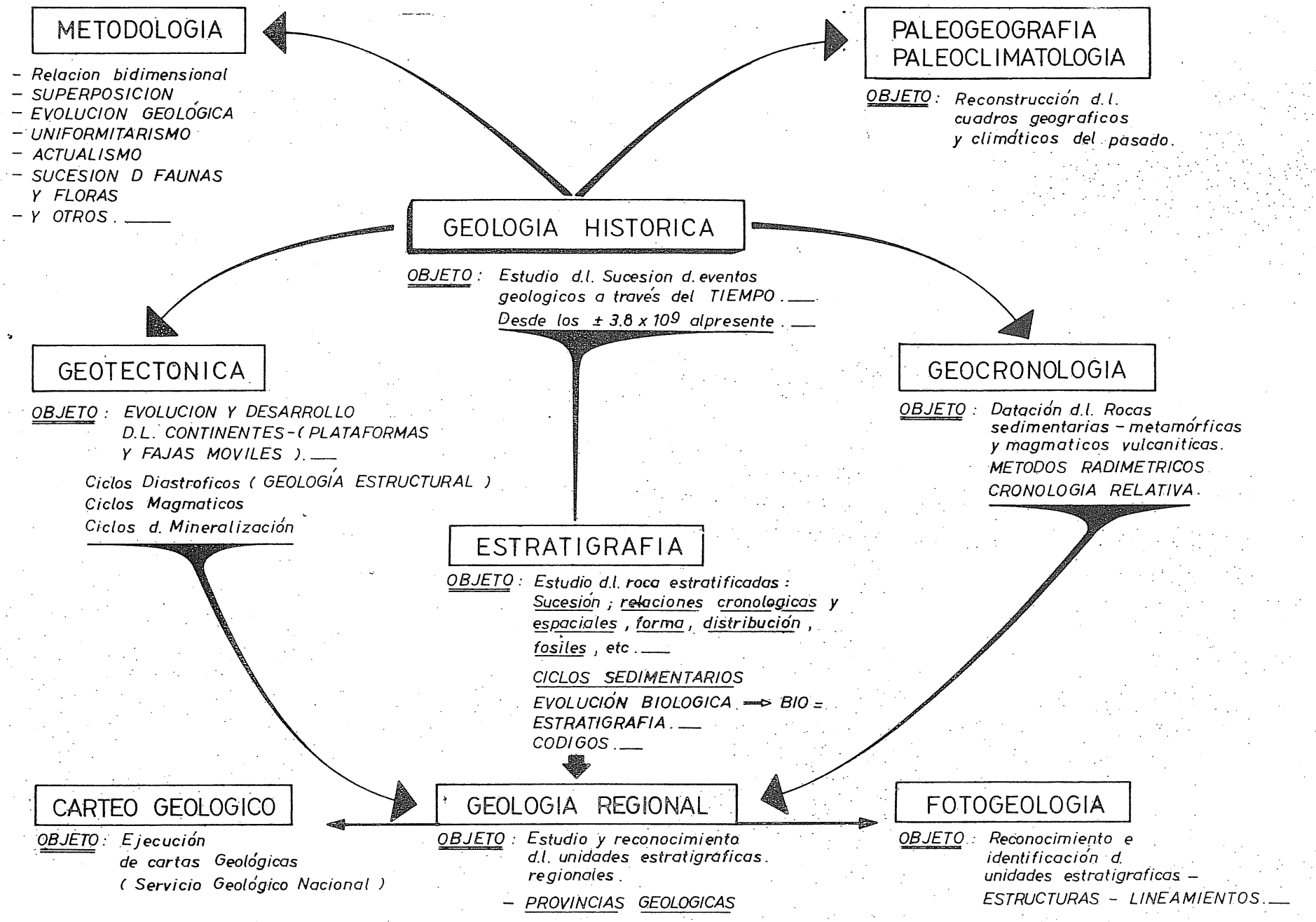
Reconstrucción de los cuadros geográficos del pasado sobre la base de los caracteres de las rocas sedimentarias.

1.7 PALEOCLIMATOLOGIA

Reconstrucción de los climas del pasado sobre la base de indicadores paleoclimáticos

(2) ACONTECIMIENTOS BIOLOGICOS

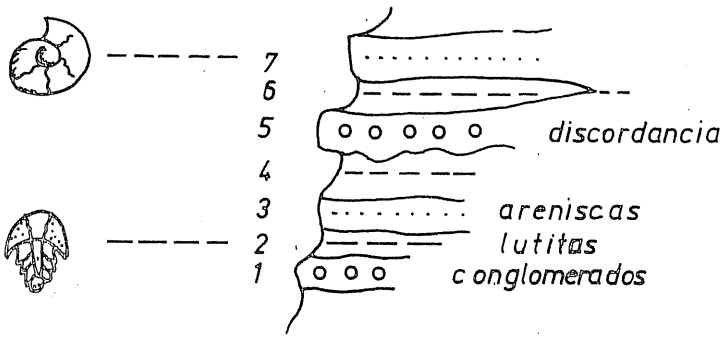
Se basan en los fenómenos irreversibles de la evolución organica. Comenzó hacia los 3.2×10^9 m.a. Desde la $0,6 \times 10^9$ explosión biológica y ulterior expansión de la vida en mares y continentes.


METODOLOGIA
- Relacion bidimensional
- SUPERPOSICION
- EVOLUCION GEOLÓGICA
- UNIFORMITARISMO
- ACTUALISMO
- SUCESION D FAUNAS Y FLORAS
- Y OTROS . ___
PALEOGEOGRAFIA PALEOCLIMATOLOGIA
OBJETO: Reconstrucción d.l. cuadros geograficos y climáticos del pasado.
GEOLOGIA HISTORICA
OBJETO: Estudio d.l. Sucesion d. eventos geologicos a través del TIEMPO . ___
Desde los ± 3.8 x 10⁹ alpresente . ___
GEOTECTONICA
OBJETO: EVOLUCION Y DESARROLLO D.L. CONTINENTES - (PLATAFORMAS Y FAJAS MOVILES). ___
Ciclos Diastroficos (GEOLOGÍA ESTRUCTURAL)
Ciclos Magmaticos
Ciclos d. Mineralización
GEOCRONOLOGIA
OBJETO: Datación d.l. Rocas sedimentarias - metamórficas y magmaticos vulcaniticas.
METODOS RADIMETRICOS
CRONOLOGIA RELATIVA.
ESTRATIGRAFIA
OBJETO: Estudio d.l. roca estratificadas : Sucesión ; relaciones cronologicas y espaciales , forma , distribución , fosiles , etc . ___
CICLOS SEDIMENTARIOS
EVOLUCIÓN BIOLOGICA → BIO = ESTRATIGRAFIA . ___
CODIGOS . ___
CARTEO GEOLOGICO
OBJETO: Ejecución de cartas Geológicas (Servicio Geológico Nacional)
GEOLOGIA REGIONAL
OBJETO: Estudio y reconocimiento d.l. unidades estratigráficas. regionales .
- PROVINCIAS GEOLOGICAS
FOTOGEOLOGIA
OBJETO: Reconocimiento e identificación d. unidades estratigraficas - ESTRUCTURAS - LINEAMIENTOS. ___

ESTRATIGRAFIA

Sus objetivos son:

1 RECONOCER EL ORDEN VERTICAL DE LOS ESTRATOS Y RELACIONES



2 EDAD RELATIVA

En el perfil el estrato 1 es de > antiguedad que el estrato 2 y este a su vez es más antiguo que el estrato 3 y asi sucesivamente.
La edad dentro del patrón estratigráfico geocronológico se establece por fósiles.
Si en el estrato 2 encontramos un trilobite y en el estrato 7 un amonite, inferimos que la agrupación de estratos bajo la discordancia (1-4) es de edad Paleozoíca y los situados por arriba son mesozoicos (5-7)

3 FORMA DE LOS ESTRATOS

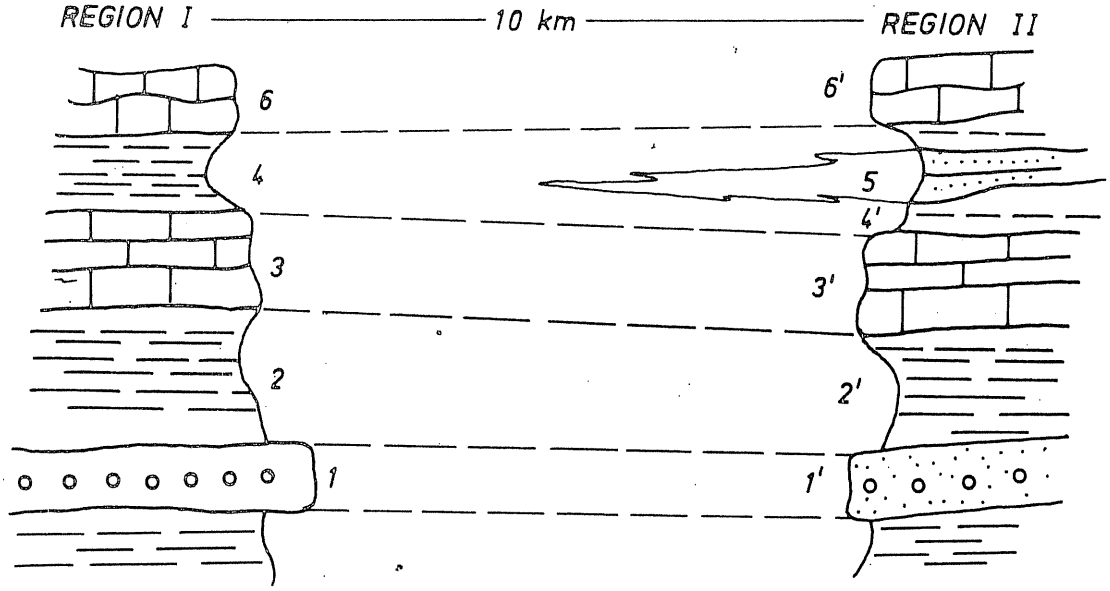
Si son tabulares o lenticulares: en el perfil todos los estratos son tabulares con excepción del estrato 6, que es lenticular.

4 COMPOSICION SEDIMENTOLOGICA Y VARIACIONES LATERALES (facies)

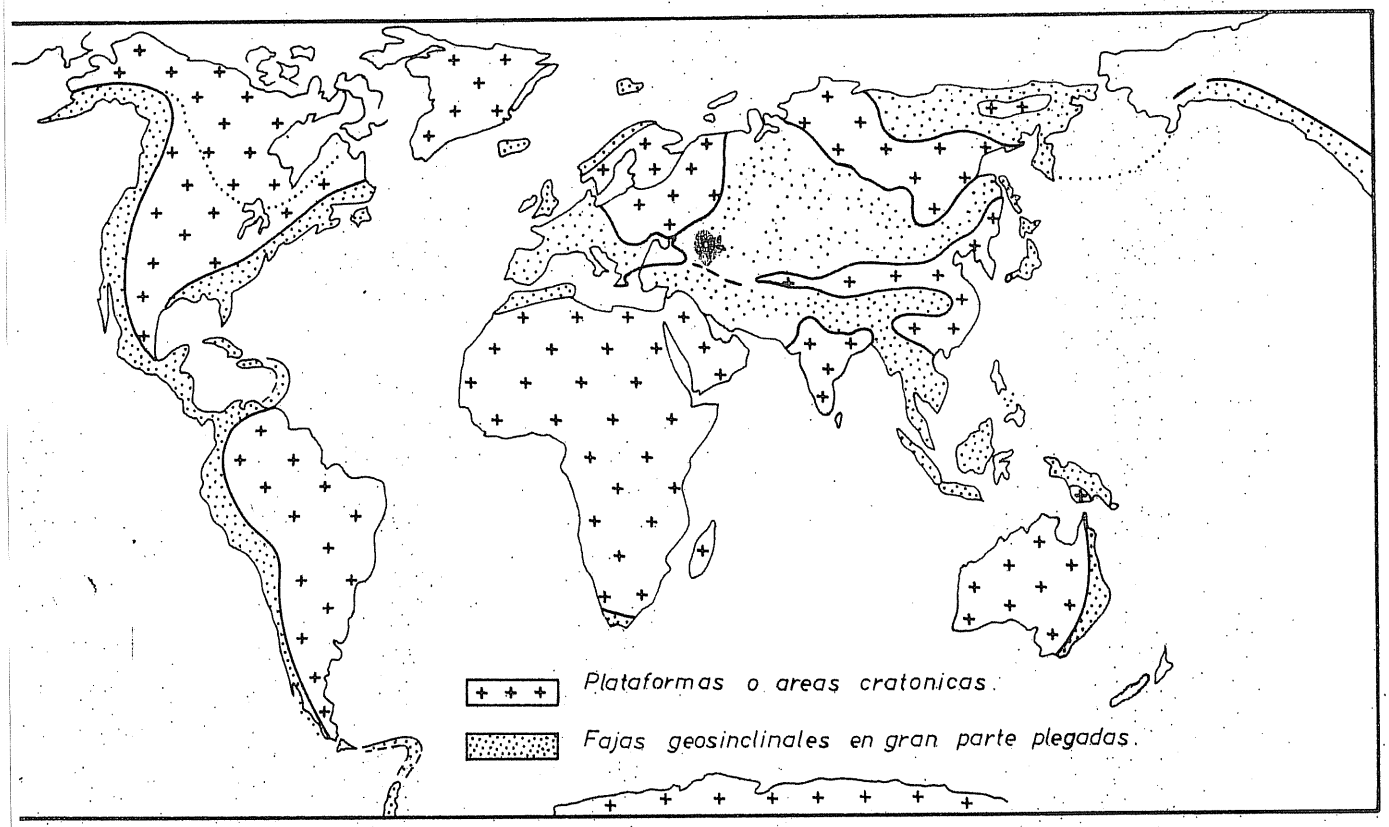
Reconocer si son conglomerados, areniscas, lutitas, etc.

5 CORRELACION ESTRATIGRAFICA

Establecer la equivalencia u homologación entre grupos de estratos separados entre si:



LAMINA IV


Plataformas o areas cratonicas.
Fajas geosinclinales en gran parte plegadas.

FAJA MOVIL

Relieve: abrupto, juvenil Rocas: jóvenes (sedimentarias principalmente)

Alturas: elevadas hasta 7-8000 m.

Estructuras: plegamiento, fallas inversas

Sismicidad: intensa. Focos superficiales ± 15 / 70 km.

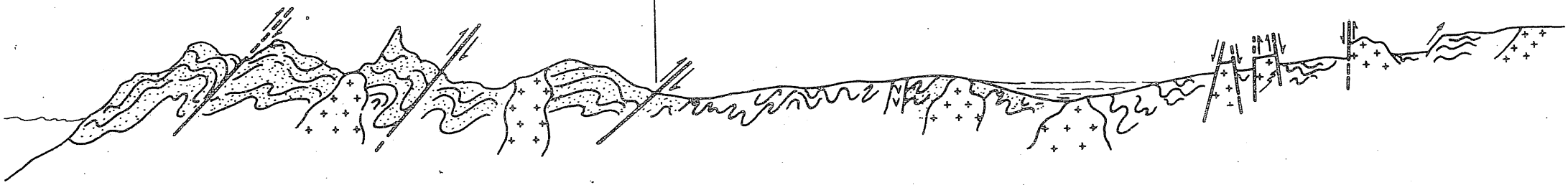
PLATAFORMA

Relieve: formas en general redondeadas Rocas: antiguas (metamorfitas principalmente

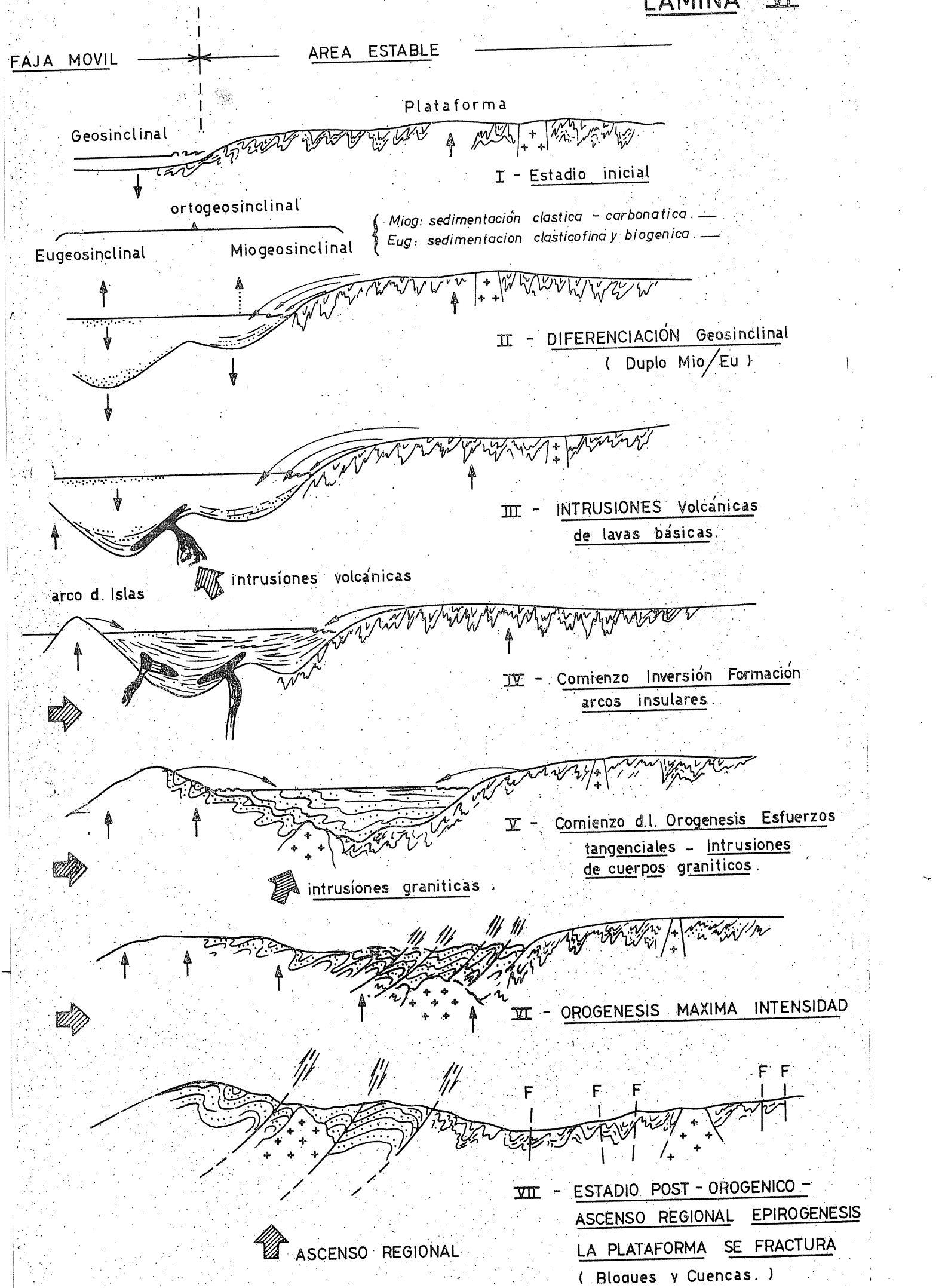
Alturas: moderadas ≃ 1 / 2000 m.

Estructuras: bloques, fallas directas dominantes. Cuencas, circulares o alargadas

Sismicidad: débil · Focos sismicos profundos ± 400 / 700 km.



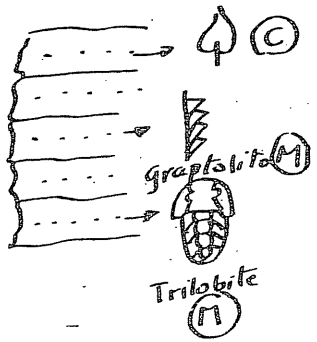
LAMINA VI


FAJA MOVIL
AREA ESTABLE
Plataforma
Geosinclinal
I - Estadio inicial
ortogeosinclinal
Eugeosinclinal
Miogeosinclinal
Miog: sedimentación clastica - carbonatica.
Eug: sedimentacion clasticofina y biogenica.
II - DIFERENCIACIÓN Geosinclinal
(Duplo Mio/Eu)
III - INTRUSIONES Volcánicas
de lavas básicas.
intrusiones volcánicas
arco d. Islas
IV - Comienzo Inversión Formación
arcos insulares.
V - Comienzo d.l. Orogenesis Esfuerzos
tangenciales - Intrusiones
de cuerpos graniticos.
intrusiones graniticas
VI - OROGENESIS MAXIMA INTENSIDAD
F F F F F
VII - ESTADIO POST - OROGENICO -
ASCENSO REGIONAL EPIROGENESIS
LA PLATAFORMA SE FRACTURA
(Bloques y Cuencas.)
ASCENSO REGIONAL

PALEONTOLOGIA (Paleozoología. Paleobotánica)

LAMINA VII

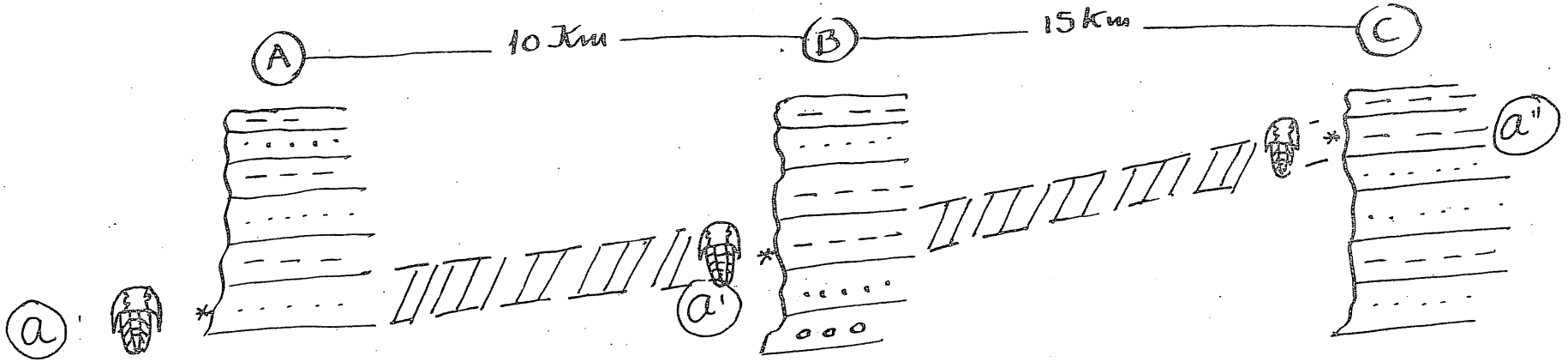
Los Fosiles permiten establecer



1- Si el estrato es de origen continental ó marino.-

2. Edad relativa de los estratos fosilíferos. —

3- Correlaciones exactas entre conjuntos de estratos



a, a', a" = son sincrónicas

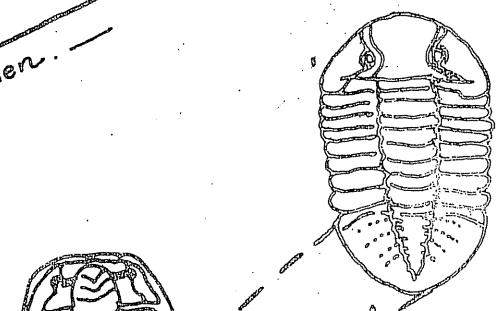
EVOLUCION BIOLOGICA

LAMINA IX

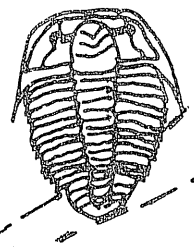
1. INVERTEBRADOS (Trilobites)

T I E M P O

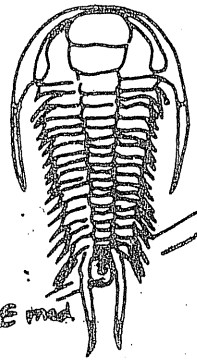
TENDENCIA EVOLUTIVA: Diferenciación del abdomen.



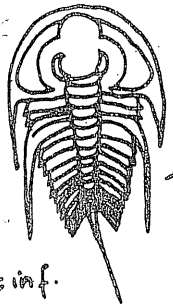
Ord.



E. Sup.



E. med.



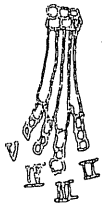
E. inf.

T I E M P O

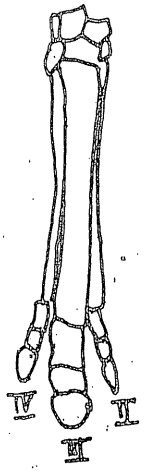
LUTIVA: Reducción dactilar.

2. VERTEBRADOS (Equidos)

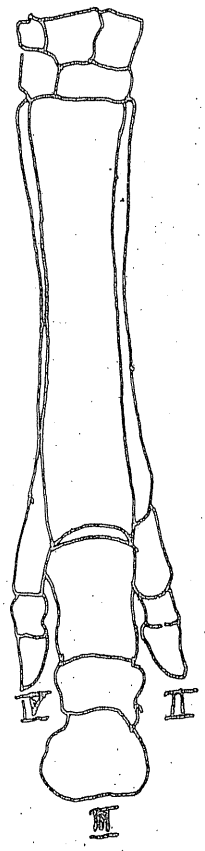
TENDENCIA EVO



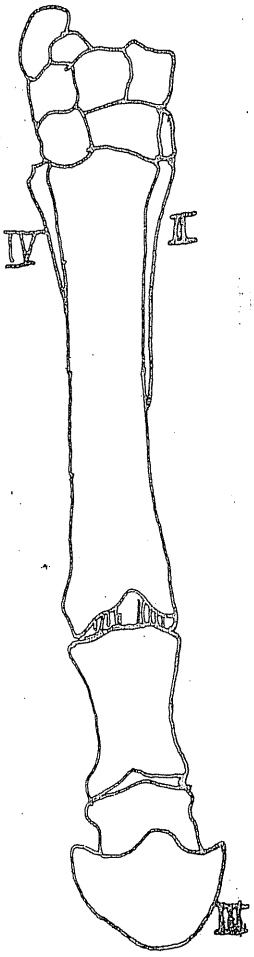
EOCENO
(Eohippus)



OLIGOCENO
(Mesohippus)



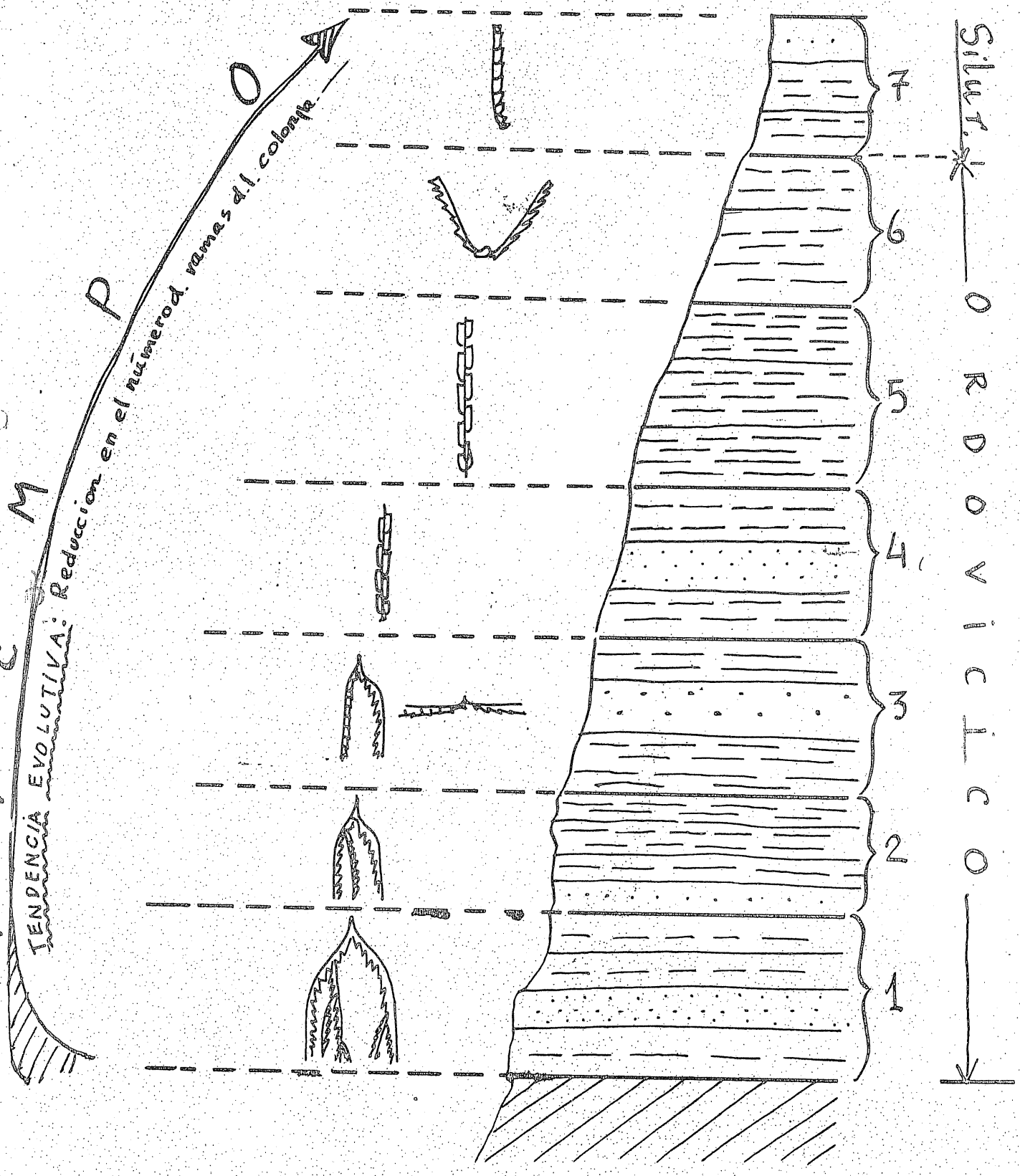
MIOCENO
(Protohippus)



- PLEISTOCENO
- ACTUAL. —
(Equus)

BIOESTRATIGRAFIA

LAMINA X



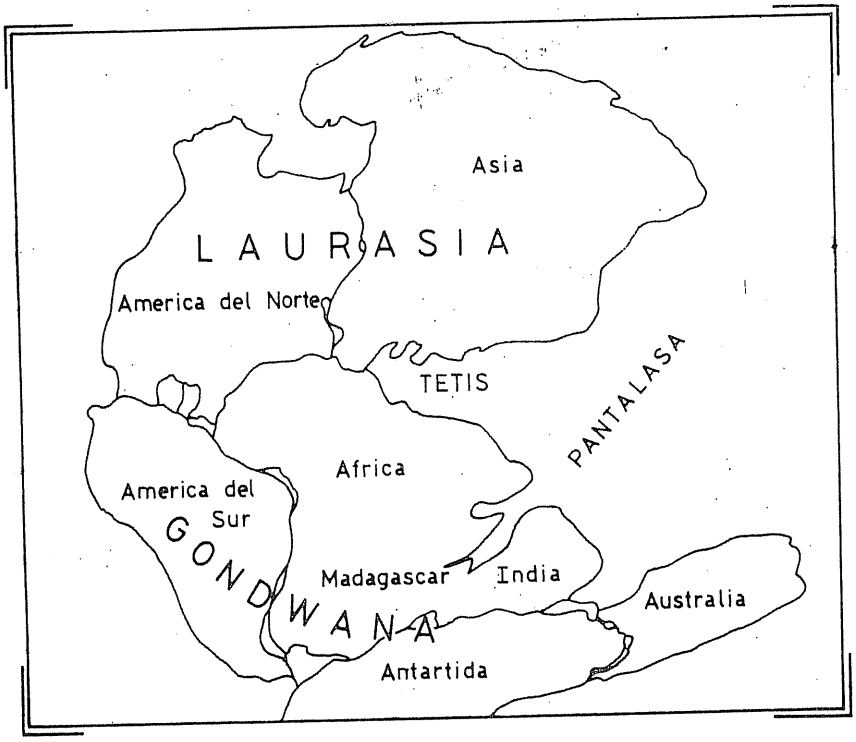

Asia
LAURASIA
America del Norte
TETIS
PANTALASA
Africa
America del Sur
GONDWANA
Madagascar
India
Australia
Antartida

Fig. 1

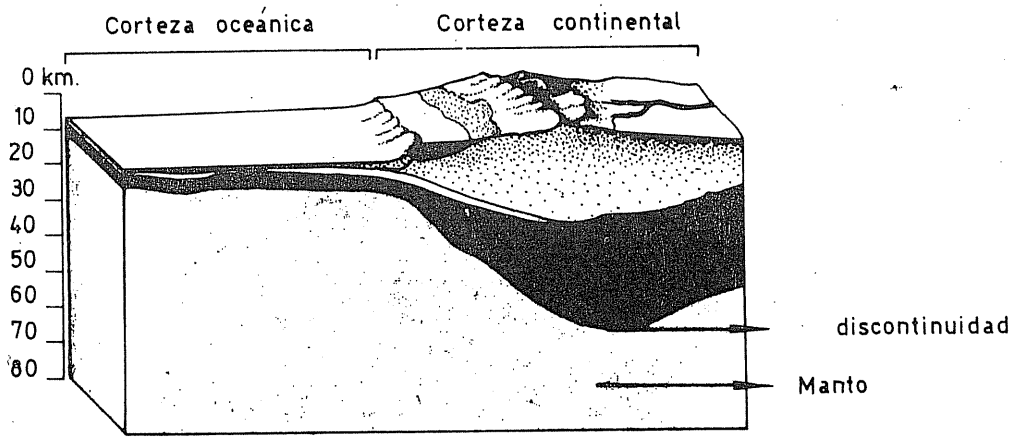

Corteza oceánica
Corteza continental
0 km.
10
20
30
40
50
60
70
80
discontinuidad
Manto

Fig: 2

CUADRO D. ERAS Y PERÍODOS GEOLÓGICOS

LAMINA XI

EON	ERA	PERIODO	EPOCA	Mill. d. años	PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS DE LA VIDA	OROGENIAS
FANEROZOICO	CENOZOICO	CUATERNARIO	Reciente HOLOCENO	0,01	Desarrollo del hombre moderno. Civilización	
			PLEISTOCENO	1,8	Glaciaciones ambos hemisferios. Prehomínidos	Alpino / Andina
		TERCIARIO	PLIOCENO	6	Descenso temp. Extinc. parcial de mamíferos	Alpino / Andina
			MIOCENO	26	Expansión monos Africa. Mamíferos pastadores	Alpino / Andina
			OLIGOCENO	37	Desarrollo mamíferos modernos. Primeros monos	Alpino / Andina
			EOCENO	53	Caballos y elefantes. Plantas modernas	Alpino / Andina
			PALEOCENO	65	Rápido desarrollo mamíferos. Foraminíferos	Alpino / Andina
	MESOZOICO	CRETÁCICO		136	Extinc. Dinosaur. y Amonites. Plant. fanerogamas	
		JURÁSICO		190	Reptiles voladores. Aves. Pequeños mamíferos	
		TRIÁSICO		225	Primeros dinosaurios. Reptiles mamiferoides	
	PALEOZOICO	PERMICO		280	Extinc. Trilobites. Primeras coníferas	Hercínica / Varíscica
		CARBÓNICO		345	Primeros reptiles. Bosques helechos (carbón)	Hercínica / Varíscica
		DEVÓNICO		395	Primeros anfibios. Expans. peces. Plant. primitiv.	Caledonica
		SILÚRICO		430	Graptolitos; Peces; Primer. plantas vasculares	Caledonica
		ORDOVÍCICO		500	Apogeo trilobites y graptolitos. Cefalópodos	Caledonica
		CÁMBRICO		570	Desarrollo trilob. y graptol; Primeros vertebrados (peces primitivos)	Asyntica
CRIPTOZOICO	PRECAMBRICO (Comprende el 85 % del Tiempo Geológico).—			$3{,}8 \times 10^9$. Rocas más antiguas.	Las primeras manifestaciones biogénicas hacia los $3{,}2 \times 10^9$ a. Gran desarrollo de estromatolitos (algas), luego hongos y algas filamentosas a los $2{,}0 \times 10^9$ a. Hacia los $0{,}7 \times 10^9$ a. los primeros metazoos en Austr ia	Numerosas orogenias en el Precámbrico.—

3) LEK 483-1142/44 LEMIT: 52(121 y 122) Kibot, Alyanbo 30

CENSURA

Geodinámica interna y externa. Procesos plutónicos, volcánicos, sedimentarios y metamórficos.

GEODINAMICA INTERNA Y EXTERNA

Las rocas son agregados naturales de minerales, estando constituídas la mayoría de ellas por varias especies minerales. Tradicionalmente se ha dividido a las rocas en tres grandes grupos:

1.- Rocas ígneas: rocas formadas de la consolidación de mezclas fundidas. Las rocas ígneas constituyen el 65% de la corteza terrestre.

2.- Rocas sedimentarias: rocas formadas de la acumulación y consolidación de sedimentos sueltos, de la precipitación química de una solución cerca de la superficie terrestre, o de restos orgánicos remanentes de plantas y animales. Constituyen el 8% de la corteza.

3.- Rocas metamórficas: rocas derivadas de otras rocas preexistentes y que han sufrido transformaciones en estado sólido como respuesta a marcados cambios de temperatura, presión y ambiente químico en el interior de la corteza terrestre.

Uno de los grandes objetivos de la geología es el estudio de las interacciones entre los procesos que producen estos tres tipos de rocas. Si bien como esquema clasificatorio fundamental esta distinción es muy útil, conviene siempre recordar que la Naturaleza es un continuum, y que existen rocas transicionales entre los tres tipos. En la figura 1 se muestran las interacciones entre los procesos generadores e ilustrativo del ciclo de las rocas en la corteza terrestre.

MAGMAS Y ROCAS IGNEAS

Rocas ígneas son aquellas formadas de la solidificación de mezclas fundidas de alta temperatura conocidas con el nombre de magmas. Los magmas son fundidos naturales generados en el interior de la Tierra, de composición primordialmente silicática, que llevan comunmente cristales en suspensión (aunque pueden carecer de ellos) y fases gaseosas (volátiles) atrapados en burbujas. En consecuencia, en los magmas coexisten comunmente los tres estados de la materia: sólido, líquido y gaseoso. La composición silicática es la más común y es la que genera la enorme mayoría de las rocas ígneas. Existen no obstante, magmas de composición totalmente diferente, como los magmas carbonáticas y los magmas de súlfidos, aunque su abundancia comparativa es muy escasa.

Una característica de los magmas es su movilidad, así, enormes volúmenes de materiales fundidos pueden ascender dentro de la corteza terrestre y extruirse en su superficie a través de fisuras o aparatos volcánicos. A su vez, debajo de esos centros volcánicos, grandes cuerpos de magma ascendidos desde niveles más profundos se solidifican en profundidad sin hacer nunca erupción en superficie.

Composición de los magmas

La composición química de los magmas ha podido ser inferida con razonable precisión analizando químicamente los productos de su consolidación, es decir las rocas ígneas. El elemento químico más abundante en las rocas es el oxígeno (abundancia atómica 48-65%). La enorme mayoría de las rocas ígneas están compuestas por minerales (principalmente silicatos) en la que los restantes elementos químicos, metálicos y semimetálicos, están coordinados con el oxígeno. Por esa razón, es de uso común presentar los análisis químicos de las rocas ígneas en forma de porcentajes de óxidos (porcentajes en peso). Los óxidos mayoritarios que componen las rocas ígneas son los siguientes:

SiO_2; TiO_2; Al_2O_3; Fe_2O_3; FeO; MgO; MnO; CaO; Na_2O; K_2O; P_2O_5 y H_2O

De estos componentes mayoritarios de las rocas ígneas la sílice (SiO_2) es el más abundante (35-75%). Esta abundancia preponderante de la sílice y el hecho de que las rocas están formadas primordialmente por silicatos condujo a una clasificación primaria de las rocas ígneas y los magmas basada exclusivamente en el tenor de sílice:

Magmas y rocas ígneas

ultrabásicos 45% < básicos 52% < intermedio 66% < ácidos 75%

Además de los óxidos mayoritarios los magmas contienen también elementos en pequeña proporción (0,01%<) a los que se denomina elementos traza (ej. Li, Rb, Sr, Ni, Cr, Zr, Y, etc.). A su vez, la fase gaseosa presente en los magmas se compone principalmente de vapor de H_2O, interviniendo también otros gases como CO_2, N_2, B, CH_4, HCl, SH_2 y S.

El análisis químico de los componentes mayoritarios y los elementos traza de las rocas ígneas proporcionan un dato de gran valor a los efectos de determinar la formación y evolución de los magmas que le dieron orígen.

Propiedades físicas de los magmas

Numerosas características del comportamiento magmático están condicionadas por propiedades físicas de los magmas como la temperatura, la densidad y la viscosidad.

La temperatura de extrusión de los magmas tiene una relación directa con su composición química. Así, los magmas de bajo contenido de sílice (magmas básicos) desarrollan altas temperaturas, en tanto que por el contrario los magmas mas silícicos o ácidos se extruyen a temperaturas más bajas. Típicos intervalos de temperatura que marcan esta relación son los siguientes:

magmas básicos 1050°C - 1200°C
magmas intermedios 900°C - 1000°C
magmas ácidos 700°C - 900°C

Existe también una relación directa entre la composición química y la viscosidad del magma. Los magmas ácidos, de alto contenido en sílice, son generalmente muy viscosos, por lo que las extrusiones magmáticas de esta composición tienden a ser generalmente circunscriptas y de escaso desarrollo areal. Inversamente, los magmas básicos tienen una viscosidad considerablemente más baja, lo cual les confiere una mayor fluidalidad y en su extrusión pueden formar "coladas" de lava de gran extensión.

Evolución magmática

A mediados del siglo XIX, al iniciarse los estudios microscópicos y químicos de las rocas y los minerales que las constituían, prontamente se demostró la existencia de una gran variedad de rocas ígneas, las que poseían una vasta amplitud composicional tanto química como mineralógica.

En las primeras décadas del siglo XX, los estudios de campo y de laboratorio más detallados demostraron que era altamente improbable que cada una de las especies de rocas ígneas reconocidas representara la solidificación de un magma líquido de igual composición. Por el contrario, todas las evidencias sugerían la existencia de un número reducido de magmas de composición relativamente uniforme denominados primarios o primitivos, que caracterizan a ambientes geotectónicos particulares y operaron durante toda la escala del tiempo geológico. La composición de estos magmas primarios desde su generación en la litósfera hasta su emplazamiento o extrusión en la corteza terrestre sufre en muchos casos grandes modificaciones producidas por diversos procesos conocidos como mecanismos de la evolución magmática. Estos

mecanismos son los que determinan en última instancia la existencia de diferentes rocas ígneas cuyas composiciones químico-mineralógicas son transicionales, formadas a partir de un magma primario particular. Los principales mecanismos evolutivos que se han postulado son los siguientes:

Diferenciación magmática

Este término incluye todos aquellos procesos por los cuales un magma inicialmente homogéneo, de una composición determinada, genera en última instancia rocas ígneas de composición diferente. El mecanismo de diferenciación magmática más invocado es la cristalización fraccionada, que involucra a todos los procesos mecánicos que impiden que los cristales que están creciendo en el seno del líquido magmático se equilibren con este. Esta falta de equilibrio puede ocurrir como producto del hundimiento de cristales de minerales pesados en un líquido menos denso (fraccionamiento gravitativo), escape de los líquidos residuales de una cámara magmática sometida a eventos compresivos (filtrado a presión), enfriamientos rápidos que impiden el equilibrio sólido-líquido.

Otro proceso de diferenciación mágmática aunque de menos importancia es la inmiscibilidad líquida, por el cual durante el enfriamiento de los líquidos magmáticos de composición particular se separarían porciones al estado líquido de composición diferente, conformado un sistema semejante al de agua y aceite. Ciertas rocas de la luna y algunas terrestres han sido explicadas con producto de inmiscibilidad líquida.

Mezcla de magmas

Una serie completa de rocas ígneas puede formarse si se admite que dos magmas primarios de composición contrastante (un magma básico y un magma ácido) se mezclan en distintas proporciones.

Asimilación magmática

En todos los casos vistos hasta ahora los procesos de diferenciación involucraron cambios en la composición magmática dentro de sistemas cerrados, es decir sin incorporación o intervención de material extraño al fundido ígneo. Sin embargo, los líquidos magmáticos invaden o se encuentran en contacto con rocas sólidas que pueden ser de composición muy diferente y con las que no se encuentran obviamente en equilibrio. Estas rocas que alojan a los cuerpos magmáticos se llaman rocas de caja. La composición del magma resulta en muchos casos modificada en mayor o menor proporción por la incorporación de material proveniente de las rocas de caja. Este proceso de modificación que en mayor o menor cuantía sufren todos los magmas en su ascenso dentro de la corteza terrestre se conoce como asimilación magmática.

Las rocas ígneas y su sistemática

Los magmas pueden solidificarse en profundidad o ascender y derramarse en superficie formando por ejemplo las típicas coladas de lava. Estos dos comportamientos extremos-entre los cuales existe toda una gama de productos intermedios- ha conducido al reconocimiento tradicional de dos grandes tipos de rocas ígneas, las volcánicas o extrusivas y las plutónicas o intrusivas.

Rocas ígneas — Volcánicas: solidificación en superficie o cercana a la superficie
Plutónicas: solidificación en profundidad formando cuerpos intrusivos

Las rocas plutónicas pueden ser visibles unicamente después que un largo período erosivo las pone al descubierto.

Las diferentes condiciones físicas de formación y de velocidad de enfriamiento durante la solidificación (enfriamiento lento en plutónicas y rápido en volcánicas) determina considerables diferencias en la textura (forma, tamaño y disposición de los cristales), y en menor medida en la mineralogía (variedades de alta temperatura en las volcáni-

cas y de baja temperatura en las plutónicas) entre ambos tipos de roca.

Existen clasificaciones mineralógicas, químicas y mineralógico-químicas de las rocas ígneas. En el cuadro adjunto (Fig.3) se presenta una sistemática muy simplificada que muestra las principales características químicas (contenido de SiO_2) y mineralógicas (abundancia de cuarzo y proporciones entre feldespatos calcosódicos-plagioclasas y potásicos) de las rocas ígneas mas comunes.

Los cuerpos de las rocas plutónicas

Las rocas plutónicas aparecen formando cuerpos intrusivos de formas y dimensiones muy variadas, desde pocos metros hasta miles de kilómetros de extensión. De acuerdo con su relación en el campo con las rocas que invaden, los cuerpos pueden ser concordantes (contactos paralelos a la estratificación o foliación de las rocas de caja) o discordantes (contactos que forman un ángulo que corta a los estratos o foliación de la roca de caja). De acuerdo a la forma, tamaño y relaciones con las rocas de campo los cuerpos de rocas plutónicas (plutones) reciben distintas denominaciones:

Filones capa: cuerpos de forma tabular, concordantes, paralelos a la estratificación de la roca de campo, que pueden tener hasta varios centenares de metros de espesor. La composición de las rocas que forman filones capa es casi siempre básica.

Diques: cuerpos de roca tabular que cortan a la estratificación o foliación de las rocas que invaden (cuerpos discordantes). Su espesor varía desde centímetros hasta centenares de metros. Ocasionalmente se encuentran enjambres de diques dispuestos en forma vertical distribuídos en forma oval o circular alrededor de una intrusión, a los que se denominan diques circulares.

La composición de los diques abarca un amplio espectro composicional, desde rocas básicas hasta rocas ácidas.

Lacolitos: cuerpos concordantes en forma de hongo, que tienen una base plana y un techo arqueado en forma de domo. Sus dimensiones varían entre 1-8 km de diámetro y un espesor máximo de 1000 metros. Rocas ácidas a intermedias forman la mayor parte de los lacolitos.

Facolitos: cuerpos de formas curvadas, asociados a intrusiones magmáticas en rocas plegadas, a lo largo de cuyas capas el magma se inyecta concordantemente. La composición de las facolitos es muy variable y la extensión areal puede alcanzar a las decenas de kilómetros.

Batolitos: grandes cuerpos intrusivos, de paredes verticales a subverticales, en los cuales el piso no es visible. Los batolitos están compuestos típicamente por rocas ácidas (granitos y granodioritas). Convencionalmente se emplea la denominación batolito cuando la superficie aflorante supera los 100 km^2 (existen batolitos de miles de kilómetros de extensión). Los cuerpos de menor tamaño, inferiores a 100 km^2 de superficie aflorante son denominados stocks.

Lopolitos: grandes cuerpos lenticulares, generalmente concordantes, con su piso y techo en forma concava, con forma transversal semejante a un embudo. Sus diámetros varían entre decenas y centenares de kilómetros. Los lopolitos están compuestos casi exclusivamente por rocas plutónicas ultrabásicas y básicas, poseyendo algunos de ellos una delgada capa superior de rocas ácidas.

PROCESOS Y PRODUCTOS VOLCANICOS

Las erupciones volcánicas por su corta duración, constituyen uno de los pocos procesos geológicos que permiten observar la formación de rocas. Además de esta singularidad, la espectacularidad de las efusiones, su rico significado geológico y repercusión humana, han motivado un fuerte inventivo en el conocimiento de este campo, particularmente en los últimos años.

El estudio de los fenómenos magmáticos extrusivos actuales constituye el campo de estudio de la Vulcanología, que es la encargada de suministrar modelos de comparación en la identificación e interpretación de las acumulaciones volcánicas del pasado geológico, que desde el Precámbrico al Actual han tenido lugar no solo en la corteza terrestre sino también en otros cuerpos del Sistema Solar.

IMPORTANCIA HUMANA

Los fenómenos volcánicos, especialmente los decgran magnitud, influencian de muy diversa forma las actividades humanas. En general el resultado inmediato de las erupciones volcánicas, bajo la forma de coladas (Fig. 4) y especialmente como materiales fragmentados (piroclásticos) o de flujos de barros volcánicos, es de severas consecuencias: pérdida de vidas, destrucciones forestales, edilicias, de cultivos, etc. Buena parte de los estudios vulcanológicos modernos tienen por objetivo el análisis de áreas críticas, a través de estudios históricos, geológicos y geofísicos, (comportamiento sísmico, gravimétrico, etc.), con la finalidad de pronosticar estas erupciones y delimitar zonas de riesgo, y de esta forma prevenir o atenuar catástrofes tales como las producidas por el monte Vesubio, el Krakatoa o el Monte Pelée en Martinica.

Sin embargo la caída de las tefras, especialmente cenizas constituyen un aporte químico y físico altamente beneficioso a la fertilidad de los suelos. A su vez, mineralizaciones metálicas y no metálicas de gran importancia económica están netamente vinculadas a procesos y productos volcánicos, a las que se asocian además las aguas termales y la provisión de otro recurso muy codiciado: la energía geotérmica. Muchas veces constituyen atractivos turísticos por la belleza y/o exoticidad de sus manifestaciones.

IMPORTANCIA GEOLOGICA

Es mucho lo que se puede aprender de los procesos ígneos a través del estudio de las manifestaciones volcánicas. En primer lugar, las lavas constituyen la única evidencia directa de la existencia de magma en profundidad. Los volcanes constituyen algo así como ventanas, a través de las cuales podemos estudiar no solo los magmas, sino también la evolución de los materiales que se encuentran en el interior de la corteza y manto, inaccesibles a la observación directa.

Las manifestaciones explosivas de gran magnitud diseminan y han diseminado sobre la superficie terrestre capas de gran extensión areal, cuyo tiempo de acumulación, comparado con los tiempos geológicos, pueden ser considerados casi instantáneos. Estas capas, fácilmente distinguibles en paquetes de sedimentos, constituyen niveles sincrónicos, que pueden ser usados para la ubicación cronológica de las acumulaciones por debajo o por encima de las mismas en localidades ampliamente espaciadas. Por lo tanto constituyen capas o niveles guías de gran interés estratigráfico.

Debemos señalar finalmente que estas explosiones poderosas y, en especial cuando se produce un conjunto de ellas en intervalos temporales estrechos, pueden provocar transtornos climáticos y consecuente-

mente ambientales y biológicos significativos. Una prueba de ello es que varias erupciones del presente siglo-muy modestas en comparación con las generadas en la antiguedad geológica- al arrojar finos materiales a la alta atmósfera, disminuyeron notoriamente la radiación solar sobre la superficie del planeta, reduciendo las temperaturas medias y estacionales por varios años ocasionando cambios climáticos importantes.

LOCALIZACION DEL VULCANISMO

La mayor parte de las manifestaciones volcánicas se ubican dentro del contexto de la Tectónica Global o de Placas en los siguientes lugares:

1. Bordes de placas (o interplaca)

1.1. Divergentes. Característicos de dorsales centro-oceánicas donde se produce el derrame contínuo de lavas basálticas con típicas estructuras en almohadilla. Este vulcanismo es escasamente fragmentario y muy voluminoso, representando aproximadamente unos 2/3 del volúmen total de materiales volcánicos eruptados anualmente (Fig. 5).

1.2. Convergentes. Cadenas de volcanes de tipo compuesto (integrada por capas de materiales lávicos y fragmentarios intercalados) de composición predominantemente andesítica que constituyen cadenas de arcos islándicos (Japon, Marianas, Aleutianas, etc.) o cadenas de márgenes continentales (cadena de volcanes tipo andina) asociadas con subducción. Vulcanismo preferentemente explosivo con importantes acumulaciones de depósitos de flujos piroclásticos y de flujos de barros piroclásticos (lahares). Moderada presencia de lavas de composición riolíticas o basálticas (Fig. 6).

2. Intraplaca

2.1. Puntos calientes. Puntos fijos del manto de alta temperatura que van marcando una línea de volcanes en la superficie de la placa en movimiento; son característicos en corteza oceán ca, por ejemplo, orla de islas de Hawai, pero también pueden estar instalados sobre corteza continental.

2.2. Montes submarinos. Son abundantísimos, por ejemplo hay mas de 12.000 para el Pacífico norte. Son de naturaleza basáltica y junto con el vulcanismo de las dorsales constituyen la mayor parte de la corteza oceánica.

2.3. Fisurales. Efusiones tranquilas, generalmente no explosivos, de materiales predominantemente basálticos en ambientes continentales. Constituyen los basaltos de meseta. Se derraman a lo largo de fracturas corticales a veces con volúmenes extraordinarios (Basaltos de Paraná, Basaltos Río Columbia, etc.). Existen efusiones de escala más reducida en relación con valles o zonas controladas por fracturas (graben tectónicos).

VULCANISMO EXPLOSIVO

Como se ha comentado anteriormente el vulcanismo produce dos tipos petrográficos bien contrastados. Por un lado lavas, en las efusiones "tranquilas", casi siempre basálticas (las coladas más comunes del registro geológico y del Sistema Solar, Fig. 4) y por otro las explosivas, altamente destructivas, generadoras de rocas detríticas, las rocas piroclásticas, generalmente de composición andesítica, dacítica o riolítica. Los cuerpos lávicos de estas últimas composiciones son de volumen reducido.

A medida que el magma asciende en la corteza se van produciendo variaciones físicas importantes. Una de las más significativas es el alivio de presión sobre el mismo, a medida que disminuye su profundidad. Este cambio tiene igual resultado que disminuir la presión sobre una masa gaseosa: al destaparla burbujea por desmezcla del CO_2; de la misma manera el vapor de agua

el vapor de agua- el gas magmático mas abundante- se separa del magma en ascenso.

Para que haya vulcanismo explosivo se requiere, además de un contenido apreciable de volátiles, alta viscosidad magmática. Los magmas de baja viscosidad (muy fluídos) dejarán crecer y escapar las burbujas sin oponer gran resistencia, y aún, podrán fluir tranquilamente. En cambio los viscosos resisten el paso y crecimiento de burbujas hasta ser superadas por estas presiones gaseosas para ceder violentamente en las explosiones. La viscosidad depende, entre otras variables, de la temperatura, la composición y el contenido de gases magmáticos.

Los materiales originados en las explosiones volcánicas se conocen genéricamente como tefras y se clasifican, al igual que las rocas sedimentarias fragmentarias en pelitas, psamitas y psefitas, (véase rocas sedimentarias), anteponiendo el prefijo piro. La acumulación mas difundida es la toba (piropsamita).

Los individuos típicos de las rocas piroclásticas son las bombas, de formas redondeadas que evidencian el estado pastoso durante la eyección, las escorias, generalmente gruesas, de colores oscuros y alvéolos equidimensionales, las pumitas (o pómez), de coloración clara y tamaño variado, muy vesiculares, de composición ácida. Otros componentes son los bloques, pedazos de rocas volcánicas (líticos macizos), cristales y porciones de las rocas atravesadas por el conducto o desgarradas por la explosión.

$SiO_2 > 75\%$

TIPOS DE VULCANISMO

En base a la explosividad y caracteres de los productos generados, se reconocen variedades que, de los más tranquilos a los mas violentos, pueden agruparse en forma esquemática en:

1- Hawaiano: efusiones tranquilas de lavas basálticas, poco viscosas. Escaso a nulo material piroclástico. Producen volcanes en escudo, lavas cordadas y aa.

2- Stromboliano: más activo que los hawaianos y de composición basáltica o andesítica; bombas y bloques conformando típicamente conos cinéreos. También volcanes compuestos o estratovolcanes (Fig. 4).

3- Vulcaniano: explosiones intermitentes y eyección a gran altura de eyectos. Bloques frecuentes, poco material vesicular. Composición intermedia. Escaso volúmen de las erupciones.

4- Peleano: avalanchas de materiales calientes. Depósitos reducidos. Volcanes de composición intermedia o ácida. Derivadas de explosiones vulcanianas o strombolianas.

5- Plinianas: las explosiones más violentas y voluminosas. Gran trituración y formación de depósitos pumíceos (ácidos). Desarrollo regional de tefras. El material eyectado puede dar varias veces la vuelta al mundo como resultado del alcance atmosférico del chorro eruptivo.

6- Ignimbríticas: flujos de masas de tefras y gases a altas temperaturas que descienden por los flancos de los volcanes y producen desde depósitos modestos hasta enormes, de centenares de kilómetros cúbicos. (Fig. 4). La alta temperatura de estas masas permite en algunos casos el soldamiento de los eyectos, en cuyo caso constituyen las denominadas tobas soldadas, asociadas comúnmente a la formación de calderas (Fig. 4), que llegan a tener diámetros de hasta 40 kilómetros, como en el caso del Cerro Galán, en la Puna catamarqueña.

Los depósitos de estos flujos piroclásticos parecen ser tan vastos como los derrames basálticos y son de reciente comprensión, hasta hace algunos años eran interpretados como lavas (los soldados) o como depósito de caída de tefras (los no soldados).

SEDIMENTACION Y CUENCAS

La sedimentología o petrología sedimentaria consiste en el estudio científico de las rocas sedimentarias y de los procesos que las originan, Comprende la descripción, clasificación e interpretación genética de estos materiales.

Roca sedimentaria es cualquier tipo de material formado por procesos sedimentarios (sedimentación). Las rocas sedimentarias pueden presentarse como depósitos incoherentes o sueltos (como por ejemplo la arena), caso en el que se denominan sedimentos o pueden aparecer indurados o consolidados llamándoselos entonces sedimentitas; las sedimentitas son- la mayoría de las veces- el resultado de la litificación de sedimentos. Vale destacar que desde los extremos de incoherencia a coherencia total existen todo tipo de transiciones.

Clasificación de las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias se clasifican por su orígen en tres tipos principales: a) ROCAS CLASTICAS, b) ROCAS QUIMICAS y c) ROCAS BIOGENICAS.

Las rocas clásticas, mecánicas o detríticas son las que están constituídas por componentes sólidos procedentes de la desintegración o desmenuzamiento de otras rocas preexistentes. Cada uno de los componentes de las rocas clásticas recibe la designación de clasto. Un clasto es entonces un fragmento de tamaño, forma y composición variada que deriva de la destrucción física de otras rocas (ígneas, metamórficas o sedimentarias).

Las rocas químicas, también llamadas rocas aclásticas o cristalinas, son el resultado de la precipitación química de sales y óxidos a partir de soluciones ácueas. Los componentes de estas rocas, a diferencia de las clásticas, son cristales formados "in situ".

Por último, las rocas biogénicas son sedimentos y sedimentitas que se han originado como resultado de la actividad orgánica.

Tipos de rocas clásticas

Entre las rocas clásticas se reconoéen las siguientes variedades: rocas epiclásticas, rocas piroclásticas y rocas cataclásticas. Las rocas epiclásticas son aquellas en las que los clastos derivan de la desintegración meteórica de otras rocas y que, en su mayor parte, han sido transportadas y depositadas mecánicamente por los agentes externos de la superficie terrestre (viento, aguas, hielo, etc.). Rocas piroclásticas son sedimentos y sedimentitas cuyos clastos (piroclastos) se han formado por fragmentación o trituración volcánica; los depósitos piroclásticos son, por lo tanto, resultado de fenómenos volcánicos explosivos. Rocas cataclásticas poseen constituyentes fragmentarios que se han originado por fuerzas tectónicas que desintegraron masas rocosas preexistentes. Naturalmente, estas sedimentitas se forman en el interior de la corteza y están restringidas a zonas de fallamiento.

Entre las rocas mecánicas, se destacan por su abundancia las epiclásticas, a las que se subdivide en tres grandes categorías sobre la base de las dimensiones (granulometría) de los individuos (clastos) constituyentes. Las denominaciones generales de sedimentos y sedimentitas epiclásticas son las siguientes:

Tamaño de clastos	Tipo de roca	Denominación para sedimentos	Denominación para sedimentitas
2 mm	Rocas psefíticas	Gravas y cascajos	Conglomerados y brechas
	Rocas psamíticas	Arenas	Areniscas "senso lato"
0,062 mm	Rocas pelíticas	Limos, arcillas, fangos	Limolitas, arcilitas, lutitas

Por lo tanto, las rocas psefíticas son las que están constituídas por clastos mayores a 2 mm; las gravas y los conglomerados muestran sus clastos con aristas y vértices desgastados (cantos rodados), mientras que los cascajos y brechas poseen clastos con aristas y vértices agudos (clastos angulosos). Las rocas psamíticas poseen tamaño de grano variable entre 2 y 0,062 mm y las pelíticas son aquellas cuya granulometría es inferior a los 0,062 mm (62 micrones).

Del mismo modo, las rocas piroclásticas son subdivididas en piropsefitas, piropsamitas y piropelitas.

Tipos de rocas químicas y biogénicas

Por su parte, los sedimentos y sedimentitas químicos son muy heterógéneos desde el punto de vista de su mineralogía, dado que aparecen numerosas variedades composicionales. No obstante, su constitución química preferentemente monocomposicional permite que se los subdivida en base a sus constituyentes. De esta forma se reconocen sedimentos carbonáticos (calizas), silíceos, ferríferos, aluminíferos, manganesíferos, fosfáticos, sulfáticos, etc. Algunos de ellos son agrupados bajo la denominación de evaporitas (esencialmente sulfatos, cloruros) dado que se forman por procesos de precipitación a partir de soluciones concentradas (salmueras).

Las rocas biogénicas pueden tener diversos modos de formación, tales como a) acumulación de partes duras de organismos (huesos, conchillas, etc.), b) concentración de materia orgánica y c) modificación por los organismos de las condiciones físico-químicas de los medios naturales.

Una síntesis de la clasificación de rocas sedimentarias puede apreciarse en el cuadro adjunto:

- **Clásticas**
  - Epiclásticas
    - Psefitas .... conglomerados, brechas
    - Psamitas .... areniscas, arenas
    - Pelitas .... lutitas, arcilitas
  - Piroclásticas
    - Piropsefitas ... brechas volcánicas
    - Piropsamitas ... tobas, cenizas
    - Piropelitas ... chonitas
  - Cataclásticas ⟶ ....brechas de falla
- **Químicas**
  - Carbonáticas .... calizas (tosca, ónix)
  - Silíceas .... pedernal
  - Fosfáticas .... guano, fosforitas
  - Ferruginosas .... hematita
  - Evaporíticas (sulfatos, cloruros) ... yeso, halita
- **Biogénicas**
  - Esqueletales .... conchillas, caliza arrecifal
  - Organógenas .... carbón, asfaltita, etc.
  - Bioinducidas .... calizas algales

Vale destacar que las clasificaciones tienden solo a brindar ordenamientos generales de los materiales naturales, pero de ninguna manera puede admitirse la segregación absoluta de los diversos grupos de rocas. De este modo, a todo nivel, aparecen los denominados tipos híbridos de rocas sedimentarias en los que los materiales de cualquiera de las principales variedades aparecen mezclados entre sí. Es así que pueden darse mezclas psefítico-psamíticas, epi-piroclásticas, clásticas-químicas, químicas-biogénicas y clásticas-biogénicas. Son ejemplos de rocas híbridas las tufitas (epi-piroclásticas) y las margas (material pelítico junto a material carbonático).

Abundancia de las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias ocupan tan solo el 8% del volumen de la corteza terrestre. No obstante, si consideramos la superficie terrestre encontramos que más del 75% de la misma está constituída por rocas sedimentarias. O sea que, si bien, respecto a la totalidad de la corteza guardan un tenor muy subordinado en comparación con las rocas ígneas y metamórficas, se advierte que la porción más externa o superficial de la corteza aparece esencialmente formada por los materiales sedimentarios. Este concepto es de gran importancia en relación con las actividades humanas, que obviamente se desarrollan a nivel de la porción más superficial de la corteza del planeta.

Se ha estimado, además que los materiales sedimentarios poseen un volumen de 5 x 10^8 kilómetros cúbicos. Si bien la distribución de sedimentos no es pareja, ya que en algunos sitios de la corteza están prácticamente ausentes y en otros alcanzan espesores de varios miles de metros, el volumen mencionado permitiría cubrir la totalidad de la superficie terrestre con una lámina de alrededor de 810 metros de materiales sedimentarios.

A pesar de las numerosas variedades de sedimentos y sedimentitas, la mayor parte de los depósitos (un 95%) está constituída por psamitas, pelitas y rocas carbonáticas. De ellas las más importantes volumétricamente son las pelitas, a las que siguen en orden decreciente de abundancia las psamitas y las carbonáticas.

Los procesos formadores de rocas sedimentarias

Cuadro general del ciclo sedimentario. Eventos que llevan a la generación de las rocas sedimentarias y transformación de los materiales con el tiempo (Fig. 7).

Concepto de meteorizaoión: destrucción de las rocas por acción de agentes estáticos que operan en la atmósfera. Cuando la meteorización es provocada por acción física se denomina desintegración y cuando lo es por fenómenos químicos se la llama descomposición. La meteorización origina tres tipos de materiales: a) sustancias en solución, b) resistatos o materiales presentes en la roca original y que permanecen inalterados y c) nuevos minerales o minerales secundarios.

Agentes de erosión, transporte y depositación de los materiales sedimentarios. Los productos de la meteorización son movilizados principalmente por los siguientes agentes:

a) agente eolico
b) agente ácueo, en el que se reconocen mares y océanos, lagos, pantanos y ríos
c) agente glacial

Las rocas epiclásticas pueden formarse por la acción de cualquiera o varios de estos agentes, en tanto que las químicas sólo podran generarse en relación con los agentes ácueos. Respecto a estos últimos, las corrientes responsables de la movilización de clastos o materiales sedimentarios diversos varían con el agente: en los ríos y arroyos prevalece la corriente inducida por la fuerza de gravedad, en otros cuerpos de agua se destacan las corrientes asociadas con el oleaje; además, en los mares y océanos, se encuentran también las corrientes marinas y las corrientes provocadas por las mareas.

Acumulación de los sedimentos

Los productos sedimentarios tienen como sitios primordiales de acumulación a areas negativas de la superficie terrestre o regiones con topografía deprimida en relación con las áreas circundantes. Estos colosales recipientes de materiales sedimentarios reciben la denomina-

ción de cuencas sedimentarias o cuencas de depositación.

Las cuencas sedimentarias pueden ser de reducido tamaño (como algunos valles intermontanos de pocos centenares de kilómetros cuadrados) u ocupar extensísimas regiones de la superficie de la tierra (como ser- por ejemplo- los océanos). Su configuración o geometría es variable de lugar a lugar y en una misma cuenca también cambia con el correr del tiempo geológico; algunas han tenido una corta historia, en cambio otras han permanecido como cuencas durante decenas de millones de años. También resultan variables los espesores de rocas sedimentarias que en ellas se acumulan, ya que a veces la cubierta es tan solo de unas decenas de metros, mientras que en otras la potencia de la columna o pila de sedimentos y/o sedimentitas se mide en kilómetros. Es asimismo cambiante el carácter de los sedimentos que en ellas se acumulan, pues en algunas el relleno es más o menos constante en espacio y tiempo, en tanto que en otras resulta variable tanto en sentido areal como en el vertical.

La distribución de tipos de rocas sedimentarias, las dimensiones de las cuencas, los espesores de los depósitos son dependientes de a) las condiciones climáticas y tectónicas de la región donde se ubique la cuenca así como sus variaciones temporales, b) los ambientes de depositación, c) los agentes de transporte de los materiales, d) los factores biológicos y e) la naturaleza o constitución de los materiales sedimentarios disponibles.

En la Fig. 8 se muestra la distribución de las cuencas deposicionales en diversas regiones de la superficie terrestre, en estrecha vinculación con el modelo de tectónica global. Pueden reconocerse los siguientes ejemplos:

1) En los márgenes continentales activos o áreas de convergencia de placas.
   a) Trinchera
   b) Cuencas de antearco
   c) Cuencas de intraarco
   d) Cuencas de trasarco
2) En zonas de divergencia de placas
   a) Cuencas asociadas a cordilleras o dorsales oceánicas
   b) Cuencas de zonas de divergencia continentales, o "rifts"
3) Cuencas de los márgenes continentales pasivos: cuencas pericratónicas
4) Cuencas intracontinentales

Diagénesis de los sedimentos. Es el conjunto de cambios que experimentan los sedimentos una vez que han sido depositados. Los efectos más importantes de la diagénesis se logran a medida que los sedimentos van siendo sepultados por acumulación de materiales sedimentarios suprayacentes. Entre los diversos procesos diagenéticos vale mencionar a la compactación (reducción del espacio poroso de los sedimentos por acción de carga de la columna sedimentaria suprayacente; obviamente muy efectiva en rocas porosas como las pelitas), la cementación (precipitación de una sustancia cristalina en los poros de los sedimentos por circulación de soluciones saturadas; lleva a la litificación de buena parte de las rocas psefíticas, psamíticas y también biogénicas) y la recristalización (disolución parcial y reprecipitación de sustancias químicas que lleva normalmente al crecimiento de los cristales y a la inducación de las rocas químicas).

El metamorfismo es el proceso mediante el cual las rocas de la corteza terrestre sufren cambios mineralógicos y estructurales en respuesta a nuevas condiciones físico-químicas, distintas de aquellas que prevalecieron durante el origen primario de las rocas sujetas al mismo.

Los procesos metamórficos, que se realizan en estado sólido, son controlados por la temperatura, la presión y el tiempo. De ellos se excluyen la meteorización y diagénesis, que ocurren en niveles superficiales de la corteza.

El metamorfismo puede ser isoquímico, cuando las rocas metamórficas conservan la misma composición química que las rocas originales, o metasomático cuando cambia la composición de las rocas.

La Temperatura es el factor dominante. Cuando la misma aumenta por sobre los 200° C las reacciones entre minerales producen cambios en las rocas; sometidas a más de 700° C se funden originando líquidos anatécticos de composición granítica. Temperaturas mayores, que pueden llegar a 1000° C en el máximo grado del metamorfismo, se producen por contacto de un cuerpo ígneo con su roca de caja o en xenolitos contenidos en lavas.

La presión es el otro factor de importancia. Puede ser confinada o dirigida. La de más importancia en el proceso metamórfico es la presión confinada o litostática; la misma se incrementa en profundidad con la carga producto del espesor creciente de las rocas de la corteza ; a profundidades de aproximadamente 20 Km es del orden de 6000 atmósferas. A altas presiones las rocas se tornan plásticas, dúctiles y son capaces de moverse como fluídos espesos. La presión dirigida o tectónica se genera por esfuerzos compresivos, producto de movimientos corticales; puede originar localmente fajas de rocas trituradas conocidas como rocas cataclásticas, típicas de un metamorfismo dinámico. El caso general y frecuente es aquel en el que temperatura y presión actúan en forma conjunta.

El tiempo es un factor importante en el desarrollo del metamorfismo. Muchos cinturones metamórficos se desarrollaron a través de una larga historia geológica, como en el caso de los generados en el Precámbrico, que insumieron hasta varios cientos de millones de años para completar la evolución metamórfica de los mismos . En otros casos, como en el de los metamorfismos de contacto térmico o en metamorfismos dinámicos, el proceso es mucho más corto, completándose en

lapsos de tiempo que varían entre centenas de miles de años hasta pocos años en caso de fenómenos de contacto en cuerpos intrusivos pequeños.

Los tipos de metamorfismos y su situación geológica (ver fig. 9)

1) Metamorfismo regional. Se relaciona con procesos geológicos que operaron en escala mayor y ocurre en segmentos tectónicamente activos de la corteza terrestre conocidos como cinturones orogénicos ó cinturones móviles, donde se generaron altas temperaturas y fuertes presiones.

Las rocas formadas por este proceso se encuentran asociadas con rocas plutónicas tales como granitos. Se extienden en amplias regiones, que pueden alcanzar varios cientos de kilómetros de largo, como en las Sierras de Córdoba y San Luis en Argentina.

En el metamorfismo regional todos los agentes o controles tienden a trabajar en conjunto, el período de plegamiento de las rocas usualmente coincide con el metamorfismo y la perturbación tectónica profunda producida por la orogénia favorece la migración de materia y el emplazamiento de rocas ígneas.

En la corteza terrestre estos fenómenos ocurren en los bordes activos entre placas oceánicas y continentales, en las trincheras, donde se acumulan espesos prismas de sedimentos que se metamorfizan a altas presiones y bajas temperaturas, según un metamorfismo regional conocido como de soterramiento, que origina minerales típicos como el glaucófano. Otro lugar de ocurrencia es en amplias regiones internas de los continentes, sujetas a baja-intermedia y altas temperaturas (tipo dinamo-térmico).

2) Metamorfismo de contacto. Este es causado por el calor desarrollado por intrusiones magnáticas emplazadas en la corteza en rocas que poseen una temperatura menor a la de la intrusión ígnea. Desarrolla aureolas metamórficas que rodean los cuerpos intrusivos. El ancho de la aureola depende del tamaño del cuerpo intrusivo y de su temperatura (variable entre 700 y 1200°C) y la temperatura y composición de la roda de caja.

3) Metamorfismo dinámico. Este proceso, de desarrollo local, tiene lugar en zonas sujetas a fuertes movimientos corticales. La presión dirigida es su principal agente y sus productos son las rocas cataclásticas; el calor originado por la fricción y/ó la asociación de este fenómeno con efectos del metamorfismo regional pueden producir también una recristalización de las rocas afectadas por la molienda.

Se localiza en fajas delgadas en zonas orogénicas ó en áreas estables cratónicas.

Mineralogía de las rocas metamórficas

Los procesos metamórficos desarrollan minerales de iguales especies que los del dominio ígneo, tales como cuarzo, feldespatos, micas y anfiboles, además de otros que lo caracterizan, debido a que solo se forman en las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo. Entre estos últimos debemos destacar los minerales del grupo de la clorita, típicos del bajo grado metamórfico, los granates característicos del medio a alto grado según sea su composición, los silicatos de aluminio tales como la pirofilita (de bajo grado), la andalusita (de baja presión), la cianita y la sillimanita (de medio a alto grado) y otros como la mullita, cordierita, estaurolita y el epidoto. Estos minerales son típicos del metamorfismo y van acompañados en las rocas por feldespatos, micas (biotita o muscovita) y cuarzo.

El crecimiento de un mineral metamórfico (blastésis) depende de la composición de la roca originaria. En la Fig. 10 se presenta un diagrama ACF mostrando los campos de las rocas madres más comunes y la composición de algunos minerales metamórficos. El diagrama ACF muestra la variación de los componentes mayoritarios, excepto SiO_2 (cuarzo) que se asume está presente en exceso.

Las rocas metamórficas

Rocas madres: No obstante que cualquier clase de roca de la corteza terrestre puede sufrir metamorfismo y producir un derivado metamórfico, la mayoría de stas rocas son originadas a partir de un escaso número de rocas madres sedimentarias o ígneas. Los tipos más comunes se reconocen por su estructura (ejemplo la esquistosidad) y por su composición mineral (clorita, granate, etc.).

Entre las rocas más comunes de bajo grado metamórfico se encuentran las pizarras y filitas que derivan del metamorfismo de sedimentos arcillosos. Presentan grano fino, colores variables, son esquistosas y ricas en micas. Los esquistos son muy frecuentes en mediano grado metamórfico y tienen grano mineral más grueso que las anteriores y composición variable (cuarzo, feldespatos, micas, anfiboles, granate, etc.) según la roca madre de la que provengan. La estructura esquistosa es característica de ellos. Los gneises muestran grano medio a grueso y tienen una estructura bandeada. Están compuestos por cuarzo y feldespatos acompañados por otros minerales metamórficos tales como biotita, granate, epidoto, etc. Pueden derivar tanto

de rocas sedimentarias cuarzo-feldespáticas como de rocas ígneas; son típicas de terrenos de medio a alto grado metamórfico.

Las anfibolitas son los productos metamórficos tanto de rocas ígneas básicas como de sedimentos arcillosos-calcáreos. Estan compuestas por feldespatos calco-sódicos (plagiocasas) y anfíboles. La esquistosidad es pobre; son rocas macizas. Los mármoles están compuestos por calcita, de grano fino o grueso, eventualmente acompañada por otros minerales metamórficos ricos en calcio. Derivan del metamorfismo de calizas. Son frecuentes tanto en procesos regionales como de contacto.

Las cuarcitas son metamorfitas ricas en cuarzo (también se las conoce como metacuarcitas) derivadas de las cuarcitas sedimentarias Son rocas macizas generalmente de colores claros y proceden tanto del metamorfismo regional como de contacto.

Los hornfels son rocas típicas del metamorfismo de contacto. Son rocas de grano fino y presentan colores variados, generalmente oscuros. Derivan del metamorfismo de arcilitas y areniscas de grano fino.

Las granulitas son rocas de alto grado metamórfico, semejantes a gneises, pero con minerales metamórficos anhidros debido a la alta presión y temperatura de su formación.

Las migmatitas son rocas compuestas por dos elementos, uno metamórfico (usualmente esquistoso, tipo esquisto o gneis) y otro granítico dispuesto en forma de venas u ojos en íntima concordancia con el componente metamórfico.

Facies y series de facies metamórficas

Las facies metamórficas se definen como un conjunto de asociaciones minerales que son estables en condiciones particulares de presión y temperatura. Una serie de facies metamórfica es un conjunto de facies (ó asociaciones minerales) que pueden ser representadas en una curva o en una serie de curvas en un campo de equilibrio presión-temperatura. Esta curva o curvas también podrían ser interpretadas como de grado geotérmico.

El metamorfismo de contacto se caracteriza por las facies Hornfels albita-epidoto, hornfels hornblendíferos, hornfels piroxénicos y sanidinitas (ésta última la de mayor temperatura , puede alcanzar los 1000° C).

El metamorfismo regional ó dinamotérmico tiene dos facies mayores: la de los esquistos verdes (de grado bajo a medio) y la de las

anfibolitas (almandínicas o cordieríticas, según la presión).

Las facies más importantes del metamorfismo de soterramiento son las de Punpellcita y la de los Esquistos glaucofánicos.

EL CICLO DE LAS ROCAS

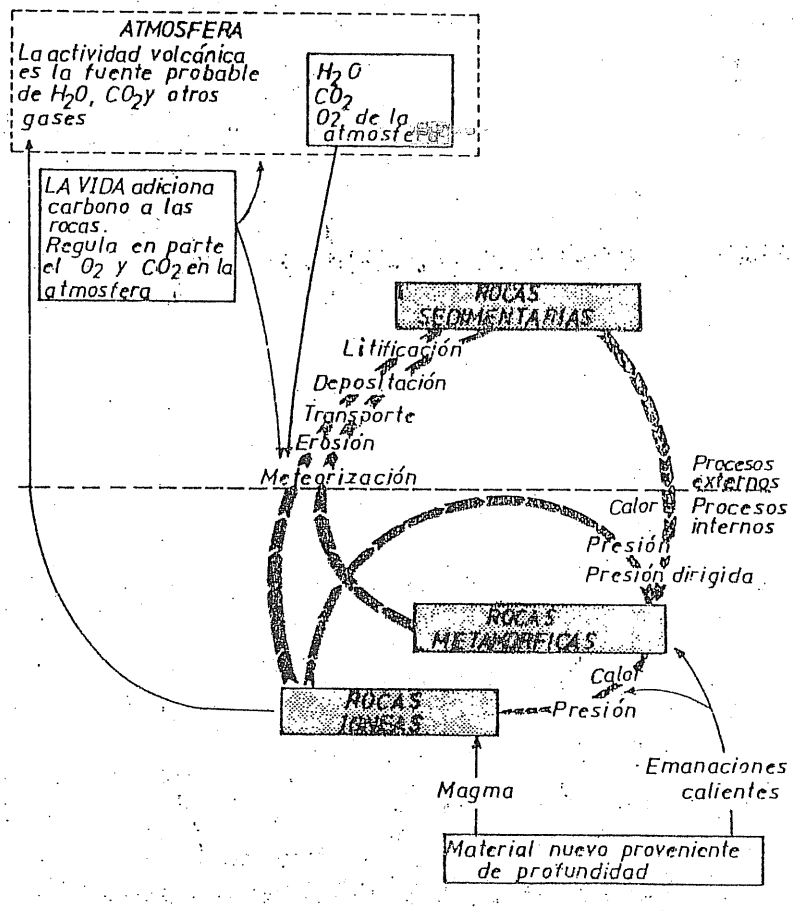


FIG 1

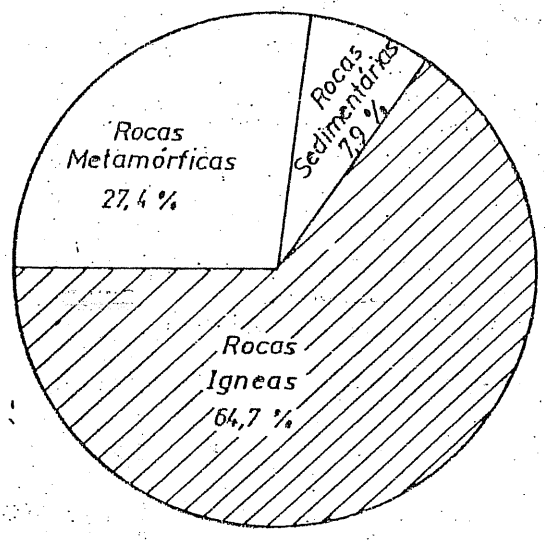
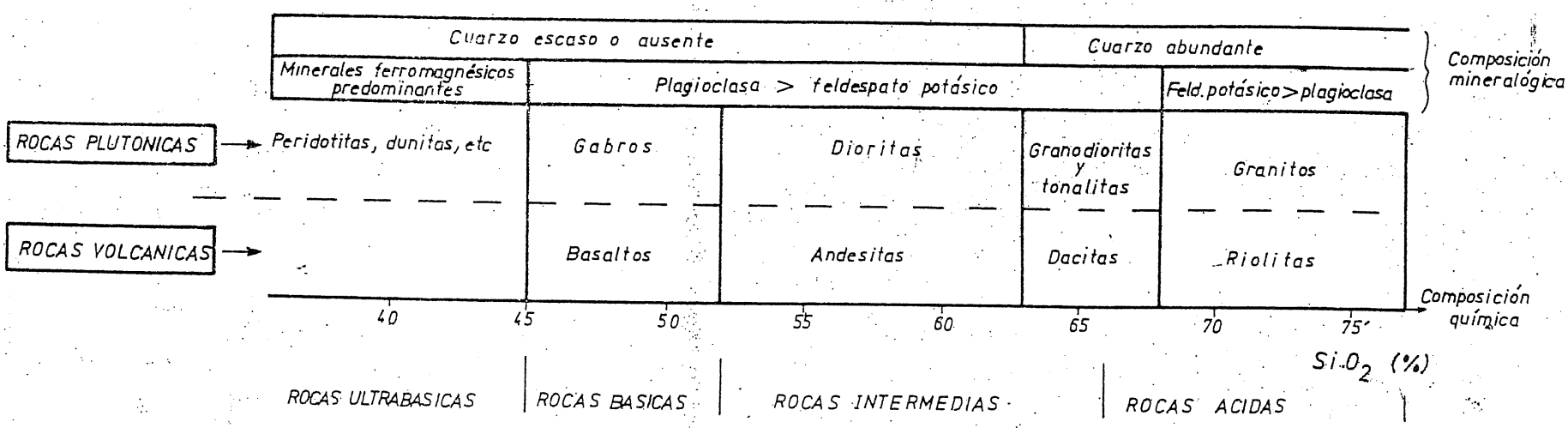


FIG 2

FIG 3 ESQUEMA QUIMICO-MINERALOGICO SIMPLIFICADO DE CLASIFICACION DE LAS ROCAS IGNEAS



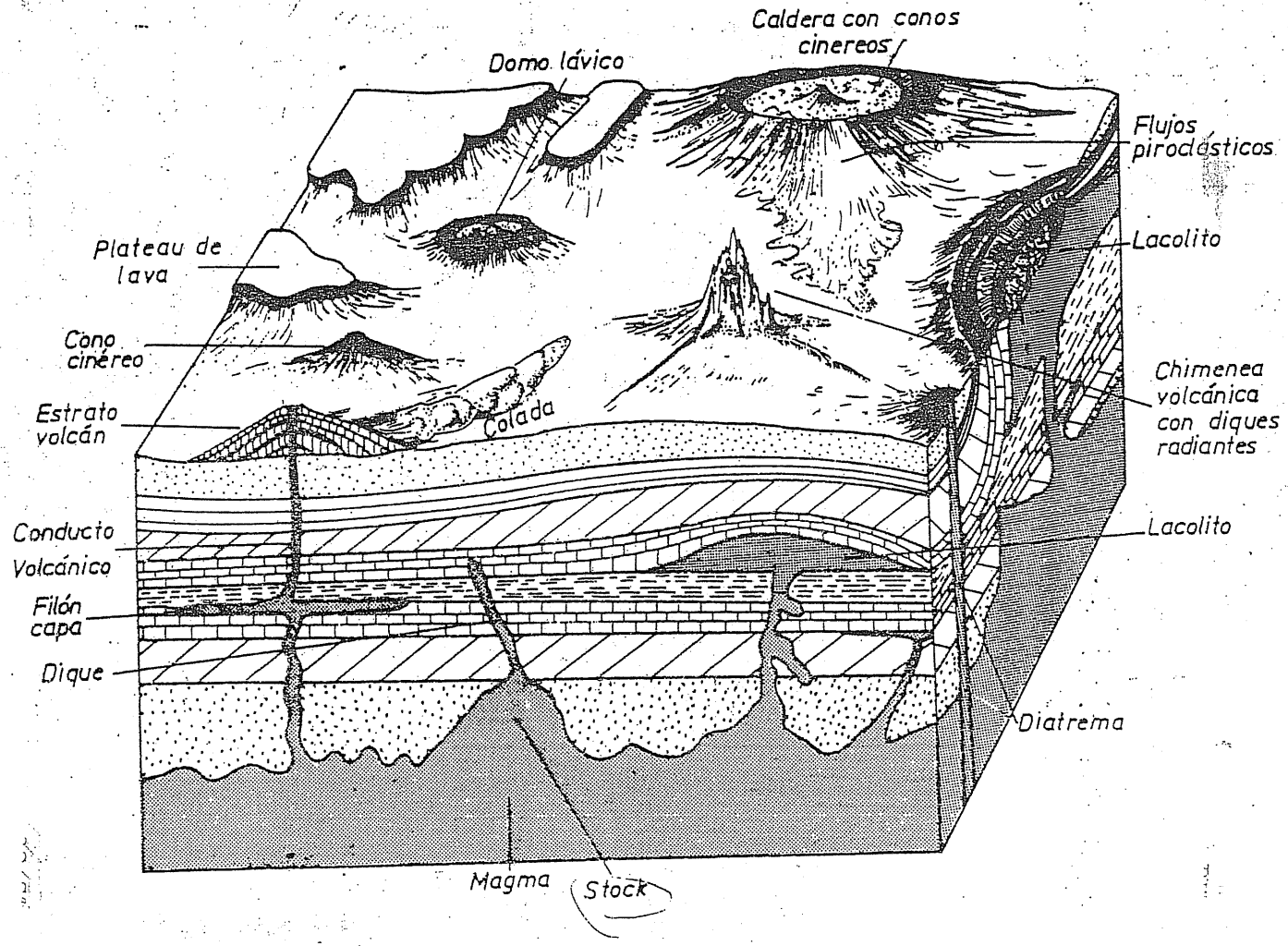
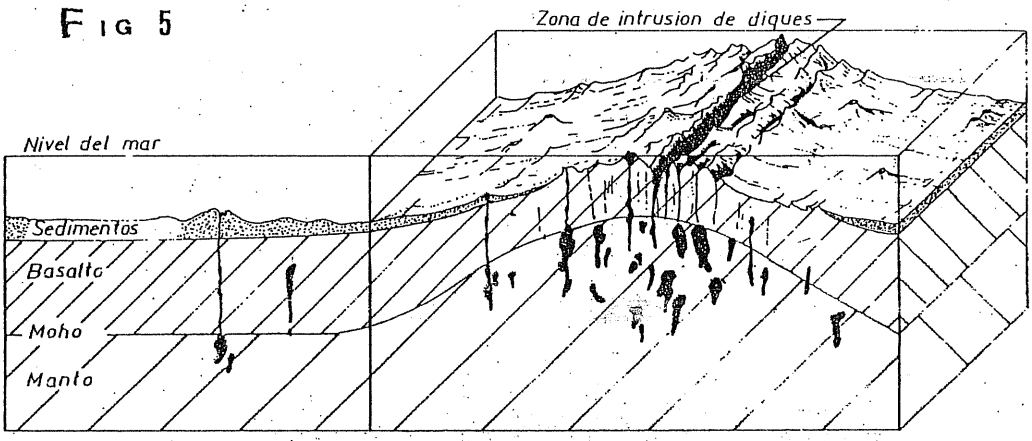

Caldera con conos cinereos
Domo lávico
Flujos piroclásticos
Plateau de lava
Lacolito
Cono cinéreo
Chimenea volcánica con diques radiantes
Estrato volcán
Colada
Conducto Volcánico
Lacolito
Filón capa
Dique
Diatrema
Magma
Stock

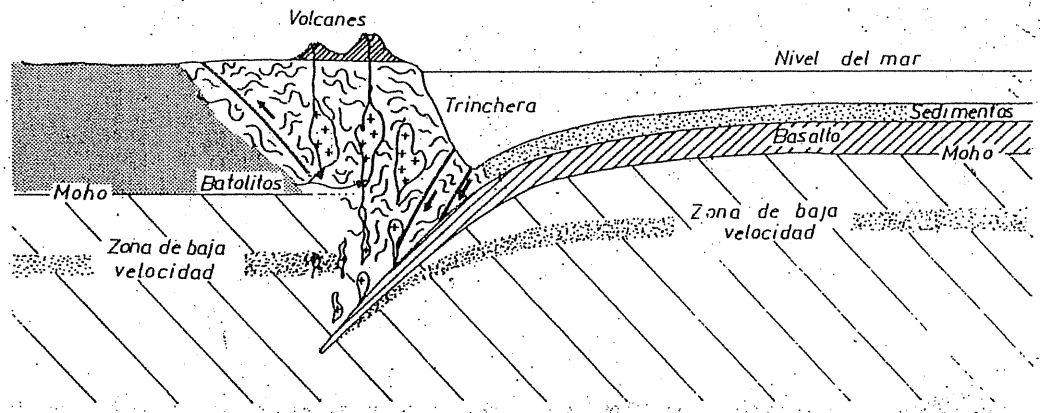
FIG 4

FIG 5



Formación de basaltos por fusión parcial de las rocas del manto superior en las dorsales oceánicas.

FIG 6



Formación de batolitos y volcanes en un margen de placa convergente.

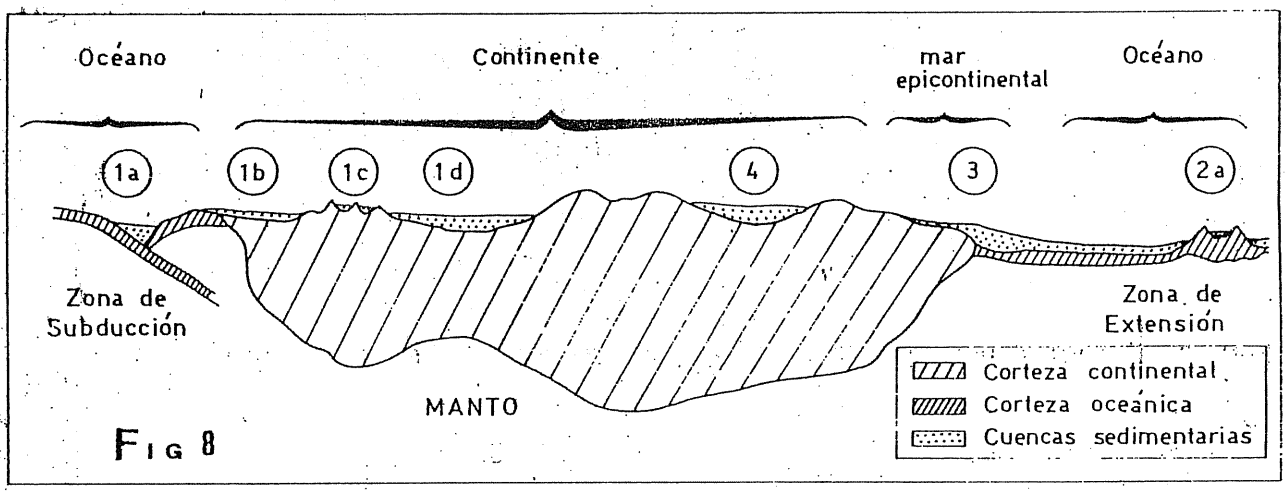


FIG 8

MINERALOGÍA

Facultad de Ingeniería
Departamento de Agrimensura
Cátedra de Geomorfología
Lic. Virginia Villamayor

UNIDAD TEMÁTICA

MINERALOGÍA

***Definición**: es la ciencia de los minerales, los cuales ya sea como elementos o compuestos, constituyen la parte sólida de la Tierra y el Universo. Los meteoritos proveen la información sobre los sólidos del Universo y el centro de la Tierra. Estudia científicamente a los minerales. Es una disciplina importante dentro de la Geología, ya que los minerales son los constituyentes de las rocas que forman la corteza terrestre.
Es la ciencia que trata de la forma, propiedades, composición, origen, relaciones mutuas y yacimientos de los minerales.

