

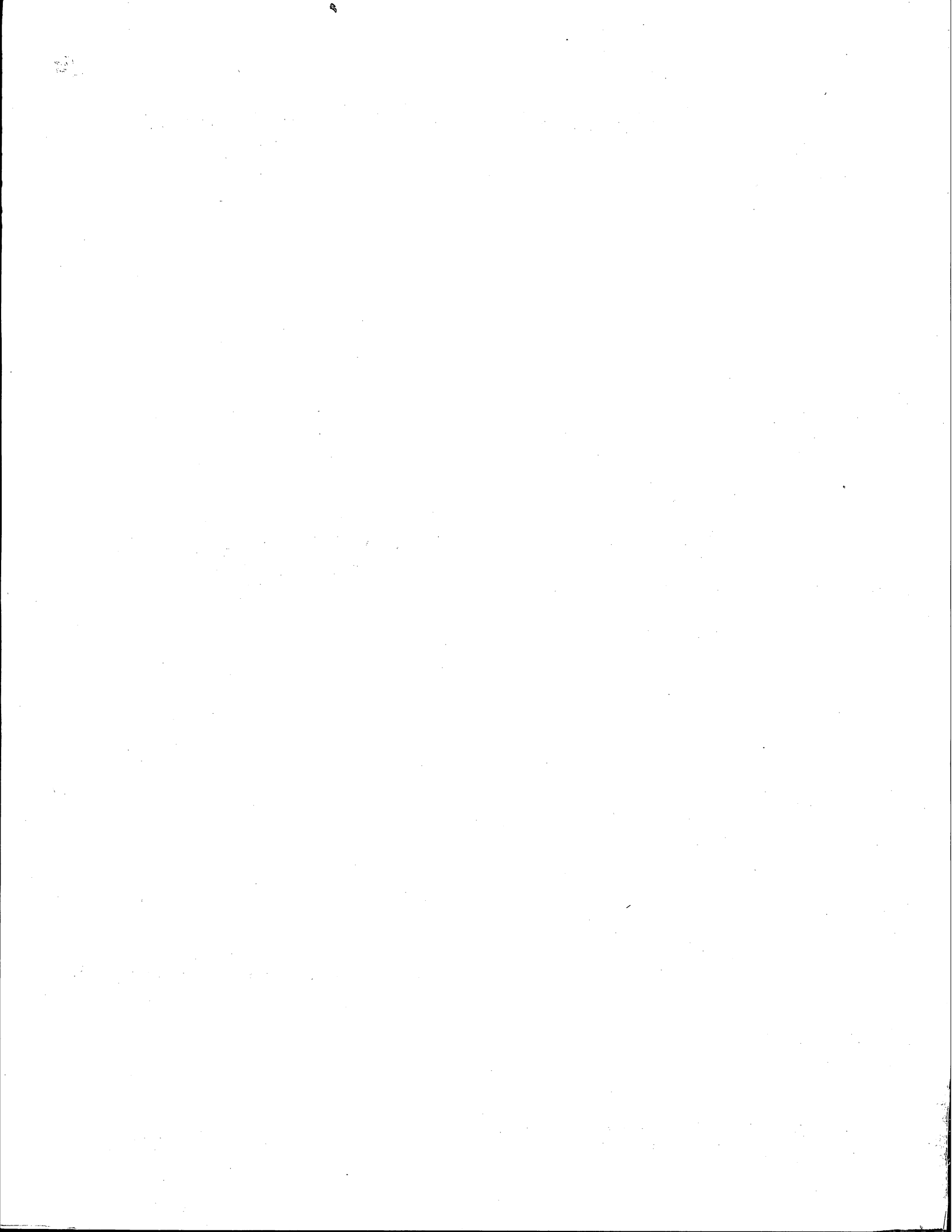


Clave: 433 / 1450

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA**

**APUNTES DE
PETROLOGIA
IGNEA**

LEOVIGILDO CEPEDA DAVILA



PROLOGO

El presente trabajo está dirigido, fundamentalmente a los alumnos de la carrera de Ingeniero Geólogo y se apega al programa de la asignatura Petrología Ignea, curso que se imparte en la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M., asimismo pretende ser un texto introductorio en el que se han incluido los avances más recientes que sobre esta materia se han publicado. El curso presupone conocimientos de los principios básicos de Geología Física, Mineralogía y Geoquímica.