***MINERAL**: se puede definir como un sólido, homogéneo, natural, con una composición química definida y un ordenamiento atómico regular, o sea que forman parte de las sustancias cristalinas.
Deben tener un origen natural por lo que se excluyen las sustancias sintéticas obtenidas en laboratorio. Deben ser de origen inorgánico, con excepción de algunas sales provenientes de ácidos orgánicos: humboldita (oxalato de hierro), melita (melato de aluminio hidratado), ámbar (resina fosilizada de ciertas coníferas). La composición química definida dentro de ciertos límites. La composición homogénea se traduce en la uniformidad de las propiedades físicas y químicas, dentro de ciertos límites.
La estructura íntima cristalina hace referencia a la disposición geométrica regular de los átomos con una repetición periódica en todas direcciones. Algunos llaman mineraloides a sustancias como el ópalo al no presentar estructura cristalina.
Pero, encontramos que determinados compuestos, que son considerados minerales no responden completamente a esta definición. Por ej.: ópalo y vidrio volcánico (compuestos de sílice) no forman estructuras cristalinas, son compuestos llamados **amorfos**; la calcedonia es **criptocristalina**. El agua, que se considera el compuesto mineral más importante para el hombre, en CNTP (Condiciones Normales de Presión y Temperatura) se la encuentra al estado líquido. Estos son los casos más comunes. También tenemos compuestos que contienen, Ca – Na, Fe – Mg en proporción variable, desde un extremo puro al otro, o sea que no tienen una composición química definida. Estos compuestos forman "series", que otorgan cambios en las propiedades físicas y/o químicas, según las proporciones de uno u otro.
Todo esto hizo que se revea la definición, y se considere, según Nickel, E. y la Comisión de Nuevos Minerales y Nombres Minerales (1995), como definición de mineral a **todo aquel elemento o compuesto químico, normalmente cristalino, que haya sido formado como resultado de procesos geológicos**.
Los compuestos cristalinos, creados por el hombre, a partir de los elementos o por transformación de otros compuestos, para copiar a la naturaleza no son considerados minerales. Ej.: los diamantes industriales, formados a partir de carbón a muy altas presiones, y las piedras preciosas, que se forman a partir de "gérmenes", incluidos en una solución de la misma composición que la piedra que se desea formar y se denominan reconstituidas.
Las sustancias biogénicas y compuestos químicos producidos por procesos biológicos, sin componentes geológicos (cristales de oxalato en plantas, conchas marinas de moluscos) no son reconocidos como minerales. Pero si hay procesos geológicos que intervienen en la génesis de un compuesto, estos sí son aceptados como minerales.
Dada la importancia de los minerales, el origen de la Mineralogía se remonta a la Prehistoria. Uno de los primeros libros sobre "Piedras" fue escrito por el filósofo griego Theophrastus (372-287AC) pero es con el Renacimiento Europeo que se nota un mayor interés científico y tecnológico apareciendo una obra clásica sobre minerales, escrita por un experto en minas alemán, Agrícola, titulado "De Re Metallica" (1556) que después se tradujo al inglés. En 1669, Nicolaus Stëno, demuestra que los ángulos interfaciales de los cristales de cuarzo eran constantes, independientemente del desarrollo y formas de sus caras. Esto constituye la ley de los ángulos diedros y el inicio del estudio cristalográfico de los minerales.

En 1784, el abate francés J. Hauy, emite su hipótesis de que los cristales estarían formados por agregación de unidades estructurales idénticas, que denominó "moléculas integrantes".
En 1815, Cordier, inicia el estudio de minerales triturados y sumergidos en agua bajo el microscopio. Estas investigaciones en el campo de la óptica sufren un impulso en 1828 cuando Nicol inventa el polarizador, permitiendo la investigación sistemática de los minerales en base a sus propiedades ópticas, método ampliamente usado en la actualidad.
Entre 1830 y 1912, los trabajos consisten fundamentalmente en las determinaciones ópticas de los minerales. Es en 1912, en que se produce un gran evento con la demostración de Von Laue, quien descubre que los cristales difractan los Rx y que la interpretación de los diagramas de difracción, pueden dar la ubicación exacta de los átomos en el cristal. Los mineralogistas limitados hasta esa época a estudiar los minerales en base a la química, las propiedades ópticas, físicas y la forma externa de los cristales, pueden ahora investigar la estructura interna; a partir de este año cientos de estructuras han sido determinadas, los avances en los equipos han hecho posible mayores y más profundas investigaciones. Los Rx permiten determinar la estructura precisa de los cristales.
El uso de los minerales por el hombre día a día reviste mayor importancia y la expansión científica e industrial requiere cada día mayores volúmenes de minerales para los procesos tecnológicos. Es así como los primeros minerales utilizado como ser las arcillas para cerámica, óxidos de hierro y manganeso para pinturas, plata, oro y cobre para utensilios y adornos, etc., con el transcurso del tiempo se le agrega un gama de minerales útiles sobre todo para la obtención de metales; los minerales son la base de numerosas industrias. Existe una rama de la mineralogía dedicada exclusivamente al estudio económico de los minerales.

*CRISTALOGRAFÍA: es la rama de la mineralogía que se ocupa del estudio de los cristales.
CRISTAL es un sólido limitado por caras planas naturales, que son la expresión externa de la disposición atómica regular interior. Los cristales en general se forman a partir de soluciones, las cuales lentamente van precipitando bajo determinadas condiciones de presión y temperatura. Estas sustancias contienen uno o más componentes químicos o fases, que se depositan regularmente constituyendo el retículo cristalino. El tamaño de los cristales es variado ya que existen desde submicroscópicos hasta alcanzar metros de tamaño como es el caso del berilo (en Rusia, una mina de berilo se explotó en un solo cristal).
En la definición de cristal existe un requerimiento fundamental que es la disposición de los átomos-iones, para formar ese cristal. Hauy fue el primero que sugirió que los cristales tenían esta disposición regular de sus elementos, lo cual fue comprobado recién con la aparición del método de Difracción de Rayos X, ya que permite medir las dimensiones absolutas de las celdas de los minerales.
La expresión más simple de la disposición regular es la disposición en una fila de un átomo al lado de otro con un período "c" de identidad característico; estas filas de átomos, infinitas, se repiten sucesivamente en las tres dimensiones constituyendo la estructura atómica de los minerales; en esta disposición se pueden ubicar átomos AB alternadamente como ABC o ABCD o ABACD, etc.
Los cristales pueden ser:
*EUEDRALES: cuando presentan todas sus caras bien desarrolladas
*SUBEDRALES: presentan parte de sus caras desarrolladas
*ANEDRALES: no presentan caras
Para clasificar estos cristales se utilizan tres tipos de elementos:
1.- **Elementos geométricos**: caras, aristas y vértices
2.- **Elementos de simetría**: repetición regular de los elementos de un cristal. Son elementos direccionales que cumplen condiciones de simetría determinadas por el ordenamiento interno de los átomos. Estos son: ejes, planos y centros de simetría.
Estas disposiciones atómicas están vinculadas con elementos de simetría simples y compuestos.
Dentro de los elementos de simetría simple tenemos los planos (m) que tienen la propiedad de reproducir un motivo determinado exactamente similar del lado opuesto, es decir, una imagen especular.

Los ejes, que se representan con números pueden ser de orden 2 – 3 – 4 – 6 y reproducen por giro de 360° sobre los mismos, motivos idénticos, ya sea cada 180°, 120°, 90° o 60° y el centro de simetría es equivalente a un eje de retroinversión.
Bravais, 1850, demostró la existencia de 14 redes o paralelepípedos fundamentales.
Existen sistemas cristalinos que se subdividen en clases, de menor a mayor complejidad, conformando 32 clases de simetría que se agrupan en 7 sistemas cristalinos definidos por sus elementos de simetría y a su vez constituyen 3 grupos según su cruz axial.

Isométrico
*Cúbico o Isométrico con 5 clases

Dimétrico
*Tetragonal con 7 clases
*Trigonal o Romboédrico con 5 clases
*Hexagonal con 7 clases

Trimétrico
*Rómbico con 3 clases
*Triclínico, con 2 clases
Estos sistemas con sus clases están caracterizados por los elementos de simetría obligatoria de cada uno de ellos.
La orientación de los cristales se hace en relación a los ejes de la cruz axial. Los ejes se denominan a, b y c; los ángulos α, β y γ.
*En el sistema cúbico, la cruz axial tiene: $a=b=c$, $\alpha=\beta=\gamma=90°$
*En el sistema tetragonal, la cruz axial tiene: $a=b\neq c$, $\alpha=\beta=\gamma=90°$
*En el trigonal y hexagonal hay un eje más, el d y por ende un ángulo más, δ. Aquí la cruz es: $a=b=d\neq c$; $\alpha=\beta=\delta=90°$ con respecto a γ, pero ellos entre sí tienen 120°.
*En el rómbico los 3 ejes son de diferente magnitud, y los ángulos se mantienen a 90°.
*En el monoclínico, los 3 ejes son diferentes, el ángulo β es mayor de 90° y los otros 2 miden 90°.
*En el sistema triclínico los 3 ejes y los 3 ángulos tiene valores desiguales.

Para el estudio de los cristales se utiliza la proyección estereográfica, que consiste en representar en una red todos los elementos morfológicos y de simetría de un cristal. Sobre esta red se pueden realizar mediciones exactas y cálculos cristalográficos. Estas proyecciones permiten determinar con facilidad índices de las caras, zonas, ángulos interfaciales, etc.
La notación de las caras de un cristal se realiza por medio de índices (números sencillos) entre los cuales el más divulgado es el de Miller (índices de Miller). Por ej.: el índice (110) nos dice que la cara del cristal corta a los ejes a y b, y es paralela al eje c.
De la misma forma existen también, sistemas de notación para las zonas; el índice de Zona (001) quiere decir que el eje de zona es paralelo a c.
Externamente se puede realizar la medición de los ángulos interfaciales de los cristales con goniómetros de contacto, o goniómetros más complicados de reflexión.
Es común que los cristales se encuentren formando asociaciones entre las cuales son de destacar las **maclas**. Una **MACLA** consiste en una parte del cristal que se relaciona con otra de la misma composición, ya sea por un plano o un eje de macla. Es común en los feldespatos; así por ej., las plagioclasas tienen lo que se denomina macla polisintética o macla de albita, y la ortosa macla de Carlsbad.
Se produce por la cristalización conjunta de 2 o más cristales según una ley de simetría definida, por lo tanto, es la agrupación regular de 2 o más cristales según ciertas leyes en determinada posición.
3.- **Elementos cristalográficos**: sirven para ubicar un cuerpo en el espacio y para esto se utilizan una terna de ejes cristalográficos que denominamos cruz axial.

*ASPECTO DE LOS CRISTALES: de acuerdo a la forma en que se agrupan los cristales, van a presentar distinto aspecto exterior, de acuerdo a que predomine 1, 2 o 3 direcciones.
1.- **Columnares, fibrosos o aciculares**: desarrollo en una sola dirección. Talco
2.- **Tabulares, escamosos, laminares:** desarrollo en 2 direcciones, indicado por espesores decrecientes. Mica
3.- **Granulosos:** igual desarrollo en todas direcciones. Wolframita
Si alguno de estos aspectos de los cristales es el más característico o predominante se dice que el hábito de dicho mineral.

PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MINERALES

Las propiedades físicas de los minerales tienen estrecha relación con la estructura cristalina y la composición química de los mismos. El uso industrial de los minerales depende fundamentalmente de sus propiedades físicas; por ej., la elevada dureza del diamante hace que éste sea altamente abrasivo; las propiedades piezoeléctricas del cuarzo hacen que este mineral se utilice en electrónica, etc... Finalmente podemos decir que las propiedades físicas permiten la identificación de los minerales y es la primera determinación que se hace sobre ellos. A veces, por sí sola, alguna de ellas permite identificar al mineral. Veremos a continuación las propiedades físicas más importantes.
Una primer división se puede hacer en función de aquellas propiedades que dependen de la dirección, propiedades vectoriales: eléctricas, térmicas, ópticas, magnéticas y aquellas que no dependen de la dirección, propiedades escalares: peso específico, calor de fusión.
También se consideran aquellas propiedades que responden a:
1.- Propiedades que dependen de la **luz**: color, brillo, transparencia, fosforescencia, fluorescencia.
2.- Propiedades **sensoriales**: sabor, olor, tacto.
3.- Propiedades que dependen de la **estructura**: dureza, clivaje, fractura, tenacidad.
4.- **Peso específico**
5.- Propiedades que dependen del **calor**: magnetismo, electricidad y radiactividad.

*COLOR: el color de un mineral es una de las propiedades más llamativas e importantes y se pueden distinguir los minerales idiocromáticos que son los que tienen un color constante y característico propio del mineral y los alocromáticos cuyo color es variable. El color es una de las propiedades físicas más características y útiles para el diagnóstico de un mineral, está relacionado con la composición química y el contenido de elementos tales como el Fe, Ti, V, Cr, Cu entre otros, denominados cromósforos, que son los que dan distintos colores a los minerales. Está asociado a la absorción diferencial de las longitudes de onda componentes de la luz blanca por parte del mineral, o sea, es la reflexión de las longitudes de onda no absorbidas por éste.
Por ejemplo, un mineral es negro cuando absorbe todas las longitudes de onda, blanco cuando refleja todas y verde cuando refleja sólo la longitud correspondiente al verde.
Los minerales que tienen más de un color, ejemplos: blenda, el zinc es reemplazado por hierro y pasan de amarillentas a castañas hasta negras. El cuarzo por impurezas pasa de transparente a lechoso por inclusión de gases a rosado por presencia de hierro.

*RAYA. Lo mismo sucede con el color del polvo fino que es la raya del mineral. El mineral puede presentar coloraciones variadas, pero el color del polvo siempre es el mismo. Por ejemplo las variedades del cuarzo pueden ser blancas, violetas, rosadas, pero el polvo siempre es blanco. Es un índice diagnóstico más constante.
Una forma rápida de obtener el color del polvo del mineral es rayarlo contra una superficie plana, blanca, áspera y dura donde quedará impresa la huella (raya) con el color característico del mineral.

*BRILLO: la luz que incide en un mineral se refleja y la impresión de esta reflexión es lo que se denomina brillo del mineral. El brillo está vinculado con el índice de refracción del mineral y es un valor diagnóstico; así se conoce el brillo vítreo (la mayoría de los minerales transparentes, cuarzo, granate, fluorita), adamantino (diamante, rutilo), metálico (minerales con índice de refracción superior a 3, hematita, cuprita), nacarado (minerales transparentes y con muy buen clivaje, yeso, micas), sedoso (minerales con fibrosidad fina y paralela, baritina fibrosa) etc. Para una mejor observación del brillo se lo debe hacer, en lo posible sobre superficies planas, recientes y lo menos alteradas posibles.

*TRANSPARENCIA O DIAFANIDAD: es la propiedad de dejar pasar la luz.
TRANSPARENTES: permite ver el contorno de un objeto a través de él. Cristal de roca, topacio.
TRANSLÚCIDOS: transmiten la luz pero no vemos el contorno. Esmeralda, cinabrio.
OPACOS: no permiten el paso de la luz. Pirita, grafito.
Para los minerales que permiten el paso de la luz se utiliza el microscopio petrográfico. Para los que son opacos se usa el microscopio calcográfico.

*LUMINISCENCIA: la luminiscencia es usualmente producida por radiación sobre un mineral, generalmente se utiliza luz ultravioleta. Distinguimos la **fluorescencia** que es la emisión de luz durante el tiempo de irradiación solamente y la **fosforescencia** cuando la emisión de luz continúa después de producida la irradiación.
Es muy útil en la prospección de minerales con características fluorescentes tales como la schellita y algunos minerales de uranio.

*PROPIEDADES SENSORIALES: a través del tacto, olor, sabor.
Ej.: azufre por el olor, el talco es untuoso al tacto.

*DUREZA: es una de las propiedades físicas más importantes, especialmente en lo que concierne a las propiedades diagnósticas de los minerales. Es el grado de resistencia que puede ofrecer un mineral cualquiera a los efectos mecánicos externos, en particular el rayado.
Ya en 1822, el mineralogista austriaco Mohs propuso una **escala relativa** de dureza para los minerales y que es la siguiente:
1-Talco
2-Yeso
3-Calcita
4-Fluorita
5-Apatito
6-Ortosa
7-Cuarzo
8-Topacio
9-Corindón
10-Diamante
Cada uno de estos minerales es rayado por el que sigue en la escala.
Otro método relativo de medir la dureza de los minerales es con la uña del dedo, cuya dureza se estima en 2.5 y con cortaplumas cuya dureza se estima en 5.5, un vidrio tiene una dureza de 5.6
La dureza de los minerales como las otras propiedades físicas se encuentra íntimamente ligada a la exposición atómica de los minerales, por lo tanto, la dureza depende de la dirección en se raye el mineral; por ej.: la dureza de la cianita sobre un plano (100) es de 4.5 (dirección del eje c), y de 6.5 en la dirección del eje b.
En forma absoluta se puede determinar mediante ciertos aparatos, por ej. el **esclerómetro.** El grado de dureza se determina con facilidad o dificultad.

Por razones de practicidad se los puede agrupar en:
a.- muy blandos: se rayan con la uña: talco y yeso.
b.- blandos: se rayan fácilmente con una punta de acero: calcita y Fluorita.

c.- semiduros: se rayan dificultosamente con una punta de acero: apatita y ortosa, se los puede rayar con una punta de vidrio.
d.- duros y muy duros: no se rayan ni con acero ni con vidrio, cuarzo, topacio, corindón y diamante.

***CLIVAJE Y FRACTURA**: el clivaje está relacionado con la estructura cristalina del mineral. En función de esta propiedad, el mineral se separa por planos lisos, paralelos a caras existentes o posibles caras del cristal, coincidentes con planos de elevada (planos de clivaje) densidad atómica y enlaces débiles en ciertas direcciones, por lo tanto es una propiedad vectorial. Desde muy perfecto como las micas, hasta imperfecto como es el caso de la apatita y el berilo.
No todos los minerales poseen clivaje y el tamaño de los planos dependerá del tamaño de los cristales.
La fractura ocurre cuando el mineral se rompe sin relación con la estructura atómica. Hay minerales que siempre presentan fractura y otras siempre clivaje.
Existen distintos tipos de fracturas, tales como concoide, ganchuda, astillosa, irregular, etc.
Un mineral puede tener fractura y clivaje. También puede darse clivaje en una dirección y fractura en otra.
Son elementos distintivos de cada uno de los minerales.

***TENACIDAD**: resistencia que ofrece el mineral a ser roto (ruptura), molido (trituración), doblado (curvatura) o seccionado.
Existen los siguientes casos: elasticidad, flexibilidad, fragilidad, maleabilidad y selectibilidad.
En la identificación de las especies minerales es una propiedad de segundo orden, aunque pueden ser características de algunas de ellas.

***DENSIDAD**: la densidad (δ) de un mineral es la masa por la unidad de volumen y se expresa en g/cm^3.
El **PESO ESPECÍFICO** (ρ) es la relación entre la densidad del mineral y la densidad del agua. También se puede expresar como la relación entre el peso del mineral por unidad de volumen. Depende de la clase de átomos y de su empaquetamiento (ordenamiento atómico). El peso específico puede ser: alto, medio o bajo.
Los valores de densidad son variables, dependiendo fundamentalmente de la estructura y composición del mineral. Por ej.: la tridimita tiene una densidad de 2.26, la aragonita 2.93, la wuiterita 4.31, la serucita 6.58.
En base al principio de la densidad se pueden realizar separaciones o concentraciones de minerales en livianos y pesados, utilizando por ej. el bromoformo, líquido con una densidad de 2.9.
También se pueden realizar mezclas de líquidos de acuerdo a la densidad que se desea utilizar.

***MAGNETISMO**: es la propiedad que tienen los minerales de ser atraídos por un imán.
Son minerales magnéticos, principalmente los que contienen hierro, tales como la magnetita, la pirrotina y otros. Los minerales en su gran mayoría tienen lo que se denomina una susceptibilidad magnética la cual es aprovechada para realizar la separación de los mismos para su enriquecimiento; inclusive se utiliza mucho en la prospección geofísica a través de magnetómetros. Se distinguen minerales diamagnéticos que son ligeramente repelidos por un imán, y paramagnéticos que son ligeramente atraídos por un imán.

***PROPIEDADES ELÉCTRICAS**: de acuerdo con las propiedades eléctricas los minerales pueden ser divididos en 2 grupos: los conductores y los no conductores. Los primeros en general son de tipo metálico.
En el grupo de los minerales no conductores es posible inducir cargas eléctricas por cambios en la temperatura (piroelectricidad) o ejerciendo presión sobre los minerales (piezoelectricidad). Esta última se puede observar en cristales de turmalina, en azufre y en óxido de plomo.
Entre lo minerales piezoeléctricos se encuentran cristales de cuarzo, los cuales cortados en determinadas direcciones cristalográficas son utilizados en electrónica.

*RADIOACTIVIDAD: la radioactividad de los minerales está vinculada a la presencia de uranio y torio principalmente en su composición. Como es sabido, los átomos de uranio y torio se desintegran espontáneamente, acompañada por la emisión de 3 tipos de radiación: **radiación** α que consiste en núcleos de He cargados positivamente, **radiación** β que consiste en electrones cargados negativamente y la **radiación** γ que tiene la naturaleza de los rayos X.
La radiación es detectable con contadores Geiger o Cintilómetros. El producto final de la desintegración de uranio y torio es el plomo según la ecuación siguiente:

U^{238} ---------- $Pb^{206} + 8\ He^4$

U^{235} ---------- $Pb^{207} + 7\ He^4$

Th^{232} ---------- $Pb^{208} + 6\ He^4$

Este proceso hace posible la datación (obtención de edades) de las rocas.

*POLIMORFISMO E ISOMORFISMO:
Existen en la naturaleza distintas sustancias que tienen la misma estructura cristalina y composiciones químicas semejantes, pero que varían dentro de ciertos límites. Conceptos de suma importancia en la cristaloquímica de los minerales.
Compuestos por átomos e iones con radio y polaridad análogas, en la estructura e implícitamente en su estructura cristalina, lo que les permite intercambiarse, dando cristales mixtos en todas las proporciones o en proporciones limitadas, estas son las sustancias llamadas **ISOMORFAS**. Ej. es la ALBITA (Na) y la ANORTITA (Ca) – que son los extremos de la serie de las PLAGIOCLASAS. Cristalizan en el sistema triclínico. O sea, tienen la misma estructura cristalina pero presentan variaciones en la composición química, dando compuestos puros en los extremos como límites.
POLIMORFISMO es la capacidad que tienen ciertas sustancias de experimentar cambios – modificaciones – en su estructura cristalina. Son sustancias que poseen igual composición química y estructuras cristalinas diferentes por lo que se consideran especies minerales distintas.
Ej.:

CO_3Ca -------- CALCITA, trigonal
-------- ARAGONITA, rómbica

C ---------- GRAFITO, hexagonal
---------- DIAMANTE, cúbico

Para realizar análisis microscópicos de mayor precisión tenemos: microscopio petrográfico y calcográfico, la balanza de Jolly, el picnómetro (para determinar pesos específicos).
Para determinaciones a través de propiedades químicas tenemos los ensayos por vía seca o pirognósticos, no siendo necesarias diluciones. Y ensayos por vía húmeda que requieren ácidos, álcalis y reactivos específicos.

***Por vía seca**, tenemos: soplete, mechero Bunsen con boquilla, una lamparilla de alcohol o una vela. Una placa de acero sirve de yunque. Un martillo pequeño, un mortero pequeño, preferentemente de ágata. Bloques de carbón. Placas de yeso. Pinzas. Alambre de platino. Imán de herradura o de barra. Filtros de colores tipo Merwin. Tubos de vidrio. Lima (triángulo). Papel de tornasol. Papel de cúrcuma. Tetraborato sódico (bórax). Fosfato soda amónico (sal microcósmica). Carbonato sódico. Fundente de von Kobell (yoduro potásico y azufre). Solución de nitrato de cobalto. Trazos pequeños de papel de estaño.

***Vía húmeda**: ácido clorhídrico, ácido nítrico, ácido sulfúrico. Hidróxido de sodio, hidróxido de amonio. Solución de cloruro bárico. Solución de nitrato de plata. Solución de molibdato amónico. Solución de oxalato amónico. Tubos de ensayo. Cápsulas de evaporación. Embudos. Papel de filtro.

*Análisis espectroquímico: emisión de energía radiante específica que identifica al elemento emisor de dicha energía. Se realiza mediante un espectrógrafo, que consta de 3 partes principales: una fuente que suministra la energía para excitar al átomo; una que dispersa la energía radiante en sus partes componentes de distintas longitudes de onda – una rendija que dirige la energía hacia un prisma o retícula de difracción -; y por último una que registra las longitudes de onda con fines de identificación (película fotográfica o placa).

*Análisis de la gota: método sencillo para reconocer los elementos químicos poniendo en contacto sobre un papel de filtro o una placa de porcelana una gota de solución a ensayar con una o dos de un reactivo apropiado.

MINERALOGÍA DETERMINATIVA

Se puede definir como la ciencia de identificar un mineral en base a sus propiedades físicas, químicas y ópticas.
La identificación de un mineral requiere cuidado, tiempo y experiencia. Una secuencia a los pasos a seguir sería la siguiente:

a- determinación de la forma cristalina
b- determinación del hábito de los agregados cristalinos.
c- Tipo de clivaje y fractura
d- Determinación de la dureza del mineral
e- Tipo de brillo y color
f- Color de la raya del mineral
g- Determinación de la densidad del mineral
h- Ensayos químicos

Cuando se han obtenido todos los resultados se puede confrontar en tablas para la identificación del mineral en base a los ensayos mencionados; además existen métodos más exactos de determinación como ser:

*ANÁLISIS TÉRMICO DIFERENCIAL (ATD): minerales que experimentan transformaciones a temperaturas que no exceden los 1200°C, se basa en los cambios que se producen en los minerales al ser sometidos a temperaturas crecientes. Es apropiado para minerales que absorben o liberan energía al ser calentados como consecuencia de transformaciones tales como deshidratación, oxidación, inversión, descomposición y cambios de fase. Los minerales de arcilla, carbonatos, óxidos hidratados y zeolitas son los más indicados para este método analítico. Cuando durante el experimento se produce liberación de calor, la reacción se denomina exotérmica. Por el contrario, cuando hay absorción de calor, la reacción se denomina endotérmica.
Por ej., la caolinita (una arcilla) presenta un pico endotérmico de deshidratación a los 600°C y un pico exotérmico en 1000°C que corresponde a la cristalización de corindón. Este tipo de ensayo tiene valor diagnóstico y tecnológico, ya que indica las temperaturas en que se producen los cambios en la estructura mineral. Otro método es el térmico ponderal, que básicamente registra la pérdida de peso con el incremento de la temperatura.

*DIFRACCIÓN DE RAYOS X: los cuerpos cristalinos están constituidos por unidades dispuestos según modelos tridimensionales definidos y como el espaciamiento entre aquellos es del mismo orden de magnitud que las longitudes de onda de los RX, éstos serán difractados por las capas de dichas unidades. Cuando un átomo se encuentra en un campo de Rx, sus electrones vibran con la misma frecuencia que los rayos, absorben energía y la vuelven a emitir, proceso que se denomina difracción. El diagrama de difracción de una sustancia es característico de la misma, debido a la cual puede ser utilizado para la identificación de cuerpos cristalinos.
Se basa en la ecuación de Bragg, que dice que

$$n\lambda = 2d.\text{sen}\theta$$

donde n es un número entero de longitudes de onda; d es el espaciado de las familias de planos atómicos y θ el ángulo de difracción. En la ecuación se conoce λ (longitud de los rayos X para anticátodo de Cu: 1.54 Å, por ej.) y θ se mide en las películas o diagramas que se obtienen. Esta ecuación nos permite calcular d, que es el espaciado interatómico de las familias de planos del mineral.
Los equipos de difracción de Rayos X y sus accesorios permiten realizar análisis sobre muestras molidas o en polvo, o sobre monocristales. Los valores de d y las intensidades nos permiten identificar el mineral en forma exacta, confrontando los valores con tablas que realiza el comité de estándares para Rayos X. En la actualidad existen 2300 especies minerales registradas.
El estudio detallado y completo con difracción de Rayos X permite determinar la estructura de los minerales.

Se aplica además, al estudio mineralógico métodos y equipos modernos como ser el microscopio electrónico, la microsonda, espectroscopia de infrarrojo, activación con neutrones, espectroscopia mosbauer, etc.

SISTEMÁTICA DE MINERALES

La unidad básica en la sistemática de los minerales es la especie. Una especie mineral es ***una sustancia natural, homogénea, de origen inorgánico, con una composición química definida, que posee propiedades físicas características y normalmente cristalinas.***
A través del tiempo, las clasificaciones mineralógicas se habían hecho en base a distintos conceptos como las propiedades físicas de los minerales, su forma externa o sus yacimientos.
Modernamente, a partir del estudio de sus propiedades químicas y principalmente de las estructuras cristalinas se ha dado a la cristaloquímica la base de la clasificación de las especies minerales.
El criterio para la clasificación de los minerales, según STRUNZ, es la estructura cristalina y la composición química; se los divide en las siguientes clases:
1.- Elementos nativos y sus aleaciones
2.- Sulfuros, seleniuros, teluros, arseniuros
3.- Halogenuros
4.- Óxidos e hidróxidos
5.- Nitratos, carbonatos y boratos
6.- Sulfatos, cromatos,
7.- Molibdatos y wolframatos
8.- Fosfatos, arseniatos y vanadatos
9.- Silicatos
10.- Sustancias orgánicas: oxalatos, melatos, ámbar

1-**Elementos nativos** (oro, plata, cobre, azufre, carbón). En la corteza algunos minerales se encuentran conformados sólo por elementos de la tabla periódica, sin combinarse con otros. Pueden ser tanto metales como semimetales y no metales (metaloides). Son unos 30 elementos, conformando menos del 0,1% de la corteza terrestre, eliminando el O y N. Se debe a su dificultad para combinarse con otros elementos o la acción favorable de un ambiente reductor.
Los metales son, en general, más bien blandos, maleables, buenos conductores del calor y electricidad, brillo metálico y alto peso específico. No son muy duros. La mayoría cristaliza en el sistema cúbico. Oro, plata, platino, cobre.
Los semimetales tienen baja dureza y buen clivaje, lo que los diferencia de los anteriores. Antimonio, arsénico, bismuto.
Los no metales no tienen propiedades generales comunes. Grafito, diamante, azufre.

2- **Sulfuros y sulfosales**. Comprende la mayoría de las menas minerales. Se incluyen teluros, seleniuros, arseniuros y antimoniuros. Son compuestos simples de azufre con metales o no metales, o compuestos dobles para el caso de las sulfosales, no oxigenados.

Aunque constituyen aproximadamente el 0,15% de la corteza terrestre, la importancia por el factor económico debido a la presencia de metales (zinc, plomo, plata, cobre). Se observan en yacimientos de origen hidrotermal.
Ejemplos: argentita SAg_2, galena SPb, esfalerita SZn, pirita S_2Fe
Tiene alto peso específico, brillo metálico característico (raro adamantino como la blenda) y clivaje bueno. En general son opacos, con raya coloreada, conductividad eléctrica y térmica elevada. Dureza menor a 5, salvo la pirita.

3- **Halogenuros**. Son combinaciones de halógenos (Cl^-, Br, I, F) con metales y no metales livianos con enlaces iónicos.
Las combinaciones con cloro y flúor son las más abundantes. Los cloruros son los más abundantes y numerosos, aparecen principalmente como producto de la evaporación de antiguos mares o lagos salados, mientras que los fluoruros aparecen formados por condiciones endógenas (filones y pegmatitas)
En general tienen peso específico bajo a medio, brillo vítreo, incoloros o con colores claros alocromáticos y algunos de difícil disolución en agua.
Ejemplos: halita ClNa, silvita ClK, Fluorita F_2Ca, criolita, carnalita

4- **Óxidos e hidróxidos**: Son combinaciones de metales y no metales con O_2 o con OH^-. Es una clase importante sobre todo en las capas superficiales de la corteza donde puede penetrar el O_2 libre de la atmósfera y oxidar las sustancias. En general tienen alto peso específico, colores oscuros y brillo metálico o mate.
Los que tienen enlace iónico tienen estructura cristalina firme lo que les da gran dureza, 6 a 9, elevada estabilidad química, baja solubilidad, alto punto de fusión.
Los hidratados con estructura estratificada, baja dureza y buen clivaje.
Muchos minerales sin principalmente opacos, brillo semimetálico y algunos con propiedades magnéticas. Los compuestos de Al y Mg no tienen color o son alocromáticos, en cambio los de Fe, Cr, Mn tienen colores oscuros e intensos.
Ejemplos: cuprita Cu, magnetita Fe, hematita Fe, rutilo Ti, casiterita Sn, pirolusita Mn, uraninita U, bucita, bohemita Fe, manganita Mn, gibsita Al, etc
Nota: si bien el cuarzo es un óxido, debido a su estructura se lo ve junto con los silicatos.
5- **Carbonatos, nitratos y boratos**. Son combinaciones de los aniones $CO^=$, NO^- y BO^{-3} con cationes como Mg, Ca, Fe, Zn y Pb. En general tienen durezas cercanas a 3, brillo vítreo y muy buen clivaje.
Tratados con ácido producen CO_2, con efervescencia.
Los nitratos son sales principalmente de Na y K.
Ejemplos: calcita Ca, siderita Fe, dolomita K, serucita Pb, whiterita Zn, kernita, borax, colemanita

6- **Sulfatos, cromatos, molibdatos y tungstatos** (wolframatos) Son sales correspondientes a los aniones SO_4^{-2}, CrO_4^{-2}, MoO_4^{-2} y WO_4^{-2}.
Los sulfatos son los más importantes y diversos, pero los estables son pocos. Sólo cuando se combinan con cationes grandes como Ba^2, Sr^2 o Pb^2.
Ejemplos: yeso Ca, anhidrita Ca, baritina Ba, wolframita Fe y Mn.

7- **Fosfatos** (xenotima, monacita, apatita, turquesa), **arseniatos, vanadatos** (carnotita, tyuyamunita). Sales correspondientes que resultan de la combinación de cationes pentavalentes que tienen gran afinidad con el O_2 libre de la naturaleza y se forman aniones trivalentes. No tienen características generales.
Ejemplos: apatita fosfato de calcio, triplita fosfato de hierro y manganeso.

8- **Silicatos**. Incluyen un elevado número de minerales alcanzando a totalizar un tercio de todas las especies conocidas. En la corteza se ha estimado que alrededor del 95% son silicatos. El predominio de los silicatos y aluminosilicatos reflejan la abundancia de oxígeno, sílice, y aluminio cuyos porcentajes son:

O: 47%; Si: 28%; Al: 8%.
Estudios detallados han determinado que el retículo cristalino está constituido por un tetraedro, en el que cada átomo de silicio se ubica en el centro y los oxígenos en los vértices. Con una estructura básica $(SiO_4)^{-4}$. Estos tetraedros pueden estar aislados o combinados y de acuerdo a esto reconocemos las siguientes subclases
Nesosilicatos: constituidos por tetraedros independientes de SiO_4^{-4} 1:4; el mineral típico es la olivina de hierro y magnesio, granates
Sorosilicatos: constituidos por 2 tetraedros, conformando el grupo $Si_2O_7^{-6}$ 2:7. Mineral típico es la hemimorfita $Zn_4Si_2O_7(HO)_2H_2O$ y los epidotos que en realidad son una combinación de neso y sorosilicatos.
Ciclosilicatos: la unión de los tetraedros conforman un anillo; puede ser de 3, 4 o 6 tetraedros, ej. el berilo $Be_3Al_2Si_6O_{18}$, anillo de 6 tetraedros y la turmalina con Fe y B. La relación es 1:3 multiplicado por 3, 4 o 6 según corresponda.
Inosilicatos: constituyen cadenas, que pueden ser simples o dobles, coincidentes con el eje C. Anfiboles de cadenas dobles y piroxenos de cadenas simples. Los anfiboles presentan moléculas de agua en su composición.
Ejemplos: piroxenos Espodumeno de litio y aluminio, wollastonita de calcio. Anfiboles anfibolita de hierro y magnesio, hornblenda
Filosilicatos: los tetraedros forman láminas planas. Comparten 3 de sus 4 oxígenos dando lugar a estas estructuras planas. La relación es 2:5.
Ejemplo: las más importantes son la familia de las micas (moscovita de K y biotita de Fe y Mg) y arcillas. En general los radicales son sílicoaluminatos por la introducción de un átomo de aluminio en lugar de 1 de silicio.
Tectosilicatos: los tetraedros de sílice se ubican como si estuviese en las esquinas de una red tridimensional. Son muy complejos porque cada tetraedro comparte sus 4 oxígenos. La relación es 1:2. El cuarzo y la tridimita.
Hay 3 grupos importantes:
La familia de la sílice: con cuarzo, ópalo y calcedonia.
La familia de los feldespatos: dentro de éstos tenemos los potásicos o alcalinos como la ortosa u ortoclasa y los calcosódicos como las plagioclasas, las que forman una serie continua desde una extremo cálcico al sódico. Son muy abundantes en la naturaleza. En determinados climas tropicales la sílice de los feldespatos se puede lavar, eliminar o lixiviar formando las bauxitas.
La familia de los feldespatoides: son aquellos que se forman en ambientes con deficiencias en sílice, leucita y nefelina.

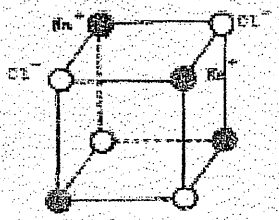


Fig.1

Extrapture de la halite (ClNa)

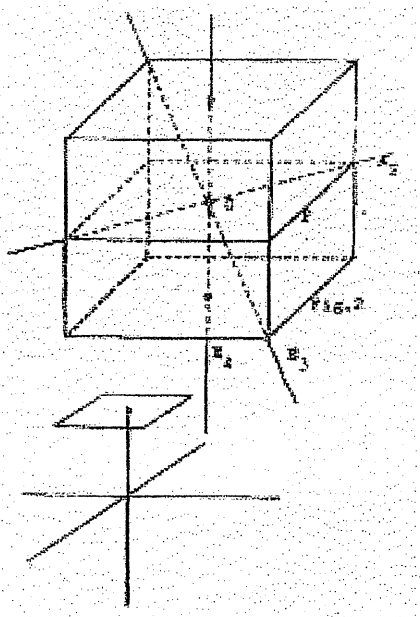


Fig.2

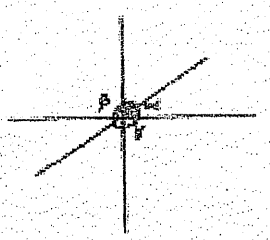


Fig.3

Fig.4

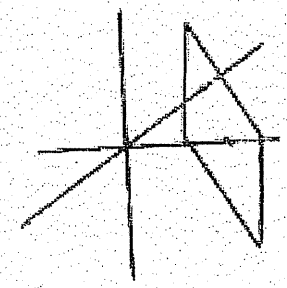


Fig.5

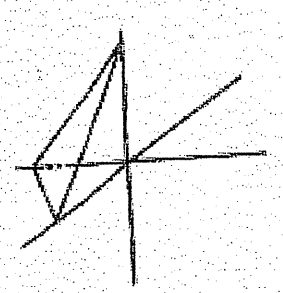


Fig.6

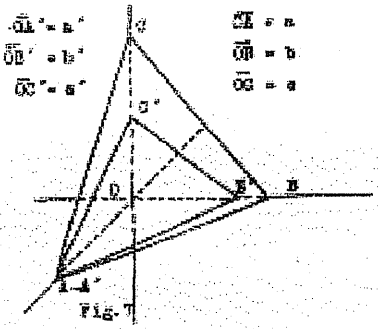


Fig.7

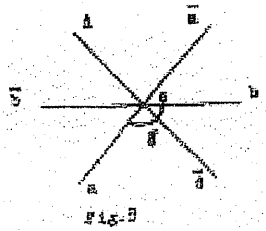
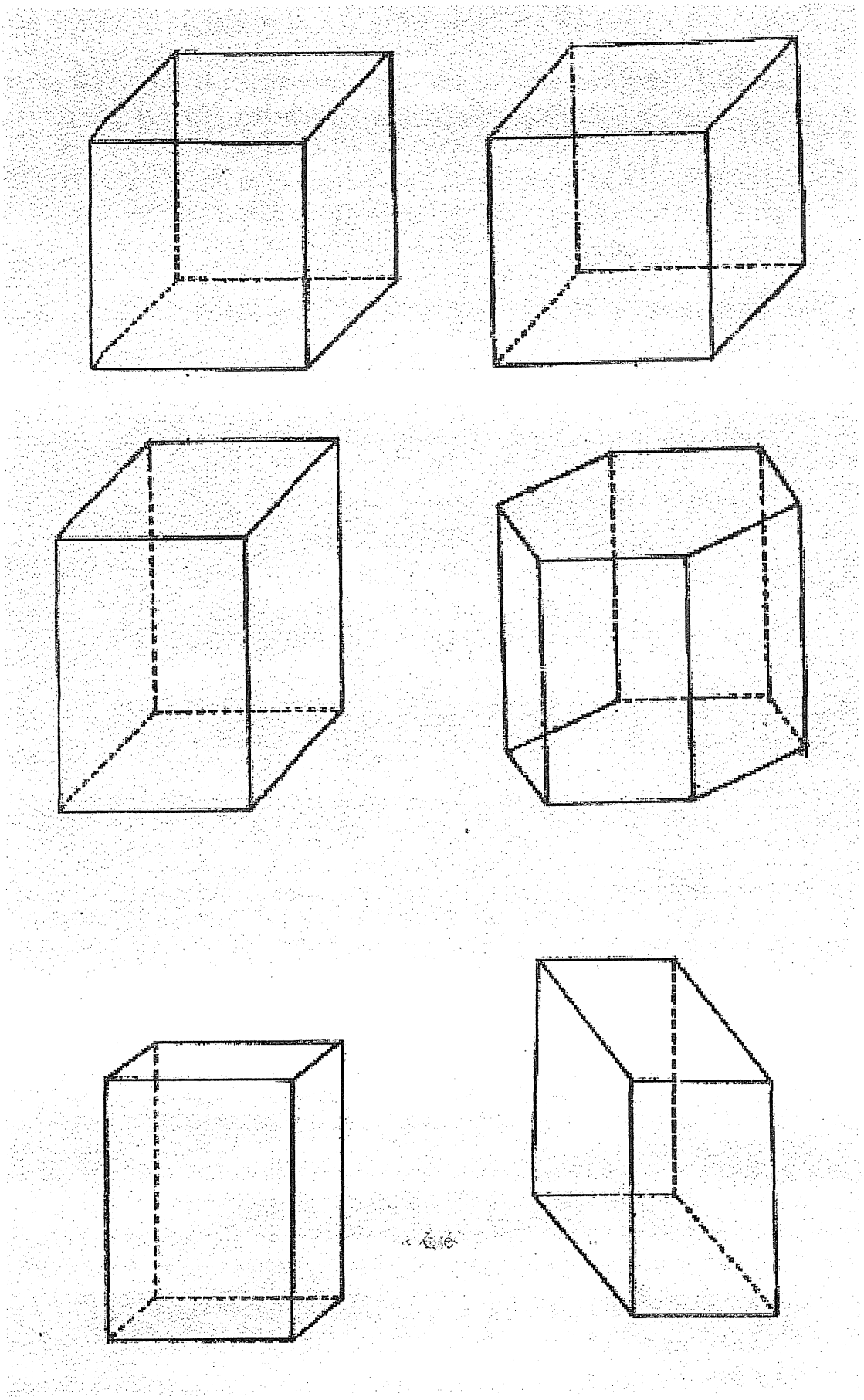
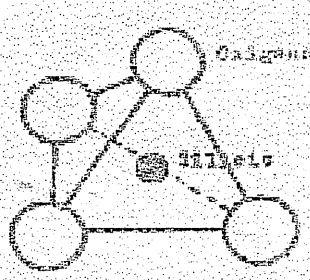
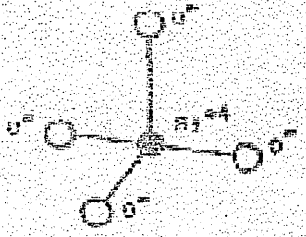


Fig.8

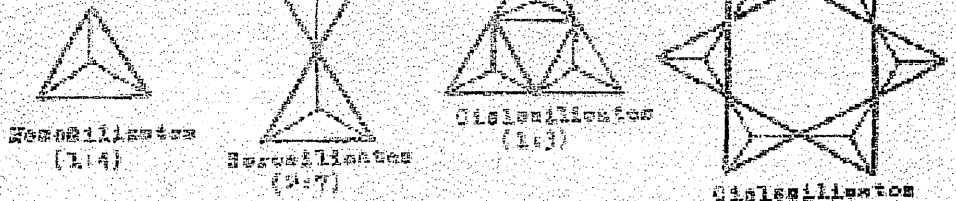


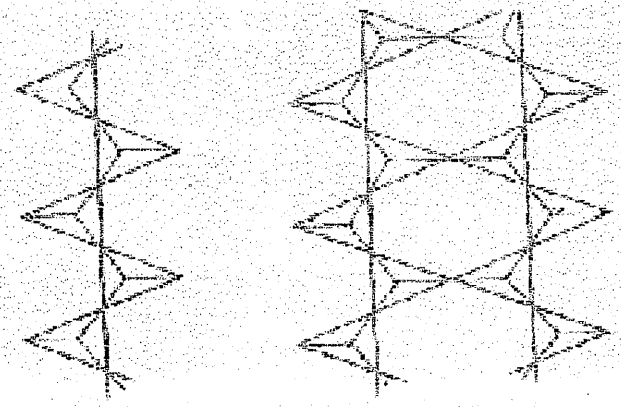
ESTRUCTURAS DE LOS SILICATOS





Dos representaciones de la estructura básica cristalina de los silicatos (SiO_4^{-4}).

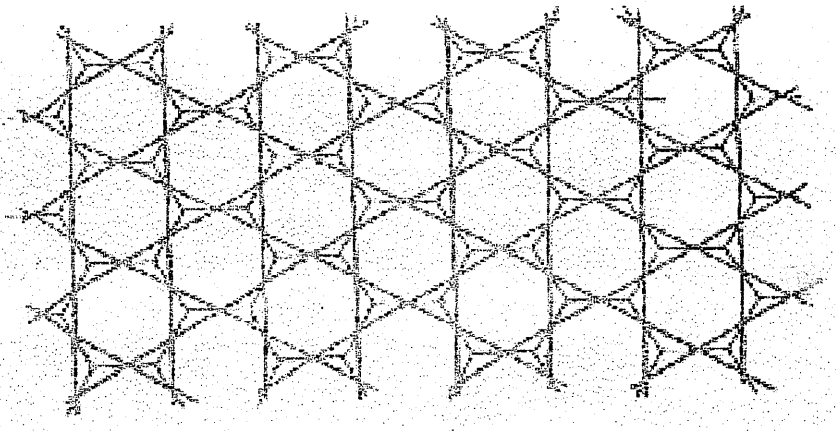




Inosilicatos: Inosilicatos cadena simple (1:3)

Inosilicatos: Inosilicatos cadena doble (4:11)

Filosilicatos: Filosilicatos (2:5)



Color	Brillo	Dureza	Raya	Peso Específico	Clivaje/ Fractura	Fla. Química	Sistema	Observ.	Nombre

Centro de Estudiantes de Ciencias Naturales
Comisión de Publicaciones

Unidad 8. Geomorfología; definición. Agentes y procesos geomórficos. Rios. Glaciares. Erosión eólica. Erosión marina. Remoción en masa; deslizamientos; flujos de barro. Geomorfología ambiental.

GEOMORFOLOGIA

Se la puede definir de una manera simple como el estudio, interpretación y descripción de las formas que observamos en el paisaje. Se relaciona por un extremo con la Geografía, que fija su atención en la descripción superficial de la Tierra, y por el extremo opuesto se vincula con la Geología que estudia la constitución íntima del planeta. Entre estos dos extremos existe una variada gama de disciplinas que prestan apoyo a los estudios geomorfológicos favoreciendo su perfeccionamiento.

AGENTE GEOMORFICO

Es cualquier medio natural capaz de obtener y transportar material de la Tierra. Así, el agua de escurrimiento superficial (arroyos,rios) el hielo de los glaciares, el viento, etc. Las olas en los lagos y mares, así como las mareas en los océanos también constituyen agentes. Finalmente el hombre es un agente geomórfico cada día más importante en la medida que aumenta la población del mundo y sus "obras".

PROCESO GEOMORFICO

Son todos esos cambios físicos y químicos que determinan una modificación en la forma superficial de la Tierra.

RIO

Es un cuerpo de agua que fluye naturalmente sobre la superficie terrestre en una senda, que denominamos valle, y que, es elaborado por la acción fluvial.

VALLE FLUVIAL

Es una forma de relieve negativo, de aspecto y tamaño variable, ocupado por un rio permanente o transitorio.

TERRAZA FLUVIAL

Son superficies topográficas que indican antiguos pisos de valles. Constituyen fundamentalmente vestigios de llanuras aluviales anteriores. Las terrazas fluviales son el producto de la erosión lateral y vertical. La terraza en si se formó únicamente porque mediante la erosión se desarrolló otro nivel de base por debajo del nivel anterior.

GLACIAR

Es un cuerpo de hielo y nieve del último año,consistente en nieve recristalizada y agua de fusión que incluye en su masa fragmentos rocosos de variada granulometría. Yace enteramente o en su mayor parte sobre el terreno y muestra evidencias de movimiento antiguo o presente. Los glaciares se clasifican de acuerdo a su forma en planta y dimensiones en: a)Glaciares de valle o alpinos; b) Glaciares de Pie de monte y c) Mantos de hielo continental.

VALLE GLACIAL

La mayoría de las artesas o valles glaciales originalmente fueron valles fluviales elaborados por los ríos, pero los glaciares por lo general los han alterado tanto en el perfil transversal (caracterizados por un perfil en U) como en el perfil longitudinal.

MORENA:

Acumulación de material detrítico depositado directamente por el glaciar y que posee una expresión topográfica propia. El sedimento que la forma es una mezcla heterogénea de bloques y fragmentos angulosos de diversos tamaños, con una matriz de material fino. Algunos fragmentos mayores muestran en sus facetas estrías formadas por frotamiento.

PLANICIES FLUVIOGLACIALES

Una parte de material adquirido y acarreado por el glaciar es finalmente transportado y depositado por aguas que fluyen sobre, dentro, debajo y por delante del glaciar. Las formas de los depósitos así originados reciben el nombre de planicies fluvioglaciares. Estan constituidas por arenas y grava, ubicados generalmente desde una morena frontal o terminal extendiéndose valle abajo a partir de ella.

VENTIFACTOS

Son rasgos menores de erosión eólica provocados por la abrasión del viento que se caracterizan por presentar en un clasto o bloque una o más caras facetadas y pulidas. Otras veces pueden observarse acanaladuras, picaduras, etc. sin facetamiento, constituyendo también ventifactos.

MEDANOS O DUNAS

Son formas producidas por acumulación eólica. En función de la forma y posición respecto a la dirección del viento predominante, los médanos se agrupan en: Médanos longitudinales y médanos transversales. Entre estos últimos podemos mencionar a los Barjanes y Médanos parabólicos.

OLAS

Las olas son los principales agentes de la erosión marina. La generación de éstas últimas en un cuerpo de agua depende principalmente de la fricción del viento sobre la superficie, acrecentandose este fenómeno por un empuje contra la parte trasera de la ola.

OLAS DE OSCILACION

Son aquellas que se originan en aguas lo suficientemente profundas tal que se permita el libre movimiento orbital.

OLAS DE TRASLACION

Son las que se pueden formar en aguas poco profundas cuando llegan a la zona de rompiente las olas de oscilación. El agua se mueve en la dirección de la propagación de la ola, es decir hacia adelante exclusivamente siendo las que transportan mayor cantidad de material.

ACANTILADO

La forma más característica de erosión marina es el acantilado, el cual marca el límite de la costa, hacia el mar, en los casos en que presenta características abruptas. Se forma por acción erosiva de las olas una escotadura o escarpa con paredes casi verticales.

PLAYA

Forma de acumulación marina comprendida entre la pleamar y la bajamar.

BARRA

Cordón próximo a la costa o desembocadura de un río o estuario. Está constituído por acumulaciones de arena, grava u otro material inconsolidado. Puede permanecer sumergida, al menos durante la pleamar. Generalmente adopta una orientación mas o menos paralela a la línea de costa.

REMOCION EN MASA

Involucra el transporte de grandes volúmenes de detritos, cuesta abajo, por la influencia directa de la gravedad. La remoción en masa generalmente está auxiliada por la presencia de agua, pero sin que el agua se halle en cantidad tal como para poder ser considerada como un medio de transporte. El deslizamiento y el flujo de barro son dos de los ejemplos típicos, aunque existen otros.

DESLIZAMIENTO

Movimiento en masa de detritos de rocas o tierra, en una corta distancia, con una rotación hacia atrás de la masa y con un contenido mínimo de agua en los materiales en movimiento.

FLUJOS DE BARRO

Movimientos hacia abajo, de lento a muy rápido de detritos saturados de agua, en cuencas deprimidas. Son típicos de zonas áridas a semiáridas y circulan encauzados.

GEOMORFOLOGIA AMBIENTAL

Se pueden definir como los estudios geomorfológicos realizados en relación con el uso que el hombre hace del medio ambiente.

CUENCA DE DRENAJE

Es la totalidad del área sobre la cual se desplaza parte del agua de las precipitaciones, convergiendo generalmente a encauzarse en un colector principal y sus tributarios. Está limitada por divisorias que constituyen los límites externos superficiales a partir de las cuales las aguas precipitadas convergen.

Ribot, A.

GEOMORFOLOGÍA

Cátedra de Geomorfología
Dto. de Agrimensura - Fac. de Ingeniería (UNLP)
Año 2002

GEOMORFOLOGÍA: rama de la geología que se encarga de estudiar e interpretar las FORMAS, CARACTERÍSTICAS Y EVOLUCIÓN DEL RELIEVE TERRESTRE ACTUAL Y PASADO (incluye a las formas submarinas).

PRINCIPIOS SOBRE LOS QUE DESCANSA:

1. Los mismos procesos y leyes físicas que actúan hoy día actuaron a través de todo el tiempo geológico, aunque no necesariamente siempre con la misma intensidad del presente. Es el llamado **Pcipio. del Uniformitarismo**: "EL PRESENTE ES LA LLAVE DEL PASADO" ((Hutton, 1785).
2. La ESTRUCTURA GEOLÓGICA es un factor dominante de control en la evolución de las formas del relieve y se refleja en ellas.
3. Los PROCESOS GEOMÓRFICOS dejan su impresión distintiva sobre las formas del relieve y cada proceso desarrolla su propio conjunto característico de formas de relieve.
4. A medida que los diferentes AGENTES EROSIVOS actúan sobre la superficie terrestre, se produce una SECUENCIA EN LAS FORMAS DEL RELIEVE, que abarca ESTADÍOS SUCESIVOS de desarrollo.
5. En la EVOLUCIÓN GEOMÓRFICA, la complejidad es más frecuente que la simplicidad.
6. La mayor parte de la topografía de la Tierra tiene edades que no van más allá del Pleistoceno, siendo escaso el porcentaje anterior al Terciario.
7. Una interpretación cabal de los PAISAJES ACTUALES es imposible sin una apreciación generalizada y total de las influencias múltiples que los CAMBIOS GEOLÓGICOS Y CLIMÁTICOS produjeron durante el Pleistoceno.
8. Para una buena comprensión de los diferentes PROCESOS GEOMÓRFICOS, es necesario conocer los CLIMAS del mundo.
9. Aunque el interés primario de la Geomorfología son los PAISAJES ACTUALES, su utilidad máxima es interpretar los paisajes del pasado geológico.

AGENTES Y PROCESOS GEOMÓRFICOS:

Los **PROCESOS** involucran todos esos **cambios físicos y químicos** que determinan la modificación de un relieve. Ej. a) **procesos de degradación** (los que nivelan la superficie del terreno hacia abajo), b) de **agradación** (los que nivelan hacia arriba).
Los tres más importantes son: la **METEORIZACIÓN**, la **REMOCIÓN EN MASA** o DESPLAZAMIENTO GRAVITATIVO y la **EROSIÓN**.

importancia

particularmente salinos, que se forman en climas secos como resultado de la acción capilar del agua, la cual contiene sales en solución. En la fracturación de las rocas, con toda justicia se atribuye gran a la congelación del agua, aunque es probable que raras veces presiones enormes que se le han atribuido, porque tales presiones se logran únicamente cuando el agua está completamente confinada. Taber demostró que la dilatación por congelación depende en grado elevado de la formación de masas de hielo más que de la congelación del agua intersticial; por consiguiente, la alternancia de congelación y derretimiento será más efectiva en las rocas que contienen numerosas fracturas o planos de estratificación. La formación de cristales de hielo como proceso de meteorización tiene mayor efecto cuando hay repetición de congelación y deshielo. Esto sucede en las latitudes medias y altitudes elevadas, durante el fin del otoño y principio del invierno, y nuevamente a fin del invierno y comienzo de la primavera. Las grandes amplitudes diurnas de temperatura y alternancia frecuente de tiempo ciclónico y anticiclónico, con sus masas de aire caliente y frío concomitantes, son conducentes a la congelación y el derretimiento máximos. La escamación de superficies de por crecimiento de sales debido a la acción capilar se ha denominado exudación. Como proceso de meteorización, es probable que sólo tenga importancia local.

Anteriormente, se atribuía mucha importancia al papel desempeñado por la expansión y contracción térmica reiterada de superficies de rocas en la formación de caracteres tales como bloques esferoidales. Blackwelder (1925, 1933) dudó de su efectividad como un proceso de desintegración de rocas, pero la opinión demora en desaparecer, por lo lógico que parece el proceso, tal como se lo describe generalmente. Se sabe que las rocas son malas conductoras del calor y la mayoría de ellas están constituidas por minerales con diferentes coeficientes de dilatación. Parecería que el calentamiento y enfriamiento reiterado de una superficie de roca, por la lentitud que el calor absorbido es conducido al interior de su masa, debería producir deformaciones en una capa superficial delgada, que finalmente se escamaría. Esto se ha denominado exfoliación en masa. Las rocas por una variedad de minerales que tienen diferentes coeficientes como resultado de la expansión térmica diferencial, deberían granular o desintegración. Parece haber poca prueba o experimental para apoyar la idea de que la exfoliación en masa principalmente del calentamiento y enfriamiento repetido de una superficie de la roca, pero Blackwelder llegó a la conclusión de que los cambios de temperatura pueden ser importantes en la exfoliación granular. Los estudios de Chapman y Greenfield (1949) sobre los procesos involucrados en la formación de bloques esferoidales indicaron que las cortezas escamaban contenían muchos minerales secundarios, tales como caolinita, sericita, serpentina, montmorillonita y clorita. Basados en esta demostración llegaron a la conclusión de que la escamación esferoidal probablemente se debió en gran parte a los efectos de la oxidación e hidratación de los silicatos.

Los organismos son de importancia menor en la meteorización física. El crecimiento de las raíces de plantas puede ayudar al ensanchamiento de las diaclasas y otras fracturas. Por otro lado, la descomposición de la materia de plantas y animales puede contribuir a la meteorización química mediante la formación de anhídrido carbónico y ácidos orgánicos. Las lombrices, hormigas, perros de las praderas y otros animales, pueden traer material fresco de roca a la

Incluye tanto composición mineralógica, como caracteres físicos tales como diaclasas, planos de estratificación, fallas, fracturas y vacíos minúsculos intergranulares. Los minerales que constituyen la roca determinan qué partes son más susceptibles a la meteorización química o física. Caracteres físicos tales como diaclasas, fracturas menores, planos de estratificación y fallas determinan en qué grado puede penetrar la humedad en la roca. Los principales **factores climáticos**, temperatura y humedad, no solamente determinan el grado de la meteorización sino también el predominio de los procesos químicos o físicos. La **topografía** afecta la cantidad de afloramientos y también tiene efectos importantes sobre factores tales como cantidad y tipo de precipitación, temperaturas e, indirectamente, el tipo y cantidad de la vegetación. El grado y tipo de meteorización es influido por el tipo y cantidad de **vegetación**, determinando la extensión de los afloramientos y cantidad de materia orgánica en descomposición de la cual pueden derivar, en anhídrido carbónico y ácidos húmicos. Debido a los diversos factores que influyen el grado de meteorización, generalmente encontramos que aun dentro de áreas relativamente pequeñas, las variaciones de rocas no visibles a simple vista se toman evidentes por meteorización diferencial. Esto es particularmente cierto donde hay diversidad de tipos rocosos.

a. Procesos físicos de meteorización

Son de naturaleza física y conducen a la fragmentación de la roca.
Éstos pueden ser denominados, siguiendo a Reiche (1950): **1) expansión resultante de la descarga, 2) crecimiento de los cristales, 3) expansión térmica, 4) actividad orgánica y 5) extracción por acción de coloides.**
La expansión o dilatación que acompaña a la descarga de masas rocosas, particularmente de rocas ígneas formadas a gran profundidad, conduce al desarrollo de fracturas en gran escala, las cuales son aproximadamente concéntricas con la superficie de la topografía (Farmin, 1937). Se supone que la estructura en mantos de las rocas granitoides es producida de esta manera (Jahns, 1943). En general, los mantos individuales se toman progresivamente menos espaciados a medida que se aproximan a la superficie terrestre. La descarga de las rocas formadas a profundidades considerables puede haber contribuido en grado sumo a la formación de monolitos grandes, como el monte Stone, en Georgia, y Half Dome, en Yosemite, a menudo denominados domos de exfoliación. Matthes (1937) llegó a la conclusión de que la exfoliación concéntrica, particularmente característica de los numerosos domos de los parques nacionales de Yosemite y Sequoia, resulta de la expansión que acompañó al alivio de la sobrecarga. El estudio microscópico de la roca indica que la expansión era de naturaleza mecánica y no el resultado de la hidratación u otros cambios químicos. Las escamas de exfoliación que resultan de la dilatación que acompaña a la eliminación de la sobrecarga pueden tener dimensiones de centenares de metros en sentido horizontal.
La expansión como resultado del crecimiento de los cristales puede dar lugar a la fracturación de la roca. Este proceso incluye no solamente la formación de cristales de hielo en las rocas, sino también el crecimiento de cristales,

- La ***meteorización*** es la desintegración o descomposición de una roca in situ (en el lugar).
- La ***remoción en masa*** involucra el transporte de grandes volúmenes de detritos, cuesta abajo, por influencia de la gravedad. Generalmente ES **AUXILIADA POR LA PRESENCIA DE AGUA**, PERO SIN QUE ESTÉ EN EXCESO COMO PARA SER CONSIDERADA UN AGENTE DE TRANSPORTE. Los procesos de remoción en masa, a veces no pueden distinguirse claramente de procesos por ej. de erosión fluvial.
- ***Erosión*** *(del latín erodere, significa ROER),* es la manera por la cual los agentes móviles OBTIENEN Y TRASLADAN LOS RESTOS O FRAGMENTOS DE ROCAS DESCOMPUESTAS O SUELTAS. Algunos geólogos, restringen el término de **EROSIÓN ÚNICAMENTE A LA ADQUISICIÓN DE MATERIAL**, Y POR LO TANTO NO INCLUYEN AL TRANSPORTE.

Los **AGENTES** abarcan a cualquier medio capaz de obtener y transportar materiales sobre la Tierra (ej. agua corriente, agua subterránea, glaciares, viento, olas, mareas, etc.). Son MÓVILES pues son capaces de remover, transportar y depositar materiales de una parte a otra. Por estar restringidos a la parte exterior de la corteza terrestre (atmósfera, hidrósfera, biósfera), se los suele denominar PROCESOS EXÓGENOS, en contraposición a los ENDÓGENOS (ej. DIASTROFISMO, MAGMATISMO, VULCANISMO, etc.).
LA **GRAVEDAD** ES UNA FUERZA DIRECCIONAL QUE ACOMPAÑA Y RIGE A LOS AGENTES GEOMÓRFICOS, aunque en realidad **NO ES UN VERDADERO AGENTE YA QUE POR SÍ SÓLA NO ES CAPAZ DE OBTENER NI ACARREAR MATERIALES.**

METEORIZACIÓN

La **meteorización** puede ser definida como la desintegración o descomposición de la roca en su lugar. En realidad, es un nombre para un grupo de procesos que actúan colectivamente en y cerca de la superficie de la Tierra y reducen masas de rocas sólidas al estado clástico. Es un proceso estático y no significa la captura y remoción del material por un agente transportador.

METEORIZACIÓN DE ROCAS

Factores condicionantes

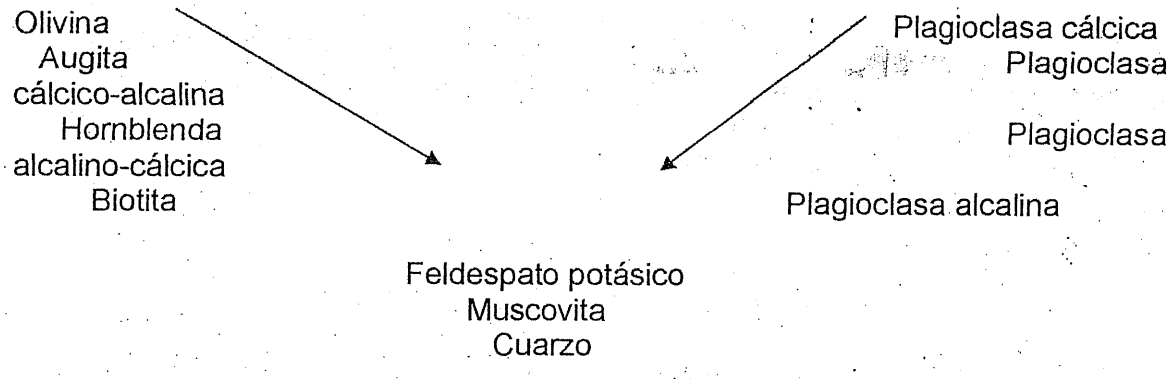
Por lo menos cuatro factores variables influyen sobre el tipo y grado de meteorización de rocas. La **estructura** de la roca es empleada en sentido amplio para incluir las numerosas características físicas y químicas de las mismas.

superficie o cerca de ella, donde es más fácilmente atacado por los procesos de meteorización química.
Un proceso de meteorización de importancia incierta ha sido denominado por Reiche extracción por acción de coloides. Parece probable que los suelos coloidales puedan tener la facultad de alojar o extraer pequeños de roca de las superficies con las cuales están en contacto. Se ha observado que al secarse gelatina en un vaso puede extraer fragmentos o escamas de vidrio, y se ha inferido que una extracción similar puede tener después de cada impregnación y desecación de los coloides en el suelo. Hasta ahora, la importancia de este proceso es desconocida.

b. Procesos de meteorización química.

Los procesos principales de meteorización química son: **1) hidratación, 2) hidrólisis, 3) oxidación, 4) carbonatación y 5) disolución.**
En general, es probable que la meteorización química sea más importante que la meteorización física. Esto puede ser cierto en regiones áridas, aunque allí los procesos más avanzados de meteorización química no son de importancia. A menudo se menciona el hecho de que las arcosas son comunes en las regiones áridas, como prueba del predominio de la meteorización física sobre la meteorización química. Probablemente sea casi más correcto decir que ello tan sólo indica que la meteorización c. mica avanzada no es típica de tales regiones.
Los resultados de la mayor parte de la meteorización química son: a) aumento de volumen con las deformaciones y presiones resultantes dentro de las rocas; b) materiales de menor densidad; c) menor tamaño de la partícula y en consecuencia un aumento del área de la superficie por unidad de volumen y d) minerales más estables. Para apreciar cabalmente la persistencia de ciertos minerales en la naturaleza debe comprenderse el principio de estabilidad mineral. En las rocas ígneas y metamórficas los minerales estaban en equilibrio bajo las condiciones de temperatura y presión en que se formaron las rocas, pero bajo las condiciones de temperatura, presión de la superficie terrestre, algunos de los minerales no son de los inestables. En general, la meteorización química progresa hacia la formación y retención de aquellos minerales que están en equilibrio en la superficie terrestre. Como resultado, algunos de los minerales de las rocas ígneas metamórficas son más susceptibles a la alteración química que otros. Aunque no hay un acuerdo total respecto del orden exacto de la estabilidad los minerales, se conoce el orden general. Goldich (1938), al tratar este principio, ordenó las estabilidades de los minerales como se muestra en lista siguiente. Los minerales menos estables están en la parte superior, los más estables abajo.

Serie de estabilidad mineral durante la meteorización



Para un estudiante versado en petrología será evidente que la disposición precedente de los minerales, de acuerdo con sus estabilidades relativos, esencialmente la serie de reacción de Bowen (1922). Sin embargo, no debe inferir que la olivina se meteoriza en augita, o la augita en hornblenda sino, más bien, que en una roca que contiene tanto olivina como augita, la olivina se meteorizará más rápidamente que la augita.
Sobre la base de ese cuadro resultará evidente por qué el cuarzo y muscovita son componentes comunes de las rocas integradas por restos meteorización. Entre los minerales comunes en las rocas ígneas y metamórficas, son los que están casi en equilibrio en las condiciones de temperatura y presión existentes en la superficie de la Tierra.
La hidratación, como se describe comúnmente, comprende en realidad dos procesos: hidratación e hidrólisis. El proceso de hidratación involucra la absorción del agua.

Está ejemplificado en la conversión de la anhidrita en yeso, de acuerdo con la ecuación siguiente:

$$SO_4Ca + 2H_2O \longrightarrow SO_4Ca \cdot 2H_2O$$

Este proceso también se produce en la conversión de hematita en limonita:

$$2Fe_2O_3 + 3H_2O \longrightarrow 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$$

Las dos ecuaciones precedentes son exotérmicas y fácilmente reversibles al aplicarse calor, lo cual indica que no hubo ningún cambio químico fundamental. La hidrólisis, en cambio, involucra formación de hidróxido y representa un cambio químico. Es común en la meteorización de los feldespatos y de las micas y está ejemplificada por la reacción siguiente, que ortosa e hidróxido:

$$(1) \quad Si_3O_8\,AlK + HOH \longrightarrow Si_3O_8AlH + KOH$$

El ácido aluminosilícico formado es inestable y sufre más cambios para producir sílice coloidal y un complejo coloidal, los cuales bajo condiciones apropiadas

forman minerales arcillosos. El hidróxido (KOH) que se forma reaccionará en presencia de anhídrido carbónico para formar carbonato de acuerdo con la ecuación siguiente:

$$(2) \quad 2KOH + CO_3H_2 \longrightarrow CO_3K_2 + 2HOH$$

Esta reacción comúnmente es denominada carbonación. El carbonato de potasio así formado es soluble en agua y será llevado en solución.
Se debe recalcar que los diversos procesos de meteorización están interrelacionados. Si fuera de otra manera, la meteorización sería un proceso extremadamente lento. La meteorización del feldespato, como comúnmente se lo considera, ilustra este punto:

$$(3) \quad 2Si_3OAlK + 2H_2O + CO_2 \longrightarrow Si_2O_9Al_2H_4 + CO_3K_2 + 4SiO_2$$

La hidrólisis y la carbonación han producido un carbonato soluble en agua. El ácido aluminosilícico formado (ecuación 1) tomó agua de combinación y de él se han formado arcilla coloidal y sílice.
Los efectos de la oxidación son generalmente los primeros en notarse y comúnmente se supone que es el primero que tiene lugar. En realidad, generalmente le precede la hidrólisis. Los efectos de la oxidación son más aparentes en las rocas que contienen hierro en forma de sulfuro, carbonato y silicato. La decoloración por los óxidos es fácilmente observable. Los anfíboles y piroxenos también son notablemente afectados por este proceso.
La oxidación de la olivina ejemplifica muy bien el curso que puede seguir la oxidación:

$$SiO_4FeMg + 2HOH + Mg(OH)_2 + SiO_3H_2 + FeO$$

olivina	hidróxido	hidróxido de magnesio	ácido silícico	óxido ferroso

La hidrólisis, a partir de la olivina, dio como resultado la formación de hidrato de magnesio, ácido silícico y óxido ferroso. El óxido ferroso reacciona luego para formar limonita de la manera siguiente:

$$4FeO + 3H_2O + O_2 \longrightarrow 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$$

Los efectos de la hidratación, la hidrólisis y la oxidación sobre los feldespatos, micas, olivina y otros minerales, son tales que los torna débiles haciéndoles perder su brillo y elasticidad. Generalmente, como resultado de la incorporación de agua, también aumentan su volumen. El resultado significativo es que los nuevos minerales formados son atacados más fácilmente por procesos de la meteorización química y física.

Tal vez la reacción de solución más común es aquella en la cual carbonato de calcio es disuelto para formar el bicarbonato, de la manera siguiente:

$$CO_3Ca + H_2O + CO_2 \longrightarrow Ca(HCO_3)_2$$

Los minerales de carbonato y bicarbonato son los más fácilmente tomados en solución, y el anhídrido carbónico, derivado en especial de la materia orgánica en descomposición, ayuda grandemente a esta reacción. Aun minerales comúnmente considerados insolubles pueden lentamente entrar en solución coloidal, como en el caso de los feldespatos al desmenuzarse en coloides y finalmente formar minerales arcillosos.

EL SIGNIFICADO GEOMÓRFICO DE LA METEORIZACIÓN

Algunos de los productos de la meteorización, tales como los suelos, no son estrictamente fenómenos geomórficos, pero pueden tener gran importancia geomórfica, geológica y económica. La meteorización de las rocas será considerada bajo cuatro títulos: a) como auxiliar de la remoción en masa y de la erosión, b) como factor en el rebajamiento general de la superficie terrestre; c) de la manera como contribuye a la creación y modificación de las formas del relieve; y d) como un proceso mayor involucrado en la formación del regolito y de los suelos.

La meteorización como auxiliar de la remoción en masa y de la erosión

Los procesos de meteorización combinados pueden conducir a cualesquiera de los siguientes resultados: debilitamiento, fragmentación, o descomposición del sustrato en o cerca de la superficie terrestre. La porción de la corteza terrestre en la cual esto sucede se denomina zona de meteorización. No se puede decir con seguridad hasta qué profundidad puede penetrar la meteorización. En la región de Piedmont, del sudeste de los Estados Unidos de América, hay materiales de meteorización con un espesor cercano a los 33 m y se han registrado espesores mayores en áreas tropicales húmedas. La posición del nivel freático y el período en que la meteorización ha estado actuando tienen influencia importante sobre la profundidad hasta donde pueden penetrar los procesos de meteorización.

La meteorización química más activa tiene lugar en la zona de aeración, por encima del nivel freático. Los efectos de la oxidación pocas veces son visibles por debajo de este nivel, pero la disolución y la hidratación pueden extenderse por debajo de él.

Los agentes erosivos, en particular si llevan detritos, pueden desprender y remover el substrato sólido, pero esto es efectuado más fácilmente si previamente ha sido debilitado por la meteorización. La acción hidráulica, la deflación y la limadura glaciaria son más eficaces sobre el material no consolidado, aunque es posible alguna acción hidráulica sobre materiales finamente laminados y consolidados débilmente. Es imposible dar una estimación cuantitativa cualquiera del grado en que la meteorización de las rocas acelera la erosión, pero con toda

seguridad contribuye notablemente a la efectividad de la mayoría de los procesos erosivos.

El rebajamiento de las superficies por meteorización

En ciertas áreas, particularmente las que tienen un subyacente de caliza, dolomita la disolución puede producir un rebajamiento en masa de las su-topográficas. Como ha sido expresado anteriormente, las áreas de clima húmedo, por lo general están más bajas que las áreas adyacentes rocas clásticas, pero en las regiones áridas generalmente la caliza y mía son rocas resistentes. La posibilidad del rebajamiento de áreas por medio de la disolución se debe tener presente en la interpretación de las superficies topográficas a niveles diferentes. Aun en áreas de rocas insolubles, la meteorización diferencial en masa puede ser importante, salvo que la litología sea notablemente uniforme.

La creación y la modificación de las formas de relieve

Algunos productos de la meteorización diferencial difícilmente pueden ser clasificados como formas de relieve, sino más bien como caracteres geológicos que añaden variedad a las superficies topográficas. Ejemplos de tales enrejado, la estructura alveolar, y los cordoncillos de estratificación producidos por el grabado diferencial de rocas con estratificación muy delgadas. Otros caracteres, tales como cavidades y nichos en paredes de rocas y sus caracteres recíprocos, bordes salientes, resaltos y otras prominencias menores, son parte del detalle escultural en formas de relieve mayores.

Los hoyos de meteorización son comunes en calizas y, a menudo, semejan a marmitas producidas por abrasión. También se encuentran granitos y rocas similares. Smith (1941) ha descripto hoyos de meteorización circulares o elípticos en el sur del Piedmont de Carolina del los cuales tienen un diámetro de 3 a 12 m. Son muy comunes en superficies planas, y la mayoría de ellos contienen granito meteorizado en variables de descomposición. Las algas y los musgos parecen haber contribuido a su formación por su capacidad de retener la humedad y anhídrido carbónico. Blanck (1951) ha descripto hoyos de meteorización notables en granito cerca de Llano, Texas, rodeados por crestas anulares de realce. Hoyos similares han sido descriptos en granito de Georgia, del monte Bear, de Nueva York, y del parque Nacional de Yosemite.

El Great Stone Face, en Nueva Hampshire, hecho famoso por Hawthorne, es un resalto o prominencia producida por meteorización difererencial. Los caracteres producidos por meteorización, con perfiles que si son mirados con imaginación pueden sugerir seres humanos o animales, se encuentran en numerosos lugares. El jardín de los Dioses cerca de Colorado Spring es famoso por tales formas.

A grandes altitudes es común encontrar acumulaciones de rocas resquebrajadas denominadas canchales o campos de bloques. Estos campos de bloques atestiguan la rapidez de los procesos de meteorización en las grandes altitudes. Muchos bloques son de forma esferoidal como resultado de la exfoliación de bloques macizos de rocas. Relacionados con los bloques esferoidales, pero en una escala mayor, están los domos de exfoliación tratados en el capítulo

precedente. White (1945) llegó a la conclusión de que el monte Stone y muchos así denominados domos de exfoliación menores, en el sur del Piedmont, no eran el resultado de la exfoliación de láminas delgadas de roca, sino resultado principalmente de la desintegración granular que acompaña a la meteorización química. Parece que estos monolitos se han desarrollado principalmente en rocas macizas, tales como granito y gneis granítico. Chapman (1940) señaló que los Percy Peaks en Hampshire, monolitos graníticos semejantes, se desarrollaron donde el granito Conway carecía del diaclasamiento complejo que hubiera favorecido la meteorización de la roca en bloques.

La meteorización diferencial ayuda a desarrollar y modificar las formas topográficas erectas y firmes, tales como columnas, pilares, rocas en pedestal, pilares de tierra y rocas en forma de hongos, las cuales, a causa de sus formas grotescas, a veces son clasificadas colectivamente como rocas monigotes. Bryan (1925) llegó a la conclusión de que las que él estudió en el sudoeste de los Estados Unidos de América eran principalmente consecuencia del trabajo de lavaje pluvial más los efectos de meteorización mecánica y química. Las rocas de pedestal en áreas de rocas sedimentarias, generalmente tienen un capuchón de roca dura que ha protegido a los estratos inferiores más débiles, pero formas semejantes se encuentran en rocas ígneas duras de litología uniforme. Las rocas de pedestal del sur del Piedmont han atraído una atención considerable y se han ofrecido varios explicaciones sobre su formación. Crickmay (1935) atribuyó la destrucción más rápida de sus porciones basales a la desintegración granular producida por en el volumen debido a la hidratación. Él creyó que la hidratación alcanzaba el máximo cerca de sus bases porque había una evaporación menos rápida allí que en sus cúspides expuestas. La acción de la helada y del lavaje pluvial se tomaron como sí fueran de importancia menor. White (1944) los explicó como el resultado del resquebrajamiento de películas superficiales de óxidos de hierro formadas por acción capilar en los intersticios de granito parcialmente meteorizado. Estas películas endurecidas fueron resquebrajadas por la acción abrasiva del agua corriente o por disolución de los ácidos húmico y carbónico producidos por los musgos. Después que se hizo una rotura en la película endurecida se desarrollaron las formas peculiares.

La meteorización contribuye de una manera importante al retroceso de los acantilados y de las escarpas. Las escarpas que se desarrollan donde las rocas sedimentarias de inclinación suave y resistencia variable están sujetas a la degradación, a menudo son denominadas escarpas de meteorización. Este nombre no es muy apropiado, porque acentúa demasiado el papel que desempeña la meteorización en su formación. La meteorización no contribuye a su desarrollo, pero otros procesos, tales como la remoción en masa, el lavaje en manto y la erosión fluvial, son tanto o más importantes. La erosión retrocedente de las escarpas ha sido considerada particularmente importante en las regiones áridas y se ha creído ver en ella un proceso mayor involucrado en la formación de los pedimentos de las regiones áridas. La meteorización en las laderas de los valles contribuye significativamente al ensanchamiento de los mismos en los estados de un ciclo geomórfico, y este proceso y la remoción en masa dominantes m la etapa final del ciclo geomórfico fluvial.

Los escombros de talud o derrubio están entre las pocas formas de relieve producidas principalmente por la meteorización auxiliada por la remoción en masa. El escombro de talud es generalmente considerado
producto de la acción de las heladas, principalmente ayudado por vedad, pero la hidratación puede contribuir más a la escamación de lo que generalmente se comprende. Blackwelder (1942) ha llamado la atención sobre la acción erosiva ocasional de los detritos o escombros de talud que ruedan cuesta abajo en las pendientes empinadas, de lo que la formación de cárcavas en forma de V. Así, un proceso aparentemente simple como es la formación de escombros de talud, que involucra t remoción en masa como la meteorización, bajo circunstancias extremas puede ser acompañado por erosión. Nuevamente comprobamos el principio fundamental de que muchas formas de relieve son el producto de procesos interrelacionados, más que la consecuencia de un origen De la circunstancia que es difícil citar formas de relieve producidas mente por meteorización, no se deberá deducir que la meteorización es de poca importancia geomórfica. Más bien debe pensarse que este proceso está íntimamente relacionado con otros, que sus efectos no se pueden separar fácilmente.

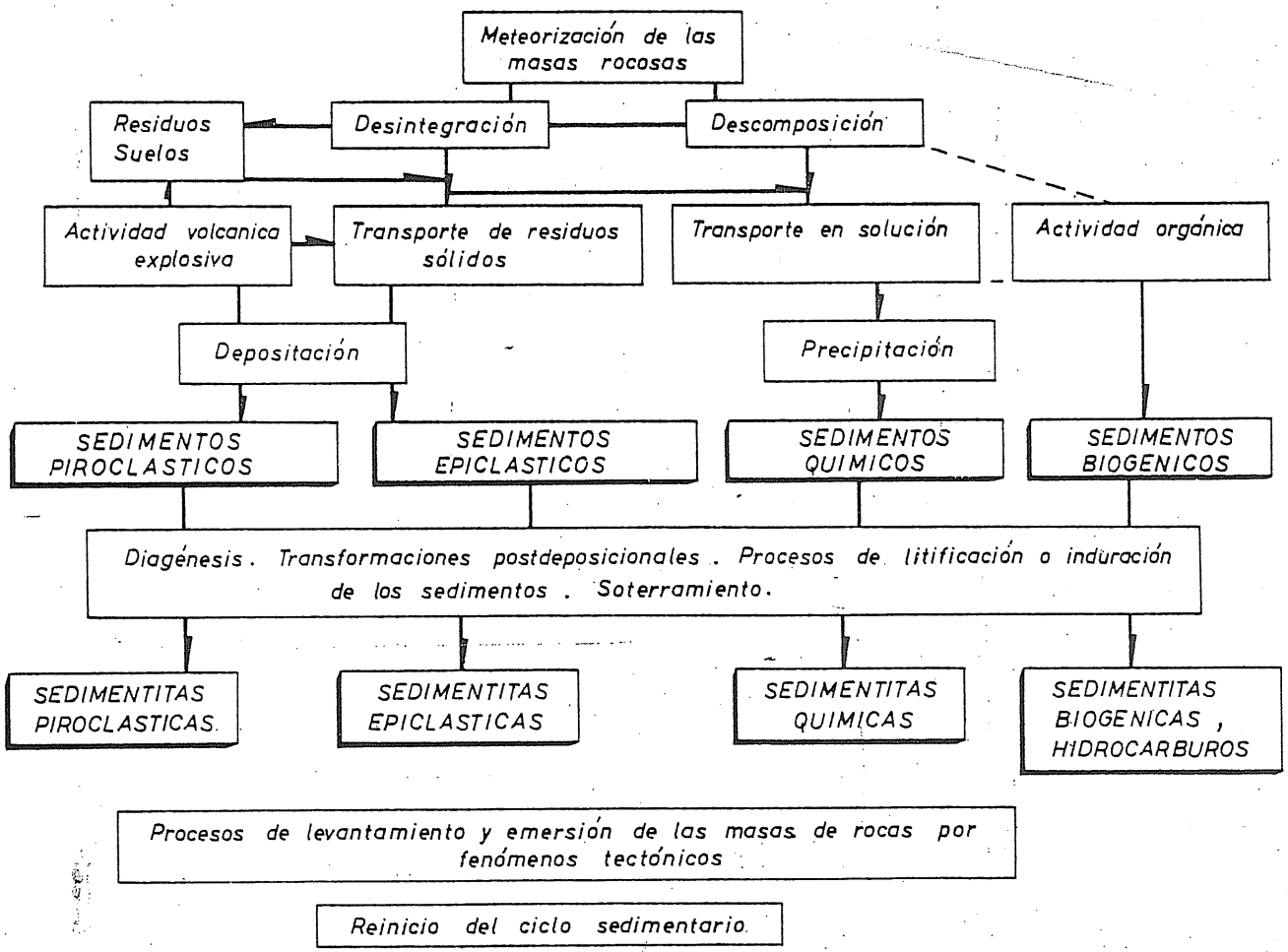

Meteorización de las masas rocosas
Residuos Suelos
Desintegración
Descomposición
Actividad volcanica explosiva
Transporte de residuos sólidos
Transporte en solución
Actividad orgánica
Depositación
Precipitación
SEDIMENTOS PIROCLASTICOS
SEDIMENTOS EPICLASTICOS
SEDIMENTOS QUIMICOS
SEDIMENTOS BIOGENICOS
Diagénesis . Transformaciones postdeposicionales . Procesos de litificación o induración de los sedimentos . Soterramiento.
SEDIMENTITAS PIROCLASTICAS.
SEDIMENTITAS EPICLASTICAS
SEDIMENTITAS QUIMICAS
SEDIMENTITAS BIOGENICAS , HIDROCARBUROS
Procesos de levantamiento y emersión de las masas de rocas por fenómenos tectónicos
Reinicio del ciclo sedimentario

FIG 7

Facultad de Ingeniería
Departamento de Agrimensura
Unidad 6
Curso 2011

SUELOS

Lic. Patricia G. Sunesen
Lic. Andrea Cumba

Geomorfología.

UNIDAD 6
SUELOS

Desde el punto de vista de la Geografía Física el aspecto más importante de la Edafología (Ciencia que se ocupa del estudio de los suelos), es la clasificación de los suelos en grandes clases y subclases en relación con su área de distribución sobre las superficies continentales terrestres. Los geógrafos están particularmente interesados en el modo cómo los aspectos climáticos, sustrato y morfología terrestre están relacionados con la distribución de los tipos de suelos. Los geógrafos también se interesan por los tipos de vegetación natural asociados con cada una de las grandes clases de suelos. La Geografía de los suelos es de este modo un ingrediente fundamental en la determinación de las características del medio en cada una de las regiones del globo- importante para que la fertilidad del suelo, junto con la disponibilidad de agua dulce, constituya la medida básica del potencial del medio de una región para la producción de alimentos destinados a la especie humana.

El suelo constituye la epidermis de la Tierra, la parte más superficial de la corteza terrestre. Es un complejo que resulta de la interacción del sedimento con la atmósfera y es el lugar donde se producen y retienen los nutrientes de las plantas. También retiene y almacena el agua que utilizan las plantas. El gran papel del clima es el de variar el aporte de agua y calor que se recibe en el suelo. Esta misma energía calorífica y este agua son los responsables del desmenuzamiento y de las alteraciones químicas que se dan en la roca, las cuales aportan la materia mineral al suelo y que es la fuente de gran parte de los nutrientes que obtienen las plantas para vivir.

Pero el clima en su actuación sobre la roca no puede hacer por sí solo un suelo capaz de albergar una rica cobertura vegetal. Las plantas por sí mismas, junto con otras formas diferentes de vida animal, juegan un importante papel en la determinación de las cualidades de una capa edáfica en particular. Estas características se han desarrollado a lo largo de los siglos por interacción de los procesos orgánicos con los procesos físicos y químicos del suelo. Los primeros incluyen en su ámbito la síntesis de los componentes orgánicos, los cuales serán añadidos, en último término al suelo. Las plantas utilizan los nutrientes minerales para construir su complejo orgánico de moléculas. Con la muerte de los tejidos vegetales estos nutrientes serán de nuevo liberados y agregados al suelo, donde serán de nuevo utilizados por las plantas vivas.

La dinámica del suelo.

El suelo se constituye como una capa dinámica, en el sentido de que una gran cantidad de complejas reacciones físico-químicas se llevan a cabo simultáneamente en su interior. Puesto que las condiciones climáticas y la cobertura vegetal varían enormemente de un lugar a otro del planeta, los efectos combinados de ambos en la actividad de formación del suelo se expresarán directamente en los diferentes ámbitos.

El geógrafo está interesado profundamente por las diferencias entre los suelos de los diversos lugares. La capacidad de un determinado tipo de suelo para producir alimento a partir de los cultivos, define claramente qué áreas del globo mantienen la mayor parte del contingente poblacional humano.

A pesar de los cambios en la distribución de la población que últimamente se han generado gracias a la tecnología y a la industrialización, la mayor parte de los habitantes del planeta viven todavía sobre los suelos que les suministran alimentos. Por otra parte, muchos de ellos mueren porque el mismo suelo no aporta una dieta adecuada para todo aquel que lo requiere.

Las sustancias del suelo se pueden hallar en su tres estados, es decir que el suelo es un sistema trifásico. La porción sólida está compuesta tanto por sustancias orgánicas como inorgánicas (minerales). La porción líquida presente en el suelo consiste en una compleja solución susceptible de provocar numerosas e importantes reacciones químicas. Los gases que se encuentran en los poros abiertos del suelo no sólo están formados por gases atmosféricos, sino también por aquéllos que son liberados a partir de la actividad biológica y las reacciones químicas que en él se desarrollan.

En Edafología, el término suelo es una capa superficial natural que contiene en su seno materia viva y que mantiene o es capaz de mantener una cobertura vegetal. Para la Mecánica de Suelos, es la aplicación de las leyes de la mecánica y la hidráulica a los problemas del asentamiento de obras civiles, en relación con sedimentos y otros depósitos no consolidados, producto de la desintegración física y química de las rocas. Para la Ingeniería Civil es la parte superior de la corteza terrestre , y se la denomina tanto bajo la forma de suelo o bien tierra.

Para la Ingeniería en Minas o Geología de Yacimientos el suelo es el conjunto de sedimentos que cubren las rocas sobre las cuales debe trabajar; por lo tanto, es un estorbo que debe superar.

Para la Ingeniería en Caminos puede ser el material sobre el cual debe asentarse una carretera; si sus propiedades son favorables, será utilizado, de lo contrario deberá ser sustituido.

Para la Ingeniería Agronómica, el suelo es estudiado como cuerpo de sostén de plantas y fuente de provisión de nutrientes.

La Pedología o Edafología, por su parte, es la rama de la Geología que estudia el suelo desde un punto de vista genético y como sector superficial de la corteza terrestre en constante evolución, ya que incluye un inicio, juventud y madurez, hasta llegar a su senilitud. Puede tener unos pocos centímetros de espesor en regiones montañosas hasta varios metros en regiones de llanura.

Los suelos constituyen el medio natural en el cual el hombre desarrolla el mayor número de actividades: sobre él camina, asienta sus viviendas, edificios públicos y caminos, realiza actividades industriales y obtiene la mayor parte de los alimentos y fibras para su indumentaria. El nivel de vida de una población está determinado, en cierto modo, por la calidad de sus suelos: ello incide en la calidad de las plantas y por ende de los animales. El suelo es un recurso escaso si se tiene en cuenta que sólo la cuarta parte de la superficie de la Tierra está constituida por las masa continentales, en donde el hombre desarrolla casi todas sus actividades. Si se considera además que una gran extensión de las masas continentales está ocupada por desiertos y montañas con sus afloramientos rocosos, resulta que los suelos aprovechables constituyen una reducida superficie.

Historia de la Pedología

El interés de los pueblos agricultores por conocer la tierra que pisamos es ancestral, y surge como una necesidad por recoger sus frutos para la vida. Los agrónomos de fin del siglo XVIII fueron los artífices de la ciencia del suelo. Particularmente entre 1770 y 1790, como una consecuencia social precursora de los eventos posteriores de Europa (La Revolución Francesa y guerras del Imperio), se favoreció el desarrollo de nuevas ideas. Dos hombres, S. de Rieule, francés que trabajaba en Polonia y J de Beunie de Bruselas, son conocidos como grandes precursores de la pedología moderna. Stéphane de Rieule es el autor del libro "Memorias de la Agricultura en General y de la Agricultura en particular de Polonia" en 1765; define los principales grupos de suelos de Polonia en categorías, y distingue bandas geográficas en relación con la naturaleza de las rocas. También, da indicaciones precisas sobre el comportamiento y composición de los suelos y métodos de estudio. Diseña un barreno semejante al que usamos en nuestros días y recomienda su uso para conocer las diferentes partes del subsuelo.

A fines del siglo XVIII nace en Inglaterra la geología moderna, y esa primera generación de geólogos se interesa por la agricultura en relación con la alteración de las rocas. Así, James Hutton (1726-1797), escocés, autor de "La teoría sobre la tierra", escribe al fin de su vida un tratado de agricultura. Murchison (1792-1871), compañero de Lyell, el es primero en mencionar a los chernozems en la Sociedad Geológica de Londres en 1842, al estudiar las formaciones geológicas rusas. En Francia, Cyprien Brard autor de "Los minerales que son empleados en la agricultura", crea el término *"geonomía"*. Los dos grandes estratígrafos franceses de mitad de siglo son Armand Dufrenoy (1792-1857) y Léonce Elie de Beaumont (1798-1874). Ambos publican la carta geológica de Francia, y este último dice en sus lecciones de geología práctica: "la tierra vegetal que cubre las rocas dificulte la investigación geológica, pero la tierra vegetal en sí misma es un objeto de investigación".

En Alemania y Francia aparecen los agrogeólogos entre 1850 y 1870 como una demanda de origen geológico para estudiar, definir e inventariar los suelos, y a comienzos del siglo XX comienzan las primeras reuniones sobre *agrogeología.* El término *Pedologie (pedología)* fue creado por el alemán Fallou en 1862 para separarlo del concepto de *Agrologie (agrologia)* creado por Gasparín en 1841, que se refiere al estudio del suelo bajo cultivo. El mérito de Albert Fallou (1794-1877) fue considerar que el suelo no pertenece a una formación rocosa sino que es una formación en sí misma, y que la ciencia del suelo es una ciencia independiente. El término *"Soil science"* aparece en USA a fines del siglo XIX y es usado en 1916 por Lipman, fundador de la revista homónima.

Pero los geólogos lideran la geología, no la ciencia del suelo. Entre 1880 y 1910 la pedología se hace genética. Alrededor de 1880 se producen los mayores cambios en la ciencia del suelo. La evolución de la ciencia en general y la aparición de un hombre de estatura excepcional, se conjugan con las necesidades económicas y la evolución intelectual de sus predecesores. De 1876 a 1883 la pedología se constituye en la ciencia de un pequeño grupo de hombres de la Universidad de San Petersburgo, en Rusia, dirigidos por Vassili Vassillivich Dokuchaev. Dokuchaev aporta una nueva visión de los suelos, en su tesis "El chernozem ruso" para optar al título de Doctor en *"geognosia y mineralogía"*.

Los paradigmas de Dokuchaev: ¿Cuáles fueron las ideas novedosas que hicieron su tesis significativa?. Un nuevo objeto con su propia individualidad: EL SUELO. Sus predecesores consideraron **suelo** como la porción triturada de la parte superior de las rocas. Algunos hasta pensaron, en forma extremista que los suelos eran una creación de la agricultura, otros más criteriosos, como Elie de Baumont(1842), permanecían en una fase de observación. Físicos, químicos e ingenieros agrónomos acumulaban datos y comenzaban a desentrañar las leyes

concernientes al estado, origen y mecanismos que afectan la dinámica del suelo. Pero todo esto en forma dispersa, sin visión sintetizadora.

Dokuchaev reconoce en sus trabajos de campo que el suelo obedecía a leyes del determinismo sus características estaban ligadas a fenómenos de la naturaleza. Dice: "El suelo es el resultado de la actividad conjunta de los siguientes agentes: organismos vivos y muertos, roca madre, clima, relieve del lugar" y, dejando de lado la evolución química y geólogo-petrográfica, "el suelo existe como un cuerpo independiente con una cierta fisonomía, que tiene su propio origen y propiedades especificas". En 1883 define al suelo como: "los horizontes exteriores de las rocas naturalmente modificados por la influencia conjunta del agua, del aire y de los organismos vivos y muertos". También se hablaba de "suelo como cuerpo independiente y variante".

Sintetizando, es posible decir que las ideas originales fueron tres:
1 - El suelo es un cuerpo natural y variante. Lo presenta como un objeto nuevo, que necesita métodos de estudio especiales, leyes nuevas y un vocabulario que poco a poco fue perfeccionado por él y sus discípulos, uno de cuyos más destacados fue Sibirtzev.
2 - Independencia de los fenómenos naturales. Ese concepto lo erige en uno de los fundadores de la Ecología, y tanto su libro de 1892 (Nuestras estepas antes y ahora), corno su plan de explotación de la estepa rusa dan testimonio de ello.
3 - La zonalidad de los suelos. Esta idea surge al final de su vida, contrariamente a la opinión de que ha sido esencial en su teoría inicial, y después de sus expediciones a Asia central. Además de la formulación de sus ideas, supo hacer "ver" el suelo a sus discípulos, y difundió sus ideas tanto a la comunidad científica rusa como así también entre los campesinos, para quienes en definitiva trabajaba.

LOS PRIMEROS TIEMPOS EN LA ARGENTINA

El interés sobre el conocimiento del suelo no nace como tal, sino como una necesidad del gobierno nacional en conocer la productividad de las tierras y para orientar el proceso de inmigración. A partir de Caseros comienza la gran epopeya de poblar el país y entre 1857 y 1914 se produce la "gran inmigración". La implantación de colonias agrícolas (San Juan, 1855, en Corrientes; San José, 1857, en Entre Ríos y Esperanza, 1853; San Gerónimo, 1858 y San Carlos, 1859 en Santa Fe), contribuyó a desarrollar la agricultura en la pampa húmeda, cuya economía hasta entonces era esencialmente ganadera. El presidente Domingo F. Sarmiento (1811-1888) crea el Departamento de Agricultura en 1872 que dependía del Ministerio del Interior. Debieron pasar varios años hasta que el presidente Julio A. Roca (1843-1914) creara el Ministerio de Agricultura de la Nación en 1889. Algunas referencias sobre análisis de tierras ya aparecen en 1892 en el Boletín de Agricultura de la Nación y en 1898 se solicita la realización del "Mapa de suelos de la República Argentina".

Vinculada a este proceso de organización nacional, está la figura del ingeniero agrónomo Pablo Lavenir (1858-1947). El ingeniero Lavenir fue el organizador y orientador de los estudios de agrología y química agrícola que se realizaron en el Ministerio de Agricultura de la Nación. Agrólogo argentino por adopción, llegó al país en 1887, solicitado por el gobierno de la Provincia de Buenos Aires como docente del Instituto de Agronomía y Veterinaria de Santa Catalina, que más tarde fue transferido a La Plata como Facultad de Agronomía y Veterinaria. En 1901 crea la Sección Tierras del Ministerio de Agricultura, que dirigió hasta 1928 y fuera el centro de las investigaciones agrológicas del país. Entre 1905 y 1910 publica en los Anales del Ministerio de Agricultura, los primeros estudios sobre suelos de la Argentina, que consistían en el análisis de muestras extraídas a dos profundidades (30 y 60 cm), y que denominó suelo y subsuelo, analizando 6.891 muestras. Su primer trabajo se denominó *"Contribución al estudio de los suelos de la República Argentina"* que si bien no es de carácter genético, constituye una referencia histórica.

Las mencionadas contribuciones están precedidas por normas de análisis y principios de interpretación y clasificación de las tierras sobre la base de su composición. No obstante los métodos empleados entonces, constituyen un verdadero archivo documental sobre las características de nuestras tierras. Lavenir hace mención, en 1903, que las muestras recolectadas mostraban "muchas analogías de composición y constitución, que no hubiera sido posible prever con aquellas tomadas aisladamente y al acaso en toda la República". Vemos ya la idea de regionalización y distribución geográfica de las propiedades de los suelos. Realizó numerosas publicaciones sobre estudios agrológicos de varias provincias, y antes de su retiro en 1928, publicó en 1922, el Estudio de Suelos de la Gobernación de La Pampa, en la que ya relaciona los análisis químicos con el conjunto fisiográfico-ecológico, el cultivo del trigo en función del suelo, el loess originario, y las aguas como factor de la vida humana y de la explotación agropecuaria.

El estudio de los suelos no se hace genético de pronto, sino que paulatinamente junto con la necesidad de conocer el suelo, se comienza a desarrollar la cartografía de suelos, a considerar y comprender la influencia de los factores del medio. Pero debieron pasar más de 20 años hasta que las distintas ramas de la ciencia del suelo adquirieran identidad.

Las dos décadas siguientes estuvieron dominadas por el advenimiento de los agrogeólogos, que vinculaban su conocimiento naturalista con los intereses productivos. Aquí, si queremos hacer un nexo entre el ámbito aplicado y los estudios con tendencia genética, debemos recordar que a principios de siglo también llegaron al país los primeros geólogos que comenzaron desde su óptica el estudio de los materiales geológicos, y publicaron sus resultados, como Carl Buckhardt, 1907: *La Formación Pampéene de Buenos Aires* et *Santa Fe;* Adolphe Doering$_1$ 1907: *La Formation Pampéene de Córdoba.* Más modernamente, Santiago Roth (1921) *Investigaciones geológicas en la llanura pampeana.* En 1922, *Investigaciones geológicas en la migración de la Patagonia durante los* años *1897-1899.* También, en 1929, el geólogo G. Bonarelli y el químico E. Longobardi, realizan el que es considerado el primer mapa de suelos de la Argentina denominado *Mapa Geoagrológico y minero de la Provincia de Corrientes.*

Con la creación del Instituto de Suelos y Agrotecnia, del Ministerio de Agricultura de la Nación, en 1943, se diversifica y nomina formalmente el estudio de los suelos según distintos tópicos: génesis, evolución y clasificación de suelos; geografía de suelos; geología agrícola; química mineral y fisicoquímica; física y coloides; microbiología y bioquímica: fertilidad del suelo y nutrición vegetal. Los considerandos de creación de la Institución responden a intereses eminentemente prácticos, pero para la concreción de los objetivos se incorporan disciplinas científicas vinculadas a la génesis de los suelos y se reconoce la importancia de la sedimentología y petrología en el estudio de los mismos. Así, dentro de geología agrícola quedan involucrados el estudio de la geografía de los materiales originarios, rocas y sedimentos, condiciones geomorfológicas, investigación petrográfico-mineralógica de las rocas originarias y procesos de temperización. Análisis mineralógico de suelda y estudios geológico-petrográfico de los recursos naturales vinculados a fertilizantes.

Factores de formación

¿Qué factores serán los que condicionen los cambios en los materiales originales hasta formar el suelo?. Está claro que la roca o sedimento, con su aporte masivo de minerales, será un factor importante en la formación del suelo. ¿Pero qué otros factores influirán?. El suelo se forma a partir de una roca o sedimento y también a partir de restos vegetales y animales, por tanto, los organismos también constituyen un factor importante Si se comparan los suelos de regiones húmedas y los de regiones áridas salta a la vista el importante papel que juega el clima en la formación del suelo. Por otra parte, si analizamos la distribución de los suelos en una zona montañosa, observaremos como los suelos se encuentran escalonados en el paisaje. Por último, es evidente que los cambios que se producen en el material para pasar de roca o sedimento a suelo necesitan para desarrollarse que transcurra un determinado tiempo y este tiempo representa el quinto y último factor en la formación del suelo.

El suelo puede ser considerado como una determinada combinación de sus factores formadores. Esta concepción del suelo fue expresada por primera vez por Jenny en 1940 según la siguiente ecuación:

$$S = f\,(cl, o, r, p, t)$$

Representando "S" al suelo, "f" es una función , "cl" al clima, "o" a los organismos, "r" al relieve, "p" a la roca madre y "t" al tiempo.

Esta ecuación es muy importante pues representa que para una determinada combinación de los factores formadores sólo puede existir un tipo de suelo (la misma combinación de factores originará siempre el mismo tipo de suelo independientemente del lugar geográfico en que se encuentre). Igualmente importante es que la magnitud de cualquiera de las propiedades del suelo, tales como pH, contenido en arcillas, porosidad, etc., está determinada por la combinación de estos factores formadores.

Para evaluar la influencia de cada factor formador en las propiedades del suelo, basta en teoría con mantener constantes todos los demás, (hecho que frecuentemente es difícil de encontrar en la práctica).

Así para ver la importancia del tiempo, la ecuación fundamental quedaría así:

$$S = f(t)\ cl, o, r, p;\ \text{siendo } cl, o, r, p = \text{constantes}$$

La variación de cualquier propiedad del suelo depende exclusivamente del tiempo. Así, en el tiempo cero, suelo y material original se funden uno en el otro. Variando el tiempo irán apareciendo una serie de tipos de suelos, cada vez mas evolucionados, cuyas propiedades serán una consecuencia directa de la edad y obtendríamos lo que se llama una CRONOSECUENCIA. Por otra parte, si aislamos el factor roca madre (y mantenemos constantes a todos los demás) tendríamos una LITOSECUENCIA. Aislando el factor relieve obtendríamos una TOPOSECUENCIA o CATENA, si es el clima el único factor variable tenemos la CLIMOSECUENCIA y finalmente la acción de los organismos vendría representada en una BIOSECUENCIA.

El relieve como factor formador

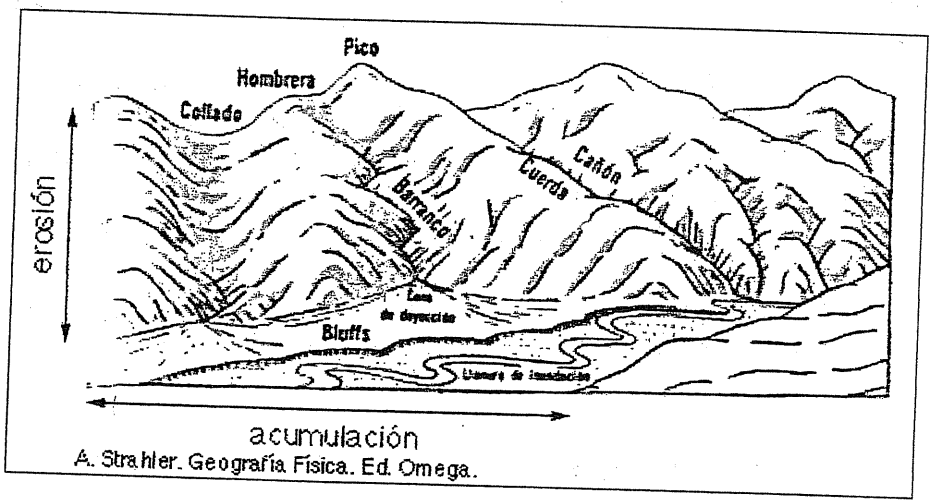
Los procesos edáficos repercuten en el relieve y viceversa.
Desde el punto de vista edáfico los elementos del relieve más importantes son la inclinación y longitud de las laderas, la posición fisiográfica y la orientación.

Acciones del relieve

El relieve ejerce tres acciones fundamentales para la evolución del suelo.

Transporte

Por la acción de la gravedad, en el relieve se produce el transporte de todo tipo de materiales que se trasladan pendiente abajo. Dependiendo de su posición en el paisaje, el suelo se ve sometido a la acción de erosión o por el contrario puede predominar la acumulación



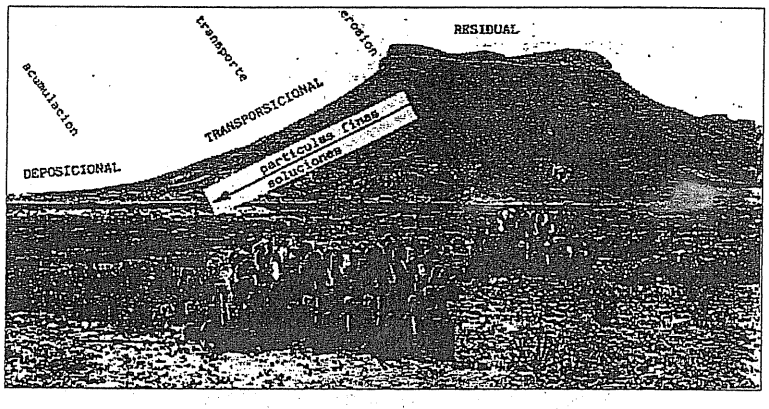
A. Strahler. Geografía Física. Ed. Omega.

En las zonas altas, sobre todo en las áreas en que se presentan fuertes inclinaciones, el suelo está sometido a una intensa erosión, por lo que la posición se considera residual y estará conformada por suelos esqueléticos.

A media ladera los suelos están sometidos a un continuo transporte de materiales sólidos y soluciones, por lo que suelen presentar pequeños o moderados espesores y en ellos son muy abundantes los cantos angulosos, tan representativos de los suelos coluviales.

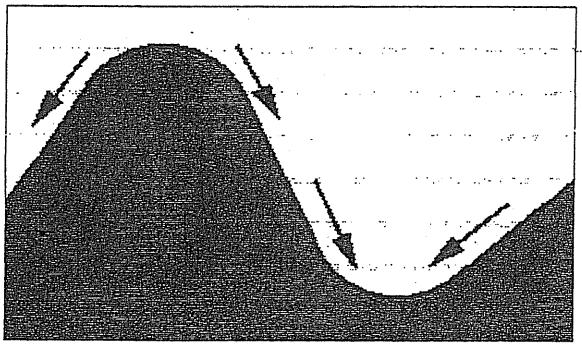
En la ruptura de las pendientes se produce la deposición de los materiales arrastrados (compuestos solubles y partículas sólidas) por lo que en las posiciones de pie de ladera se forman suelos acumulativos que continuamente se están sobreengrosando, formándose suelos muy espesos y de texturas (granulometrías) muy finas.

En definitiva en un relieve colinado existen básicamente tres posiciones con comportamiento muy diferente: relieve residual (o erosional), relieve transposicional y relieve deposicional.



Características hídricas

El relieve también influye en la cantidad de agua que accede y pasa a través del suelo. En relieves convexos el agua de precipitación circula por la superficie hacia las zonas más bajas del relieve y se crea un área de aridez local, mientras que lo contrario ocurre para las formas con relieve cóncavo.

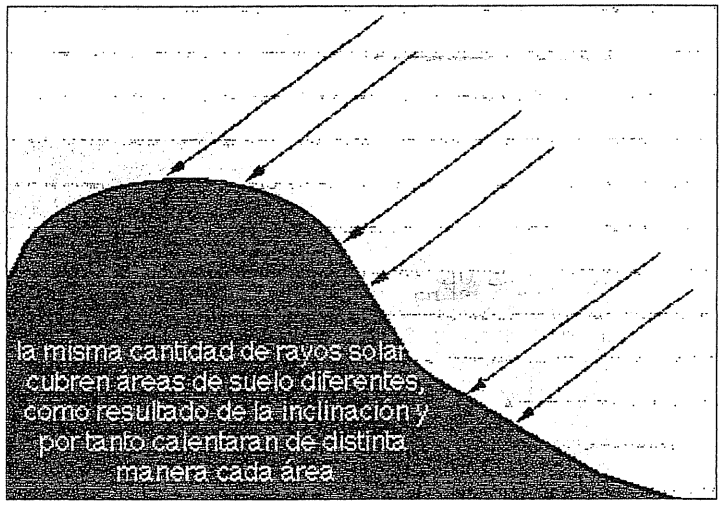


También el drenaje del suelo se verá influenciado por el relieve, ya que este influye decisivamente en la textura, que a su vez condicionará en gran parte la permeabilidad. En las áreas altas tendremos un drenaje vertical rápido, que pasará a oblicuo en las laderas y quedará muy impedido en las depresiones.

Por otra parte la posibilidad de aporte de agua a través de niveles freáticos también estará condicionada a la posición del suelo en el relieve.

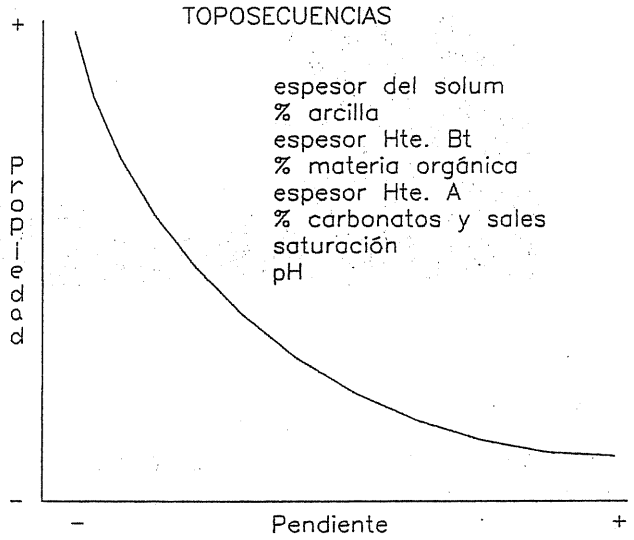
Microclima El relieve también modifica las características del clima edáfico, al influir en la temperatura y en la humedad en función de la inclinación (influirá en la intensidad calorífica de las radiaciones recibidas), orientación (que regulará el tiempo de incidencia de las radiaciones solares) y altitud (que influirá en los elementos climáticos generales).

Como consecuencia de todo ello también afectará al desarrollo de la vegetación y de la actividad microbiana.



Relaciones entre el relieve y las propiedades y constituyentes del suelo

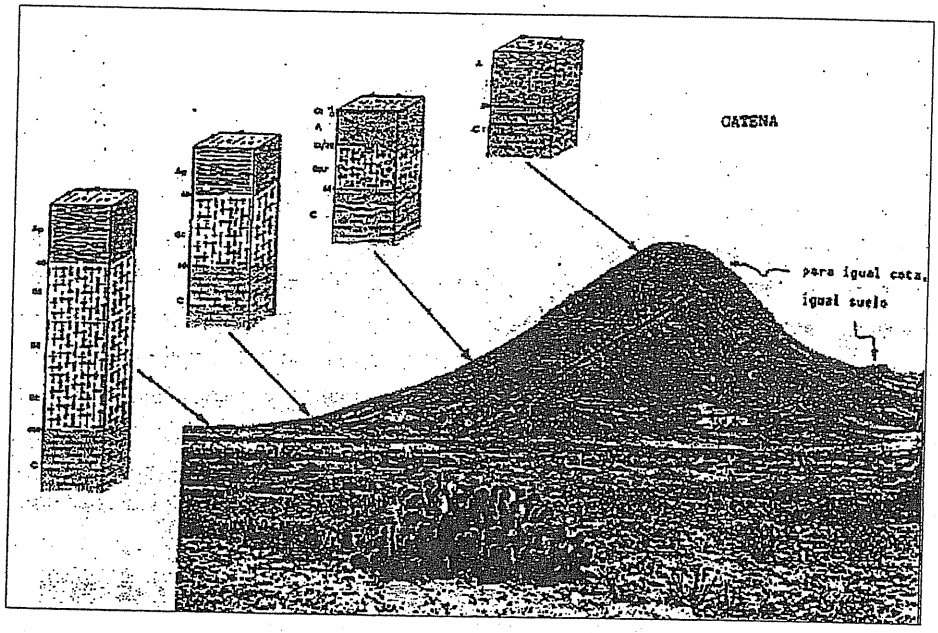
Las importantes acciones descritas en el apartado anterior se materializan en una clara dependencia de los constituyentes y propiedades del suelo con el relieve. Estas dependencias se definen como topofunciones y algunas de ellas las representamos de una manera esquemática.

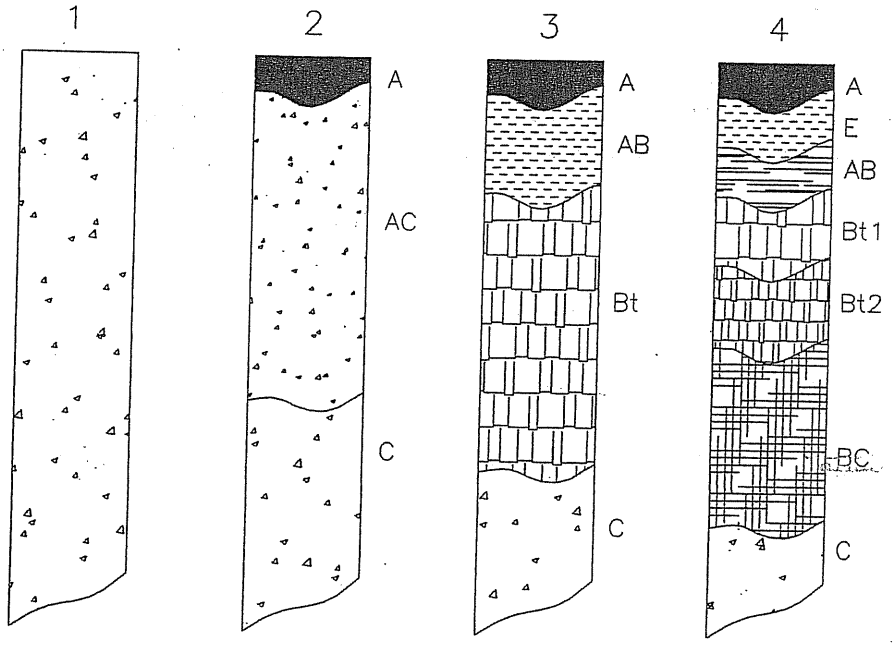


El relieve y la evolución del suelo: catenas o toposecuencias

Lógicamente también existe una dependencia entre el grado de evolución del suelo y su posición en el paisaje. Esta relación entre los suelos y el relieve se llama catenas de suelos o toposecuencias.

La catena representa el escalonamiento regular de suelos dando una sucesión cuyo grado de desarrollo varía de forma continua con la pendiente y mostrando niveles de igual desarrollo para suelos situados en la misma posición topográfica (con iguales inclinaciones y cotas topográficas).





Actúan los factores formadores del suelo. Aumento en el grado de desarrollo.

En el estadío 1 tenemos un material originario que permanece sin ser alterado por los procesos pedogenéticos (en el caso de la región pampeana podría corresponder al Loess Pampeano proveniente de la cordillera de los Andes). Es la capa que dará origen el futuro suelo.

En el 2 ya han actuado el tiempo, clima y relieve y se ha instalado una incipiente vegetación con el desarrollo de los primeros horizontes minerales (principal y de transición).

En los estadíos 3 y 4 siguen actuando los factores formadores del suelo y en consecuencia el mismo alcanzó un mayor grado de desarrollo (se agregan más horizontes al perfil).

Es decir, que estas secuencias de horizontes de cuatro perfiles están ordenadas de menor a mayor grado de desarrollo.

Morfología de suelos.

Es el estudio y descripción sistemática del tamaño, forma, disposición e interrelación de sus componentes, como así también de características tales como : color, consistencia, etc..

El estudio morfológico se realiza en el campo, a través de un corte vertical del terreno que posibilita apreciar los horizontes, cuyo conjunto constituye el perfil del suelo. Los datos obtenidos se documentan en una ficha pedológica.

Horizontes del suelo.

Un horizonte es una capa del suelo aproximadamente paralela a la superficie del terreno y posee propiedades generadas por los procesos pedogenéticos. La secuencia de horizontes se reconoce en cortes naturales o artificiales del terreno que dejan expuesto al perfil del suelo. En un perfil, cada horizonte se diferencia de los demás, al menos parcialmente, por características que pueden ser observadas o medidas en el campo.

De acuerdo con este criterio los horizontes se identifican en parte por su propia morfología y en parte por comparación con las propiedades de los horizontes supra y subyacentes. Sin embargo, para designar horizontes, a veces se requieren determinaciones de laboratorio para completar las observaciones de campo.

Cada horizonte es designado mediante un símbolo (combinación de letras mayúsculas y minúsculas y números arábigos) que indica el grado de diferenciación respecto del material originario y las características morfológicas, físicas o químicas resultantes de uno o más procesos pedogenéticos.

El material originario de nuestra región se denomina **loess pampeano** y proviene de la Cordillera de los Andes (presencia de vidrio volcánico).

Los **horizontes** se pueden diferenciar en principales y de transición.

Principales: se indican con una letra mayúscula y pueden ser orgánicos y minerales.

Horizontes orgánicos:

Horizontes **O**. Están dominados por materia orgánica fresca o parcialmente descompuesta y se han formado en la parte superior de los suelos minerales. Estos horizontes poseen más de un 20 % de materia orgánica.

Horizontes minerales:

Horizonte **A**. Se forman en superficie o por debajo de un O. Poseen una acumulación de materia orgánica humificada íntimamente relacionada con la fracción mineral; propiedades resultantes del cultivo, pastoreo o alteraciones similares. Es más oscuro que los subyacentes. La fracción orgánica proviene de restos de plantas y animales, depositados mecánicamente sobre la superficie por descomposición.

Horizontes **E**. Hay pérdida de arcillas, quedando una concentración de minerales resistentes del tamaño arena o limo. Es donde la **eluviación** está mejor expresada, los colores son claros, con bajos contenidos de materia orgánica o texturas más gruesas.

Horizontes **B**. Poseen concentración **iluvial** de arcillas.

Horizontes **C**. Excluyen los mantos rocosos duros, poco afectados por procesos pedogenéticos y carecen de las propiedades de los anteriores horizontes. Se incluyen: saprolitos, sedimentos, mantos rocosos inconsolidados y materiales geológicos no cementados.

Capas **R**. Incluyen mantos rocoso duros. La excavación manual con pala resulta imposible. Ejemplos: granitos, calizas, cuarcitas, basaltos o areniscas.

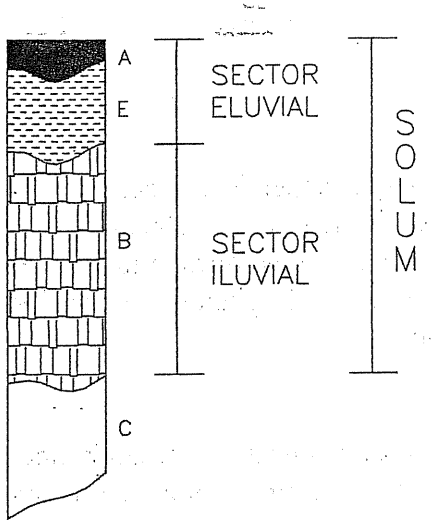
Transición: surgen como una combinación de los principales, donde uno de los dos predomina por sobre el otro. Se designan por dos letras, indicando el primero que es el dominante (por ejemplo: AB significa que las características del A son las dominantes).

SOLUM

Es considerado el sector del perfil más intensamente afectado por los procesos pedogenéticos actuales, comprendiendo los horizontes A y B, incluyendo los horizontes de transición.

Los horizontes A, incluyendo los de transición con dominancia de A, se considera el sector **eluvial** del perfil. En él los horizontes han experimentado pérdida de materiales, exceptuando la acumulación de materia orgánica de los horizontes A. Los horizontes B, incluyendo los de

transición en que haya dominancia de características de B, se considera el sector **iluvial** del perfil. Son los horizontes que han experimentado ganancia de materiales provenientes del sector eluvial. Los horizontes O y C no se consideran ni eluviales ni iluviales.

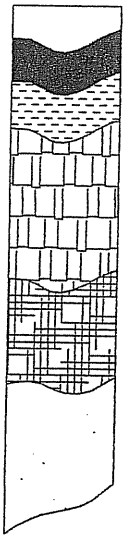


Profundidad y espesor de horizontes.

La profundidad de los horizontes se mide en centímetros, a partir de la superficie del suelo mineral y desde el techo al piso de cada uno de ellos. Los horizontes orgánicos pueden ser rápidamente alterados en espesor o destruidos por actividad del hombre, animales,etc.; por lo tanto, cuando se encuentran en superficie se miden también en centímetros pero hacia arriba a partir del techo del material mineral.

La **profundidad** de cada horizonte se expresa con dos números: profundidad del límite superior y profundidad del límite inferior. El **espesor**, en cambio, se indica con un solo número que es la diferencia entre la profundidad de ambos límites.

Por ejemplo:



	Profundidad (cm)	Espesor (cm)
O	10–5	5
A	0–15	15
E	15–23	8
B	23–57	34
BC	57–72	15
C	72–90+	18

En el caso del horizonte C el signo + a continuación de 90 indica que el fondo del pozo llega a los 90 cm y que ese horizonte puede continuar en profundidad. Por lo tanto, el espesor indicado será parcial.

Color del suelo.

A primera vista el color suele ser la característica más resaltante del perfil del suelo. A veces por su intermedio se pueden inferir procesos pedogenéticos que modifican las características del material originario del suelo.

Para permitir una comparación más exacta entre los perfiles de suelos es necesario que la caracterización del color sea lo más precisa posible. El mismo se determina mediante la comparación con una carta patrón de colores: "Tabla Munsell de Colores para Suelos".

Textura.

Se refiere a las proporciones porcentuales de las partículas minerales individuales de menos de 2 mm (tierra fina) de una masa de suelo, agrupadas por sus tamaños. Particularmente se refiere a los porcentajes de arcilla, limo y arena.

De acuerdo al sistema propuesto por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA) se considera **arena** a la fracción de partículas del suelo cuyos diámetros están comprendidos entre 2 mm y 0,05 mm; la fracción **limo** de 0,05 mm a 0,002 mm y la **arcilla** se corresponde con partículas cuyo diámetro es inferior a 0,002 mm.

Dado que es imposible que una muestra de suelo esté constituida por un solo tamaño de partículas, se han establecido grupos texturales basados en diferentes combinaciones de arcilla, limo y arena. Tales combinaciones son denominadas *Clases texturales.*

Textura al tacto:

Cuando en el campo se desea apreciar la textura se utiliza un método empírico rápido y de menor precisión que los análisis efectuados en laboratorio, consistente en amasar, en húmedo, una masa de suelo entre el pulgar y el índice y de este modo tenemos que:

- los suelos arenosos y francoarenosos se distinguen por su aspereza que se va haciendo más tenue cuando la condición de franco aumenta.
- los franco limosos son suaves al tacto, aún en húmedo.
- los franco arcillosos y arcillosos son duros en seco y fácilmente moldeables en húmedo.
- los francos son una mezcla de las propiedades físicas de la arena, el limo y la arcilla.

Estructura.

Indica la constitución física del material del suelo, manifestada por el tamaño, forma y ordenamiento de las partículas sólidas y los espacios vacíos (poros).

La estructura es un rasgo diagnóstico importante en la descripción morfológica ya que está asociada a ciertas propiedades del suelo (aereación, porosidad, movimientos del agua, densidad aparente, etc.) y tiene incidencia sobre la productividad. La estructura debe observarse sobre el perfil del suelo, tan seco como sea posible.

Suelos sin estructura

Condición particular en la que el suelo o alguno de sus horizontes no presenta agregación observable, o bien no existe una disposición definida de las líneas naturales de ruptura de la masa del suelo. Existen dos alternativas :

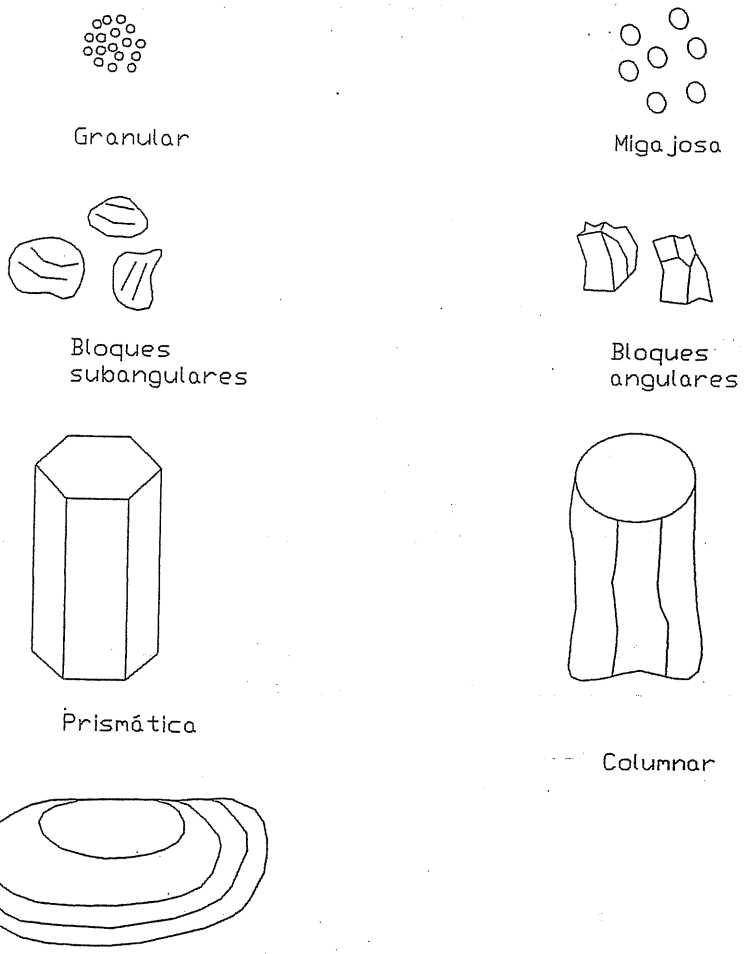
Masivo: la masa o material del suelo se presenta con aspecto coherente.

Grano suelto: el material del suelo no posee coherencia.

Suelos con estructura

Toda vez que los horizontes posean agregados se exige definir tres aspectos: **tipo** (indica la forma de los agregados).

Tipos de estructura



La **clase** es el parámetro que indica el tamaño de los agregados y el tercer parámetro a definir es el **grado** que es la agregación diferencial entre la cohesión en el seno de los agregados y la adhesión entre ellos.

Consistencia.

Se refiere a ciertas cualidades del material del suelo que se expresan por su grado de cohesión y adherencia, o por la resistencia a la deformación o ruptura. Se establece en seco, húmedo y mojado (plasticidad y adhesividad).

Otros rasgos morfológicos son: carbonatos libres, relieve, reacción del suelo, drenaje, raíces.

Propiedades físicas y químicas de los suelos.

El conocimiento de las mismas contribuye a la comprensión de la génesis de los suelos, muestra el estado de los nutrientes en los mismos y posibilitan la elaboración de recomendaciones sobre prácticas de uso y manejo.

En clasificación y cartografía de suelos permiten ubicar a los mismos en diversas categorías taxonómicas dentro de sistemas modernos de clasificación. El estudio de la variabilidad de las propiedades de los perfiles hace posible su agrupamiento en unidades cartográficas determinadas.

Las propiedades físicas del suelo están ligadas a dos nociones fundamentales: textura y estructura. De estos dos factores depende el comportamiento del aire y del agua en el suelo, cuyas consecuencias prácticas son particularmente importantes.

1- Análisis granulométrico del suelo.

Por *tamizado* se analizan las *arenas*.

Por *sedimentación* se analizan *limos* y *arcillas*.

2- Densidad del suelo.

La *densidad aparente* es la masa o peso (P) de una unidad de volumen de suelo seco. Este volumen total (Vt) incluye tanto la fase sólida como los poros.

$$Da = \frac{P}{Vt}$$

Peso = en gramos

Volumen = en cm^3

Da = g / cm^3

Varía con la textura, estructura, por acción de labores agrícolas, por el pisoteo del ganado, etc.

La *densidad real* es la relación entre el peso de una muestra de suelo (P) y el volumen que ocupa excluyendo los espacios porales, es decir, el volumen de la fase sólida.

$$Dr = \frac{P}{Vs}$$

3- Porosidad total.

Es el volumen de una muestra de suelo no ocupado por la fase sólida.

La determinación se efectúa a partir de los datos de Dr y Da, expresándose como porcentaje respecto a la masa total de suelo:

$$Pt\ (\%) = \frac{Dr - Da}{Dr} \times 100$$

4- **Humedad del suelo.**

Se obtiene calculando la cantidad de agua presente en él. Uno de los métodos más usados es el gravimétrico que se calcula por diferencia de peso entre una muestra de suelo con un determinado grado de humedad y la misma muestra secada en estufa. Se anota en porcentaje (%).

Química del suelo: comprende aspectos de la química de soluciones y de la química de fases sólidas, siendo muy importante la zona de contacto entre la fase sólida y líquida, en la cual las fuerzas superficiales juegan un rol destacado.

1- **Reacción del suelo.**

Es un índice del grado de acidez o alcalinidad. El parámetro de medida es el **pH** (logaritmo negativo de la concentración del ión H^+).

Un valor comprendido entre 0 y 7 equivale a una solución *ácida.*

Un valor igual á 7 equivale a una solución *neutra.*

Un valor comprendido entre 7 y 14 equivale a una solución *básica.*

2- **Salinidad del suelo.**

El agua del suelo contiene sales disueltas en distintas concentraciones. Cuando el tenor de sales solubles es elevado el desarrollo de la mayoría de las especies vegetales se ve restringido. Por ello, la determinación de las sales solubles del suelo resulta de relevante importancia para la evaluación de la aptitud, para la clasificación taxonómica y para los estudios de recuperación de suelos afectados por sales.

Las sales solubles del suelo están constituidas principalmente por los cationes calcio, magnesio y sodio y los aniones: cloruros, sulfatos y bicarbonatos, encontrándose en menor proporción el catión potasio y los aniones carbonato y nitrato.

Los suelos salinos se encuentran comúnmente en zonas áridas donde la evaporación supera a la infiltración, aunque también están presentes en regiones húmedas donde las sales se acumulan bajo condiciones de drenaje impedido que no permite el lavado en profundidad o también en áreas de suelos desarrollados sobre sedimentos marinos.

Para la acumulación de sales, además de las condiciones climáticas son necesarias ciertas características topográficas e hidrológicas. El relieve controla la distribución de las sales pues condiciona el escurrimiento superficial y subterráneo.

El ciclo hidrológico, especialmente a través de las aguas subterráneas, determina la distribución de las sales por:

- contaminación a través de sedimentos con alto contenido salino.
- contaminación de las aguas en su pasaje por suelos alcalino-salinos.
- contaminación de las aguas superficiales por sedimentos ricos en sales, transportados por el viento.

Un factor que puede introducir una elevación en la concentración de sales es el hombre, que mediante un riego desmedido en determinadas áreas y sin tomar recaudos en el drenaje y en la calidad del agua de riego, ha provocado la salinización muy alta en los suelos, a veces imposible de corregir.

Para evaluar de manera rápida el grado de salinidad de una muestra de suelo se aprovecha la propiedad que tiene la electricidad de circular tanto más fácilmente en un medio cuanto mayor es la cantidad de iones presentes en dicho medio. Así, la **conductividad** eléctrica de una muestra de suelo estará en relación directa con el contenido de sales **(dS/m),** mientras que la **resistencia** eléctrica lo estará en relación inversa **(ohms/m).**

Cátedra de Geomorfología
Dpto de Agrimensura – Fac. de Ingeniería, UNLP
Virginia Villamayor – Año 2002

Unidad Temática

REMOCIÓN EN MASA

- Definición: Involucra todo movimiento gravitacional de grandes volúmenes de material sobre la corteza pendiente abajo, dónde sólo actúa la gravedad, sin la intervención de ningún otro agente de transporte, aunque suele estar ayudado por la presencia de agua. La fuerza actúa de manera continua. Es un nexo entre la meteorización (in situ) y la erosión.
- Sustrato: son rocas aflorantes o subsuperficiales, de edad terciaria o más antiguas, sobre las que apoyan unidades geológicas y geomorfológicas más jóvenes (Pleist-Rc). Es masivo, y sus rocas son lo suficientemente competentes para soportar la gravedad. Es necesaria la intervención de otros factores que originan la fragmentación.
- Dentro de los factores: la meteorización es fundamental. La meteorización es la condición indispensable para que se origine el material en masa. Pero el factor preponderante que actúa es la gravedad. La cantidad de agua presente no implica que sea el medio de transporte. Esto hace que la diferencia entre una corriente de barro y un río muy turbio sea una línea delgada. El reconocimiento de los procesos de remoción en masa está descuidado en relación a otros procesos que originan las formas del paisaje. Esto obedece a que los varios tipos de movimientos en masa, cuando se producen de manera rápida, catastrófica y otros son imperceptibles y elimina la posibilidad de observación directa. En general, los efectos y formas productos de la remoción en masa, no son de gran escala, pero pueden ser notables. La remoción en masa contribuye a la reducción lenta de las masas de tierra.

En Argentina, flujos de barro en la quebrada de Humahuaca y en Chumbicha (e/ Catamarca y La Rioja), se dieron movimientos de este tipo en el año 1964.

TIPOS DE MOVIMIENTOS DE REMOCIÓN EN MASA

1.- lavaje en manto
2.- mantos de creciente
3.- flujos de barro
4.- flujos de tierra
5.- derrumbe de detritos
6.- deslizamientos

A.- FLUJOS LENTOS

*Dentro de los flujos lentos, hay 5 procesos:

- 3 son de características de climas templados y tropicales:
  1. Reptación de roca
  2. Reptación de talud
  3. Reptación de suelo
- 2 son característicos de clima frío:
  1. Solifluxión
  2. Reptación de glaciar de roca

Es el lento movimiento pendiente abajo, prácticamente imperceptible, salvo prolongadas observaciones, del suelo o manto detrítico (masa de partículas de diferentes tamaños, desde bloque a grano fino). Restringido a cm o dm de la superficie. No presenta una superficie o plano para el movimiento. El contenido de agua es variable, desde inexistente hasta abundante.
A estos flujos se los conoce, también, como REPTACIÓN.
Los efectos se observan sobre la vegetación (árboles encorvados) y estructuras construidas por el hombre (postes inclinados).
Auxilia el lavaje de pendientes y, a veces, da lugar a la formación de escarpas en miniatura y depresiones pandeadas
La congelación es el proceso que más contribuye a la remoción. También el calentamiento-enfriamiento, humedecimiento-secado, acción de cuña de las raíces.

I.- REPTACIÓN DE SUELO:

en cualquier zona de pendiente moderada que desarrolle un suelo o manto detrítico. Se produce por la presencia de fracciones sueltas y redondeadas, explosiones, sismos, vibraciones, acción de raíces, congelamiento y dilatación. Se evidencia por fisuras en casas, desplazamientos en caminos, etc.

II.- REPTACIÓN DE TALUD:

es el lento movimiento pendiente abajo de derrubio y material grueso del talud bajo determinadas condiciones, producido por congelamiento y dilatación térmica. Con acumulación al pie del acantilado o farallón, o manto detrítico sobre una pendiente. Puede pasar a reptación de suelo. Se encuentra asociado a otro tipo de movimientos de remoción en masa, como los deslizamientos, que se encuentran en las cabeceras de la zona donde se originó la reptación de talud. También llamado derrubio

El ángulo de la pendiente varía de acuerdo a la forma, tamaño (en general son grandes), clase de los elementos clásticos, estimándose entre 20°-30° en los sectores más elevados.

La velocidad depende del clima. En climas fríos es mayor y se debe al congelamiento y fusión en los intersticios de los fragmentos. En muchas regiones, este movimiento pasa imperceptiblemente a reptación de glaciar de roca.

En climas áridos y semiáridos, el condicionante son los cambios de temperatura que provocan contracción – expansión.

En climas húmedos, el condicionante es la meteorización, raíces, remoción de material por acción de aguas.

III.- REPTACIÓN DE ROCA:

Movimiento individual de materiales gruesos pendiente abajo. Se da en rocas competentes muy diaclasadas, donde crecen raíces. El movimiento está lubricado por arcillas subyacentes (se lo clasifica acá, sólo porque es un movimiento lento). Generado por:

- composición litológica del suelo. Muy difícil en suelos loéssicos, más factible en material suelto con alto porcentaje de partículas redondeadas.
- Cambios de volumen de la masa. Por cambios de temperatura y humedad, dilatación por congelamiento.
- Causas antrópicas.

Los bloques se encuentran a distancia considerable de las zonas altas.
Está relacionado a la presencia de rocas competentes a la erosión (conglomerados, areniscas, ígneas, etc.)

No siempre, pero se comprobó que, el movimiento se desarrolla, fundamentalmente, en sectores donde existe material fino (arcilla o limo), los que permiten un mejor desplazamiento de los bloques.

Este movimiento no reconoce en su formación, la mecánica de flujos. Sharp los ubica dentro de los flujos por su íntima relación con la reptación de talud y suelos, por la acción de la gravedad.

IV.- SOLIFLUXIÓN:

Flujo lento pendiente abajo de masas de suelo o sedimentos saturados con agua, que sufren congelamiento y fusión. Factor principal del modelado del paisaje en climas fríos. Favorecidos por la falta de vegetación, abundante provisión de agua, abundante material clástico y suelo permanentemente congelados. El agua puede no ser de fusión, por lo tanto se encuentran en climas no tan fríos también.

Se han aplicado otros términos a estos flujos: pendientes fluyentes, ríos de barro, glaciares de barro.

La mayor parte del material son detritos finos que se mueven pendiente abajo, levando en su masa, a veces en suspensión, fragmentos mayores.

El movimiento imperceptible puede adquirir mayor velocidad cuando afecta formas deprimidas del paisaje, que en cierto sentido se encuentra conectado a tributarios y colector principal. El movimiento tiene lugar en pendientes de muy bajo ángulo (2º-3º).

Holmes y otros sostienen que este tipo de flujo se encuentra exclusivamente relacionado a ambientes periglaciar o ártico.

Dillgulk considera como más adecuado utilizar CONGELIFLUXIÓN, para describir la solifluxión periglaciar y ártica.

Washburn dice que es conveniente utilizar el término GELIFLUXIÓN.

Los factores fundamentales que favorecen el movimiento son:

1. abundante provisión de agua, la cual proviene del derretimiento en períodos cortos de tiempo.
2. presencia, en profundidad, de suelos previamente congelados que impiden la infiltración de esta agua que se originan en la parte superficial. Estos suelos se llaman TJAELE.
3. falta de vegetación en laderas moderadas a empinadas
4. producción de abundante material clástico.

Modela el paisaje por abundante material que se desplaza pendiente abajo no encauzado. Difiere de la CORRIENTE DE BARRO, en que es un movimiento más lento y más continuo. Se desarrolla bajo severos climas subpolares o alpinos. Los efectos topográficos no son notables, porque se da sobre toda la superficie. Sobre laderas o cubetas pequeñas puede dar lugar a formas parecidas a terrazas.

*Relacionados, se desarrollan formas de se denominan suelos poligonales o estructurales, polígonos de piedra, campos de bloque, polígonos de congelación. No se puede definir el origen de estos suelos, se supone que son producidos por congelamiento y fusión sucesivos, meteorización mecánica, cambio volumétrico, sobre todo cuando hay material arcilloso y movimientos diferencial de los detritos.

En general se presentan a la observación como redes equidimensionales que están constituidos por fragmentos de rocas angulosas. El material grueso rodea las redes conformando anillos.

Cuando la pendiente tiene mayor gradiente, las redes se presentan de manera alargada, tipo elipsoidal, llegando, cuando la pendiente es pronunciada, a franjas paralelas que se conocen como HILERAS DE BLOQUES o de ROCAS.

En un corte de estas formas se ve que se desarrolla hasta no más de 1 metro de profundidad, y las redes equidimensionales, con pendientes casi de 0° alcanzan 5 metros (en Siberia llegan a 20 metros).

Las llamadas LISTAS DE SUELOS o LISTAS DE PIEDRA, son similares, pero de material más fino, con arcilla y limo. PALSEN es el núcleo de material fino, con vegetales de la tundra baja.

V.- REPTACIÓN DE GLACIAR DE ROCA:

acumulación de detritos angulosos de forma semicircular, parecido a una morena que se producen sobre pendientes medias, causadas por el derretimiento de hielo o nieve.

En Alaska hay una serie de acumulaciones de fragmentos de rocas angulosas que presentan similitud con depósitos de origen glaciar (morenas) desarrollado al pie de elevaciones fuertemente contrastantes; también similar a un semicírculo.

Presentan formas y dimensiones variables. En general, con pendientes entre 10°-20°. Observadas en detalle, constituyen lomadas suaves, paralelas o subparalelas entre sí, recordando un relieve morrénico. El material es fragmentos angulosos, 10-20 cm de diámetro, con algunos bloques mayores. Los espacios entre estos fragmentos no presentan material fino; está constituido por nieve o hielo que al fundir lubrica al material y se produce el movimiento. A esto hay que sumar los movimientos que se producen al congelarse el agua. Sharpe concluyó que se podría formar con material de un glaciar en desaparición.

B.- FLUJOS RÁPIDOS

Donde hay mayor presencia de agua.

I.- FLUJOS DE TIERRA, CORRIENTES DE TIERRA:

movimiento rápido, no encauzado, de detritos sueltos, lubricados por agua, generados sobre pendientes moderadas. Se dan cerca de la superficie, donde hay arcillas que impiden la infiltración. Ej.: terrazas del río San Lorenzo, río Blanco, Cuesta del Obispo (Salta). Decenas a millones de m^3.

II.- FLUJOS DE BARRO, TORRENTES DE BARRO, CORRIENTES DE BARRO:

movimiento muy rápido de detritos encauzados en un valle preexistente, originados luego de una súbita provisión de agua. Se dan en pendientes medias a fuertes y escasa vegetación.

a.- SEMIÁRIDOS: el movimiento es pulsatorio, a medida que van recibiendo agua. Generan conos aluviales. Ej.: en Humahuaca.

b.- ALPINOS: la provisión de agua es por fusión.

c.- VOLCÁNICO: por derretimiento de la nieve, antes de la erupción, que arrastra el material piroclástico conformando LAHARES. Ej.: Monte Nevado del Ruiz en Colombia.

d.- DE ZONAS PANTANOSAS: se da en las Islas Malvinas

III.- DERRUMBE DE DETRITOS:

es el equivalente, en clima húmedo, del flujo de barro semiárido. Desplazamiento encauzado luego de fuertes lluvias.

AVALANCHA DE NIEVE: tipo especial de derrumbe de detritos.

C.- DESLIZAMIENTOS

Movimientos perceptibles, pendiente abajo o caída de material suelto o roca, o mezcla, relativamente seco, sobre un plano definido.

I.- DERRUMBE, ASENTAMIENTO, SLUMP, DESMORONAMIENTO:

deslizamiento rápido de una masa de roca, a través de un plano curvo. Mostrando una inversión de la pendiente. Son los más comunes, sobre todo en loess (Córdoba, Santa Fe, Buenos Aires, Patagonia – Río Chubut, Alto Río Mayo). Se originan por el socavamiento de la base. Formas menores se llaman ESCARPITAS o TERRACITAS.

II.- DELIZAMIENTO DE DETRITOS:

movimiento rápido de detritos pendiente abajo, que genera lomadas parecidas a morenas.

III.- CAIDA DE DETRITOS:

movimiento rápido. Caída libre de detritos no consolidados a partir de un farallón vertical.

IV.- CAÍDA DE ROCA:

movimiento muy rápido. Desprendimiento meteórico de parte de farallones verticales o curvos que caen libremente o "a saltos" (sin deslizarse). Común en circos y acantilados.

V.- HUNDIMIENTOS:

movimiento rápido a lento. Desplazamiento vertical rápido, común en áreas kársticas (ej.: termokarst en la Cueva de las Ánimas y en el sur de BA, donde hay cuevas debajo de las toscas), depósitos salinos profundos, yacimientos petrolíferos superficiales, galerías de minas o sectores loéssicos (Río Tercero, Córdoba).

- Si se hace referencia a la evolución de paisaje bajo un determinado ciclo geomórficos, se tiende a hablar de los procesos principales que le dan origen y se deja de lado a los procesos de menor jerarquía, que junto a los principales, modelan las características de las geoformas.

Ej.:

La evolución fluvial produce movimientos de remoción en masa, ya que si aumenta la carga sólida y disminuye la cantidad de agua se pasa a un lavaje en manto; a medida que disminuye el porcentaje de agua pasamos a los mantos de creciente, a los flujos de tierra, más secos a los derrumbes de detritos y en el extremo seco a los deslizamientos. Por lo tanto, a medida que pierde agua, para que haya movimiento debe aumentar la pendiente.

La importancia de la remoción en masa se ve en un ciclo fluvial, por ej., donde el colector principal y sus distributarios limitan su acción erosiva a sus valles y planicie de inundación. La remoción afecta desde el borde de las planicies hasta las divisorias principales y secundarias, por lo tanto, el área es mucho mayor que el pico fluvial

La remoción provoca, junto con la acción fluvial, el ensanchamiento de los valles (Davis)

En 1846 se clasificó por primera vez a los movimientos en masa. Hubo otros intentos de sistematización, utilizando para tal fin una serie de factores, según el criterio de cada uno:

1.- tipo y naturaleza de la roca
2.- características de los movimientos: mecánica – velocidad

3.- tipo de arreglo de la superficie de ruptura entre la masa que se desplaza y el sustrato.

+ % de agua -	- carga sólida +	*lavaje en manto *mantos de creciente *flujos de barro *flujos de tierra *derrumbe de detritos

4.- contenido de agua, en estado líquido o sólido

La clasificación utiliza dos parámetros básicos:

- tipo de material en movimiento (incluyendo obtención y dimensiones)
- tipo y promedio de movimientos, tanto sea, fluyendo, deslizándose o cayendo.

La clasificación usada en Argentina, USA y algunos países europeos es la SHARP, basada en una serie de parámetros que el naturalista encuentra racionales (1938):

1.- tipo de material en movimiento: la meteorización y tensiones mecánicas determinan el tamaño del material y la presencia de agua o hielo, encerrada en el material, son los conceptos que se usan para la clasificación, sobre todo dentro del flujo.
2.- tipo de movimiento: los divide en flujo y deslizamiento, a partir de la presencia o ausencia de un plano definido de deslizamiento o superficie de deslizamiento.
*en el caso de los flujos NO existe plano de deslizamiento
*los flujos en movimiento sufren deformación de toda la masa en conjunto
*en los deslizamientos, el material se desliza sobre un plano definido y no tiene deformación marcada. NO existen límites precisos entre unos y otros, ya que un flujo puede iniciarse a partir de un deslizamiento o viceversa.
3.- velocidad del movimiento: los flujos en general, poseen velocidades menores a los deslizamientos. También la velocidad es diferencial y en los deslizamientos es homogénea.

*Mediante este tipo de movimientos puede ser transportado cualquier material, desde bloques hasta grano fino. El contenido de agua es variable, desde inexistente hasta abundante.

*el mal uso de los recursos naturales genera estos procesos: como descubrir el suelo de su cobertura vegetal (exceso de pastoreo), determinados experimentos ingenieriles pueden generar estos procesos.

*ACANTILADO, FARALLÓN, RISCO: resalto con pendiente cercana a la vertical, de algunos metros, situado a lo largo de una costa o en el interior del continente.

BIBLIOGRAFÍA

- Apuntes de la Cátedra de Geomorfología, Fac. de Ciencias Naturales y Museo, UNLP
- THORNBURY, William D., "Principios de Geomorfología". Ed. Kapeluz, Bs. As., 1966

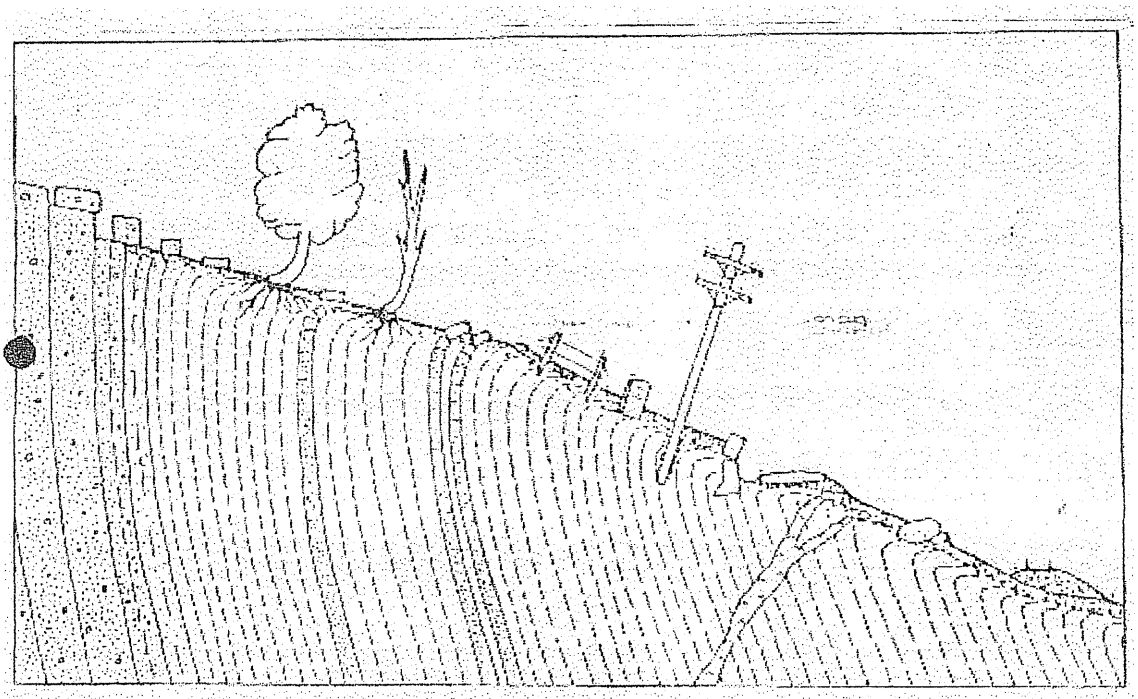


Gráfico que ilustra la reptación a través del desplazamiento de distintos elementos (geológicos y no geológicos).

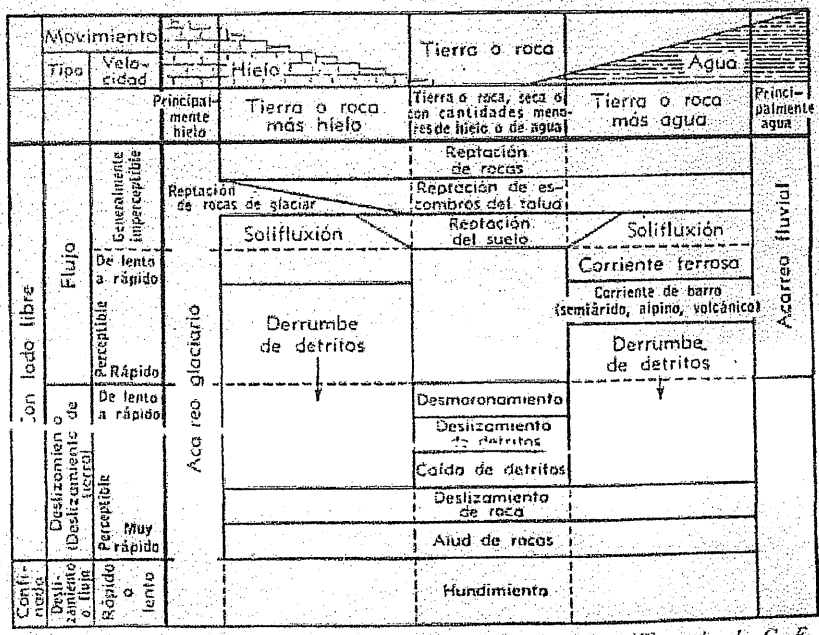


FIG. 4.9. *Una clasificación de los tipos de remoción en masa. (Tomado de C. F. S. Sharpe, con autorización de Columbia University Press.)*

Figura 1a

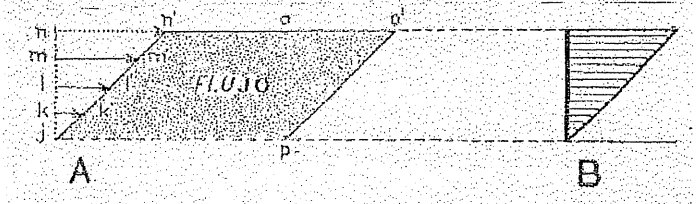


Figura 1b

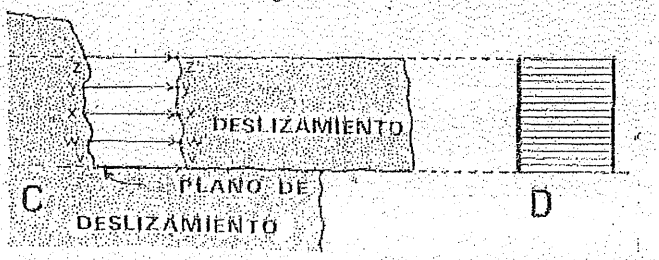
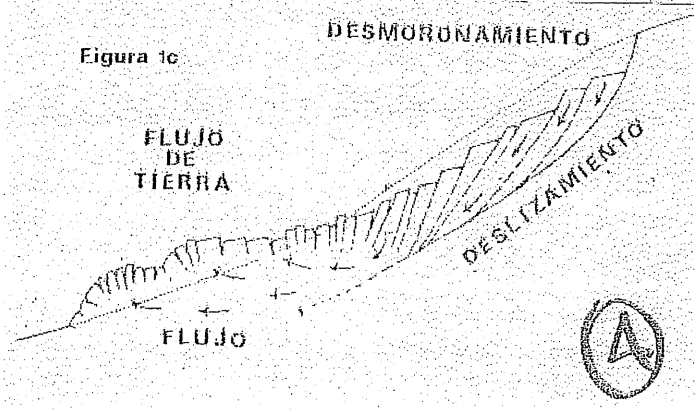
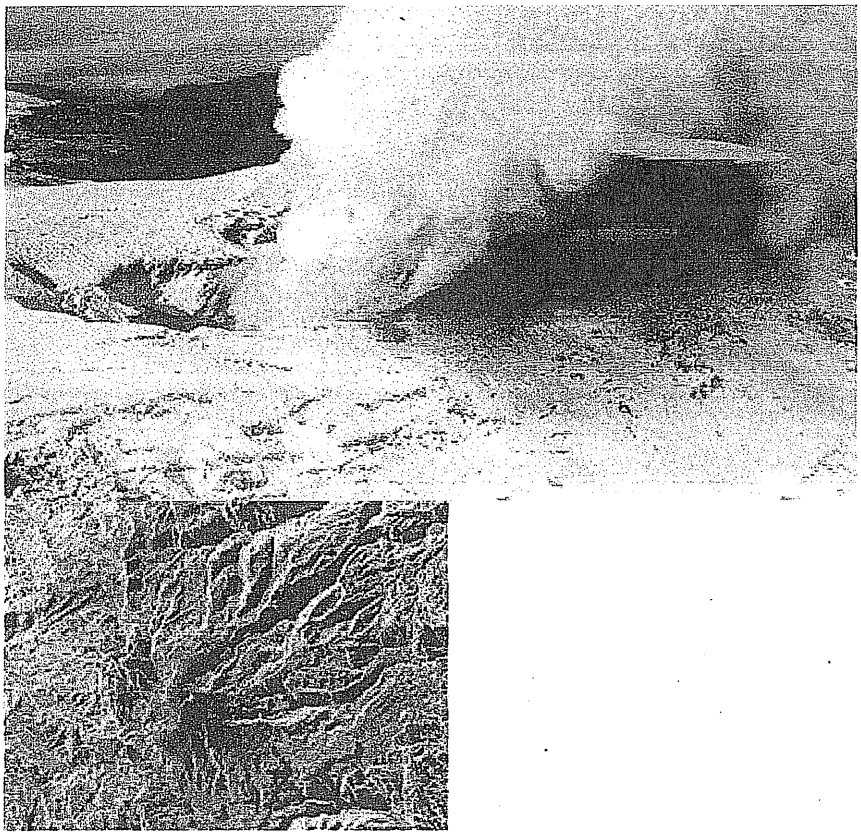


Figura 1c





Volcán Nevado del Ruiz, Colombia. Por el calor desprendido por el magma, la nieve que lo rodea se descongela y provoca solifluxión, erupción tipo pliniana, forma lahares. 5231 msnm.

Alejandro

GEOMORFOLOGÍA 1977

AGRIM.

30

TRABAJO PRACTICO Nº

Cuenca de drenaje

Es la totalidad del área de la cual un río colector y sus tributarios reciben agua. Desde luego que cada afluente tiene su propia cuenca de drenaje, cuya forma puede diferir al relacionar una corriente con otra, pero todas estas áreas al integrarse configuran una cuenca mayor o principal de todo el sistema hidrográfico. Dibujo 12.

Si el terreno en que se desarrolla la cuenca es impermeable, resulta evidente que sus límites están definidos topográficamente por las divisorias que la separan de otra vecina (cuenca topográfica). Si por el contrario los terrenos son permeables, la cuenca real puede diferir de la topográfica (Dibujo 13), pero esta alternativa no es frecuente y suele darse en el caso de escurrimientos subterráneos de magnitud en ambientes calcáreos afectados por disoluciones, rocas impermeables muy fisuradas o diaclasadas, o series de rocas permeables muy potentes. Por otra parte, los efectos solo son significativos en cuencas muy pequeñas. Por esta razón podemos admitir que en la práctica, en la mayoría de los casos, la cuenca hidrográfica coincide con la topográfica.

Finalmente debemos tener presente que una cuenca de drenaje se comporta como un "receptor" de precipitaciones a las que conduce por escurrimiento hacia el colector. A veces actúa también como "receptor" de aguas subterráneas.

Durante el escurrimiento puede tener lugar una modificación volumétrica producida por evaporación, infiltración, etc., factores que guardan relación con las condiciones climáticas y físicas de la cuenca.

Características físicas de una cuenca hidrográfica

Las características físicas revisten gran importancia para la realización de estudios geomórficos, hidrológicos y geotécnicos (en el campo de la ingeniería hidráulica) ya que influyen en múltiples procesos. En el estado actual de nuestro conocimiento no ha sido factible establecer relaciones precisas que permitan una total sistematización. No obstante, para cuencas cercanas con aporte hídrico de características similares, se pueden aportar parámetros. Estos analizados estadísticamente, en conjunto, pueden darnos elementos de juicio estimables para la comparación y correlación de tales ambientes, permitiendo explicar diversos fenómenos como por ejemplo las anomalías observadas en los caudales de los ríos, provocadas por la acción del viento, fenómenos de infiltración y procesos de evaporación.

Numerosos factores caracterizan físicamente a una cuenca y son:

1- Area de la cuenca (A)

Es la que corresponde a la superficie de la misma y estará limitada por las divisorias de agua, que permiten identificarla. En la práctica se la determina en el mapa topográfico, recorriendo el perímetro de la cuenca por intermedio del planímetro.

2- Número de orden de los ríos

Es aquel que expresa el grado de ramificación de un sistema hidrográfico.

La red hidrográfica está constituida por el curso principal o colector y sus tributarios. En general se admite que cuanto mayor es el colector , mayores serán las bifurcaciones de su red hidrográfica.

El método usado para clasificar los cursos consiste en asignar como: 1º orden a los pequeños tributarios sin ramificaciones.

2º orden a los cursos que reciben solamente tributarios de primer orden.

3º orden a los cursos que reciben afluentes de segundo y primer orden, y así sucesivamente.

El orden asignado al colector suministra una idea del grado de ramificación de todo el sistema. Dibujo 14.

3- Forma de la cuenca

Este factor regula la concentración de los defluvios. En tal sentido es interesante señalar que, a igualdad de otros factores, una cuenca alargada, de forma aproximadamente rectangular, con un colector mucho más largo que la longitud de sus tributarios, estará sujeta a crecientes menores que una cuenca triangular, con dos vértices en las cabeceras y donde los afluentes tengan una longitud similar y un sincronismo en la llegada

a la desembocadura de las crecientes parciales. Dibujo 15.

Desde el punto de vista geotécnico, la forma de la cuenca reviste suma importancia, así por ejemplo, una cuenca de forma aproximada de "pera", con la desembocadura en la zona aguzada, presenta mejores posibilidades hidroeléctricas que una de aspecto rectangular, por existir una mayor concentración de caudales en los tramos superiores.

Para tratar de explicar "cuantitativamente" la forma de la cuenca, se han propuesto algunos índices que tratan de establecer su comparación con otra ideal, a la forma circular, con sus tributarios radiales y la descarga concentrada en un solo punto coincidente con el centro del círculo. Esta explicación cuantitativa se la evidencia mediante el "coeficiente de compacidad".

4- Coeficiente de compacidad (Kc)

Está dado por la relación que existe entre el perímetro de la cuenca (P) y la circunferencia (C) de un círculo, cuya área (A), sea igual a la de la cuenca.

Sean: P= perímetro de la cuenca que estamos considerando.
C= circunferencia de un círculo de área A y diámetro D.

$$Kc = \frac{P}{C} \quad (1)$$

por geometría se tiene: $A = \frac{\pi . D^2}{4}$

de donde: $D = \sqrt{\frac{4 A}{\pi}}$ (2)

pero además: $C = D . \pi$ de donde: $D = \frac{C}{\pi}$ (3)

relacionando (2) y (3) surge que:

$$\frac{C}{\pi} = \sqrt{\frac{4 A}{\pi}}$$

$$C = \sqrt{4 A \pi}$$

$$C = \sqrt{\frac{4 A \pi^2}{\pi}}$$

$$C = \sqrt{4 A}$$

$$C = 2 \sqrt{A}$$ reemplazando en (1)

$$Kc = \frac{P}{2 \sqrt{A}} = \frac{1}{2 \sqrt{\pi}} \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$ pero:

$\sqrt{\pi} = 1,77$ por lo tanto, reemplazando: $\frac{1}{2\sqrt{\pi}} = \frac{1}{2 \times 1,77} = 0,28$

de donde $\boxed{Kc = 0,28 . \frac{P}{\sqrt{A}}}$

5- Frecuencia de ríos (Fr)

Es la relación que existe entre el número total de ríos de la cuenca y el área (A) de la misma.

Nt = número total de ríos de la cuenca.
A = área de la cuenca.

$$\boxed{Fr = \frac{Nt}{A}}$$

6- Densidad de drenaje (Dd)

Es el índice que cuantifica el grado de desarrollo de un sistema hidrográfico y se lo representa por la relación existente entre la longitud total (lt) de los cursos de agua, perennes, intermitentes y efímeros, de una cuenca dada y su propia área.

Lt = longitud total de los cursos de la cuenca, medidos en Km.
A = área de la cuenca
Dd =
$$Dd = \frac{Lt}{A}$$

Este parámetro constituye un elemento indicativo sobre la naturaleza de las causas o agentes que contribuyen a la integración de la red hídrica.

Para el problema que estamos considerando es menester tener en cuenta que durante el transcurso, o una posterioridad más o menos inmediata a los períodos de precipitaciones, escurre por la superficie de la cuenca una cantidad de agua, que al ir encauzándose paulatinamente o rápidamente, en los diferentes tributarios, termina por concentrarse en el colector, configurando así el sistema hidrográfico. Si la cuenca posee una bien desarrollada, la superficie media de los terrenos a través de los cuales tiene lugar el escurrimiento, es reducida y el defluvio alcanza los cursos con prontitud.

También debemos tener en cuenta que la erosión retrógrada y consecuentemente la profundización de los lechos fluviales, están asociados con:

a) magnitud de las pendientes.
b) tipo de litología.
c) condiciones climáticas.

Así, si tomamos una unidad de área, la extensión de los cursos es menor en una zona árida que en una húmeda. Podemos aceptar que la densidad de drenaje tiende a ser mínima en ciertos ambientes desérticos, de topografía llana y terrenos muy permeables y máxima en regiones húmedas con pendientes marcadas y rocas permeables.

Como elemento ilustrativo vamos a analizar una tabla en la que se relaciona la densidad de drenaje en función del cambio de pendiente. La misma corresponde a diversas cuencas de Nueva Inglaterra (EE.UU.).

Variación de la Dd (Km/Km^2)	Pendiente media de la cuenca m/Km	%
0.60 - 0.78	55	5,5 (1)
0.79 - 0.93	105	10,5
094 - 1.24	115	11,5
1.25 - 1.40	135	13,5

(1) $55m.\frac{1}{1.000}.100 = \frac{55}{10} = 5,5\%$

Podemos admitir, en consecuencia, que para una cuenca dada existe cierta armonía o concordancia entre el coeficiente de escurrimiento y la densidad de drenaje de la misma.

7- Extensión media del escurrimiento superficial (E)

Se la puede definir como la "distancia media" que el agua tendría que recorrer sobre el terreno, en el caso que el escurrimiento se realice en línea recta desde el lugar en que el agua precipita hasta el punto más próximo de un curso cualquiera de esa cuenca y por el cual se encauza.

Matemáticamente se la expresa por la relación entre el área de la cuenca y cuatro veces la longitud total de todos los cursos de agua existentes en la misma.

$$E = \frac{A}{4Lt}$$

A = área de la cuenca.
Lt = Long. total de los cursos de agua

Si comparamos esta relación con la existente la longitud total de los cursos y el área de la cuenca, definida como densidad de drenaje (Dd), tenemos que la extensión media del escurrimiento superficial es igual a 1/4 de la inversa de la densidad de drenaje.

8- Ancho medio de la cuenca (Am)

Es la relación existente entre el área (A) y la longitud del curso más largo de la cuenca.

$$Am = \frac{A}{L}$$

A = área de la cuenca

L = longitud del curso más largo de la cuenca

9- Factor de forma (Ff)

Es la relación que existe entre el ancho medio (Am) y la longitud del curso más largo de la cuenca.

$$Ff = \frac{Am}{L}$$

Am = ancho medio de la cuenca

L = longitud del curso más largo

pero $Am = \frac{A}{L}$ entonces $Ff = \frac{A/L}{L} = \frac{A}{L}\cdot\frac{1}{L} = \frac{A}{L^2}$

Una cuenca estrecha y larga dará un factor de forma muy bajo y por el contrario una cuenca compacta tendrá valor aproximado a la unidad.

10- Relación de bifurcación (Rb)

Es el cociente entre el número total de ríos de un orden dado y el número total de ríos de orden inmediato superior.

$$Rb = \frac{Nr\ (n)}{Nr_{(n+1)}}$$

Nr (n) = número de ríos de un orden dado.

$Nr_{(n+1)}$ = número de ríos pertenecientes al orden inmediato superior.

11- Porcentaje de longitud de ríos de cada orden ($Plr_{(n)}$)

Expresa la relación porcentual entre la longitud de los ríos del orden considerado y la longitud total de los ríos de la cuenca.

$$Pnr_{(n)} = \frac{Nr_{(n)}}{Nt} \cdot 100$$

$Nr_{(n)}$ = número de ríos pertenecientes al orden "n"

Nt = número total de los ríos de la cuenca.

BIBLIOGRAFIA

MAKSOUD, H.- "Características funcionais e físicas das bacias fluviais".-Rev.do Club de Engenharia, junho 1957.

HORTON, Robert.- "Drainage basim charateristics". Trans.Am.Geohys.Union. Vol.13, pags. 350/61.

STRAWLER, A.N.- "Dimensional analysis applied to fluvially eroded land formas". Bull.Geol.Soc.Am., 1958, vol.69, pags.279/300.

G L O S A R I O

AREA O CUENCA DE DRENAJE (ESCURRIMIENTO)

Región drenada por un río y sus tributarios.
Francés: Aire d'alimentation; aire de drainage; bassin fluvial; bassin hydrographique; bassin versant; impluvium.
Inglés: Catchment area.

CAPACIDAD DE INFILTRACION

Rapidez con que, tanto el agua de precipitación como de riego, es absorbida por un suelo bajo condiciones dadas.
Francés: Capacité d'infiltration.
Inglés: Infiltration capacity.

CAPTURA DE LOS RIOS

Involucra un ataque erosivo de un río sobre el desague de otro con la desviación consiguiente de parte de sus aguas hacia el río capturante. La captura se puede producir por sustracción, erosión retrocedente

aplanamiento lateral y desviación subterránea.
Inglés: Stream piracy; stream capture; stream robbery; beheading:
Francés: Le cours d'eau décapité.

CORRIENTE

Cualquier cuerpo de agua corriente u otro fluido grande o pequeño.

Inglés: Stream. Se puede ampliar con: Stream deposition=acumulación fluvial; Stream divides=divisoria de ríos; Stream charnel; Stream current.
Francés: Les eaux courantes; Cours d'eau.

CORRIENTE ANASTOMOSADA

1.- Corriente que fluye por canales divagantes con diseño anastomosado. Se originan por la obstrucción de los depósitos de la propia corriente.
2.- Cuando el aporte de sedimentos hacia una corriente supera en demasía al que ella puede eliminar, se originan barreras u obstáculos que obligan a la corriente a desarrollar esta red intrincada de canales.
Francés: Fleuve anastomosé. Inglés: Braided stream.

HIGROSCOPICIDAD

Capacidad que tiene un medio poroso de absorber humedad atmosférica.

Francés: Hygroscopicité. Inglés: Hygroscopicity.

HUMEDAD DEL SUELO

a) Humedad contenida en la parte del suelo que se encuentra por encima de la superficie freática, y que incluye al vapor de agua alojado en los poros.
b) Agua contenida en los poros del suelo.
Francés: Humedité du sol. Inglés: soil moisture.

IMBIBICION

Tendencia de un medio poroso para absorber agua por acción de la fuerza de atracción capilar, sin intervención de cualquier tipo de presión.

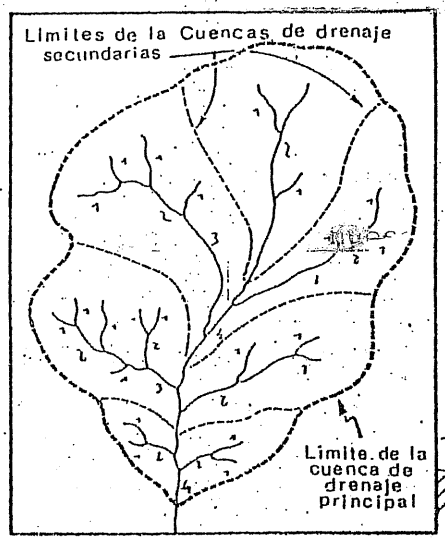
Francés: Imbibition. Inglés: Soaking.

MANANTIALES

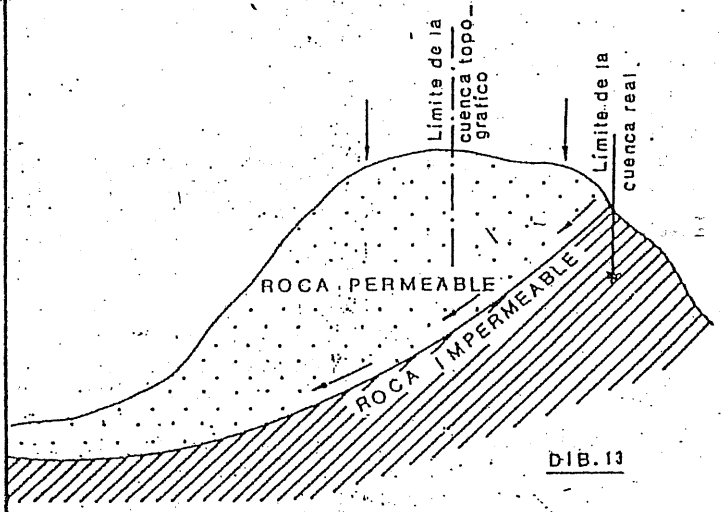
Corriente que ha estado fluyendo a través de depósitos aluviales, pero se aplica con mayor propiedad al flujo de agua que ha corrido previamente, o percolado, a través de poros y fisuras de las rocas del lugar.
Inglés: Springs. Francés: Source.

RIO INFLUENTE

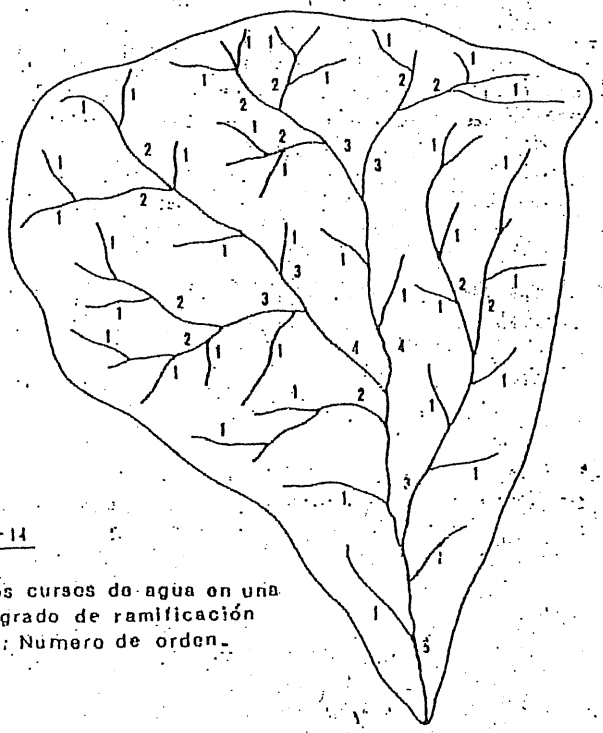
Curso de agua que alimenta o recarga al agua subterránea.
Inglés: Influent stream
Francés: Cours d'eau emissif, Cours d'eau alimentant.



DIB. 12 Cada corriente tiene su propia cuenca de drenajé, que és el area de la cual la corriente y su tributarios reciben agua.

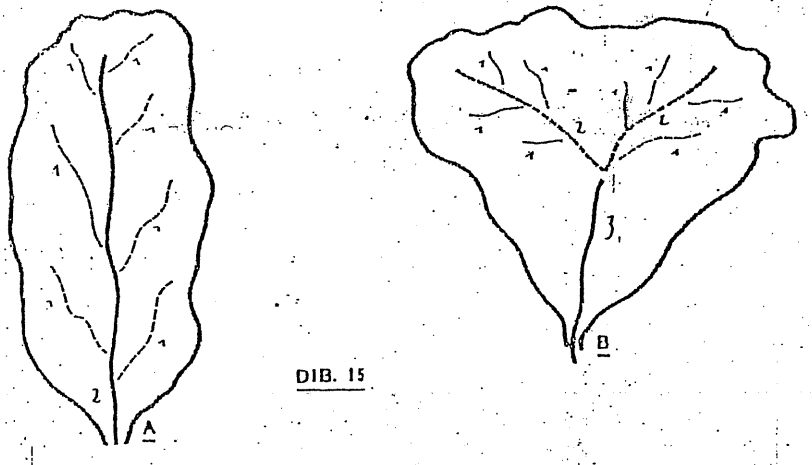


DIB. 13



DIB.-14

Clasificacion de los cursos de agua en una cuenca, segun el grado de ramificación de sus tributarios; Numero de orden.



DIB. 15

Ribot

GEOMORFOLOGIA

AGRIM. (33)

TRABAJO PRACTICO Nº

Clasificación de Valles:

El escurrimiento del agua a través de una región recientemente elevada por encima de su nivel de base, da lugar a la elaboración de cauces incipientes que inicialmente siguen la pendiente del terreno. Con posterioridad y a medida que esos cauces aumentan el radio de influencia, se amplían las cuencas de drenaje como así también los tributarios de distinto número de orden, para luego ir condicionando su desarrollo a la estructura de la región.

Cuando un paisaje alcanza un estado juvenil muy avanzado o quizás más claramente durante su estado maduro, es posible establecer determinadas relaciones entre el desarrollo de un valle y la estructura de la roca de base sobre la cual está evolucionando. En función del estudio de esas relaciones puede definirse una clasificación de valles. Fundamentalmente se han adoptado los criterios sustentados por Davis y Powell.

A.- Clasificación genética de valles: Cuando la relación fundamental está dada entre el valle que estamos analizando y la pendiente inicial del terreno. (Ver glosario).

B.- Clasificación de valles de acuerdo a las estructuras de control:

B.1.- Valles paralelos.

B.2.- Valles transversales.

- - - - - - - - - - -

A.- Clasificación Genética de Valles:

1- Consecuentes: Son los que se ajustan a la pendiente inicial del terreno, tales como aquellos desarrollados sobre:

planicies glaciarias

planicies de lava

llanuras costeras recién elevadas

Es necesario puntualizar que a menudo se infiere que los valles cuyos cursos sea alinean con la pendiente regional o inclinación de las rocas, son consecuentes, pero esto no siempre se puede aceptar como concluyente.

2- Subsecuente: Es aquel cuyo curso, originalmente consecuente, se ha desplazado hacia fajas de rocas más facilmente erosionables, es decir, se ajusta a la litología. No siempre los valles desarrollados sobre rocas débiles son subsecuentes, pues el valle pudo estar sobre rocas débiles desde los comienzos. La mayoría de estos valles siguen el rumbo de la roca y por consiguiente pueden denominarse también valles de rumbo. También se los llama valles longitudinales

3- Insecuente: Es aquel cuyo curso está regido por factores que no son determinables. No muestra ajuste visible a la estructura, ni a la pendiente inicial, ni a la litología. Es posible que en su mayor parte el avenamiento de las áreas de rocas ígneas y sedimentarias homogéneas tenga que ser clasificado como insecuente.

4- Obsecuente: Es aquel que desagua en dirección opuesta a la pendiente consecuente original.

5- Resecuente: Avena en la misma dirección que el valle consecuente original, pero a nivel topográfico, más bajo.

- - - - - - - - - - -

B.- Clasificación de valles de acuerdo a las estructuras de control

B.1- Valles paralelos a las estructuras:

1- Homoclinales: Son valles longitudinales a lo largo de los flancos de los pliegues que siguen los estratos de rocas blandas, en estructuras homoclinales en las que alternan estratos duros y blandos.

2- Anticlinales y Sinclinales: Se desarrollan siguiendo el rumbo de los ejes anticlinales los primeros, mientras que los segundos son aquellos ubicados en forma coincidente con los ejes sinclinales.

B.2- Valles transversales a la estructura:

1- Sobreimpuesto: Es el que se extiende a través de una estructura geológica que antecede al valle pero que no está expuesta cuando comienza la elaboración del mismo, sino que la misma estaba sepultada bajo una cubierta de sedimentos o coladas de lava.

2- Antecedente: Es anterior a la estructura a través de la cual excavó su valle siendo estas estructuras transversales al rumbo general del valle

- - - - - - - - - - - -

Diseño de drenaje (Avenamiento)

Los diseños de drenaje pueden estar referidos a una o más cuencas en las que los colectores principales alcanzan generalmente valores de tercer orden, o bien a un valle considerado en su forma individual.

A.- Diseño de cuenca: Cuando al diseño de drenaje se lo refiere a una o más cuencas, el modelo que presentan los cursos en conjunto, al representarlos en planta, nos suministran el diseño de drenaje característico.

1- Dendrítico: Se caracteriza por su ramificación irregular, en lo que a su red tributaria se refiere, que se dispone o desarrolla en varias direcciones y guardando entre sí diversos valores angulares los tributarios respectivos, pudiendo ser éste de 90°. Este diseño se relaciona con rocas de resistencia uniforme y acusa una falta de control estructural. En general este diseño se desarrolla sobre rocas sedimentarias casi horizontales y rocas ígneas masivas.

2- En enrejado: También se lo denomina reticulado y está constituído por ríos sub-paralelos que se alinean generalmente a lo largo del rumbo de las formaciones o entre depósitos que guardan cierto paralelismo, formados en época más bien reciente por el hielo o el viento. Los tributarios principales se unen al colector en ángulos rectos, y los tributarios secundarios, generalmente paralelos al colector, se unen también a aquellos en ángulos rectos. Por lo general este diseño de drenaje genéticamente es subsecuente, pero existen en áreas típicas como aquellos afectados por glaciación.

3- Rectangular: Tanto el colector como sus tributarios muestran recodos en ángulo recto, reflejando el control ejercido por los sistemas de diaclasas o fallas. Una variante de este sistema es el denominado angular, desarrollado según control de fallas y diaclasas que se unen en ángulos agudos u obtusos.

4- Paralelo: Se desarrolla en zonas con declive pronunciado o controles estructurales que conducen a un espaciamiento de ríos paralelos o sub-paralelos.

5- Anular: Se lo encuentra en estructuras dómicas que en su etapa de madurez presentan alternancia de estratos resistentes y débiles a la erosión. Este tipo de diseño es común en antiguos conos volcánicos muy destruídos o en calderas.

6- Anárquico: Es cuando un sistema no ha tenido suficiente tiempo para integrarse; queda representado por cursos irregulares que fluyen o salen de lagos y tienen solo unos pocos tributarios cortos, es común en áreas recientemente englazadas.

7- Radial: Es aquel caracterizado por ríos que divergen de un terreno central, elevado. Se desarrollan en domos, conos volcánicos o cerros aislados cónicos o subcónicos.

8- Centrípeto: Este diseño se produce en cuencas cerradas, cuando el drenaje converge hacia la parte más profunda de la misma.

B.- Diseño individual: Cuando centramos nuestras observaciones en un curso, independientemente del resto de los que constituyen la cuenca, se puede caracterizar su diseño individual en:

1- Anastomosado: Este diseño está indicado por ríos que se dividen en muchos brazos o canales entrelazados y separados unos de otros por islas o bancos.

2- Distributario: Es el río que al llegar a la zona de delta se divide en numerosos brazos divergentes. Por extensión este diseño caracteriza al drenaje implantado en conos aluviales.

3- Meandroso: Es aquel cuyo cauce, elaborado exclusivamente en la planicie de inundación, forma en su recorrido amplias curvas cuyos radios son hasta 18 veces mayores que el ancho del cauce.

Cuando un río de este diseño se halla en un valle más amplio, y por lo tanto elaborado por un río más caudaloso que el actual, se dice que es un río Disminuído.

Además de los anteriores, que son los más distinguibles, existen posibilidades de encontrar localmente, en función de la pendiente, la litología y las estructuras, tramos con un diseño particular, por ejmplo recto o sinuoso.

G L O S A R I O

CAPACIDAD DE CARGA - COMPETENCIA

facultad de una corriente de agua o viento para transportar detritos

Competencia: tamaño del elemento más grande transportable; depende unicamente de la velocidad (para materiales de la misma densidad y forma).

Capacidad: cantidad de materiales de un tamaño dado, que una corriente puede transportar en una unidad de tiempo; depende de la velocidad y del caudal.

Inglés: Competency, capacity ; Francés: Compétence, capacité

RIO DISMINUIDO

curso que se muestra demasiado reducido como para haber erosionado el valle por el cual fluye y que presenta un diseño individual de meandros.

Inglés: Underfit stream. misfit sream: rio desproporcionado.

EROSION LATERAL

trabajo producido por una corriente de agua que se traduce en un lento ensanchamiento de la planicie aluvial con retiro de las paredes laterales.

Inglés: Sideway cutting, lateral erosion ;
Francés: Erosion laterale.

EROSION RETROCEDENTE

Un valle es prolongado en su parte superior por el agua que fluye en sus cabeceras.

Inglés: Headward erosion, backward erosion;
Francés: Erosion régressive, érosion rétrograde.

EROSION VERTICAL

Trabajo producido por una corriente de agua que se manifiesta por un descenso del thalweg, relacionado con elevada energía fluvial.

Inglés: Sown cutting, sownward erosion, ravining, gullying.
Francés: érosion en profondeur, ravinement.

NIVEL DE BASE

Es el nivel debajo del cual la superficie terrestre no puede ser desgastada por acción fluvial. Se extiende desde el nivel del mar en dirección al continente, constituyendo una superficie imaginaria hacia la cual el relieve tiende a reducirse.

Inglés: Base level Francés: Niveau de base.

NIVEL DE BASE LOCAL O TRANSITORIO O TEMPORARIO

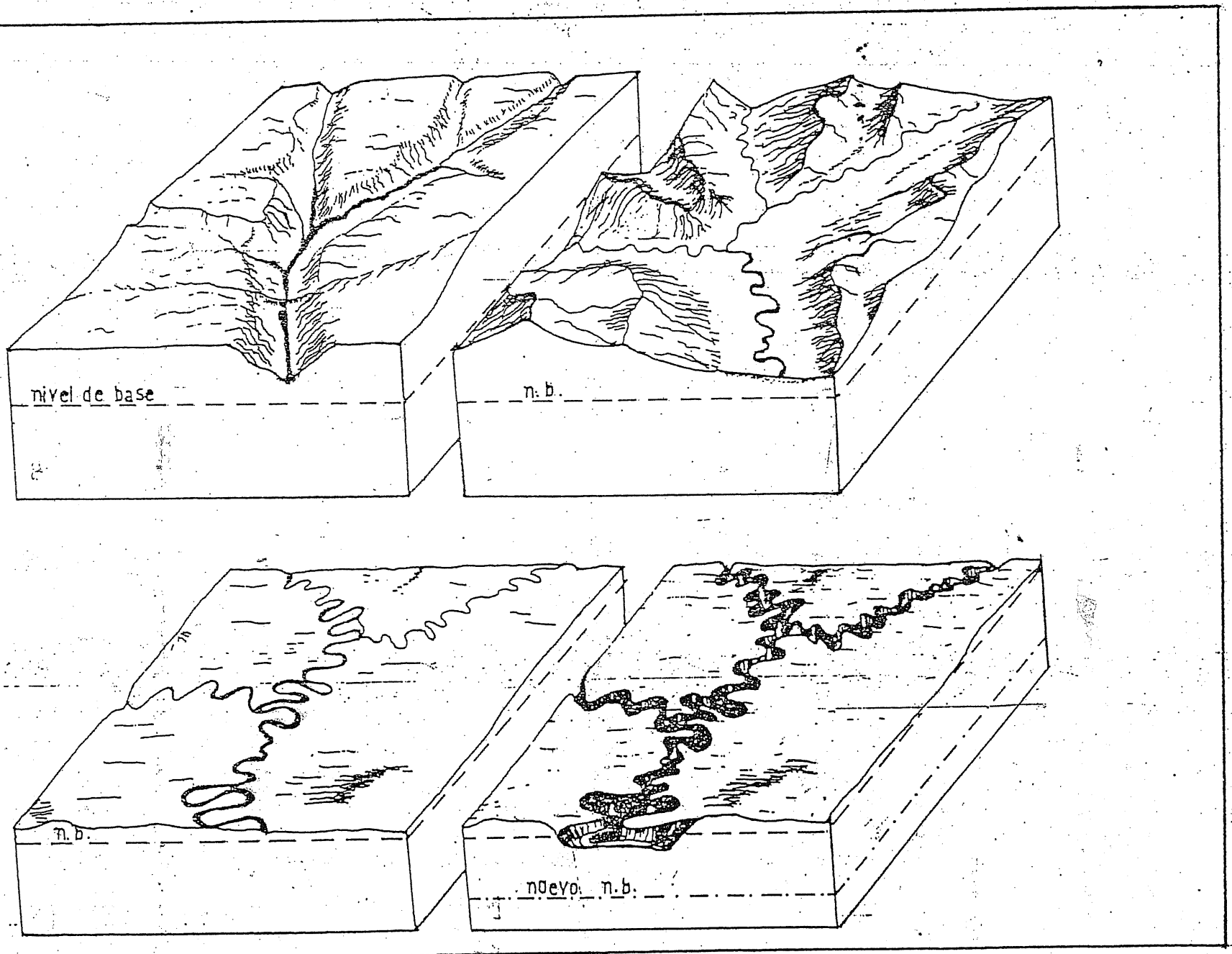
Constituye un límite a la erosión vertical de carácter efímero. Algunas veces es denominado "nivel de base estructural", se origina, por ejemplo, debido a la diferencia de dureza de las rocas que integran el valle.

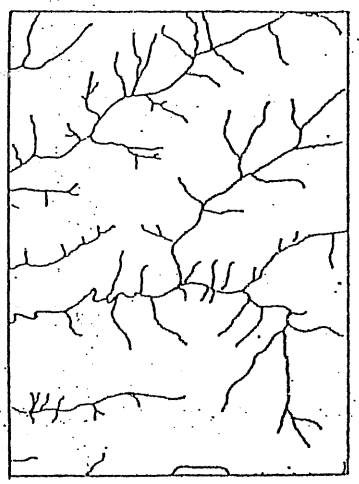
Inglés: Temporary base level; local base level
Francés: Niveaux de base locaux

RIO EFLUENTE

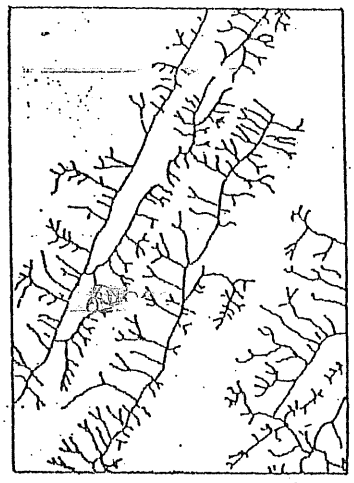
Una corriente es efluente, con respecto al agua subterránea, si recibe agua de la zona de saturación.

Inglés: Effluent stream
Francés: Cours d'eau drainant

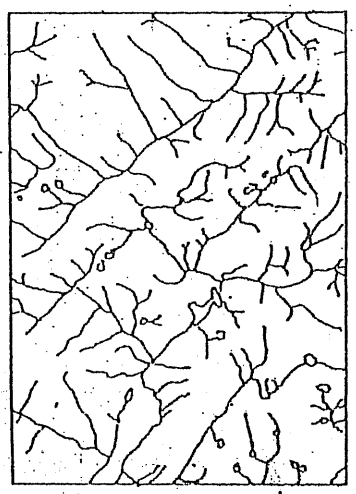

nivel de base
n. b.
n. b.
nuevo n. b.