La importancia de los procesos ígneos, que son fenómenos geodinámicos, no ha sido evaluada en toda su magnitud sino hasta hace unos veinte años, a raíz de que la teoría de tectónica de placas se impuso como un modelo coherente de la evolución de la corteza terrestre. En consecuencia, los problemas esenciales sobre el origen de los magmas y su distribución en la superficie de la Tierra se han abordado, con base en ese modelo. Sin embargo, no se han olvidado los conceptos clásicos aún vigentes, ni las aportaciones fundamentales provenientes del campo de la Petrología experimental.

En dos de los capítulos de la obra se tratan la descripción e identificación de ejemplares de mano y secciones delgadas de rocas, aunque el problema se ha dejado, en su mayor parte, al laboratorio que acompaña al curso. No obstante, se hace énfasis en aquellos rasgos que pueden utilizarse en el campo, en ejemplar de mano y en sección delgada, de acuerdo con la idea de que muchos problemas petrológicos se resuelven mejor combinando el estudio de campo con los análisis petrográficos y los aspectos más teóricos de la petrología experimental.

Un capítulo de gran importancia, se refiere al interior de la Tierra, ya que una de las direcciones más fascinantes en las cuales la moderna geología ha logrado considerables avances, en los últimos veinte años, es el estudio del manto superior y su influencia en las estructuras, composiciones y procesos que acaecen en la corteza terrestre.

No se han incluido conceptos de geoquímica, geocronología e isotopía, de gran actualidad y ayuda en la resolución de problemas petrogenéticos, por considerarse que rebasan los objetivos de un curso introductorio.

Por último deseo expresar mi más profundo agradecimiento a los Señores Ingenieros Mariano Ruíz Vázquez, Jefe de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, y Miguel Vera Ocampo, Jefe del Departamento de Yacimientos Minerales, de la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M., por su apoyo entusiasta y desinteresado y por las amplias facilidades otorgadas durante la elaboración de estos apuntes. También deseo incluir un reconocimiento a los Señores Ingenieros Javier López Islas, profesor del departamento de Yacimientos Minerales, por la ingrata labor de traducción de los pies de las ilustraciones y R. Angel Castro Flores de la Unidad de Apoyo Editorial, por el trabajo de edición, así como a la Sra. María del Carmen Gutiérrez Díaz, por la de mecanografiado.

ING. LEOVIGILDO CEPEDA DAVILA
México, D.F., Octubre de 1985

C O N T E N I D O

CAPITULO I.	LA PETROLOGIA IGNEA. DEFINICIONES Y ANTECEDENTES HISTÓRICOS.	1
	1. DEFINICIONES.	1
	2. BOSQUEJO HISTORICO DEL DESARROLLO DE LA PETROLOGIA IGNEA	2
CAPITULO II.	IDEAS TRADICIONALES SOBRE LOS MAGMAS	9
	1. DEFINICIONES	9
	2. TEMPERATURAS INVOLUCRADAS.	9
	3. VISCOSIDAD DE LOS MAGMAS	9
	4. ORIGEN DE LOS MAGMAS	9
	5. TIPOS DE MAGMAS.	9
	6. DIFERENCIACION MAGMATICA	10
	7. ETAPAS SUCESIVAS EN LA CONSOLIDACION DE LOS MAGMAS	15
	8. ASIMILACION MAGMATICA.	18
	9. REOMORFISMO O MOVILIZACION Y ANATEXIS.	20
	REFERENCIAS	20
CAPITULO III.	CRISTALIZACION DE MINERALES A PARTIR DE MEZ- CLAS SILICATADAS FUNDIDAS.	23
	1. INTRODUCCION.	23
	2. LA REGLA DE LAS FASES.	24
	3. SISTEMAS DE UN COMPONENTE.	25
	4. SISTEMAS DE DOS COMPONENTES.	28
	5. SISTEMAS DE DOS COMPONENTES CON SOLUCIONES SOLIDAS.	31
	6. SOLUCIONES SOLIDAS CON UN PUNTO DE FUSION MINIMO INTERMEDIO.	33
	7. SISTEMAS DE TRES COMPUTOS.	35
	8. SISTEMAS DE CUATRO COMPUTOS.	39
	9. REGLA MINERALOGICA DE LAS FASES.	41
	REFERENCIAS.	43