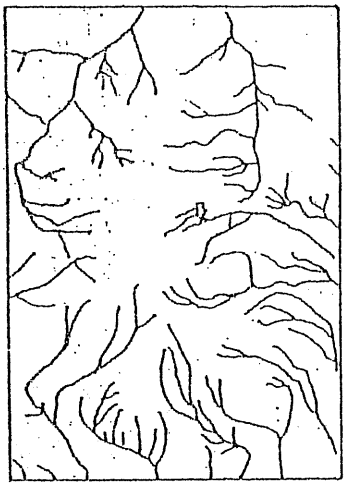
Diseño dendritico



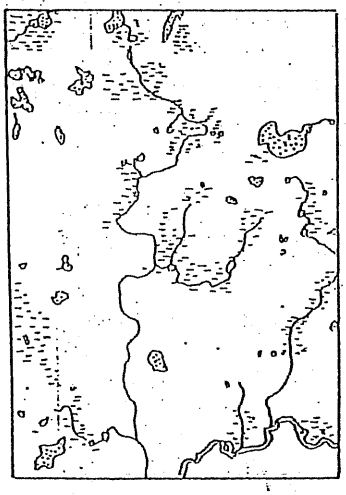
Diseño en enrejado



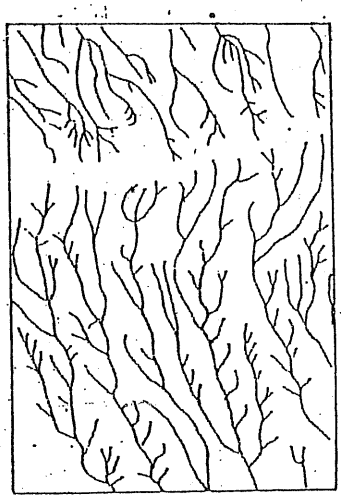
Diseño rectangular



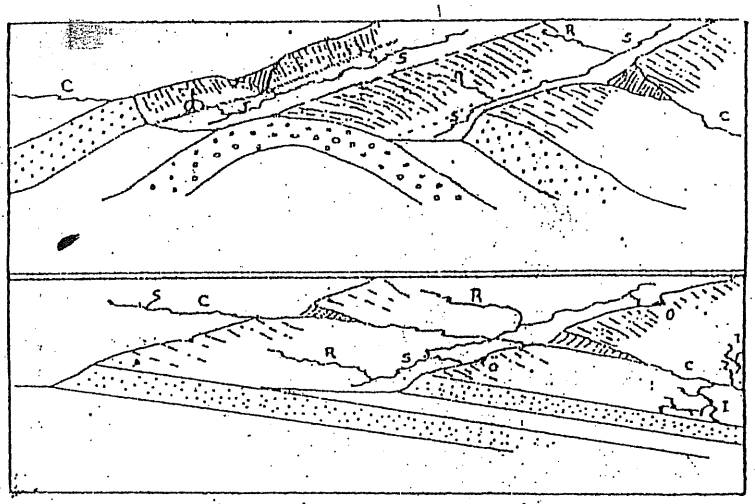
Diseño radial



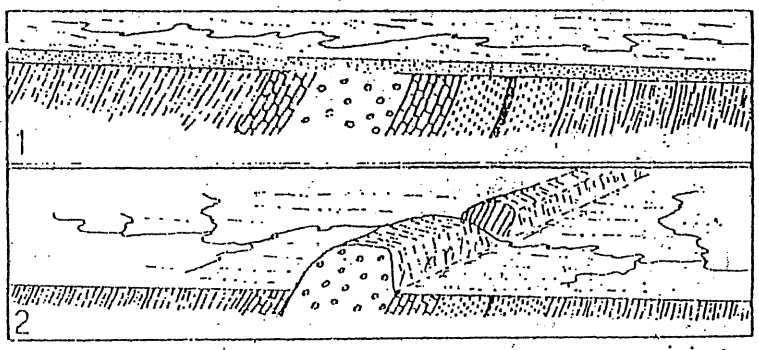
Diseño anárquico



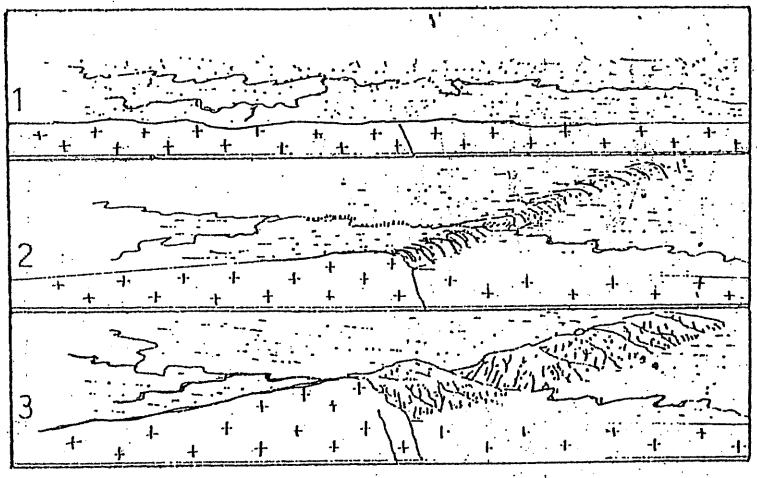
Diseño paralelo.



consecuente(c) subsecuente(s) obsecuente(o)
resecuente(r) insecuente (i)



Río Sobreimpuesto



Río Antecedente

Alejandro

GEOMORFOLOGÍA 1977

AGRIM. 30)

TRABAJO PRACTICO Nº

Cuenca de drenaje

Es la totalidad del área de la cual un río colector y sus tributarios reciben agua. Desde luego que cada afluente tiene su propia cuenca de drenaje, cuya forma puede diferir al relacionar una corriente con otra, pero todas estas áreas al integrarse configuran una cuenca mayor o principal de todo el sistema hidrográfico. Dibujo 12.

Si el terreno en que se desarrolla la cuenca es impermeable, resulta evidente que sus límites están definidos topográficamente por las divisorias que la separan de otra vecina (cuenca topográfica). Si por el contrario los terrenos son permeables, la cuenca real puede diferir de la topográfica (Dibujo 13), pero esta alternativa no es frecuente y suele darse en el caso de escurrimientos subterráneos de magnitud en ambientes calcáreos afectados por disoluciones, rocas impermeables muy fisuradas o diaclasadas, o series de rocas permeables muy potentes. Por otra parte, los efectos solo son significativos en cuencas muy pequeñas. Por esta razón podemos admitir que en la práctica, en la mayoría de los casos, la cuenca hidrográfica coincide con la topográfica.

Finalmente debemos tener presente que una cuenca de drenaje se comporta como un "receptor" de precipitaciones a las que conduce por escurrimiento hacia el colector. A veces actúa también como "receptor" de aguas subterráneas.

Durante el escurrimiento puede tener lugar una modificación volumétrica producida por evaporación, infiltración, etc., factores que guardan relación con las condiciones climáticas y físicas de la cuenca.

Características físicas de una cuenca hidrográfica

Las características físicas revisten gran importancia para la realización de estudios geomórficos, hidrológicos y geotécnicos (en el campo de la ingeniería hidráulica) ya que influyen en múltiples procesos. En el estado actual de nuestro conocimiento no ha sido factible establecer relaciones precisas que permitan una total sistematización. No obstante, para cuencas cercanas con aporte hídrico de características similares, se pueden aportar parámetros. Estos analizados estadísticamente, en conjunto, pueden darnos elementos de juicio estimables para la comparación y correlación de tales ambientes, permitiendo explicar diversos fenómenos como por ejemplo las anomalías observadas en los caudales de los ríos, provocadas por la acción del viento, fenómenos de infiltración y procesos de evaporación.

Numerosos factores caracterizan físicamente a una cuenca y son:

1- Area de la cuenca (A)

Es la que corresponde a la superficie de la misma y estará limitada por las divisorias de agua, que permiten identificarla. En la práctica se la determina en el mapa topográfico, recorriendo el perímetro de la cuenca por intermedio del planímetro.

2- Número de orden de los ríos

Es aquel que expresa el grado de ramificación de un sistema hidrográfico.

La red hidrográfica está constituida por el curso principal o colector y sus tributarios. En general se admite que cuanto mayor es el colector, mayores serán las bifurcaciones de su red hidrográfica.

El método usado para clasificar los cursos consiste en asignar como: 1º orden a los pequeños tributarios sin ramificaciones.

2º orden a los cursos que reciben solamente tributarios de primer orden.

3º orden a los cursos que reciben afluentes de segundo y primer orden, y así sucesivamente.

El orden asignado al colector suministra una idea del grado de ramificación de todo el sistema. Dibujo 14.

3- Forma de la cuenca

Este factor regula la concentración de los defluvios. En tal sentido es interesante señalar que, a igualdad de otros factores, una cuenca alargada, de forma aproximadamente rectangular, con un colector mucho más largo que la longitud de sus tributarios, estará sujeta a crecientes menores que una cuenca triangular, con dos vértices en las cabeceras y donde los afluentes tengan una longitud similar y un sincronismo en la llegada

a la desembocadura de las crecientes parciales. Dibujo 15.

Desde el punto de vista geotécnico, la forma de la cuenca reviste suma importancia, así por ejemplo, una cuenca de forma aproximada de "pera", con la desembocadura en la zona aguzada, presentá mejores posibilidades hidroeléctricas que una de aspecto rectangular, por existir una mayor concentración de caudales en los tramos superiores.

Para tratar de explicar "cuantitativamente" la forma de la cuenca, se han propuesto algunos índices que tratan de establecer su comparación con otra ideal, a la forma circular, con sus tributarios radiales y la descarga concentrada en un solo punto coincidente con el centro del círculo. Esta explicación cuantitativa se la evidencia mediante el "coeficiente de compacidad".

4- Coeficiente de compacidad (Kc)

Está dado por la relación que existe entre el perímetro de la cuenca (P) y la circunferencia (C) de un círculo, cuya área (A), sea igual a la de la cuenca.

Sean: P= perímetro de la cuenca que estamos considerando.
C= circunferencia de un círculo de área A y diámetro D.

$$Kc = \frac{P}{C} \quad (1)$$

por geometría se tiene: $A = \frac{\pi . D^2}{4}$

de donde: $D = \sqrt{\frac{4A}{\pi}}$ (2)

pero además: $C = D.\pi$ de donde: $D = \frac{C}{\pi}$ (3)

relacionando (2) y (3) surge que:

$$\frac{C}{\pi} = \sqrt{\frac{4A}{\pi}}$$

$$C = \sqrt{\frac{\pi A}{\pi}}$$

$$C = \sqrt{\frac{4 A \pi^2}{\pi}}$$

$$C = \sqrt{4 \pi A}$$

$C = 2 \sqrt{\pi A}$ reemplazando en (1)

$$Kc = \frac{P}{2 \sqrt{\pi A}} = \frac{1}{2\sqrt{\pi}} \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$ pero:

$\sqrt{\pi} = 1,77$ por lo tanto, reemplazando: $\frac{1}{2\sqrt{\pi}} = \frac{1}{2 \times 1,77} = 0,28$

de donde $\boxed{Kc = 0,28 . \frac{P}{\sqrt{A}}}$

5- Frecuencia de ríos (Fr)

Es la relación que existe entre el número total de ríos de la cuenca y el área (A) de la misma.

Nt = número total de ríos de la cuenca.
A = área de la cuenca.

$$\boxed{Fr = \frac{Nt}{A}}$$

6- Densidad de drenaje (Dd)

Es el índice que cuantifica el grado de desarrollo de un sistema hidrográfico y se lo representa por la relación existente entre la longitud total (lt) de los cursos de agua, perennes, intermitentes y efímeros, de una cuenca dada y su propia área.

Lt = longitud total de los cursos de la cuenca, medidos en Km.
A = área de la cuenca
Dd =

$$Dd = \frac{Lt}{A}$$

Este parámetro constituye un elemento indicativo sobre la naturaleza de las causas o agentes que contribuyen a la integración de la red hídrica.

Para el problema que estamos considerando es menester tener en cuenta que durante el transcurso, o una posterioridad más ó menos inmediata a los períodos de precipitaciones, escurre por la superficie de la cuenca una cantidad de agua, que al ir encauzándose paulatinamente o rápidamente, en los diferentes tributarios, termina por concentrarse en el colector, configurando así el sistema hidrográfico. Si la cuenca posee una bien desarrollada, la superficie media de los terrenos a través de los cuales tiene lugar el escurrimiento, es reducida y el defluvio alcanza los cursos con prontitud.

También debemos tener en cuenta que la erosión retrógrada y consecuentemente la profundización de los lechos fluviales, están asociados con:

a) magnitud de las pendientes.
b) tipo de litología.
c) condiciones climáticas.

Así, si tomamos una unidad de área, la extensión de los cursos es menor en una zona árida que en una húmeda. Podemos aceptar que la densidad de drenaje tiende a ser mínima en ciertos ambientes desérticos, de topografía llana y terrenos muy permeables y máxima en regiones húmedas con pendientes marcadas y rocas permeables.

Como elemento ilustrativo vamos a analizar una tabla en la que se relaciona la densidad de drenaje en función del cambio de pendiente. La misma corresponde a diversas cuencas de Nueva Inglaterra (EE.UU.).

Variación de la Dd (Km/Km^2)	Pendiente media de la cuenca m/Km	%
0.60 - 0.78	55	5,5 (1)
0.79 - 0.93	105	10,5
094 - 1.24	115	11,5
1.25 - 1.40	135	13,5

(1) $55m.\frac{1}{1.000}.100 = \frac{55}{10} = 5,5\%$

Podemos admitir, en consecuencia, que para una cuenca dada existe cierta armonía o concordancia entre el coeficiente de escurrimiento y la densidad de drenaje de la misma.

7- Extensión media del escurrimiento superficial (E)

Se la puede definir como la "distancia media" que el agua tendría que recorrer sobre el terreno, en el caso que el escurrimiento se realice en línea recta desde el lugar en que el agua precipita hasta el punto más próximo de un curso cualquiera de esa cuenca y por el cual se encauza.

Matemáticamente se la expresa por la relación entre el área de la cuenca y cuatro veces la longitud total de todos los cursos de agua existentes en la misma.

$$E = \frac{A}{4Lt}$$

A = área de la cuenca.
Lt = Long. total de los cursos de agua

Si comparamos esta relación con la existente la longitud total de los cursos y el área de la cuenca, definida como densidad de drenaje (Dd), tenemos que la extensión media del escurrimiento superficial es igual a 1/4 de la inversa de la densidad de drenaje.

8- Ancho medio de la cuenca (Am)

Es la relación existente entre el área (A) y la longitud del curso más largo de la cuenca.

$$Am = \frac{A}{L}$$

A = área de la cuenca

L = longitud del curso más largo de la cuenca

9- Factor de forma (Ff)

Es la relación que existe entre el ancho medio (Am) y la longitud del curso más largo de la cuenca.

$$Ff = \frac{Am}{L}$$

Am = ancho medio de la cuenca

L = longitud del curso más largo

pero $Am = \frac{A}{L}$ entonces $Ff = \frac{A/L}{L} = \frac{A}{L} \cdot \frac{1}{L} = \frac{A}{L^2}$

Una cuenca estrecha y larga dará un factor de forma muy bajo y por el contrario una cuenca compacta tendrá valor aproximado a la unidad.

10- Relación de bifurcación (Rb)

Es el cociente entre el número total de ríos de un orden dado y el número total de ríos de orden inmediato superior.

$$Rb = \frac{Nr\ (n)}{Nr_{(n+1)}}$$

Nr (n) = número de ríos de un orden dado.

$Nr_{(n+1)}$ = número de ríos pertenecientes al orden inmediato superior.

11- Porcentaje de longitud de ríos de cada orden ($Plr_{(n)}$

Expresa la relación porcentual entre la longitud de los ríos del orden considerado y la longitud total de los ríos de la cuenca.

$$Pnr_{(n)} = \frac{Nr_{(n)}}{Nt} \cdot 100$$

$Nr_{(n)}$ = número de ríos pertenecientes al orden "n"

Nt = número total de los ríos de la cuenca.

BIBLIOGRAFIA

MAKSOUD, H.- "Características funcionais e físicas das bacias fluviais".-Rev.do Club de Engenharia, junho 1957.

HORTON, Robert.- "Drainage basim charateristics". Trans.Am.Geohys.Union. Vol.13, pags. 350/61.

STRAWLER, A.N.- "Dimensional analysis applied to fluvially eroded land formas". Bull.Geol.Soc.Am. 1958, vol.69, pags.279/300.

G L O S A R I O

AREA O CUENCA DE DRENAJE (ESCURRIMIENTO)

Región drenada por un río y sus tributarios.
Francés: Aire d'alimentation; aire de drainage; bassin fluvial; bassin hydrographique; bassin versant; impluvium.
Inglés: Catchment area.

CAPACIDAD DE INFILTRACION

Rapidez con que, tanto el agua de precipitación como de riego, es absorbida por un suelo bajo condiciones dadas.
Francés: Capacité d'infiltration.
Inglés: Infiltration capacity.

CAPTURA DE LOS RIOS

Involucra un ataque erosivo de un río sobre el desague de otro con la desviación consiguiente de parte de sus aguas hacia el río capturante. La captura se puede producir por sustracción, erosión retrocedente

aplanamiento lateral y desviación subterránea.
Inglés: Stream piracy; stream capture; stream robbery; beheading;
Francés: Le cours d'eau décapité.

CORRIENTE

Cualquier cuerpo de agua corriente u otro fluido grande o pequeño.
Inglés: Stream. Se puede ampliar con: Stream deposition=acumulación fluvial; Stream divides=divisoria de ríos; Stream charnel; Stream current.
Francés: Les eaux courantes; Cours d'eau.

CORRIENTE ANASTOMOSADA

1.- Corriente que fluye por canales divagantes con diseño anastomosado. Se originan por la obstrucción de los depósitos de la propia corriente.
2.- Cuando el aporte de sedimentos hacia una corriente supera en demasía al que ella puede eliminar, se originan barreras u obstáculos que obligan a la corriente a desarrollar esta red intrincada de canales.
Francés: Fleuve anastomosé. Inglés: Braided stream.

HIGROSCOPICIDAD

Capacidad que tiene un medio poroso de absorber humedad atmosférica.
Francés: Hygroscopicité. Inglés: Hygroscopicity.

HUMEDAD DEL SUELO

a) Humedad contenida en la parte del suelo que se encuentra por encima de la superficie freática, y que incluye al vapor de agua alojado en los poros.
b) Agua contenida en los poros del suelo.
Francés: Humedité du sol. Inglés: soil moisture.

IMBIBICION

Tendencia de un medio poroso para absorber agua por acción de la fuerza de atracción capilar, sin intervención de cualquier tipo de presión.
Francés: Imbibition. Inglés: Soaking.

MANANTIALES

Corriente que ha estado fluyendo a través de depósitos aluviales, pero se aplica con mayor propiedad al flujo de agua que ha corrido previamente, o percolado, a través de poros y fisuras de las rocas del lugar.
Inglés: Springs. Francés: Source.

RIO INFLUENTE

Curso de agua que alimenta o recarga al agua subterránea.
Inglés: Influent stream
Francés: Cours d'eau emissif, Cours d'eau alimentant.

GEOMORFOLOGIA

AGRIM. 33)

TRABAJO PRACTICO Nº

Clasificación de Valles:

El escurrimiento del agua a través de una región recientemente elevada por encima de su nivel de base, da lugar a la elaboración de cauces incipientes que inicialmente siguen la pendiente del terreno. Con posterioridad y a medida que esos cauces aumentan el radio de influencia, se amplían las cuencas de drenaje como así también los tributarios de distinto número de orden, para luego ir condicionando su desarrollo a la estructura de la región.

Cuando un paisaje alcanza un estado juvenil muy avanzado o quizás más claramente durante su estado maduro, es posible establecer determinadas relaciones entre el desarrollo de un valle y la estructura de la roca de base sobre la cual está evolucionando. En función del estudio de esas relaciones puede definirse una clasificación de valles. Fundamentalmente se han adoptado los criterios sustentados por Davis y Powell.

A.- Clasificación genética de valles: Cuando la relación fundamental está dada entre el valle que estamos analizando y la pendiente inicial del terreno. (Ver glosario).

B.- Clasificación de valles de acuerdo a las estructuras de control:

B.1.- Valles paralelos.

B.2.- Valles transversales.

- - - - - - - - - - - -

A.- Clasificación Genética de Valles:

1- Consecuentes: Son los que se ajustan a la pendiente inicial del terreno, tales como aquellos desarrollados sobre:

planicies glaciarias

planicies de lava

llanuras costeras recién elevadas

Es necesario puntualizar que a menudo se infiere que los valles cuyos cursos sea alinean con la pendiente regional o inclinación de las rocas, son consecuentes, pero esto no siempre se puede aceptar como concluyente.

2- Subsecuente: Es aquel cuyo curso, originalmente consecuente, se ha desplazado hacia fajas de rocas más fácilmente erosionables, es decir, se ajusta a la litología. No siempre los valles desarrollados sobre rocas débiles son subsecuentes, pues el valle pudo estar sobre rocas débiles desde los comienzos. La mayoría de estos valles siguen el rumbo de la roca y por consiguiente pueden denominarse también valles de rumbo. También se los llama valles longitudinales

3- Insecuente: Es aquel cuyo curso está regido por factores que no son determinables. No muestra ajuste visible a la estructura, ni a la pendiente inicial, ni a la litología. Es posible que en su mayor parte el avenamiento de las áreas de rocas ígneas y sedimentarias homogéneas tenga que ser clasificado como insecuente.

4- Obsecuente: Es aquel que desagua en dirección opuesta a la pendiente consecuente original.

5- Resecuente: Avena en la misma dirección que el valle consecuente original, pero a nivel topográfico, más bajo.

- - - - - - - - - - - -

B.- Clasificación de valles de acuerdo a las estructuras de control

B.1- Valles paralelos a las estructuras:

1- Homoclinales: Son valles longitudinales a lo largo de los flancos de los pliegues que siguen los estratos de rocas blandas, en estructuras homoclinales en las que alternan estratos duros y blandos.

2- Anticlinales y Sinclinales: Se desarrollan siguiendo el rumbo de los ejes anticlinales los primeros, mientras que los segundos son aquellos ubicados en forma coincidente con los ejes sinclinales.

B.2- Valles transversales a la estructura:

1- Sobreimpuesto: Es el que se extiende a través de una estructura geológica que antecede al valle pero que no está expuesta cuando comienza la elaboración del mismo, sino que la misma estaba sepultada bajo una cubierta de sedimentos o coladas de lava.

2- Antecedente: Es anterior a la estructura a través de la cual excavó su valle siendo estas estructuras transversales al rumbo general del valle

- - - - - - - - - - - -

Diseño de drenaje (Avenamiento)

Los diseños de drenaje pueden estar referidos a una o más cuencas en las que los colectores principales alcanzan generalmente valores de tercer orden, o bien a un valle considerado en su forma individual.

A.- Diseño de cuenca: Cuando al diseño de drenaje se lo refiere a una o más cuencas, el modelo que presentan los cursos en conjunto, al representarlos en planta, nos suministran el diseño de drenaje característico.

1- Dendrítico: Se caracteriza por su ramificación irregular, en lo que a su red tributaria se refiere, que se dispone o desarrolla en varias direcciones y guardando entre sí diversos valores angulares los tributarios respectivos, pudiendo ser éste de 90°. Este diseño se relaciona con rocas de resistencia uniforme y acusa una falta de control estructural. En general este diseño se desarrolla sobre rocas sedimentarias casi horizontales y rocas ígneas masivas.

2- En enrejado: También se lo denomina reticulado y está constituído por ríos sub-paralelos que se alinean generalmente a lo largo del rumbo de las formaciones o entre depósitos que guardan cierto paralelismo, formados en época más bien reciente por el hielo o el viento. Los tributarios principales se unen al colector en ángulos rectos, y los tributarios secundarios, generalmente paralelos al colector, se unen también a aquellos en ángulos rectos. Por lo general este diseño de drenaje genéticamente es subsecuente, pero existen en áreas típicas como aquellos afectados por glaciación.

3- Rectangular: Tanto el colector como sus tributarios muestran recodos en ángulo recto, reflejando el control ejercido por los sistemas de diaclasas o fallas. Una variante de este sistema es el denominado angular, desarrollado según control de fallas y diaclasas que se unen en ángulos agudos u obtusos.

4- Paralelo: Se desarrolla en zonas con declive pronunciado o controles estructurales que conducen a un espaciamiento de ríos paralelos o sub-paralelos.

5- Anular: Se lo encuentra en estructuras dómicas que en su etapa de madurez presentan alternancia de estratos resistentes y débiles a la erosión. Este tipo de diseño es común en antiguos conos volcánicos muy destruídos o en calderas.

6- Anárquico: Es cuando un sistema no ha tenido suficiente tiempo para integrarse; queda representado por cursos irregulares que fluyen o salen de lagos y tienen solo unos pocos tributarios cortos, es común en áreas recientemente englazadas.

7- Radial: Es aquel caracterizado por ríos que divergen de un terreno central, elevado. Se desarrollan en domos, conos volcánicos o cerros aislados cónicos o subcónicos.

8- Centrípeto: Este diseño se produce en cuencas cerradas, cuando el drenaje converge hacia la parte más profunda de la misma.

B.- Diseño individual: Cuando centramos nuestras observaciones en un curso, independientemente del resto de los que constituyen la cuenca, se puede caracterizar su diseño individual en:

1- Anastomosado: Este diseño está indicado por ríos que se dividen en muchos brazos o canales entrelazados y separados unos de otros por islas o bancos.

2- Distributario: Es el río que al llegar a la zona de delta se divide en numerosos brazos divergentes. Por extensión este diseño caracteriza al drenaje implantado en conos aluviales.

3- Meandroso: Es aquel cuyo cauce, elaborado exclusivamente en la planicie de inundación, forma en su recorrido amplias curvas cuyos radios son hasta 18 veces mayores que el ancho del cauce.

Cuando un río de este diseño se halla en un valle más amplio, y por lo tanto elaborado por un río más caudaloso que el actual, se dice que es un río Disminuído.

Además de los anteriores, que son los más distinguibles, existen posibilidades de encontrar localmente, en función de la pendiente, la litología y las estructuras, tramos con un diseño particular, por ejmplo recto o sinuoso.

G L O S A R I O

CAPACIDAD DE CARGA - COMPETENCIA

facultad de una corriente de agua o viento para transportar detritos

Competencia: tamaño del elemento más grande transportable; depende unicamente de la velocidad (para materiales de la misma densidad y forma).

Capacidad: cantidad de materiales de un tamaño dado, que una corriente puede transportar en una unidad de tiempo; depende de la velocidad y del caudal.

Inglés: Competency, capacity ; Francés: Compétence, capacité

RIO DISMINUIDO

curso que se muestra demasiado reducido como para haber erosionado el valle por el cual fluye y que presenta un diseño individual de meandros.

Inglés: Underfit stream. misfit sream: rio desproporcionado.

EROSION LATERAL

trabajo producido por una corriente de agua que se traduce en un lento ensanchamiento de la planicie aluvial con retiro de las paredes laterales.

Inglés: Sideway cutting, lateral erosion ;
Francés: Erosion laterale.

EROSION RETROCEDENTE

Un valle es prolongado en su parte superior por el agua que fluye en sus cabeceras.

Inglés: Headward erosion, backward erosion;
Francés: Erosion régressive, érosion rétrograde.

EROSION VERTICAL

Trabajo producido por una corriente de agua que se manifiesta por un descenso del thalweg, relacionado con elevada energía fluvial.

Inglés: Sown cutting, sownward erosion, ravining, gullying.
Francés: érosion en profondeur, ravinement.

NIVEL DE BASE

Es el nivel debajo del cual la superficie terrestre no puede ser desgastada por acción fluvial. Se extiende desde el nivel del mar en dirección al continente, constituyendo una superficie imaginaria hacia la cual el relieve tiende a reducirse.

Inglés: Base level Francés: Niveau de base.

NIVEL DE BASE LOCAL O TRANSITORIO O TEMPORARIO

Constituye un límite a la erosión vertical de carácter efímero. Algunas veces es denominado "nivel de base estructural", se origina, por ejemplo, debido a la diferencia de dureza de las rocas que integran el valle.

Inglés: Temporary base level; local base level
Francés: Niveaux de base locaux

RIO EFLUENTE

Una corriente es efluente, con respecto al agua subterránea, si recibe agua de la zona de saturación.

Inglés: Effluent stream
Francés: Cours d'eau drainant

RIO GRADADO, PERFIL GRADADO O PERFIL DE EQUILIBRIO: Mackin (1948) define al Perfil de Equilibrio como aquel en el cual el declive es ajustado delicadamente durante un período de tiempo para proveer, con la descarga disponible y las características prevalecientes del cauce, la velocidad justa que requiere el transporte de la carga provista por la cuenca.

En términos generales puede decirse que a medida que los cursos tributarios aportan agua al canal principal la descarga (caudal) de una corriente aumenta aguas abajo. En este caso, para establecerse un equilibrio entre la descarga por un lado y las características del canal, la velocidad y el gradiente, por el otro, se reduce la pendiente, se incrementa su velocidad, el ancho y profundidad en la dirección mencionada.

COMPETENCIA: Se refiere al clasto más grande transportable por una corriente fluvial.

CAPACIDAD DE CARGA: Cantidad de material de un tamaño dado, que una corriente puede transportar en una unidad de tiempo, dependiendo de la velocidad y del caudal.

CARGA: Son los elementos clásticos y químicos transportados por una corriente fluvial.

PERIMETRO MOJADO: Es la longitud de la línea de contacto entre el agua y el canal medido transversalmente.

RADIO HIDRAULICO: Es el cociente entre el área transversal del cauce y el perímetro mojado.

CLASIFICACION GENETICA DE VALLES: Como consecuencia del Ciclo Geomórfico de Davis, el cual basa su evolución a partir del ascenso de un área importante de la superficie terrestre, comienzan a desarrollarse escasos cursos de agua que escurren en valles que denominamos Valles Consecuentes ya que están ajustados a la pendiente inicial del terreno.

A medida que evoluciona la red de drenaje, los cursos de agua pueden adaptarse a fajas fácilmente erosionables o siguiendo características estructurales (fallas, diaclasas) y es en estos casos que hablamos de Valles subsecuentes.

Cuando se alcanza un estado avanzado en la evolución de un paisaje, el drenaje presente, puede desarrollarse en valles que siguen la misma dirección inicial pero que se ubican en una posición topográfica más baja. En este caso, estamos en presencia de Valles Resecuentes, relacionados con nuevos niveles de erosión. En cambio, cuando siguen una dirección contraria u opuesta a la pendiente inicial, son denominados Valles Obsecuentes. Fig. 1.

CLASIFICACION DE VALLES DE ACUERDO A LAS ESTRUCTURAS DE CONTROL:

1.- LONGITUDINALES: Son aquellos que se desarrollan siguiendo el rumbo de las estructuras. A los valles longitudinales que se desarrollan a lo largo de los flancos de los pliegues, siguiendo estratos de rocas blandas, los llamamos Valles Homoclinales. Los valles que se desarrollan siguiendo los ejes de anticlinales reciben el nombre de Valles Anticlinales, mientras que los que siguen los ejes sinclinales son denominados Valles Sinclinales.

2.- TRANSVERSALES: Son aquellos valles cuyos cursos atraviesan, en forma más o menos perpendicular, a las estructuras geológicas. Se diferencian:

2.a.- Valle Sobreimpuesto: Son aquellos que se desarrollan a través de una estructura geológica que es anterior al valle, pero que no estaba expuesta cuando comenzó la elaboración del mismo, sino que se hallaba sepultada bajo una cubierta compuesta, por ejemplo, de rocas sedimentarias o coladas de lava. El río se originó sobre la cubierta, pero a medida que profundizó su valle encontró la estructura transversal sepultada y continuó elaborando su valle sobre ésta. Fig. 2.

2.b.- Valle Antecedente: Son aquellos que se originaron con anterioridad a la estructura a través de la cual excavó su valle y que tuvo el poder erosivo suficiente para mantener su curso mientras se producía un lento y prolongado ascenso de la estructura. Fig. 3.

TERRAZAS FLUVIALES: Son formas que indican niveles anteriores de planicies fluviales, siendo por lo tanto testigos de antiguas planicies de inundación. Son producidas por erosión vertical y lateral a lo largo de los valles y, por consiguiente, reflejan los períodos de rejuvenecimiento que los ha afectado. Están integradas por una pendiente superior ó distal, un escalón casi horizontal y una pendiente inferior o proximal.

Cotton (1940) ha establecido que las terrazas fluviales pueden ser clasificadas en:

Terrazas Cíclicas, Pares o Apareadas: Cuando se encuentran a ambos lados del valle ocupando alturas similares.

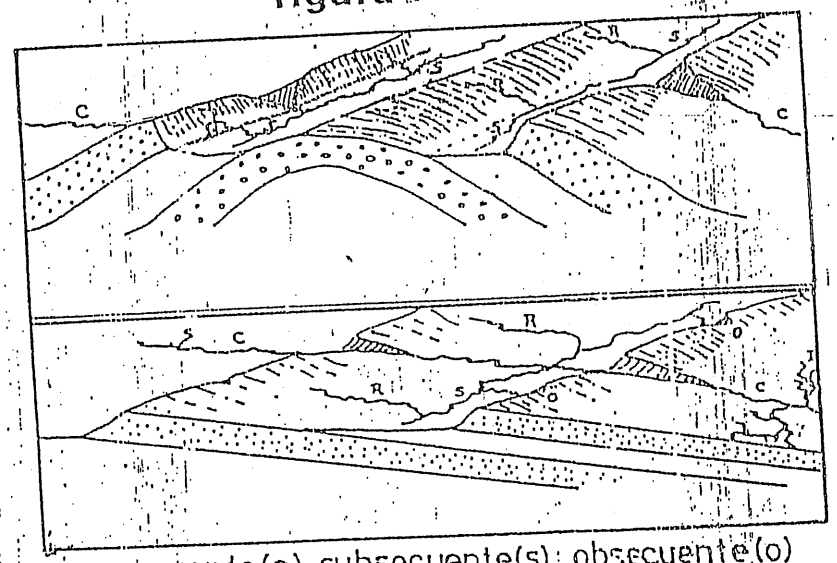
Terrazas Adíclicas, Impares o No Apareadas: Cuando se encuentran a alturas diferentes.

2

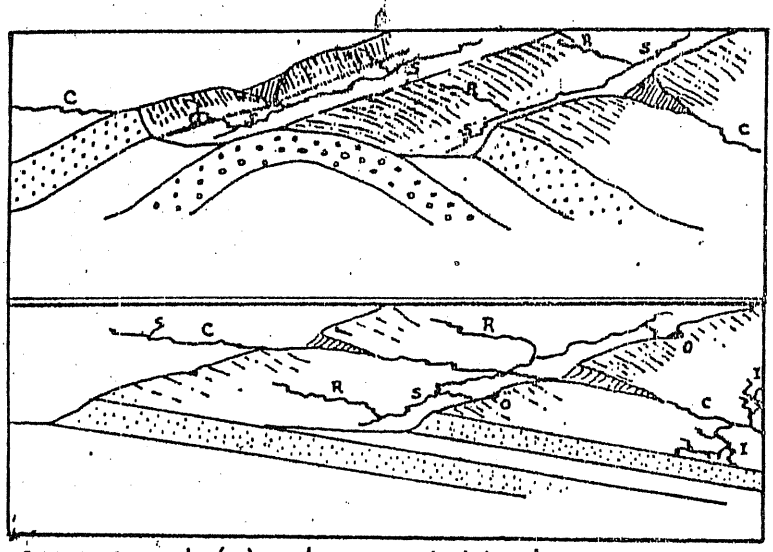
A lo largo de un valle donde están presentes dos o más niveles de terrazas se puede observar que sus perfiles longitudinales no son paralelos entre sí o al piso al valle actual, en cambio pueden tender a unirse aguas abajo, en cuyo caso hablamos de Terrazas Convergentes; mientras que cuando las mismas tienden a separarse, en dicha dirección, se denominan Terrazas Divergentes.

En aquellos casos donde se observa el desarrollo de un solo nivel de terraza ésta relación de convergencia o divergencia puede efectuarse con el perfil longitudinal del curso actual.

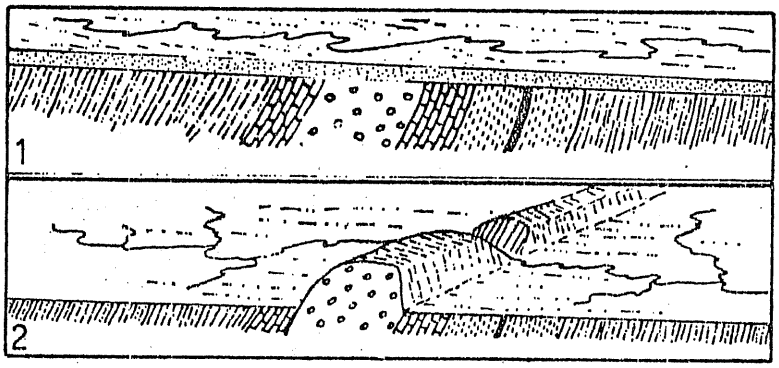
figura 1



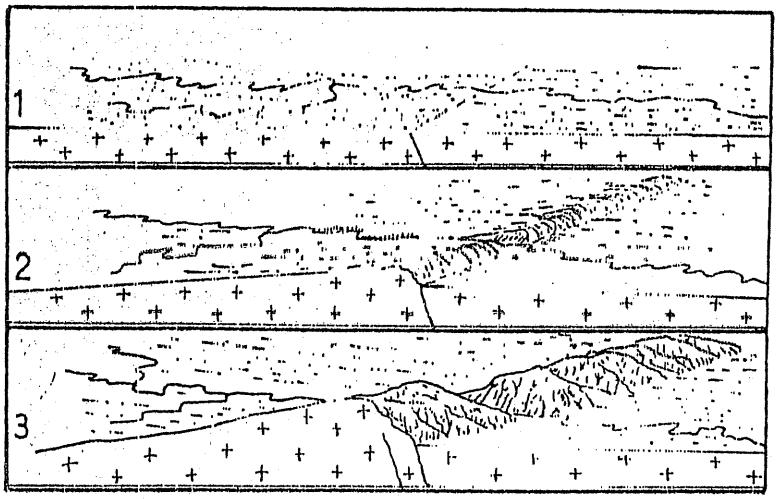
consecuente(c) subsecuente(s) obsecuente(o)
resecuente(r)



consecuente(c) subsecuente(s) obsecuente(o)
resecuente(r) insecuente (i)

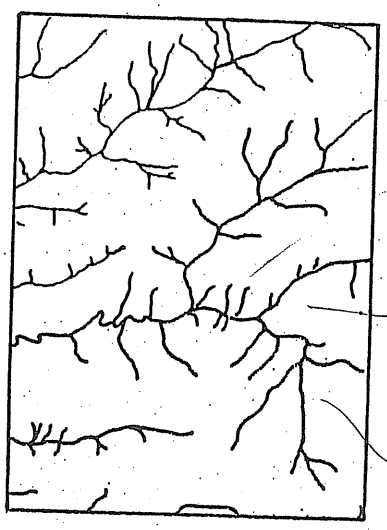


Río Sobreimpuesto

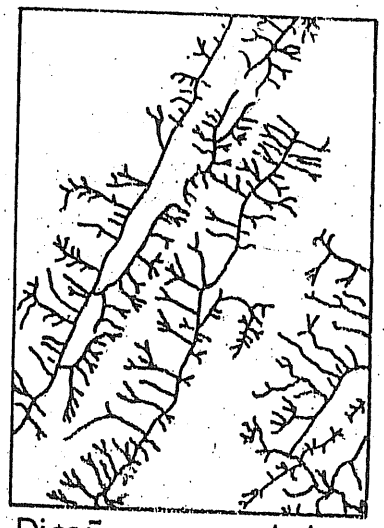


Río Antecedente

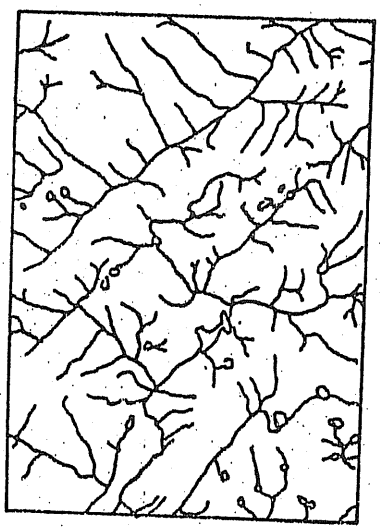
Geomorfología



Diseño dendritico



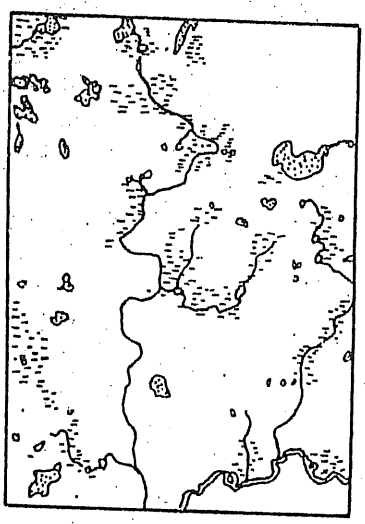
Diseño en enrejado



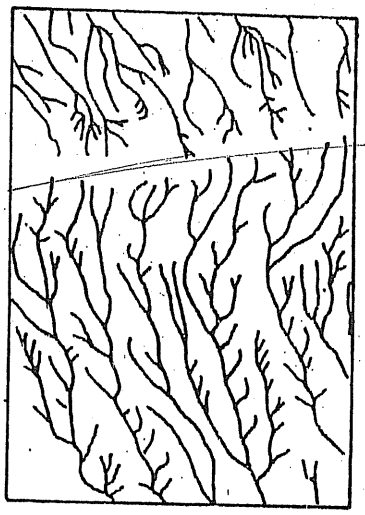
Diseño rectangular



Diseño radial

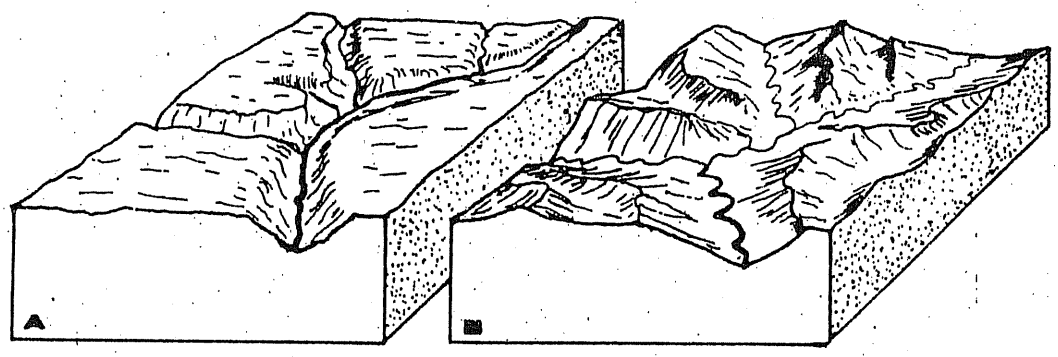


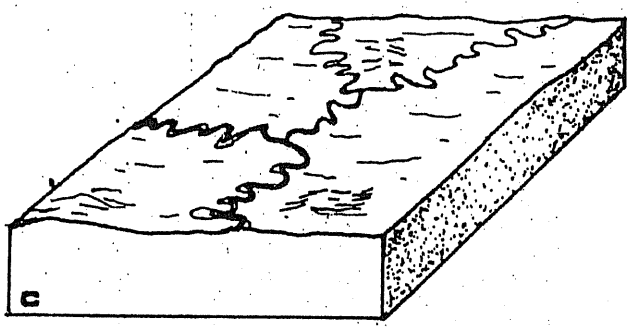
Diseño anárquico

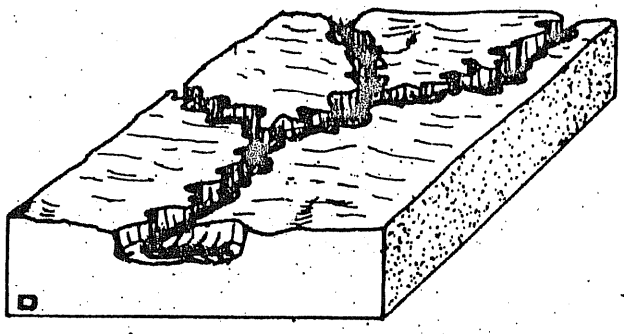


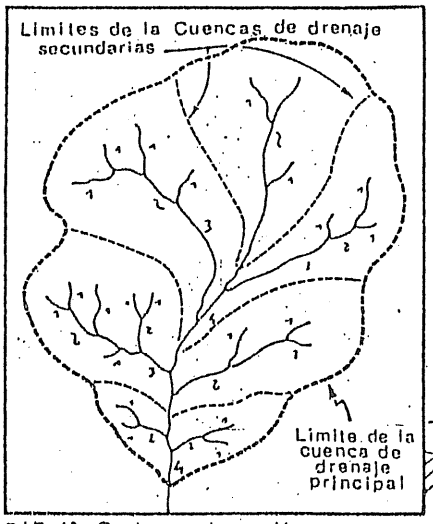
Diseño paralelo

Bloques diagrama ilustrando las etapas en el ciclo de erosion fluvial.

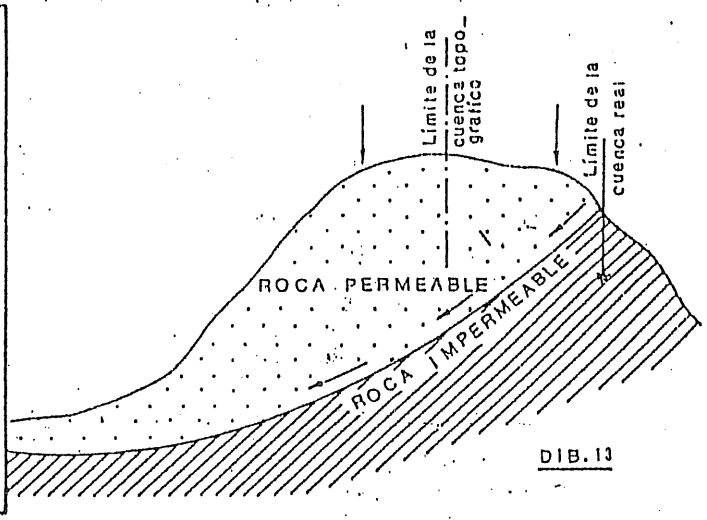




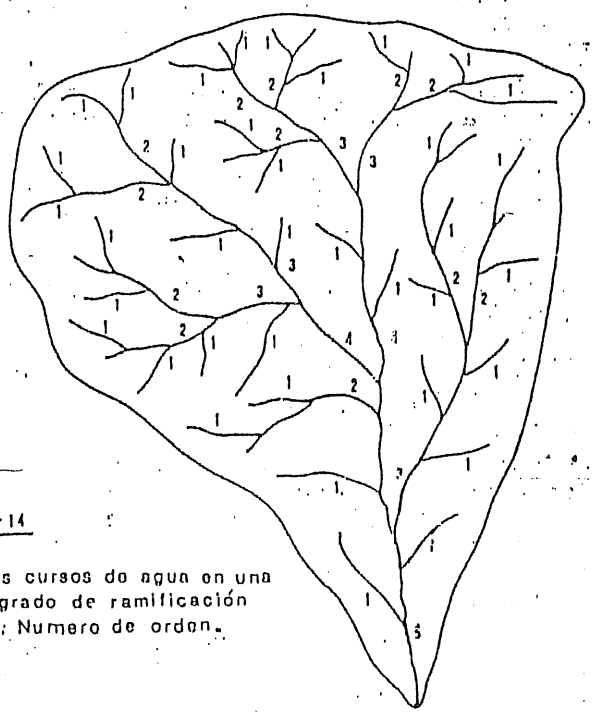




DIB. 12 Cada corriente tiene su propia cuenca de drenaje, que es el area de la cual la corriente y su tributarios reciben agua.

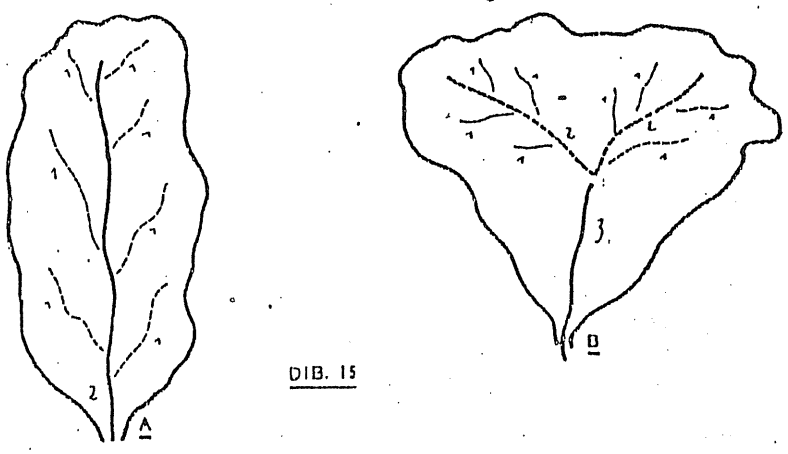


DIB. 13



DIB. - 14

Clasificacion de los cursos de agua en una cuenca, segun el grado de ramificación de sus tributarios: Numero de orden.



DIB. 15

A partir de la Laguna El Potrillo, el arroyo toma el nombre de Saladillo y hace una inflexión hacia el norte, recibiendo a pocos kilómetros excedentes de la Laguna La Chilca.

En épocas de graves anegamientos como los ocurridos en los años 1973, 1987 y 1993, recibe también el drenaje de una vasta zona que se extiende por Villa Sanz (Bolívar), Huetel, Agustín Mosconi y Valdéz.

Estos aportes drenan hacia el Saladillo en forma de manto, inundando las depresiones que se interconectan a través de cursos efímeros y canalizaciones de distintas magnitudes. Una de las mayores es la denominada Canal La Juanita realizada desde la Laguna La Chilca Chica hasta el Arroyo Saladillo.

El curso vuelve a tomar dirección SW-NE y atraviesa la Laguna De Barra e Indio Muerto. Esta última, en el límite con el Partido de Saladillo, es la receptora de la Subcuenca del Arroyo El Gato que recibe los excesos hídricos del sector este del Partido de 9 de Julio.

La descarga pluvial del casco urbano de 25 de Mayo se efectúa hacia la Laguna Las Mulitas; al norte de ésta se ha constituido un canal que conduce los excesos al Arroyo El Gato.

Hacia el NW de la desembocadura de este arroyo, se encuentra una pequeña subcuenca representada por la Laguna Del Infiernillo, ubicada en Roque Pérez y que en épocas de excesos invade terrenos del Partido de 25 de Mayo.

El curso del Arroyo Saladillo continúa marcando el límite entre los partidos de Roque Pérez y Saladillo atravesando las Lagunas de Esparto y Alto Verdes para desembocar, a través de la Laguna Las Flores Grande en el Río Salado.

E. Hidrología Subterránea

1. Dinámica hídrica

En el mapa de Hidrología superficial y subterránea (mapa 8), se han trazado las curvas de isovalores potenciométricos de la capa freática. Se trata de curvas que unen puntos de igual altura del nivel del agua subterránea sobre un plano de referencia, que en este caso es el nivel del mar (0 del IGM).

En general, se aprecia que la morfología de la superficie freática reproduce, aunque en forma atenuada, el relieve topográfico.

El flujo subterráneo regional, se orienta hacia el noreste, en dirección al valle del Río Salado. El límite sudeste del Partido está definido, en buena parte, por el Arroyo Vallimanca-Saladillo, en este sector se advierte que el flujo subterráneo se realiza en dirección al valle del curso aludido, definiendo el carácter efluente(*) del mismo.

Durante el estiaje, el caudal básico, determinado por la descarga del agua subterránea en el cauce del río, alcanza y aún supera el 50% del caudal fluvial en el Río Salado y en el Arroyo Vallimanca.

También se manifiesta como efluente el Arroyo El Gato y el conjunto de bajos vinculados al mismo que se desarrollan en sentido este-oeste, al norte de la ciudad cabecera.

Durante las tareas de campo realizadas para recabar información hidrológica, se observó que los numerosos cuerpos lacunares de tamaño diverso, como así también los canales construidos en las zonas rurales, presentan el mismo carácter efluente mencionado para los cursos mayores, sólo que por razones de escala y de densidad de información, no se reflejan en el mapa.

Un carácter diferente se aprecia en el canal denominado La Juanita, en el sector centro este del Partido. Dicho canal se manifiesta como influente(**) respecto de la capa freática y constituye el único rasgo de esas características en la región estudiada (mapa 8).

Este comportamiento debe ser verificado efectuando observaciones más detalladas y extendidas en el tiempo, de manera de contar con datos que permitan corroborar esta situación ante diferentes estados de humedad del canal y también diferentes posiciones de la capa freática.

En ocasiones de prolongados períodos de déficit hídrico, es decir en situaciones de niveles freatimétricos deprimidos, si por alguna circunstancia, los cuerpos de aguas superficiales, tanto lénticos como lóticos, tuvieran oportunidad de cargarse con agua, ya sea por lluvias in situ o en sectores de aguas arriba, los mismos actuaran como influentes respecto de la capa freática durante el tiempo que tardasen en infiltrarse completamente o en elevar el nivel hasta ponerlo en contacto con la superficie y exponerlo a la evaporación.

(*) Efluente: Que recibe agua.

(**) Influente: Que cede agua.

Otro caso de influencia temporal del agua superficial respecto de la subterránea ocurre cuando se producen avenidas importantes y la cota del pelo de agua supera a la de la freática. Se produce entonces el efecto conocido como almacenamiento de banco (recarga local y temporaria de la capa freática), que afecta a una zona próxima a la planicie de inundación y se revierte cuando cesan las circunstancias que le dieron origen.

Del análisis de la morfología de la superficie freática, se deduce también que los valores medios de permeabilidad se mantienen aceptablemente constantes en aproximadamente la mitad sudoeste del territorio estudiado. A partir de allí se producen incrementos notables de esos valores, hasta las proximidades del valle del Río Salado y en ese lugar, en que se localiza el sector de descarga principal, los valores de permeabilidad caen a los términos más bajos de la región considerada.

En síntesis, el sistema hidráulico subterráneo activo, se comporta como un acuífero multiunitario con niveles productivos separados entre sí por otros de baja permeabilidad (acuitardos), que retardan, pero no impiden, el flujo vertical descendente (recarga) ni el ascendente (descarga).

El límite superior del sistema activo es la superficie freática y el inferior, en el sector norte, el techo del Verde y en el sur, los sedimentos del Araucano. Es decir que el sistema considerado incluye al Postpampeano, al Pampeano y cuando está presente, al Puelche.

Las zonas más recomendables, en una primera aproximación, para la ejecución de obras de explotación de las aguas subterráneas, provenientes de la capa freática y primer nivel semiconfinado, para uso ganadero y agrícola (riego) son las ubicadas en los sectores mencionados arriba como de alta permeabilidad relativa.

Con respecto de la calidad del agua freática, puede decirse que en el sector sudoeste del Partido y hasta la Estación Mosconi aproximadamente, como así también en el valle del Vallimanca- Saladillo y el del Río Salado y sus respectivas planicies de inundación, los valores de la conductividad eléctrica del agua de la capa freática son del orden de los 2000 micro mhos por centímetro (μ mhos/cm), que corresponde aproximadamente a unos 1400 miligramos de sales disueltas por litro de agua.

En el resto del Partido, los valores de conductividad se sitúan por debajo de los 1000 μ mhos/cm y en algunos sectores aún son menores a 500 μ mhos/cm, que equivale a 700 y 350 miligramos de sales disueltas por litro de agua respectivamente.

En el primer caso, deben adoptarse precauciones si se decide utilizar el agua subterránea para riego intensivo. En el segundo, seguramente se requerirá un complemento de sales en su utilización para ganadería.

La explotación del acuífero Puelche está restringida a la mitad noreste del Partido ya que dicha unidad no está presente en el resto del mismo y en su lugar se disponen los sedimentos de la Formación Araucano que como ya se expresara son de características acuitardos o acuícludos.

2. Freatimetría

Se han recopilado registros freatimétricos de estaciones pertenecientes a la red que opera la DPH desde 1980, se trata de datos discontinuos de seis estaciones que permiten apreciar aunque en forma parcial, el comportamiento de la capa freática en función del tiempo y de los eventos climáticos acaecidos. Además se compilaron los registros, también discontinuos, de una estación particular en la Ea. Blanca Grande (fig. 19 y 20).

El ascenso de los niveles freáticos origina en los casos extremos, situaciones de recarga rechazada, ello determina que los aportes pluviales den lugar a derrames superficiales localizados inicialmente en los sectores topográficamente más bajos.

El descenso del nivel freático provoca un mecanismo de infiltración diferida, que se traduce en un retardo entre el momento de la lluvia y la infiltración. Esto hace que el agua retenida en los bajos sea sometida a la evaporación.

En el mapa 8 se indica, a modo de propuesta, una red de monitoreo de los niveles freáticos más completa que la existente y acorde a las necesidades del municipio. La misma incluye a las estaciones aludidas más arriba y se complementa con otras 14 ubicadas en coincidencia con estaciones ferroviarias, la mayoría de ellas desactivadas, pero que conservan algún tipo de instalaciones aptas para el registro de los niveles, por lo general molinos fuera de uso instalados en perforaciones encamisadas.

3. Vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas

Prácticamente la totalidad del Partido de 25 de Mayo, está cubierto por sedimentos muy permeables que favorecen la infiltración rápida del las aguas pluviales.

Los niveles del agua subterránea se encuentran indefectiblemente en profundidades menores a los 10 metros, muy frecuentemente en el orden a los 3 a 5 m o menos aún.

Ello determina una alta vulnerabilidad a la contaminación para los acuíferos ubicados en los terrenos Pampeanos y Postpampeanos, correspondientes a la sección hidrogeológica conocida como Epiparaniano.

Para el acuífero Puelche, en virtud de su mayor profundidad y de la sedimentología de las capas situadas inmediatamente sobre su techo, puede considerarse una mediana a baja vulnerabilidad a la contaminación.

En las zonas rurales, pese a que se explota casi exclusivamente el Epipuelche, considerado como de alta vulnerabilidad, el riesgo de contaminación es relativamente bajo, en función de que la actividad agropecuaria extensiva, es considerada como actividad contaminante de bajo rango.

En los sectores urbanos y suburbanos, las actividades contaminantes adquieren mayor gravitación y deben ser convenientemente ponderadas y reglamentadas para evitar problemas que puedan adquirir gran relevancia y consecuencias imprevisibles.

Al sur de la ciudad de 25 de Mayo se ha producido un caso de contaminación del acuífero Epipuelche ocasionado por el vertido incorrecto de basuras en una cantera abandonada.

El sistema de abastecimiento de aguas corrientes, está menos expuesto a la contaminación por tratarse de una explotación localizada a mayor profundidad (acuífero puelche) y por que las obras han sido construidas según normas que aseguran la protección sanitaria.

Sin embargo, dadas las características hidrogeológicas de los terrenos suprayacentes y las condiciones de explotación a que es sometido el acuífero, es conveniente efectuar un monitoreo periódico de la calidad química del agua de bebida.

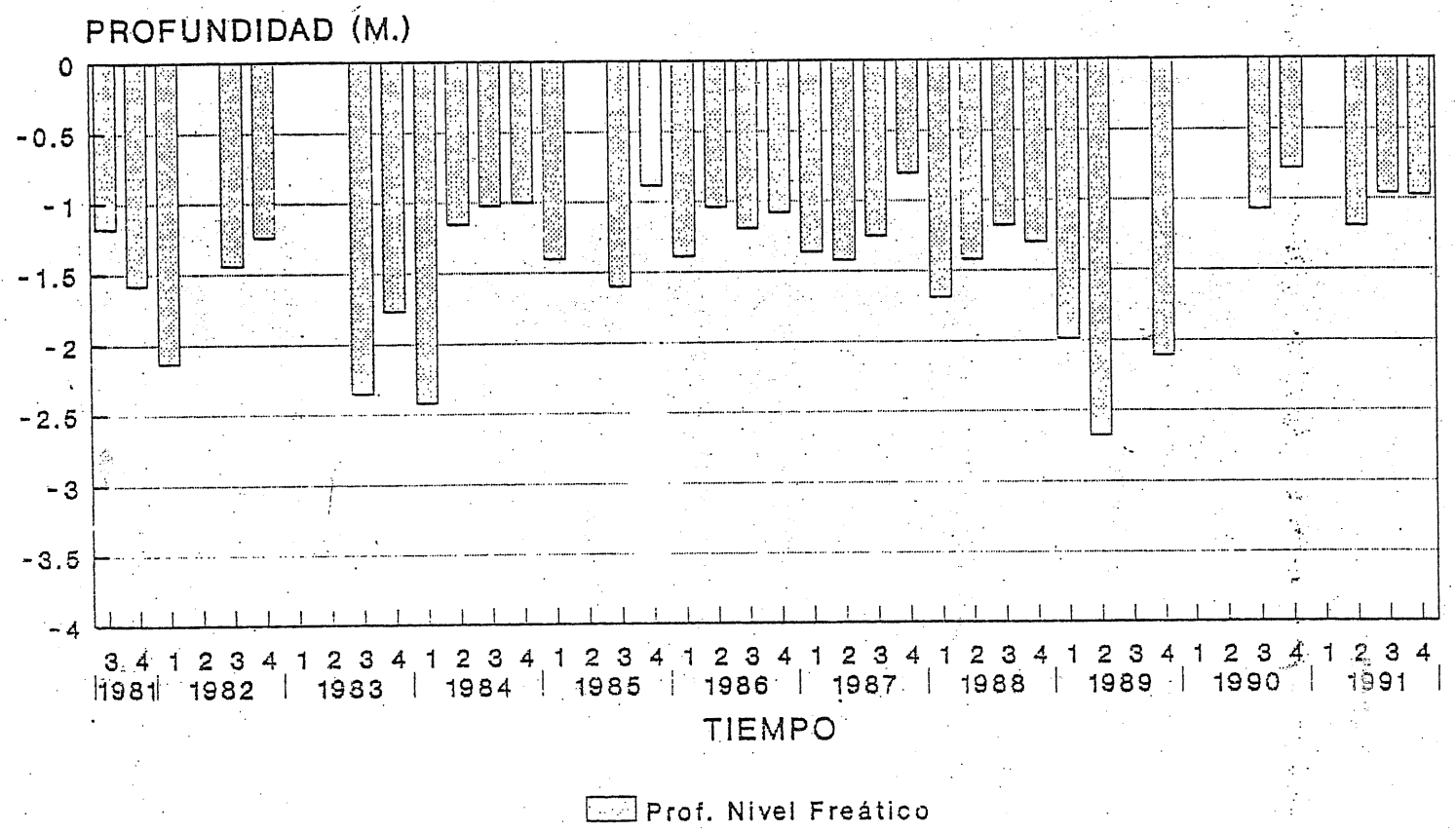
F. Suelos

Con el objetivo de dar una orientación generalizada de la calidad de los suelos del Partido y construir una herramienta cartográfica de utilidad para la planificación territorial y económica, se elaboró el mapa 9 "Capacidad de uso de los suelos" a escala

Partido de 25 de Mayo - L. Monteverde

Registros freatimétricos. Piez. DPH 19

4 Km.de L. Monteverde y 1 Km A Saladillo

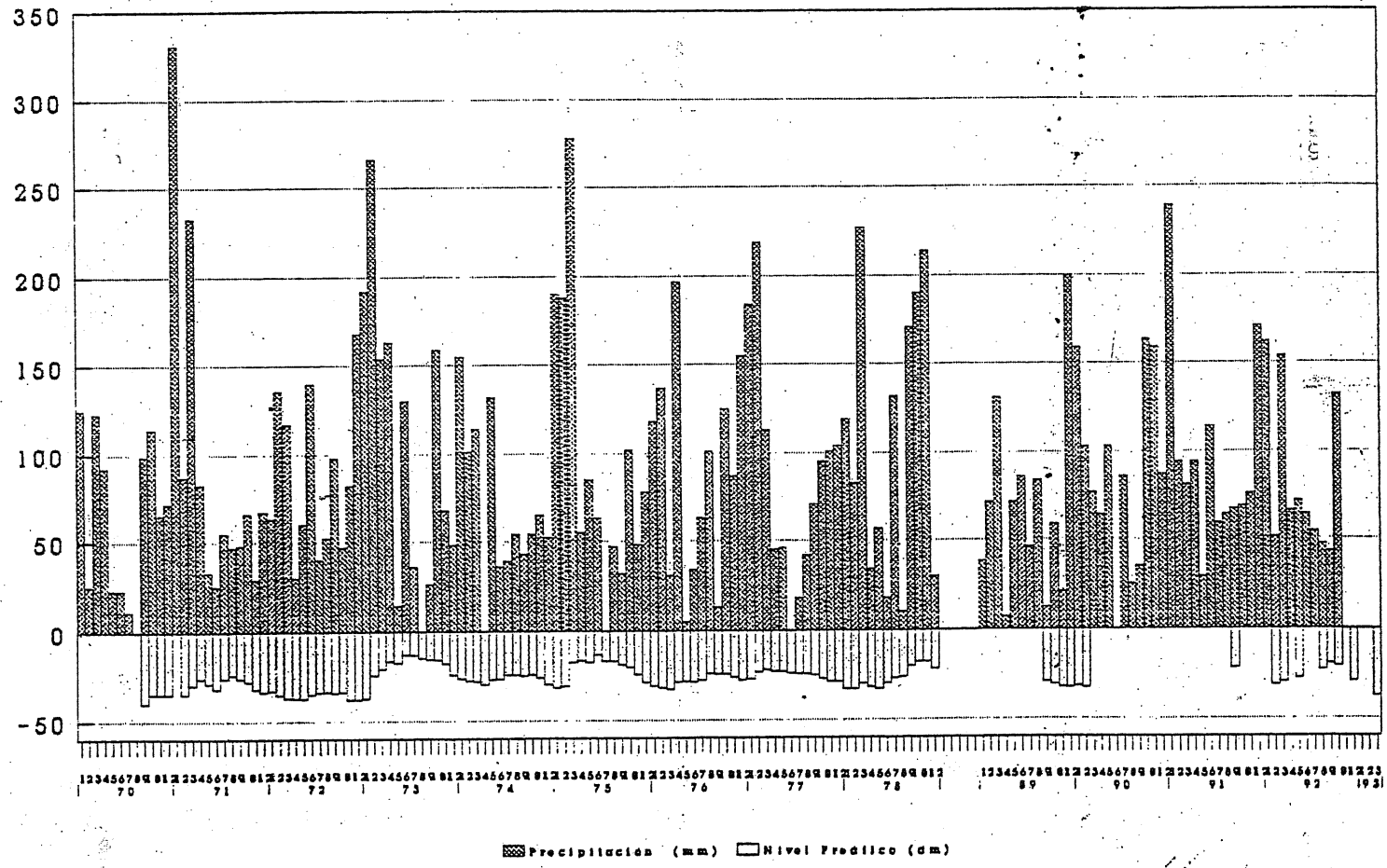


FUENTE: D.P.H.-M.O.S.P.B.A.
Elaborado por CODESA
Cota de boca de pozo: 41,81 msmn

Figura 19

Ea. Blanca del Monte

Lluvias y niveles freáticos



Período 1970/1978 y 1983/1993

FUENTE: PARTICULAR ELABORADO POR CODESA

CAPÍTULO 17

Aguas subterráneas

Importancia de las aguas subterráneas

Distribución de las aguas subterráneas

El nivel freático
- Variaciones en el nivel freático
- Interacción entre las aguas subterráneas y las aguas corrientes

Factores que influyen en el almacenamiento y la circulación de las aguas subterráneas
- Porosidad
- Permeabilidad, acuicluidos y acuíferos

Circulación de las aguas subterráneas

Manantiales o fuentes

Fuentes termales y géiseres

Pozos

Pozos artesianos

Problemas relacionados con la extracción del agua subterránea
- Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable
- Subsidencia
- Contaminación salina

Contaminación del agua subterránea

El trabajo geológico del agua subterránea
- Cavernas
- Topografía kárstica

En todo el mundo, los pozos y manantiales o fuentes proporcionan agua para las ciudades, las cosechas, el ganado y la industria. En Estados Unidos, el agua subterránea es el origen de alrededor del 40 por ciento del agua utilizada para todos los fines (excepto la generación de energía hidroeléctrica y el enfriamiento de las centrales eléctricas). El agua subterránea es el agua potable para más del 50 por ciento de la población, el 40 por ciento del agua utilizada para la irrigación y proporciona más del 25 por ciento de las necesidades de la industria. En algunas áreas, sin embargo, el uso abusivo de este recurso básico se ha traducido en escasez de agua, agotamiento de las aguas de escorrentía, subsidencia del terreno, contaminación salina, aumento del coste de bombeo y contaminación del agua subterránea.

Importancia de las aguas subterráneas

GEODe CIENCIAS DE LA TIERRA
Aguas subterráneas
▼ Importancia y distribución de las aguas subterráneas

El agua subterránea es uno de nuestros recursos más valiosos y asequibles, aunque nuestras percepciones con respecto al ambiente subsuperficial del que procede son a menudo poco claras e incorrectas. La razón para ello es que el ambiente de las aguas subterráneas está muy oculto a la vista, excepto en las cavernas y las minas, y las impresiones que tenemos de esas aperturas subsuperficiales son engañosas. La observación de la superficie de la Tierra da la impresión de que el planeta es «sólido». Esta opinión se mantiene cuando entramos en una caverna y vemos el agua fluir en un cauce que parece haber sido excavado en una roca sólida.

Debido a esas observaciones, muchas personas creen que el agua subterránea aparece sólo en «ríos» debajo de la tierra. En realidad, la mayor parte del ambiente subsuperficial no es «sólido» en absoluto. Consta de incontables poros diminutos entre los granos de suelo y de sedimento, así como de estrechas diaclasas y fracturas practicadas en el lecho de roca. En conjunto, todos estos espacios constituyen un volumen inmenso. Es en estas pequeñas aperturas donde se reúne y se mueve el agua subterránea.

Considerando la hidrosfera entera, o toda el agua de la Tierra, sólo alrededor de las seis décimas partes del uno por ciento aparece bajo tierra. No obstante, este pequeño porcentaje, almacenado en la roca y los sedimentos situados debajo de la superficie terrestre, constituye una enorme cantidad. Cuando se excluyen los océanos y se consideran sólo las fuentes de agua dulce, se pone más de manifiesto la importancia de las aguas subterráneas.

En la Tabla 17.1 se muestra la distribución de agua dulce calculada para la hidrosfera. Por supuesto, el mayor volumen aparece en forma de hielo glaciar. El segundo en la clasificación es el agua subterránea, que constituye más del 14 por ciento del total. Sin embargo, cuando se excluye el hielo y se considera sólo el agua líquida, más del 94 por ciento de toda el agua dulce es agua subterránea. No cabe duda de que *el agua subterránea representa el mayor depósito de agua dulce que resulta fácilmente asequible a los seres humanos. Su* valor en términos de economía y de bienestar humano es incalculable.

Desde un punto de vista geológico, el agua subterránea es importante como agente erosivo. La acción disolvente del agua subterránea va minando lentamente las rocas solubles como la caliza, permitiendo la formación de depresiones superficiales denominadas dolinas, así como la creación de cavernas subterráneas. El agua subterránea es también un compensador del flujo de escorrentía. Gran parte del agua que fluye en los ríos no procede directamente de la lluvia y de la fusión de la nieve. Más bien, un gran porcentaje de la precipitación se infiltra y luego se desplaza lentamente bajo tierra hasta las corrientes encauzadas. El agua subterránea es, pues, una forma de almacenamiento que mantiene las corrientes fluviales durante los períodos de ausencia de precipitaciones. La información de la Tabla 17.1 refuerza este dato. Vemos

Tabla 17.1 Agua dulce de la hidrosfera

Partes de la hidrosfera	Volumen de agua dulce (km^3)	Porción de volumen total de agua dulce (%)	Tasa de intercambio del agua
Casquetes polares y glaciares	24.000.000	84,945	8.000 años
Aguas subterráneas	4.000.000	14,158	280 años
Lagos y embalses	155.000	0,549	7 años
Humedad del suelo	83.000	0,294	1 año
Vapor de agua en la atmósfera	14.000	0,049	9,9 días
Agua de los ríos	1.200	0,004	11,3 días
Total	28.253.200	100,000	

Fuente: U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 1987.

que la tasa de intercambio del agua subterránea es de 280 años. Esta cifra representa el tiempo necesario para sustituir el agua ahora almacenada bajo tierra. Por el contrario, la tasa de intercambio para los ríos es tan sólo ligeramente superior a 11 días: si se cortara el suministro de agua subterránea a un río y no lloviera, aquél se secaría en tan sólo 11 días. Por tanto, el agua que fluye en un río durante un período seco constituye lluvia que cayó en algún momento anterior y se almacenó bajo tierra.

Distribución de las aguas subterráneas

GEODe CIENCIAS DE LA TIERRA
Aguas subterráneas
▼ Importancia y distribución de las aguas subterráneas

Cuando llueve, parte del agua discurre por la superficie, parte se evapora y el resto se infiltra en el terreno. Esta última vía es la fuente primaria de prácticamente toda el agua subterránea. La cantidad de agua que sigue cada uno de esos caminos, sin embargo, varía mucho en función del tiempo y del espacio. Los factores que influyen en esta variación son lo fuerte de la pendiente, la naturaleza del material, la intensidad de la lluvia, y el tipo y cantidad de vegetación. Densas lluvias que caen sobre pendientes abruptas donde las capas suprayacentes están compuestas de materiales impermeables provocarán obviamente un elevado porcentaje de agua de escorrentía. A la inversa, si la lluvia cae de manera suave y uniforme sobre pendientes más graduales compuestas por materiales que son fácilmente penetrados por el agua, un porcentaje mucho mayor del agua se infiltrará en el suelo.

Algo del agua que se infiltra no viaja muy lejos, porque es retenida por atracción molecular como una capa superficial sobre las partículas sólidas. Esta zona cercana a la superficie se denomina **cinturón de humedad del suelo**. Está surcada por raíces, los vacíos que quedaron en el lugar de las raíces desintegradas y las madrigueras y los túneles de las lombrices, que aumentan la infiltración del agua de lluvia en el suelo. Las plantas utilizan el agua del suelo en las funciones vitales y la transpiración. Una parte de agua también se evapora directamente y regresa a la atmósfera.

El agua que no es retenida como humedad del suelo percola hacia abajo hasta que alcanza una zona donde todos los espacios libres del sedimento y la roca están completamente llenos de agua (Figura 17.1). Ésta es la **zona de saturación**. El agua situada en el interior se denomina **agua subterránea**. El límite superior de esta zona se conoce como el **nivel freático**. Extendiéndose hacia arriba desde el nivel freático se encuentra la **franja capilar** (*capillus* = cabello), en la cual el agua subterránea es mantenida por la tensión superficial en diminutos conductos comprendidos entre los granos de suelo o de sedimento. El área situada por encima del nivel freático que abarca la franja capilar y el cinturón de humedad del suelo se denomina **zona de aireación**. Aunque puede haber una cantidad considerable de agua en la zona de aireación, esta agua no puede ser bombeada por los pozos porque está demasiado aferrada a la roca y las partículas sólidas. Por el contrario, por debajo del nivel freático, la presión del agua es lo bastante grande como para permitir que el agua entre en los pozos, permitiendo así que el agua subterránea pueda sacarse para su uso. Examinaremos con más detalle los pozos en otra sección del capítulo.

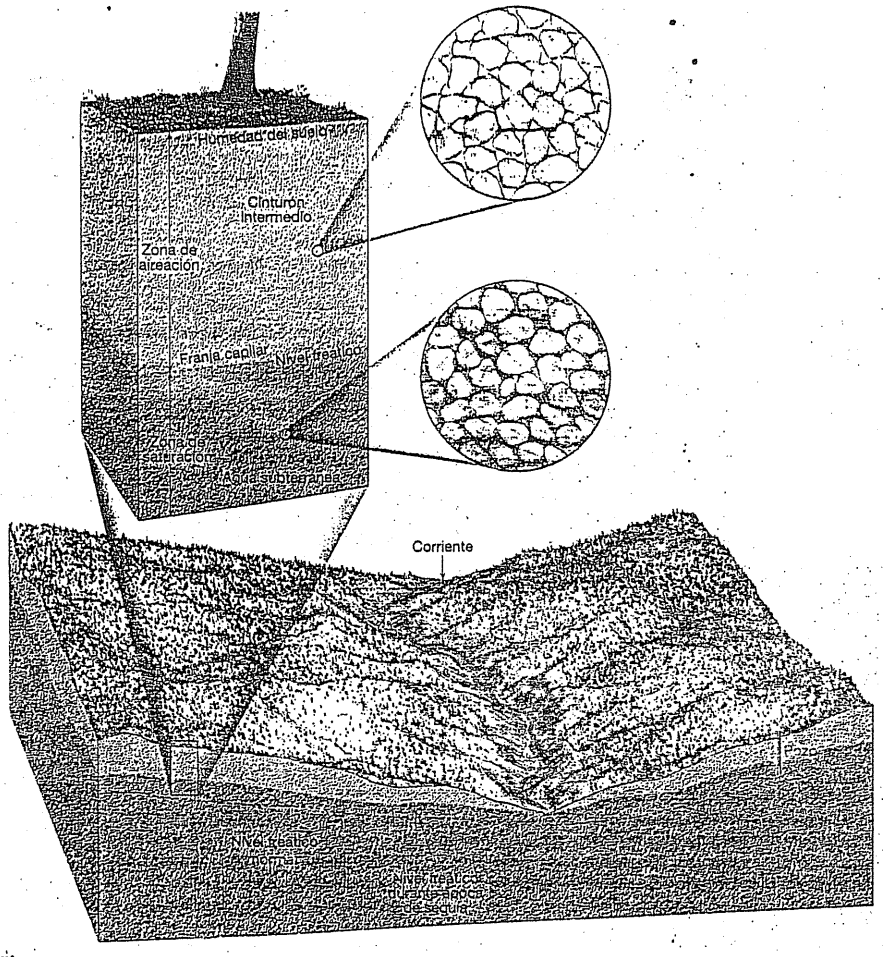
El nivel freático

GEODe CIENCIAS DE LA TIERRA
Aguas subterráneas
▼ Importancia y distribución de las aguas subterráneas

El nivel freático, el límite superior de la zona de saturación, es un elemento muy significativo del sistema de aguas subterráneas. El nivel freático es importante para predecir la productividad de los pozos y explicar los cambios de flujo de las corrientes y los manantiales, justificando las fluctuaciones del nivel de los lagos.

Variaciones en el nivel freático

La profundidad del nivel freático es muy variable y puede oscilar entre cero, cuando se sitúa en la superficie, y centenares de metros en algunos lugares. Una característica importante del nivel freático es que su configuración varía según las estaciones y de un año a otro, porque la adición de agua al sistema de aguas subterráneas está estrechamente relacionada con la cantidad, la distribución y la frecuencia de las precipitaciones. Excepto cuando el nivel freático se sitúa en la superficie, no podemos observarlo directamente. Sin embargo, su elevación puede cartografiarse y estudiarse en detalle allí donde los pozos son numerosos porque el nivel del agua en los pozos coincide con el nivel freático (Figura 17.2). Estos mapas revelan que el nivel freático raramente es horizontal, como cabría esperar. En cambio, su forma suele ser una réplica suavizada de la topografía superficial, alcanzando sus mayores elevaciones debajo de las colinas y luego descendiendo hacia los valles (Figura 17.1). En las zonas pantanosas, el nivel freático coincide precisamente con la superficie. Lagos y corrientes de agua ocupan generalmente áreas lo


Humedad del suelo
Cinturón intermedio
Zona de aireación
Franja capilar
Nivel freático
Zona de saturación
Agua subterránea
Corriente
Nivel freático
Nivel freático
Nivel freático



Recuadro 17.1 ▸ La Tierra como sistema

El impacto de la sequía en el sistema hidrológico*

La *sequía* es un período de tiempo anormalmente seco que persiste lo suficiente como para producir un desequilibrio hidrológico significativo, como daños en las cosechas o restricciones en el suministro de agua. La gravedad de la sequía depende del grado de carencia de humedad, su duración y el tamaño de la zona afectada.

Aunque los desastres naturales como las inundaciones y los huracanes suelen generar más atención, los períodos de sequía pueden ser igual de devastadores y tener un precio más alto. De media, los períodos de sequía cuestan a Estados Unidos entre 6.000 y 8.000 millones de dólares anuales, mientras que las inundaciones cuestan 2.400 millones de dólares y los huracanes, entre 1.200 y 4.800 millones de dólares. Se calculó que las pérdidas económicas directas causadas por un período de sequía en 1988 ascendieron a 40.000 millones de dólares.

La sequía se distingue de otros peligros naturales de manera diferente. En primer lugar, se produce de una manera gradual, «progresiva», lo cual dificulta la determinación del principio y el final del fenómeno. Los efectos de la sequía se acumulan lentamente durante un largo período de tiempo y a veces duran años hasta que la sequía termina. En segundo lugar, no existe una definición precisa y universalmente aceptada de sequía. Eso se añade a la confusión de si realmente se está produciendo sequía o no y, en caso afirmativo, cuál es su gravedad. En tercer lugar, la sequía raramente produce daños estructurales; por tanto, sus efectos sociales y económicos son menos evidentes que los daños provocados por otros desastres naturales.

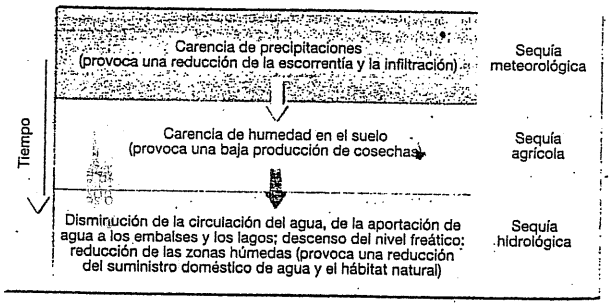
Las definiciones reflejan cuatro aproximaciones básicas para medir la sequía: la meteorológica, la agrícola, la hidrológica y la socioeconómica. La *sequía meteorológica* está relacionada con el grado de sequedad según la desviación de las precipitaciones de los valores normales y la duración del período seco. La *sequía agrícola* suele enlazarse a un déficit de humedad del suelo. La necesidad hidrológica de una planta depende de las condiciones meteorológicas predominantes, las características biológicas de la planta en particular, su estadio de crecimiento y las diferentes propiedades del suelo. La *sequía hidrológica* se refiere a las carencias en el suministro de agua superficial y subsuperficial. Se mide como niveles de circulación del agua, de lagos, de embalses y de aguas subterráneas. Hay un vacío temporal entre el inicio de las condiciones secas y una caída del nivel de circulación del agua, o la disminución de los niveles de los lagos, los embalses y las aguas subterráneas. Por tanto, las mediciones hidrológicas no son los primeros indicadores de sequía. La *sequía socioeconómica* es un reflejo de lo que sucede cuando una restricción física de agua afecta a las personas. La sequía socioeconómica se produce cuando la demanda de un bien económico excede la oferta como consecuencia de una disminución del suministro de agua. Por ejemplo, la sequía puede provocar una disminución significativa de la producción de energía hidroeléctrica, que, a su vez, puede precisar de la transformación a combustibles fósiles más caros o recortes significativos de energía.

Hay una serie de impactos asociados con la sequía meteorológica, agrícola e hidrológica (Figura 17.A). Cuando la sequía meteorológica empieza, el sector agrícola suele ser el primer afectado, debido a su gran dependencia de la humedad del suelo. La humedad del suelo se reduce rápidamente durante períodos largos de sequía. Si persiste la carencia de precipitaciones, quienes dependen de los ríos, los embalses, los lagos y las aguas subterráneas pueden quedar afectados.

Cuando la precipitación vuelve a los niveles normales, la sequía meteorológica llega a su fin. Primero se repone la humedad del suelo, luego la circulación del agua, los embalses y lagos, y, por último, las aguas subterráneas. Por tanto, los impactos de la sequía pueden disminuir rápidamente en el sector agrícola gracias a la dependencia de la humedad del suelo, pero pueden alargarse durante meses o años en otros sectores que dependen de los suministros almacenados de agua superficial o subsuperficial. Los usuarios de las aguas subterráneas, que suelen ser los últimos afectados tras el inicio de la sequía meteorológica, también pueden ser los últimos en volver a los niveles hidrológicos normales. La duración del período de recuperación depende de la intensidad de la sequía meteorológica, su duración y la cantidad de precipitación recibida al finalizar la sequía.

Los impactos sufridos a causa de la sequía son producto del acontecimiento meteorológico, así como de la vulnerabilidad social a períodos de carencia de precipitaciones. Dado que la demanda de agua aumenta como consecuencia del crecimiento de la población y las migraciones regionales, cabe esperar que en el futuro las sequías produzcan mayores impactos, haya o no un aumento de la frecuencia o la intensidad de la sequía meteorológica.

* Basado en parte en el material preparado por el Centro Americano de Mitigación de la Sequía (http://drought.unl.edu).



▲ **Figura 17.A** Secuencia de los impactos de la sequía. Después del comienzo de la sequía meteorológica, la agricultura es la primera afectada, seguida de las reducciones de la circulación del agua y los niveles hidrológicos de los lagos, los embalses y las aguas subterráneas. Al terminar la sequía meteorológica, la sequía agrícola acaba cuando se repone la humedad del suelo. La sequía hidrológica tarda un tiempo considerablemente mayor en acabar.

zona no saturada. Comparemos las partes B y C de la Figura 17.3. Cuando la corriente está desconectada, el nivel freático tiene un abultamiento apreciable por debajo de la corriente si la velocidad del movimiento del agua a través del cauce y la zona de aireación es mayor que la velocidad a la que las aguas subterráneas se apartan del abultamiento.

En algunos lugares, una corriente puede ser siempre efluente o influente. Sin embargo, en muchas situaciones la dirección del flujo puede variar mucho a lo largo de la corriente; algunas secciones reciben agua subterránea y otras secciones pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas. Además, la dirección de la corriente puede cambiar durante un intervalo corto de tiempo como consecuencia de tormentas, que añaden agua cerca de la orilla de la corriente o cuando inundaciones instantáneas temporales descienden por el canal.

Las aguas subterráneas contribuyen a las corrientes en la mayoría de los contextos geológicos y climáticos. Incluso cuando las corrientes principalmente pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas, determinadas secciones pueden recibir aportación de agua subterránea durante algunas estaciones. En un estudio de 54 corrientes de todas las partes de Estados Unidos, el análisis indicaba que el 52 por ciento del caudal era aportado por las aguas subterráneas. La aportación de las aguas subterráneas oscilaba entre un mínimo del 14 por ciento a un máximo del 90 por ciento.

Factores que influyen en el almacenamiento y la circulación de las aguas subterráneas

La naturaleza de los materiales subsuperficiales influye mucho en la velocidad del movimiento del agua subterránea y en la cantidad de agua subterránea que puede almacenarse. Dos factores son especialmente importantes: la porosidad y la permeabilidad.

Porosidad

El agua empapa el terreno porque el lecho de roca, el sedimento y el suelo contienen innumerables huecos o aperturas. Estas aperturas son similares a las de una esponja y a menudo se denominan poros. La cantidad de agua subterránea que puede almacenarse depende de la porosidad del material, que se define como el porcentaje del volumen total de roca o de sedimento formado por poros. Los huecos son con frecuencia espacios que quedan entre las partículas sedimentarias, pero también son comunes las diaclasas, las fallas, las cavidades formadas por disolución de la roca soluble, como la caliza, y las vesículas (vacíos dejados por los gases que escapan de la lava).

Las variaciones de porosidad pueden ser grandes. El sedimento es a menudo bastante poroso y los espacios abiertos pueden ocupar entre el 10 y el 50 por ciento del volumen total del sedimento. El espacio poroso depende del tamaño y la forma de los granos, de cómo están empaquetados, del grado de selección y, en las rocas sedimentarias, de la cantidad de material cementante. Por ejemplo, la arcilla puede tener una porosidad de hasta un 50 por ciento, mientras que algunas gravas pueden tener sólo un 20 por ciento de huecos.

Cuando se mezclan sedimentos de diversos tamaños, la porosidad se reduce porque las partículas más finas tienden a llenar las aperturas entre los granos más grandes. La mayoría de las rocas ígneas y metamórficas, así como algunas rocas sedimentarias, están compuestas por cristales muy unidos, de manera que los huecos entre los granos pueden ser despreciables. En estas rocas, las fracturas proporcionan la porosidad.

Permeabilidad, acuicludos y acuíferos

La porosidad, por sí sola, no puede medir la capacidad de un material para suministrar agua subterránea. La roca o el sedimento pueden ser muy porosos, pero no permitir el movimiento del agua a través de ellos. Los poros deben estar *conectados* para permitir el flujo de agua, y deben ser lo *bastante grandes* para permitirlo. Por tanto, la **permeabilidad** (*permeare* = penetrar) de un material, su capacidad para *transmitir* un fluido, es también muy importante.

El agua subterránea se mueve serpenteando y girando a través de pequeñas aperturas interconectadas. Cuanto menores sean los espacios porosos más lento será el movimiento del agua. Esta idea queda claramente ilustrada al examinar la información sobre el potencial de suministro de agua de diferentes materiales que se muestran

Tabla 17.2 Valores seleccionados de porosidad, rendimiento específico y retención específica*

Material	Porosidad	Porosidad eficaz	Retención específica
Suelo	55	40	15
Arcilla	50	2	48
Arena	25	22	3
Grava	20	19	1
Caliza	20	18	2
Arenisca (semiconsolidada)	11	6	5
Granito	0,1	0,09	0,01
Basalto (fresco)	11	8	3

*Los valores se dan en porcentaje por volumen.
Fuente: U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 1987.

en la Tabla 17.2, en la que el agua subterránea se divide en dos categorías: (1) la porción que drenará bajo la influencia de la gravedad (denominada *porosidad eficaz*), y (2) la parte que es retenida a modo de película sobre las superficies de las partículas y las rocas y en diminutas aperturas (denominada *retención específica*). La porosidad eficaz indica cuánta agua es realmente asequible para su uso, mientras que la retención específica indica cuánta agua permanece unida al material. Por ejemplo, la capacidad de la arcilla para almacenar agua es grande debido a su gran porosidad, pero sus espacios porosos son tan pequeños que el agua es incapaz de moverse a través de ellos. Por tanto, la porosidad de la arcilla es grande, pero, debido a su baja permeabilidad, la arcilla tiene un rendimiento específico muy bajo.

Los estratos impermeables que obstaculizan o impiden el movimiento del agua se denominan **acuícludos**. La arcilla es un buen ejemplo. Por otro lado, las partículas más grandes, como la arena o la grava, tienen espacios porosos mayores. Por consiguiente, el agua se mueve con relativa facilidad. Los estratos de roca o sedimentos permeables que transmiten libremente el agua subterránea se denominan **acuíferos** (*aqua* = agua; *fer* = transportar). Las arenas y las gravas son ejemplos comunes.

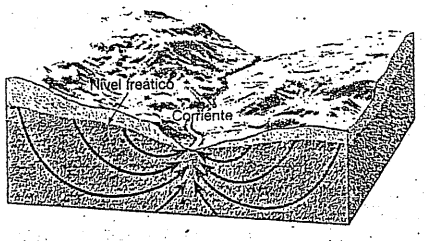
En resumen, hemos visto que la porosidad no siempre es una guía fiable de la cantidad de agua subterránea que puede producirse y que la permeabilidad es importante para determinar la velocidad de movimiento del agua subterránea y la cantidad de agua que podría bombearse desde un pozo.

Circulación de las aguas subterráneas

Ya hemos comentado el concepto erróneo común de que el agua subterránea aparece en ríos subterráneos parecidos a las corrientes de agua superficiales. Aunque existen ríos subterráneos, no son frecuentes. En cambio, como aprendimos en las secciones precedentes, existe agua subterránea en los espacios porosos y las fracturas que quedan en las rocas y sedimentos. Por tanto, al contrario de cualquier impresión de flujo rápido que un río subterráneo pueda evocar, el movimiento de la mayor parte del agua subterránea es extraordinariamente lento, de poro a poro. Por extraordinariamente lento entendemos velocidades típicas de unos pocos centímetros al día.

La energía que hace moverse el agua subterránea la proporciona la fuerza de la gravedad. En respuesta a la gravedad, el agua se mueve desde áreas donde el nivel freático es elevado a zonas donde éste es bajo. Esto significa que el agua tiende hacia un cauce de corriente, lago o manantial. Aunque algo del agua tome el camino más directo hacia debajo de la pendiente del nivel freático, gran parte sigue caminos curvos, largos, hacia la zona de descarga.

En la Figura 17.4 se muestra cómo percola el agua en una corriente desde todas las posibles direcciones. Algunas trayectorias retornan hacia arriba, según parece en contra de la fuerza de la gravedad, y entran por el fondo del cauce. Esto se explica fácilmente: cuanto mayor sea la profundidad en la zona de saturación, mayor será la presión del agua. Por tanto, los recovecos seguidos por el



▲ **Figura 17.4** Las flechas indican el movimiento del agua subterránea a través de material uniformemente permeable. Se puede pensar en los serpenteos que sigue el agua como el compromiso entre el empuje descendente de la gravedad y la tendencia del agua a moverse hacia zonas de presión reducida.

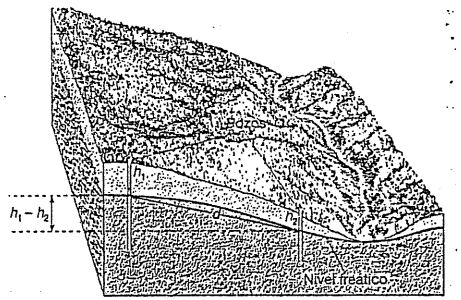
agua en la zona saturada pueden considerarse como un compromiso entre el empuje hacia abajo de la gravedad y la tendencia del agua a desplazarse hacia áreas de presión reducida. Como consecuencia, a cualquier altura dada, el agua está bajo una presión mayor debajo de una colina que debajo de un cauce de corriente, y el agua tiende a migrar hacia los puntos de menor presión.

Los conceptos modernos de la circulación del agua subterránea fueron formulados a mediados del siglo XIX con el trabajo del ingeniero francés Henri Darcy. Durante este período, Darcy realizó mediciones y llevó a cabo experimentos en un intento de determinar si las necesidades hídricas de la ciudad de Dijon, en el centro oriental de Francia, podían satisfacerse con la explotación de las aguas subterráneas de la zona. Entre los experimentos realizados por Darcy hubo uno en el que se demostró que la velocidad del flujo de las aguas subterráneas es proporcional a la pendiente del nivel freático: cuanto más inclinada es la pendiente, más rápido es el movimiento del agua (ya que, cuanto más inclinada es la pendiente, mayor es la diferencia de presión entre dos puntos). La pendiente del nivel freático es conocida como **gradiente hidráulico** y puede expresarse de la siguiente manera:

$$\text{Gradiente hidráulico} = \frac{h_1 - h_2}{d}$$

donde h_1 es la elevación de un punto sobre el nivel freático, h_2 la elevación de un segundo punto, y d es la distancia horizontal entre ambos puntos (Figura 17.5).

Darcy también experimentó con diferentes materiales como arena gruesa y arena fina, midiendo la velocidad del flujo a través de tubos llenos de sedimentos inclinados a varios ángulos. Descubrió que la velocidad del flujo variaba con la permeabilidad del sedimento: las aguas subterráneas fluyen con mayor velocidad a través de los sedimentos con una mayor permeabilidad que a través de los materiales con una permeabilidad menor. Este factor es conocido como **conductividad hidráulica** y es un coeficiente que tiene en cuenta la permeabilidad del acuífero y la viscosidad del fluido.



▲ **Figura 17.5** El gradiente hidráulico se determina midiendo la diferencia de elevación entre dos puntos del nivel freático ($h_1 - h_2$) dividida por la distancia entre ellos, d. Los pozos se utilizan para determinar la altura del nivel freático.

Para determinar el caudal (Q), es decir, el volumen real de agua que fluye a través de un acuífero en un momento determinado, se utiliza la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{KA(h_1 - h_2)}{d}$$

donde $\frac{h_1 - h_2}{d}$ es el gradiente hidráulico. K es el coeficiente que representa la conductividad hidráulica y A es el área transversal del acuífero. Esta expresión se ha denominado **ley de Darcy** en honor al científico pionero francés.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Hay alguna manera de medir directamente la velocidad de movimiento de las aguas subterráneas en un acuífero?

Sí. En un método muy sencillo, se introduce un colorante en un pozo y se mide el tiempo hasta que el agente colorante aparece en otro pozo a una distancia conocida del primero. Con experimentos de este tipo se ha demostrado que la velocidad del movimiento de las aguas subterráneas es muy variable. Una velocidad típica de muchos acuíferos es de alrededor de 15 metros anuales (unos 4 centímetros diarios), pero se han medido velocidades más de 15 veces superiores a esta cifra en materiales excepcionalmente permeables.

Manantiales o fuentes

GEODe CIENCIAS DE LA TIERRA
Aguas subterráneas
▼ Manantiales o fuentes y pozos

Los manantiales han despertado la curiosidad y maravillado a los seres humanos durante miles de años. El hecho de que los manantiales fueran, y para algunas personas todavía sean, fenómenos bastante misteriosos, no es difícil de entender, porque se trata de agua que fluye libremente desde el terreno en todo tipo de climas en una cantidad aparentemente inagotable, pero sin un origen obvio.

Sólo a mediados del siglo XVII, el físico francés Pierre Perrault, invalidó la antigua suposición de que la precipitación no podía explicar de manera adecuada la cantidad de agua que manaba de los manantiales y fluía a los ríos. Durante varios años, Perrault calculó la cantidad de agua que cayó en la cuenca del río Sena. Calculó luego la escorrentía anual media midiendo el caudal del río. Después de tener en cuenta la pérdida de agua por evaporación, demostró que quedaba suficiente agua para alimentar los manantiales. Gracias a los esfuerzos pioneros de Perrault y a las determinaciones realizadas por muchos después de él, sabemos ahora que el origen de los manantiales es el agua procedente de la zona de saturación y que el origen de esta agua son las precipitaciones.

Cuando el nivel freático intersecta la superficie terrestre, se produce un flujo natural de salida del agua subterránea, que se denomina **manantial o fuente.** Los manantiales se forman cuando un acuicluido detiene la circulación descendente del agua subterránea y la obliga a móverse lateralmente. Allí donde aflora un estrato permeable, aparece un manantial. Otra situación que lleva a la formación de una fuente es la ilustrada en la Figura 17.6. Aquí, un acuicluido se sitúa por encima del nivel freático principal. Conforme el agua se filtra hacia abajo, una porción de ella es interceptada por el acuicluido, creando así una zona local de saturación y un **nivel freático colgado.**

Los manantiales, sin embargo, no están confinados a lugares donde un nivel freático colgado crea un flujo hacia la superficie. Muchas situaciones geológicas llevan a la formación de manantiales porque las condiciones subterráneas varían mucho de un lugar a otro. Incluso en áreas donde las capas subyacentes son rocas cristalinas impermeables, pueden existir zonas permeables en forma de fracturas o canales de disolución. Si estas aperturas se llenan con agua y hacen intersección con la superficie de terreno a lo largo de una pendiente, se producirá un manantial.

Fuentes termales y géiseres

Por definición, el agua de una **fuente termal** está entre 6 y 9 °C más caliente que la temperatura media anual del aire para las localidades donde aparece. Sólo en Estados Unidos, hay más de 1.000 de estas fuentes (Figura 17.7).

Las temperaturas de las minas profundas y de los pozos petrolíferos normalmente se elevan, al aumentar la profundidad, una media de unos 2 °C cada 100 metros. Por consiguiente, cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si se eleva a la superficie, el agua puede emerger como una fuente termal. El agua de algunas fuentes termales del este de Estados Unidos se calienta de esta manera. Sin embargo, la gran mayoría (más del 95 por ciento) de las fuentes termales (y géiseres) de Estados Unidos se encuentra en el oeste (Figura 17.7). La razón para esta distribución es que la fuente de calor de la mayoría de las fuentes termales es el enfriamiento de las rocas ígneas, y es en el oeste donde la actividad ígnea se produjo más recientemente.

Los **géiseres** son fuentes termales intermitentes en las cuales las columnas de agua son expulsadas con gran fuerza a diversos intervalos, alcanzando a menudo 30-60 metros en el aire. Después de cesar el chorro de agua, se lanza una columna de vapor normalmente con un rugido atronador. Quizá el géiser más famoso del mundo es el Old Faithful del Parque Nacional Yellowstone, que hace erupción aproximadamente una vez por hora. La gran abundancia, diversidad y naturaleza espectacular de los géiseres de Yellowstone y otras características térmicas fueron indudablemente la razón principal para que se convirtiera en el primer parque nacional de Estados Unidos. También se encuentran géiseres en otras partes del mundo, sobre todo en Nueva Zelanda e Islandia. De hecho, la palabra islandesa *geysa*, que significa salir a chorros, nos proporcionó el nombre de «géiser».

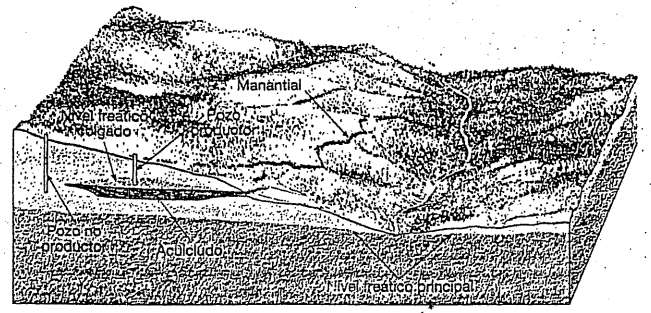


Figura 17.6 Cuando un acuicluido está situado por encima del nivel freático principal, puede producirse una zona de saturación localizada. Donde el nivel freático colgado hace intersección con la ladera del valle, fluye un manantial. El nivel freático colgado también hizo que el pozo de la derecha diera agua, mientras que el de la izquierda no producirá agua a menos que sea perforado a una mayor profundidad.

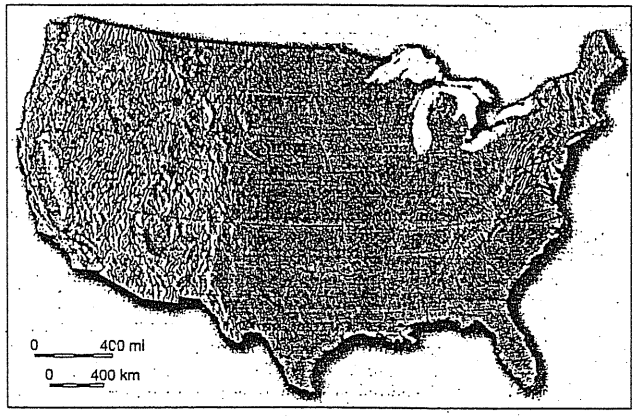


Figura 17.7 Distribución de las fuentes termales y de los géiseres en Estados Unidos. Obsérvese la concentración en el oeste, donde la actividad ígnea ha sido más reciente. (De G. A. Waring, U. S. Geological Survey Professional Paper 492, 1965.)

Los géiseres aparecen donde existen extensas cámaras subterráneas dentro de las rocas ígneas calientes. En la Figura 17.8 se muestra cómo funcionan. Cuando agua subterránea relativamente fría entra en las cámaras, se calienta gracias a la roca circundante. En el fondo de las cámaras, el agua está bajo una gran presión debido al peso del agua suprayacente. Esta gran presión evita que el agua hierva a la temperatura superficial normal de 100 °C. Por ejemplo, el agua del fondo de una cámara llena de agua situada a 300 metros debe alcanzar casi 230 °C antes de hervir. El calentamiento hace que el agua se expanda, con el resultado de que algo del agua se ve forzado a salir a la superficie. Esta pérdida de agua reduce la presión de la que queda en la cámara, lo que reduce el punto de ebullición. Una porción del agua que hay en profundidad dentro de la cámara se convierte rápidamente en vapor y el géiser entra en erupción (Figura 17.8). Después de la erupción, agua subterránea fría vuelve a entrar en la cámara y el ciclo vuelve a empezar.

Cuando el agua subterránea de las fuentes termales y los géiseres fluye hacia fuera en la superficie, el material en solución suele precipitar, produciendo una acumulación de roca sedimentaria química. El material depositado en cualquier lugar determinado refleja habitualmente la composición química de la roca a través de la cual el agua circuló. Cuando el agua contiene sílice disuelta, se deposita alrededor de la fuente un material denominado *geiserita*. Cuando el agua contiene disuelto carbonato cálcico, se deposita una forma de caliza que se denomina *travertino* o *toba calcárea*. El último término se utiliza si el material es esponjoso y poroso.

Los depósitos de las fuentes termales Mammoth del Parque Nacional Yellowstone son más espectaculares que la mayoría. Conforme el agua caliente fluye hacia arriba a través de una serie de canales y luego a la superficie, la presión reducida permite que se separe el dióxido de carbono y escape del agua. La pérdida del dióxido de carbono hace que el agua se sobresature con carbonato cálcico, que entonces precipita. Además de contener sílice y carbonato cálcico disueltos, algunas fuentes termales contienen azufre, que proporciona al agua un mal sabor y un olor desagradable. Indudablemente la fuente Rotten Egg (huevo podrido) de Nevada es de este tipo.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Sé que Old Faithful, en el Parque Nacional Yellowstone, es el géiser más famoso. ¿Es el más grande?

No. Parece que esa distinción pertenece al géiser Steamboat de Yellowstone, al menos si utilizamos la palabra «grande» con el significado de «alto». Durante una erupción grande, el géiser Steamboat puede expulsar chorros de agua de 90 metros de altura durante hasta 40 minutos. Después de esta fase de agua, en la fase de vapor se producen potentes expulsiones de nubes calientes que se elevan 150 metros en el cielo. Como la mayoría de géiseres de Yellowstone, el géiser Steamboat no es fiable como Old Faithful. Los intervalos entre erupciones pueden oscilar entre tres días y 50 años. El géiser, que permaneció en completo reposo de 1911 a 1961, ha entrado en erupción menos de 10 veces desde 1989.

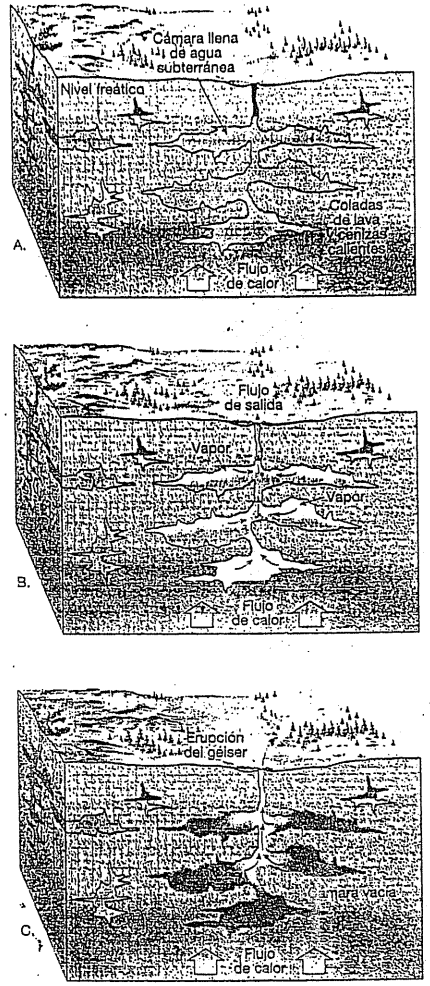


Figura 17.8 Diagramas idealizados de un géiser. Un géiser puede formarse si el calor no se distribuye por convección. **A.** En esta figura, el agua situada cerca del fondo se calienta hasta casi su punto de ebullición. El punto de ebullición es más alto allí que en la superficie, porque el peso del agua que tiene por encima aumenta la presión. **B.** El agua situada por encima en el sistema del géiser también se calienta. Por consiguiente, se expande y fluye hacia arriba, reduciendo la presión del agua situada en el fondo. **C.** Al reducirse la presión en el fondo, se produce la ebullición. Algo del agua del fondo sale en forma de vapor expansivo y produce una erupción.

Pozos

GEODe CIENCIAS DE LA TIERRA
Aguas subterráneas
▼ Manantiales o fuentes y pozos

El método más común para extraer agua subterránea es el pozo, un agujero taladrado en la zona de saturación. Los pozos sirven a modo de pequeños depósitos a los cuales migra el agua subterránea y de los cuales puede bombearse a la superficie. La utilización de pozos se remonta a muchos siglos y sigue siendo un método importante para la obtención de agua en la actualidad. Con mucho, la utilización mayor de esta agua en Estados Unidos es la irrigación para la agricultura. Más del 65 por ciento del agua subterránea utilizada cada año se emplea para este fin. El uso industrial se encuentra en segundo lugar, seguido de la cantidad utilizada en los sistemas de abastecimiento de agua de las ciudades y en las casas rurales.

El nivel freático puede fluctuar considerablemente a lo largo de un año, descendiendo durante las estaciones secas y elevándose tras los períodos de lluvia. Por consiguiente, para asegurar un abastecimiento continuo de agua, un pozo debe penetrar debajo del nivel freático. Cuando se extrae agua de un pozo, el nivel freático alrededor del pozo se reduce. Este efecto, denominado descenso de nivel, disminuye al aumentar la distancia desde el pozo. El resultado es una depresión en el nivel freático, de forma aproximadamente cónica, conocida como cono de depresión (Figura 17.9). Dado que el cono de depresión aumenta el gradiente hidráulico cerca del pozo, el agua subterránea fluirá más deprisa hacia la apertura. Para la mayoría de los pozos domésticos más pequeños, el cono de depresión es despreciable. Sin embargo, cuando los pozos están siendo bombeados con mucha intensidad para el regadío o con fines industriales, la extracción del agua puede ser lo bastante grande como para crear un cono de depresión muy ancho y empinado. Esto puede reducir sustancialmente el nivel freático de un área y secar los pozos poco profundos de los alrededores. En la Figura 17.9 se ilustra esta situación.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

He oído decir que los suministros de agua subterránea pueden localizarse utilizando un palo bifurcado. ¿Realmente se puede hacer así?

Lo que describe es una práctica denominada «radiestesia». En el método clásico, una persona, sosteniendo un palo bifurcado, anda de un lado a otro sobre una zona. Cuando se detecta agua, se supone que la parte inferior de la «Y» percibe una atracción hacia abajo.

Los geólogos y los ingenieros, como poco, dudan. Las historias de casos y las demostraciones pueden parecer convincentes, pero cuando la radiestesia se somete al escrutinio científico, fracasa. Los ejemplos más «satisfactorios» de radiestesia se producen en lugares donde sería difícil que el agua pasara desapercibida. En una región con las lluvias adecuadas y una geología favorable, ¡es difícil perforar y no encontrar agua!

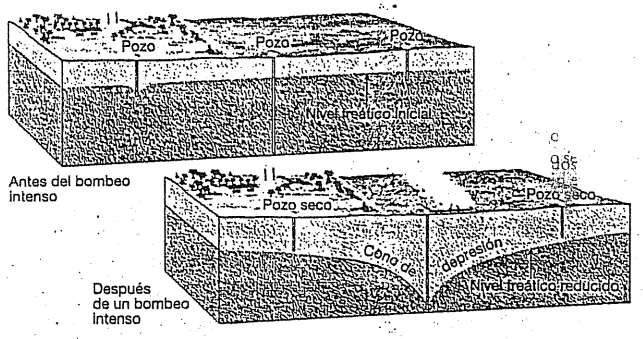


Figura 17.9 Suele formarse un cono de depresión en el nivel freático alrededor de un pozo de bombeo. Si un bombeo intenso reduce el nivel freático, pueden secarse los pozos someros.

La excavación de un pozo satisfactorio es un problema familiar para las personas que viven en áreas donde el agua subterránea es la fuente principal de abastecimiento. Un pozo puede ser productivo a una profundidad de 10 metros, mientras que un vecino puede tener que profundizar dos veces más para encontrar un abastecimiento adecuado. Otros pueden verse obligados a llegar a mayor profundidad o a intentarlo en un sitio diferente. Cuando los materiales subsuperficiales son heterogéneos, la cantidad de agua que un pozo es capaz de proporcionar puede variar mucho en distancias cortas. Por ejemplo, cuando se perforan dos pozos próximos al mismo nivel y sólo uno produce agua, puede deberse a la presencia de un nivel freático colgado debajo de uno de ellos. Este caso se muestra en la Figura 17.6. Las rocas metamórficas e ígneas masivas proporcionan un segundo ejemplo. Estas rocas cristalinas no suelen ser muy permeables, excepto cuando son cortadas por muchas diaclasas y fracturas que intersectan entre sí. Por consiguiente, cuando un pozo perforado en una roca de este tipo no se encuentra con una red adecuada de fracturas, es probable que sea improductivo.

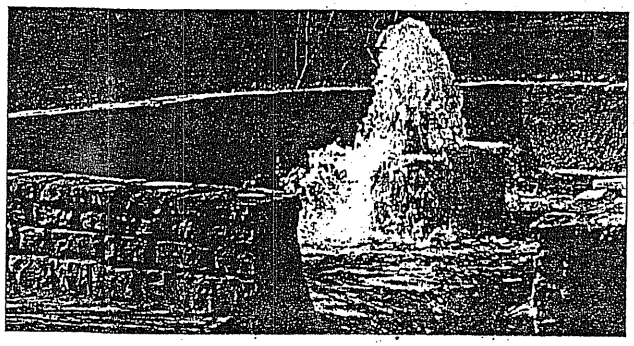
Pozos artesianos

GEODe CIENCIAS DE LA TIERRA
Aguas subterráneas
▼ Manantiales o fuentes y pozos

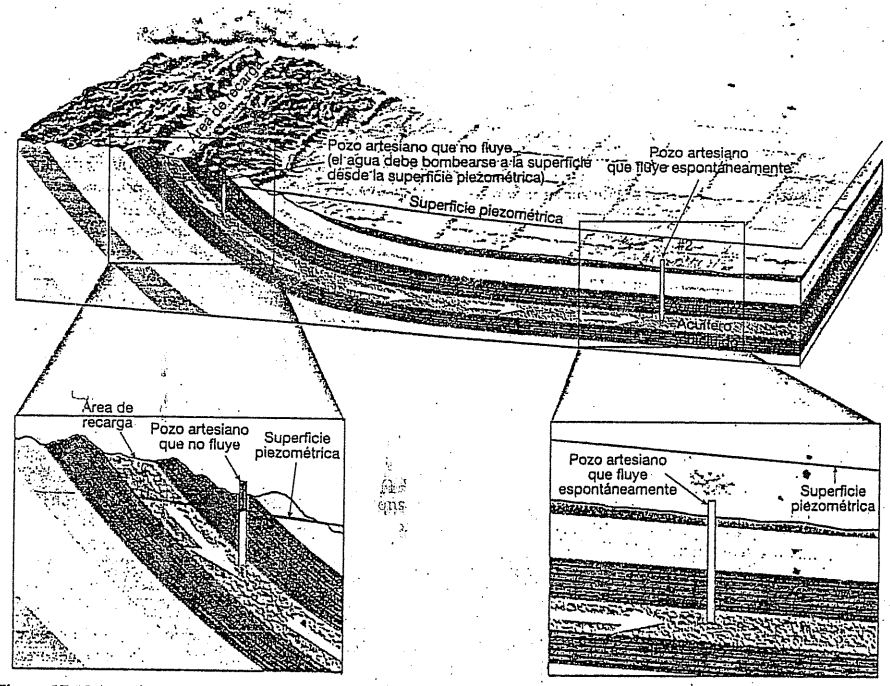
En la mayoría de los pozos, el agua no puede ascender por sí misma. Si el agua se encuentra por primera vez a 30 metros de profundidad, permanecerá a ese nivel, fluctuando quizá un metro o dos con los períodos estacionales de humedad y sequía. Sin embargo, en algunos pozos, el agua asciende, derramándose a veces por la superficie. Estos pozos son abundantes en la región *Artois* del norte de Francia y por eso denominamos a estos pozos autoascendentes *artesianos*.

Para muchas personas el término *artesiano* se aplica a cualquier pozo perforado a grandes profundidades. Este uso del término es incorrecto. Otros creen que un pozo artesiano debe fluir libremente a la superficie (Figura 17.10). Aunque ésta es una idea más correcta que la primera, constituye una definición muy restringida. El término artesiano se aplica *a cualquier* situación en la cual el agua subterránea bajo presión asciende por encima del nivel del acuífero. Como veremos, esto no significa siempre una salida de flujo libre a la superficie.

Para que exista un sistema artesiano, deben cumplirse dos condiciones (Figura 17.11): (1) el agua debe estar confinada a un acuífero inclinado, de modo que un extremo pueda recibir agua, y (2) debe haber acuicludos, encima y debajo del acuífero, para evitar que el agua escape. Cuando se pincha esta capa, la presión creada por el peso del agua situada encima obligará al agua a elevarse hasta un nivel denominado **piezométrico**. Si no hay fricción, el agua del pozo se elevará al nivel del agua situada encima del acuífero. Sin embargo, la fricción reduce la altura de la superficie piezométrica. Cuanto mayor sea la distancia desde el



▶ **Figura 17.10** A veces el agua fluye libremente a la superficie cuando se desarrolla un pozo artesiano. Sin embargo, en la mayoría de los pozos artesianos, el agua debe ser bombeada a la superficie. (Foto de James E. Patterson.)



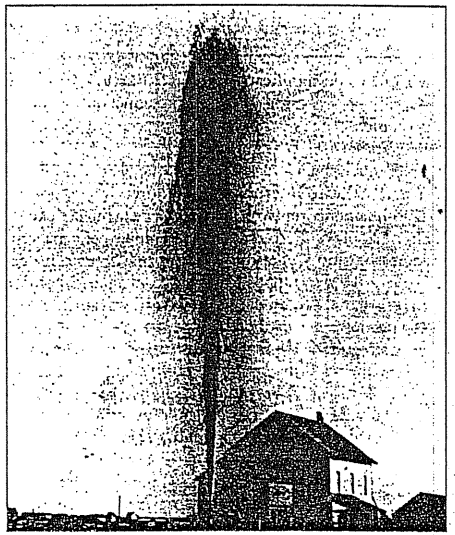
▲ **Figura 17.11** Los sistemas artesianos se producen cuando un acuífero inclinado está confinado entre estratos impermeables.

área de recarga (donde el agua entra en el acuífero inclinado), mayor será la fricción y menor la elevación del agua.

En la Figura 17.11, el pozo 1 es un **pozo artesiano no surgente**, porque en esta situación la superficie piezométrica está por debajo del nivel del suelo. Cuando la superficie piezométrica está por encima del terreno y el pozo se perfora en el acuífero, se crea un **pozo artesiano surgente** (pozo 2, Figura 17.11). No todos los sistemas artesianos son pozos. También existen *fuentes artesianas*. En este caso, el agua subterránea alcanza la superficie elevándose a través de una fractura natural, en lugar de hacerlo a través de un agujero producido artificialmente.

Los sistemas artesianos actúan como conductos, transmitiendo a menudo el agua a grandes distancias desde áreas remotas de recarga hasta los puntos de descarga. Un sistema artesiano bien conocido en Dakota del Sur es un buen ejemplo de esto. En la parte occidental del estado, los bordes de una serie de capas sedimentarias se han doblado hacia la superficie a lo largo de los flancos de las Black Hills. Una de esas capas, la arenisca Dakota permeable, se encuentra entre capas impermeables y buza gradualmente en el terreno hacia el este. Cuando se pinchó el acuífero por primera vez, el agua brotó de la superficie del terreno, creando fuentes de muchos metros de altura (Figura 17.12). En algunos lugares, la fuerza del agua fue suficiente como para proporcionar energía a turbinas hidráulicas. Sin embargo, escenas como las de la imagen de la Figura 17.12 ya no pueden ocurrir, porque se han perforado miles de pozos adicionales en el mismo acuífero. Esto agotó el depósito, y descendió el nivel freático del área de recarga. Como consecuencia, la presión cayó hasta el punto de que muchos pozos dejaron de fluir y tuvieron que ser bombeados.

A una escala diferente, los sistemas de abastecimiento de las ciudades pueden ser considerados ejemplos de sistemas artesianos artificiales (Figura 17.13). El depósito de agua representaría el área de recarga; las tuberías, el acuífero confinado, y los grifos de las casas, los pozos artesianos surgentes.



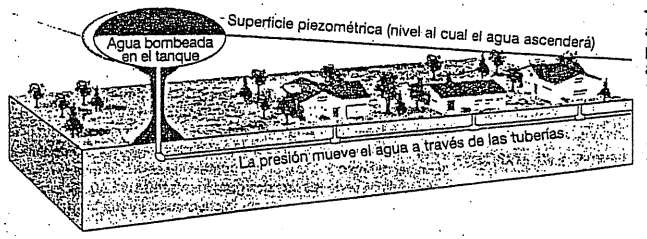
▲ **Figura 17.12** Pozo artesiano que fluye «en forma de surtidor» en Dakota del Sur a principios del siglo XX. En la actualidad se explota el mismo acuífero confinado a través de millares de pozos adicionales; por tanto, la presión ha descendido hasta el punto de que muchos pozos han dejado de fluir por completo y deben bombearse. (Foto de N. H. Darton, U. S. Geological Survey.)

Problemas relacionados con la extracción del agua subterránea

Como ocurre con muchos de nuestros valiosos recursos naturales, el agua subterránea está siendo explotada a un ritmo creciente. En algunas zonas, la sobreexplotación amenaza la existencia del abastecimiento de agua subterránea. En otros lugares, su extracción ha hecho que se hunda el terreno y todo lo que descansaba sobre él. En otros lugares hay preocupación por la posible contaminación del abastecimiento de las aguas subterráneas.

Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable

Muchos sistemas naturales tienden a establecer un estado de equilibrio. El sistema de aguas subterráneas no es una excepción. La altura del nivel freático refleja un equilibrio



◀ **Figura 17.13** Los sistemas de abastecimiento de agua de las ciudades pueden considerarse sistemas artesianos artificiales.

entre la velocidad de infiltración y la velocidad de descarga y extracción. Cualquier desequilibrio elevará o reducirá el nivel freático. Desequilibrios a largo plazo pueden inducir una caída significativa del nivel freático si hay una reducción de la recarga debido a una sequía prolongada o a un aumento de la descarga o la extracción de las aguas subterráneas.

A muchas personas les parece que el agua subterránea es un recurso interminablemente renovable, porque es continuamente repuesta por el agua de la lluvia y el deshielo de la nieve. Pero en algunas regiones, el agua subterránea ha sido y continúa siendo tratada como un recurso *no renovable*. Donde esto ocurre, el agua disponible para recargar el acuífero se queda significativamente corta con respecto a la cantidad que se extrae.

La región de los High Plains (Estados Unidos) proporciona un ejemplo. Aquí la economía agrícola extensiva depende mucho del regadío. En algunas partes de la región, donde se ha practicado regadío intenso durante un período prolongado, el agotamiento del agua subterránea ha sido severo. Bajo esas circunstancias, cabe decir que el agua subterránea está siendo literalmente «explotada». Aun cuando el bombeo se interrumpiera inmediatamente, se tardarían centenares o miles de años hasta reponerla por completo. En el Recuadro 17.2 se analiza detenidamente esta cuestión.

Subsidencia

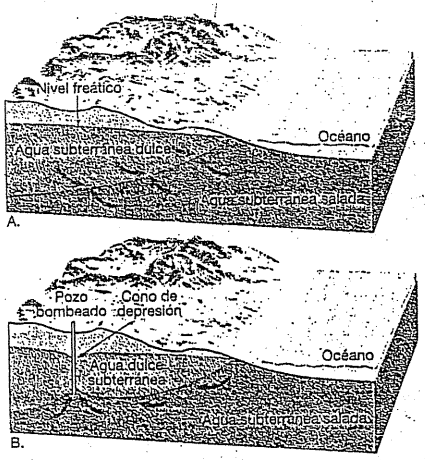
Como se verá más tarde en este mismo capítulo, la subsidencia superficial puede ser consecuencia de procesos naturales relacionados con el agua subterránea. Sin embargo, el terreno puede hundirse también cuando el agua se bombea desde los pozos más rápidamente de lo que pueden reemplazarla los procesos de recarga natural. Este efecto es particularmente pronunciado en áreas con estratos potentes de sedimentos no consolidados superpuestos. Conforme se extrae el agua, la presión del agua desciende y el peso de la sobrecarga se transfiere al sedimento. La mayor presión compacta herméticamente los granos de sedimento y el terreno se hunde.

Pueden utilizarse muchas zonas para ilustrar la subsidencia del terreno causada por el bombeo excesivo del agua subterránea a partir de sedimento relativamente suelto. Un ejemplo clásico en Estados Unidos se produjo en el valle de San Joaquín, en California, y se comenta en el Recuadro 17.3. Existen muchos otros casos de subsidencia de terreno debido a bombeo del agua subterránea en Estados Unidos, entre ellos Las Vegas, Nevada; Nueva Orleans y Baton Rouge, Luisiana, y el área Houston-Galveston de Texas. En el área costera baja entre Houston y Galveston, la subsidencia del terreno oscila entre 1,5 metros y 3 metros. El resultado es que alrededor de 78 kilómetros cuadrados están permanentemente inundados.

Fuera de Estados Unidos, uno de los ejemplos más espectaculares de subsidencia se produjo en la ciudad de México, que está construida en lo que antes era el fondo de un lago. En la primera mitad del siglo XX se perforaron miles de pozos en los sedimentos saturados de agua de debajo de la ciudad. A medida que se iba extrayendo el agua, zonas de la ciudad se hundieron hasta 6 o 7 metros. En algunos lugares, los edificios se han hundido hasta tal punto que el acceso a ellos desde la calle se realiza por donde ¡antes era el segundo piso!

Contaminación salina

En muchas áreas costeras, el recurso de las aguas subterráneas está siendo amenazado por la intrusión de agua de mar. Para entender este problema, debemos examinar la relación entre el agua subterránea dulce y el agua subterránea salada. La Figura 17.14A es un diagrama de un corte que ilustra esta relación en un área costera situada encima de materiales homogéneos permeables. El agua dulce es menos densa que el agua salada, de manera que flota sobre ella y forma un cuerpo lenticular grande que



▲ **Figura 17.14** A. Dado que el agua dulce es menos densa que el agua salada, flota sobre esta última y forma un cuerpo lenticular que puede extenderse hasta profundidades considerables debajo del nivel del mar. B. Cuando un bombeo excesivo reduce el nivel freático, la base de la zona de agua dulce se elevará 40 veces esa cantidad. El resultado puede ser la contaminación de los pozos con agua salada.

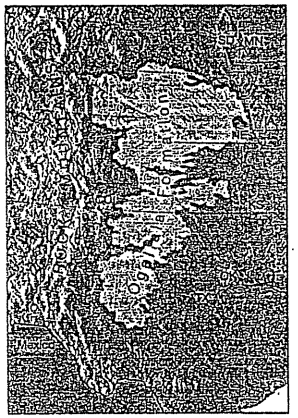


Recuadro 17.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

El acuífero de Ogallala: ¿cuánto va a durar el agua?

La región High Plains se extiende desde el oeste de las dos Dakotas en dirección sur hasta Texas. A pesar de ser una zona con pocas lluvias, es una de las regiones agrícolas más importantes de Estados Unidos. El motivo es una gran dotación de aguas subterráneas que posibilita la de la mayor parte de los 450.000 kilómetros cuadrados que componen la región. El origen de la mayor parte de esta agua es la formación Ogallala, el acuífero más grande de Estados Unidos (Figura 17.B).

Desde el punto de vista geológico, la formación Ogallala es joven, está formada por una serie de capas de arena y grava de finales del Terciario y el Cuaternario. Los sedimentos procedían de la erosión de las montañas Rocosas y fueron transportados hacia el este por corrientes lentas. La erosión ha retirado una gran parte de la formación desde el este de Colorado, rompiendo la conexión entre Ogallala y las montañas Rocosas.



▲ **Figure 17.B** La formación Ogallala yace bajo 450.000 km² de los High Plains convirtiéndose en el acuífero más grande de Estados Unidos.

La formación Ogallala tiene un grosor de 60 metros y en algunos lugares alcanza los 180 metros. Las aguas subterráneas del acuífero procedían de las corrientes descendentes de las Rocosas, así como de la precipitación superficial que se infiltró en el suelo durante millares de años. Debido a su porosidad elevada y su gran tamaño, Ogallala acumuló grandes cantidades de aguas subterráneas: ¡el agua dulce suficiente para llenar el lago Huron! En la actualidad, con la ruptura de la conexión entre el acuífero y las Rocosas, toda la recarga de Ogallala procede de las escasas lluvias de la región.

El acuífero de Ogallala fue el primero que se utilizó para la irrigación a finales del siglo XIX, pero su uso estaba limitado por la capacidad de las bombas disponibles en esa época. En la década de los 20, con el desarrollo de bombas de irrigación de gran capacidad, los agricultores de High Plains, en especial en Texas, empezaron a explotar la formación Ogallala para la irrigación. Luego, en los años 50, la tecnología mejorada trajo la explotación a gran escala del acuífero. En la actualidad se utilizan casi 170.000 pozos para irrigar más de 65.000 kilómetros cuadrados de tierra.

Con el aumento de la irrigación vino una caída drástica del nivel freático de Ogallala, en especial en la zona meridional de High Plains. Los descensos del nivel freático de 3 a 15 metros son habituales, y en algunos lugares el nivel freático actual se sitúa 60 metros por debajo de su nivel anterior a la irrigación.

Desde la década de los 80, ha disminuido el número de acres irrigados en High Plains. Un motivo importante ha sido el aumento de los costes energéticos. Puesto que los niveles de agua han descendido, los costes de bombear las aguas superficiales hasta la superficie han aumentado.

Aunque el descenso del nivel freático se ha ralentizado en algunas partes del sur de High Plains, se continúa realizando un bombeo sustancial, que a menudo supera la recarga. El futuro de la agricultura irrigada en esta región está claramente en peligro.

> El sur de High Plains representa una zona de los Estados Unidos que volverá, tarde o temprano, a la agricultura de secano. La transición se producirá más pronto y con menos crisis económicas si la industria agrícola se aleja gradualmente de su dependencia de la irrigación con aguas subterráneas. Si no se hace nada hasta que se agote toda la reserva hídrica del acuífero de Ogallala, la transición será ecológicamente peligrosa y económicamente terrible*.

* National Research Council. *Solid-Earth Sciences and Society*. Washington, DC: National Academy Press, 1993, pág. 148.

puede extenderse a profundidades considerables por debajo del nivel del mar. En dicha situación, si el nivel freático se encuentra a un metro por encima del nivel del mar, la base del volumen de agua dulce se extenderá hasta una profundidad de unos 40 metros por debajo del nivel del mar. Dicho de otra manera, la profundidad del agua dulce por debajo del nivel del mar es unas 40 veces mayor que la elevación del nivel freático por encima del nivel del mar. Por tanto, cuando el bombeo excesivo hace descender el nivel freático en una cierta cantidad, el fondo de la zona de agua dulce se elevará unas 40 veces esa cantidad. Por consiguiente, si continúa la extracción de agua dulce hasta exceder la recarga, llegará un momento en que la elevación del agua salada será suficiente como para ser extraída de los pozos, contaminando así el suministro de agua dulce (Figura 17.14B). Los pozos profundos y los



Recuadro 17.3 ▸ El hombre y el medio ambiente

Subsidencia del terreno en el valle de San Joaquín

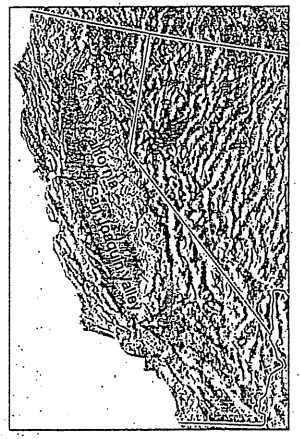
El valle de San Joaquín es una amplia cubeta que contiene un potente relleno de sedimentos. Del tamaño de Maryland, constituye los dos tercios meridionales del valle central de California, una tierra plana que separa dos cordilleras montañosas, la cordillera Costera al oeste y la Sierra Nevada al este (Figura 17.C). El sistema de acuíferos del valle es una mezcla de materiales de aluvión procedentes de las montañas circundantes. La potencia de sedimentos tiene un valor medio de unos 870 metros. El clima del valle es entre árido y semiárido, con una precipitación anual media que oscila entre 120 y 350 milímetros.

El valle de San Joaquín tiene una fuerte economía agrícola que exige grandes cantidades de agua para el regadío. Durante muchos años, hasta el 50 por ciento de esta necesidad se satisfizo con el agua subterránea. Además, casi todas las ciudades de la región utilizan el agua subterránea para uso doméstico e industrial.

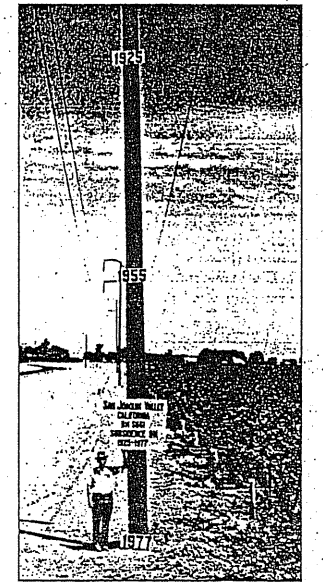
Aunque el desarrollo del agua subterránea del valle para regadío empezó a finales del siglo pasado, la subsidencia del terreno no se inició hasta la mitad de la segunda década del siglo XX, cuando aumentó notablemente la extracción de agua. A principios de los setenta, los niveles de agua habían disminuido hasta 120 metros. La subsidencia resultante del terreno superó los 8,5 metros en un lugar de la región (Figura 17.D). En ese momento, había áreas del valle en las que se producía subsidencia a una velocidad superior a 0,3 metros al año.

Entonces, dado que el agua de superficie se estaba importando y el bombeo de agua subterránea se redujo, los niveles de agua de los acuíferos se recuperaron y la subsidencia se interrumpió. Sin embargo, durante la sequía de 1976-1977, el intenso bombeo de agua subterránea indujo una reactivación de la subsidencia. En esta época, los niveles de agua descendieron mucho más rápido debido a la menor capacidad de almacenamiento causada por la compactación previa de los sedimentos. En total, se vio afectada por la subsidencia la mitad del valle. Según el U. S. Geological Survey:

> La subsidencia en el valle de San Joaquín representa probablemente una de las mayores alteraciones de la configuración de la superficie terrestre... Ha producido problemas graves y económicamente costosos en la construcción y en el mantenimiento de las estructuras de transporte del agua, carreteras y estructuras superficiales; también se han gastado muchos millones de dólares en la reparación y sustitución de pozos de agua subterránea. La subsidencia, además de cambiar el gradiente y el curso de las corrientes y los arroyos del valle, ha producido inundaciones inesperadas, que han costado a los granjeros muchos centenares de miles de dólares para nivelar el terreno*.



▲ **Figure 17.C** El área sombreada muestra el valle de San Joaquín, en California.



▲ **Figure 17.D** Las marcas de este poste de luz indican el nivel de la tierra circundante en los años anteriores. Entre 1925 y 1975 esta parte del Valle de San Joaquín experimentó una subsidencia de casi 9 metros como consecuencia de la extracción de agua subterránea y la compactación consecutiva de los sedimentos. (Foto cortesía de U.S. Geological Survey.)

Se han documentado efectos similares en el área de San José del valle de Santa Clara, California, donde, entre 1916 y 1966, la subsidencia se acercó a los 4 metros. La inundación de las tierras que bordean la parte meridional de la bahía de San Francisco fue uno de los resultados. Como ocurrió en el valle de San Joaquín, la subsidencia se interrumpió cuando aumentó la importación del agua de superficie, permitiendo la disminución de la extracción del agua subterránea.

* R. L. Ireland, J. F. Poland y F. S. Riley, *Land Subsidence in the San Joaquin Valley, California, as of 1980*, U. S. Geological Survey Professional Paper 437-1 (Washington, DC: US, Government Printing Office, 1984), pág. 11.

pozos próximos a la costa son normalmente los primeros en verse afectados.

En las zonas costeras urbanizadas, los problemas creados por bombeo excesivo están agravados por un descenso del ritmo de recarga natural. A medida que aumentan las calles, los aparcamientos y los edificios que cubren la superficie, disminuye la infiltración en el suelo.

Para intentar corregir el problema de la contaminación del agua subterránea con agua salada, puede utilizarse una red de pozos de recarga. Estos pozos permiten el bombeo de las aguas de nuevo al sistema de aguas subterráneas. Un segundo método de corrección se lleva a cabo mediante la construcción de grandes cuencas. Estas cuencas recogen el drenaje de superficie y permiten que se infiltre en el terreno. En Long Island, Nueva York, donde el problema de la contaminación salina se reconoció hace más de 40 años, se han utilizado estos dos métodos con considerable éxito.

La contaminación de los acuíferos de agua dulce por agua salada constituye fundamentalmente un problema en las zonas costeras, pero también puede amenazar a zonas no costeras. Muchas rocas sedimentarias antiguas de origen marino se depositaron cuando el océano cubría lugares que ahora se encuentran bastante en el interior. En algunos casos, cantidades significativas de agua de mar quedaron atrapadas y todavía permanecen en la roca. Estos estratos a veces contienen cantidades de agua dulce y pueden ser bombeadas para su uso. Sin embargo, si el agua dulce se elimina más deprisa de lo que puede reponerse, el agua salada puede introducirse y dejar inutilizables los pozos. Una situación como ésta amenazó a los usuarios de un profundo acuífero de arenisca (del Cámbrico) en la zona de Chicago. Para contrarrestarlo, se distribuyó agua del lago Michigan a las comunidades afectadas con objeto de compensar la velocidad de extracción del acuífero.

Contaminación del agua subterránea

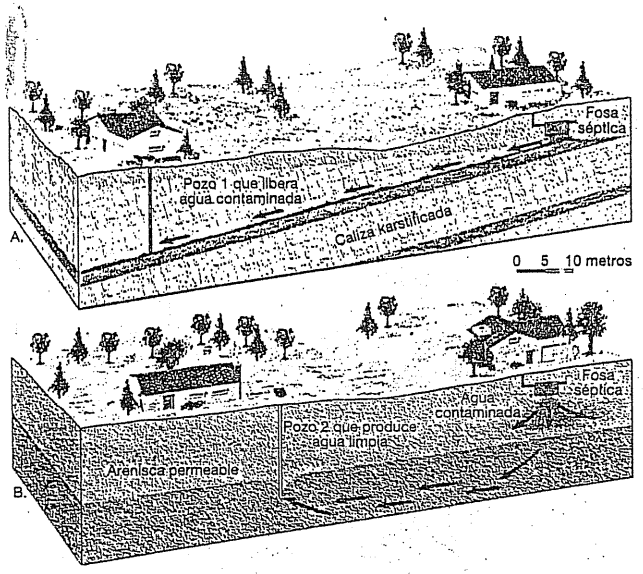
La contaminación del agua subterránea es una cuestión seria, en particular en las áreas donde los acuíferos proporcionan una gran parte del suministro de agua. Un origen común de la contaminación del agua subterránea son las aguas fecales. Entre sus fuentes se cuenta un número creciente de fosas sépticas, así como sistemas de alcantarillado inadecuados o rotos y los desechos de las granjas.

Si las aguas residuales que están contaminadas con bacterias entran en el sistema de aguas subterráneas, pueden purificarse mediante procesos naturales. Las bacterias peligrosas pueden ser filtradas mecánicamente por el sedimento a través del cual el agua percola, destruidas por oxidación química o asimiladas por otros microorganismos. Para que se produzca purificación, sin embargo, el acuífero debe ser de la composición correcta. Por ejemplo, acuíferos extremadamente permeables (como rocas cristalinas muy fracturadas, grava gruesa o caliza karstificada) tienen aperturas tan grandes que el agua subterránea contaminada puede recorrer grandes distancias sin ser purificada. En este caso, el agua fluye con demasiada rapidez y no está en contacto con el material circundante el tiempo suficiente para que se produzca su purificación. Éste es el problema del pozo 1 de la Figura 17.15A.

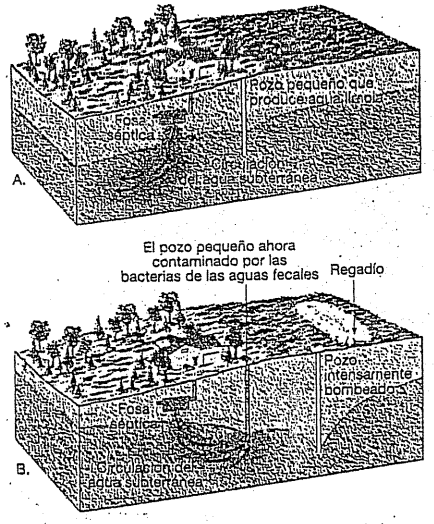
Por otro lado, cuando el acuífero está compuesto por arena o arenisca permeable, a veces puede purificarse después de viajar por él sólo unas docenas de metros. Los huecos entre los granos de arena son lo bastante grandes como para permitir el movimiento del agua, pero este movimiento es, por otro lado, lo bastante lento como para permitir un tiempo prolongado de purificación (pozo 2, Figura 17.15B).

A veces, la perforación de un pozo puede inducir problemas de contaminación del agua subterránea. Si el pozo bombea una cantidad suficiente de agua, el cono de depresión incrementará localmente la pendiente del nivel freático. En algunos casos, la pendiente original puede incluso invertirse. Esto podría inducir contaminación de los pozos que producían agua no contaminada antes de que empezara el bombeo intenso (Figura 17.16). También recordemos que la velocidad de circulación del agua subterránea aumenta conforme lo hace la inclinación de la pendiente del nivel freático. Esto podría producir problemas porque una velocidad de circulación más rápida permite menos tiempo para la purificación del agua en el acuífero antes de ser bombeada a la superficie.

Otras fuentes y tipos de contaminación amenazan también los suministros de agua subterránea (Figura 17.17). Entre ellos se cuentan sustancias muy utilizadas como la sal de carretera, los fertilizantes que se extienden por toda la superficie del terreno y los pesticidas. Además, puede escaparse una amplia variedad de productos químicos y materiales industriales de las tuberías, los tanques de almacenamiento, los depósitos y los estanques de retención. Algunos de esos contaminantes se clasifican como *peligrosos*, lo que significa que son inflamables, corrosivos, explosivos o tóxicos. En los vertederos, los posibles contaminantes se amontonan en montículos o se expanden directamente sobre el terreno. Cuando el agua de la lluvia rebosa a través de las basuras, puede disolver una variedad de materiales orgánicos e inorgánicos. Si el material lixiviado alcanza el nivel freático, se mezclará con el agua subterránea y contaminará el suministro. Problemas similares pueden producirse como consecuencia del escape de excavaciones superficiales, denominadas estanques de retención, en los que se acumulan desechos diversos de residuos líquidos.

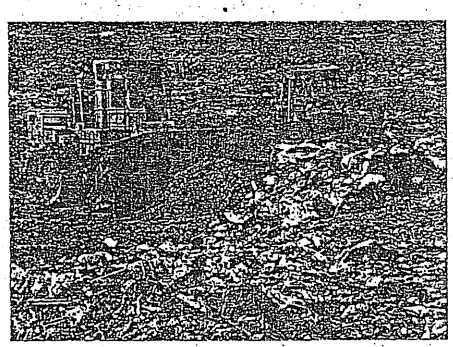


▶ **Figura 17.15** A. Aunque el agua contaminada ha viajado más de 100 metros antes de alcanzar el pozo 1, se mueve demasiado deprisa a través de la caliza karstificada para ser purificada. B. Conforme la descarga desde el pozo séptico percola a través de la arenisca permeable, es purificada en una distancia relativamente corta.



▲ **Figura 17.16** A. Originalmente el flujo de salida de la fosa séptica se alejaba del pozo pequeño. B. El intenso bombeo del pozo cambió la pendiente del nivel freático, haciendo que el agua subterránea contaminada fluyera hacia el pozo pequeño.

Dado que el movimiento de las aguas subterráneas suele ser lento, el agua contaminada puede pasar desapercibida durante mucho tiempo. De hecho, la mayor parte de la contaminación se descubre sólo después de haberse visto afectada el agua potable y de que las personas enfermen. Llegados a este punto, el volumen de agua contaminada puede ser muy grande y, aun cuando se elimine inmediatamente la fuente de contaminación, no se resuelve el problema. Aunque las fuentes de contaminación del agua subterránea son numerosas, hay relativamente pocas soluciones.



▲ **Figura 17.17** A veces, las sustancias químicas agrícolas y los materiales lixiviados de los vertederos se abren camino hacia las aguas subterráneas. Éstas son dos de las posibles fuentes de la contaminación de las aguas subterráneas. (Foto de F. Rossotto/Corbis/The Stock Market.)

Una vez identificado y eliminado el origen del problema, la práctica más común consiste simplemente en abandonar el suministro de agua y dejar que los contaminantes se vayan limpiando de manera gradual. Ésta es la solución menos costosa y más fácil, pero el acuífero debe permanecer sin utilizarse durante muchos años. Para acelerar este proceso, a veces se bombea el agua contaminada y se trata. Después de eliminar el agua infectada, se deja que el acuífero se recargue de forma natural o, en algunos casos, se bombea de vuelta al acuífero el agua tratada o agua limpia. Este proceso es costoso y largo, y puede ser arriesgado, pues no hay manera de asegurar que se ha eliminado toda la contaminación. Por supuesto, la solución más eficaz a la contaminación del agua subterránea es la prevención.

El trabajo geológico del agua subterránea

El agua subterránea disuelve la roca. Este hecho es clave para comprender cómo se forman cavernas y dolinas. Dado que las rocas solubles, especialmente las calizas, cubren millones de kilómetros cuadrados bajo la superficie terrestre, es aquí donde el agua subterránea realiza su importante papel como agente erosivo. La caliza es casi insoluble en el agua pura, pero se disuelve con bastante facilidad en el agua que contiene pequeñas cantidades de ácido carbónico, y la mayor parte del agua subterránea contiene este ácido. Se forma porque el agua de la lluvia disuelve fácilmente el dióxido de carbono del aire y el procedente de la descomposición de las plantas. Por consiguiente, cuando el agua subterránea entra en contacto con la caliza, el ácido carbónico reacciona con la calcita (carbonato cálcico) de las rocas para formar bicarbonato cálcico, un material soluble que es transportado luego en solución.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿El ácido carbónico es el único ácido que crea cavernas de caliza?

No. Parece que el ácido sulfúrico (H_2SO_4) crea algunas cuevas. Un ejemplo es la cueva Lechuquilla de las montañas de Guadalupe, cerca de Carlsbad, Nuevo México, donde las disoluciones bajo presión que contienen sulfuro de hidrógeno (H_2S) derivaron de sedimentos profundos ricos en petróleo que habían migrado hacia arriba a través de las fracturas de las rocas. Cuando estas disoluciones se mezclaron con las aguas subterráneas, que contienen oxígeno, formaron ácido sulfúrico y disolvieron la caliza. La cueva Lechuquilla es una de las cuevas más profundas que se conocen en Estados Unidos, con una extensión vertical de 478 metros, y es también una de las más grandes del país, con 170 kilómetros de galerías.

Cavernas

Los resultados más espectaculares del trabajo erosivo del agua subterránea son las cavernas de caliza. Sólo en Estados Unidos se han descubierto unas 17.000 y otras nuevas se descubren cada año. Aunque la mayoría son relativamente pequeñas, algunas tienen dimensiones espectaculares. La cueva de Mammoth en Kentucky y las cavernas Carlsbad en el sureste de Nuevo México son ejemplos famosos. El sistema de cuevas de Mammoth es el más extenso del mundo, con más de 540 kilómetros de galerías interconectadas. Las dimensiones de las cavernas Carlsbad son impresionantes, aunque de una manera distinta. Aquí encontramos la cámara única más grande y quizá más espectacular. La Big Room de las cavernas Carlsbad tiene un área equivalente a 14 campos de rugby y una altura suficiente para acomodar el edificio del Capitolio de Estados Unidos.

La mayoría de las cavernas se crea en el nivel freático, o inmediatamente debajo de él, en la zona de saturación. Aquí, el agua subterránea ácida sigue las líneas de debilidad de la roca, como diaclasas y planos de estratificación. Conforme pasa el tiempo, el proceso de disolución crea lentamente cavidades, que aumentan de tamaño de manera gradual hasta convertirse en cavernas. El material disuelto por el agua subterránea acaba siendo descargado en las corrientes y transportado al océano.

En muchas cuevas, se ha producido un desarrollo en varios niveles, correspondiendo la actividad actual a la menor elevación. Esta situación refleja la estrecha relación entre la formación de conductos subterráneos importantes y los valles de los ríos en los cuales drenan. A medida que las corrientes profundizan sus valles, el nivel freático disminuye al hacerlo la elevación del río. Por consiguiente, durante períodos en los que las corrientes superficiales están realizando una rápida erosión descendente, los niveles de agua subterránea circundante caen rápidamente y los conductos de las cuevas son abandonados por el agua mientras tienen una sección transversal todavía relativamente pequeña. A la inversa, cuando el encajamiento de las corrientes es lento o despreciable, hay tiempo para la formación de grandes conductos subterráneos.

Por supuesto, las características que despiertan mayor curiosidad a la mayoría de los visitantes de las cavernas son las formaciones pétreas que les proporcionan su

aspecto maravilloso. No son rasgos erosivos, como la propia caverna, sino deposicionales, creados por el goteo aparentemente interminable de agua a lo largo de grandes lapsos de tiempo. El carbonato cálcico que queda produce la calcita que denominamos travertino. Estos depósitos de cueva, sin embargo, se conocen también como *rocas de precipitación por goteo*, una referencia obvia a su modo de originarse. Aunque la formación de las cavernas tiene lugar en la zona de saturación, el depósito de las rocas por goteo no es posible hasta que las cavernas estén por encima del nivel freático en la zona de aireación. En cuanto la cámara se llena de aire, está ya dispuesto el escenario para que empiece la fase decorativa de la construcción de la caverna.

Las diversas rocas de precipitación encontradas en las grutas se denominan colectivamente **espeleotemas** (*spelaion* = cueva; *them* = colocar); ninguna es exactamente igual a otra. Quizá los espeleotemas más familiares sean las **estalactitas** (*stalaktos* = escurrimiento). Estos colgantes en forma de carámbanos cuelgan del techo de las grutas y se forman allí donde el agua se filtra a través de las grietas situadas por encima. Cuando el agua alcanza el aire de la cueva, algo del dióxido de carbono disuelto se escapa de la gota y la calcita precipita. El depósito se produce en forma de anillo alrededor del borde de la gota de agua. A medida que una gota sigue a otra gota, cada una deja una huella infinitesimal de calcita detrás y se crea un tubo hueco de caliza. Entonces, el agua se mueve a través del tubo, permaneciendo suspendida transitoriamente al final del mismo, aportando un diminuto anillo de calcita cayendo al suelo de la caverna. La estalactita que acaba de describirse se denomina *paja de sosa*. A menudo, el tubo hueco de la paja de sosa se obstruye o aumenta su suministro de agua. En cualquier caso, el agua se ve obligada a fluir y, por consiguiente, a depositarse, a lo largo del lado externo del tubo. A medida que continúa la precipitación, la estalactita adopta la forma cónica más común.

Los espeleotemas que se forman en el suelo de una caverna y se acumulan en sentido ascendente hacia el techo se denominan **estalagmitas** (*stalagmos* = goteo). El agua que suministra la calcita para el crecimiento de las estalagmitas cae del techo y salpica sobre la superficie. Como consecuencia, las estalagmitas no tienen un tubo central y suelen ser de aspecto más masivo y redondeado en sus extremos superiores que las estalactitas. Con tiempo suficiente, pueden juntarse una estalactita que crece hacia abajo y una estalagmita que crece hacia arriba para formar una *columna*.

Topografía kárstica

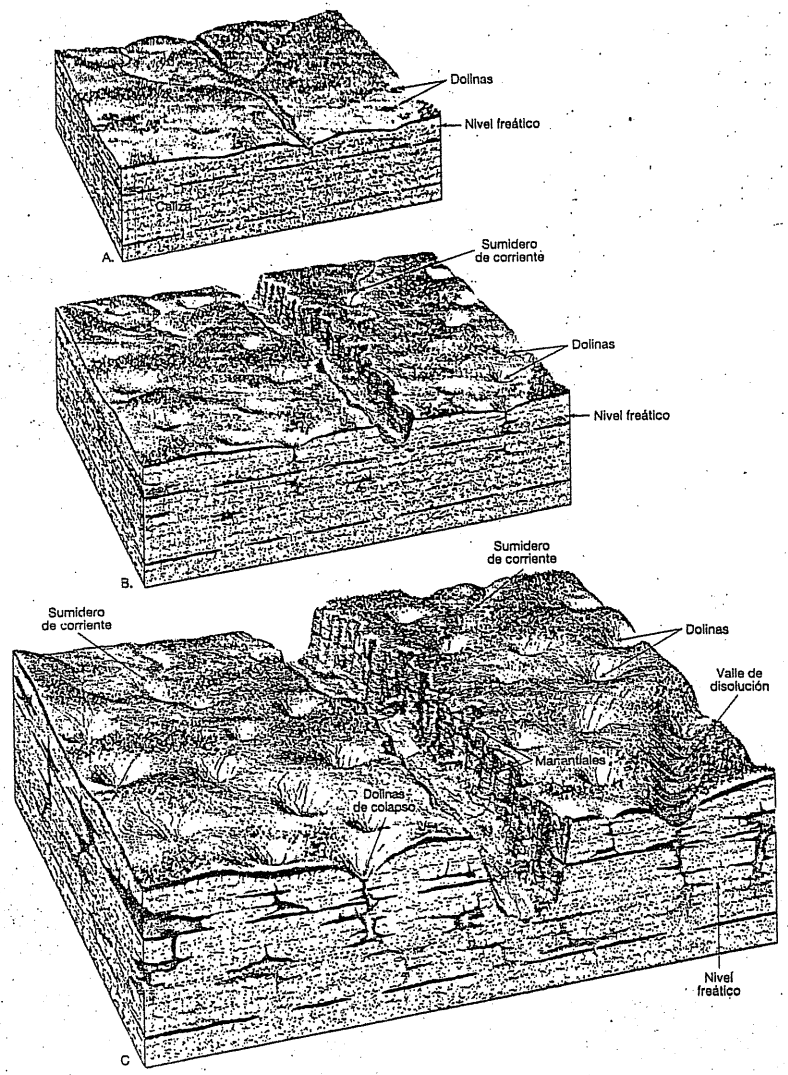
Muchas zonas del mundo tienen paisajes que, en gran medida, se han formado por la capacidad disolvente del agua subterránea. Se dice que esas zonas muestran **topografía kárstica**, que debe su nombre a la llanura de Kras en Eslovenia (antigua parte de Yugoslavia), localizada a lo largo de la costa nororiental del mar Adriático, donde dicha topografía está extraordinariamente desarrollada. En Estados Unidos, los paisajes kársticos aparecen en muchas áreas situadas sobre calizas, entre ellas Kentucky, Tennessee, Alabama, el sur de Indiana y el centro y el norte de Florida. En general, las zonas áridas y semiáridas son demasiado secas para desarrollar topografía kárstica. Cuando existen en esas regiones, son probablemente restos de una época en la que predominaban condiciones más lluviosas.

Las zonas kársticas típicas están compuestas por un terreno irregular interrumpido por muchas depresiones denominadas **dolinas**. En las zonas calizas de Florida, Kentucky y el sur de Indiana, hay literalmente decenas de miles de esas depresiones, cuya profundidad oscila entre tan sólo 1 o 2 metros y un máximo de más de 50 metros.

Las dolinas se forman normalmente de dos maneras. Algunas se desarrollan de manera gradual a lo largo de muchos años sin alteración física de la roca. En esas situaciones, la caliza situada inmediatamente debajo del suelo se disuelve por el agua de la lluvia descendente, que está recién cargada de dióxido de carbono. Con el tiempo, la superficie rocosa se va reduciendo y las fracturas en las cuales entra el agua se van agrandando. A medida que las fracturas aumentan de tamaño, el suelo se hunde en las aperturas ensanchadas, de las que se ve desalojado por el agua subterránea que fluye hacia los conductos inferiores. Estas depresiones suelen ser superficiales y tienen pendientes suaves.

Por el contrario, las dolinas pueden formarse también de manera abrupta y sin advertencia cuando el techo de una gruta se desploma bajo su propio peso. Normalmente, las depresiones creadas de esta manera son profundas y de laderas empinadas. Cuando se forman en zonas muy pobladas, constituyen un riesgo geológico grave.

Además de una superficie con muchas cicatrices por las dolinas, las regiones kársticas muestran una falta notable de drenaje superficial (escorrentía). Después de una precipitación, el agua de escorrentía es rápidamente encauzada debajo del terreno a través de las depresiones. Fluye luego a través de las cavernas hasta que alcanza el nivel freático. En los lugares donde existen corrientes superficiales, sus trayectorias suelen ser cortas. Los nombres de dichas corrientes dan a menudo una pista de su destino. En la zona de la cueva de Mammoth de Kentucky, por ejemplo, hay un Sinking Creek, un Little Sinking Creek y un Sinking Branch. Algunas dolinas se obstruyen con arcilla y derrubios, creando pequeños lagos o lagunas. El desarrollo del paisaje kárstico se muestra en la Figura 17.18.



▲ **Figura 17.18** Desarrollo de un paisaje kárstico. A. Durante las primeras etapas, el agua subterránea percola a través de la caliza a lo largo de las diaclasas y los planos de estratificación. La actividad de la disolución crea cavernas en el nivel freático y por debajo, y las aumenta de tamaño. B. En esta vista, las colinas están bien desarrolladas y las corrientes de superficie son canalizadas por debajo del terreno. C. Con el paso del tiempo, las cavernas se hacen mayores y aumenta el número y tamaño de las dolinas. El hundimiento de las cavernas y la unión de dolinas forman depresiones de suelo plano más grandes. Finalmente la actividad de la disolución puede removilizar la mayor parte de la caliza de la zona, dejando sólo restos aislados.

Algunas zonas de desarrollo kárstico exhiben paisajes muy diferentes del terreno salpicado de dolinas descrito en la Figura 17.18. Un ejemplo notable es una región extensa del sur de China que se describe como una zona que exhibe *mogotes*. El término *mogote* es adecuado porque el paisaje está formado por un laberinto de colinas empinadas aisladas que se elevan de manera abrupta desde el suelo. Cada una está acribillada de cuevas y pasajes interconectados. Este tipo de topografía kárstica se forma en las regiones tropicales y subtropicales y tiene capas potentes de caliza altamente diaclasada. Aquí el agua subterránea ha disuelto grandes volúmenes de caliza y deja sólo estas torres residuales. El desarrollo kárstico es más rápido en los climas tropicales debido a las precipitaciones abundantes y la mayor disponibilidad de dióxido de carbono procedente de la desintegración de la exuberante vegetación tropical. El dióxido de carbono adicional del suelo significa que hay más ácido carbónico para la disolución de la caliza. Otras zonas tropicales de desarrollo kárstico avanzado son partes de Puerto Rico, el norte de Cuba y el norte de Vietnam.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿La caliza es el único tipo de roca que desarrolla estructuras kársticas?

No. Por ejemplo, se produce desarrollo kárstico en otras rocas carbonatadas como el mármol y la dolomía. Además, las evaporitas como el yeso y la sal (halita) son muy solubles y se disuelven con facilidad para formar estructuras kársticas como dolinas, cuevas y corrientes efímeras. Esta última situación se denomina *kurst de evaporitas*.

Resumen

- Como recurso, el *agua subterránea* representa el máximo depósito de agua dulce asequible para los seres humanos. Desde el punto de vista geológico, la acción disolvente del agua subterránea produce *cavernas* y *dolinas*. El agua subterránea es también un equilibrador del flujo de corrientes fluviales.
- El agua subterránea es el agua que llena completamente los espacios porosos del sedimento y las rocas en la *zona de saturación* de la subsuperficie. El límite superior de esta zona es el *nivel freático*. La *zona de aireación* está por encima del nivel freático, donde el suelo, el sedimento y la roca no están saturados en agua.
- La interacción entre las corrientes superficiales y las aguas subterráneas se produce de tres maneras diferentes: las corrientes reciben agua de la aportación de agua subterránea *(efluente)*; pierden agua a través del cauce hacia el sistema de aguas subterráneas *(influente)*; o ambas cosas, recibiendo agua en algunas partes y perdiéndola en otras.
- Los materiales con espacios porosos muy pequeños (como la arcilla) obstaculizan o impiden el movimiento del agua subterránea y se denominan *acuicludos*. Los *acuíferos* consisten en materiales con espacios porosos más grandes (como la arena) que son permeables y transmiten libremente el agua subterránea.
- El agua subterránea se mueve en curvas serpenteantes que son algo intermedio entre el empuje hacia abajo de la gravedad y la tendencia del agua a desplazarse hacia zonas de presión reducida.
- Los principales factores que influyen en la velocidad de la circulación de aguas subterráneas son la pendiente del nivel freático *(gradiente hidráulico)* y la permeabilidad del acuífero *(conductividad hidráulica)*.
- Los *manantiales* aparecen en los puntos donde el nivel freático intersecta con la superficie del terreno, produciendo un flujo natural de agua subterránea. Los *pozos*, aperturas taladradas en la zona de saturación, extraen el agua subterránea y crean depresiones aproximadamente cónicas en el nivel freático conocidas como *conos de depresión*. Los *pozos artesianos* aparecen cuando el agua se eleva por encima del nivel en el que se encontró inicialmente.
- Cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si asciende, el agua puede surgir como *fuentes termales*. Los *géiseres* aparecen cuando el agua subterránea se calienta en cámaras subterráneas, se expande y parte pasa rápidamente a vapor, haciendo que brote el géiser. La fuente de calor para la mayoría de las fuentes termales y los géiseres es la roca ígnea caliente.
- Algunos de los problemas ambientales actuales que afectan al agua subterránea son: (1) la *sobreexplotación* por el regadío intenso; (2) la *subsidencia del terreno* causada por la extracción de agua subterránea; (3) la *contaminación salina*, y (4) la *contaminación por contaminantes*.
- La mayoría de las *cavernas* se forman en la caliza o por debajo del nivel freático cuando el agua subterránea ácida disuelve la roca a lo largo de líneas de debilidad, como las diaclasas y los planos de estratificación. Las diversas *rocas de precipitación por goteo* encontradas en las cavernas se denominan colectivamente *espeleotemas*. Los paisajes que se han formado en gran medida por el poder disolvente del agua subterránea exhiben una *topografía kárstica*, un terreno irregular, interrumpido por muchas depresiones denominadas *dolinas*.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué porcentaje de agua dulce es agua subterránea? Si se excluye el hielo glaciar y sólo se considera el agua dulce líquida, ¿aproximadamente qué porcentaje corresponde al agua subterránea?
2. Desde un punto de vista geológico, el agua subterránea es importante como agente erosivo. Nombre otro papel geológico significativo del agua subterránea.
3. Compare y contraste las zonas de aireación y de saturación. ¿Cuál de esas zonas contiene agua subterránea?
4. Explique por qué el nivel freático no suele ser plano.
5. Aunque la sequía meteorológica puede haber acabado, la sequía hidrológica puede continuar todavía. Explíquelo. (*Véase* Recuadro 17.1.)
6. Contraste un efluente y influente.
7. Distinga entre porosidad y permeabilidad.
8. ¿Cuál es la diferencia entre un acuicludo y un acuífero?
9. ¿Bajo qué circunstancias puede un material tener gran porosidad pero no ser un buen acuífero?
10. Como se muestra en la Figura 17.4, el agua subterránea se mueve de manera serpenteante. ¿Qué factores hacen que siga esos cursos?
11. Describa brevemente la importante contribución que Henri Darcy hizo a nuestro conocimiento de la circulación de las aguas subterráneas.
12. Cuando un acuicluido está situado por encima del nivel freático principal, puede crearse una zona saturada local. ¿Qué término se aplica a esta situación?
13. ¿Cuál es el origen del calor para la mayoría de las fuentes termales y los géiseres? ¿Cómo se refleja esto en la distribución de esas estructuras?
14. Dos vecinos excavan un pozo. Aunque los dos pozos penetran a la misma profundidad, el de un vecino produce agua y el del otro no. Describa una circunstancia que podría explicar lo que ocurrió.
15. ¿Qué se entiende por el término *artesiano*?
16. Para que existan los pozos artesianos, deben darse dos condiciones. Nómbrelas.
17. Cuando se pinchó por primera vez la arenisca Dakota, el agua brotó libremente de muchos pozos artesianos. En la actualidad esos pozos deben ser bombeados. Explíquelo.
18. ¿Cuál es el problema asociado con el bombeo del agua subterránea para regadío que existe en la parte meridional de los High Plains (*véase* Recuadro 17.2)?
19. Explique brevemente lo que sucedió en el valle de San Joaquín como consecuencia de la extracción excesiva de agua subterránea. (*Véase* Recuadro 17.3.)
20. En una zona costera determinada el nivel freático es de *x* metros por encima del nivel del mar. ¿Aproximadamente a qué distancia por debajo del nivel del mar se encuentra el agua dulce?
21. ¿Por qué disminuye la descarga de agua subterránea natural conforme se desarrollan las áreas urbanas?
22. ¿Qué acuífero sería más eficaz para purificar el agua subterránea contaminada: de grava gruesa, de arena o de caliza karstificada?
23. ¿Qué se entiende cuando se clasifica como peligroso un contaminante del agua subterránea?
24. Indique dos espeleotemas comunes y distíngalos.
25. ¿Qué clase de topografía exhiben las zonas cuyos paisajes reflejan, en gran medida, el trabajo erosivo de las aguas subterráneas?
26. Describa dos formas de creación de las dolinas.

Términos fundamentales

acuicludo
acuífero
agua subterránea
artesiano
caverna
cinturón de humedad del suelo
conductividad hidráulica
cono de depresión
descenso de nivel
dolina
efluente
espeleotema
estalactita
estalagmita
franja capilar
fuente termal
géiser
gradiente hidráulico
influente
ley de Darcy
manantial o fuente
nivel freático
nivel freático colgado
nivel piezométrico
permeabilidad
porosidad
pozo
pozo artesiano no surgente
pozo artesiano surgente
topografía kárstica
zona de aireación
zona de saturación

Recursos de la web

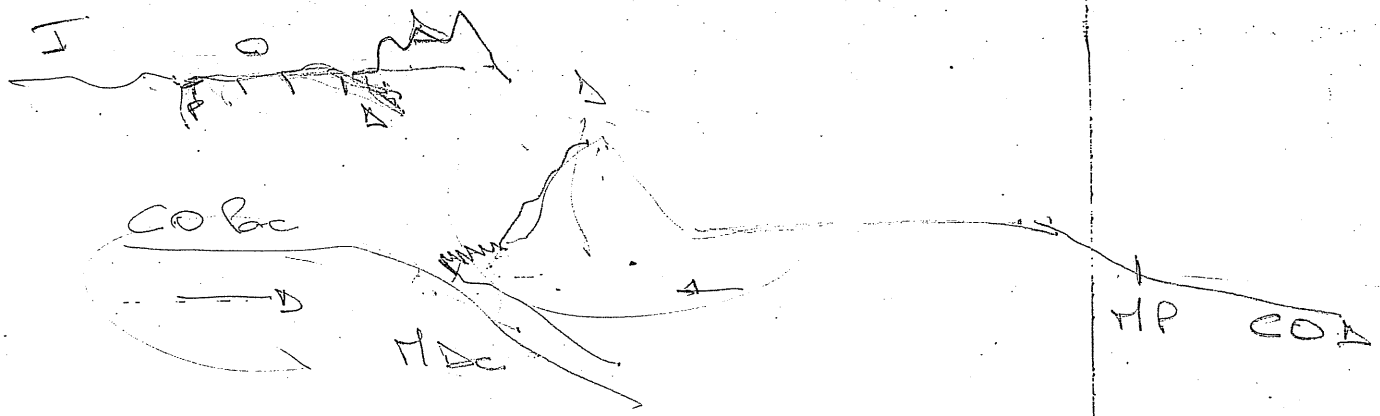


La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

Centro de Estudiantes
Ciencias Naturales
Fotocopiadora
Apunte Nº
Materia curso
hidrocarburos



3er CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDROLOGIA SUBTERRANEA

NOVIEMBRE DE 1996
SAN LUIS POTOSI
MEXICO

MEMORIAS

ALHSUD

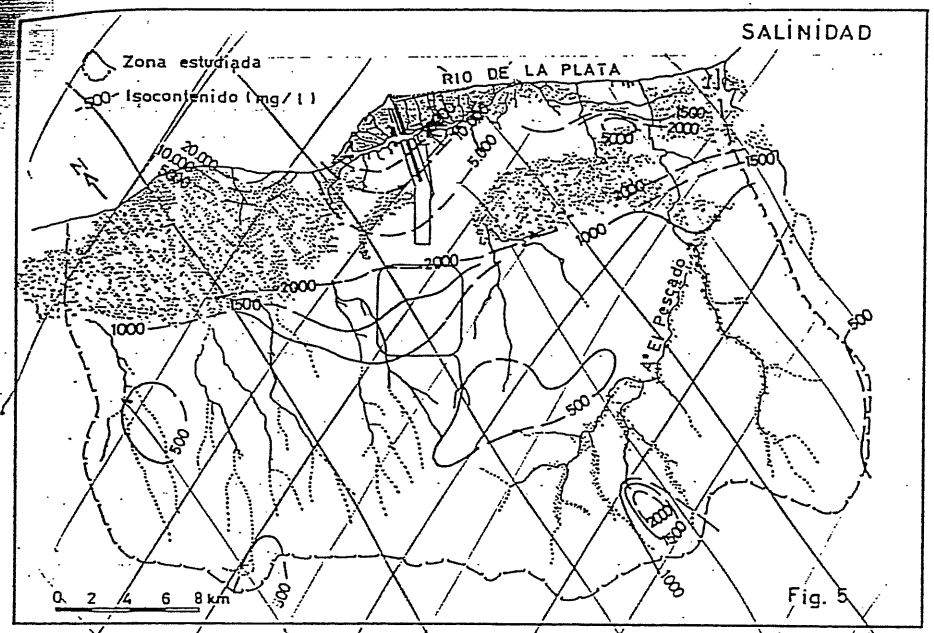


Fig. 5

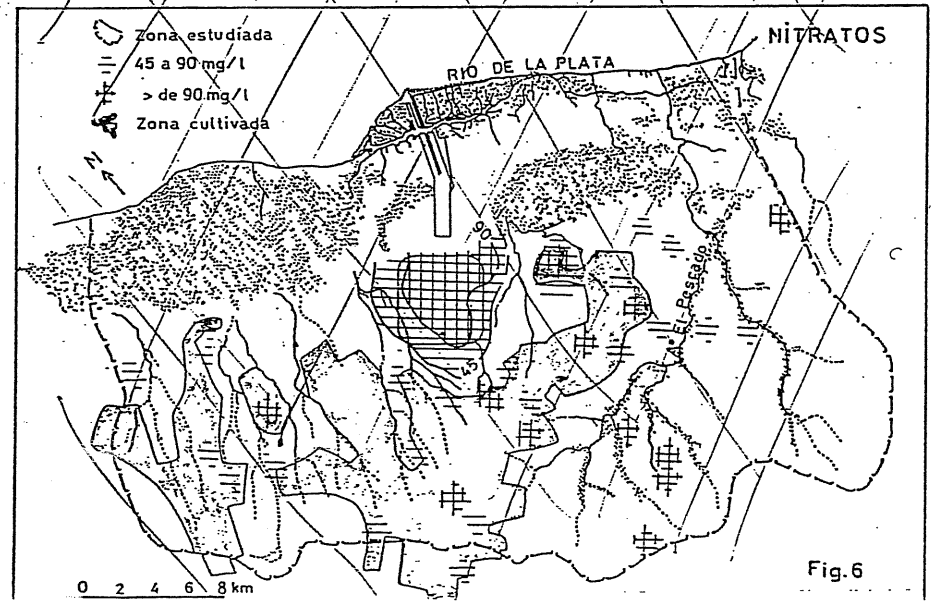


Fig. 6

IMPLICANCIA AMBIENTAL DE LA ACTIVIDAD PETROLIFERA EN LOS SISTEMAS ACUIFEROS. NORMAS PROTECTIVAS Y CASOS EJEMPLO DE ARGENTINA.

M. A. Hernández * y N. González *

(*) Cátedra de Hidrogeología. Facultad de Ciencias Naturales.Universidad Nacional de La Plata. Calle 3 No 584 (1900) La Plata. República Argentina

RESUMEN

Se analizan distintas formas de impacto ambiental, sobre el régimen de las aguas subterráneas, de la actividad petrolífera en sus diferentes etapas: exploración y explotación (manejo de lodos de perforación y aditivos, piletas de pozo, destino de aguas de purga, volúmenes empleados en recuperación secundaria y conflicto entre usos, blowout); transporte (pérdidas o fugas en ductos o embarcaderos, accidentes), transformación (aguas residuales, pérdidas desde tanques de almacenaje o ductos) y comercialización (fugas en gasolineras). Se acude a ejemplos de cuencas petrolíferas e instalaciones fijas de Argentina y a las diferentes normas nacionales que, desde 1992, se han puesto en práctica para la protección de los acuíferos. En este contexto, se pasa revista a las técnicas de prevención y remediación aplicables tanto para acuíferos libres como semiconfinados, con un comentario crítico en base a la experiencia nacional y a criterios eminentemente hidrogeológicos.

ABSTRACT

Several ways of environmental impact that oil production activities have on the groundwater regime are analyzed in this paper. This impact takes place during the steps of exploration and exploitation (handling of drilling muds and additives, oil and muds pits, water for secondary recovery, leaks, blowout) transport (loss or leaks in pipelines or docks, accidents) transformation (waste waters, loss from storage tanks or pipelines) and commercialization (leaks in gasoline stations). Some examples of petroleum basins and installations in Argentina are given, and also the different regulations that, since 1992, have been used in order to protect the aquifers. In this context, prevention and remediation techniques for both free and semiconfined aquifers are reviewed. A critical analysis based on experiences from our country and on hydrogeological criteria is also made.

INTRODUCCION

Desde su descubrimiento en Argentina en 1907 (Comodoro Rivadavia, Provincia del Chubut), paradójicamente durante un plan de búsqueda de agua para el incipiente puerto de salida de la producción ovina de la región patagónica extrandina, hasta 1995 inclusive, se han extraído del subsuelo cerca de 1000 millones de m^3 (más de 7000 millones de barriles) de petróleo, a lo cual hay que añadir la producción de gas.

La reducida actividad de comienzos de siglo fue multiplicándose con el hallazgo de nuevas cuencas petrolíferas, instalaciones "upstream", construcción de oleoductos, puertos de embarque marítimos y fluviales, refinerías, industrias petroquímicas, plantas de gas y toda una serie de actividades acordes con la importante producción actual, del orden de los 41.823.000 m^3 (295.700.000 barriles) para 1995.

Es indudable que este despliegue productivo causaría un fuerte impacto sobre el medio natural (fauna, flora, suelos, paisaje, aguas oceánicas, superficiales y subterráneas) ya que recién en los años '90 surgen las regulaciones protectivas de carácter ambiental, de modo que mediaron ochenta años hasta que aparecieron estos límites formales a la actividad petrolera.

Especialmente importantes son los impactos sobre las aguas subterráneas, dadas sus particularidades dinámicas. Un ejemplo evidente lo constituyen los actuales afloramientos de sal en las laderas de los cerros próximos a Comodoro Rivadavia (Cuenca del Golfo San Jorge), producto de la infiltración de aguas de separación vertidas inadecuadamente desde los años '30. Esta lentitud del flujo subterráneo posibilita que en muchas ocasiones los efectos sean advertidos años o décadas después de las causas , es decir una vez instalados quizás irreversiblemente (Hernández et al, 1994b).

La afectación a los acuíferos , por lo tanto, no involucra únicamente a la presente generación, sino a las subsiguientes y en muchos casos el compromiso ya ha existido, no solo en lo que se refiere a los caudales utilizables para bebida humana, sino también los que podrían destinarse a irrigación, abrevamiento de ganado o a la actividad industrial.

En esta contribución se pasa revista, en primer lugar, a los principales impactos reconocidos de la actividad sobre el régimen subterráneo.

IMPACTOS SOBRE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

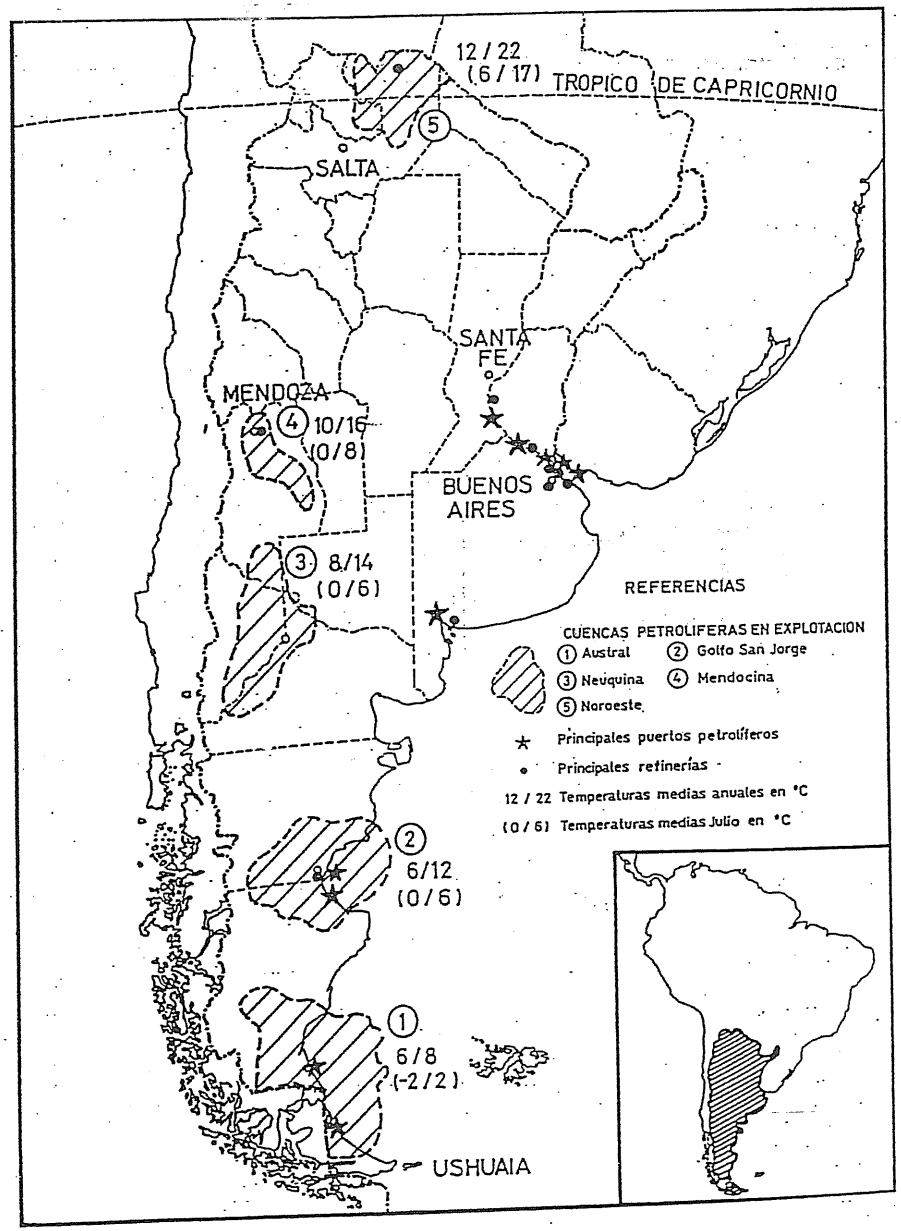
Para el desarrollo de este ítem, eminentemente descriptivo, se acude a una relación de acuerdo a las distintas fases del proceso productivo.

La etapa de **exploración**, si bien reconoce una importante incidencia sobre la fauna , flora (deforestación para líneas sísmicas, desmontes), paisaje (excavaciones, cortes de talud), aguas superficiales (modificaciones en el flujo superficial), no es la más importante en lo que atiene a las aguas subterráneas. Los requerimientos para la ejecución del pozo exploratorio y provisión del campamento son en general reducidos. El impacto de pérdidas de piletas y manejo inadecuado de los lodos y fluidos de perforación, fugas de combustibles, probables descontroles y destino de los efluentes de campamento no son significativos, todo ello si los recursos hídricos no son críticos en cuanto a calidad y cantidad (IAP, 1993), tal como ocurre en las cuencas dela región árida de Patagonia (Fig. 1).

En cambio sí son más impactantes y diversas los efectos acaecidos en la fase de **explotación** (Hernández y González, 1993). Además de que las fugas o derrames parten de emplazamientos permanentes con una posibilidad de recurrencia temporal cierta , a diferencia de los de exploración, se plantean aquí tres circunstancias especiales: el destino de las aguas de separación o purga, las operaciones de recuperación secundaria y la necesidad de recurrir a aguas dulces para el "lavado"del petróleo a fin de colocarlo en norma comercial .

La disposición de las aguas de separación fue en Argentina uno de los mayores problemas durante décadas (Hernández et al, 1994). Un sencillo cálculo que parte de la producción nacional de petróleo acumulada hasta 1995 inclusive (1.0×10^9 m^3 o 7.0×10^9 barriles) , la relación agua/petróleo como promedio ponderado para el intervalo (3:1) y la salinidad media para las aguas de formación de las cuencas petrolíferas argentinas (35.000 ppm), arrojaría un saldo de **105.000.000 toneladas de sal puestas en superficie por la actividad extractiva**. Un cálculo análogo para el año 1995 revela que son aproximadamente **4.390.000 toneladas de sal las que procederían del subsuelo anualmente.**

Históricamente se recurría a derivar los líquidos a hondonadas, bajos o cauces efímeros, a verterlos en ríos de régimen perenne o directamente al mar.



Todas estas prácticas trajeron consigo innumerables inconvenientes, que fueron desde un alto riesgo para las actividades agrícolas usuarias de las aguas fluviales y subterráneas (cuenca Mendocina) a la contaminación salina del acuífero freático, a veces única y reducida fuente disponible en las comarcas áridas (cuencas Austral, Golfo San Jorge y Neuquina, Fig. 1). A partir de los años '90 y merced a la aparición de las regulaciones más adelante comentadas, se comienza a recircular las aguas de separación en operaciones de recuperación secundaria o a disponerlas en el subsuelo en acuíferos profundos, portadores de aguas de elevada salinidad.

En la cuenca Neuquina, se utilizaban aguas dulces de un acuífero semiconfinado (Grupo Neuquen) para la inyección a las formaciones petrolíferas en operaciones de recuperación secundaria. Las nuevas prácticas, si bien implicaron gastos para reemplazar circuitos y equipos de bombeo por otros aptos para aguas salinas, contuvieron el deterioro del acuífero en cuestión, que si bien no está muy utilizado en la actualidad, constituye una gran reserva para el desarrollo futuro de la región.

No solamente se trataba de un deterioro físico o cuantitativo por explotación, sino que los niveles piezométricos originalmente positivos respecto a la capa freática, se hallaban deprimidos como consecuencia de la importante extracción y facilitaban la filtración vertical de las aguas salinas contenidas en el acuífero libre (Hernández y González, op cit).

Sin embargo, persiste un empleo de las aguas dulces para la operación de "lavado" del petróleo (disminución de la salinidad para la puesta en norma comercial) pero que involucra volúmenes muy inferiores, a su vez retornados a los estratos petrolíferos previo acondicionamiento. El principal impacto es en este caso cuantitativo e importante en regiones donde la disponibilidad de agua dulce es escasa.

También el vertido al mar se ha comenzado a realizar racionalmente desde hace algunos años en la cuenca del Golfo San Jorge, previa disminución de los tenores de hidrocarburos por debajo de las 5 ppm, mediante tratamiento de separación.

Es necesario tener en cuenta que la posibilidad de reducir los volúmenes a disponer mediante la técnica de evaporación en piletones, muy usual en climas cálidos, se ve aquí sumamente restringida en la mayor parte de los casos porque si bien las tasas medias anuales de evaporación potencial son de medias a altas, las temperaturas invernales en la mayoría de las cuencas productivas resultan bajo cero. Esto significa disponer de importantes superficies a afectar para compensar el déficit de evaporación durante el invierno, que en ocasiones es máximo por efectos del congelamiento.

Durante un cierto lapso y hasta poder implementar la reinyección o disposición profunda, las aguas de purga fueron derivadas en la cuenca Neuquina a piletones o bajos donde quedaban sometidas al efecto combinado de evaporación e infiltración, pero solo en aquellos lugares donde el acuífero freático era naturalmente de salinidad elevada.

Esta práctica, aunque de un modo más desaprensivo, se utilizó también en la cuenca petrolífera Mendocina dando lugar a la incipiente salinización de las aguas freáticas y consecuentemente de algunos suelos, sometidos a la acción de las oscilaciones del nivel y/o de la franja capilar. Por tratarse de una zona con actividad frutícola bajo riego, los efectos dieron lugar a acciones legales por parte de productores locales.

No únicamente las aguas salinas de producción configuran un impacto sobre el régimen subterráneo. También los tenores de HC y otras sustancias presentes en los petróleos argentinos (azufre, boro, metales pesados), si no son eliminados eficazmente, pueden constituir un aporte contaminante de importancia, aunque de menor carácter conservativo que los cloruros.

Los principales conflictos originados por la inconveniente disposición de las aguas de producción o separación, se plantean para los acuíferos con el uso agrícola en las cuencas Mendocina (ya mencionada) y Noroeste y con la

En la etapa de transporte, e independientemente de la contaminación del mar y vías fluviales, los mayores perjuicios sobre las aguas subterráneas devienen de accidentes en ductos que posibilitan el acceso de hidrocarburos al acuífero freático. Como se trata del producto en su fase primaria y teniendo en cuenta que los petróleos nacionales son en general pesados, el efecto inmediato es la contaminación de la Zona No-saturada.

De acuerdo al tipo de clima y a la profundidad del nivel freático, puede sobrevenir un paulatino acceso de HC por transformación del petróleo atrapado en saturación irreducible, en formas más livianas y móviles. Particularmente importante resulta en las zonas húmedas, con temperaturas medias relativamente altas y posición somera de los niveles freáticos. Una vez alcanzada la superficie freática, el HC se sitúa en flotación como fase libre (o fase líquida no acuosa FLNA). No se han detectado aún perjuicios en los componentes semiconfinados de los sistemas geohidrológicos.

Más frecuente resulta el impacto por pérdidas o fugas desde instalaciones de **transformación** (refinerías y petroquímicas). Muchas de ellas son de antigua data y cuentan con pisos de tanque de terreno natural compactado o de arcillas compactadas que, en función del tiempo y ante una permanencia de las pérdidas, se transforman en una fuente de aporte de HC a la Zona No-saturada y al acuífero freático.

Se han detectado espesores de fase libre del orden de decímetros, abarcando varias hectáreas en zonas suburbanas. En algunas instalaciones ribereñas de los ríos Paraná y de La Plata, ambos de carácter netamente efluente, esta fase libre de productos generalmente livianos aflora en la zona costera acompañando a la descarga de la capa freática, constituyéndose en un problema serio cuando ocurre aguas arriba de plantas de tratamiento de agua fluvial, como en el caso de la ciudad de Rosario.

En las instalaciones más modernas, que ya cuentan con tanques de almacenaje estancos, los efectos se limitan a fugas accidentales,a veces de dificultosa detección. Lo propio ocurre con los ductos internos en estos establecimientos, dependiendo el alcance de la contaminación de la viscosidad del producto de que se trate y, naturalmente, de la litología de la ZNS.

En la fase de **comercialización**, la contaminación a partir de estaciones de expendio de gasolina se ha hecho evidente en los últimos años, quizás a partir de sucesivos accidentes en áreas densamente pobladas. En estos casos las pérdidas son de productos livianos y ocasionan acumulación (directa o por transformación) de gases en la ZNS y fase libre muy móvil sobre la superficie freática (Lexow y Bonorino, 1993; Hernández y González, 1995). La alarma provocada por los accidentes forzó el dictado de la Resolución 419 de la Secretaría de Energía de la Nación (más adelante comentada), que regula el control periódico de las cisternas y/o su reemplazo progresivo por tanques no-metálicos.

Los combustibles que acceden en fase gaseosa a la ZNS quedan atrapados en la trama porosa y, ante la ocurrencia de lluvias intensas y persistentes con el consecuente ascenso de la superficie freática, pueden acceder a sótanos y subsuelos con el consiguiente riesgo.

Una circunstancia de este tipo, asociada a la existencia de una fase libre extensa y a la temporada estival con altas temperaturas, provocó alarma en una estación del Metro en la ciudad de Buenos Aires como culminación de una serie de episodios similares.

Caracterizados muy sintéticamente los impactos de las distintas etapas de la actividad petrolífera sobre el régimen subterráneo, se ha de analizar el marco normativo con que en este decenio se pretende protegerlo en la Argentina y una evaluación de los resultados obtenidos hasta el momento. Se hace referencia a las regulaciones de carácter nacional, aún cuando en los últimos años también han aparecido varias normas provinciales que incluyen específicamente la protección de las aguas subterráneas en el contexto de las operaciones de la industria petrolífera, tal el caso de las provincias de Río Negro, La Pampa y Mendoza.

EL MARCO REGULATORIO

A partir del año 1992, la Secretaría de Energía de la Nación en función de las facultades otorgadas por la Ley 17319 (Ley de Hidrocarburos), comienza a producir una serie de normas a nivel de Resolución, de cumplimiento obligatorio en todo el territorio a pesar del carácter Federal de la organización nacional, que ha repercutido favorablemente en un panorama que amenazaba resultar muy peligroso en sus consecuencias a corto y mediano plazo (recuérdese la lentitud de transmisión de efectos en el medio hidrológico subterráneo).

La **Resolución SE 105/92**, si bien deja muchas aristas frágiles en el tratamiento particular, significa un gran avance en cuanto a las normas y procedimientos para proteger a las aguas subterráneas durante las etapas de exploración y explotación de hidrocarburos (upstream). Instituye la ejecución obligatoria de Estudios Ambientales y Monitoreo de Obras y Tareas en dichas etapas, con plazos perentorios (Hernández et al, 1994b).

Algunos de los huecos instrumentales (como la falta de una guía temática de expresión) fueron salvados a posteriori a través de la **Resolución SE 252/93** que también establece la obligatoriedad de presentación de Planes de Contingencia, luego estandarizados por la **Resolución SE 342/93**.

En Noviembre de 1993, se dicta la **Resolución SE 341/93** donde se fijan plazos taxativos para la calificación de las piletas de acuerdo a su grado de peligrosidad ambiental en general y para los acuíferos en particular, de modo de proceder a su progresiva eliminación y consecuente restauración de los suelos, con plazos perentorios que operan hasta 1996, de acuerdo al riesgo calificado.

Siempre dentro de las actividades dowstream, la **Resolución SE 5/96** reglamenta todo lo concerniente al abandono de perforaciones de exploración o explotación, completando un conjunto normativo que realmente ha cambiado el marco físico en el cual se venía desenvolviendo la actividad petrolera, aún cuando los trastornos ya instalados en los sistemas acuíferos deban esperar mucho tiempo para su atenuación o directamente sean de carácter irreversible.

Para las actividades dowstream, existían regulaciones impuestas por la **Ley 13660** referidas a seguridad, que implican a su vez una cierta protección al entorno que incluye al régimen hídrico subterráneo, complementadas por las atribuciones conferidas por **Ley 24076**, referida a la privatización de la Empresa Gas del Estado.

En dicho marco legal, fue emitida la **Resolución SE 419/93** que dicta las normas de protección del medio, con especificación de los recursos hídricos subterráneos, de las Estaciones de expendio de combustibles , con alcance a Refinerías, Plantas de almacenaje de combustibles, Tanques de recepción y/o entrega de Puertos, etc. Esta regulación es complementada con la **Resolución 404/94**, que introduce una serie de especificaciones a la actividad de expendio de combustibles.

RESULTADOS

La puesta en práctica de la normativa precitada puede considerarse como muy positiva, ya que las distintas Empresas vinculadas a la actividad debieron en primer lugar, realizar los Estudios Ambientales correspondientes y a posteriori comenzar a tomar las medidas de prevención y control atinentes, incluso las de remediación cuando ello era factible.