CAPITULO IV.	FORMAS, ESTRUCTURAS Y TEXTURAS DE LAS	
	ROCAS IGNEAS.	45
	1. INTRODUCCION.	45
	2. FLUJOS DE LAVA.	45
	3. DEPOSITOS PIROCLASTICOS	57
	4. FORMAS DE LOS VOLCANES.	64
	5. CRATERES Y CALDERAS	72
	6. CUERPOS INTRUSIVOS.	76
	7. TEXTURAS DE LAS ROCAS IGNEAS.	82
	REFERENCIAS.	107

CAPITULO V.	CLASIFICACION DE LAS ROCAS IGNEAS	109
	1. PROBLEMAS DE CLASIFICACION.	109
	2. CLASIFICACION BASADA EN CRITERIOS OBSERVABLES EN EL TERRENO.	110
	3. CLASIFICACION QUIMICA DE LAS ROCAS.	111
	4. CLASIFICACION MINERALOGICA DE LAS ROCAS.	119
	REFERENCIAS.	134

CAPITULO VI.	ELEMENTOS DE TECTONICA DE PLACAS	135
	1. INTRODUCCION.	135
	2. LA DERIVA CONTINENTAL	135
	3. EXPLORACION DEL FONDO OCEANICO.	148
	4. EL PALEOMAGNETISMO.	150
	5. EXPANSION DEL FONDO OCEANICO.	150
	6. ANOMALIAS MAGNETICAS E INVERSION DE LA POLARIDAD.	157
	7. MEDICIONES DEL FLUJO CALORIFICO	158
	8. DETERMINACIONES GEOCRONOMETRICAS.	161
	9. LA TECTONICA DE PLACAS.	163
	10. APORTACIONES DEL ESTUDIO DE LOS TERREMOTOS.	166
	11. FALLAS TRANSFORMES.	170
	12. MARGENES DE LAS PLACAS.	170
	REFERENCIAS.	176

CAPITULO VII.	EL INTERIOR DE LA TIERRA.	179
1.	METODOS DE ESTUDIO.	179
2.	CONSIDERACIONES GEOFISICAS.	180
3.	EVIDENCIAS EXTRATERRESTRES.	187
4.	CONSIDERACIONES PETROLOGICAS Y GEOQUIMICAS.	197
5.	COMPOSICION DE LA CORTEZA	208
6.	COMPOSICION DEL MANTO.	219
7.	BOSQUEJO SOBRE LOS METODOS EXPERIMENTA- LES.	222
8.	COMPOSICION DEL NUCLEO.	224
	REFERENCIAS.	226

CAPITULO VIII.	LAS SERIES MAGMATICAS	229
1.	INTRODUCCION.	229
2.	SERIES DE ROCAS IGNEAS.	230
3.	LOS DIAGRAMAS DE VARIACION.	234
4.	APLICACIONES DE LOS DIAGRAMAS DE VA- RIACION.	240
5.	DIVERSIDAD DE LOS BASALTOS.	243
6.	LA SERIE TOLEITICA.	251
7.	LA SERIE CALCIALCALINA.	253
8.	LA SERIE ALCALINA	255
9.	LA SERIE TRANSICIONAL	257
10.	LA SERIE SHOSHONITICA	259
	REFERENCIAS.	262

CAPITULO IX.	ROCAS IGNEAS Y TECTONICAS DE PLACAS.	265
1.	INTRODUCCION.	265
2.	MAGMATISMO DE LAS DORSALES OCEANICAS	267
3.	SERIES MAGMATICAS DE LAS ZONAS DE SUB- DUCCION.	274
4.	SERIES MAGMATICAS DE LAS FALLAS TRANS- FORMES	288
5.	MAGMATISMO EN EL INTERIOR DE LAS PLACAS OCEANICAS.	288
6.	MAGMATISMO EN EL SENO DE LAS PLACAS CON- TINENTALES	292
	REFERENCIAS.	301