Los Estudios ambientales "upstream" y "downstream" constituyen un gran avance, ya que paulatinamente permiten ir componiendo el estado ambiental del sistema acuífero luego de más de medio siglo de falta de previsión y de información al respecto. De esta forma, se llegó a advertir por ejemplo:

* la magnitud aparente de la contaminación salina, por HC y otras sustancias, que incluye al acuífero libre y otros semiconfinados a partir del inadecuado destino de las aguas de purga, inutilizando importantes volúmenes de aguas útiles en conflicto con actividades agrícolas, pecuarias, domésticas y aún industriales. La magnitud real se irá conociendo a medida que sean percibidos los efectos de impactos ya ocasionados.

* el grado de riesgo a que están sometidos los acuíferos (especialmente los libres) en las fases de transporte y transformación. Se han puesto en evidencia daños cuantiosos, cuantitativos y cualitativos, sobrevenidos desde hace décadas en zonas densamente pobladas donde han existido o aún existen Plantas de Transformación de HC.

* lo frecuente que resulta la contaminación del acuífero freático a partir de pérdidas o fugas en gasolineras y la amplitud de las áreas afectadas. Las que ocurren en zonas urbanas implican un alto riesgo público pero pueden ser percibidas mejor que las que suceden en áreas rurales.

* los problemas devenidos de la interrelación de las aguas subterráneas con las superficiales, tanto por el acceso retardado de vertidos a los cursos efluentes, como por el acceso a los acuíferos a partir de acumulaciones de aguas de purga en reservorios superficiales.

* la falta de conocimiento elemental del régimen geohidrológico por parte de la mayor parte de los responsables de la actividad productiva petrolífera, y del tipo y grado de impacto que recibió por falta de previsión.

* la decisiva participación de los profesionales hidrogeólogos no solamente en lo atinente al estudio, diagnóstico y evaluación de impacto, sino también en los proyectos y acciones de remediación. A partir de las regulaciones aludidas ha crecido ostensiblemente el número de jóvenes profesionales que incursionaron en la especialidad, especialmente en vinculación con la actividad de consultoría o directamente en el plantel de las Operadoras.

Por su parte, la consecuencia práctica de las regulaciones implicó:

* la adopción de prácticas de impermeabilización de todo tipo de piletas (lodos, ensayo, almacenaje) y base de tanques en las operaciones de exploración-explotación.

* tratamiento séptico o químico de los efluentes domésticos líquidos en los campamentos

* eliminación en plazos perentorios de piletas ociosas o riesgosas

* reinyección o disposición profunda de las aguas de separación

* planes de contingencia y previsión de derrames, fugas o pérdidas en ductos, tanques o Plantas de Transformación en áreas o sectores donde se localizan acuíferos útiles o potencialmente útiles. Incluye no solo al receptor primario (capa freática) sino al conjunto del sistema geohidrológico.

* remediación de suelos y ZNS afectada por contaminación por HC, metales y otros productos vinculados con la actividad petrolífera, como modo de protección de las aguas subterráneas.

* mitigación o remediación de la contaminación en capas freáticas por sistemas de desalojo de fase libre y limpieza progresiva de la fase soluble

* cambios substanciales en la metodología de almacenaje en yacimientos, plantas, embarcaderos o establecimientos de comercialización, protegiendo a los acuíferos someros del acceso de HC.

En lo que respecta a las posibilidades reales de mitigación o remediación de las aguas subterráneas contaminadas por efectos devenidos de la actividad petrolífera, ellas dependen del tipo de fase del proceso en la cual se localiza la causa, de la ocurrencia del impacto (difusa, puntual, multipuntual), su temporalidad (continuo, pulsatorio, accidental) y fundamentalmente de la calificación de la carga contaminante (Foster e Hirata, 1988).

La mala disposición de las **aguas de separación salinas** ocasiona en general daños irreversibles, ya que se trata de un elemento eminente conservativo como el **cloruro**, cuya persistencia hace poco posible una dilución muy importante excepto en acuíferos freáticos sometidos a un clima hiperhúmedo.

Los **metales pesados** encuentran una chance de atenuación donde existe una Zona No-saturada potente, que posibilite los fenómenos de oxidación y precipitación (o coprecipitación). En las cuencas petrolíferas de la Patagonia (No 1, 2 y 3 en la Figura 1), la ZNS pude alcanzar decenas de metros de espesor y ofrece la mencionada posibilidad. El problema existe cuando estos acompañan una carga contaminante diversa, por ejemplo aguas muy salinas e hidrocarburos remanentes.

Con referencia a los hidrocarburos, la posibilidad de mitigación depende, además de la ocurrencia y temporalidad, del tipo de acuífero y de producto (pesado o liviano). En los acuíferos freáticos, la FLNA de productos livianos como las gasolinas, kerosene, JP y aún gas-oil, puede ser desalojada por un buen proyecto de bombeo incluyendo gran parte de la fase soluble. De hecho, limpiezas de este tipo se han realizado y realizan en instalaciones "downstream" de Argentina. En el caso de los acuíferos semiconfinados, la presencia de HC es generalmente irreversible o de corrección a costos muy elevados.

Cuando se trata de productos pesados (petróleo crudo, fuel-oil, subproductos petroquímicos), la acción no es tan sencilla como el simple bombeo de la fase libre, ya que persiste una fase residual que permanentemente y bajo ciertas condiciones, es capaz de aportar derivados de transformaciones fisicoquímicas ocurrentes en el medio, a veces potenciadas por vertidos con temperatura o pH no habituales o por el clima local.

REFERENCIAS

Foster, S. & R.Hirata, 1988. Determinación del riesgo de contaminación de aguas subterráneas. CEPIS-OPS-OMS. Lima.

Hernández,M.A. y N.González, 1993. Impacto ambiental en aguas subterráneas por actividades de explotación petrolífera. V Simp. Iberoam. sobre M.Ambiente y Municipio, pp 169-175. Buenos Aires.

Hernández, M.A., N. González y R.C. De Felippi, 1994. La disposición subsuperficial de aguas de separación en yacimientos petrolíferos. II Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, I : 45-66, Sgo. de Chile .

Hernández,M.A., N.González y R.C. De Felippi , 1994b. La actividad productiva petrolífera y su impacto sobre el sistema geohidrológico. Aspectos técnicos y normas. XV Congreso Nac. del Agua. La Plata (en prensa).

Hernández,M.A. & N. González , 1995. Contaminación de acuíferos por estaciones de expendio de combustible. II Semin. Hispano-Argent. sobre Tec. actuales en Hidrol. Subterr., S.M. e Tucumán (en prensa)

Holzer,T. , 1976. Application of Ground Water flow theory to a subsurface oil spill. Ground Water, 14:3.

Instituto Argentino del Petróleo, 1993. Primeras Jornadas Argentinas de preservación del recurso Agua en al Industria Petrolera.Conclusiones. IAP.Buenos Aires.

Lexow, C. y A.G. Bonorino, 1993. Contaminación del agua subterránea por filtraciones de combustibles de los tanques de almacenamiento subterráneo. Primeras Jornadas Nacionales y Sextas Reg. sobre Medio Ambiente. La Plata (en prensa).

Secretaría de Energía de la Nación (1992/96). Resoluciones varias.

Serie Correlación Geológica Nº 11
Fac. de Cs Naturales e Inst. Miguel Lillo
Univ. Nacional de Tucumán - 1996 Tucumán

Centro de Estudiantes
Ciencias Naturales
Fotocopiadora
Apunte Nº
Materia curso hidrocarburos

CORRELACION GEOLOGICA N° 11: 219 - 226 ISSN 217428

CONTAMINACION DE ACUIFEROS POR ESTACIONES DE EXPENDIO DE COMBUSTIBLES

Mario A. Hernández (1)
Nilda González (2)

INTRODUCCION

En todas las etapas del proceso productivo de hidrocarburos desde la misma exploración, explotación, transporte, transformación y comercialización, se provocan o puede provocarse efectos contaminantes sobre las aguas subterráneas.

El grado de afectación dependerá del tipo de carga contaminante (fluidos de perforación, aditivos, petróleo, productos livianos, fondos de tanque, residuos petroquímicos), la ocurrencia de la descarga (difusa, puntual), su continuidad (pérdida continua, fuga accidental) y la vulnerabilidad del sistema acuífero.

Como Autoridad de Aplicación de la Ley 17319, la Secretaría de Energía de la Nación produjo una serie de Resoluciones reguladoras de los comportamientos ambientales en la actividad. Así se dictaron las N° 105/92 y 252/93 (Estudio ambiental y monitoreo de obras y tareas de exploración y explotación); la 341/93 (Calificación de riesgo por piletas y su eliminación); la 342/93 (Planes de contingencias) y la 419/94 y 404/94, referidas a tareas de transformación (Refinerías y Plantas GLP) y comercialización (estaciones de servicio).

Se analiza este último tema a partir de sus causas, acceso y dispersión de los combustibles en el medio subterráneo, diagnóstico de las pérdidas y su movilidad.

(1) Cátedra de Hidrogeología Univ. Nac. de La Plata y CONICET
(2) Cátedra de Hidrogeología Univ. Nac. de La Plata y Comisión de Investigaciones Científicas de Bs. Aires (CIC)

ORIGEN DE LA CONTAMINACION

La contaminación por estaciones de servicio presenta dos características diferenciales respecto de las que pueden producirse en las otras etapas del proceso productivo:

a.-Fundamentalmente se trata de productos livianos.

b.-Frecuentemente, la fuente se halla inmersa en plena trama urbana con una multiplicación importante del riesgo de conflagración que puede afectar a un gran número de personas y bienes.

El origen está vinculado al estado de los tanques de almacenaje e instalaciones complementarias, identificados en la Resol. SE 419/94 como Sistema de Almacenaje Subterráneo de Hidrocarburos (SASH) y/o al derrame accidental por sobrellenado.

Los SASH más antiguos, metálicos, cuentan con 15-20 años o aún más, incluso sin sistemas de protección (ánodos de sacrificio o corriente impresa). Los más recientes son de plástico reforzado con fibra de vidrio, enchaquetados o recubiertos con material no-corrosible o plástico. En el primer caso pueden ocurrir pérdidas o fugas por acción de la corrosión de metales, potenciada por las condiciones especiales del suelo, que deben ser detectadas para su corrección o eventual remediación.

Las pérdidas originadas en derrames por sobrellenado o defectuosa operación de carga presentan en general efectos similares, pero son accidentales e instantáneas.

Cualquiera fuese el origen, corresponde describir los posibles efectos en el régimen subterráneo.

ACCESO Y MOVILIDAD DE LOS COMBUSTIBLES EN LAS AGUAS SUBTERRANEAS.

Sucedidas las pérdidas o fugas de los HC, existen dos situaciones diferentes respecto a su acceso y movimiento:

a. La superficie freática es profunda y el producto accede inicialmente a la Zona No Saturada (ZNS)

b. La superficie freática es elevada y en contacto directo con el producto fugado.

En el primer caso, la fase volátil puede comportarse como **gas adsorbido** al agua pelicular de los clastos, como **gas libre** que escapa a la atmósfera o como **gas ocluido**

atrapado en la trama del esqueleto clástico (Fig. 1).

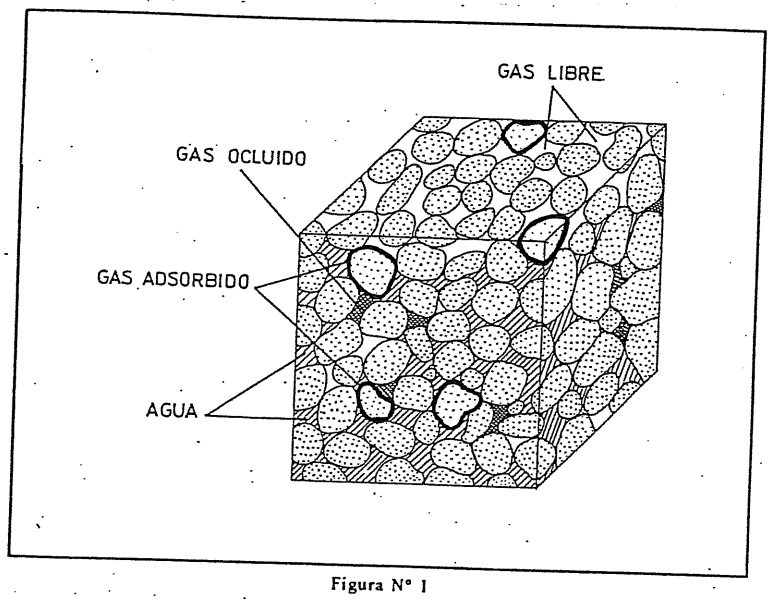


Figura N° 1

La fase líquida no acuosa (FLNA) migra verticalmente por acción de la gravedad, con una menor movilidad en la periferia del cuerpo que en su seno por influencia de la tensión superficial. Si bien el movimiento es similar al de la infiltración del agua, sucede con distinta velocidad en función de las diferentes propiedades físicas de ambos fluidos (en especial la viscosidad cinemática), de la permeabilidad selectiva del medio respecto a ambos y del grado de humedad en la ZNS.

La permeabilidad selectiva depende a su vez de la viscosidad y peso específico del fluido, por lo cual resulta diferencial para uno de ellos. Una determinación ilustrativa es proporcionada por Lexow y Bonorino (1993), quienes obtuvieron valores de permeabilidad de hasta 7.3 veces entre el agua y una mezcla de combustibles, en muestra de terrenos loéssicos.

Por tratarse de fluidos inmiscibles, la permeabilidad del medio respecto a uno de ellos depende además del grado de saturación del restante (Collins, 1961). Por lo tanto, a medida que el contenido de humedad de la ZNS aumenta, la movilidad del HC líquido tiende a disminuir.

Esto normalmente sucede en profundidad, pero no implica que una ZNS potente necesariamente deba retener la FLNA, porque en general aquella condición está relacionada con climas áridos y por ende con bajo contenido de humedad.

También influye en la movilidad de la FLNA el punto de saturación irreductible, por debajo del cual el líquido deja de fluir. Este valor es diferente para cada uno de los productos habituales en las Estaciones de expendio: a mayor densidad, mayor valor de saturación irreductible.

Todos estos fenómenos, en especial la movilidad por permeabilidad selectiva, sufren variaciones con la temperatura razón por la cual el clima y sus amplitudes será otro condicionante del desplazamiento de los HC e inclusive del pasaje parcial a fase gaseosa durante el tránsito inicial por la ZNS.

Si la FLNA llega a la zona saturada , se comportará de forma igual a la planteada para la segunda opción (acceso directo al acuífero freático).

Los combustibles que acceden a la capa libre (Fig. 2) directamente por su contacto con el SASH o a través de la ZNS, se establecen en **flotación** sobre el agua por su menor densidad, conformando la **fase libre** del nuevo sistema multifásico.

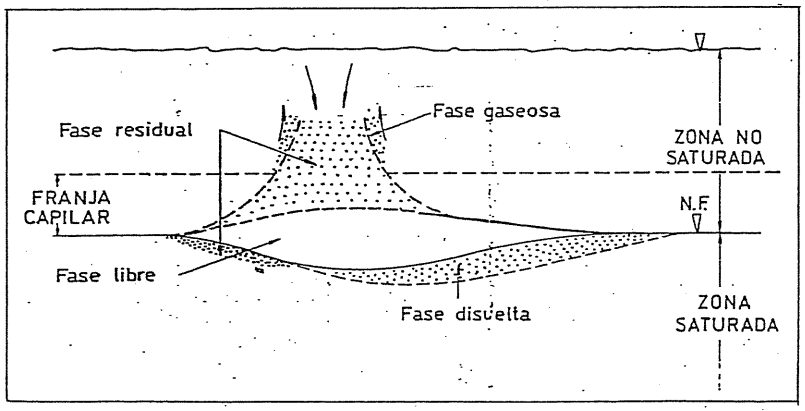


Figura N° 2

Desplazan a un volumen casi equivalente de agua, con una velocidad que es igual a la de ésta en la interfase y su perpendicular (Collins, 1961; Custodio & Llamas, 1983)

En el resto de la fase libre, la velocidad de desplazamiento de los HC va estar dada por su viscosidad cinemática y la permeabilidad selectiva del medio, siguiendo el gradiente hídrico natural o el provocado por la extracción en las inmediaciones. Los HC quedan en relación con la franja capilar de acuerdo a su tensión superficial, lo cual va a incidir en la contaminación de esa zona y el sector de su fluctuación (Holzer, 1976).

Tanto por debajo de la fase libre como por delante (en sentido de flujo), puede reconocerse una **fase disuelta**, ya que la solubilidad de los combustibles livianos llega hasta 80-90 mg/litro. Las oscilaciones del nivel freático y de la franja capilar van a tender a aumentar la potencia de la fase disuelta por debajo de la libre, y a involucrar mayor porción de la ZNS con efectos residuales de irreductibilidad. También el desplazamiento sub-horizontal de la fase libre va dejando aguas arriba una **fase residual** Además del flujo dispersivo, también puede reconocerse la solubilidad de los más livianos en la masa acuífera y en el agua de infiltración.

La movilidad de los HC en el agua subterránea puede alcanzar distancias considerables, potenciada incluso por gradientes forzados (explotación). Esto obliga a un análisis hidrodinámico del fenómeno y a un monitoreo eficaz y prolongado.

DETECCION DE LAS PERDIDAS Y DIAGNOSTICO DE EFECTOS.

La norma nacional recoge las especificaciones de la EPA, donde se indica una capacidad de detección de pérdidas de 0.05 galones/hora (190 cm3 /hora), confiabilidad del 95 % y probabilidad de Falsa Alarma del 5%, todos ellos como valores mínimos.

La detección de las pérdidas del SASH puede realizarse por medio de un control **interno o externo**. El primero, en su forma más elemental, se basa en el registro diario del combustible almacenado en los SASH realizado con finalidad comercial. No es un método sensible que permita apreciar pérdidas pequeñas o continuas, aún cuando sistemas estadísticos lo hayan optimizado (Lexow y Bonorino, 1993).

Más confiables son las pruebas de estanqueidad por insuflado de un gas inerte (en general nitrógeno) para advertir caídas de presión equivalentes a las fugas posibles. Estas pruebas son realizadas durante la instalación de los tanques y de acuerdo a la Resol. SE 419/93, deben ser reiteradas con una frecuencia que depende de la edad de los

SASH : nuevos o hasta 5 años, cada 5 años; cinco a diez años, cada 3 años ; entre 10 y 15 años, anualmente. Mejoran la detección hasta el nivel de fugas pequeñas.

Restan las fugas muy pequeñas, cuya continuidad puede afectar sensiblemente al régimen subterráneo e incluso generar acumulación de gases bajo las losas de las Estaciones o migrar hacia sótanos, cámaras de luz, de teléfonos, etc.

Surgen así los controles **externos**, que en vez de tratar de determinar pérdidas a partir de los SASH, auscultan en el terreno (gases ocluidos) o en los acuíferos.

La detección de gases ocluidos se basa en lo descripto en **II.**: existe una porción de gases provenientes directamente de la fuga o transformados desde la FLNA durante su tránsito vertical por la ZNS, que quedan ocluidos en el armazón clástico y pueden ser recogidos y analizados.

La técnica parte de la introducción en el terreno de un pequeño tubo que lleva adosada a su extremo superior una cápsula con tensión negativa, de modo de recoger los gases por diferencia de presión. Tiene la ventaja operativa de alterar mínimamente las instalaciones por el reducido diámetro del tubo. Las cápsulas selladas son llevadas a laboratorio para el análisis cromatográfico de los HC, en general C1 a C4 y $C5^+$. Se analizan normalmente Metano, Etano, Propano, isoButano, n-Butano, Pentano, Benzeno, Tolueno, Etil-Benzeno, $C5^+$ y BTEX, en términos de desviación de las concentraciones absolutas respecto del background.

La interpretación de los cromatogramas, mapas de isocontenidos y diagramas de concentraciones relativas permiten discriminar el tipo de producto origen e incluso aportar una idea del grado de migración y vías preferenciales. Esta técnica es muy importante cuando se trata de Estaciones dentro de una densa trama urbana, donde no es posible practicar otro tipo de detección externa.

Otro modo externo de percibir las pérdidas es por medio del acuífero receptor, primariamente la capa freática. Se trata de interesar al acuífero por medio de perforaciones de escaso diámetro, para toma de muestras y medición de nivel.Luego de la percepción organoléptica inicial, son remitidas a laboratorio para análisis según una secuencia que intenta combinar los aspectos prácticos y económicos:

*Determinación de HC totales por gravimetría (1 a 5 ppm)

*Por cromatografía infrarroja (< 1 ppm)

*Determinación específica del tipo de HC

La operación sobre el acuífero permite construir mapas equipotenciales, desde los cuales puede advertirse el sentido de escurrimiento, gradientes, velocidad de flujo (en conocimiento de los valores de K y pe), lo cual avala el uso de esta técnica cuando ello es posible físicamente.

La de gases ocluidos tiene buena aptitud para zonas urbanas, donde no siempre es posible practicar sondeos (incluso por la existencia de losas en las playas de carga) y no existen perforaciones vecinas por contarse con aguas corrientes. Pueden utilizarse para el acceso resquicios en las propias losas y la interpretación del movimiento se logra por cartas de isocontenidos.

En áreas rurales (Estaciones carreteras) es en general fácil realizar sondeos piezométricos e incluso emplear pozos vecinales para construir los mapas de flujo. Lo ideal es combinar ambas técnicas externas, ya que el uso de microredes de flujo junto con cartas de isocontenidos gaseosos permite además de ubicar las fugas, reconstruir el fenómeno de flujo multifásico y dimensionar la fase libre, poder pronosticar la evolución del suceso y optimizar las medidas de mitigación o remediación de la contingencia.

ACCIONES DE REMEDIACION

Involucran no solamente al acuífero, sino también a la ZNS (incluido el suelo). La Resolución SE 419/93 recoge algunas de las técnicas que la EPA recomienda, pudiendo mencionarse a título ilustrativo las siguientes:

* Remoción mecánica de los terrenos contaminados y reemplazo por suelos limpios. Reconoce limitaciones en áreas densamente pobladas.

* Inyección de aire en el suelo, para producir barrido neumático con recuperación de HC. Depende de la movilidad de la fase residual (de acuerdo al tipo de producto) para producir una limpieza efectiva sin ayuda de otros de los métodos.

* Inyección de gases de escape de combustión (motores de combustión interna). Se trata de incrementar la fase libre por transformación, y recuperar HC líquidos.Es una técnica barata y eficaz para terrenos de textura arenosa hasta franca o limosa.Puede combinarse muy bien con el método de evacuación de la FLNA por bombeo.

* Bombeo directo de la fase libre. Se utilizan en general equipos de superficie con chupador "a flote". Cumple parcialmente con el objeti-

vo, optimizable con otras técnicas como la anterior o la aplicación de productos limpiadores.

* Bombeo y contención frontal. Variante de la anterior , utiliza trincheras rellenas de grava, de traza normal al sentido de flujo y profundidad al menos dos y media vez el espesor de la fase libre. Los HC son desalojados por bombeo desde cámaras colectoras.

* Bioremediación. Introducción de organismos vivos (generalmente microorganismos) cuya función es metabolizar los HC y transformarlos en materia orgánica útil al suelo o más fácilmente degradable. Conlleva riesgos ambientales cuando se trata de cepas alóctonas.

* Absorción con carbón activado. Se utiliza en sectores reducidos y con fugas o pérdidas muy puntuales.

* Inyección de productos para degradar o vehiculizar los HC facilitando su remoción por bombeo. Son dispersantes orgánicos (alcoholes) o solubilizantes sintéticos de marca registrada, también utilizados en derrames superficiales.

BIBLIOGRAFIA

Collins, R. (1961). "Flow of fluids through porous materials". Reinhold C.E. Series Pub. London.

Custodio, E. & M.R. Llamas (1983). "Hidrología subterránea". Omega (2a. Ed.). Barcelona.

Freeze, R.A. & J.A.Cherry (1979). "Groundwater". Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.Jersey.

Hernández,M.A., N.González y R.C. De Felippi (1994). "La actividad productiva petrolífera y su impacto sobre el sistema geohidrológico. Aspectos técnicos y normas" XV Congreso Nac. del Agua. La Plata (en prensa).

- Holzer,T. (1976). "Application of Ground Water flow theory to a subsurface oil spill. Ground Water, 14:3.

- Lexow, C. & A.G. Bonorino (1993). "Contaminación del agua subterránea por filtraciones de combustibles de los tanques de almacenamiento subterráneo". Primeras Jornadas Nacionales y Sextas Reg. sobre Medio Ambiente. La Plata (en prensa).

TRABAJO PRACTICO Nº

CICLO DE EROSION EN UNA REGION BAJO CONDICIONES DE CLIMA ARIDO O SEMIARIDO

Los procesos de erosión en una región árida o semiárida difieren de aquellos de clima húmedo, como así también las formas resultantes, que poseen características propias. En el desarrollo morfológico de una región afectada por estas condiciones climáticas, tienen particular importancia las escasas precipitaciones, la vegetación rala y el perfil del suelo poco desarrollado.

Pie de monte-Bajada-Pedimento

Las áreas montañosas están normalmente delimitadas por una zona de pendientes suaves, que se extienden hasta las áreas distales bajas. Esta planicie que bordea las partes más altas se denomina PIE DE MONTE. La conexión del mismo con el frente montañoso se pone de manifiesto mediante un fuerte cambio de pendiente (Knick). El pie de monte acusa valores de pendientes entre 1/2° hasta 10°, mientras que el frente montañoso posee generalmente valores mayores de 15°.

La evolución de un pie de monte (ver figura 1) se inicia por la coalescencia de conos o abanicos aluviales, originados por los ríos que salen de la zona montañosa y esparcen su carga radialmente dando lugar a una forma de agradación denominada BAJADA. Esta puede presentarse sola, constituyendo por sí misma el Pie de Monte.

La pendiente es más pronunciada en la zona proximal, disminuyendo su valor hacia la distal. El material depositado es de granulometría mayor en las proximidades del borde serrano (gravas y bloques) disminuyendo a medida que nos alejamos del mismo. El desplazamiento frecuente de los cauces en los abanicos determina un diseño individual distributario. Un perfil paralelo al frente montañoso efectuado en una Bajada acusa una forma convexa y además ondulada, esto último a causa del drenaje.

Con la evolución del Pie de Monte puede aparecer otro rasgo entre la Bajada y el frente montañoso, constituido por una superficie de erosión y transporte, desarrollada sobre la roca de base y que se denomina PEDIMENTO. La pendiente de esta superficie puede variar entre 1° y 5°, siendo su perfil perpendicular al frente montañoso plano o ligeramente cóncavo y su perfil paralelo al frente montañoso plano.

El Pedimento puede estar total o parcialmente cubierto por una delgada cubierta de detritos. El drenaje tiene lugar a través de canalículos de pocos cm. de profundidad y por cárcavas que pueden llegar a tener 40 cm de profundidad.

En el caso en que el Pedimento y la Bajada se presenten juntos, la denominación de Pie de Monte involucra a las dos unidades.

Se debe tener presente que algunos autores europeos utilizan el término "Glacis" para denominar el pedimento desarrollado sobre rocas sedimentarias, reservando la denominación de "Pedimento" para aquellas formas elaboradas sobre rocas cristalinas.

Continuando con la evolución, los pedimentos que circundan a una masa montañosa incrementan su área de tal modo que comienzan a aparecer "Abras de Pedimento", "Portezuelos de Pedimento", etc., que van aislando una zona elevada de otra. La retirada del frente montañoso prolonga el Pedimento pendiente arriba. Durante el transcurso de este proceso, los materiales resultantes son transportados hacia la Bajada pudiendo alcanzar la cuenca distal denominada PLAYA.

El desarrollo del paisaje continúa hasta quedar constituido por Pedimentos Coalescentes, con remanentes de las masas montañosas denominados "Montes Islas" o "Inselberg". Los pedimentos no necesariamente se encuentran a una misma altura, de tal modo que al ponerse en contacto dos de ellos, a ambos lados de una cadena montañosa, el ubicado a un nivel inferior continúa su crecimiento a expensas del otro.

La evolución posterior conduce a una superficie de extensión regional con pendientes muy suaves, que pueden estar cubiertas por un delgado manto detrítico. Esta superficie se denomina PEDIPLANICIE, de la cual pueden emerger algunos Montes Islas.

Las formas antes descriptas pueden originarse en cuencas tectónicas. Si las cuencas presentan la particularidad de ser endorreicas, se denominan BOLSONES. Son características de regiones áridas o semiáridas donde las condiciones climáticas impiden el desarrollo de un drenaje integrado.

Los bolsones en su parte central o próxima a ella presentan una zona de acumulación temporal de agua, con elevada concentración salina la que puede llegar a originar salinas. Estas generalmente le confieren un color blanco o bien gris en el caso que las sales se depositen junto con limos y arcillas.

Las cuencas que presentan la mayoría de las características de un bolsón, pero poseen un drenaje externo se denominan SEMIBOLSONES.

Los rasgos del ciclo de erosión en un área montañosa de bloques fallados, puede resumirse de la siguiente manera: (Fig.2)

Juventud

1.- El máximo relieve aparece en el estado inicial, debido al fallamiento o plegamiento y disminuye a través de los estados sucesivos.

2.- Se inicia el desarrollo de conos aluviales y los detritos de erosión comienzan a colmatar las cuencas.

3.- En la parte central de la cuenca pueden formarse cuerpos de agua poco profundos y temporarios.

Madurez

1.- El sector montañoso es disectado marcadamente por acción fluvial dando lugar a un retroceso del mismo con respecto a su posición inicial.

2.- Los pedimentos se desarrollan a lo largo del frente de montaña y comienza a invadir el área montañosa.

Senectud

1.- Continúa la colmatación de los bolsones por detritos.

2.- Los pedimentos reemplazan a la región montañosa a medida que la misma es erosionada.

3.- En la etapa final subsisten pequeños remanentes de la zona montañosa original (Inselberg), y casi toda el área queda cubierta por detritos.

BIBLIOGRAFIA

Thornbury, W. — Principios de Geomorfología.

Logwell, Ch. y Flint, R. — Geología Física.

Derruau, M. — Geomorfología.

Fidalgo, F. y Riggi, J. — Los rodados patagónicos en la meseta del Guenguel y alrededores. R.A.G.A.

Polanski, J. — Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. R.A.G.A.

G L O S A R I O

ABANICO ALUVIAL, CONO ALUVIAL

Conjunto de depósitos de corriente cuya superficie se asemeja a un segmento de cono que irradia en forma descendente desde el lugar donde el curso o corriente abandona el área montañosa. Tienen una gran diversidad de tamaño, pendiente, tipo o naturaleza de depósitos y características del área de origen o procedencia. Se encuentran ampliamente distribuidos en regiones áridas; sin embargo, también se los encuentra en zonas húmedas.

Inglés: Alluvial fa, cone. Francés: Cone d'alluvions.

ALUVIO, ALUVION

Es un depósito más o menos estratificado de grava, arena, limo y/o arcillas, u otros materiales, movido por las corrientes de agua desde las zonas altas a las bajas. Se distinguen por su modo de depositación de los sedimentos lacustres y marinos.

Francés: Alluvions. Inglés: Alluvium.

CARCAVA

Canal de drenaje recién formado que transmite flujo efímero. Tiene pendientes laterales fuertes, escarpa de cabecera o vertical o de

gran pendiente, con un ancho máximo de 0,30 m y una profundidad máxima de 0,60 m.

Francés: Ravine. Inglés: Gully.

CRECIENTE DE RIOS

Término usado por Davis para ríos de desierto. Prefirió denominarlos así antes que "ríos" a causa de su flujo espasmódico e impetuoso". Los cauces menores donde se produce este fenómeno se denominan 'washes' en el oeste de EE.UU. y "uadis" en el Sahara. Cañadones secos.

Francés: Crue courte. Inglés: Stream flood.

DESVIACION DE LOS RIOS

Diversas maneras mediante las cuales los ríos pueden realizar activos cambios de desague; se puede producir por captura o por agradación. Distinguir de ANARQUIA DE RIOS, ya que aquí los cambios son producidos por agentes distintos de los ríos (glaciación, acumulación eólica, diastrofismo, etc.).

Francés: Diversion du drainage. Inglés: Stream diversion.

DISEÑO DE AVENAMIENTO

Son relaciones espaciales existentes entre los cursos de agua superficiales, motivadas por las diferencias de pendiente, comportamiento de las rocas, condiciones estructurales e historia geológica de la región donde aquellos se desarrollan.

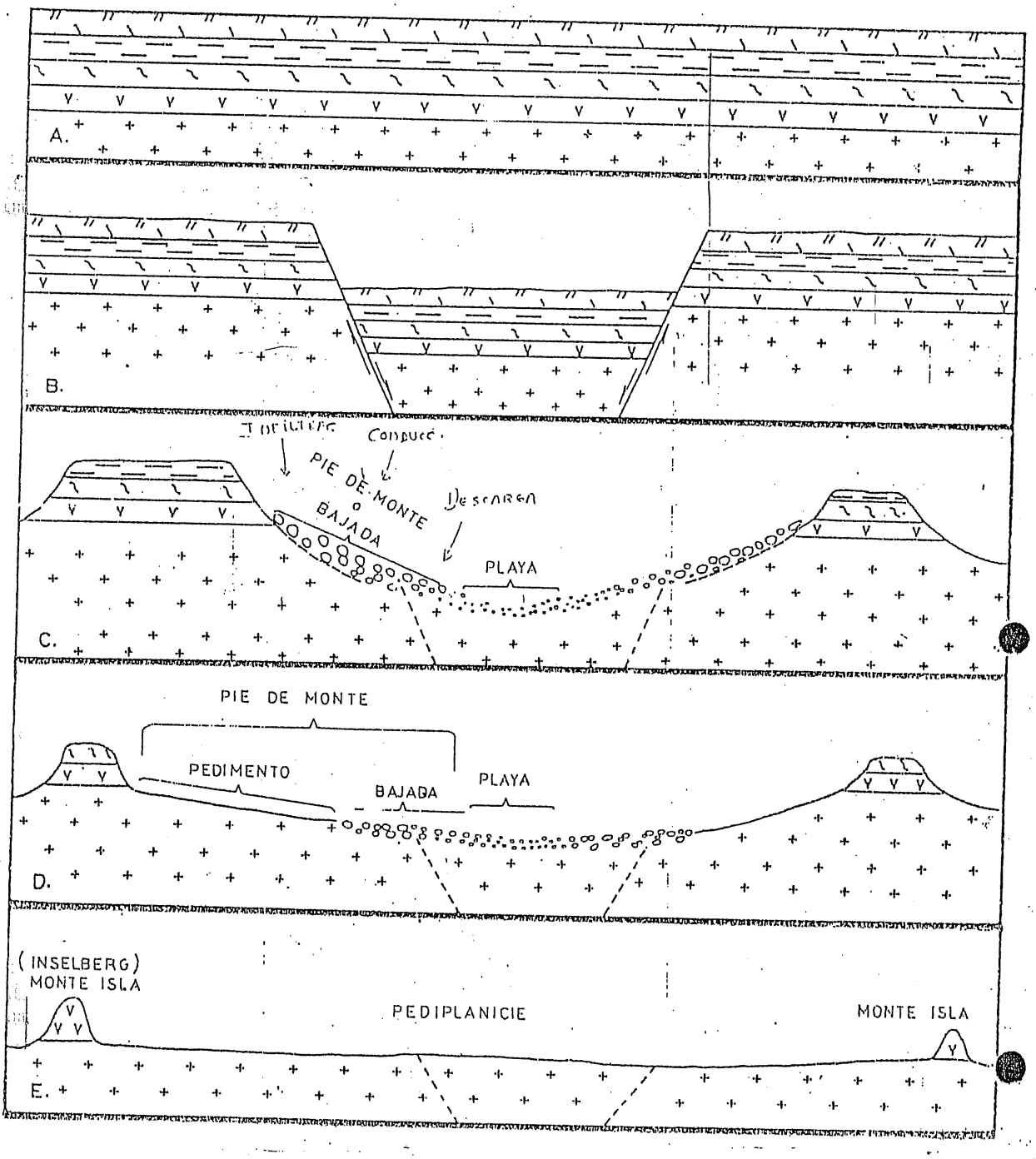
Francés: Arrangement de drainage. Inglés: Drainage patterns.

RUPTURA DE PENDIENTE. RESALTO EN PENDIENTE

Sitio donde tiene lugar un cambio brusco de la pendiente, a lo largo de un perfil longitudinal de un curso de agua o valle.

Francés: Rupture de pente. Inglés: Break in slope; Knickpoint; Knick.

. KNICK: contacto entre una pendiente abrupta y un glacis, constituido por una línea de rotura neta.-


A.
B.
PIE DE MONTE
BAJADA
PLAYA
C.
PIE DE MONTE
PEDIMENTO
BAJADA
PLAYA
D.
(INSELBERG)
MONTE ISLA
PEDIPLANICIE
MONTE ISLA
E.

PRACTICO 8

Geomorfología

DEFINICIONES

ABANICO ALUVIAL: Forma originada por un conjunto de depósitos preferentemente fluviales, cuya superficie en planta se asemeja a un abanico irradiado desde el lugar donde un curso de agua abandona el frente montañoso. Su perfil longitudinal es cóncavo y el transversal es esencialmente convexo.

BAJADA: Forma de agradación originada por la coalescencia de abanicos aluviales, presentando pendientes más pronunciadas en la zona proximal, las que disminuyen hacia la distal.
Un perfil paralelo al frente montañoso sobre este rasgo, acusa una forma ondulada, esto último a causa del drenaje.

PEDIMENTO: Superficie de erosión y transporte desarrollada sobre la roca de base.
La pendiente longitudinal de esta superficie varía entre 1º y 5º, presentando su perfil paralelo al frente montañoso una forma plana.

GLACIS: Término utilizado por algunos autores europeos para designar al pedimento desarrollado sobre roca sedimentaria, reservando el uso de pedimento para las formas elaboradaa sobre rocas cristalinas.

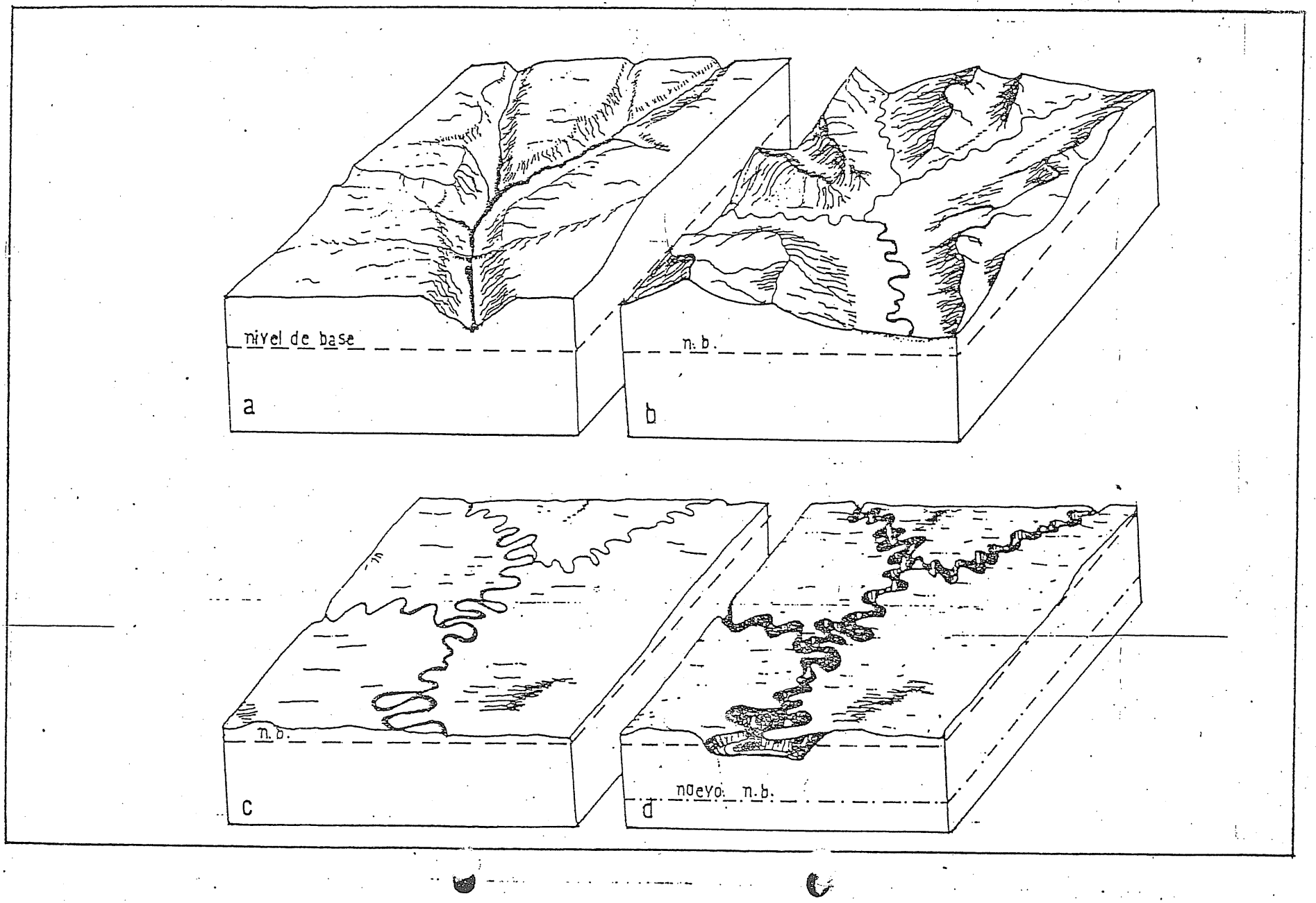
PIE DE MONTE: Zonas de pendiente suaves (1/2º a 10º), que bordea a las áreas montañosas (con pendientes generalmente mayores a 15º) y que se extiende hacia las áreas diatales más bajas donde comienza la influencia de la playa.
El desarrollo de un Pie de monte comienza con la formación de abanicos aluviales los que, por coalescencia dan origen a la bajada o Pie de monte.
Con el tiempo, la evolución del paisaje lleva a originar entre el frente montañoso y la bajada, el pedimento, a expensas del sector serrano. En este caso el pedimento más la bajada constituyen el Pie de monte.

PLAYA: Zona de relieve casi plano ubicada en posición distal con respecto al Pie de monte donde pueden acumularse tempobalmente las aguas. Se caracteriza en la mayoría de los casos por presentar concentraciones de sedimentos finos,(preferentemente limos, arcillas y arenas) y sales.

MONTE ISLA, INSELBERG: Remanente de una zona montañosa original, que bajo la forma de loma o cerro testigo ha subsistido a la ampliación de los pedimentos a expensas de las áreas montañosas.

BOLSON: Paisaje de extensión regional constituido por una amplia depresión rodeada por montañas donde el drenaje es endorreico y las formas más destacadas son los pie de monte y la playa.

SEMIBOLSON: Paisaje que presenta la mayoría de las características de un bolsón pero posee un drenaje con salida al exterior de la depresión central.


nivel de base
a
n. b.
b
n. b.
c
nuevo n. b.
d

1221 A. Ribot (1)

ACCION EOLICA

A.- EROSION EOLICA

El desplazamiento del aire sobre la superficie del terreno, al alcanzar una velocidad aproximada de 5 m/seg. (18 Km/hora), inicia el movimiento de las partículas que integran el suelo. Simultáneamente se producen remolinos, con corrientes de aire ascendentes. Las partículas tomadas por estos remolinos están sujetas a dos fuerzas: a) ascenso producido por el remolino; b) caída de la partícula originada por la gravedad. Esta acción depende fundamentalmente del tamaño de la partícula. De aquí se deduce que el viento, con una determinada velocidad tendrá capacidad para elevar partículas de hasta un determinado tamaño y no más grandes, de lo cual resulta una selección muy marcada.

Las partículas en el aire se distribuyen en dos capas. La inferior se eleva hasta una altura de un metro, o dos como máximo, observándose su mayor efecto en los 45 cm inferiores; en ella se mueven individuos de tamaños que van desde arena hasta gravilla, preferentemente.

La capa superior consta de nubes de partículas de tamaños desde arena muy fina hasta arcilla y se puede extender hasta tres kilómetros de altura.

En estas capas se producen fenómenos característicos en cuanto al movimiento individual de las partículas.

En la capa inferior predominan fenómenos como la TRACCION y la SALTACION. La saltación se produce cuando un individuo de arena choca con una superficie de roca, un guijarro u otro individuo de arena, rebotando y elevándose en el aire, para seguir una trayectoria parabólica y volver a caer (Ver dibujo).

La tracción consiste en el desplazamiento de granos de arena sobre la superficie, mediante arrastre y rodamiento. Este desplazamiento se inicia por el empuje del viento, estando también vinculado con la saltación, pues una partícula que se desplaza por saltación al caer hace impacto sobre otras partículas que están en el suelo. Si éstas son de mayor masa no se elevan, sino que disipan la energía arrastrándose o rodando (Ver dibujo).

La capa superior lleva exclusivamente partículas en SUSPENSION, siendo el tamaño de las mismas generalmente inferior a 0,2 mm (arena fina - muy fina - limo y arcilla).

La superficie de un depósito de partículas de limo y arcilla es tan lisa que no origina turbulencia, siendo por consiguiente estable; además otro factor que contribuye a la estabilidad de esa superficie es la tendencia de las partículas a adherirse entre sí debido a la película de humedad adsorbida sobre la superficie de ellas.

Procesos: Los procesos vinculados con la erosión eólica son:

a) ATRICCION: es el desgaste de las partículas que lleva el viento y el pulimento de su superficie a causa de los choques mutuos, fricción o golpeteo. b) ABRASION o CORRASION: es el desgaste que produce el golpeteo de las partículas de arena, contenidas en la capa inferior contra una superficie rocosa. Este desgaste se manifiesta como pulimento, acanalamiento, picaduras, facetado y tallado. c) DEFLACION: (del latín deflare! quitar soplando) es el levantamiento de las partículas rocosas sueltas de la superficie. Este proceso es importante en zonas sin vegetación, generalmente desérticas, playas marinas y de lagos y en campos arados en épocas de sequía. La deflación está limitada por la capa freática (primer acuífero, cuya humedad mantiene las partículas unidas y favorece, además, a la vegetación.

RASGOS ORIGINADOS

La atricción no origina formas, por el contrario la abrasión genera rasgos menores como los fragmentos de rocas que por acción de este proceso pueden ser desgastados formando caras planas (facetas), separadas entre sí por bordes cortantes. Los fragmentos así desgastados se denominan Ventifactos (Ver dibujo).

Entre las formas mayores otro rasgo importante, originado fundamentalmente por abrasión, es el Yardang. Este nombre es aplicado por algunos autores a aquellos surcos o canales tallados en rocas sedimentarias relativamente deleznables, mientras que otros denominan así a los remanentes en forma de pequeñas lomadas alargadas que se orientan paralelamente a la dirección de los vientos dominantes, que alcanzan hasta 7,5 m de altura.

dalles ... de desarrollo

terreno, exceptuando a las Cuencas de Deflación. Las dimensiones de las mismas pueden llegar desde pocos metros hasta varios kilómetros de diámetro mayor, la profundidad puede, en algunos casos, superar los 150 metros, aunque los valores de 20 y 30 metros son los más comunes en el caso de Patagonia.

Las cuencas de deflación son cerradas, generando las precipitaciones un drenaje centrípeto que contribuye al modelado de la depresión. Por esta razón también se las suele llamar Cuencas Hidroeólicas. De acuerdo a sus características se las divide en:

Pfahlen: cuando las pendientes laterales desarrolladas entre el perímetro máximo y el fondo de la cuenca son muy suaves (2° o menos).

Wahlen: cuando las pendientes laterales son pronunciadas, siendo mayores generalmente a 8° o 10° (Ver dibujo).

Un rasgo de menor importancia lo constituyen las pequeñas cuencas de deflación que se producen en campos sobrepastoreados, donde la vegetación desaparece a manchones.

Por otra parte, la deflación en zonas desérticas, mediante la continua remoción del material fino, origina extensas superficies constituidas por roca sólida. Estas planicies así generadas se denominan Hamadas o Hammadas. En otros casos donde existen depósitos de granulometría mayor, la deflación del material fino deja como material residual una cubierta de bloques y gravas que recibe el nombre de Reg (Oeste del Sahara), Sai (Asia Central) o Gibber Plain (Australia).

2.- ACUMULACION EOLICA

La acumulación de los materiales transportados por el viento origina dos tipos principales de depósitos:

1) Acumulaciones de arena.
2) Depósitos de Loess.

1) Las acumulaciones de arena son denominadas genéricamente Médanos, adoptan formas variadas y complejas que están relacionadas a la topografía del substrato, a la cantidad de arena disponible y a otros factores climáticos. Estas formas se presentan formando 'cuerpos de médanos', los que se denominan "Erg". Se considera generalmente que la acumulación se inicia al reparo de un obstáculo: un arbusto, un bloque, etc., que interfiere el flujo aerodinámico y disminuye la velocidad del viento, depositándose la arena a sotavento del mismo. En cambio, otros autores como Bagnold consideran que la formación de un médano "es independiente de la forma del terreno, como de los obstáculos fijos".

En esas acumulaciones la pendiente de sotavento puede alcanzar entre 30° y 35°, dado que entre estos valores está el ángulo límite de reposo de la arena, en el cual se equilibran las fuerzas de gravedad y la de fricción entre los granos. La pendiente de barlovento presenta valores angulares menores a la de sotavento, generalmente cercanos a 5° o 6°, por lo tanto el perfil será asimétrico. Esta acumulación puede constituir un obstáculo en sí misma; en tal caso la arena se desliza hacia arriba por la pendiente de barlovento y cae a sotavento, resultando de esto un avance del cuerpo en la dirección del viento. Sin embargo no todas las acumulaciones de arena son migratorias. Aquellas de pequeñas dimensiones llegan a desplazarse hasta 10 metros por año. Las grandes acumulaciones, en cambio, son estables; hecho comprobado por las caravanas que utilizan los mismos pasos entre ellas durante siglos.

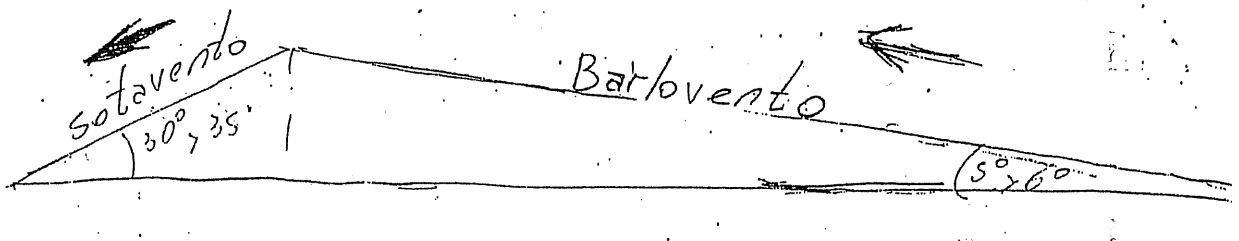
Los médanos alcanzan alturas de 30 a 100 metros y excepcionalmente llegan hasta los 200 metros. Se supone que el límite de crecimiento está dado por el aumento de la velocidad del viento hacia arriba, el cual, a determinada altura, posee la capacidad de quitar todos los granos de arena que remontan la pendiente de barlovento.

El flujo turbulento que se origina frente a la cara de deslizamiento (sotavento) hace que la sedimentación sea frecuentemente entrecruzada.

En función de la forma los médanos se agrupan en:

a) Longitudinales: (Seif) Se forman en zonas donde la arena no es abundante y el viento sopla con mayor frecuencia en una dirección determinada. Son paralelos a la dirección del viento y forman crestas agudas. La altura puede llegar a 100 metros frecuentemente y a veces hasta 200 metros. La longitud puede llegar a ser de hasta siete veces superior a la altura.

b) Transversales: Dentro de estas formas es posible distinguir:



122 | A: Ribot (1)

ACCION EOLICA

A.- EROSION EOLICA

El desplazamiento del aire sobre la superficie del terreno, al alcanzar una velocidad aproximada de 5 m/seg. (18 Km/hora), inicia el movimiento de las partículas que integran el suelo. Simultáneamente se producen remolinos, con corrientes de aire ascendentes. Las partículas tomadas por estos remolinos están sujetas a dos fuerzas: a) ascenso producido por el remolino; b) caída de la partícula originada por la gravedad. Esta acción depende fundamentalmente del tamaño de la partícula. De aquí se deduce que el viento, con una determinada velocidad tendrá capacidad para elevar partículas de hasta un determinado tamaño y no más grandes, de lo cual resulta una selección muy marcada.

Las partículas en el aire se distribuyen en dos capas. La inferior se eleva hasta una altura de un metro, o dos como máximo, observándose su mayor efecto en los 45 cm inferiores; en ella se mueven individuos de tamaños que van desde arena hasta gravilla, preferentemente.

La capa superior consta de nubes de partículas de tamaños desde arena muy fina hasta arcilla y se puede extender hasta tres kilómetros de altura.

En estas capas se producen fenómenos característicos en cuanto al movimiento individual de las partículas.

En la capa inferior predominan fenómenos como la TRACCION y la SALTACION. La saltación se produce cuando un individuo de arena choca con una superficie de roca, un guijarro u otro individuo de arena, rebotando y elevándose en el aire, para seguir una trayectoria parabólica y volver a caer (Ver dibujo).

La tracción consiste en el desplazamiento de granos de arena sobre la superficie, mediante arrastre y rodamiento. Este desplazamiento se inicia por el empuje del viento, estando también vinculado con la saltación, pues una partícula que se desplaza por saltación al caer hace impacto sobre otras partículas que están en el suelo. Si éstas son de mayor masa no se elevan, sino que disipan la energía arrastrándose o rodando (Ver dibujo).

La capa superior lleva exclusivamente partículas en SUSPENSION, siendo el tamaño de las mismas generalmente inferior a 0,2 mm (arena fina - muy fina - limo y arcilla).

La superficie de un depósito de partículas de limo y arcilla es tan lisa que no origina turbulencia, siendo por consiguiente estable; además otro factor que contribuye a la estabilidad de esa superficie es la tendencia de las partículas a adherirse entre sí debido a la película de humedad adsorbida sobre la superficie de ellas.

Procesos: Los procesos vinculados con la erosión eólica son:

a) ATRICCION: es el desgaste de las partículas que lleva el viento y el pulimento de su superficie a causa de los choques mutuos, fricción o golpeteo. b) ABRASION o CORRASION: es el desgaste que produce el golpeteo de las partículas de arena, contenidas en la capa inferior contra una superficie rocosa. Este desgaste se manifiesta como pulimento, acanalamiento, picaduras, facetado y tallado. c) DEFLACION: (del latín deflare! quitar soplando) es el levantamiento de las partículas rocosas sueltas de la superficie. Este proceso es importante en zonas sin vegetación, generalmente desérticas, playas marinas y de lagos y en campos arados en épocas de sequía. La deflación está limitada por la capa freática (primer acuífero, cuya humedad mantiene las partículas unidas y favorece, además, a la vegetación.

RASGOS ORIGINADOS

La atricción no origina formas, por el contrario la abrasión genera rasgos menores como los fragmentos de rocas que por acción de este proceso pueden ser desgastados formando caras planas (facetas), separadas entre sí por bordes cortantes. Los fragmentos así desgastados se denominan Ventifactos (Ver dibujo).

Entre las formas mayores otro rasgo importante, originado fundamentalmente por abrasión, es el Yardang. Este nombre es aplicado por algunos autores a aquellos surcos o canales tallados en rocas sedimentarias relativamente deleznables, mientras que otros denominan así a los remanentes en forma de pequeñas lomadas alargadas que se orientan paralelamente a la dirección de los vientos dominantes, que alcanzan hasta 7,5 m de altura.

2 deflación sigue se desarrolla

Por último la deflación se considera que tampoco modela la forma del terreno, exceptuando a las Cuencas de Deflación. Las dimensiones de las mismas pueden llegar desde pocos metros hasta varios kilómetros de diámetro mayor, la profundiad puede, en algunos casos, superar los 150 metros, aunque los valores de 20 y 30 metros son los más comunes en el caso de Patagonia.

Las cuencas de deflación son cerradas, generando las precipitaciones un drenaje centrípeto que contribuye al modelado de la depresión. Por esta razón también se las suele llamar Cuencas Hidroeólicas. De acuerdo a sus características se las divide en:

Pfahlen: cuando las pendientes laterales desarrolladas entre el perímetro máximo y el fondo de la cuenca son muy suaves (2° o menos).

Wannen: cuando las pendientes laterales son pronunciadas, siendo mayores generalmente a 6° o 10° (Ver dibujo).

Un rasgo de menor importancia lo constituyen las pequeñas cuencas de deflación que se producen en campos sobrepastoreados, donde la vegetación desaparece a manchones.

Por otra parte, la deflación en zonas desérticas, mediante la continua remoción del material fino, origina extensas superficies constituidas por roca sólida. Estas planicies así generadas se denominan Hamadas o Hammadas. En otros casos donde existen depósitos de granulometría mayor, la deflación del material fino deja como material residual una cubierta de bloques y gravas que recibe el nombre de Reg (Oeste del Sahara), Sai (Asia Central) o Gibber Plain (Australia).

2.- ACUMULACION EOLICA

La acumulación de los materiales transportados por el viento origina dos tipos principales de depósitos:

1) Acumulaciones de arena.
2) Depósitos de Loess.

1) Las acumulaciones de arena son denominadas genéricamente Médanos, adoptan formas variadas y complejas que están relacionadas a la topografía del substrato, a la cantidad de arena disponible y a otros factores climáticos. Estas formas se presentan formando 'cuerpos de médanos', los que se denominan "Erg". Se considera generalmente que la acumulación se inicia al reparo de un obstáculo! un arbusto, un bloque, etc., que interfiere el flujo aerodinámico y disminuye la velocidad del viento, depositándose la arena a sotavento del mismo. En cambio, otros autores como Bagnol consideran que la formación de un médano "es independiente de la forma del terreno, como de los obstáculos fijos".

En esas acumulaciones la pendiente de sotavento puede alcanzar entre 30° y 35°, dado que entre estos valores está el ángulo límite de reposo de la arena, en el cual se equilibran las fuerzas de gravedad y la de fricción entre los granos. La pendiente de barlovento presenta valores angulares menores a la de sotavento, generalmente cercanos a 5° o 6°, por lo tanto el perfil será asimétrico. Esta acumulación puede constituir un obstáculo en sí misma; en tal caso la arena se desliza hacia arriba por la pendiente de barlovento y cae a sotavento, resultando de esto un avance del cuerpo en la dirección del viento. Sin embargo no todas las acumulaciones de arena son migratorias. Aquellas de pequeñas dimensiones llegan a desplazarse hasta 10 metros por año. Las grandes acumulaciones, en cambio, son estables; hecho comprobado por las caravanas que utilizan los mismos pasos entre ellas durante siglos.

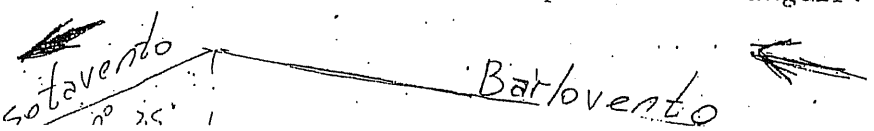
Los médanos alcanzan alturas de 30 a 100 metros y excepcionalmente llegan hasta los 200 metros. Se supone que el límite de crecimiento está dado por el aumento de la velocidad del viento hacia arriba, el cual, a determinada altura, posee la capacidad de quitar todos los granos de arena que remontan la pendiente de barlovento.

El flujo turbulento que se origina frente a la cara de deslizamiento (sotavento) hace que la sedimentación sea frecuentemente entrecruzada.

En función de la forma los médanos se agrupan en:

a) Longitudinales: (Seif) Se forman en zonas donde la arena no es abundante y el viento sopla con mayor frecuencia en una dirección determinada. Son paralelos a la dirección del viento y forman crestas agudas. La altura puede llegar a 100 metros frecuentemente y a veces hasta 200 metros. La longitud puede llegar a ser de hasta siete veces superior a la altura.

b) Transversales: Dentro de estas formas es posible distinguir:



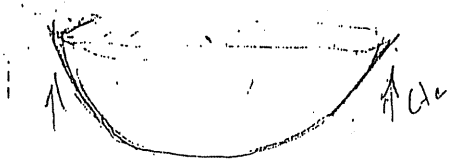
b_1) Transversales propiamente dichos: se forman cuando el viento es moderado y la arena abundante. Pueden formar cadenas de hasta 300 Km de longitud, integrada por cuerpos individuales de no más de 1 Km. La altura es similar a la de los médanos longitudinales: 100 a 200 m. La cara de deslizamiento es muy marcada. Esta forma puede pasar gradualmente a Barjanes.

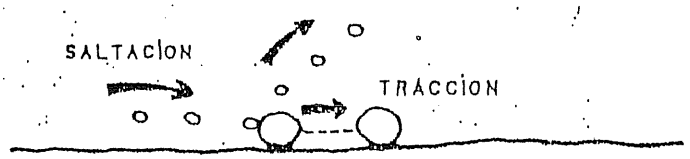
b_2) Barjanes: son médanos en forma de "media luna" cuyos cuernos apuntan en la dirección del viento. En general parecen requerir un suelo duro y plano, vientos en dirección constante y abastecimiento de arena un tanto limitado. Siempre están desprovistos de vegetación y migran permanentemente. Pueden alcanzar hasta 30 m de altura, pero los pequeños no pasan de 1 m. En planta llegan a 6 m de cuerno a cuerno.

b_3) Médanos Parabólicos: (Se los denomina también médanos en forma de "U"). La relación entre la forma y la dirección del viento es exactamente la opuesta a la de un barján, pues tienen los "cuernos" tendidos a barlovento. El perfil es similar al barján dado que presenta una pendiente suave a barlovento y una cara de deslizamiento de 30° a 40° a sotavento. Se desarrollan en zonas con algo de vegetación, la que retiene los granos de arena que están cerca de la superficie y no interfieren el desplazamiento de la parte central de la acumulación, la cual está a mayor altura.

2) Depósitos de Loess: Los sedimentos finos que transporta el viento en suspensión se depositan en zonas más o menos alejadas del área de procedencia, cubriendo amplias regiones. Estos sedimentos reciben el nombre de Loess y poseen las siguientes características generales:

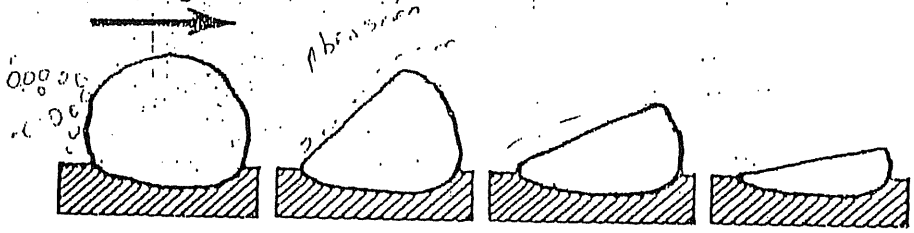
1- Está integrado por partículas de tamaño LIMO con fracciones de ARENA FINA y MUY FINA y ARCILLA subordinadas.
2- Carece de estratificación.
3- Color uniforme dentro de la gama del castaño.
4- Los depósitos no afectan formas topográficas particulares, siendo mantos contínuos, independientes de la superficie de sedimentación.
5- Se desarrollan en zonas periglaciales o peridesérticas.
6- Restos de organismos exclusivamente terrestres.



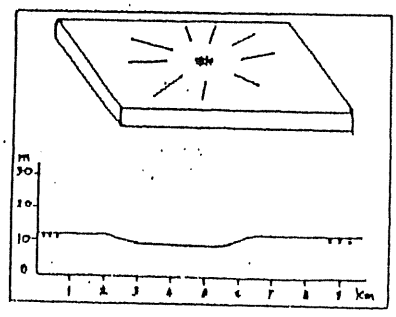


BOMBARDEO DE UN GRANO GRUESO POR UN GRANO FINO EN SALTACION

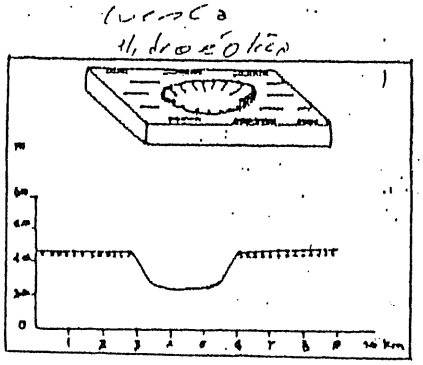




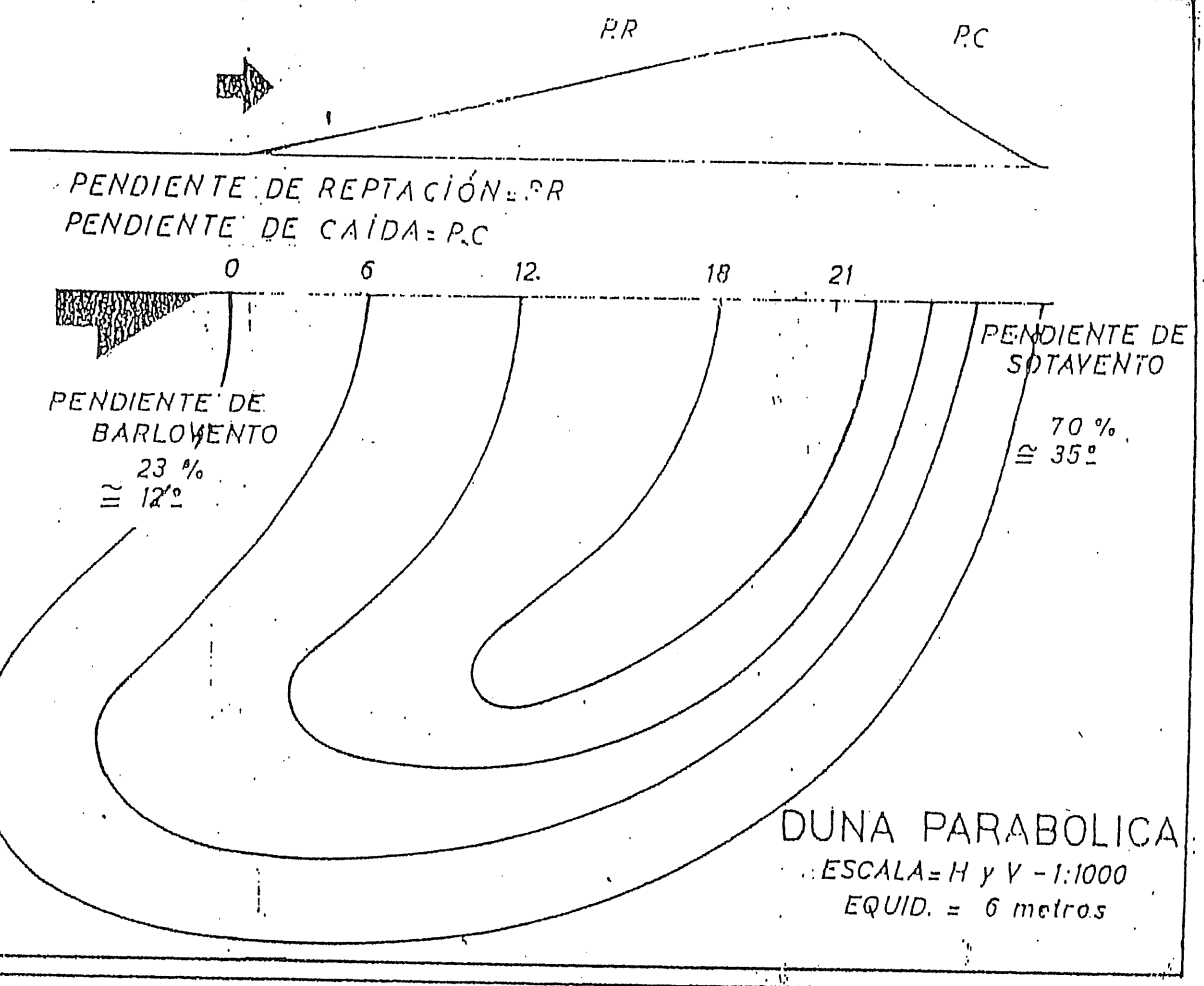
CUATRO ETAPAS EN LA EVOLUCION DE UN VENTIFACTO



PFANNEN

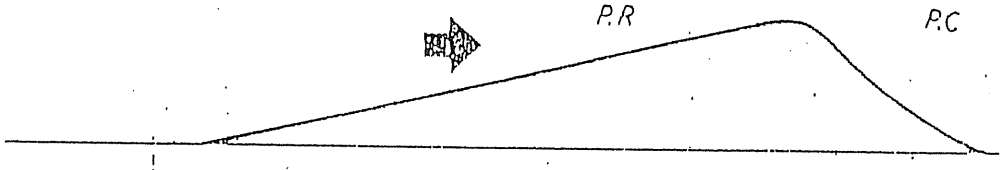


WANNEN

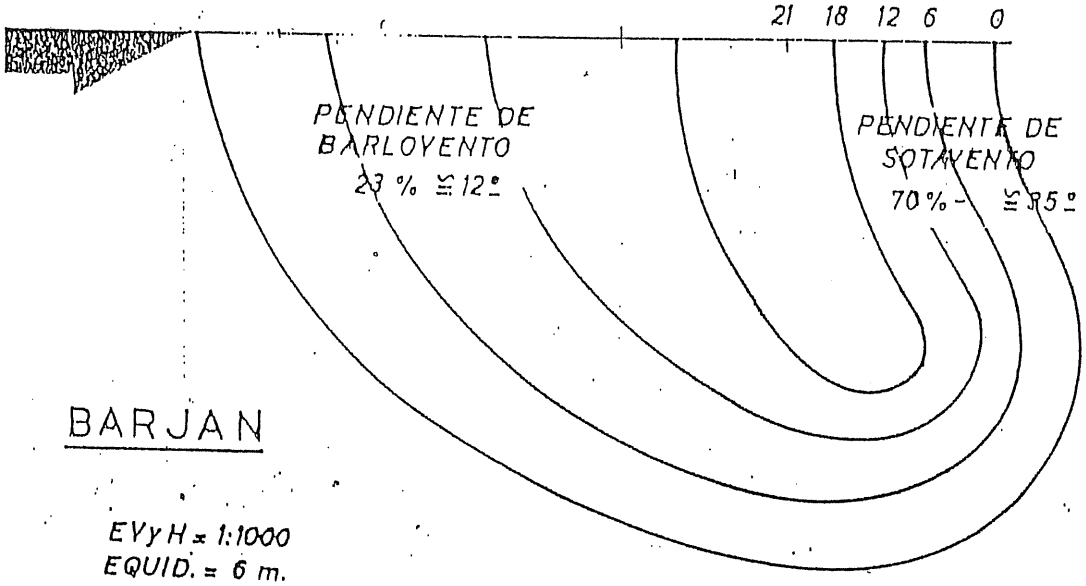


DUNA PARABOLICA

ESCALA = H y V - 1:1000
EQUID. = 6 metros



PENDIENTE DE REPTACIÓN = P.R
PENDIENTE DE CAÍDA = P.C



BARJAN

EV y H = 1:1000
EQUID. = 6 m.

TRABAJOS PRACTICOS 9 Y 10

MOVIMIENTO INDIVIDUAL DE LAS PARTICULAS

Determinado entre otros factores por el tamaño de las mismas y por la velocidad y movimiento de la masa de aire actuante. Pueden distinguirse:

a. Saltación: Se origina cuando una partícula choca con una superficie de roca u otra partícula, rebotando y elevándose en el aire para seguir una trayectoria aproximadamente parabólica (FIGURA 1).

b. Reptación: (o tracción), desplazamiento de granos, principalmente de arena sobre la superficie mediante arrastre y rodamiento, por empuje del viento o por impacto de otra partícula (FIGURA 1).

c. Suspensión: Movimiento de partículas finas a muy finas sobre todo limos y arcillas en el aire, provocado fundamentalmente por flujo turbulento de éste y desplazándose las mismas a grandes distancias de decenas a centenares de kilómetros y alturas que pueden alcanzar hasta cuatro y cinco mil metros.

PROCESOS VINCULADOS CON EL MOVIMIENTO INDIVIDUAL DE LAS PARTICULAS

a. Atrición: Es el desgaste que sufren las partículas al chocar entre si durante su transporte por el viento.

b. Abrasión o Corrasión: Es el desgaste que produce el golpeteo de las partículas de arena contra una superficie rocosa. Se manifiesta como pulimento, acanaladamiento, picaduras, facetado y tallado.

c. Deflación: Es el levantamiento de las partículas sueltas de la superficie, siendo importante en zonas sin vegetación, playas, lagos y campos arados en épocas de sequía.

FORMAS DE EROSION

a. Ventifactos: Son fragmentos de rocas o afloramientos rocosos que pueden presentar acanaladuras, picaduras y en oportunidades caras facetadas o cualquier otro rasgo producto de la abrasión eólica (FIGURA 2).

FORMAS DE ACUMULACION

. Médano o Duna: Es una denominación genérica aplicada a acumulaciones arenosas de forma y dimensiones variadas del carácter individual, bien definidas.

CLASIFICACION DE LAS FORMAS DE ACUMULACION

a. Formas simples o básicas

b. Formas compuestas

c. Formas complejas

a. Formas simples o básicas

Cada acumulación es una unidad o individuo con características reconocibles y definidas. Dentro de estas formas simples o básicas podemos mencionar:

a.1. Barján: (= Barcan, = Barchan, = Barkhan, = Barcana, = Duna en media luna). Son médanos que en planta presentan forma de " media luna " cuyos cuernos apuntan en dirección a los vientos dominantes. Presentan un perfil transversal marcadamente asimétrico (pendiente suave o de reptación a barlovento, de 5º a 6º y abrupta o de caída a sotavento, de 30º a 35º). En general se desarrollan sobre un substrato sólido y plano, donde la dirección del viento (unidireccional) es constante y a veces con provisión de arena limitada. Presentan alturas de 20 a 40 metros, un ancho de 50 a 70 metros y longitudes de 80 a 150 metros término medio. Se desarrollan en dirección transversal a los vientos dominantes (FIGURA 3).

a.2. Médanos parabólicos: (o médanos en forma de U). La relación entre la forma y la dirección del viento es exactamente opuesta al barján, pués sus cuernos están tendidos a barlovento (siempre observándolos en planta). Su perfil transversal es similar al barján. Se desarrollan en zonas con algo de vegetación, la que retiene a los granos de arena cercanos a la superficie produciéndose un desplazamiento de la parte central de mayor espesor. Las dimensiones de estas formas, son similares a las dadas para los barjanes. En este tipo de duna, la forma está aparentemente controlada por la vegetación y/o humedad más que por la fuerza del viento (FIGURA 4).

a.3. Médanos longitudinales: Es un tipo de duna lineal en la que, cualquiera sea su génesis , o el número de direcciones del viento involucrado es, en general una lomada recta con cara de deslizamiento en ambos lados.

Se originan en zonas donde los vientos son intensos en dos direcciones, las que forman un ángulo de 15º a 20º en relación con la dirección de la acumulación. Son depósitos alineados paralelamente entre sí, con crestas agudas. Generalmente alcanzan varios kilómetros (100 o más) de longitud, y altu-

ras entre 100 y 150 metros. En los desiertos del norte de A-frica este tipo de depósitos se denomina Seif (duna en espada), por las formas agudas de la parte superior. En los corredores que separan dos seifs vecinos, pueden desarrollarse formas individuales como barjanes, hasta un tipo denominado duna en estrella. En Australia, a formas de acumulación longitudinales de menores dimensiones (alturas entre 10 y 15 metros y longitudes de 40 a 80 kilómetros) se las denomina Sand Ridge Desert.

a.4. Lomadas barjanoides: Son lomadas alargadas más o menos transversales a la dirección de los vientos predominantes. Son al igual que los barjanes originados por vientos unidireccionales.

a.5. Dunas domo: Se caracterizan por presentar formas redondeadas o elípticas y, esencialmente por no presentar cara de deslizamiento. Su diámetro es de aproximadamente un kilómetro término medio.

a.6. Dunas en estrella o estrellada: Son dunas con pendientes de caídas múltiples como consecuencia de la acción de vientos en distintas direcciones. Están compuestas de una parte central alta de la cual irradian tres o más brazos (con longitudes de aproximadamente 100 metros) que presentan pendientes de caída y deslizamiento.

b. Formas compuestas

Consisten en dos o más dunas del mismo tipo que se combinan por superposición u otras razones. Dentro de estas podemos mencionar:

b.1. Draa: Es un megabarján que presenta en su cara de deslizamiento formas simples o básicas constituídas por barjanes, de dimensiones estos últimos similares a las descriptas.

b.2. Coalescencia de dunas estrelladas

b.3. Dunas parabólicas pequeñas entre los brazos de una duna parabólica mayor

b.4. Lomadas barjanoides unidas por sus extremos

c. Formas complejas

Se integran con dos tipos básicos o simples diferentes. Dentro de ellas podemos mencionar:

c.1. Cadena de estrellas: Están constituídas por dunas longitudinales con crestas de dunas en estrellas.

c.2. Dunas longitudinales con pequeños barjanes en los corredores.

OTRAS FORMAS DE ACUMULACIONES ARENOSAS.

a. Mantos de arena: Bagnold (1938), propuso esta denominación para " aquellas áreas de amplia extensión caracterizadas por presentar una superficie plana que localmente puede mostrar ondulitas ". Su extensión superficial es muy variable, pudiendo cubrir desde centenares de kilómetros cuadrados a algunos miles de kilómetros cuadrados; el espesor de estos depósitos fluctúa desde algunas decenas de centímetros a 3 - 4 metros término medio.

b. Vestigios de arena: Son acumulaciones a sotavento de un obstáculo que interfiere y disminuye la velocidad del viento. Las dimensiones de estas formas se hallan limitadas por el tamaño del obstáculo (afloramiento rocoso, vegetación, etc.).

LOESS

Sedimentos finos transportados por el viento en suspensión y depositados en zonas más o menos alejadas de las áreas de procedencia; en términos generales se caracterizan por:

- Predominancia de la fracción limo con arena fina a muy fina y arcilla subordinadas.
- Carencia de estratificación.
- Color uniforme dentro de la gama de castaño.
- No muestra formas topográficas características, siendo acumulaciones mantiformes independientes de la superficie sobre la que se deposita.
- Los depósitos son generalmente inconsolidados o escasamente compactados.
- Presencia de carbonato de calcio en proporciones variables, disperso o concentrado en forma de tubos, muñecos o en mantos y venas (tosca).
- Pueden presentar restos de organismos exclusivamente terrestres.
- Se desarrollan en zonas periglaciales y peridesérticas.

OTRAS FORMAS ASOCIADAS A LA ACCION EOLICA

Existen otra serie de rasgos geomórficos en cuya elaboración, además de la acción eólica, han tenido una activa parti-

cipación la meteorización, la remoción en masa y la acción fluvial. Entre ellos, podemos citar:

a. Bajos: (también denominados cuencas hidroeólicas, cuencas de deflación, depresiones de drenaje centripeto, etc.). Sus dimensiones pueden alcanzar desde pocas decenas de centímetros hasta varios kilómetros de diámetro, variando su profundidad desde algunas decenas de centímetros hasta 20 - 30 metros, existiendo casos excepcionales donde llegan a tener 100 y aún 150 metros (Patagonia). En el modelado de esta forma negativa del paisaje intervienen una serie de procesos geomórficos que con intensidad variable contribuyen a su elaboración, siendo los más importantes la deflación, meteorización (física y química), remoción en masa, lavaje pluvial y acción fluvial.

De acuerdo a las características de sus pendientes pueden clasificarse en:

a.1. Pfanen: Cuando las pendientes laterales desarrolladas entre el perímetro máximo y el fondo de la cuenca son muy suaves, 2º o menos (FIGURA 5).

a.2. Wannen: Cuando las pendientes laterales son pronunciadas, siendo generalmente mayores a 8º - 10º (FIGURA 5).

b. Yardang: (o Jardang). Algunos autores dan esta denominación a surcos o canales tallados en rocas sedimentarias de escasa consolidación, mientras que otros utilizan este nombre para los remanentes en forma de pequeñas lomadas orientadas paralelamente a la dirección de los vientos predominantes. Para algunos autores es el único rasgo mayor atribuible a la abrasión, mientras que otros consideran que este proceso es poco importante, dándole mayor importancia a la meteorización, estructura de la roca y presencia de vegetación, entre otros factores. Alcanzan entre 5 y 15 metros de altura, con una longitud de 40 - 60 metros y un ancho entre surcos de 20 a 30 metros.

c. Honoos: (o rocas fungiformes, rocas pedestal, zeugen, hoodos). Son formas desarrolladas a partir de rocas poco consolidadas que presentan en su parte superior una cubierta de rocas resistentes. De tamaño y forma variables, llegan a sobresalir 1 a 2 metros de la superficie, pudiendo conformar una columna central más o menos cilíndrica y una umbrela de 1 a 2 metros de diámetro. Para algunos autores, este rasgo se originaría fundamentalmente por abrasión aunque existe consenso en considerar a la mayoría de estas formas como producto de la acción combinada de metedrización diferencial, lavaje pluvial, deflación, además de la abrasión.

BIBLIOGRAFIA

THORNBURY, W. D., 1960. Principios de Geomorfología. Editorial Kapelusz, Buenos Aires, 627 páginas. Capítulo 12, Páginas 316 - 334.

FIDALGO, F., 1973. Consideraciones sobre los bajos situados al

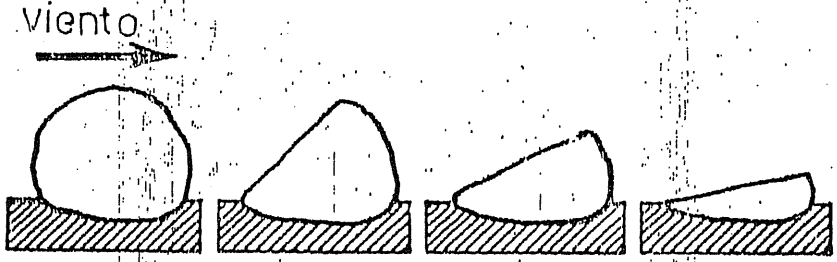
norte de la Provincia de Santa Cruz. Quinto Congreso Geológico Argentino. Tomo V, páginas 123 - 137.

FIGURA 1



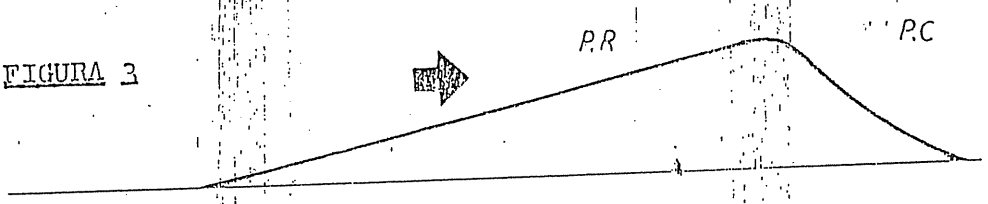
BOMBARDEO DE UN GRANO GRUESO POR UN GRANO FINO EN SALTACION

FIGURA 2



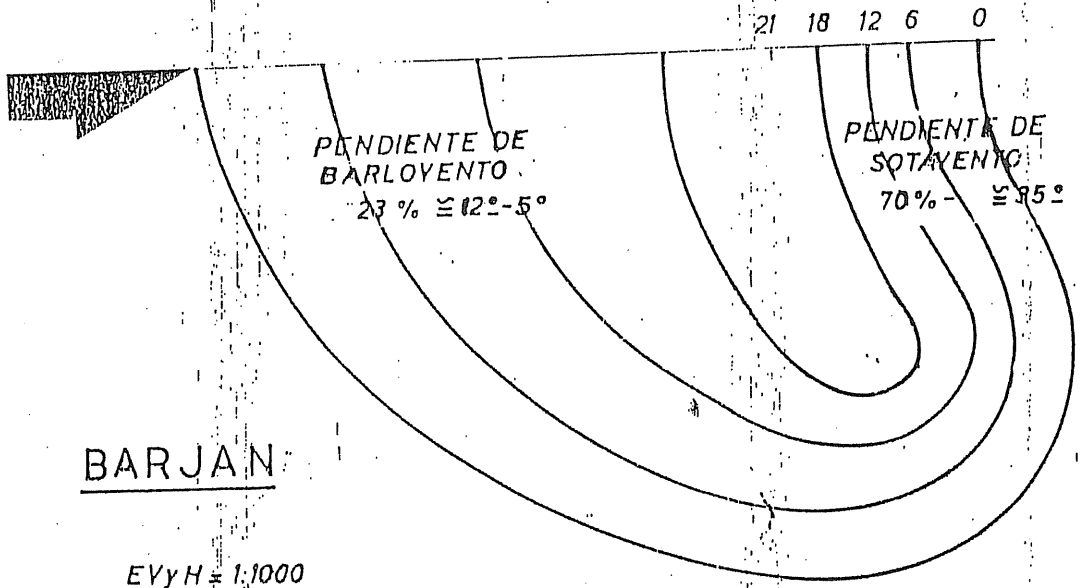
CUATRO ETAPAS EN LA EVOLUCION DE UN VENTIFACTO

FIGURA 3



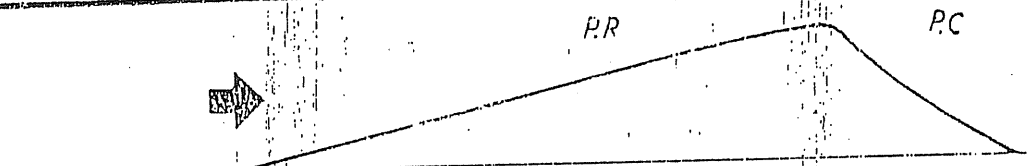
PENDIENTE DE REPTACIÓN = P.R

PENDIENTE DE CAÍDA = P.C



BARJAN

EV y H = 1:1000
EQUID. = 6 m.



PENDIENTE DE REPTACIÓN = P.R

PENDIENTE DE CAÍDA = P.C

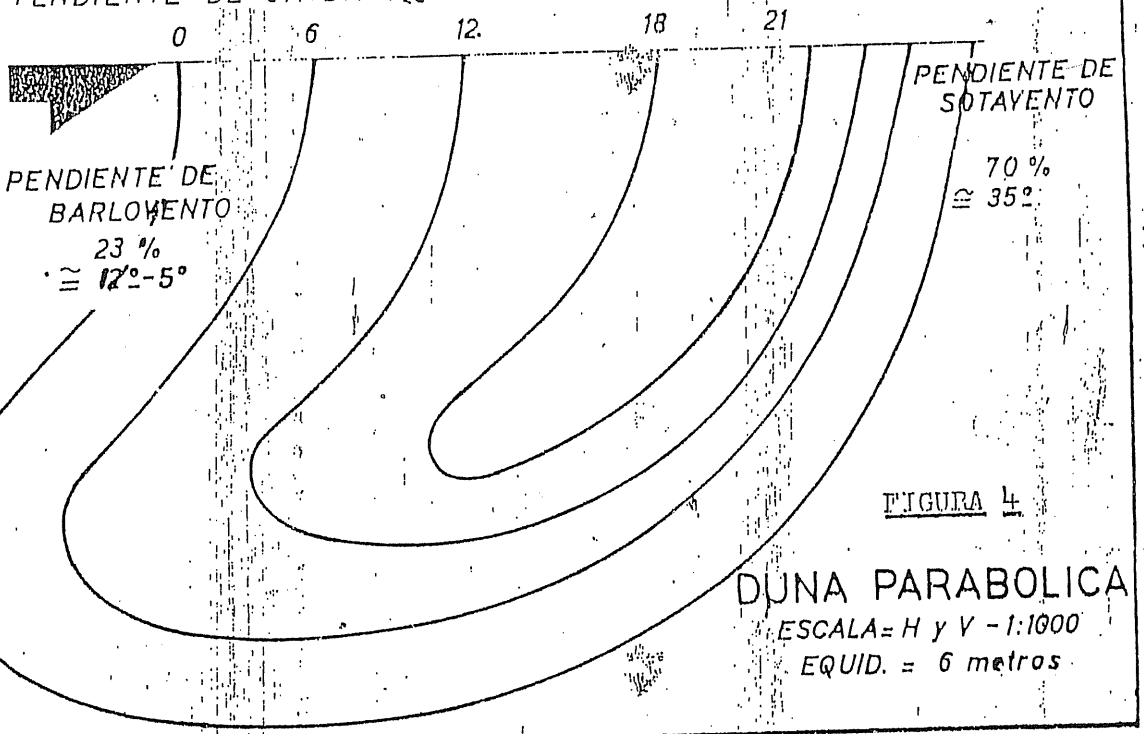


FIGURA 4

DUNA PARABOLICA

ESCALA = H y V - 1:1000
EQUID. = 6 metros

TRABAJO PRACTICO: Acción Marina.

Clasificación de costas y de líneas de ribera.

Este es un tema sobre el cual las opiniones de lo diferentes autores son muy disímiles, siendo además confusas debido al hecho de que algunos han clasificado **costas** y otros **líneas de ribera**. Por lo tanto se tratarán las clasificaciones de los autores más importantes en cuanto a este problema.

Clasificación de líneas de ribera (según Jonson, 1919).

a) **De sumersión**: son aquellas que poseen caracteres resultantes de la sumersión relativa dominante de una masa terrestre. Dentro de esta se reconocen dos tipos: 1) Líneas de ribera de rías, y 2) Líneas de ribera de fiordos.
b) **De emergencia**: son aquellas que poseen caracteres resultantes de la emergencia relativa dominante de un fondo de océano o lago.
c) **Neutral**: no dependen ni de la sumergión ni de la emergencia. Se reconocen seis tipos: 1) de delta, 2) de llanura aluvial, 3) de planicie fluvioglacial, 4) volcánica, 5) de arrecifes coralinos, y 6) de falla.
d) **Compuesta**: son las que representan caracteres resultantes de la combinación de dos o más de los tipos precedentes.

Esta clasificación es fundamentalmente de carácter genético, tomándose en cuenta dos factores principales que influyen en la configuración de la línea de ribera: forma inicial del relieve sobre la que comienza a actuar el mar y cambios dominantes del nivel del mar como para que se produzca emergencia o sumersión .

Características de las costas sumergidas.

Generalmente son costas de gran irregularidad, excepto donde han sido sumergidas llanuras aluviales planas, deltaicas o glaciales. La principal característica de este tipo de costa son los **valles ahogados**, que según la sumersión se haya producido sobre una topografía producto de erosión fluvial o glaciaria, originará costas tipo **ría** o de **fiordos**, respectivamente.

En las costas sumergidas puede suceder también que las crestas interfluviales se prolonguen como promontorios dando lugar a islas alineadas.

Los **acantilados** marinos suelen ser característicos de una línea de ribera de sumersión en un estado juvenil.

Característica y evolución de una costa de emergencia.

Un dibujo de una costa emergente dependerá de las irregularidades de la plataforma continental. Si suponemos una línea de costa determinada por pendientes suaves, bajo esas condiciones las olas no atacarán vigorosamente una línea de ribera, porque las más grande romperán antes de llegar a la misma.

A cierta distancia de la ribera comienza a desarrollarse una terraza de acumulación que el tiempo emergerá como una barra libre o líneas de barras libres, con una albufera detrás de ellas. Esta barra mantendrá numerosas aberturas como bocas de marea, por donde las mareas crecerán y menguarán, y en los ríos de poca pendiente penetrarán indicándolos aguas arriba. Durante la marea baja pueden quedar extensos llenos de marea detrás de las barras libres.

El cambio más significativo a lo largo de una línea de ribera emergente involucra la migración de la barra libre, la que crece hacia tierra firme a medida que retrocede bajo el ataque de las olas. La madures se logra cuando la barra libre haya migrado hasta ponerse en coincidencia con la línea de costa original.

Rasgos de erosión marina.

Dentro de los rasgos de erosión marina, los más típicos son los **acantilados** y las **terrazas de erosión de olas.**

Las terrazas de erosión de olas se extienden desde la base del acantilado hacia el mar, pudiendo estar cubiertos por detritos o material en tránsito que constituyen la **playa.**

A partir de las terrazas de erosión de ola y aguas dentro suele extenderse una superficie más plana, como resultado de la abrasión prolongada de las olas y corrientes, y que se denomina **plataforma de abrasión.**

La terraza de erosión de ola y la plataforma de abrasión forman la **terraza de erosión marina.**

Los acantilados son escotaduras o escarpas que marcan el límite de la costa y que son el resultado de la erosión de las olas.

Otros rasgos de erosión marina son las **ensenadas, bahías o caletas.**

Rasgos de acumulación marina.

Playa: material en tránsito compuesto por detritos de roca que se acumula a lo largo y sobre una terraza de erosión de ola.

Bancos y barras: diversos tipos de obstrucciones sumergidas o emergidas de arena y grava, que se forman en el fondo del mar por la acción de las olas y las corrientes.

Como forma particular de barra se encuentran las **espigas**: son aquellas crestas o terraplenes de sedimento unido a tierra firme por un extremo y terminando en agua abierta en el otro. Las espigas pueden formar, en el caso que tomen una disposición curva, una espiga encorvada o en gancho.

Barra: cuando una espiga se ha unido o casi unido a tierra firme, o ligado a otra espiga por sus dos extremos, forman una barra. Según la posición con respecto a la costa pueden denominarse: **barra de cabecera de bahía, barras del medio de la bahía, barra de la desembocadura de la bahía.**

Tómbolos: aquellas formas en que la espiga se une con una isla.

Barras libres: aquellas totalmente separadas de la costa.

Sumersión y emersión: se refieren a cambios relativos del nivel de tierra firme y del mar, ya sea el nivel absoluto del mar el que cambia, o bien la tierra firme.

TRABAJO PRACTICO : Acción Marina.

Procesos dinámicos intervinientes en la modelación del paisaje costero y de las plataformas continentales.

Olas: las olas son los principales agentes de la erosión marina. La generación de éstas en un cuerpo de agua depende principalmente de la fricción del viento sobre la superficie, acrecentándose este fenómeno por un empuje contra la parte trasera de la ola y una succión del frente de la misma.

Parámetros que caracterizan a la onda u ola (figura 1).

- Altura de la ola: es la distancia vertical entre la cresta y el fondo de los senos continuos (h en metros).
- Periodo: es el tiempo transcurrido entre el pasaje de dos crestas o senos sucesivos por el mismo punto (T. En segundos).
- Velocidad de propagación: esta dada por la relación entre la longitud de onda y el periodo (C = 1/T y se expresa en m/seg.).
- Peralte: es la relación entre la profundidad en el lugar, la longitud de onda ($P = H/\lambda$).

El tamaño de una ola es directamente proporcional al "fetch" englobando esta denominación a los siguientes factores: a) velocidad del viento, b)profundidad del cuerpo de agua, c) tiempo durante el cual sopla el viento y d) área que ha cubierto el mismo.

- Olas de oscilación: son aquellas que se originan en aguas lo suficientemente profundas tal que se permita el libre movimiento orbital.
- Olas solitarias o de traslación: son las que se pueden formar en el mar o en aguas poco profundas por la rompiente de las anteriores.

La ola no sufrirá ninguna interferencia del fondo siempre y cuando la profundidad sea mayor a la mitad de la longitud de onda.

Deformaciones de las olas.

1) En cuanto a la dirección:

a) Refracción: es un cambio de dirección que se produce cuando el fondo se encuentra a una profundidad menor a la semilongitud de onda y las líneas isóbatas no son paralelas a las crestas de las olas (isóbata: línea que une puntos de igual profundidad.) Habrá "convergencia" en las salientes de las costas (puntas, cabos, etc) y "divergencia" en las entradas (bahías, ensenadas, etc.).
Líneas ortogonales: son líneas que siguen las variaciones de propagación de las olas, siendo perpendiculares a las crestas de las mismas. Ejemplifican gráficamente sobre una carta los casos de convergencia y divergencia.

b) Reflección: es el reflejo de la ola al encontrar un obstáculo que posea fuerte pendiente, siendo la magnitud de la reflexión directamente proporcional al valor de dicha pendiente. En una playa de baja pendiente ésta será escasa o nula, siendo total en el caso de malecones y escolleras verticales (ver figura 3).

c) Difracción: se produce por el contorneo de la ola al encontrar el extremo de un obstáculo (escolleras, espigones, etc.) y consiste en un cambio de la dirección de propagación de la onda, penetrando en la zona de reparo o abrigo y desapareciendo rápidamente.

2) Independientemente de la dirección: son las deformaciones que sufren las olas antes de romper, manteniéndose el período constante. Las características variables lo hacen en función del peralte: h/λ.

a) Disminución de la longitud de onda.
b) Disminución de la velocidad de propagación.
c) Aumento de la combadura.
d) Desaparición o gran reducción de las ondulaciones irregulares que perturban el oleaje en aguas profundas.
e) Pasaje de las olas de oscilación a las solitarias o de traslación.
f) Aumento de la asimetría del perfil de ola, haciéndose el frente cada vez más abrupto.

Debido a los efectos c) y f) se produce la "rompiente" y es en este momento que se produce el pasaje mencionado en e). Como no todas las olas rompen en el mismo lugar deben hablarse de una zona de rompiente y no de una línea.

Tsunamis: son un tipo de olas con características muy particulares y que deben su génesis a terremotos submarinos, erupciones volcánicas violentas, grandes deslizamientos, etc. Las olas de mareas nada tienen que ver con éstos. Deben ser consideradas como olas solitarias y sus características son: longitudes de onda aproximadamente 160 Km., velocidad de propagación de aproximadamente 640 Km./hora, período que puede variar entre 8' y 100' y la altura al aproximarse a una ribera puede llegar a valores de 30 a 40 metros. Tienen importancia desde el punto de vista geomórfico ya que pueden efectuar mayor erosión en un lapso muy corto que la que ocasionan las olas ordinarias durante años.

Corrientes: difieren de las olas en que producen un desplazamiento del agua en una dirección determinada. Se pueden reconocer las siguientes:

1) **Corrientes debidas a las olas:**

a) **Corriente litoral o deriva litoral**: es la resultante de la incidencia en forma diagonal de las olas sobre la costa, siendo su dirección paralela a la orilla. Puesto que el movimiento del agua es detenido en tierra, sus partículas retroceden hacia el mar describiendo una trayectoria curva a lo largo de la costa. Este tipo de corriente puede llegar a tener gran importancia en el transporte de los sedimentos puesto en suspensión por las olas, y por lo tanto la estabilidad, inestabilidad, mudanza, etc. de las playas constituidas por arena. (figura 4).

b) **Corrientes de resaca:** son las corrientes producidas por el retorno hacia el mar del agua aportado sobre la playa por las rompientes. Estas se localizan temporalmente en ciertos lugares de la playa que coinciden por lo general con puntos bajos de la barra costera. Se disponen perpendicularmente a la línea de ribera y su extensión le permite sobrepasar la zona de rompiente. En su nacimiento se alimentan por el aporte de agua que se mueve paralelamente a la playa, o sea lateralmente, mientras que en la parte terminal se ensancha y amortiguan. La velocidad puede llegar a los dos nudos (1 nudo = 1 milla náutica / hora), por lo tanto la carga sólida es mucho mayor a la de las aguas circundantes lo que las hace fácilmente reconocibles desde un punto de observación elevado sobre la costa.

2) **Corrientes de marea:** son de muy escaso significado geomórfico ya que se trata de reversibles de la masa de agua, cambiando de sentido dos o cuatro veces al día de acuerdo al tipo de marea. Solo pueden lograr velocidades suficientes como para transportar sedimentos en las proximidades de las costas.No obstante lo dicho, pueden hacer construcciones de formas paralelas a las corrientes cuando éstas fluyen alternadamente en direcciones diametralmente opuestas (puede ser común en algunos estrechos y cerca de algunas costas).

La velocidad de estas corrientes puede llegar a valores de 5 o 6 nudos disminuyendo considerablemente con la profundidad, a través de una sección dada, esto se debe a la fricción sobre el fondo de la masa de agua en movimiento.

3) **Corrientes oceánicas**: carecen de importancia en los procesos geomórficos del litoral y es mínima para el caso de las plataformas continentales. Se ponen en movimiento por la acción de dos tipos de vientos dominantes: alisios (en los trópicos) y contralisios (en latitudes más altas) y a consecuencia de ello se desarrolla una circulación general que fluye constantemente con velocidades variables en tiempo y espacio.

4) **Corrientes de turbidez**: se deben al desplazamiento de una masa de agua cargada de material dentrítico en suspensión, sobre el fondo inclinado de un cuerpo de agua. Esto se debe a la mayor densidad de la mencionada masa con respecto al agua circundante. La concentración del material en suspensión se puede producir en la desembocadura de un río cargado de sedimentos, o bien por el deslizamiento brusco del material depositado sobre el fondo marino.

Erosión marina.

Acción mecánica. Las olas son las responsables fundamentales de este tipo de acción, siendo a su vez los agentes más importantes de la erosión marina en general. Esta acción mecánica se manifiesta a través de los siguientes formas:
a) Choque: la energía producida por el choque puede llegar a ser muy poderosa, manifestándose fundamentalmente en rocas muy diaclasadas y fracturadas, se han llegado a determinar valores del orden de los 30.000 Kg. / m^2. el abatimiento del agua en forma violenta en grietas y diaclasas produce una brusca compresión del aire o el agua que se encuentra en ellas, transmitiéndose presiones considerables en todas direcciones, estas producen el desprendimiento de bloques que pueden llegar a tener un tamaño considerable. El retroceso del agua va acompañado de una expansión del aire con fuerza explosiva, lo que produce la succión de los elementos desprendidos. En el caso de rocas solubles, las presiones generadas aceleran el proceso de disolución. Esta acción mecánica será directamente proporcional a la inclinación del obstáculo.

b) Bombardeo por cantos rodados: es un factor de erosión importante en el caso de costas con acantilados. El bombardeo de efectúa contra el pie de los mismos produciendo una excavación llamada "media caña". El material que se encuentra por encima de ésta cae al llegar a un estado de inestabilidad gravitacional, aportándose así nuevo material para la formación de rodados.

c) Acción mecánica de las olas: los movimientos de vaivén alternados, productos de las rompientes de las olas en las costas, originan un movimiento en los sedimentos, el cual produce un importante desgaste del material, independientemente del tamaño de los clastos, produciendo también una acción corrosiva sobre el sustrato. La atrición contribuye en forma indirecta a la abrasión marina reduciendo las partículas hasta que alcanzan tamaño adecuado como para que puedan ser transportadas mar adentro por medio de las corrientes de resaca o bien como para que se produzca la deriva litoral.

Factores exteriores que facilitan la erosión marina.

Son los que determinan la intensidad de la erosión marina, pero no son exclusivos de ésta. Los de mayor importancia son:

a) Características litológicas a lo largo de la línea de la ribera.
b) Caracteres estructurales de la roca (posición, diaclasamiento y fracturación)
c) Estabilidad de la posición de la orilla.
d) Exposición al ataque de la costa.
e) Profundidad del agua en las proximidades de la ribera.
f) Abundancia y tamaño del material suelto.

Bibliografía

Colman, J.S.- El mar. Introducción al estudio de la oceanografía.

Cotton, C.A.- Geomorphology.

Guilcher, A.- Morfología litoral y submarina. Fuerzas que intervienen en la configuración del litoral. Mudanza de las edificaciones coralinas. Clasificación de las costa, taludes y cañones submarinos. Sedimentos. Relieve y estructura del fondo del mar. Fosas abisales.

Kuenen, PH.H.- Marine Geology.

Hamblin, W.K. & Howard, J.D.- Physical Geology. Laboratory Manual.

Johnson, D.W.- Shore Processes and Shoreline Development.

Ottman, F.- Introducción a la Geología Marina y Litoral.

Panzarini, R.N.- Introducción a la Oceanografía General.

Shepard, F.P.- La tierra bajo el mar. Iniciación a la Geología Submarina.

Shepard, F.P.- Submarine Geology.

Sverdrup, H.U., Fleming, R. & Johnson, M.W.- The Oceans.

Thornbury, W.D.- Principios de Geomorfología.

Glosario.

Ribera marina y su perfil: es la línea demarcatoria entre el ambiente continental y el marino. Debe considerarse como la unión de ambos medios y no se trata de una línea estática ni invariable en el tiempo.

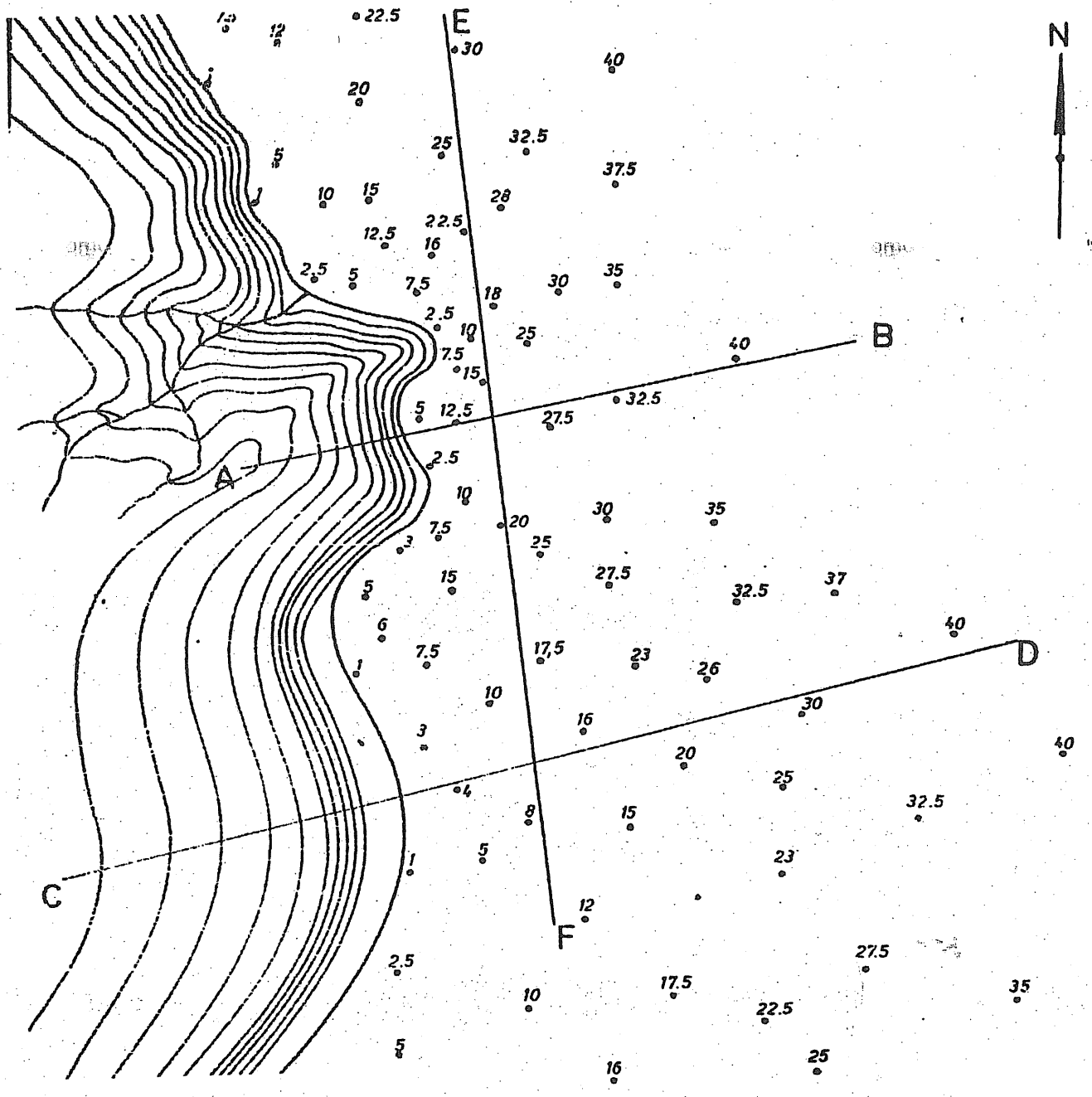
Ribera: es la zona comprendida entre las máximas bajamares, hasta el límite de la acción efectiva de las olas, hacia tierra.

Línea de ribera u orilla: es la marca de posición del nivel del agua en cualquier momento dado, variando por lo tanto entre "orilla de pleamar" y "orilla de bajamar". Resulta difícil hacer una distinción con "ribera", por lo tanto serán empleados como términos sinónimos.

Costa: es una zona un tanto indeterminada, de ancho variable y que se extiende tierra adentro desde la ribera.

Línea de costa: es el límite que existe entre la costa y la ribera.

Acantilado marino: es el límite de la costa, hacia el mar, en los casos en que ésta es de características abruptas; se forma, por acción de las olas, una escotadura o escarpa de magnitud variable que se caracteriza por paredes casi verticales, cortadas de cuando en cuando por valles estrechos y profundos. De acuerdo con su estado evolutivo se pueden distinguir "acantilados vivos" y "acantilados estabilizados".



Equidistancia: 5 m

Esc 1: 25 000

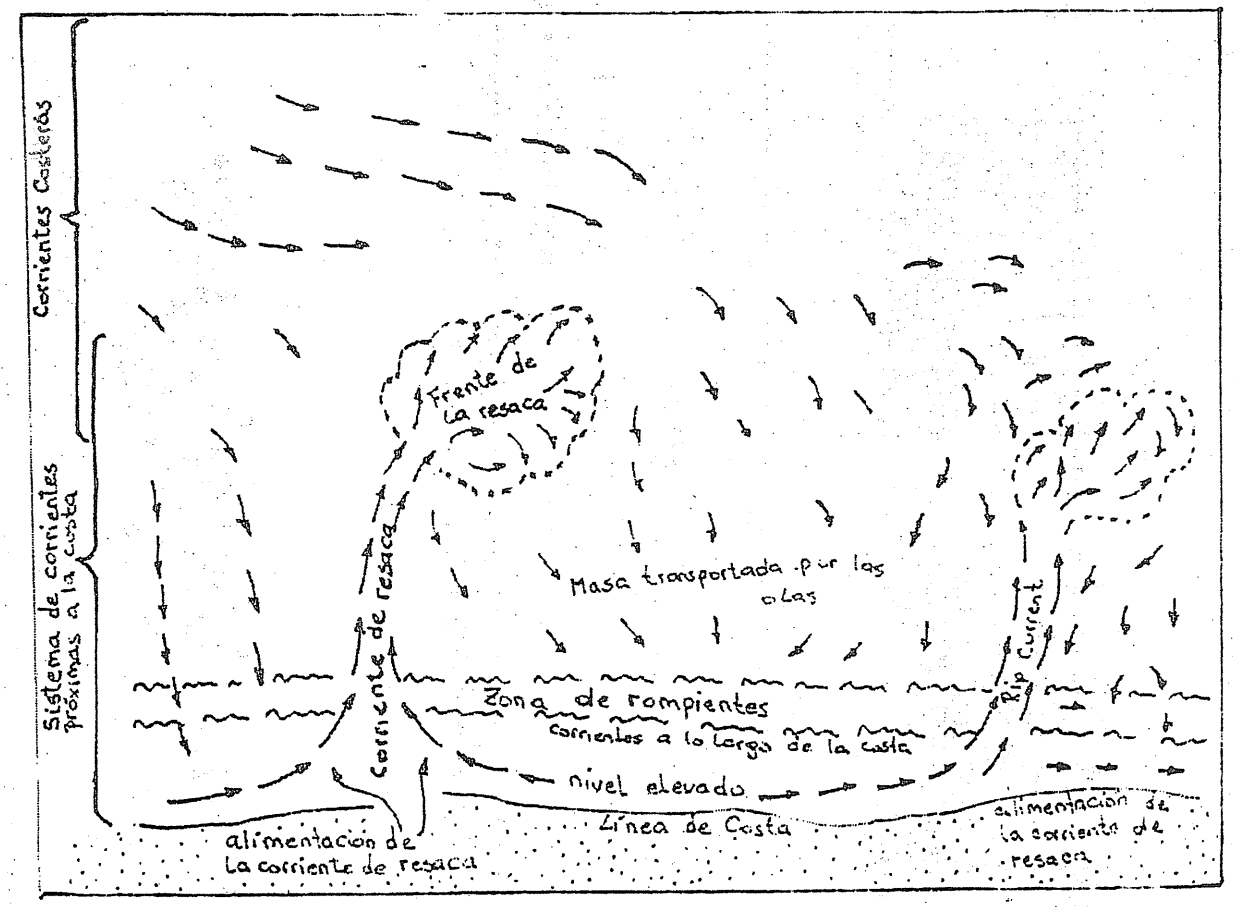


Figura 5

Esquema del flujo superficial en los sistemas de corrientes costeras
Y próximas a la costa

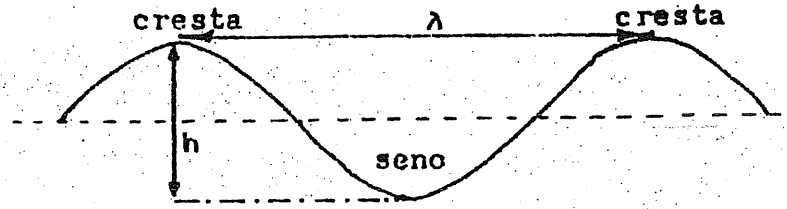


fig.1

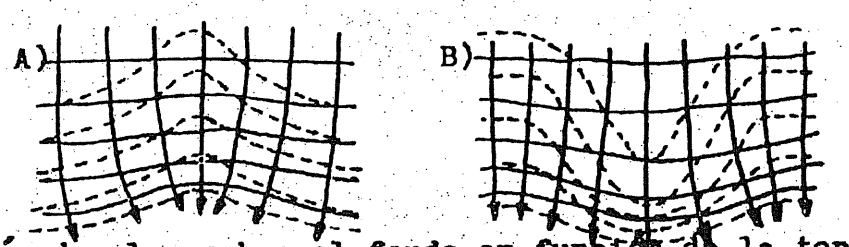


fig.2

Refracción de olas sobre el fondo en función de la topografía

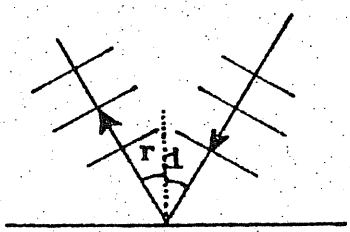


fig.3

r = i

Reflección de ola

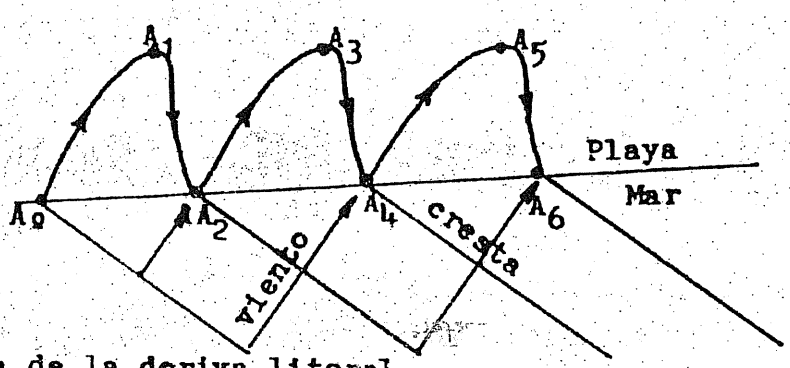


fig.4

Esquema de la deriva litoral

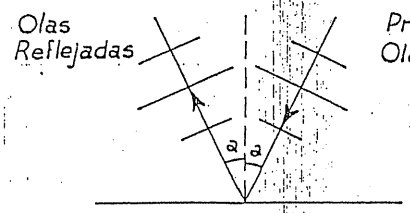


Fig. 1. Reflexión de la ola en la costa.

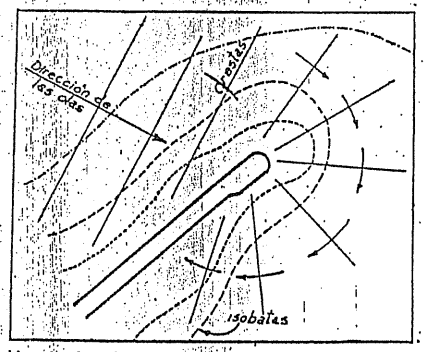


Fig. Rotación de la ola sobre un obstáculo.

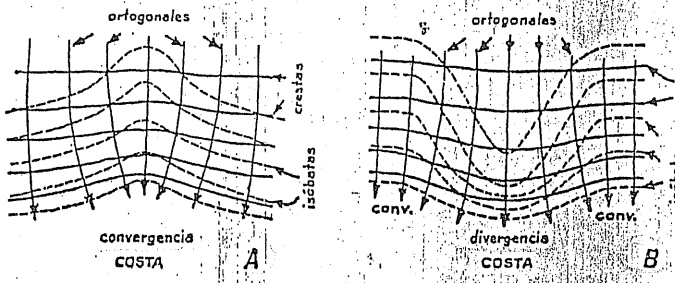


Fig. 2. Refracción de la ola sobre el fondo en función de la topografía: A, Convergencia sobre un punto; B, Divergencia en una bahía.

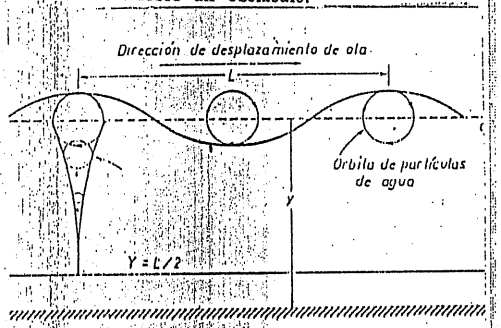


Diagrama de olas oscilatorias en agua profunda (según

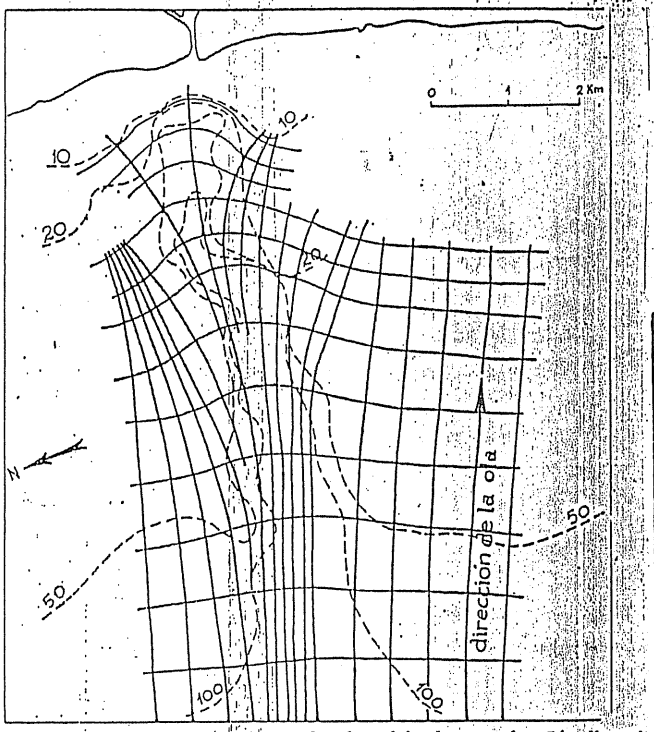


Fig. Divergencia de ortogonales de la ola originada por el cañón llamad "Gouf de Cap Breton", Francia. (En J. Bourcart, *Oceanographie.*)

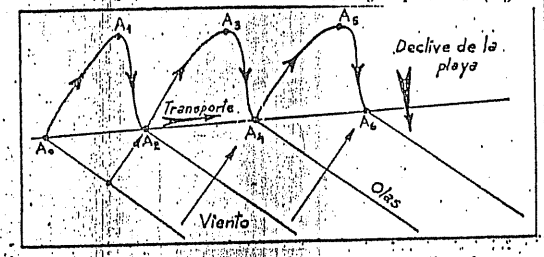


Fig. 3 Esquema mostrando la deriva litoral.

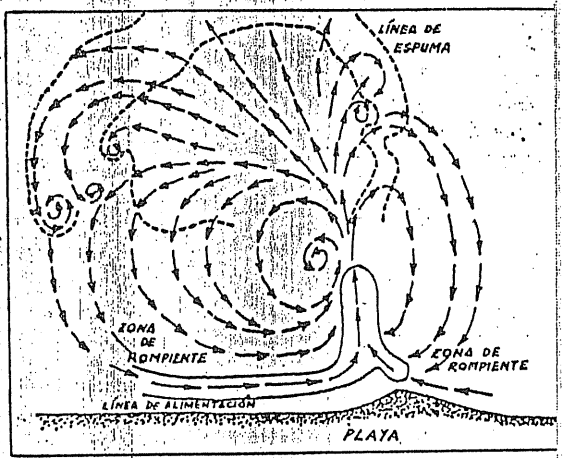


Fig. 4. *Rip-currents.* (Según F. P. Shepard. *Submarine geology*, Harper edit.)

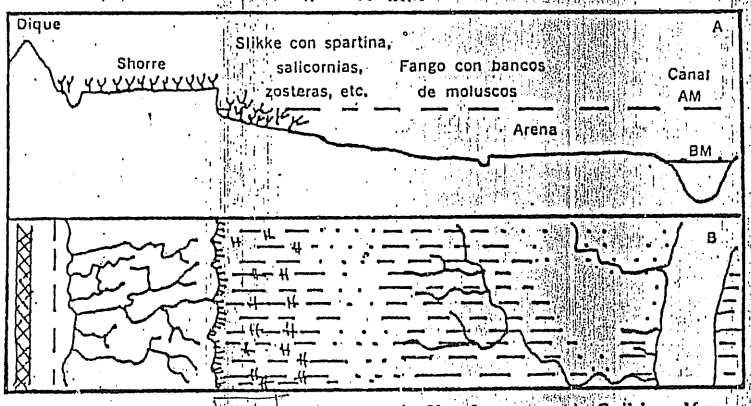


FIG. Morfología de *slikkes* y *schorres*, según Van Straten, en A. Guilcher, *Morphologie littorale*, etc. P. U. F., edit., pág. 83.

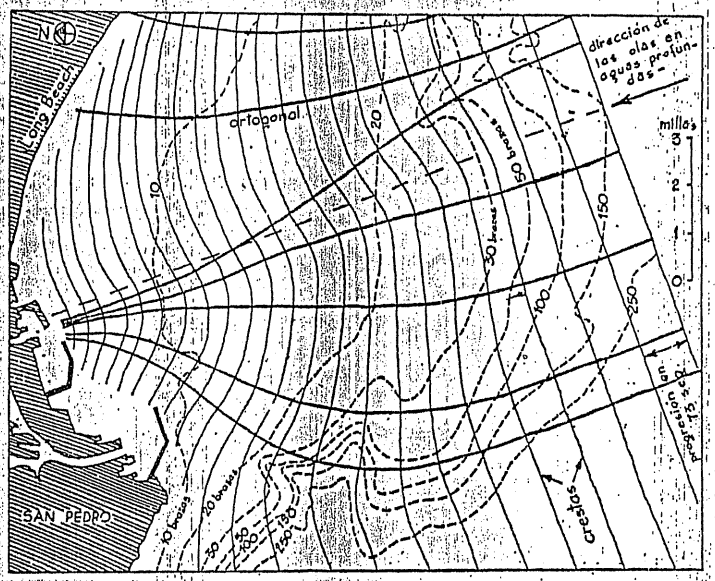
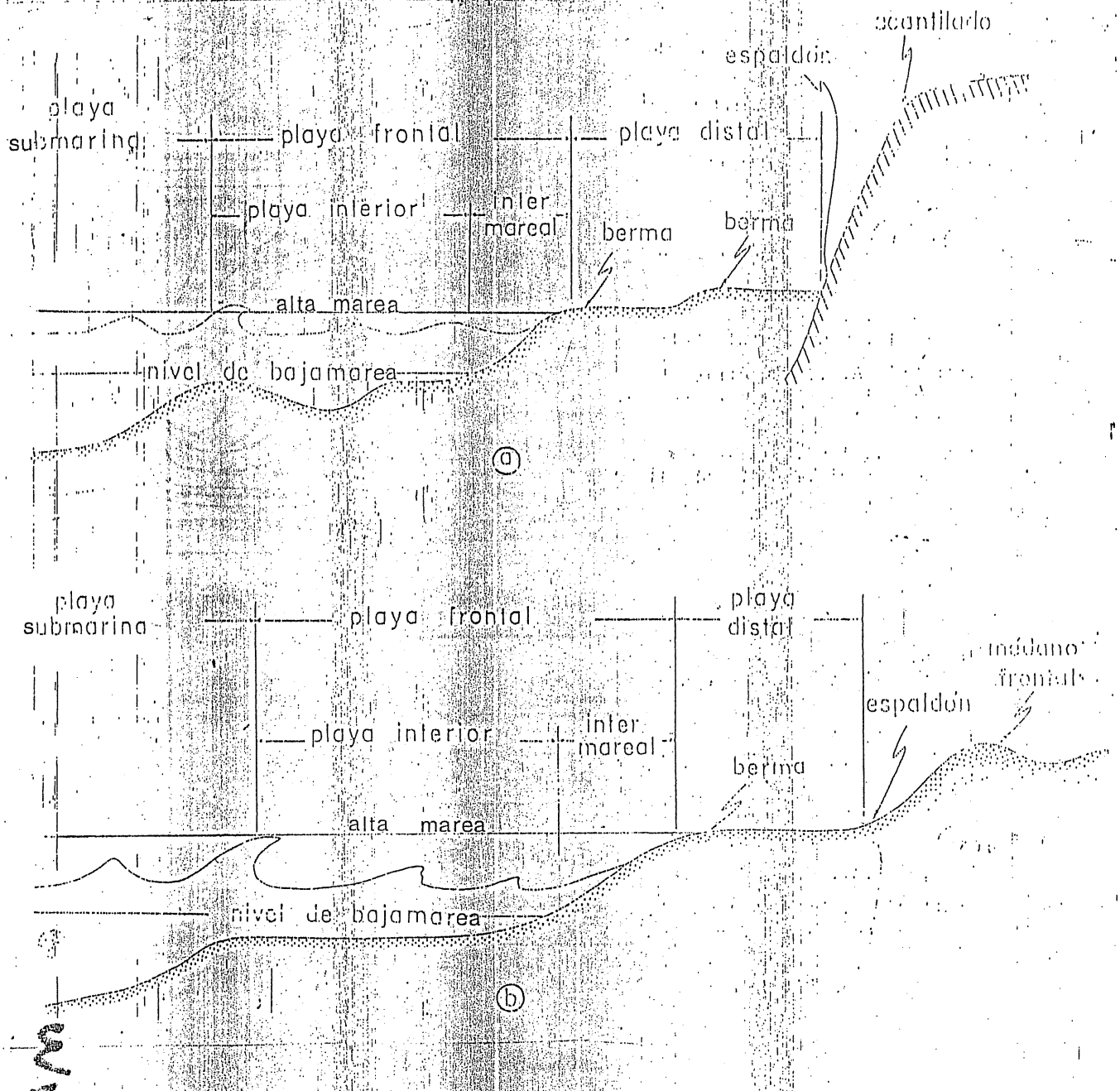
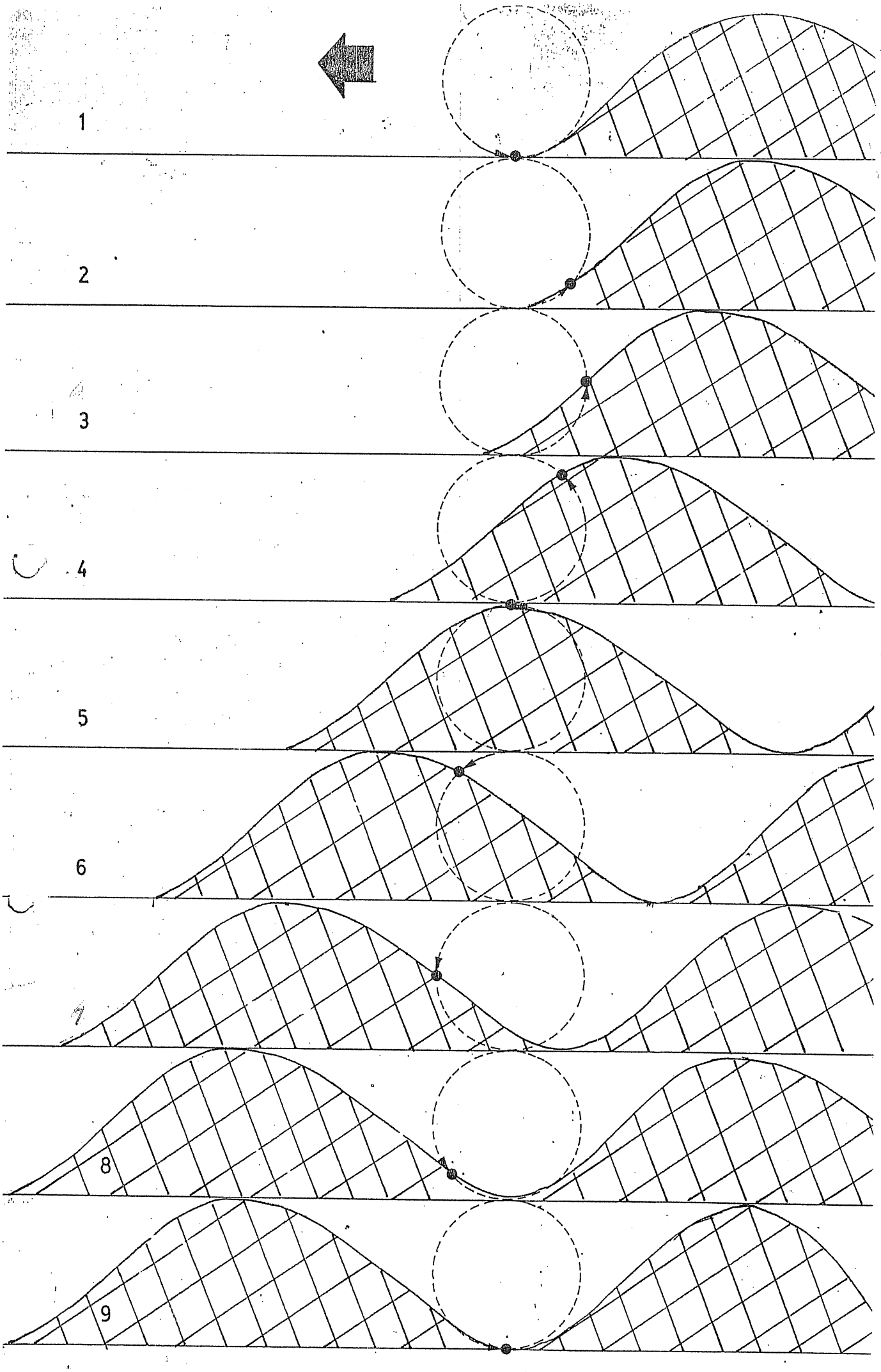
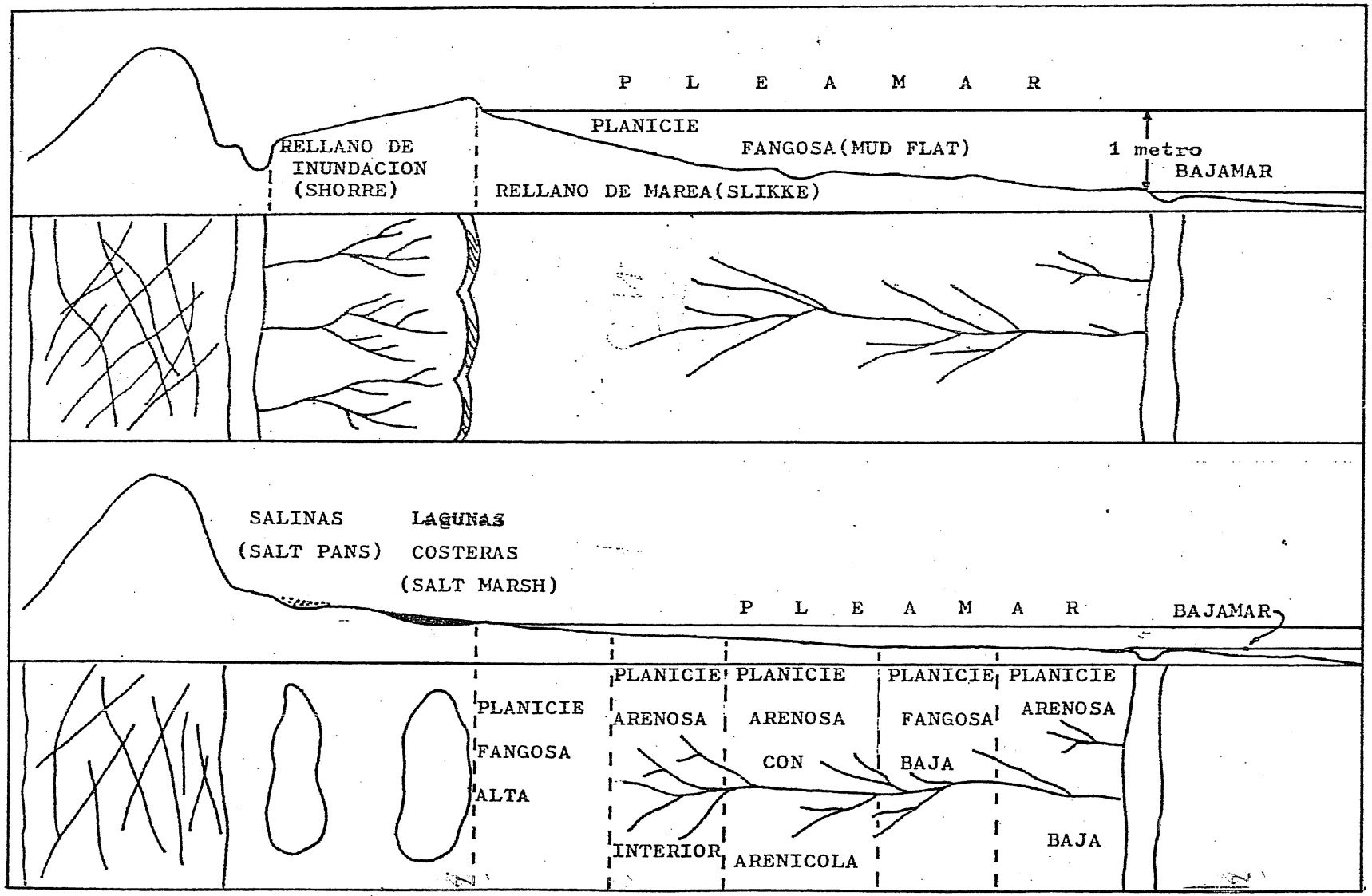
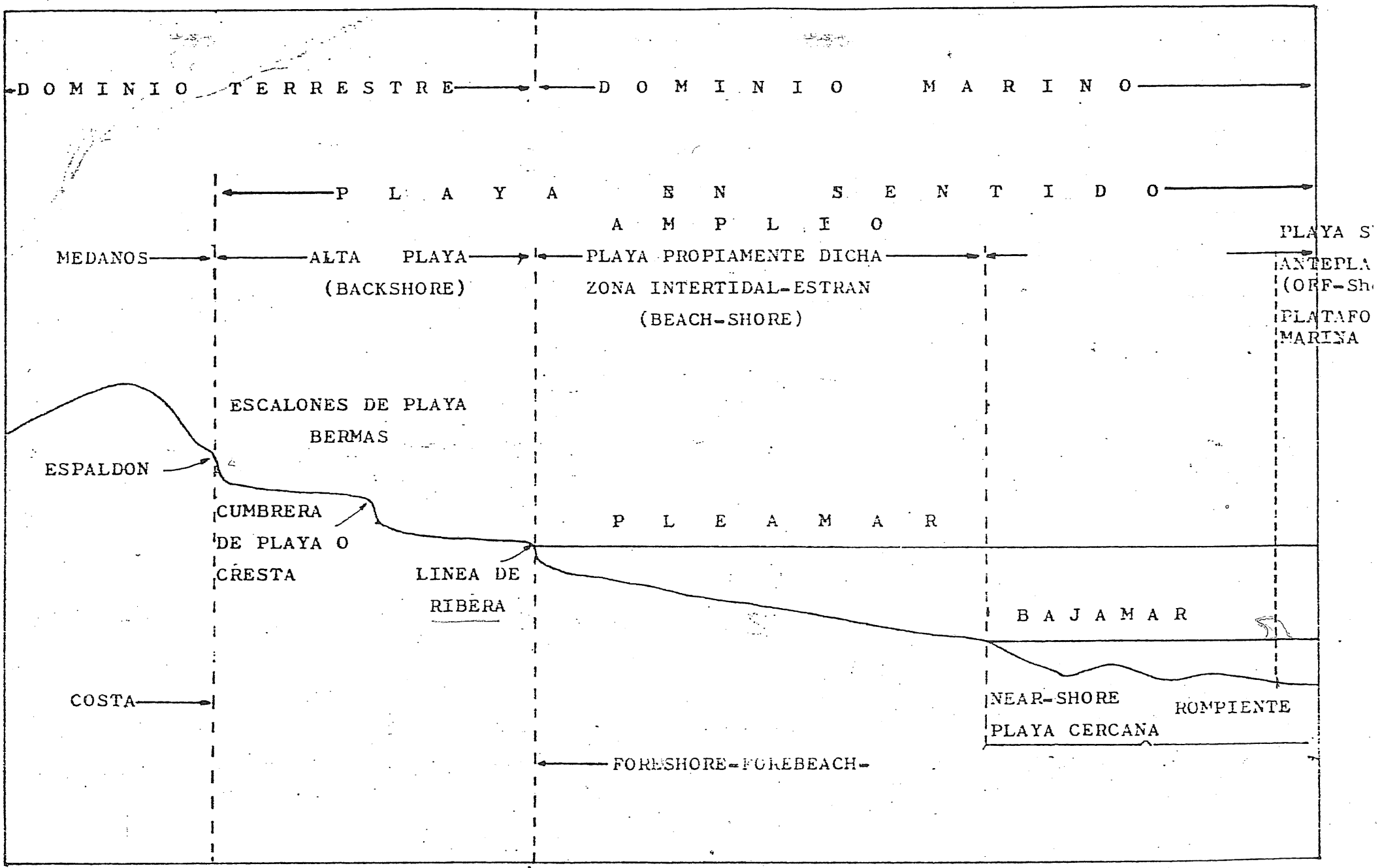


Fig. (...) Convergencia de ortogonales de la ola sobre el espigón de Long Beach, según *The Beach Erosion Board*.




1
2
3
4
5
6
8
9


P L E A M A R
PLANICIE
FANGOSA(MUD FLAT)
1 metro
BAJAMAR
RELLANO DE
INUNDACION
(SHORRE)
RELLANO DE MAREA(SLIKKE)
SALINAS
(SALT PANS)
LAGUNAS
COSTERAS
(SALT MARSH)
P L E A M A R
BAJAMAR
PLANICIE
FANGOSA
ALTA
PLANICIE
ARENOSA
INTERIOR
PLANICIE
ARENOSA
CON
ARENICOLA
PLANICIE
FANGOSA
BAJA
PLANICIE
ARENOSA
BAJA


DOMINIO TERRESTRE
DOMINIO MARINO
PLAYA EN SENTIDO AMPLIO
MEDANOS
ALTA PLAYA (BACKSHORE)
PLAYA PROPIAMENTE DICHA ZONA INTERTIDAL-ESTRAN (BEACH-SHORE)
PLAYA S
ANTEPLA
(OFF-Sh
PLATAFO
MARINA
ESCALONES DE PLAYA
BERMAS
ESPALDON
CUMBRERA DE PLAYA O CRESTA
PLEAMAR
LINEA DE RIBERA
BAJAMAR
COSTA
NEAR-SHORE
ROMPIENTE
PLAYA CERCANA
FORESHORE-FOREBEACH-

TRABAJO PRACTICO

Acción geomórfica glacial.

Un glaciar es un cuerpo de hielo y nieve del último año (firn o névé) consistente en nieve recristalizada y agua de derretimiento recongelada que incluye en su masa fragmentos rocosos de granulometría variada. Yace enteramente, o en su mayor parte, sobre el terreno y muestra evidencias de movimiento, antiguo o presente.

Los glaciares son clasificados, de acuerdo a su forma, en tres tipos:

a) **Glaciares de valle o alpinos:** cuando están confinados a valles definidos y con una dirección de flujo determinada. Son comunes en áreas montañosas.
b) **Mantos de hielo continental:** son masas de hielo no encauzadas, de dimensiones regionales importantes cuyo diámetro generalmente excede los 500 Kms y que se caracterizan además por fluir radialmente hacia la periferia, a causa de la presión resultante del peso que su masa ejerce. Un ejemplo de este tipo de manto de hielo lo constituye el de la Antártida, con un desarrollo de 13.000.000 $Km.^2$ y un espesor promedio de 2.4000 m.
c) **Glaciares de pie de monte:** como su nombre lo indica se forman al pie de zonas montañosas por la coalescencia de glaciares de valle. Se consideran una forma intermedia entre las dos anteriores.

El proceso por el cual cualquier parte de la superficie terrestre es cubierta por hielo glacial, se denomina "glaciación". La misma involucra alteración de la superficie por erosión y depositación aunque generalmente se considera que este proceso es remodelador más que creador de formas topográficas.

La erosión dentro de un área englazada origina diferentes rasgos de variadas dimensiones en función de los agentes actuantes (grafico 1).

Todos estos rasgos se ponen de manifiestos preferentemente cuando sobreviene el retiro del hielo. A continuación describiremos los rasgos de erosión observables en un mapa, separándolos en función del tipo de glaciar que los produjo:

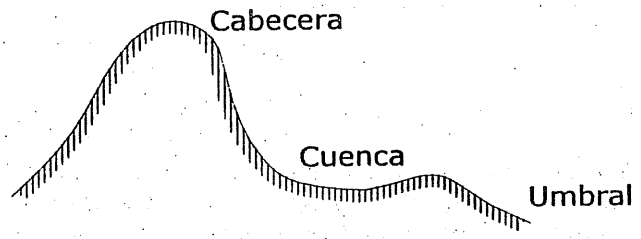
A) **Formas de erosión producidas preferentemente por glaciación continental** (figura 1)

A.1) **Planicies glaciarias exaradas**. En realidad se trata de un conjunto de formas, la mayoría de origen erosivo, es una superficie estriada, acanalada y pulida, con cuencas rocosas y protuberancias rocosas redondeadas (rocas aborregadas).

A.2) **Drumlin** (figura 2). Es una forma que, cuando es típica tiene el aspecto de una cuchara invertida con su eje mayor paralelo a la dirección del hielo. Sus dimensiones pueden variar entre 1.000 a 2.000 m. de longitud, 400 a 600 m. de ancho y entre 15 a 30 m. de altura. No aparecen aislados sino en grupos de cientos. Están constituidos por till compacto y en otros casos por sedimentos estratificados. A veces tienen núcleo de roca de base en sus extremos aguas arriba, pero existe toda una serie gradacional cuyos extremos pueden estar constituidos por roca solamente por un lado o de sedimentos solamente por el otro.

B) **Formas de erosión producidas preferentemente por glaciación de valle** (figura 3)

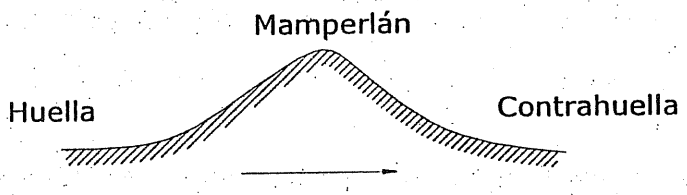
B.1) **Circos**. Son cuencas parecidas a anfiteatros o a una esfera partida por la mitad, que en un mapa topográfico, es decir vistas en planta, tienen aspecto semicircular.
Esta forma aparece asociada a valles glaciales, aunque a veces se presenta independientemente.
Se pueden diferenciar en los circos tres partes: **cabecera, cuenca y umbral.**



En la formación de un circo actúan dos grupos de procesos fundamentales: 1.- Congelamiento en cuña; 2.- Acción glacial.

Existen formas similares a los circos denominadas Pseudocircos, que se originan por **nivación**, a través de: 1.- Congelamiento en cuña; 2.- Remoción en masa.

B.2) <u>Artesas glaciarias o valles en "U"</u>. Se producen por modificación de valles fluviales preexistentes, adquiriendo características propias que se evidencian el los perfiles longitudinales y transversales. El primero, que se considera a partir del umbral que limita al circo, muestra un diseño accidentado, con escalones; mientras que el segundo tiene normalmente forma de "U" o de catenaria. Los escalones son más pronunciados en la parte superior de la artesa y cada uno de ellos tiene tres partes constitutivas: **Huella**: es la superficie o piso relativamente plano del escalón ubicado en el extremo aguas arriba. b) **Mamperlán**: es una especie de barra rocosa en la parte media y más alta del escalón. c) **Contrahuella**: es una marca aguas abajo del extremo de cada escalón.



B.3) <u>Lagos en rosario</u>. Se trata de pequeños cuerpos de agua emplazados en las depresiones o cuencas de los circos glaciarios, antes del umbral, o bien pueden encontrarse en las artesas, antes de un escalón.

B.4) <u>Valles colgantes</u>. En contraste con lo que ocurre normalmente en un sistema fluvial, donde los afluentes se unen al colector principal en forma concordante (al mismo nivel topográfico), las artesas glaciales secundarias suelen vincularse al valle glacial principal de modo discordante, es decir que sus pisos se encuentran a un nivel superior al de la artesa principal, por lo cual se los denomina "valles colgantes". La falta de concordancia se atribuye a que el poder erosivo del glaciar principal es mayor que el de los secundarios, como consecuencia del deferente peso que sus masas ejercen y por otra parte a que la superficie del glaciar principal actúa como "nivel de base" para el hielo de los glaciares menores.

B.5) <u>Crestas dentadas</u>. También se suelen denominar **"aretes"**. Son formas ásperas generadas sobre masa montañosa por la erosión retrográda de dos circos adyacentes, o bien por la erosión lateral de dos artesas contiguas.

B.6) <u>Horns o agujas</u>. Se originan por erosión retrocedente en tres o más circos vecinos. Aparecen en un grado avanzado de la evolución del paisaje.

B.7) <u>Espolones truncados o facetados</u>. Son las facetas que se producen en el extremo de las divisorias de aguas secundarias, cuando éstas toman contacto con la artesa principal. Esto se debe a la tendencia de la lengua glacial a mantener una dirección constante, erodando en consecuencia los extremos de las divisorias secundarias.

B.8) <u>Fiordos</u>. Son segmentos de valles glaciales parcialmente inundados por el mar. Presentan una dirección más o menos recta, con laderas abruptas y ed gran profundidad. Son rasgos característicos de ciertas costas, como en Noruega, Groenlandia, Alaska, Chile y Nueva Zelandia.

Rasgos de acumulación.

Todas las formas originadas por acumulación glacial están constituidas por "Drift Glacial", es decir por fragmentos rocosos de granulometría variada, que han sido transportada por hielo glacial agua de fusión. Dentro del mismo diferenciamos desde el "Till", cuyo material está dispuesto en forma casi caótica, prácticamente sin ordenamiento, hasta el "Drift Estratificado bien seleccionado", que es el otro extremo de la serie gradacional.

Las formas más típicas son:

Morenas: (del latín "banco de piedra") dentro de las cuales distinguiremos:

a) Morenas de fondo. Son acumulaciones de Till, de relieve bajo y desprovistas de elementos lineales transversales, lo cual permite diferenciarlas de la Morena Frontal. El paisaje queda constituido por una serie de lomadas y cuencas cerradas y los desniveles en el mismo no alcanzan normalmente los seis metros.

b) Morena Frontal (figura 4). Es una acumulación de till y en menor proporción de drift estratificado, en forma de loma y en estrecha relación con la zona marginal del glaciar; incluye:

b.1) Morena Lateral: es una morena frontal edificada a lo largo de las márgenes laterales de cualquier lóbulo que ocupa un valle

b.2) Morena Terminal: que se ubica a lo largo de la margen de un glaciar de valle.

c) Morena interlobada: está edificada a lo largo de la línea de unión de dos lóbulos glaciales vecinos.

Las lomadas de las morenas frontales de los mantos de hielo continental difícilmente exceden de 30 a 50 metros de altura, en cambio las de glaciares de valle pueden alcanzar 150 a 300 metros de altura.

Rasgos de contacto con el hielo

a) Terrazas de Kame. Son acumulaciones preferentemente de drift estratificado, dejadas fundamentalmente por arroyos situados entre la pared del valle y el glaciar. Generalmente son cortas, excediendo difícilmente los 10 Km.

b) Kames. Son montículos de sedimentos originados por: I) Depósitos de sedimentos en grietas sobre la superficie del hielo estancado o semiestancado,el cual se derritió y dejó el material acumulado en forma de montículo aislado; II) Pequeños deltas construidos hacia fuera o contra el hielo, el cual se retira posteriormente, derrumbándose la masa de material, dando así origen a un montículo irregular.

c) Termokarst (figura 6). Es una cuenca en el drift originada por ablación de una masa de hielo que estaba totalmente o parcialmente enterrada. En general este tipo de rasgo no excede los 2.000 metros de diámetro y la mayoría tiene menos de 8 metros de profundidad, aunque en algunos pueden alcanzar los 45 metros. Son formas vinculadas al drift estratificado y frecuentemente se asocian a Kames.

d) Eskers. Son lomadas largas y angostas, generalmente sinuosas, compuestas fundamentalmente por drift estratificado. Las dimensiones varían entre 2 a 3 metros hasta 50 metros de altura, desde unos pocos metros hasta 200 metros de ancho y en longitud desde 100 metros hasta 500 Kilómetros, si se incluyen los portezuelos. La granulometría de los sedimentos es generalmente de arena o grava pero pueden aparecer también bloques y limo. El origen se vincula a los túneles subglaciales, donde se deposita el material en medio acuoso (agua de derretimiento), construyéndose la forma hacia cabeceras en segmentos sucesivos.

Glosario.

Ablación

Merma de los glaciares debida a fusión y evaporación.
Inglés: Ablation. Francés: Ablation.

Banco de nieve

Nieve existente en áreas aisladas, ubicadas tanto por encima como por debajo de la "línea de nieve regional" y se mantiene durante el verano.

Inglés: Snow patch. Francés: Banc de meige.

Casquete de hielo

Cubierta de hielo perenne que cubre una región arealmente importante y que se mueve en todas direcciones a partir de una zona central.

Inglés: Ice cap. Francés: Calotte glaciaire locale.

Drift (Derrubio glaciario)

Cualquier tipo de sedimento: bloque, till, grava, arena o arcilla; transportado por un glaciar y depositado por o desde el hielo o bien por el agua proveniente del derretimiento del hielo. Generalmente se lo utiliza para depósitos glaciales de época pleistocena. No es conveniente su traducción.

Eskers

Crestas sinuosas de arena y grava, seleccionadas y algo estratificadas que se suponen representan rellenos de canales fluviales, intra glaciales o subglaciales.

Línea climática de nieve

Corresponde en alguna medida a la "línea climática de nieve". Es el nivel sobre el cual la nieve se acumula indefinidamente sobre superficies chatas expuestas al sol y al viento. Como tales superficies se hallan ausentes en las mayorías de las regiones de alta montaña, la línea climática de nieve es poco más que un concepto teórico.

Inglés: Climatic snow – line. Francés: Ligne de névé.

Línea de neviza

Es el más alto nivel al que la cubierta de nieve nueva retrocede sobre la superficie de un glaciar durante la estación de fusión.

Inglés: Firn line. Francés: Ligne de névé.

Línea orográfica de nieve

Límite inferior de la zona muy irregular en el que la nieve protegida tanto del viento como del sol puede permanecer a alturas mucho menores que la nieve expuesta al viento o a una rápida ablación.

Inglés: Orographic snow – line. Francés: Ligne orographique de névé.

Línea regional de nieve

Es el margen inferior de la zona en el que, bajo un conjunto de condiciones climáticas dadas, la nieve acumula en exceso sobre el desgaste y forma hielo glacial sobre todas las partes del terreno, salvo aquellas de las cuales la nieve es removida periódicamente, ya sea por aludes, o ya sea por la acción del viento.

Inglés: Regional snow – line.. Francés: Ligne de névé regional.

Llanura de till

Las llanuras de till se forman como resultado de la depositación regional de morenas de fondo originadas por glaciación de tipo continental. También pueden formarse como resultado de mantos de hielo de montaña complejos, siendo en estos casos de extensión regional menor.

Inglés: Till plains.

Morena frontal

Acumulación de sedimentos glaciales, en forma de lomada, que tiene lugar en la parte terminal de una lengua glacial o en los bordes de un manto de hielo continental. Incluye a las morenas terminales más las morenas laterales.

Inglés: End moraine. Francés: Moraine frontale.

Neviza

Nieve vieja que se ha transformado en un material denso. Está caracterizada por: a) las partículas están unidas en alguna medida; b) pero los intersicios con aire todavía se comunican entre sí. Estas condiciones la distinguen de la nieve y el hielo, respectivamente.

Till Alojado

Forma de acumulación en la base del glaciar de los materiales, que tiene lugar en una morena de fondo.

Inglés: Lodgement till. Francés: Till longement.

Till superglaciario

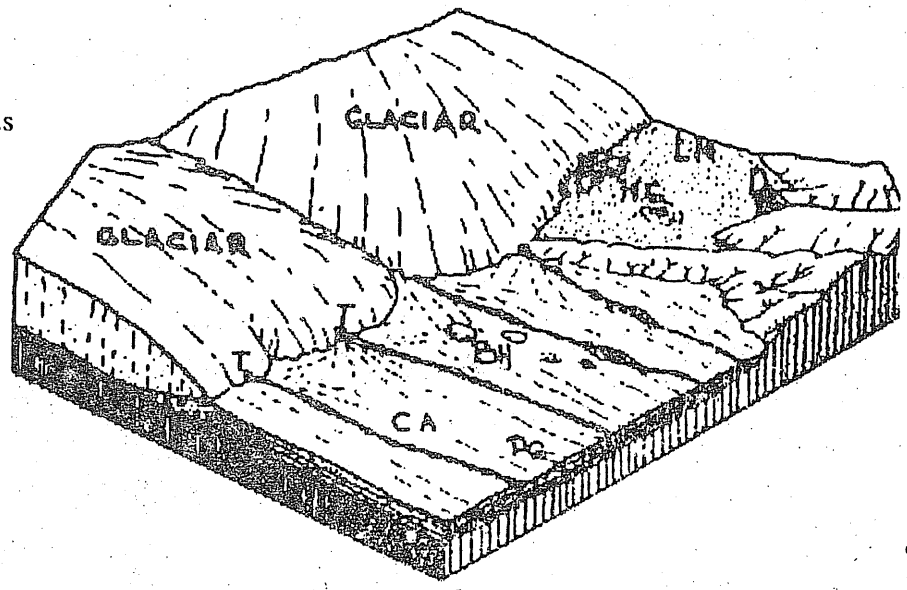
Material inmediatamente superior al till basal, menos compacto y más permeable que aquel. Se supone que fue depositado durante el retiro final del hielo. La gran cantidad de agua producida por derretimiento arrastró gran parte de las fracciones de arcilla y limo, dejando un till de granometría preferentemente gruesa.

Inglés: Superglacial till.

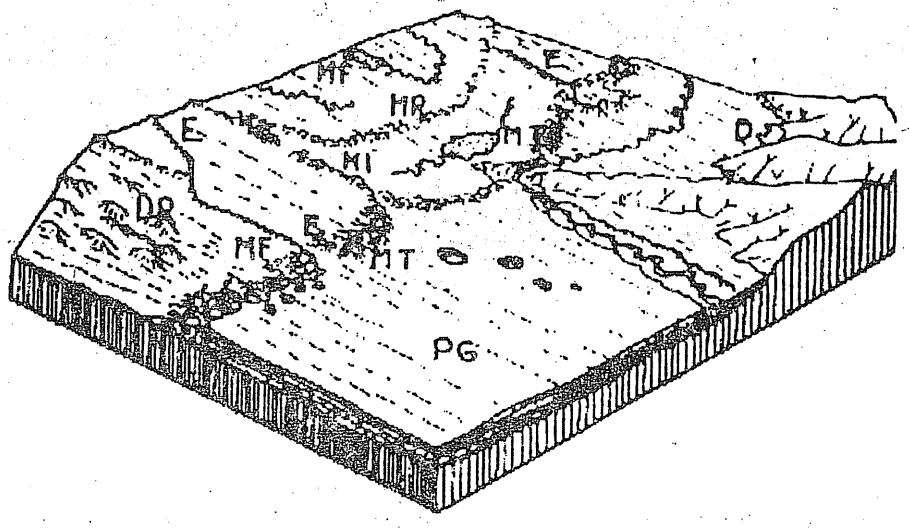
Bloques diagrama mostrando las formas desarrolladas por glaciación continental

Período de Glaciación

T – Túnel
CA – Corrientes anastomosadas
PG – Planicie Glacifluvial
BH – Bloques de hielo
LM – Lago Marginal
HG – Hielo Glacial
D – Delta



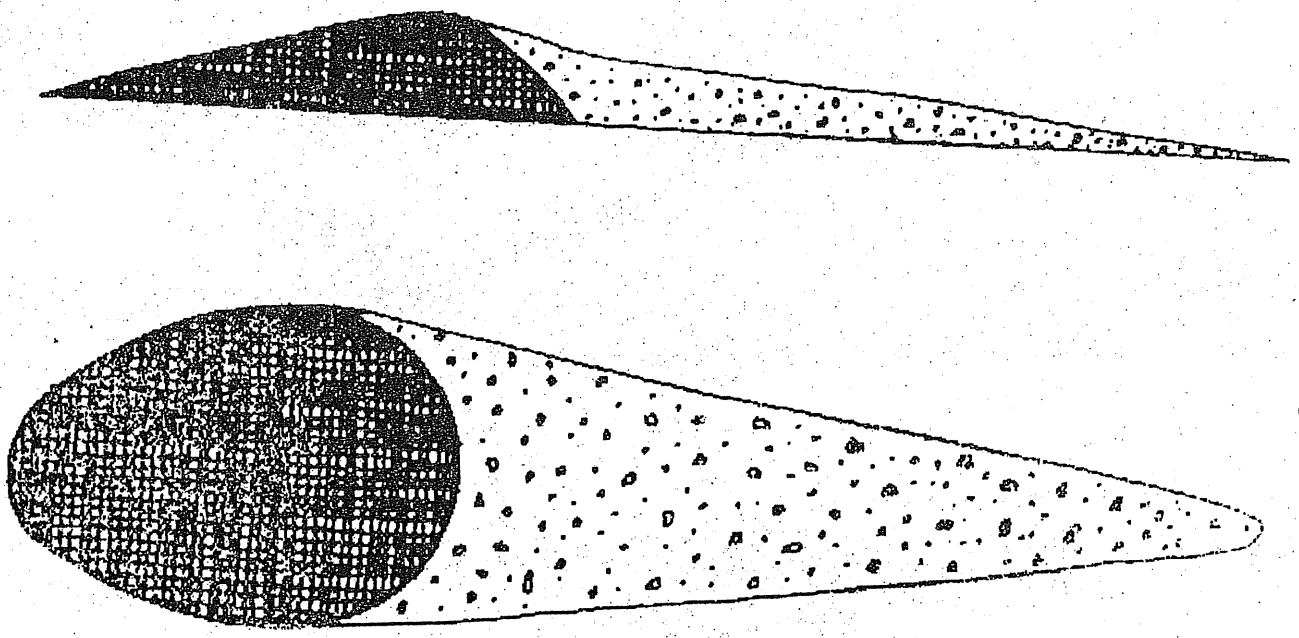
MFr – Morena frontal
MR – Morena de retroceso
MI – Morena interlobada
MF – Morena de Fondo
E – Esker
Dr – Drumlins
PG – Planicie Glacifluvial



Período de Deglaciación

Figura 1

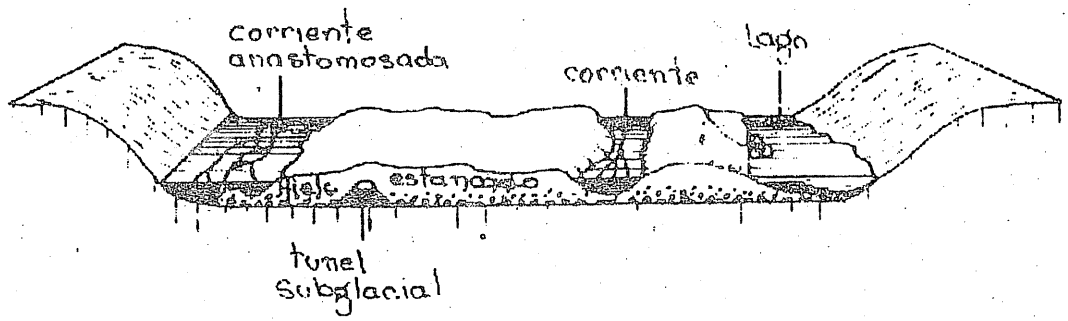
Drumlin

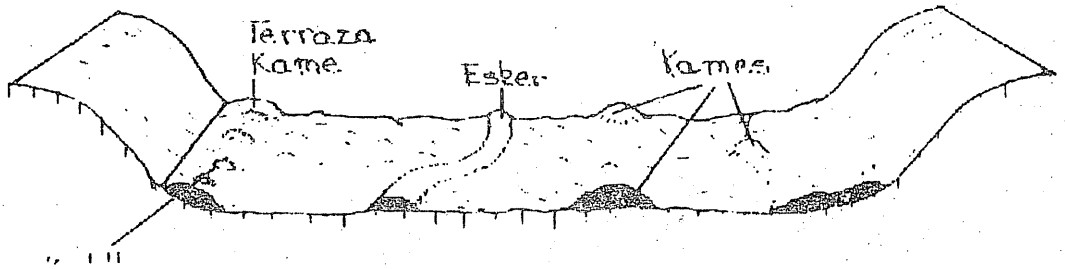


Perfil y Planta
Long: 1000 – 2000 mts.
Ancho: 400 – 600 mts.
Alto: 15 – 30 mts.

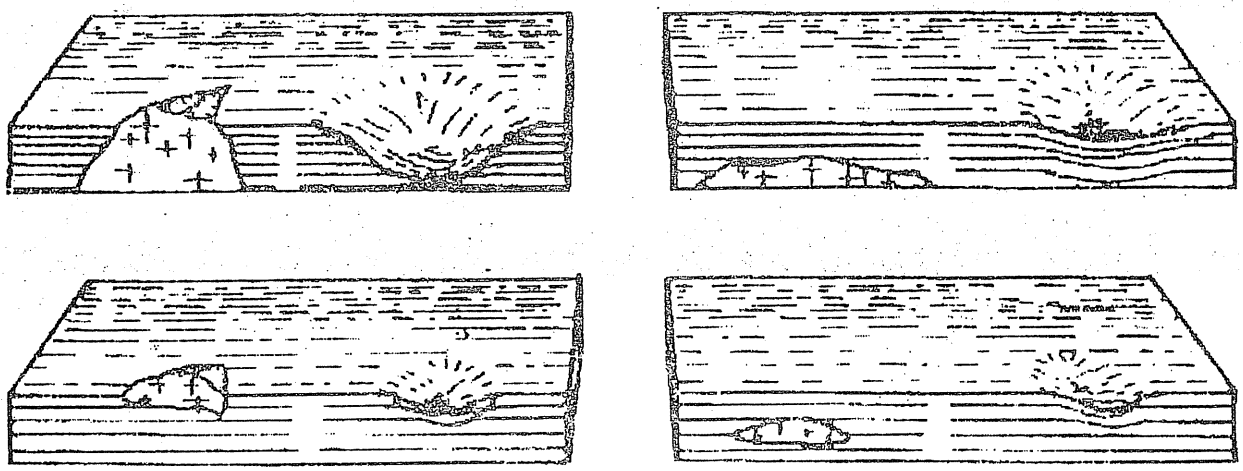
Figura 2

RASGOS DE CONTACTO CON EL HIELO





Termokarts – Origen inferido idealizado

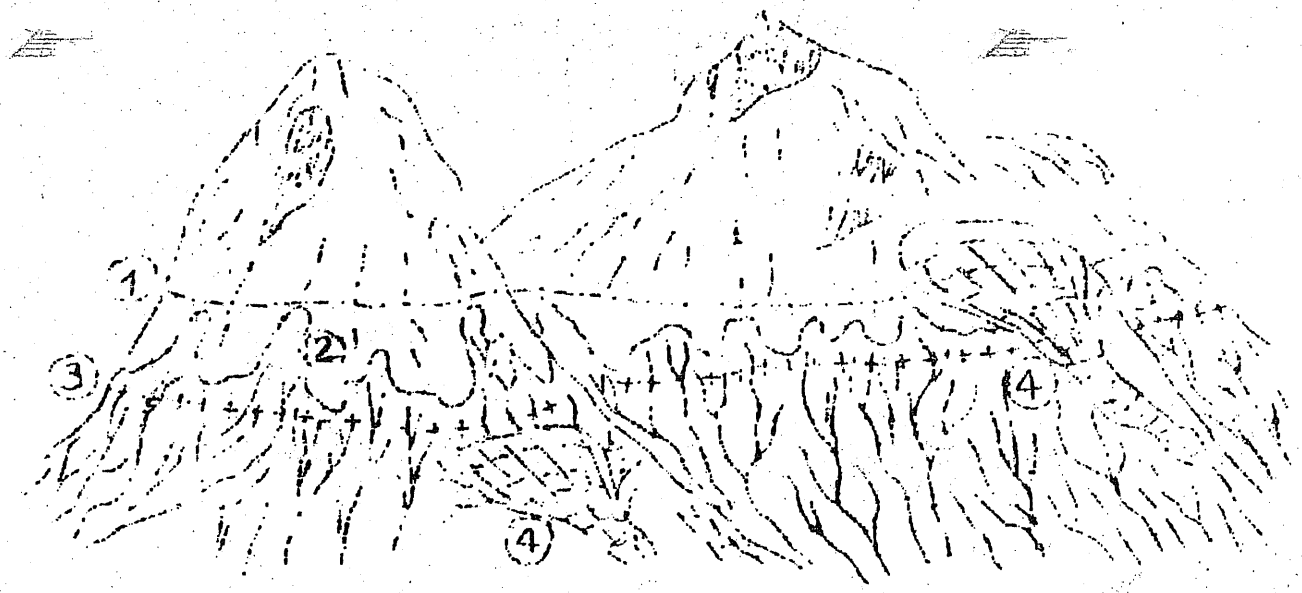


Las líneas en las caras de los bloques sugieren estratificación

Figura 6

Topografía de hoyos y lomadas.

Faja de montículos y cuencas que se origina por oscilaciones leves de un frente de hielo a medida que retrocede.



Diferentes líneas de nieve al final de la época de ablación.

1) Línea regional de nieve.
2) Línea autumnal de nieve.
3) Línea orográfica de nieve.
4) Línea de neviza, de névé o firn.

22 · *Geomorfología aplicada*

INTRODUCCIÓN

Las formas de relieve son los caracteres más comunes encontrados por cualquiera que se dedica a trabajos geológicos y a las varias fases de la ingeniería. Si se les interpreta correctamente, tienen su significado desde el punto de vista de la historia, la estructura y la litología geológica. El poco conocimiento de los principios geomórficos pertinentes lleva con demasiada frecuencia a descuidar las aplicaciones que éstos pueden tener en la solución de determinado problema. No es cuestión de pretender que ni aun con el conocimiento más profundo de la geomorfología uno esté preparado para ser geólogo económico, geólogo petrolero, geólogo ingeniero o geólogo minero, pero cree el autor que con demasiada frecuencia estos "geólogos prácticos" dejan de emplear al máximo posible los conceptos geomórficos básicos. Al intentar presentar las aplicaciones prácticas de la geomorfología, es imposible separar esta rama de la geología de los otros aspectos geológicos que afectan la evolución de los paisajes. El lector ya se debe dar cuenta, si es que alguna vez le ocurre esto, de que el entendimiento de las formas de relieve supone una apreciación de la influencia de factores geológicos tales como la litología y la estructura. En la siguiente exposición, por necesidad consideraremos problemas que tienen sus aspectos litológicos, estructurales y estratigráficos, pero procuraremos seleccionar los que involucran aplicaciones de los principios geomórficos fundamentales.

LA APLICACIÓN DE LA GEOMORFOLOGÍA A LA HIDROLOGÍA

La hidrología de los terrenos de calizas. Los problemas hidrológicos en los terrenos de calizas se entienden mejor cuando se ha comprendido por completo la geomorfología de tales áreas. Ninguna roca varía tanto en su capacidad para proporcionar agua como la caliza. La permeabilidad de las calizas es en parte primaria y en parte secundaria o adquirida. La *permeabilidad primaria* depende de la presencia de las oquedades iniciales intercomunicadas con los sedimentos calcáreos de los cuales se formó la roca. La *permeabilidad secundaria* o *adquirida* resulta de las diaclasas y

fracturas producidas por procesos diagénicos y diastróficos, y de aberturas creadas por disolución a lo largo de las diaclasas y planos de estratificación. La presencia o ausencia de grandes cavidades de disolución depende grandemente de que la caliza haya estado ubicada en el pasado de tal manera como para permitir el agrandamiento de las diaclasas y planos de estratificación. A su vez, esto depende principalmente de que la caliza ahora tenga en la parte superior un plano de erosión, o alguna vez en el pasado haya estado ubicada de tal manera con respecto a la capa freática local como para permitir al agua freática moverse hacia abajo dentro de la roca y proceder a la disolución. Hamilton (1948) ha demostrado que en el área de Lexington, Kentucky, las calizas difieren en su rendimiento de agua principalmente de acuerdo con el grado en que sus diaclasas y planos de estratificación han sido ensanchados por la disolución. Esta permeabilidad secundaria varía notablemente según la topografía de la región, siendo mayor por debajo y adyacente a los bajos topográficos o valles. En esta área, las aberturas de disolución están limitadas principalmente a profundidades de menos de 24 a 30 m por debajo de la superficie.

Las aberturas de disolución, con su permeabilidad incrementada, son de importancia no solamente en la topografía actual sino también en los paisajes cársticos sepultados. Se ha demostrado que los rendimientos artesianos mayores en la cuenca artesiana de Roswell, en Nuevo México (Fielder y Nye, 1933), son posibles debido principalmente a la presencia de un terreno cárstico pérmico enterrado sobre la caliza de la Formación Picacho, que posteriormente fué sepultado bajo sedimentos de la Formación Pecos, del Pérmico superior. Dentro de la cuenca artesiana, cinco áreas tienen rendimientos notablemente altos, y todas deben su presencia a la caliza con mayor número de cavernas vecinas a las antiguas líneas de desagüe. Así, la capacidad para reconocer las topografías cársticas antiguas se torna importante en la valoración de las posibilidades para obtener agua en algunas regiones, porque tales terrenos descendidos por debajo del nivel freático pueden rendir agua en grandes cantidades bajo presión hidrostática.

El saber hasta dónde ha avanzado un área particular en el ciclo cárstico, determinará las localidades más apropiadas para buscar agua en un terreno cárstico. En las primeras etapas de la evolución cárstica, las condiciones no son muy diferentes de las de los otros tipos de paisajes con relieve semejante, porque la desviación del escurrimiento hacia cauces subterráneos no ha progresado lo suficiente, pero a medida que avanza el ciclo, un mayor porcentaje del escurrimiento es desviado a pasajes abiertos por disolución, y los ríos superficiales disminuyen en cantidad y a menudo son temporarios. Los manantiales cársticos constituyen entonces las principales fuentes de agua. Muchos de los grandes manantiales de los Estados Unidos de América son de este tipo. Tales manantiales pueden abastecer cantidades de agua suficientes para satisfacer necesidades moderadas, pero la calidad del agua generalmente es un asunto que se debe considerar con cuidado. Si su agua

se enturbia después de lluvias copiosas, significa que no ha tenido filtración después de cambiar las rutas superficiales por las subterráneas. En tales condiciones, la contaminación bacteriana puede ser elevada. De esta manera resulta importante determinar los orígenes del agua de los manantiales para poder establecer las posibilidades de contaminación seria. Esto involucra averiguar cuáles son los pozos cársticos y los sumideros que proporcionan agua a los sistemas de desagüe subterráneo que emergen como manantiales. Esto se puede llevar a cabo agregando material colorante, tal como fluoresceína, en el agua que entra en los sumideros y pozos cársticos cercanos y haciendo comprobaciones en los diversos manantiales para determinar cuáles son los sumideros y pozos cársticos que los alimentan. Para esto es necesario el conocimiento de la geología de la región, porque el agua subterránea se desplaza más fácilmente hacia abajo que hacia arriba por la inclinación regional.

La obtención de agua mediante pozos en un terreno de caliza puede ser fácil o difícil. Si la caliza tiene gran permeabilidad primaria, a la cual se le suma la permeabilidad secundaria en la forma de aberturas por disolución, tal vez no haya dificultad en obtener pozos de gran rendimiento. Tales condiciones existen en la caliza de la Formación Ocala del Eoceno, en Florida y en Georgia. En esta Formación pocos pozos son secos. Si, por el contrario, la caliza es densa, compacta, con poca permeabilidad de masa, el movimiento del agua subterránea se realizará principalmente a través de los pasajes secundarios. En estas condiciones, la obtención de un pozo satisfactorio depende en grado sumo de la intersección, al azar, con uno de los pasajes por el cual se desplaza el agua subterránea. Tales pozos, aunque rindan satisfactoria cantidad de agua, están expuestos a la posibilidad de contaminación indicada arriba para los manantiales cársticos. No toda el agua procedente de calizas es proclive a la contaminación. Si sobre la caliza hay una roca filtrante apropiada, tal como una arenisca, la calidad del agua puede ser buena, aunque se desplace por los pasajes secundarios. Las planicies cársticas evidentemente carecen de una cubierta filtrante, y cualquier sumidero, pozo cárstico, o valle cárstico dentro de un área de rocas clásticas, debería por lo menos inducir a dudas sobre la pureza del agua de los manantiales cercanos.

El suministro primitivo del agua corriente a Bloomington, en Indiana, es un ejemplo excelente de cómo la falta de los conocimientos más elementales de los principios geomórficos y geológicos condujo a un prolongado ciclo de crisis de agua. Cuando la ciudad había alcanzado tal crecimiento que los pozos y aljibes ya eran inadecuados y se hacía imperativa la necesidad de una red de aguas corrientes, la primera provisión de ésta se logró construyendo una represa por debajo de un manantial cárstico al oeste de la ciudad y endicando sus aguas. La represa fue construida sobre caliza con numerosos orificios de disolución. Ni una gota de agua fluyó por el vertedero de la represa; en cambio, el agua se deslizó por debajo de la

represa y emergió como filtraciones aguas abajo de la misma. Pronto se padeció escasez de agua, y fue necesario ampliar el sistema de aguas corrientes. Los geólogos recomendaron firmemente que se abandonara el área cárstica al oeste de la ciudad como fuente de provisión de agua, y que se construyera una represa para endicar el escurrimiento superficial al nordeste de la ciudad, donde los fondos de los valles estaban excavados por debajo de la caliza en limolita relativamente impermeable. Las autoridades de la ciudad hicieron caso omiso de esta recomendación y construyeron otro dique en el área de la planicie cárstica que retenía el agua de dos manantiales cársticos. Por un tiempo la provisión del agua fue satisfactoria, a pesar de las pérdidas; pero a medida que la ciudad crecía, la escasez de agua se fue haciendo cada vez más aguda. Finalmente se siguió la recomendación de los geólogos, y se construyó una represa en un valle con un subyacente de limolita y se retenía el agua del escurrimiento superficial de unos 20 km². Esta provisión fue suficiente y segura, y se abandonaron los depósitos de agua en la región cárstica junto con el dinero invertido de los contribuyentes.

El agua freática en las áreas con glaciarismo. En gran parte de América del Norte, el agua freática para uso doméstico e industrial es obtenida de depósitos glacifluviales. El reconocimiento de las posibilidades de grandes aprovisionamientos de agua freática de áreas con glaciarismo depende principalmente del conocimiento de los tipos de depósitos de los cuales se pueden obtener rendimientos grandes, junto con una comprensión de la historia geomórfica del área, tanto durante los tiempos preglaciales como glaciales. Las llanuras de conos de transición, los depósitos de transición encauzados, y las gravas intertill son los que tienen más probabilidades de suministrar grandes cantidades de agua. El till es un acuífero pobre, por la arcilla que contiene; pero la mayoría de los tills contienen lentes locales de arena y grava que pueden suministrar suficiente agua como para satisfacer las necesidades domésticas. La topografía superficial raramente proporciona indicios de la existencia de tales lentes portadoras de agua; probablemente sean más abundantes en áreas vecinas a líneas de desagüe glaciario, y generalmente son alargadas en la dirección del movimiento glaciario.

Se ha encontrado que los valles preglaciales e interglaciales sepultados pueden ser fuentes de grandes volúmenes de agua freática. El reconocimiento de su presencia dentro de un área se logra mediante un estudio detallado de la topografía e historia geomórfica preglacial del área. En el capítulo 16 tratamos brevemente una de las grandes líneas de desagüe preglacial de América del Norte, el denominado valle Teays, actualmente sepultado bajo el derrubio glaciario en Ohio, Indiana e Illinois (Horberg, 1945, 1950). Él y sus tributarios representan un enorme caudal potencial de agua freática, hasta ahora prácticamente intacto. Este valle sepultado cruza Indiana en dirección general oeste y está sepultado bajo unos 120 m de derrubio glaciario, del cual una parte considerable es arena y grava. La

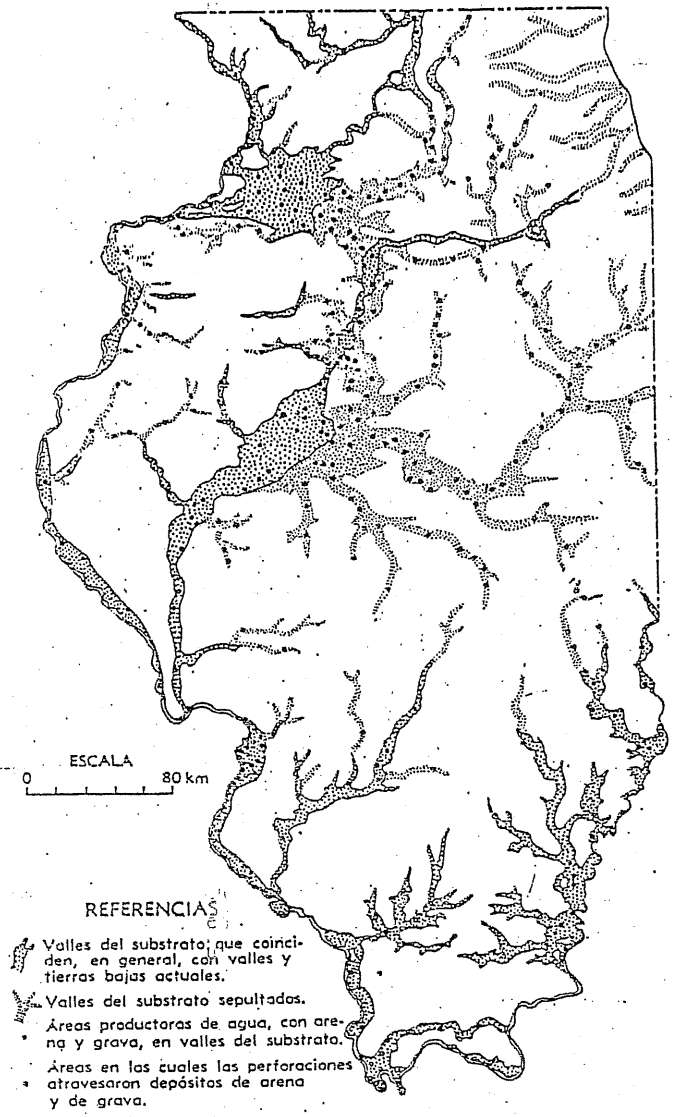


FIG. 22.1. *Distribución de las arenas y gravas acuíferas actuales y potenciales, en los principales valles preglaciales sepultados de Illinois. (Tomado de Leland Horberg,* Illinois Geol. Surv. Bull. 73.)

ciudad de Perú, en Indiana, se halla próxima a este valle sepultado y obtiene su agua de pozos ubicados en él. En este valle sepultado, dos pozos de 25 cm de diámetro tienen un rendimiento potencial de 8.300.000 litros de agua diarios. Otros ejemplos de ciudades que obtienen sus aguas de valles sepultados son Champaign-Urbana, en Illinois, Canton en Ohio (Schaefer, White y Van Tuyl, 1946), Schenectady en Nueva York (Simpson, 1949), y Dayton en Ohio (Norris, 1948). Los valles sepultados han revelado ser importantes fuentes de agua en estados tales como Nebraska (Lung, 1935),

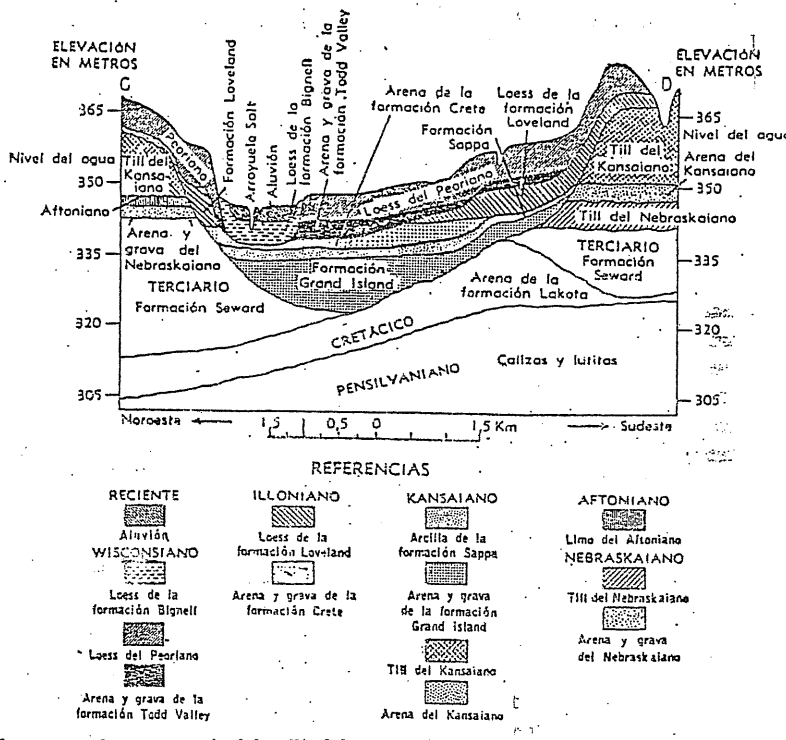


FIG. 22.2. *Corte a través del valle del arroyuelo Salt, al nordeste de Lincoln, Nebraska. Un valle preglacial está rellenado con varios tipos de materiales glaciarios, algunos de los cuales son acuíferos potenciales. (Tomado de G. E. Condra y E. C. Reed,* Nebraska Geol. Survey, Bull. 15-A.)

donde un clima subhúmedo exige mucha agua. No hay duda de que los valles sepultados están destinados a desempeñar un papel cada vez más importante en el suministro de agua potable, y su utilización al máximo espera una información sobre su distribución por geólogos versados en la historia preglacial y glacial de las regiones en que se pueden encontrar.

La ubicación de los valles sepultados se lleva a cabo mediante el levan-

tamiento de mapas del substrato de las áreas con glaciarismo. Éstos se hacen primero determinando el espesor de la cubierta del derrubio glaciario sobre la base de datos de perforaciones y pozos o de datos geofísicos obtenidos por relevamientos sísmicos o de resistividad. Determinada la altitud de los pozos o perforaciones, se puede calcular el nivel del substrato. El paso siguiente es el trazado de las curvas de nivel de la cara superior del substrato.

El rendimiento de agua de un valle sepultado puede variar grandemente, dependiendo del tipo de material que lo rellena. Si el relleno es till, arcilla o limo, el rendimiento será escaso. Un valle puede tener arena y grava,

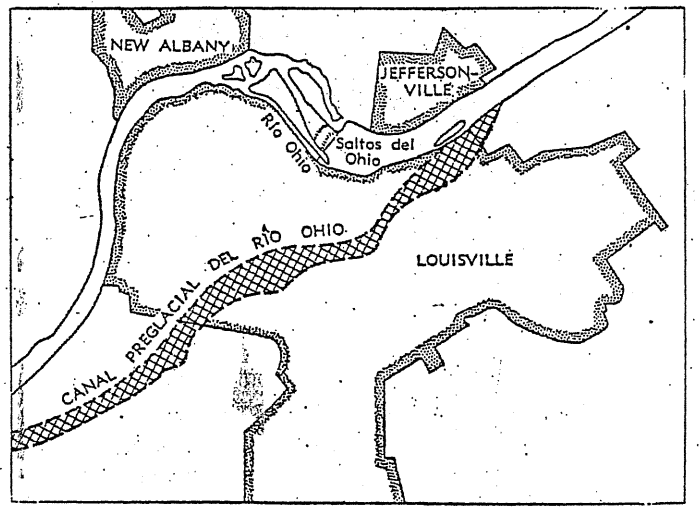


FIG. 22.3. *Relación entre el cauce preglacial del río Ohio y su curso presente en Louisville, Kentucky. (Tomado de W. F. Guyton.)*

mientras que otro tiene materiales más finos, y aun diferentes partes de un mismo valle pueden variar en cuanto al tipo de relleno. Cuando el desagüe de un frente de hielo fue obstaculizado, se depositó la arena y la grava de los conos de transición; pero donde el terreno tenía una pendiente hacia el frente de hielo hubo endicamiento de los valles y en ellos se acumularon arcillas y limos. Así, para evaluar la potencialidad del agua freática de un valle sepultado, es importante un conocimiento cabal de las direcciones del movimiento glaciario y de las líneas de los conos de transición glaciarios. Los mismos principios son aplicables a las posibilidades de los valles tributarios sepultados. No todos los valles sepultados son de edad preglacial. Los valles interglaciales pueden contener arenas y gravas portadoras de agua. Su reconocimiento requiere una interpretación correcta de las arenas y gravas intertill.

Guyton (1946) ha descripto un caso interesante de uso doble de un

valle preglacial sepultado. En el valle del Ohio, en el cual está ubicada la ciudad de Louisville, se depositaron conos de transición glaciarios durante las etapas del Illoniano y del Wisconsiano. El valle preglacial del Ohio está rellenado con materiales de los conos de transición hasta una profundidad de 37 m. En Louisville, el curso actual del río Ohio no coincide con su valle preglacial encajonado, sino que está al norte de él. El suministro de agua corriente para Louisville es obtenido del río Ohio, pero hay un gran número de pozos en la parte sur de la ciudad que obtienen su agua de los conos de transición glaciarios del valle preglacial. En el verano, se prefiere el agua freática a la del río para el aire acondicionado, porque tiene una temperatura mucho más baja. En esta localidad el agua freática tiene una temperatura bastante uniforme de alrededor de 14°C, mientras que el agua del río puede llegar hasta los 27° ó 30°C en el verano. De las gravas glaciarias de estos pozos se había estado extrayendo tanta agua, que era inminente una escasez aguda. Se decidió suspender el bombeo durante los meses de invierno, y emplear el agua del río, que en esos meses estaba suficientemente fresca. Durante los meses de invierno las gravas glaciarias del valle sepultado se cargaron nuevamente con agua fresca filtrada del río, proveniente del agua suministrada por la municipalidad. Esto fue factible porque el nivel del agua en el valle sepultado había bajado tanto con el bombeo, que poca cantidad del agua que se le puso fluyó, alejándose, y, por consiguiente, la mayor parte se recuperó. Además, al ser recargada durante los meses de invierno, se pudo mantener en el agua freática la temperatura baja deseada. El agua extraída de los pozos y empleada para refrigeración podría haber sido devuelta a la reserva acuífera del valle sepultado, pero después del uso su temperatura había aumentado y el retorno continuo hubiera elevado la del agua freática más arriba de lo conveniente para el aire acondicionado.

LA GEOMORFOLOGÍA COMO UN MEDIO DE EXPLORACIÓN EN GEOLOGÍA ECONÓMICA

Por lo general, los geólogos económicos suelen no advertir que la comprensión de los caracteres e historia geomórficos de una región pueden ser utilizados con provecho en la exploración de algunos minerales. McKinstry (1948) ha dado a conocer una exposición excelente sobre las posibilidades de emplear guías geomórficas en geología minera, y la reseña siguiente está trazada en parte sobre su manera de tratar este tópico. Los caracteres geomórficos pueden servir como guías, en la búsqueda de yacimientos de minerales, de tres maneras: 1) algunos depósitos de minerales se revelan directamente por la topografía; 2) la topografía de un área puede proporcionar indicios de la estructura geológica que ha favorecido la acumulación de los minerales; y 3) la comprensión de la historia geomórfica del área puede hacer posible una mejor apreciación de las condiciones físicas bajo las cuales los minerales se acumularon o se enriquecieron.

La manifestación superficial de los cuerpos mineralizados. No todos los cuerpos mineralizados tienen una expresión superficial evidente, aunque muchos se manifiestan como afloramientos de minerales, sombrero de hierro o minerales residuales, o como caracteres estructurales tales como fracturas, fallas y zonas de brecha. Existen numerosos ejemplos de caracteres topográficos positivos que revelan la ubicación del filón mineral. La veta de plomo y cinc de Broken Hill, en Australia, se revela por una cresta notable. En Santa Bárbara, situada en Chihuahua, México (Schmitt, 1939), sobresalen vetas cuarcíferas macizas; se destacan porque son mucho más resistentes a la erosión que la roca de la localidad no silicificada. Las vetas crean las crestas, mientras que las áreas comprendidas entre las vetas generalmente dan lugar a la formación de cauces de arroyos, aunque donde las vetas son angostas o han sido debilitadas por fallas transversales pueden ser atravesadas por líneas principales de desagüe. En el distrito de Parral, en Chihuahua, México, debido a que las vetas contienen abundante sílice, son más resistentes a la meteorización y a la erosión y sobresalen como cerros o crestas. La veta Codero, que aflora en el distrito San Juan, de Chihuahua, México, en la mayor parte de su trayecto tiene una cubierta de caliche de pocos metros de espesor, y el plano de los afloramientos está bien indicado por las bandas de caliche delimitadas por caliza o por riolita. Existen otros numerosos ejemplos, como en el distrito Catman, en Arizona, y la California Mother Lode, donde las vetas de cuarzo sobresalen con un relieve topográfico neto.

No todos los afloramientos de minerales se reflejan en formas topográficas positivas. Algunas vetas y áreas mineralizadas pueden carecer de expresión topográfica visible o estar reflejadas por depresiones o caracteres de hundimiento. Las vetas de calcita pueden ser poco visibles o estar reflejadas topográficamente por depresiones, como en Catman, Arizona, y en Bearverdell, Columbia Británica. Como dice Schmitt (1939), "la expresión topográfica, positiva o negativa de un clavo mineralizado *no oxidado* depende, por supuesto, de la resistencia relativa a la erosión del clavo y de las paredes. Las diferencias de resistencia son el resultado de los muchos caprichos de la mineralización en sus efectos sobre las vetas y las paredes, pero en un distrito dado puede ser constante un efecto típico, suministrando así una guía de la mineralización valiosa". Por lo común, el problema consiste en encontrar cuál es el reflejo geomórfico específico de un cuerpo mineralizado.

La contracción de cuerpos mineralizados durante la oxidación ha dado lugar a lo que se ha denominado *asentamiento de la mineralización* (Locke y Billingsley, 1930), observado en varias localidades, particularmente en la Sierra Mojada, México, y en Bisbee, Arizona. Refiriéndose al área de Bisbee, Locke y Billingsley observaron que el asentamiento de la mineralización se presentaba de manera muy notable en la caliza donde, como en Bisbee, el efecto era bastante semejante al producido por labores mineras de realce.

Llegaron a la conclusión de que, si se hubiera reconocido a tiempo este efecto topográfico en la exposición del distrito Bisbee, se podría haber previsto un área que posteriormente rindió 1.360.000.000 de kg de cobre.

Wisser (1927), que llevó a cabo un estudio minucioso en el área Bisbee de los efectos que él denominó *hundimiento por oxidación*, los describió de la manera siguiente:

> Estas características se asemejan a las que se registran en el hundimiento originado por laboreo minero. En otras palabras, sus paredes y su piso se contraen durante la oxidación, y comienza a asumir la forma de arco o domo. Sucesivas grietas de domo, una encima de la otra, forman cáscaras encorvadas por arriba del mineral, y, a medida que sigue el hundimiento, las grietas se abren más y más y las cáscaras sucesivamente fallan y se quiebran en bloques, que caen del techo y forman un revoltillo de fragmentos, grandes y pequeños, como el relleno de un realce hundido... A veces ocurre un hundimiento leve de todo el bloque situado encima del mineral, y alrededor de ese bloque se producen fisuras empinadas que los separan de la roca circundante no agrietada, dejando entrever en la superficie la región de hundimiento.