CAPITULO X.	GENESIS DE LOS MAGMAS TOLEITICOS Y	
	ALCALINOS.	305
	1. MAGMAS PRIMARIOS	305
	2. ASPECTOS HISTORICOS.	306
	3. TIPOS DE FUSION Y CRISTALIZACION	310
	4. MAGMAS BASALTICOS Y BARRERAS TERMICAS.	
	HIPOTESIS DE YODER Y TILLEY.	316
	5. HIPOTESIS DE KUSHIRO Y KUNO.	319
	6. HIPOTESIS DE GREEN Y RINGWOOD.	322
	7. PETROGENESIS DE LOS BASALTOS	323
	REFERENCIAS.	325

CAPITULO XI.	GENESIS DE LOS MAGMAS CALCIALCALINOS	329
	1. INTRODUCCION.	329
	2. LAS TOLEITAS DE LOS ARCOS INSULARES.	329
	3. FORMACION DEL MAGMA BASALTICO EN LAS	
	ZONAS DE SUBDUCCION.	333
	4. CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE LA SERIE	
	CALCIALCALINAS.	336
	5. RELACIONES ESPACIALES Y TEMPORALES	337
	6. COMPORTAMIENTO DE LA CRISTALIZACION A	
	PRESION ATMOSFERICA	338
	7. TEORIAS PARA EXPLICAR LA GENESIS DE LAS	
	ROCAS CALCIALCALINAS.	341
	8. CRISTALIZACION FRACCIONADA DE MAGMAS	
	BASALTICOS.	342
	9. FUSION DEL MATERIAL SIALICO Y CONTAMI-	
	NACION CON MATERIAL BASICO.	343
	10. CONTAMINACION DEL MAGMA BASALTICO CON	
	MATERIAL SIALICO.	344
	11. FUSION PARCIAL DEL BASALTO METAMORFO-	
	SEADO EN LAS ZONAS DE SUBDUCCION.	345
	12. FUSION PARCIAL DEL MATERIAL PERIDOTI-	
	TICO BAJO CONDICIONES HIDRATADAS.	350
	13. LAS ROCAS PLUTONICAS CALCIALCALINAS.	352
	REFERENCIAS.	356

BIBLIOGRAFIA	361
-------------------------------	------------

CAPITULO I

LA PETROLOGIA IGNEA: DEFINICIONES Y ANTECEDENTES HISTORICOS

1. DEFINICIONES

La Petrología es la rama de la Geología que estudia las rocas, entendiendo por "roca" cualquier agregado natural de minerales o de mineraloides como el vidrio.

Hasta antes de que se pudieran realizar los vuelos espaciales, la Petrología se encargaba sólo de las muestras terrestres y de los meteoritos que llegan a caer en la Tierra. En la actualidad se ocupa también de las rocas provenientes de cuerpos extraterrestres.

Aquella parte de la Petrología que se ocupa de los aspectos descriptivos de las rocas, tales como la forma, estructuras, texturas, composición y clasificación, se denomina Petrografía, mientras que la que trata de explicar su origen es la Petrogénesis.

Para efectuar todos estos estudios la Petrología se apoya en observaciones de campo y en análisis de laboratorio; estos últimos caen en los campos de la química, físico-química y mineralogía óptica.

La Petrología Ignea, como su nombre lo indica, estudia aquellas rocas formadas, o que se supone se formaron, a partir de la consolidación de un magma más o menos fluido, sea en la superficie (rocas extrusivas o volcánicas), o en el interior de la Tierra o cuerpos extraterrestres (rocas intrusivas o plutónicas).

(??)

2. BOSQUEJO HISTORICO DEL DESARROLLO DE LA PETROLOGIA IGNEA

A) Neptunistas y plutonistas.

Se puede decir que la Petrología, como ciencia, comenzó su historia en la segunda mitad del Siglo XVIII con la violenta controversia entre los plutonistas y neptunistas. Hasta ese entonces, y si se exceptúan las lavas de los volcanes activos, se pensaba que todas las rocas, incluyendo los granitos y los basaltos, provenían de la sedimentación en un primitivo océano universal. A los geólogos que sostenían este conjunto de ideas sobre el origen marino de todas las rocas se les denomino "neptunistas" y su principal exponente fue Abraham G. Werner, cuya obra "Neue Theorie von der Entstehung der Gänge", fue publicada en 1791.

Frente a la escuela neptunista pronto se alzó la escuela "plutonista" que sostenía el origen volcánico de los basaltos y rocas afines. Así, Nicholas Desmarest, en 1774, describió las lavas antiguas que había explorado en los flancos de los volcanes extinguidos de Auvernia, a las que interpretó de manera correcta, estableciendo su sucesión. Werner se opuso firmemente a esta opinión hasta que dos discípulos suyos, D'Aubuisson y Von Buch, la impusieron definitivamente.

A los plutonistas pronto se incorporó James Hutton quien fue el más prestigioso defensor de esa escuela, impresionado por la similitud existente entre los productos provenientes de los volcanes y los que se obtienen en las fundiciones. En su obra "Theory of the Earth", cuya edición definitiva apareció en 1795, estableció que tanto las rocas ígneas como los yacimientos minerales asociados a ellas tienen origen magmático.

En la actualidad está prácticamente resuelto el problema del origen de las rocas volcánicas, pero todavía no se puede decir lo mismo sobre el origen de las rocas plutónicas. Como la inmensa mayoría de estas rocas es de naturaleza granítica o granodiorítica, es posible asimilar este problema al del

origen del granito. Este se ha visualizado bajo tres aspectos: El granito 1°) es magmático o metamórfico; 2°) es primario o secundario, es decir, es una roca original o se deriva de otras rocas, o bien, 3°) se formó a partir de un magma ácido o es el producto de la diferenciación de un magma básico.

B) Líneas de enfoque para estudiar las rocas ígneas (2)

En el transcurso del tiempo, el estudio de las rocas ígneas se ha venido enfocando desde diferentes aspectos como son: geológico, petrográfico, químico, experimental y sintético.

(2) a) Aspecto geológico. Es el enfoque más antiguo y consiste en el estudio de las rocas en relación con su forma, estructura y, en general todos los caracteres observables en el terreno, acumulándose datos empíricos sobre su distribución, composición, modo de yacimiento y relación con otras rocas. Como ejemplos de este aspecto se pueden citar el estudio de Michel-Lévy (1894) sobre el granito de Flamanville, Francia y el de Daly (1903) sobre el centro volcánico de Mount Ascutney, Vermont.

b) Punto de vista petrográfico. La invención del microscopio polarizante marca una etapa decisiva en el desarrollo de la Petrografía. Si bien desde el año de 1858, en que se publicaron los trabajos de H. C. Sorby, no fue sino hasta que F. Zirkel se hubo familiarizado con Sorby y su obra cuando el microscopio polarizante encontró su verdadera aplicación a la Petrología. Por tanto, puede decirse en realidad que el inicio de la etapa de utilización de dicho aparato data del año de 1870 cuando apareció el trabajo de Zirkel "Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine" sobre el estudio microscópico de los basaltos.

Durante la década de 1870 a 1880 tuvo lugar un rápido progre

so de la petrografía microscópica gracias a los trabajos de Zirkel, Rosenbusch, Fouqué y Michel-Lévy, quienes desarrollaron la petrografía sistemática. Actualmente esta fase ha pasado a segundo término, porque la descripción petrográfica ha dejado de constituir un fin en sí misma pasando a ser sólo un medio para investigar la petrogénesis y otros aspectos de la geología, en general.

c) Enfoque químico. La química se ha utilizado, tanto con fines petrográficos como petrogenéticos. Así Bunsen, en 1851, realizó un estudio crítico de datos químicos que lo condujeron a la concepción de dos magmas primarios, uno ácido y otro básico, a partir de las cuales o de sus mezclas se generarían todas las rocas ígneas. Esta hipótesis se contraponía a la de un único magma básico original, que parece haber sido propuesta por primera vez por Scrope en 1825. Es interesante notar que cada una de estas ideas se ha impuesto en determinadas épocas del desarrollo de la petrología hasta la fecha.

Para Waltershausen, en 1853, los dos magmas de Bunsen no estarían separados abruptamente sino que representarían las partes superior e inferior de una capa magmática cuya composición variaría gradualmente. La diversidad de las rocas ígneas sería entonces función de la profundidad a la que, dentro de esa capa, se encontraría el magma originario de cada tipo de roca en particular.

En 1855 Von Cotta señaló que la inmiscibilidad de las fases líquidas era la responsable de la diferenciación primordial de la corteza terrestre en una capa ácida encima y una básica debajo; todas las rocas ígneas se formarían a partir de un magma derivado de la capa básica, sea puro o contaminado por asimilación de material proveniente de la capa superior. En cambio, dos años después Durocher indicaría que las rocas ígneas son el resultado de la licuefacción, es decir la separación de líquidos provenientes de los dos magmas primarios

o de la mezcla de aquéllos.