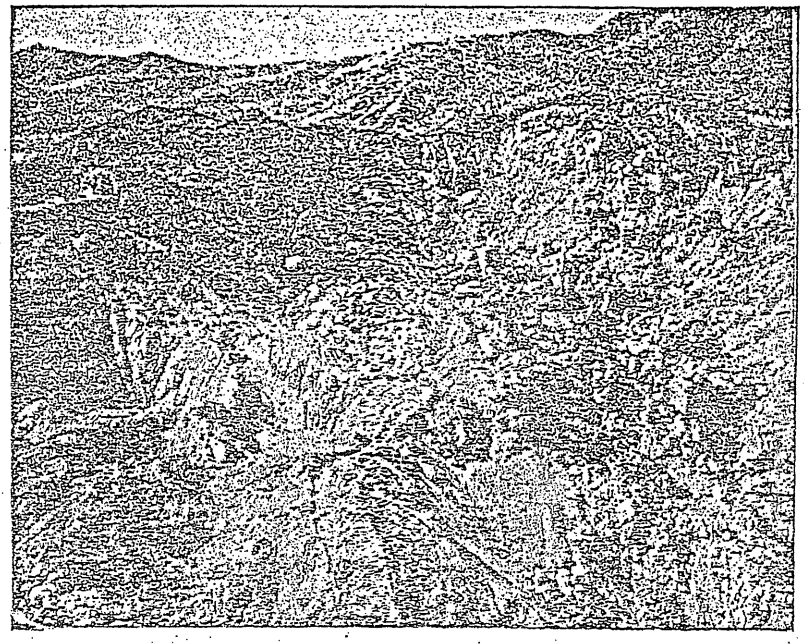


FIG. 22.4. *Hundimiento producido como resultado del derrumbamiento de rocas en Ray, Arizona. Este hundimiento, provocado artificialmente, simula al hundimiento por oxidación. (Fotografía de Paul Whitehead, Kennecott Cooper Co.)*

El resultado positivo de esta manifestación superficial de cuerpos mineralizados quedó comprobado al relevar diecinueve áreas donde se verificó

que el hundimiento por oxidación estaba sobre cuerpos mineralizados conocidos; cuatro áreas donde se relevó el hundimiento por oxidación no estaba sobre cuerpos mineralizados conocidos, y había dos áreas donde los cuerpos mineralizados no se reflejaban en la superficie por hundimiento.

Malcolmson (1902) ha descripto los efectos del hundimiento por oxidación en la sierra Mojada, en la parte sur del estado de Coahuila, en el norte de México, de la manera siguiente:

> Una peculiaridad notable en la parte oriental del campamento, particularmente en la mina Salvador, es la presencia de un techo de caliza completamente quebrada y despedazada sobre los minerales de carbonato de plomo. Este despedazamiento parece ser debido al desplome del enorme techo, producido después de la contracción de la masa del cuerpo mineralizado, debido a la oxidación. Esta desintegración en partes es tan completa, que sobre un área considerable la franja está constituida por fragmentos angulares pequeños, que a veces pasan a realces como arena muy gruesa.

La topografía puede ser útil en la búsqueda de minerales de hierro. Aunque no se puede establecer una generalización absoluta referente al tipo exacto de topografía necesaria para los yacimientos de minerales de hierro, es probable que haya una expresión topográfica definida para un depósito en particular. Los depósitos de minerales de hierro de la región del lago Superior están tan asociados con cerros o crestas, que la denominación sierra de hierro se ha implantado en la literatura que trata de ellos.

El descubrimiento casi fabuloso de mineral de hierro de alta calidad en el cerro Bolívar, en Venezuela (Lippert, 1950), que en 1949 tenía una reserva probada de más de 500.000.000 de toneladas, fue el resultado de la investigación geológica en campaña de dos pequeñas montañas que aparecían en las fotografías aéreas. Los depósitos residuales de hierro son el resultado de la concentración de este mineral durante largos períodos de meteorización, y por ello, las antiguas superficies de erosión y de meteorización son lugares favorables para su acumulación, siempre y cuando haya por debajo de estas superficies tipos de rocas que hagan posible una concentración de los óxidos de hierro. Los minerales residuales de hierro de los distritos Mayarí y Moa, en la provincia de Oriente, en Cuba, se presentan sobre una superficie de peneplanicie que ahora se encuentra entre los 450 y 600 m sobre nivel del mar. Probablemente fueron producidos (Leith y Mead, 1911) por la alteración de una roca serpentínica que, a su vez, provenía probablemente de alguna roca como peridotita. Cuando se hayan agotado los minerales de alta calidad de las latitudes medias, posiblemente los depósitos de hierro laterítico de las regiones tropicales y subtropicales puedan llegar a ser yacimientos importantes, y la búsqueda de ellos dará lugar a la aplicación de algún conocimiento de la geomorfología y climatología antigua. Los depósitos de hierro de pantanos generalmente son de extensión local y limitada, pero reúnen condiciones topográficas definidas, fácilmente reconocibles.

Los residuos de meteorización. Varios minerales de importancia económica son esencialmente *residuos de meteorización* de ciclos geomórficos actuales o antiguos, y en la búsqueda de ellos, la geomorfología puede desempeñar un papel importante. Además de los tipos de depósitos de hierro mencionados anteriormente, también son de esta naturaleza materiales tales como los minerales de arcilla, caliche, bauxita, y algunos de manganeso y de níquel. Puede expresárselo brevemente en los siguientes términos: la meteorización y la erosión están trabajando constantemente sobre las rocas de la superficie terrestre; los productos de la meteorización de las rocas pueden tener valor económico; es probable que estos productos, en las últimas etapas de un ciclo geomórfico, queden en el lugar como residuos; en las primeras etapas de un ciclo no se forman o son removidos y concentrados en otros lugares por acumulación. Los productos residuales de la meteorización se pueden encontrar sobre superficies de meteorización reciente o antigua, ahora sepultadas o exhumadas. Las superficies sobre las cuales más comúnmente se forman, son las de peneplanicies o casi peneplanicies. Las discordancias en la columna geológica a menudo representan antiguas superficies de peneplanicies, y de allí que pueden ser lugares apropiados para ciertos minerales residuales. Más comúnmente tales minerales se encuentran sobre remanentes de las superficies erosionadas del Terciario, por arriba de los niveles de base de la erosión presente.

La formación de la bauxita es muy ilustrativa respecto de los principios precedentes. Los orígenes de la bauxita pueden ser dos: 1) uno, en el cual la bauxita representa el residuo de una cantidad excesivamente pequeña de material aluminoso insoluble, integrante de calizas o de dolomías; y 2) otro, en el cual es producto directo de la meteorización de minerales de aluminio. En cualquiera de los dos casos, la bauxita es un residuo de la meteorización. Las lateritas aluminosas de las Indias Occidentales (Goldich y Bergquist, 1947, 1948) aparentemente son ejemplos de la primera clase, porque parecen representar concentraciones por meteorización de las pequeñas cantidades de alúmina existentes en calizas y dolomías de edad probablemente eocena superior. La superficie de meteorización antigua sobre la cual estos depósitos se acumularon, probablemente sea de edad pliocena. En esta superficie, los lugares más favorables para la acumulación de la laterita aluminosa fueron los sumideros.

Los depósitos de bauxita de Arkansas (Bramlette, 1936; Mead, 1915) se formaron sobre una superficie de erosión y de meteorización del Eoceno, como producto directo de la meteorización de una sienita nefelínica. Aunque los depósitos principales de Arkansas son de naturaleza residual, parte de la bauxita producida por meteorización fue removida por erosión y se encuentra intercalada con otros tipos de depósitos terciarios.

No está enteramente aclarado por qué la meteorización de las rocas ígneas produce ya sea óxidos hidratados de aluminio, como la bauxita, ya minerales arcillosos o silicatos hidratados aluminosos. Una explicación es

que la diferencia en el producto final está determinada por las condiciones climáticas en las cuales se produce la meteorización. En climas templados, los productos residuales de la meteorización de las rocas ígneas son minerales arcillosos. Este tipo de meteorización ha sido denominado *caolinización*, pero se debe reconocer que, aparte del caolín, pueden formarse otros numerosos minerales. Por otro lado, en climas tropicales, los productos finales de la meteorización son óxidos hidratados de minerales tales como aluminio, hierro y manganeso. Este tipo de meteorización ha sido denominado *laterización*. Si estas conclusiones son válidas, podemos inferir que en el tiempo en que se formó la bauxita el clima de Arkansas era tropical más bien que templado, como lo es hoy. Harrison (1910) ha sostenido, sin embargo, que tanto la laterita como las arcillas se forman bajo meteorización tropical, y que el desarrollo de unas u otras depende de la composición de la roca madre. Las lateritas eran consideradas por él como provenientes de rocas ígneas básicas, y las arcillas de rocas graníticas. Mohr (1944) llegó a una conclusión algo similar, arguyendo que los feldespatos cálcicos dan origen a la bauxita, y los minerales conexos y los feldespatos alcalinos a minerales arcillosos. Los amplios depósitos de bauxita (Singlewald, 1938) de Gant, Hungría, parecen haberse formado sobre una superficie de meteorización de edad cretácica inferior, probablemente por concentración de la alúmina en las dolomitas triásicas, de manera semejante a lo ocurrido en las Indias Occidentales. Depósitos aislados de bauxita se encuentran en algunos estados del sur de los Estados Unidos de América (Adams, 1927), en bolsillos de calizas y dolomitas del Paleozoico, que han estado sujetas a meteorización profunda durante el ciclo geomórfico que culminó en la formación de la peneplanicie Highland Rim del Terciario.

Woolnough (1930), como se ha manifestado anteriormente, pensó que existía una relación definida entre la naturaleza de una duricostra y el carácter de la roca de la cual se deriva, formándose laterita aluminosa de rocas tales como el granito, que tienen poco contenido de hierro; laterita ferruginosa, de rocas básicas feldespáticas; costras opalinas, de rocas arcillosas; y costras travertínicas (caliche), de sedimentos ricos en cal. Puede haber diferencias de opinión respecto de por qué se forma un tipo de residuo en un lugar y uno diferente en otro, pero hay acuerdo general en que los residuos de la meteorización deben estar asociados definitivamente con superficies de meteorización antigua en estado de peneplanicie o muy próximo a él dentro de un ciclo geomórfico. Que este principio se puede emplear de una manera práctica en la exploración de la bauxita fue demostrado cuando, durante la segunda guerra mundial, los geólogos de una de las compañías de aluminio (Schedeman, 1948) lo aplicaron a la búsqueda del mineral y pudieron calcular dónde podía encontrarse bauxita; posteriormente, en 1943, se enviaron comisiones a Haití, las cuales descubrieron bauxita donde habían pronosticado que debería existir.

Se han descripto depósitos de manganeso asociados con la peneplanicie

Harrisburg en el valle de Shenandoah de Virginia (Hewett et al., 1918). Los depósitos son el resultado de la concentración del manganeso existente en cantidades muy reducidas en la caliza cámbrica, realizada por el agua freática. Los depósitos no están restringidos al horizonte superficial de la peneplanicie, pues se los encuentra tanto a 120 y 150 m por arriba de él

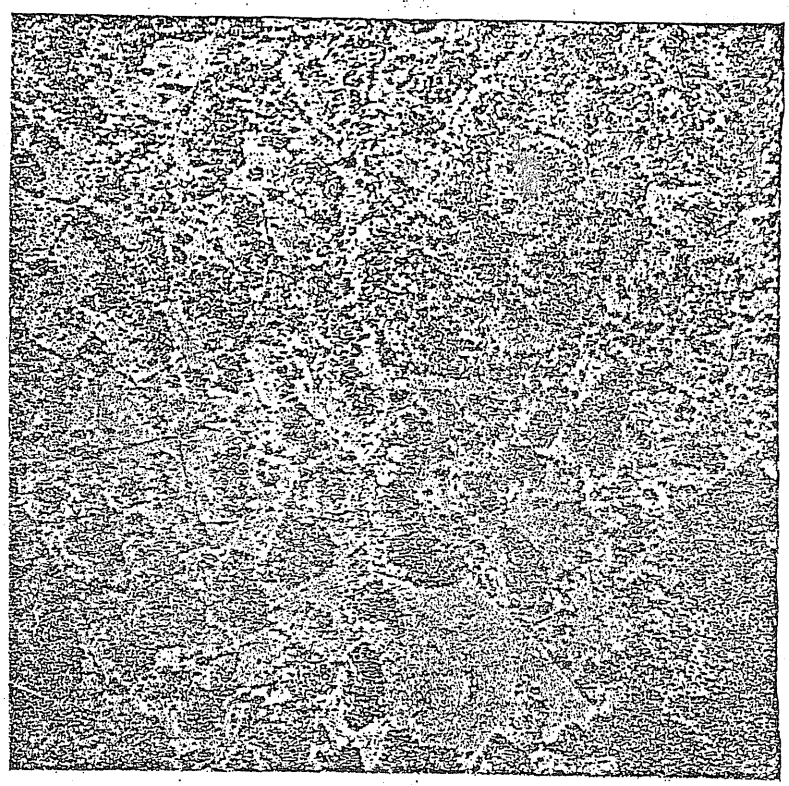


FIG. 22.5. *Fotografía vertical de parte del distrito de St. Ann, en Jamaica, que muestra la topografía cárstica en la cual se encuentra bauxita. La bauxita ocupa las cuencas y sumideros sin bosques, entre protuberancias de caliza residual. (Fotografía gentileza de Reynolds Jamaica Mines, Ltd.)*

como a 75 m por debajo de la superficie de peneplanicie, aunque son más abundantes en ella.

Pecora (1944) ha descripto depósitos de garnierita (silicato de níquel) y óxidos asociados de cobalto y de manganeso cerca de San José de Tocantins, en Brasil, que se hallan en una superficie topográfica de relieve bajo, denominada superficie de la Tierra Alta de Goiás. Provienen de rocas serpentinizadas que por meteorización han derivado a una arcilla ferruginosa

sílicea y calcedonia jasperoide de color pardo amarillento. Las etapas postuladas en el desarrollo de los depósitos fueron las siguientes: 1) formación de una cubierta potente de material meteorizado sobre la superficie de Goiás; 2) ascenso regional con la consecuente disección de los ríos de la superficie de Goiás, y probablemente una continuación de la meteorización en profundidad; 3) más ascenso regional, acompañado por profundización de cañones y enriquecimiento y alteración secundaria del material meteorizado para formar depósitos de silicato de níquel y de óxido de manganeso. En el condado de Douglas, Oregón, depósitos similares de silicato de níquel (Pecora y Hobbs, 1942) forman un manto que varía en espesor desde unos pocos metros hasta más de 18 y 21 m, sobre una superficie de la Tierra Alta de Klamath. Esta fase de la geología que atañe al estudio y reconocimiento de superficies de meteorización y suelos antiguos, ha asumido la denominación de *paleopedología* (Nikiforoff, 1943); aunque todavía está en su infancia, ofrece grandes oportunidades en la búsqueda de minerales de importancia económica, aquí denominados residuos de la meteorización.

Los principios geomórficos aplicados a los depósitos de placeres. Los principios geomórficos han sido aplicados a la ubicación de depósitos de placeres, más que a cualquiera otra fase de la geología económica. Las concentraciones de minerales en placeres resultantes de procesos geomórficos definidos, se encuentran en posiciones topográficas específicas y pueden tener una expresión topográfica distintiva. El placer puede ser: residual, coluvial, eólico, de bajada, de playa, glaciario, incluyendo los de morenas terminales y de depósitos de transición encauzados, y placeres sepultados y antiguos. Los más importantes son los placeres aluviales.

Los placeres residuales o "excavaciones en vetas" son residuos de la meteorización de vetas o venillas de cuarzo; generalmente son de capacidad limitada y pasan gradualmente a filones mineralizados. Los placeres coluviales son producidos por la reptación, cuesta abajo, de materiales residuales y, por ende, son de transición entre placeres residuales y aluviales. Se han encontrado placeres auríferos de este tipo en California, Australia, Nueva Zelandia, y en otras partes. Parte de los placeres de estaño de Malaya (Westerveld, 1937) son placeres coluviales (los *koelits*) y parte son placeres aluviales (los *kaksas*). Alrededor de un tercio del platino mundial se obtiene de placeres aluviales en Rusia, Colombia y otras partes. Oro, estaño y diamantes se cuentan entre los minerales más importantes que se obtienen de placeres aluviales. Los diamantes se obtienen de placeres aluviales en los distritos de Vaal y río Orange, en Sudáfrica; en el área Lichtenburg, de Africa del Sur; en el Congo Belga; y en Minas Geraes, en Brasil. Alrededor del 20 % de la producción mundial de diamantes proviene de depósitos de placeres. Los placeres eólicos han proporcionado oro en Australia y Baja California, México. Los placeres de bajada se forman en el manto de grava de un pedimento y en los conos aluviales confluentes de una bajada. Más

probablemente se encontrarán cerca de la base de la montaña que alejados de ella, en las pendientes más suaves de un relleno de cuenca. Los placeres de playa han proporcionado oro, en California y Alaska; diamantes, en el distrito Namaqualand de Sudáfrica; circón, en la India, Brasil y Australia; e ilmenita y monacita en Travancore, India. Los placeres glaciarios no son tan importantes, pero se ha encontrado oro en la arena y grava de los depósitos de transición encauzados y en la de las morenas terminales del área Tarryall, en el condado de Park, Colorado (Singlewald, 1942) [1].

Los placeres se pueden sepultar bajo deslizamientos, corrientes de barro, coladas volcánicas, derrubio glaciario, lluvias de cenizas, sedimentos marinos, aguas marinas o aluvión posterior. Algunos de los placeres sepultados son de edad geológica reciente, pero otros pertenecen a una clase aquí denominada placeres antiguos.

Placeres antiguos de edad cámbrica han sido encontrados en un conglomerado en la región de los Black Hills, pero los placeres antiguos más importantes son del Terciario. En varios lugares se han encontrado placeres sumergidos bajo aguas oceánicas como resultado de un tardío ascenso glacial y posglacial del nivel del mar. Los sistemas de ríos de la Malasia, que contienen placeres de estaño, ya han sido tratados (ver pág. 497). Donde la profundidad del agua no es muy grande, han sido desagotados, pero sin duda grandes cantidades de estaño están sumergidas bajo las aguas oceánicas.

Probablemente los placeres sepultados más famosos son los que se encuentran en los valles terciarios de California. Clásica en su descripción por Lindgren (1911), y en años más recientes, Jenkins y sus colaboradores han publicado varios trabajos referentes a ellos (Jenkins, 1935; Jenkins y Wright, 1934). Dado que la recuperación del oro de estos placeres antiguos depende en gran parte del estudio completo de la geomorfología regional pasada y presente, se los describirá en detalle, como un ejemplo tipo de la aplicación de los principios geomórficos a la explotación de depósitos de placeres.

En la sierra Nevada y en los montes Klamath, de California, se han encontrado cursos de ríos terciarios que contienen placeres de oro. Los de la sierra Nevada tienen una cubierta volcánica, mientras que los de los montes Klamath carecen de ella. Ha sido en la sierra Nevada donde dicho estudio total de la geomorfología pasada y presente resultó particularmente provechoso en la búsqueda de los placeres. Las gravas del Cuartario y del Reciente han producido alrededor de tres veces más oro que las gravas del Terciario, pero en gran parte ya están agotadas. De las gravas del Terciario

[1] En la República Argentina se conocen depósitos correspondientes a placeres en varias partes del país; así, tenemos placeres auríferos en Famatina, provincia de La Rioja, como también en la costa de Tierra del Fuego y en la de Santa Cruz, al sur del río Gallegos. En la costa de la provincia de Buenos Aires, entre Mar del Plata y Necochea, se conocen placeres de playa correspondientes a hematita, magnetita, ilmenita y titanita. Los tres son de distinto origen. *(N. del T.)*

se han obtenido alrededor de 300.000.000 de dólares en oro, pero se estima que todavía se pueden obtener de ellas unos 600.000.000 de dólares.

En la región de la sierra Nevada hay tres sistemas de ríos, que deben ser distinguidos para poder reconocer las posibilidades de los placeres sepultados. Ellos corresponden a los *valles prevolcánicos* del Terciario inferior o Eoceno; a los *sistemas de valles intervolcánicos* del Mioceno y del Plioceno; y a los *sistemas de valles posvolcánicos* o *cuartarios*. Los placeres sepultados están principalmente en los sistemas del Terciario inferior o de *valles prevolcánicos*. Evidentemente, las condiciones favorables para la acumulación de los placeres auríferos que existieron durante el Eoceno no volvieron a repetirse. Los ríos del Terciario antiguo estaban capacitados para acumular placeres importantes porque fluían sobre el substrato que contenía el oro, y aparentemente algunos de los cursos de los ríos fueron influidos por los mismos caracteres estructurales (principalmente fallas) que localizaron las vetas de oro. Al parecer, durante el Eoceno el clima fue tropical o subtropical, y esto favoreció la meteorización química profunda y la liberación de grandes cantidades de oro. Los ríos intervolcánicos y posvolcánicos obtuvieron el oro localmente de los cauces de los ríos eocenos y lo concentraron, pero en pocos casos estuvieron en contacto con las vetas de oro. El problema de localizar los placeres sepultados consiste, en primer lugar, en reconstruir la topografía del substrato del Terciario antiguo, determinando las posiciones de los valles sepultados en él, pero esto por sí solo no es suficiente, porque también tiene importancia la edad del material que cubre el substrato. Es necesario distinguir los valles sepultados del Eoceno de los valles del Mioceno y del Plioceno. Si los valles del Mioceno y del Pleistoceno no estuvieron en contacto con las rocas del batolito jurásico, del cual provenía el oro, no son fuentes potenciales de oro, excepto donde localmente pudieron ser reabiertos y desgastados nuevamente, y gracias a ello pudo operarse la concentración de los placeres más antiguos del Eoceno.

El depósito volcánico más antiguo es una ceniza riolítica, y su reconocimiento ayuda en la identificación de los rellenos de los cauces eocenos. Las gravas que descansan sobre el substrato y están cubiertas con esta ceniza riolítica pueden ser consideradas como del Eoceno. En algunos lugares, la ceniza riolítica fue depositada en lagos donde constituye depósitos finamente laminados, conocidos por los mineros como "arcilla de chimenea". Tras la acumulación de la ceniza riolítica, una masa de material volcánico andesítico, denominado por los mineros "lavaje de guijones", cubrió a los valles del Eoceno, a la ceniza riolítica, y aun a crestas intermedias. Los sistemas de ríos que se desarrollaron durante el Mioceno y el Plioceno en el lavaje de guijones, no tuvieron necesariamente ninguna relación con los valles sepultados del Eoceno y sus rellenos de grava. Las coladas de lava se extendieron por muchos de los valles del Mioceno y del Plioceno, y en algunos lugares, como en el monte Table, sobresalen como crestas topográficas, representando ejemplos muy interesantes de inversión de la topografía. Los

cauces sepultados de ríos intervolcánicos a menudo han sido confundidos con cauces del Eoceno, y se ha malgastado mucho dinero para explotarlos. En muchos lugares, los ríos cuartarios han excavado en los cauces del Eoceno y acarreado el oro que les quedaba a lo largo de sus propios valles, pero este oro reconcentrado ya ha sido extraído en gran proporción, de tal

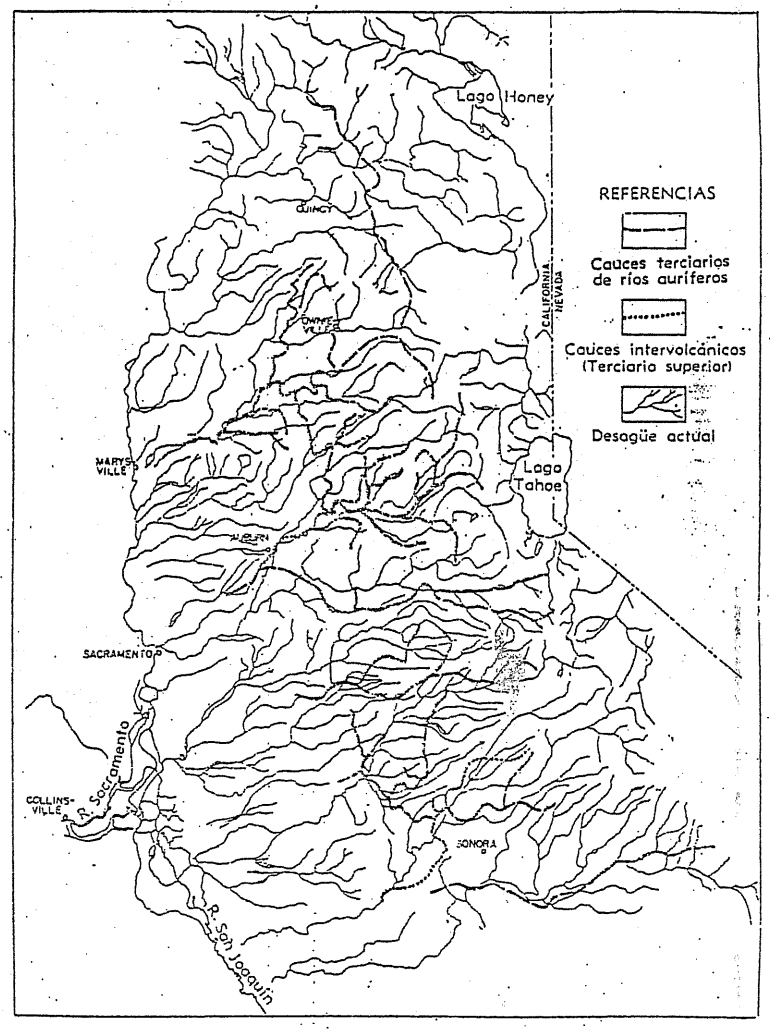


FIG. 22.6. *Mapa que muestra las relaciones entre las actuales líneas de avenamiento y los cauces auríferos e intervolcánicos del Terciario, en la Sierra Nevada. (Tomado de Waldemar Lindgren,* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper 73.)

manera que la mayor parte del oro de placeres que resta, se encuentra en los placeres eocenos.

Los principios geomórficos pueden ser aplicados adicionalmente a la búsqueda de oro aun después de identificar correctamente los cauces sepultados. Los placeres auríferos probablemente serán más ricos donde hubo un aminoramiento de la velocidad de los ríos. Así, reviste importancia conocer los efectos de los diferentes gradientes a lo largo de los cauces sepultados, los cam-

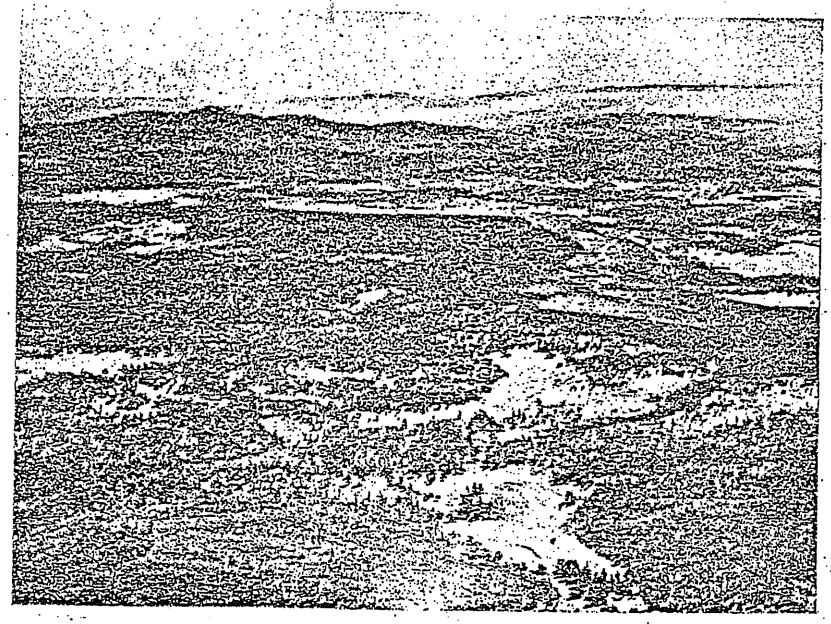


FIG. 22.7. *El monte Table, cerca de Sonora, en California. La cresta indica una colada de lava terciaria en un valle eoceno y es un ejemplo notable de la inversión del relieve. (Fotografía de Spence Air Photos.)*

bios en la forma y en la capacidad de los cauces, como así también las irregularidades del fondo del lecho, que favorecieran la acumulación del metal. El tipo de roca que constituye el substrato puede influir en la acumulación de los placeres, porque algunas rocas se erosionan más suavemente que otras. Algunos de los placeres más ricos se han encontrado donde las superficies muy irregulares y hoyosas del substrato han proporcionado obstrucciones que provocaron el asentamiento del oro. Los esquistos se erosionan en crestas y surcos pequeños que pueden servir como rifles naturales para retener el oro. Por otro lado, donde el substrato de un cauce sepultado está constituido por diorita, es más difícil encontrar oro, porque esta roca generalmente se desgasta formando una superficie lisa.

La ubicación de los placeres puede ser grandemente auxiliada por datos de perforación y de geofísica. Un relevamiento magnético podrá ser útil porque, por lo general, es probable que haya magnetita asociada con el oro. Si el substrato está constituido por una roca básica de intensidad magnética superior a la de las gravas de placeres, las áreas de los "bajos" magnéticos pueden reflejar la posición de los cauces rellenados.

El conocimiento de la geología del substrato, la aplicación del relevamiento geofísico, las perforaciones exploratívas y la interpretación de las fotografías aéreas, contribuyen en su conjunto o en sus partes al éxito de la exploración de estos placeres sepultados, pero lo fundamental en la búsqueda es el conocimiento cabal de la historia geomórfica de la región.

LA APLICACIÓN DE LA GEOMORFOLOGÍA A LAS OBRAS DE INGENIERÍA

La mayoría de las obras de ingeniería suponen la valuación de factores geológicos de un tipo u otro; las características del terreno se cuentan entre los factores más comunes. El conocimiento de la historia geomórfica del área puede ayudar grandemente en la correcta valoración de los materiales superficiales y de la configuración del perfil del substrato.

La construcción de carreteras. Evidentemente, la topografía desempeña un papel importante para determinar la ruta carretera más conveniente, aunque a veces los caracteres culturales pueden determinar la construcción de rutas en desacuerdo con la topografía. Diferentes tipos de terreno imponen problemas variables en ingeniería. Una ruta por una planicie cárstica necesita numerosos desmontes y rellenos, pues de otra manera el camino se inundará a raíz de precipitaciones copiosas, cuando los sumideros se ahogan por el escurrimiento superficial. En una región cárstica, los pilares de los puentes deberán proyectarse de tal manera que no se debiliten por el agrandamiento de las cavidades de disolución que probablemente existan. Ocasionalmente, las pequeñas cavernas encontradas durante el proceso de la construcción de terraplenes pueden crear problemas especiales.

Los terrenos glaciarios presentan muchos tipos de problemas de ingeniería. Una llanura plana de till, topográficamente es ideal para la construcción de caminos, pero en áreas donde se presentan morenas terminales, eskers, kames o drumlins, hay necesidad de desmontar y rellenar para evitar rutas tortuosas. En una región de glaciación como la wisconsiana, puede haber numerosos lagos o emplazamientos de lagos anteriores, ahora rellenados con materiales lacustres, que deben ser evitados. Las áreas de cieno, que indican la ubicación de lagos anteriores, no son aptas para caminos que han de soportar un tránsito intenso. Si se construye un camino por ellas tal cual están, el tránsito intenso provocará el desplazamiento de los materiales plásticos por debajo del fondo del lago y resultarán baches en el lecho del

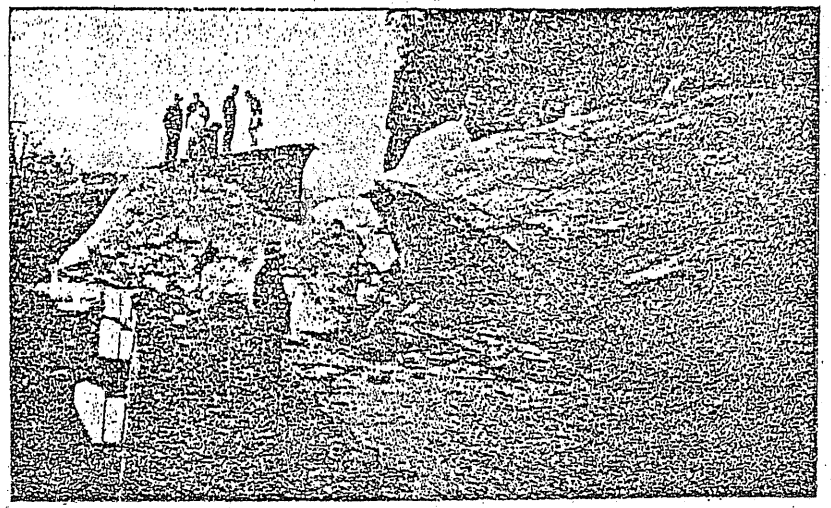


FIG. 22.8. *Un alud de roca en la Ruta del Estado Nº 7, en el condado de Washington, Ohio. (Fotografía del Ohio Department of Highways.)*

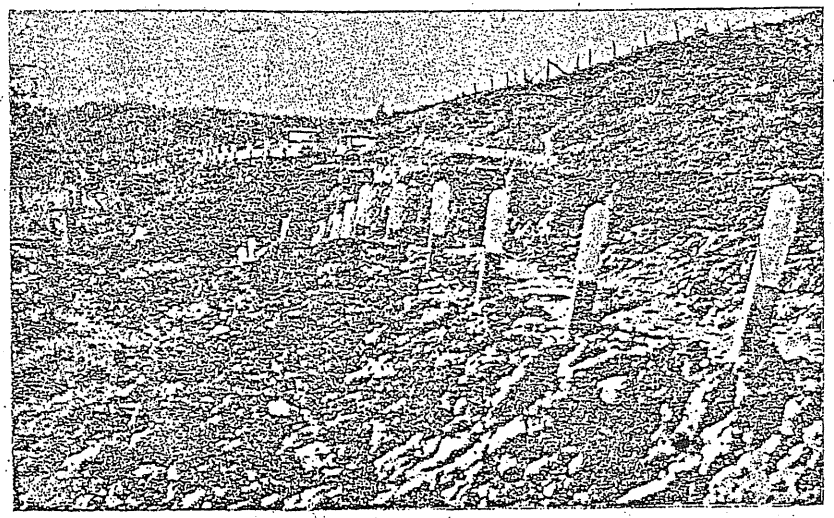


FIG. 22.9. *Desmoronamiento de una carretera construida sobre material lacustre plástico, en el condado de Bayfield, Wisconsin. (Fotografía del Wisconsin Geol. Survey.)*

camino. Para evitar esto, el relleno lacustre tal vez tenga que ser excavado y reemplazado con materiales que no se desplacen bajo una carga pesada.

Las áreas con relieve considerable, que caracterizan a la juventud avanzada o a una madurez temprana, necesitarán muchas construcciones de puentes y muchos desmontes y rellenos. En tales áreas los deslizamientos, las corrientes terrosas y el desmoronamiento se tornan problemas serios. Siempre que se hace un desmonte en una pendiente o talud estabilizado,



FIG. 22.10. *Expulsión de una mezcla de lodo y agua (bombeo) de una junta en un pavimento de hormigón, inmediatamente después de haber pasado un automóvil. (Fotografía de Engineering Experiment Station Purdue University.)*

se provoca el movimiento hacia abajo por un proceso u otro. Puede ser imposible planificar una ruta caminera de tal manera que evite completamente la posibilidad del movimiento de tierra, pero numerosas rutas camineras han sido trazadas sin prever los efectos que siguen a la perturbación de las pendientes estabilizadas.

Los deslizamientos y otros tipos de remoción en masa presentan problemas, no solamente en la construcción de caminos, sino en varios otros aspectos de la ingeniería. Los deslizamientos y las corrientes terrosas cerca de Ventura, en California, ocasionaron el desplazamiento de caminos, roturas en las cañerías, inclinación de las torres petrolíferas, y el cizallamiento del entubamiento (Putnam y Sharp, 1940). En el distrito de Dunedin, en

Nueva Zelandia (Benson, 1946), los deslizamientos de rocas, en un área de esquistos feldespáticos cuarcíticos y de fangolitas arcillosas, se reflejaron en el desplazamiento de las cañerías que alimentaban una usina hidroeléctrica, de los caminos, de terraplenes de ferrocarriles y de edificios. Los deslizamientos engendrados por la excavación de la sección Culebra del corte Gaillard, en el canal de Panamá, demoraron la terminación del canal y aumentaron grandemente su costo. El total de las excavaciones en el corte



FIG. 22.11. *Deterioros en una carretera construida sobre una subrasante de arcilla-lutita. (Fotografía de Engineering Experiment Station, Purdue University.)*

Gaillard alcanzó a 128.647.711 m³ de material, de los cuales se estimó que 55.860.060 m³ fueron debidos a los deslizamientos.

En una ruta caminera proyectada para tránsito intenso, la naturaleza del suelo por debajo de la superficie del camino, o lo que se denomina la subrasante, se ha tornado cada vez más importante por su dominio del desagüe por debajo del camino. La vida de una ruta, bajo cargas moderadas, está determinada principalmente por dos factores: la calidad del agregado empleado en la ruta y la textura y desagüe del suelo de su subrasante. Así, el conocimiento de las relaciones de los suelos con las condiciones topográficas variables y el tipo de roca madre es esencial en la construcción moderna de carreteras. Es fundamental el conocimiento de los perfiles de los suelos, que en grado considerable reflejan la influencia de las condiciones e historia geomórfica. El bombeo, término aplicado a la expulsión del agua

de debajo de losas de camino por juntas y grietas, es uno de los problemas más serios con que tropiezan los ingenieros de caminos. El bombeo es principalmente la consecuencia de un desagüe pobre en la subrasante. El agua desplazada lleva consigo partículas de suelo, y de ese modo se van creando huecos debajo del pavimento, los que a su vez determinan el agrietamiento de éste. Subrasantes de arcilla limosa y nivel freático alto debajo de las carreteras dan como consecuencia un servicio deficiente; me-

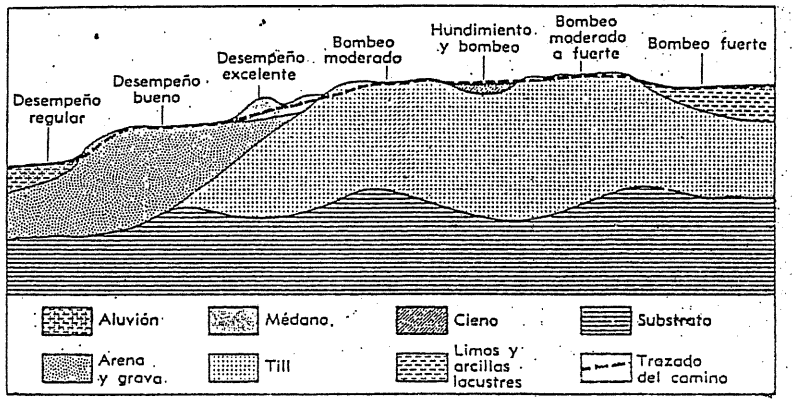


FIG. 22.12. *Diagrama que sugiere el desempeño que es de esperar de una carretera construida sobre varios tipos de depósitos glaciarios.*

jores resultados se obtienen con materiales granulares y nivel freático bajo.

El resumen que se presenta muestra la variación en el número de grietas, en relación con varios tipos de materiales de la subrasante que se encuentra a lo largo de una sección de la ruta nacional Nº 31 de los Estados Unidos de América, en una zona glaciada de Indiana (Sweet y Woods, 1947).

	Cantidad de grietas por 300 m		
Material de la subrasante	Gradientes	Desmontes	Rellenos
Arena eólica	9,7	9,9	9,8
Terraza granular	10,3	7,5	13,4
Till del Wisconsiano	27,5	25,2	19,8
Till del Illoniano	23,9	23,9	25,2

Es evidente que el bombeo es notablemente mayor sobre el till glaciario que sobre materiales permeables tales como arena eólica y grava de los conos de transición. Una llanura de till, que puede presentar condiciones topográficas ideales para la construcción de lechos de caminos con un mínimo de desmontes y de rellenos, puede proporcionar un servicio pobre, a no ser que se introduzcan materiales granulares en la subrasante, o se mejoren las

condiciones del desagüe superficial. El desagüe interno pobre de una llanura de till está, en parte, relacionado con la impermeabilidad de la mayoría de los tills y, en parte, con la formación por meteorización de minerales arcillosos impermeables en el horizonte *B* del perfil del suelo. El conocimiento cabal de las diferencias en las características del desagüe de los distintos suelos involucra el estudio de la mineralogía arcillosa de los suelos. Como ha sido indicado (Ekblaw y Grim, 1936), dos minerales arcillosos semejantes en la composición química pueden tener cualidades diferentes de absorción de humedad y comportarse bien distintamente bajo cargas pesadas.

En un terreno glaciario (y muchas de las carreteras en los Estados Unidos de América se están construyendo en tales terrenos) podemos encontrar variaciones en la topografía y en los materiales entre las llanuras de till, las morenas terminales, las llanuras lacustres, las llanuras de los conos de transición, los drumlins, los eskers, la arena eólica y el loess. Para la construcción de una carretera, cada uno de éstos presenta un tipo distinto de topografía y de material de la subrasante. Una apreciación de estas diferencias inevitablemente conducirá a la construcción de mejores carreteras. Algunos estados –por ejemplo, Massachusets– están realizando ensayos sísmicos de los materiales sobre los cuales se está construyendo sus carreteras, para poder formarse una idea más adecuada de los problemas de ingeniería que presentarán. Con el incremento en el uso de materiales granulares en la subrasante y en los terraplenes, la disponibilidad de tales materiales se torna un renglón de importancia cada vez mayor. Con el auxilio de fotografías aéreas o de mapas de suelos es posible relevar todos esos materiales a lo largo del trazado propuesto para una carretera.

Localización de canteras de grava y de arena. La arena y la grava, además de su uso comercial e industrial, pueden tenerlo también en ingeniería. La opción por determinada cantera de arena o de grava dependerá de los factores geológicos que hayan intervenido en su formación, tales como ubicación, diversidad en el tamaño de los granos, composición litológica, grado de meteorización, cantidad de cubierta y continuidad de los depósitos. La arena y la grava se pueden encontrar como depósitos de llanuras aluviales, terrazas fluviales, conos aluviales y de deyección, escombros de talud, arenas eólicas, residuales y glaciarias de varios tipos. Todos los yacimientos tienen relaciones topográficas y expresiones y cualidades inherentes variables, así como posibilidades de explotación. Para la evaluación comercial de sus capacidades es esencial un reconocimiento del tipo del depósito. Por lo general, la demanda de grava es mayor que la de arena, aunque cerca de las ciudades la demanda de arena para argamasa y otros usos puede ser considerable, y en una cantera que haya de producir las dos, debe calcularse la proporción de cada una. Esto involucra una apreciación del tipo del depósito y de la distancia a que el material ha sido acarreado por el agua.

Es probable que los depósitos de las llanuras aluviales contengan mayores

proporciones de limo y arena y que presenten muchas gradaciones variables y heterogéneas, tanto lateral como verticalmente. El grano de las gravas de los conos aluviales y de deyección tiene formas angulares, como también tamaño desigual, especialmente en las proximidades de sus ápices. Los materiales de los taludes, además de angulosos, son demasiado grandes e inapropiados para la mayoría de los usos, y su capacidad es limitada. Las arenas eólicas pueden constituir fuentes apropiadas de arena, pero, por

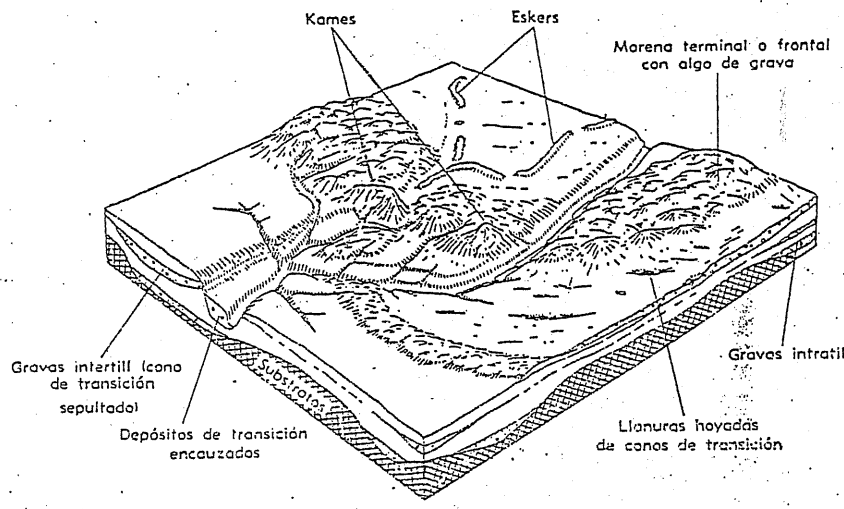


FIG. 22.13. *Diagrama que muestra la forma de presentarse de varios tipos de gravas glaciarias que tienen importancia económica. (Dibujo de William J. Wayne.)*

supuesto, no contienen grava. Los depósitos residuales carecen de selección y probablemente contengan cantos rodados, pero su meteorización demasiado profunda no aconseja su empleo como agregado en labores con cemento. El empleo como agregado de un alto porcentaje de ftanita recubierto con una película de hierro resulta perjudicial. Además, es probable que los depósitos residuales sean de extensión limitada.

Los depósitos de transición encauzados y arrazados y las llanuras de conos de transición generalmente son emplazamientos favorables para canteras, porque no tienen una cubierta potente y generalmente son extensos. Es importante que un depósito de terraza pertenezca al Wisconsiano, al Illoniano, o que sea más antiguo. Las terrazas de gravas del Wisconsiano tienen una cubierta de material meteorizado que debe eliminarse, relativamente de poco espesor, probablemente no superior a 1,5 ó 2 m, en comparación con los 3 a 4,5 m que cubren a las gravas del Illoniano, y más aún a los conos de transición más antiguos. La altura de la terraza sobre el nivel del fondo del valle determinará si la cantera ha de ser trabajada por proceso seco o

húmedo. Un esker puede contener materiales excelentes como yacimiento de grava porque su selección es buena, pero la cantidad de grava disponible puede ser limitada porque los eskers por lo general no son grandes y típicamente se presentan en segmentos más bien que en una masa de considerable amplitud. Aunque un esker alcance suficiente continuidad, su explotación como cantera probablemente obligue a la compra de un lote grande de terreno o a la adquisición de los derechos de varios propietarios. Los

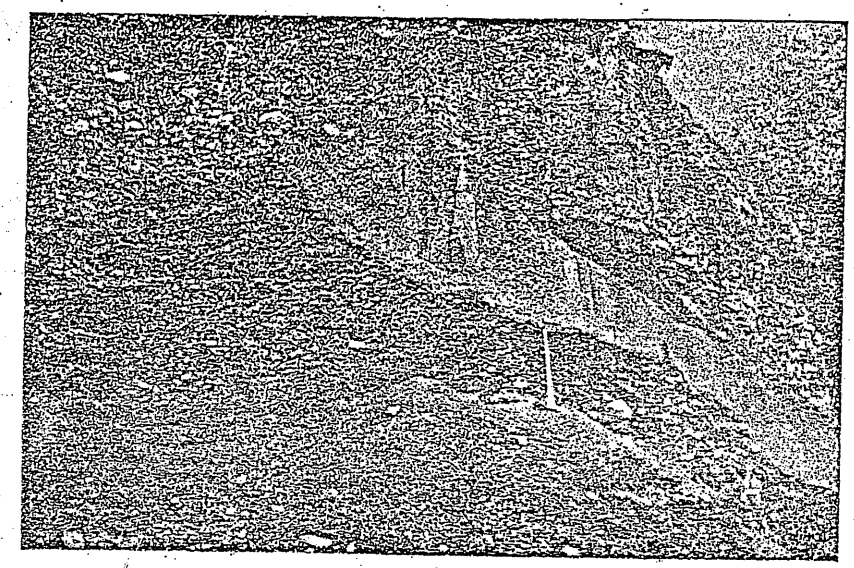


FIG. 22.14. *Porción de un* kame, *que muestra la naturaleza heterogénea de los depósitos de kame. (Fotografía por Conrad Gravenor, Geol. Survey of Canada.)*

depósitos de kame muestran un grado pobre de selección y, por tanto, una gran cantidad del material que se manipula debe ser descartado, porque es muy grueso o muy fino. Además, un depósito de kame en un trecho relativamente corto probablemente pase en transición a till, y así limitará la extensión posible de la operación. Muchas canteras de grava han sido abiertas en gravas intertill sin que el operador tomara en cuenta que la cubierta rápidamente se vuelve excesiva a medida que los trabajos avanzan hacia la ladera.

La elección de lugares para el emplazamiento de diques. La aplicación de la geología a la elección de lugares para el emplazamiento de diques involucra una síntesis de los conocimientos concernientes a la geomorfología, litología y estructura geológica del terreno. Como Bryan (1929) ha señalado, por lo menos hay cinco requisitos que dependen de las condiciones

geológicas para adecuados emplazamientos de embalses: 1) una cuenca impermeable de capacidad suficiente; 2) un desagüe estrecho de la cuenca, con una fundación que permitirá la construcción económica del dique; 3) oportunidad para construir un vertedero adecuado y seguro para llevar las aguas sobrantes; 4) disponibilidad de los materiales necesarios para la construcción del dique (esto es particularmente cierto en el caso de los diques de tierra); y 5) seguridad de que la vida del dique no será muy corta como resultado de una acumulación excesiva de barro y limo.

Anteriormente hemos señalado algunas de las dificultades con las que se tropieza en la construcción de diques en un terreno de caliza (véase pág. 590). La represa Hondo, en el sudeste de Nuevo México (Bryan, 1929), fue construida sobre caliza con un nivel freático de unos 6 m por debajo de la superficie. La pérdida fue tan rápida que ocasionó el abandono de la represa. Burwell y Moneymaker (1950) han descripto la dificultad que surgió en un área de caliza cuando se eligió el lugar de emplazamiento de un dique en la plena suposición de que una estrechura en un valle es un lugar favorable. El dique Hales Bar, en el río Tennessee, a unos 19 km al oeste de Chattanooga, en Tennessee, fue construido entre los años 1905 y 1913, por capitales particulares, y fue adquirido en 1939 por la Autoridad del Valle de Tennessee. Referente a él, Moneymaker manifestó:

> Aparentemente, nadie atinó a pensar, antes de la construcción, que la roca podría ser defectuosa o cavernosa. El dique Hales Bar fue construido sin suficiente exploración, sin suficientes excavaciones para fundaciones, y sin tratamiento reparador de una fundación muy cavernosa. La pérdida por la roca de fundación fue tan grande que la terminación fue largamente demorada y el costo resultó mucho mayor que el previsto. La obra, estimada en 3.000.000 de dólares y con un plazo de entrega de 2 años, vino a costar 11.536.889 dólares y requirió ocho años para su terminación.

Legget (1939) dio un ejemplo de cómo la falta de previsión de un contratista por enterarse de cuán irregular era la superficie de un substrato de caliza, tal vez debida a disolución diferencial, condujo a graves consecuencias financieras. En vez de tener que excavar 344 m³ de roca, como se había calculado, hubo que remover 3.600 m³; en vez de perforar 1.000 m de pozos, hubo que perforar 3.200 m; en vez de emplear 4.200 bolsas de cemento, se necesitaron 6.368 bolsas, y el trabajo, en vez de costar 82.992 dólares, como se había licitado, costó 209.018 dólares.

Desde el punto de vista de la capacidad del dique que haya de construirse, es deseable una estrechura del valle, pero no siempre será ése el lugar adecuado para la construcción del dique. En las áreas glaciadas, donde son comunes valles con rellenos de arena y grava en el substrato sepultado, la topografía superficial puede no dar una imagen verdadera de las condiciones del subsuelo. El autor recuerda un ejemplo, en Indiana, donde el lugar elegido para un dique propuesto era una estrechura de un valle entre una pared de este valle, por un lado, y la punta de un espolón por el otro. El estudio de la topografía del subsuelo demostró, sin embargo, que el espolón

en el cual se empotraría un extremo del dique tenía el subyacente de arena y grava de un valle preglacial sepultado. A pesar de haberse formulado advertencias de que el dique tendría pérdidas, se construyó en ese lugar y ha venido perdiendo agua regularmente. Legget (1939) señaló las dificultades encontradas durante la construcción de un dique en el norte de Irlanda, las que surgieron, en parte, por haberse interpretado como substrato los bloques glaciarios tocados en perforaciones de ensayo. En vez de encontrar una fundación en el substrato a la profundidad de 15 m, como se había anticipado, fue necesario llegar hasta los 54 m.

La geomorfología aplicada a la elección del emplazamiento de campos de aviación. Muchos de los factores que determinan la elección de un lugar para el emplazamiento de un campo de aviación son de naturaleza geomórfica o geológica. Los factores climáticos locales pueden ser importantes, pero están además relacionados, en grado considerable, con las condiciones geomórficas. Algunas de las consideraciones principales que se deben tomar en cuenta son: 1) posibilidades de pistas largas en varias direcciones; 2) condiciones del desagüe; 3) cantidad necesaria de emparejamiento; 4) peligro de inundaciones y niebla; y 5) abastecimiento de agua, si no se dispone de agua corriente.

Podemos ver cómo las variables condiciones geomórficas y geológicas afectan el desarrollo de un campo de aterrizaje considerando las posibilidades de varios tipos de terrenos diferentes: una llanura de till, una llanura aluvial, una planicie cárstica, una llanura lacustre, una llanura de cono de transición y una terraza con subyacente de materiales granulares. Cada tipo será juzgado teniendo en cuenta los cinco factores enumerados en el párrafo precedente.

Una llanura de till

1. Serán factibles pistas largas en varias direcciones.
2. El desagüe presentará un problema, particularmente si la llanura es plana. Será necesario desagotar, y se tendrán que introducir materiales permeables por debajo de las pistas.
3. En una llanura plana de till, el emparejamiento será mínimo; pero si existen caracteres tales como morenas terminales, drumlins o kames, habrá que resolver el problema con desmontes y rellenos. Es muy probable que unos y otros se equilibren y que no resulten muy costosos, debido a la naturaleza no consolidada de los materiales.
4. Las inundaciones y las nieblas no deben presentar ningún problema serio.
5. Mediante pozos en las lentes locales de arena y grava del till, el abastecimiento de agua será suficiente, salvo que el personal sea muy numeroso.

Una llanura aluvial

1. Las posibilidades para pistas dependerán del ancho de la llanura aluvial.
2. El avenamiento constituirá un problema debido al alto nivel freático y a la topografía plana. Será necesario poner atanores y abrir zanjas para mejorar el suelo, como asimismo introducir materiales permeables bajo las pistas.
3. El emparejamiento será mínimo.
4. El peligro de las inundaciones será serio y probablemente necesitará un sistema de albardones artificiales para impedir las inundaciones. En algunas ocasiones las nieblas pueden presentar problemas.
5. El agua se obtendrá fácilmente del río o de pozos practicados en el aluvión.

Una planicie cárstica

1. Serán posibles pistas largas en varias direcciones.
2. El avenamiento presentará un problema, pues los numerosos sumideros se llenarán de agua a consecuencia de precipitaciones copiosas, y los que son cruzados por las pistas tendrán que ser rellenados.
3. Habrá mucho emparejamiento. Los sumideros tendrán que ser rellenados, y en el substrato se tendrá que hacer desmonte. Habrá alguna dificultad en mantener los rellenos en los sumideros, salvo que se cierren todas las entradas de los desaguaderos subterráneos.
4. Excepto en caso de ahogo local y transitorio de los sumideros, no habrá peligro de inundaciones, y la niebla no será un problema.
5. El aprovisionamiento de agua puede ser un problema debido a la inseguridad de obtenerla en terrenos de caliza. Aun si se encuentra agua buena, requerirá filtración y tratamiento para asegurar su potabilidad.

Una llanura lacustre

1. Las posibilidades de pistas serán excelentes.
2. El desagüe natural será pobre, y habrá que recurrir a zanjas y atanores. Se requerirán materiales permeables por debajo de las pistas.
3. El emparejamiento será mínimo.
4. No habrá peligro de inundaciones, y la niebla no será superior a la normal, salvo que el campo esté adyacente a un lago.
5. El aprovisionamiento de agua puede ser un problema, porque los depósitos lacustres constan principalmente de arcillas y limos que no son buenos depósitos acuíferos. Lentes locales de materiales más arenosos pueden proveerla.

Una llanura de cono de transición

1. Las posibilidades de pistas son excelentes.
2. El desagüe será excelente debido a la naturaleza permeable de los materiales que constituyen la subrasante.

3. Será necesario poco emparejamiento, salvo que sea una llanura hoyada, en cuyo caso se tendrá que rellenar los hoyos glaciarios. Esto no será muy costoso debido a la naturaleza no consolidada de los depósitos del cono de transición.
4. Las inundaciones y las nieblas no presentarán problemas.
5. El agua se puede obtener fácilmente de pozos.

Una terraza con subyacente de materiales granulares

1. No será posible trazar pistas en varias direcciones, salvo que la terraza sea excepcionalmente extensa.
2. El desagüe será excelente.
3. El emparejamiento será mínimo.
4. No habrá peligro de inundaciones, pero las nieblas sobre los ríos vecinos pueden ocasionar molestias en ciertas épocas.
5. El aprovisionamiento de agua probablemente se pueda obtener sin dificultades mediante pozos en los depósitos granulares, o del río vecino.

La aplicación de la geomorfología a la geología militar. En contraposición a los dirigentes militares alemanes y japoneses, los norteamericanos y británicos han sido remisos en el uso de la geología durante la guerra. Durante la primera guerra mundial fueron utilizados los servicios de algunos geólogos, aunque en escala limitada. La Unidad Geología Militar del Servicio Geológico de los Estados Unidos de América prestó grandes servicios al cuerpo de Ingenieros en la segunda guerra mundial, pero la guerra estaba bien avanzada antes de que las autoridades militares vieran la necesidad y las posibilidades del empleo de expertos en geología. Es natural que los geólogos culpen de tal situación a la imprevisión de los militares para advertir la utilidad de la información geológica, pero tal vez no sea enteramente culpa de ellos, porque por su parte los geólogos tardaron en reconocer que para ser útil en las operaciones militares, el conocimiento geológico debe ser traducido en términos al alcance de personas sin estudios geológicos.

La primera guerra mundial se hizo principalmente sobre la base de trincheras estabilizadas, y la información más útil era entonces más de naturaleza geológica que geomórfica (Brooks, 1921). La información más utilizada fue la referente a qué tipo de roca se encontraría al cavar trincheras, en minado y contraminado, y las posibilidades de aprovisionamiento de agua y de otros materiales geológicos. La topografía desempeñó su papel en la maniobra y planeamiento de líneas de ataque, pero difícilmente pueda decirse que los aliados no utilizaran, en cierta medida, algunos conocimientos geomórficos básicos.

Con el desarrollo, durante la segunda guerra mundial, del tipo de guerra *blitzkrieg*, la topografía revistió más importancia, debido a que la efectividad de una guerra relámpago depende en gran medida de la transitabilidad de los terrenos. Como consecuencia, en años más recientes las frases *apreciación del terreno* o *análisis del terreno* se han convertido en semimágicas entre los militares. Un geomorfólogo puede carecer de conocimientos para el mejor aprovechamiento del terreno en operaciones militares, pero con seguridad sus conceptos sobre las condiciones de los terrenos son mucho más profundos que los del especialista militar o, para el caso, de otros geólogos. Él aprecia que las formas del terreno son el resultado de la conjunción de procesos geomórficos y geológicos a través del tiempo, que las formas de relieve no son grupos de formas individuales sin relación y al acaso, sino que tienen relaciones sistemáticas que revelan sus orígenes y dicen mucho con respecto a la geología y a la estructura del substrato del subyacente, como asimismo en lo relativo a los suelos y a la vegetación de una región. Según Erdmann (1943), el geomorfólogo tiene "una vista para el terreno o un ojo instintivo para la configuración, una previsión de cómo es probable que sea un terreno distante, visible o no, cuando se llegue a él ... El terreno es el común denominador de geología y guerra". Sea en conexión con la interpretación de los mapas topográficos o con las fotografías aéreas, esta apreciación básica de los diferentes tipos de terreno es fundamental para el planeamiento correcto de las campañas militares. Los mapas geológicos, si se puede disponer de ellos, constituyen una gran ayuda, pero todavía no se han confeccionado mapas topográficos y geológicos para la mayor parte del mundo; se deben extraer deducciones de la interpretación de las fotografías aéreas, y estas deducciones se basan principalmente en las diferencias que las fotografías muestran en topografía, suelo y vegetación. En cuanto al uso de las fotografías aéreas con respecto a este problema, Hunt (1950) manifestó:

> Aun donde faltan mapas geológicos o los hay en escala tan pequeña que practicamente son inútiles para la inteligencia táctica, los principios geológicos se pueden aplicar con ventaja en la interpretación del terreno sobre la base de las fotografías aéreas. No se requiere mucha práctica en la lectura de fotografías verticales para reconocer montañas, cerros, lagos, ríos, bosques, llanuras o algunos tipos de pantanos. Pero se puede y se debe interpretar mucho más a fin de lograr una idea completa del terreno. Es esencial conocer el tipo de cerro, el tipo de llanura, el tipo de río o de lago, y así sucesivamente, porque conociendo esto, muchas veces se puede reconstruir la geología. El intérprete con algo de confianza puede, entonces, hacer pronósticos tocantes al aprovisionamiento de agua, el tipo y profundidad del suelo, transitabilidad, avenamiento del terreno, y otros problemas sobre construcción, materiales de construcción, movimiento y cubierta, y muchos otros elementos que son esenciales para una estimación cabal de las condiciones del terreno. Por esto, en una palabra, las fotografías aéreas son útiles para allegar datos acerca del terreno en cuanto proporcionan información referente a la geología del área. La identificación de un cerro o de otro rasgo del terreno no es más que un trocito de la descripción que se puede leer en una fotografía; lo importante es la compenetración del significado de las formas individuales del relieve, en términos de tipo de terreno y pendiente.

La aplicación de la geomorfología a la exploración petrolífera. Probablemente sea cierto que, para la mayor parte de la superficie terrestre, la mayoría de las estructuras petrolíferas reconocibles fundadas en su expresión

superficial, han sido descubiertas, pero hay áreas considerables cuya exploración superficial todavía se está realizando; la mayoría de las compañías petroleras tienen comisiones realizando geología superficial. Para este tipo de trabajo puede ser provechoso el conocimiento de la expresión geomórfica de las estructuras geológicas. En campos petrolíferos tales como Rangely, en Colorado; Kettleman Hills, en California; y los de Elk Basin, en Wyoming y Montana, las estructuras anticlinales se reflejan visiblemente en la

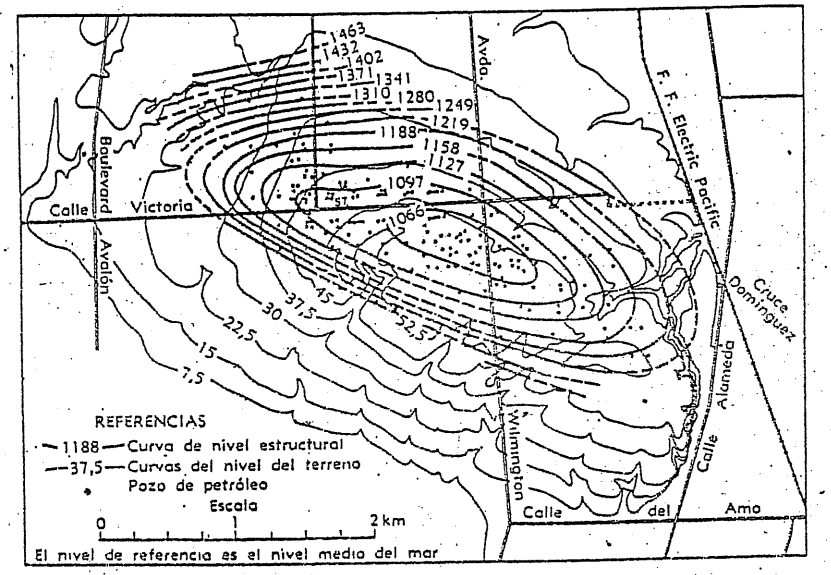


FIG. 22.16. *Mapa que muestra la estrecha correlación entre la topografía actual y la estructura geológica en el campo petrolífero de Dominguez Hills, California. (Tomado de F. P. Vickery,* Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 12.)

topografía. Muchas de las estructuras de domos de sal en la costa del golfo de México son evidentes en la topografía, al menos, al observarlos en fotografías aéreas. Los domos de sal no siempre constituyen alturas topográficas, pero pueden formar cuencas topográficas debido a la disolución de parte del tapón de sal.

En general, es un principio de trabajo bastante bueno, para el estudiante de geomorfología, desconfiar de áreas que aparentemente son altos topográficos, pues también pueden ser altos estructurales, teniendo presente las posibilidades de inversión de la topografía que puede producirse donde se presentan capas débiles en la cresta de un alto estructural. Este principio es particularmente aplicable a áreas de diastrofismo del Terciario superior más reciente. Vickery (1927) ha señalado que hay una correspondencia

notable entre la ubicación de los campos petrolíferos de Los Ángeles, en California, en la faja de la planicie costanera, y su topografía. No todos los altos topográficos han resultado campos petrolíferos; pero en los campos petrolíferos de Signal Hill, Domínguez, Baldwin Hills, Santa Fe Springs, Montebello y otros, existe esa correspondencia entre la topografía y la estructura. Esta notable correlación resulta del hecho de que la deformación es de tan reciente data que no ha habido tiempo para que la erosión y la remoción en masa destruyeran los efectos del diastrofismo. En regiones de espesos bosques tropicales, donde la topografía no se puede observar a través de ellos, las diferencias de tonalidades en la vegetación pueden delinear una estructura de domo o anticlinal. Cualquier anomalía en el recorrido del desagüe y de los cursos de agua deberá ser considerada atentamente como un posible reflejo estructural. La aplicación creciente de la fotogeología a la exploración petrolífera hace del conocimiento de las formas de relieve un requisito básico para el geólogo que emplea esta técnica.

De acuerdo con Leverson (1934), muchos de los campos petrolíferos y de gas, si no todos, tienen relación con discordancias. Las discordancias son antiguas superficies de erosión; de aquí que el geólogo petrolero deba tratar con paisajes sepultados. Donde los bancos permeables están truncados por antiguas superficies de erosión y, posteriormente, obturados por sedimentos, se convierten en trampas estratigráficas. La mayoría de las trampas estratigráficas se hallan a lo largo de discordancias. Se tratarán tres tipos de trampas estratigráficas: topografías cársticas sepultadas, arenas filiformes y discordancias angulares obturadas.

En varios campos petrolíferos, tales como los de Lima-Indiana, la cuenca de Michigan, y los del oeste de Texas, las rocas carbonatadas, como se ha reseñado anteriormente, pueden ser primarias o secundarias. La mayoría de los grandes rendimientos de petróleo en caliza provienen de rocas que tienen un alto grado de permeabilidad, debido a la disolución. Bybee (1938) ha sugerido que los depósitos del oeste de Texas se hallan en calizas muy cavernosas, y Howard (1928) estimó que el 95 % del rendimiento de petróleo en bancos de caliza productivos estaba asociado con superficies de erosión en caliza por debajo de las cuales hubo agrandamiento de las diaclasas y de los planos de estratificación por disolución. Las Formaciones de caliza con espesores de varios cientos de metros pueden dar un rendimiento grande de petróleo solamente de los 7 a los 15 m superiores, en los cuales se hallan las horadaciones debidas a disolución. Como se ha anotado anteriormente, al tratar los depósitos de agua freática en topografía cárstica, la permeabilidad generalmente es mayor en las vecindades de las antiguas líneas de desagüe.

Las *arenas filiformes* son cuerpos alargados y sepultados de arena. Son particularmente comunes en el sudeste de Kansas y en el nordeste de Oklahoma (Rich, 1923; Bass, 1936). Probablemente no haya fase de la exploración petrolífera que pueda emplear con mayor ventaja el conocimiento de

las características detalladas de los rasgos específicos topográficos que la tocante a la explotación de las arenas filiformes. Las arenas filiformes pueden ser restos sepultados de playas y barras costaneras, de barras libres, de rellenos de canales de ríos, de rellenos de canales distributarios de delta, o de

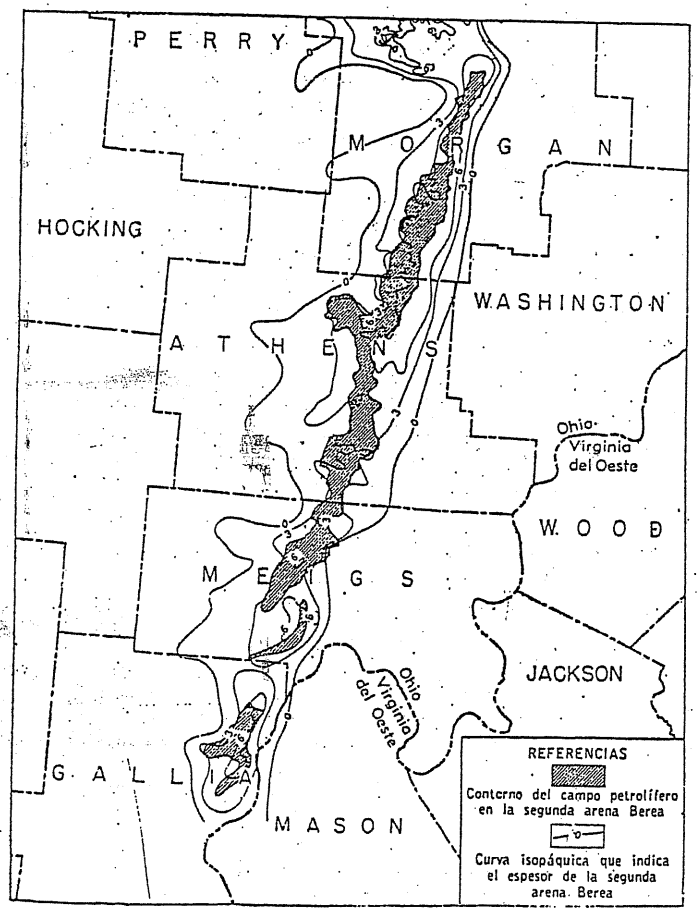


FIG. 22.17. *El contorno y el espesor de un campo gasífero en la segunda arena Berea, en el sudeste de Ohio. La topografía sepultada se refleja porque el campo gasífero está delineado por una antigua barra libre. (Tomado de J. F. Pepper et al., U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations Preliminary Map 79.)*

rellenos de canales de marea. Es importante que el origen específico de las arenas filiformes sea reconocido tan pronto como sea posible, para planificar correctamente el programa de perforaciones (Rich, 1938). Una barra libre

difiere grandemente de un relleno de canal de río en perfil transversal, en trazado, y en dirección respecto de la línea de ribera antigua. Las barras libres se extienden en curvas suaves, con formas de media luna, paralelas a una línea de ribera anterior; probablemente sean discontinuas o segmentadas por entradas de mareas anteriores, y rematen en punta hacia los extremos de los segmentos individuales; los segmentos de barras pueden ser productores de petróleo, mientras que las brechas entre ellos no lo son; comúnmente, los segmentos individuales de barras están desplazados escalonadamente; los puntos o protuberancias semejantes a espigas o ganchos marinos se pueden extender desde las barras hacia la costa; sus partes superiores pueden ser irregulares debido a dunas.

Los rellenos de los canales de ríos tienen diseños claramente diferentes a los de las barras libres. Puede ser difícil anticipar el plano del relleno de un determinado cauce sin antes haber perforado varios pozos. El cuerpo de arena del relleno de canal es continuo, en vez de ser segmentado, y tiene un espesor y ancho casi uniforme; puede encorvarse primero en una dirección y luego en otra, como sería de esperar del curso de un río con meandros; su rumbo marca aproximadamente un ángulo recto con la antigua línea de ribera, en contraste con la de una barra libre. Estas diferencias en dos tipos de arenas filiformes demuestran evidentemente que es necesario el conocimiento de las características de los varios tipos de caracteres topográficos que producen por evolución arenas filiformes, para una explotación más económica de sus posibilidades de petróleo y de gas.

El campo petrolífero del este de Texas ha producido más petróleo que cualquier otro en los Estados Unidos de América. Es uno de los numerosos ejemplos de trampas estratigráficas producidas por la obturación de una antigua superficie de erosión. El petróleo se encuentra en la arena de la Formación Woodbine, del Cretácico. Esta Formación está truncada por una superficie de erosión que presenta muchas irregularidades. Posteriormente, esta superficie de erosión fue sepultada y obturada por la acumulación de la arcilla de la Formación Eagle Ford y de la creta de la Formación Austin. Los cerros asentados sobre este paisaje sepultado son ahora muy productivos en petróleo.

Otras aplicaciones de la geomorfología. Los empleos tratados precedentemente representan algunas de las aplicaciones prácticas más notables de la geomorfología, pero hay otros campos en los cuales la geomorfología puede ser útil. Los mapas de suelos son, en buena medida, mapas topográficos, y la diferenciación de los diversos integrantes de una serie de suelos depende fundamentalmente de las condiciones topográficas diferentes bajo las cuales se desarrolló cada integrante de la serie de suelos. La ingeniería moderna de playa (Mason, 1950; Krumbein, 1950), para tener éxito, debe basarse sobre el conocimiento de los procesos del desarrollo de la línea de litoral. El problema de la erosión del suelo (Brown, 1950; Peterson, 1950)

es esencialmente un problema que involucra el conocimiento y dominio correcto de procesos geomórficos tales como erosión por lavaje en mantos, carcavamiento, remoción en masa y erosión fluvial. La intensidad de la erosión no está determinada solamente por el ángulo de la pendiente. Tal vez no sea muy marcada en pendientes empinadas, donde estas pendientes tienen un subyacente de materiales permeables, y puede ser pronunciada

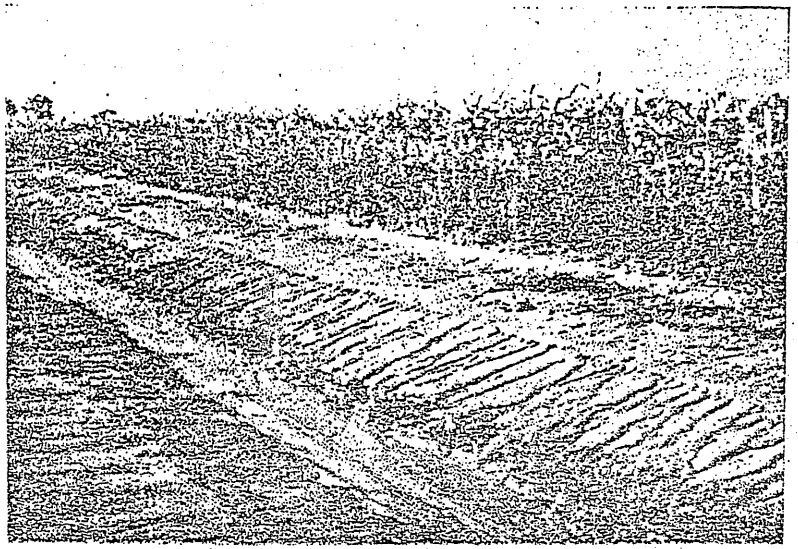


FIG. 22.18. *Fotografía del desmonte de un camino en la cual la mayor erosibilidad del horizonte plástico* B *está señalada en un perfil del suelo porque la erosión en manto es reemplazada por carcavamiento. (Fotografía de Engineering Experiment Station, Purdue University.)*

en pendientes suaves donde no hay materiales impermeables. El problema relacionado con la clasificación de la tierra también entraña el conocimiento de los varios tipos de terrenos y los mejores usos que se puede hacer de ellos.

Se pueden mencionar otros campos en los cuales el conocimiento de los caracteres geomórficos es importante, pero los expuestos precedentemente son suficientes para mostrar que el entendimiento cabal de los principios geomórficos, junto con el conocimiento de la historia geomórfica de determinadas áreas, pueden contribuir significativamente a la solución de problemas en geología aplicada.

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

ADAMS (G. I.): *Bauxite deposits of the southeastern states.* Econ. Geol., t. *22*, págs. 615-620, 1927.

BASS (N. W.): *Origin of the shoestring sands of Greenwood and Butler counties, Kansas.* Kansas Geol. Survey Bull. *23*, págs. 69-126, 1936.

BENSON (W. N.): *Landslides and their relation to engineering in the Dunedin district, New Zealand.* Econ. Geol., t. *41*, págs. 328-347, 1946.

BRAMLETTE (M. N.): *Geology of the Arkansas bauxite region.* Arkansas Geol. Survey, Inf. Circ. *8*, págs. 4-31, 1936.

BROOKS (A. H.): *The use of geology on the western front.* U.S. Geol. Survey, Bull. *128-D*, págs. 85-124, 1921.

BROWN (C. B.): *Effects of soil conservation*, págs. 380-406, en *Applied Sedimentation*, editado por Parker D. Trask. John Wiley and Sons, Nueva York, 1950.

BRYAN (Kirk): *Geology of reservoir and dam sites.* U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper *597*, págs. 1-33, 1929.

BURWELL (E. B., Jr.) y MONEYMAKER (B. C.): *Geology in dam construction.* Geol. Soc. Am., Berkey Vol., págs. 37-39, 1950.

BYBEE (H. P.): *Possible nature of limestone reservoirs in the Permian basin.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *22*, págs. 915-924, 1938.

EKBLAW (G. E.) y GRIM (R. E.): *Some geological relations between the constitution of soil materials and highway construction.* Illinois Geol. Survey, Rept. Invest., *42*, 16 págs., 1936.

ERDMANN (C. E.): *Application of geology to the principles of war.* Geol. Soc. Am. Bull. *54*, págs. 1169-1194, 1943.

FIELDER (A. G.) y NYE (S. S.): *Geology and groundwater resources of the Roswell artesian basin, New Mexico.* U.S. Geol. Survey, Water Supply Paper *639*, págs. 179-189, 1933.

GOLDICH (S. S.) y BERGQUIST (H. R.): *Aluminous lateritic soil of the Sierra de Bahoruco, Dominican Republic, W. I.* U.S. Geol. Survey, Bull. *953-C*, págs. 57-77, 1947.
— *Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti, W. I.* U.S. Geol. Survey, Bull. *954-C*, págs. 99-109, 1948.

GUYTON (W. F.): *Artificial recharge of glacial sand and gravel with filtered river water at Louisville, Kentucky.* Econ. Geol., t. *41*, págs. 644-658, 1946.

HAMILTON (D. K.): *Some solutional features of the limestone near Lexington, Kentucky.* Econ. Geol., t. *43*, págs. 39-52, 1948.

HARRISON (J. B.): *The residual earths of British Guiana commonly termed "laterite".* Geol. Mag. t. *7*, págs. *553-562*, 1910.

HEWETT (D. F.), STOSE (G. W.), KATZ (F. J.) y MISER (H. D.): *Possibilities for manganese ore on certain undeveloped tracts in the Shenandoah Valley, Virginia.* U.S. Geol. Survey, Bull. *660-J*, págs. 280-281, 1918.

HORBERG (Leland): *A major buried valley in east-central Illinois and its regional significance.* J. Geol., t. *53*, págs. 349-359, 1945.
— *Bedrock topography of Illinois.* Illinois Geol. Survey, Bull. *73*, págs. 67-72, 1950.

HOWARD (W. V.): *A classification of limestone reservoirs.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *12*, págs. 1153-1161, 1928.

HUNT (C. B.): *Military geology.* Geol. Soc. Am., Berkey Vol., págs. 295-327, 1950.

JENKINS (O. P.): *New technique applicable to the study of placers.* Calif. J. Mines Geol., t. *31*, págs. 143-200, 1935.

JENKINS (O. P.) y WRIGHT (W. Q.): *California's gold-bearing Tertiary channels.* Eng. Mining J., t. *135*, págs. 497-502, 1934.

KRUMBEIN (W. C.): *Geological aspects of beach engineering.* Geol. Soc. Am., Berkey Vol., págs. 195-223, 1950.

LEGGET (R. F.): *Geology and Engineering.* págs. 304-352. Mc Graw-Hill Book Co., Nueva York, 1939.

LEITH (C. K.) y MEAD (W. J.): *Origin of the iron-ores of central and northeastern Cuba.* Trans. Am. Inst. Mining Engrs., t. *42*, págs. 90-102, 1911.

LEVERSON (A. I.): *Relation of oil and gas pools to unconformities in the midcontinent region.* págs. 761-784; en *Problems of Petroleum Geology.* American Assoc. of Petroleum Geol. 1934.

LINDGREN (Waldemar): *The Tertiary gravels of the Sierra Nevada.* U.S. Geol. Survey, Profess. Paper *73*, págs. 9-81, 1911.

LIPPERT (T. W): *Cerro Bolivar - saga of an iron ore crisis averted.* J. Metals, t. *188*, págs. 222-236, 1950.

LOCKE (Augustus) y BILLINGSLEY (Paul): *Trend of ore hunting in the United States.* Eng. Mining J., t. *130*, págs. 565-566 y 609-612, 1930.

LUGN (A. L.): *The Pleistocene geology of Nebraska.* Nebraska Geol. Survey, Bull. 10, 2ª serie, págs. 25-37 y 201-209, 1935.

MCKINSTRY (H. E.): *Mining Geology.* págs. 219-232. Prentice-Hall, Nueva York, 1948.

MALCOLMSON (J. W.): *The Sierra Mojada, Mexico, and its ore deposits.* Trans. Am. Inst. Mining Engrs., t. *32*, pág. 130, 1902.

MASON (M. A.): *Geology in shore-line control problems;* págs. 276-290, en *Applied Sedimentation*, editado por Parker D. Trask. John Wiley and Sons, Nueva York, 1950.

MEAD (W. J.): *Occurrence and origin of the bauxite deposits of Arkansas.* Econ. Geol., t. *10*, págs. 28-54, 1915.

MOHR (E. C. J.): *The Soils of Equatorial Regions with Special Reference to the Netherlands East Indies.* J. W. Edwards, Ann Arbor, 1944.

NIKIFOROFF (C. C.): *Introduction to paleopedology.* Am. J. Sci., t. *241*, págs. 194-200, 1943.

NORRIS (S. E.): *The water resources of Montgomery County, Ohio.* Ohio Water Resources Board, Bull. *12*, 100 págs., 1948.

PECORA (W. T.) y HOBBS (S. W.): *Nickel deposits near Riddle, Douglas County, Arizona.* U.S. Geol. Survey, Bull. *931-I*, págs. 211-212, 1942.

PECORA (W. T.): *Nickel-silicate and associated nickel-cobalt-manganese-oxide deposits near São José do Tocantins, Goiáz, Brazil.* U. S. Geol. Survey, Bull. *935-E*, págs. 261-283, 1944.

PETERSON (H. V.): *The problem of gullying in western valleys;* págs. 407-434, en *Applied Sedimentation*, editado por Parker D. Trask. John Wiley and Sons, Nueva York, 1950.

PUTNAM (W C.) y SHARP (R. P.): *Landslides and earthflows near Ventura, southern California.* Geog. Rev., t. *30*, págs. 591-600, 1940.

RICH (J. L.): *Shoestring sands of eastern Kansas.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. 7, págs. 103-113, 1923.

— *Shorelines and lenticular sands as factors in oil accumulation;* págs. 230-239, en *The Science of Petroleum.* Oxford University Press, Londres, 1938.

SCHAEFER (E. J.), WHITE (G. W.) y VAN TUYL (D. W.): *The ground-water resources of the glacial deposits in the vicinity of Canton, Ohio.* Ohio Water Resources Board, Bull. *3*, págs. 20-26, 1946.

SCHMEDEMAN (O. C.): *Caribbean aluminous ores.* Eng. Minig J., t. *149*, número correspondiente al mes de junio, págs. 78-82, 1948.

SCHMITT (Harrison): *Outcrops of ore shoots.* Econ. Geol., t. *34*, págs. 654-673, 1939.

SIMPSON (E. S.): *Buried preglacial groundwater channels in the Albany-Schenectady area in New York.* Econ. Geol., t. *44*, págs. 713-720, 1949.

SINGEWALD (Q. D.): *Bauxite deposits at Gant, Hungary.* Econ. Geol., t. *33*, págs. 730-736, 1938.

— *Stratigraphy, structure, and mineralization in the Beaver-Tarryall area, Park County, Colorado.* U.S. Geol. Survey, Bull. *928-A*, págs. 37-42, 1942.

SWEET (H. S.) y WOODS (K. B.): *Mapcracking in concrete pavements as influenced by soil textures.* Purdue Eng. Expt. Sta., Highway Research Reprint *33*, págs. 286-301, 1947.

VICKERY (F. P.): *The interpretation of the physiography of the Los Angeles coastal belt.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull *11*, págs. 417-428, 1927.

WESTERVELD (J.): *The tin ores of Banca, Billiton and Singkep, Malay archipelago -a discussion.* Econ. Geol. t. *32*, págs. 1019-1041, 1937.

WISSER (Edward): *Oxidation subsidence at Bisbee, Arizona.* Econ. Geol., t. *22*, págs. 761-790, 1927.

WOOLNOUGH (W. G.): *The influence of climate and topography in the formation and distribution of products of weathering.* Geol. Mag., t. *67*, págs. 123-132, 1930.

REFERENCIAS ADICIONALES

CROSS (W. P.): *The relation of geology to dry-weather stream flow in Ohio.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *30*, págs. 563-566, 1949.

GEORGE (W. O.): *Development of limestone reservoirs in Comal County, Texas.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *29*, págs. 503-510, 1948.

GESTER (G. C.) y GALLOWAY (John): *Geology of the Kettleman oil field, California.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *17*, págs. 1161-1193, 1933.

MONEYMAKER (B. C.): *Some broad aspects of limestone solution in the Tennessee Valley.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *29*, págs. 93-96, 1948.

PRICE (P. H.) y WOODWARD (H. P.): *Geology and war.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *26*, págs. 1832-1838, 1942.

STEARNS (H. T.): *Hydrology of volcanic terrains;* en *Physics of the Earth*, Pt. IX, *Hydrology*, págs. 678-702, McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1942.

INFORME DE HOJA TOPOGRAFICA

La Hoja topográfica denominada Malargüe se ubica en el sector oeste de la provincia de Mendoza y lleva el número 28b.El organismo responsable del levantamiento es la Dirección Nacional de Minería y fué realizada durante los años 1944,1945,1946 y 1947 y editada en el año 1957.

Está limitada por los meridianos de 69º 15' y 70º 00' de Longitud oeste y los paralelos de 35º 00' y 35º 30' de Latitud Sur.Está confeccionada en escala 1:200.000,con una equidistancia de 50 metros y ocupa una superficie de 3780 kilómetros cuadrados.

Dentro de los elementos planimétricos,la localidad de Malargüe ubicada en el extremo centro-sur de la hoja es una de las obras de arte más importantes.

Las vías férreas del F.C.G.S.M.,conforman otro elemento planimétrico de importancia dentro de la hoja.Estas,se desarrollan en sus primeros cuarenta kilómetros aproximadamente con una dirección norte-sur,para luego adquirir una dirección Noreste-suroeste a través de unos treinta kilómetros aproximadamente.

Un camino de importancia que pasa por la localidad de Malargüe acompaña en gran parte de su recorrido las vías férreas mencionadas anteriormente,caminos secundarios se desprenden del principal.De igual manera,caminos de menor jerarquía y numerosas sendas conforman la totalidad de las vías de acceso observables en la hoja.

Completan las obras de arte numerosos puestos y estancias distribuídos en distintos sectores de la hoja que consideramos y una línea telegráfica de aproximadamente setenta kilómetros que acompaña en todo su recorrido el tendido de las vías férreas primeramente mencionadas.

La red hidrográfica presente resulta importante y está representada por cursos de agua tanto permanentes como transitorios. Dentro de ellos el Río Salado y el Atuel son los más importantes.El primero de los nombrados tiene un sentido de escurrimiento oeste-este y se desarrolla a través de unos 60 kilómetros,llegando a la parte más baja de la región.Presenta cursos tributarios como los arroyos Los Blancos,La Cienaguita entre los más importantes.

Otros cursos de agua tales como el arroyo Chacay que,naciendo en el sector oeste de la región y con una longitud de 60 kilómetros llega hasta una zona de bañados;el arroyo Pincheira,arroyo Vegas Peladas y arroyo Durazno entre otros completan los cursos más importantes.

En el sector oriental,se reconocen importantes bañados,drenados por cursos de agua de carácter permanente y transitorio. En la zona de bañados del extremo sureste de la hoja se reconocen además salinas o salitrales.

Considerando las características altimétricas,en la Hoja se reconocen dos zonas de relieve bien definidas.Un área montañosa ocupando la mitad oeste y un área de llanura situada en la mitad oriental.

En la zona montañosa las mayores alturas se ubican en el borde occidental,como se puede observar desde el norte hacia el sur el Cº Paraguay(4589 m);Cº de los Nucos(3937 m);Cº Corrales (3515 m);Cº de las Minas(3876 m);Cº Serrucho(3561 m) y Cº Torrecillas(3701 m).A partir de estas zonas las alturas descienden progresivamente hacia el este donde sobresalen entre otros el Cº Las Cabras(2505 m) y el Cº Mesa(2076 m).

Esta disposición de las alturas,que en general presentan un rumbo general NO-SE coincide con divisorias que separan las cuencas de drenaje mayores.Entre ellas podemos citar,la divisoria que pasa por el Rincón de las Lagunas,Cº de las Cabras y Cº

Villamayor (b)

Boleadero que se situa en el noroeste.En el centro oeste a parece la divisoria representada por el Cº de los Nucos,Cº Corrales,Cº Morro Corrales,Cº del Medio y Cº Agua Escondida. En el sector suroeste de la Hoja,la divisoria está constituí da por el Cº La Hoyada,Mesilla del Alguarás y Campo de la Ma la Dormida.Presentan en general longitudes próximas a los 20-30 kilómetros.

La zona de menor relieve comienza aproximadamente a par tir de la curva de nivel de 2000 metros,existiendo una dife rencia de altura respecto a la zona montañosa de aproximada mente 2700 metros.

Ocupa una superficie de aproximadamente 2300 kilómetros cuadrados.Presenta en el centro oeste alturas aisladas como el Cº Boleadero(2000 m),Cº Agua Caliente(1797 m) y otros,para dis minuir paulatinamente hacia el sudeste hasta los 1390 metros.

INFORME MOSAICO FOTOGRAFICO (PEDERNALES, 3560-22-4)

La denominación numérica del mosaico fotográfico observado es 3560-22-4, siendo su escala 1:50000.

El IFTA (Instituto fototopográfico Argentino) efectuó el copiado, correspondiendo la propiedad y distribución al INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria). La superficie abarcada por el mismo es de unos 435 kilómetros cuadrados y, en base a sus coordenadas: 35º de latitud sur y 60º de longitud oeste se ubica en el centro-norte de la provincia de Buenos Aires.

Dentro de las características planimétricas, tenemos como principales obras de arte la existencia de dos núcleos urbanos ubicados el primero en el sector central (Pdernales) y el segundo de menor extensión en el centro este (Ernestina). La presencia de una vía férrea que cruza la zona en su parte central de este a oeste y el desarrollo de numerosos caminos en varias direcciones completan de manera general el cuadro de elementos planimétricos.

La red hidrográfica se encuentra escasamente desarrollada, siendo el Río Salado el curso de agua más importante del área. El mismo, entra en el área abarcada por el mosaico en el borde noroeste y con rumbo general oeste-este y un recorrido de 15 kilómetros aproximadamente llega hasta el sector noreste para cambiar de dirección hacia el sur por espacio de unos 10 kilómetros; de allí toma nuevamente un rumbo oeste-este recorriendo unos 3 kilómetros hasta llegar al borde sureste del mosaico.

Un elemento importante del relieve lo constituyen sin duda los numerosos bajos distribuídos en toda el área. Los mismos están indicados por tonos oscuros y formas generalmente semicirculares. Si bien se hallan ampliamente distribuídos, es posible observar una mayor concentración en el sector central y especialmente en el tercio sur, donde además se presentan los de mayores dimensiones, como el ubicado a unos 2 kilómetros al sur de la localidad de Erneg

1 — 500
55.4 — 27.7
37 — 185

J. Mamaqor

tina, practicamente circular y con un diámetro aproximado de 1 kilómetro. En general, la forma circular a semicircular es la mejor desarrollada, con diámetros que varían de 100-150 metros a 500-600 metros, pudiéndose observar en algunos casos formas alargadas, constituídas por la unión de bajos menores, como se advierte en el sector oeste.

J. Mendoza

tina, practicamente circular y con un diámetro aproximado de 1 kilómetro. En general, la forma circular a semicircular es la mejor desarrollada, con diámetros que varían de 100-150 metros a 500-600 metros, pudiéndose observar en algunos casos formas alargadas, constituídas por la unión de bajos menores, como se advierte en el sector oeste.

INFORME IMAGEN SATELITAL

La imagen satelitaria CNIE Landsat, C S40-12/ W 070-14 D 248-088 N S40-13/ W 070-20 M, del 16 de Febrero de 1981, presenta una escala aproximada de 1:500.000.

Tomando como base la escala suministrada, la superfície abarcada es de 33.200 Km^2 aproximadamente, siendo sus coordenadas límites:

Borde NE: 39° 30' Lat. S - 69° 00' Long. O.

Borde NO: 39° 00' Lat. S - 71° 00' Long. O.

Borde SE: 41° 30' Lat. S - 69° 30' Long. O.

Borde SO: 41° 00' Lat. S - 71° 30' Long. O.

En base a las mismas, la imagen satelitaria ocupa un área desarrollada al SE de la Provincia de Neuquén y O de la Provincia de Río Negro.

La existencia de una red de drenaje desarrollada, es uno de los rasgos distintivos del área; la misma esta integrada por un curso principal caracterizado por tonos oscuros a negro (9 de la escala inferior de la imagén), y numerosos tributarios que en la mayoría de los casos estan indicados por tonos claros (1 a 2 de la escala).

Las cabeceras del río principal estan ubicadas en el sector NO de la imagen; a partir de allí recorre unos 90 Km en dirección SE, para luego describir una amplia curva en el sector central de la imagen y tomar una dirección general SO - NE por espacio de unos 125 Km, hasta llegar a las inmediaciones del borde NE donde desemboca en un amplio cuerpo de agua indicado por tonos practicamente negros .

Un número importante de cursos tributarios desarrollados sobre la margen derecha del río principal tienen sus cabeceras en los bordes O y SO de la imagen; estos sectores se caracterizan por presentar cambios marcados de tonalidades dentro de la gama del gris, observandose zonas de un gris claro (3 - 4 de la escala), surcadas en determinadas direcciones por "fajas" de color gris oscuro (7 - 8), que en conjunto evidencian áreas elevadas de relieve quebrado y que conforman la divisoria de aguas en esos sectores.

Los otros tributarios ubicados en los sectores Centro, S y E de la imagen tienen sus cabeceras desarrolladas en áreas caracterizadas por presentar tonalidades relativamente uniformes dentro del gris "fuerte" (6 - 7 de la escala), lo que sumado a la observación del drenaje permite inferir que las mismas constituyen divisorias con

Villamajor
(6)

tina, practicamente circular y con un diámetro aproximado de 1 kilómetro. En general, la forma circular a semicircular es la mejor desarrollada, con diámetros que varían de 100-150 metros a 500-600 metros, pudiéndose observar en algunos casos formas alargadas, constituídas por la unión de bajos menores, como se advierte en el sector oeste.

Ademas del extenso cuerpo de agua citado anteriormente y ubicado en el borde NE de la imagen, se pueden reconocer lagos de dimensiones considerables en el borde SE y en el sector SO. Otros cuerpos de agua de escaso desarrollo areal pueden verse en los sectores Centro, SE y NO. Tanto los lagos mayores como los menores estan caracterizados por tonos practicamente negros (9 de la escala).

$$37 \cdot \left(\frac{1}{500}\right)^2 = 34225\ km^2$$