Para 1877 Reyer señalaba que: 1°) las rocas cuya composición no corresponde a la de los magmas primarios se originarían en la zona de transición, sin que hubiese mezcla entre am bos; 2°) los volátiles tienen gran influencia en la generaci ón de los magmas; 3°) los magmas están relacionados a las dislocaciones de la corteza terrestre que dan lugar a una li beración de la presión, la que a su vez origina una fusión del material sólido, y 4°) los tipos ácidos predominan en las rocas plutónicas mientras que los básicos en las rocas volcánicas. Reyer, además, esbozó los principios de la clasifi cación química de las rocas ígneas con la ayuda de diagrama s de variación y junto con Roth, observó que ciertas rocas con composiciones químicas idénticas tienen diferentes composi ciones mineralógicas, hecho en que se basaría Eskola, en 1915, para enunciar su principio de las facies metamórficas.

Las primeras clasificaciones químicas de las rocas se deben a Roth (1861) y Scherer (1862), pero no fue sino a fines del Siglo XIX y principios del XX cuando aparecieron los sistema s de Loewinson-Lessing (1899), C.I.P.W. (1902-1903), Ossan (1919), Niggli (1920-1931) y Lacroix (1933).

En 1909 Harker empleó con gran efectividad los diagramas de variación y desde entonces se utilizan con mucha frecuencia en petrogénesis.

Clarke (1892, 1924) y Washington (1920, 1925), realizaron estu dios estadísticos partiendo de análisis químicos de rocas escogidas, sea de una provincia petrográfica, sea de un ci clo eruptivo, y calcularon los promedios de los diferentes tipos de rocas y de las diversas partes de la Litósfera. El valor de esos promedio fue enfatizado por Fersman (1933, 1939) quien denominó "clarke" a la abundancia relativa de un determinado elemento de la corteza.

En una serie de estudios efectuados entre 1884 y 1923 Vogt:

1°) Interpretó la textura, composición y génesis de las rocas ígneas a partir de los eutécticos; 2°) emprendió el estudio de las escorias de fundición con el fin de encontrar analogías entre ellas y las rocas ígneas; 3°) estableció una relación entre la composición química de un fundido y la naturaleza de los minerales que cristalizan a partir de él, y 4°) estudió la influencia de la adición de varios óxidos en la naturaleza de esos minerales y en el orden de su separación.

En 1914 Daly postula dos magmas principales: el ácido, ya solidificado, y el básico, aún líquido. Las rocas ígneas se explicarían por la contaminación de este último debido a la asimilación de otras rocas seguida tal vez de una diferenciación. Más tarde, en su libro "Igneous rocks and the depths of the Earth" (1933) señala que el magma básico es sólido vítreo y sólo es potencialmente líquido, da un nuevo enfoque a la asimilación magmática y postula que la cristalización fraccionada es el proceso principal de diferenciación, basándose fundamentalmente en los trabajos de Bowen.

d) Punto de vista experimental. Mientras que en otras ramas de la Geología el campo de la experimentación es limitado y los resultados a menudo ambiguos y de dudoso valor, en petrología el método experimental ha tenido gran importancia, importancia que va en un constante aumento. Se ha comprobado su gran utilidad, y sus resultados con frecuencia han sido decisivos, particularmente en la resolución de ciertos problemas petrogenéticos.

El método experimental se empezó a emplear en petrología desde 1726, cuando Réaumur realizó experimentos sobre la cristalización de los metales y la devitrificación. Pero el padre de la petrología experimental fue Hall, quien, entre 1805 y 1826, mostró la posibilidad de obtener por enfriamiento lento del basalto fundido un producto cristalizado parecido al original. Además, realizó la fusión y recristalización del

CaCO_3 bajo presión, para lo cual utilizó un cañón de escopeta.

En 1841 Daubr e fué el primero en fabricar un mineral en el Laboratorio, al sintetizar la casiterita por oxigenación del cloruro de estaño, deduciendo que se formaba a partir de vapores provenientes de las profundidades de la Tierra. Más tarde, Fouqué y Michel-Lévy, en su libro "Synthèse des minéraux et des roches" (1882), no sólo nos introducen en los trabajos sobre síntesis de minerales y rocas, sino que también demuestran que muchos de ellos se pueden generar a partir de los llamados "fundidos secos".

Entre 1883 y 1888 Lemberg dilucidó muchos procesos de formación y transformaciones hidrotermales en el reino mineral, mientras que el estudio de los silicatos y sus relaciones petrogenéticas alcanzó avances notables, sobre todo por los trabajos de Vogt (1884-1923).

El año de 1907 marca el inicio de los trabajos sobre el comportamiento físico-químico y microscópico de las mezclas fundidas de silicatos en el Laboratorio de Geofísica del Instituto Carnegie de Washington, el cual ha conservado una posición clave en el desarrollo de la petrología experimental. De todos los investigadores de ese Laboratorio, el más famoso es Bowen quien, en 1928, publicó "The evolution of the Igneous Rocks", libro que causó un gran impacto. A diferencia de la obra de Daly, que se apoyaba sobre todo en datos de campo, la de Bowen se basaba principalmente en datos experimentales, desarrollando el esquema de la diferenciación de acuerdo con sus "series de reacción". Su idea fundamental es que un magma basáltico primario da lugar a todas las rocas ígneas, mediante un proceso de cristalización fraccionada.

e) Aspecto sintético o deductivo. En este tipo de enfoque se utilizan tanto los datos experimentales como los de observación a todas las escalas. En términos generales, las hip 

tesis petrogenéticas contienen ciertas ideas directrices, pocas en número, pero que se repiten constantemente como un "leitmotiv" a través de toda la historia de la petrología, con las modificaciones necesarias de acuerdo con los requerimientos del momento. Salen a luz nuevos datos y se prueban nuevos métodos de enfoque, pero con frecuencia el viejo tema reaparece bajo un nuevo aspecto. Los principales tópicos de discusión son también pocos en número. En el caso de las rocas ígneas son los problemas de origen, naturaleza y diferenciación del magma, así como el modo de su formación. Para las rocas sedimentarias son su proveniencia, facies sedimentarias y diagénesis, y en las metamórficas, las zonas, facies y grados de metamorfismo.

R E F E R E N C I A S

1. Bowen, N. L. (1928).- The Evolution of Igneous Rocks. Princeton, N. J.
2. Daly, R.A. (1933).- Igneous Rocks and the depths of the Earth. Mac Graw Hill, Nueva York.
3. Loewinson-Lessing, F.Y. (1954).- A Historical Survey of Petrology. Oliver & Boyd, Londres.
4. Mather, K.F. y S.L. Mason (1967).- A Source Book in Geology. 1400-1900. Harvard University Press, Cambridge, Mass.

CAPITULO II

IDEAS TRADICIONALES SOBRE LOS MAGMAS

1. DEFINICION

El magma se puede definir como un sistema multicomponente compuesto de una fase líquida que contiene todos los elementos en solución, principalmente silicatos (obviamente fundidos); varias fases sólidas en forma de cristales en suspensión, como olivino, piroxenos, plagioclasas, etc., y, bajo ciertas condiciones, puede estar presente también una fase gaseosa, constituida esencialmente de vapor de agua, con cantidades menores de CO_2 , HCl , HF , SO_2 , H_2 , BO_3 , etc.

2. TEMPERATURAS INVOLUCRADAS

Con base en mediciones directas realizadas a lavas de composición basáltica, basanítica y andesítica se piensa que sus temperaturas de formación varían entre 700 y 1100°C, lo cual se ha confirmado por estudios experimentales. En lo que respecta a magmas más ricos en sílice y álcalis, las únicas evidencias que se tienen provienen de experimentos en laboratorio, que arrojan intervalos de menor temperatura (600 a 700°C).

Turner
p. 67.
900-1100°C

3. VISCOSIDAD DE LOS MAGMAS

La viscosidad de los magmas varía con su temperatura y su composición. Así, los magmas básicos son más calientes y menos viscosos que los ácidos.

4. ORIGEN DE LOS MAGMAS

Existen varias hipótesis que tratan de explicar la génesis de los magmas. Algunos autores piensan que se forman en depósitos o cámaras de las cuales escapan a los lugares de menor presión, es decir a la superficie. Otros atribuyen los

magmas a fusión local de rocas preexistentes. Aunque las temperaturas que prevalecen a grandes profundidades son superiores a los puntos de fusión de las diferentes rocas, la enorme presión que ejercen las formaciones suprayacentes impide dicha fusión. Sin embargo, ésta se producirá por disminución súbita de la presión debido a fallas, alabeo o erosión, o bien por desintegración radiactiva o por calor generado durante los procesos tectónicos. La presencia general de rocas ígneas, tanto extrusivas como intrusivas, en zonas de debilidad de la corteza originadas por perturbaciones de la misma, indica que en estos lugares se produce una disminución de la presión que favorece la formación y el movimiento del magma.

5. TIPOS DE MAGMAS

Las hipótesis sobre el origen de las rocas ígneas han variado desde la idea de que cada tipo ha sido engendrado por un magma inicial de composición química particular, lo cual implicaba más de 150 magmas diferentes, hasta considerarse después la existencia de sólo dos magmas originales, el basáltico y el granítico, del cual provendrían los demás o bien un sólo magma original, de composición basáltica.

A raíz de los experimentos de Bowen (1928) la opinión general se inclinó por la existencia de un magma basáltico original del que se produciría la gran variedad de rocas ígneas como resultado de dos fenómenos principales: la diferenciación y la asimilación. En la actualidad, las teorías de la expansión del fondo oceánico y la tectónicas de placas han inclinado la balanza de nuevo a la idea de dos magmas primarios.

6. DIFERENCIACION MAGMATICA

La diferenciación magmática es el conjunto de procesos mediante los cuales un magma madre, más o menos homogéneo, se separa en fracciones que llegan a formar rocas de composi

ciones diferentes.

Se distinguen dos tipos de diferenciación:

A. La diferenciación magmática sensu stricto, o sea la separación de una o varias fases líquidas a partir del magma madre, antes de la cristalización.

B. La cristalización fraccionada, que es la separación consecutiva de una o varias fases sólidas a partir del magma inicial.

A. Separación de fases líquidas antes de la cristalización.

Las soluciones se pueden separar de acuerdo con varios procesos que han sido discutidos y criticados por Bowen y que son los siguientes:

a) Por miscibilidad limitada. Al observar el comportamiento de las escorias de fundición de los metales, en particular sulfuros, Vogt dedujo que al descender la temperatura, una mezcla homogénea de sulfuros líquidos se separa parcialmente en forma de gotitas inmiscibles que se depositan como fracción fundida. En consecuencia, según este proceso, un magma líquido homogéneo, se separa en dos o más fracciones líquidas homogéneas al enfriarse. Sin embargo, se ha comprobado que los silicatos en fusión son miscibles entre sí en todas las proporciones, por lo que la generación de diferentes magmas por este proceso es dudosa.

b) Por gravedad. En un magma completamente líquido se puede producir el hundimiento de los iones y moléculas de mayor peso, bajo la acción de la gravedad. Sin embargo, Bowen demostró que en los magmas viscosos tal fenómeno se produce con tan extrema lentitud, que no tendría gran importancia.

c) Por difusión y convección. Según el principio de Ludwig y Soret, "en una solución cuyas partes se encuentren a la

misma temperatura, los elementos disueltos están en equilibrio unos con otros; si este equilibrio se rompe, dichos elementos se desplazan hacia las partes frías en cantidades proporcionales a la diferencia de temperatura". En la naturaleza, las partes frías de una cámara magmática son las paredes de las rocas encajonantes; en consecuencia, la cristalización comenzaría en los bordes y, al formarse los primeros cristales, el magma se empobrecerá de los constituyentes de éstos produciéndose una diferencia de composición. Los primeros cristales del borde, esencialmente máficos, continuarán creciendo por difusión, desde el interior hacia el borde, de las partículas que los componen, de modo que se formará una fase de borde o "frente básico", cuya composición difiere de la del magma restante. De esta manera se explicarían los frentes básicos de muchos granitos.

d) Por transferencia gaseosa. Se ha podido comprobar que el vapor de agua es capaz de disolver y transportar la sílice y las sales alcalinas. De manera análoga, una corriente gaseosa que atravesase una cámara magmática podría actuar como colector y vehículo de transporte de los constituyentes más volátiles del magma. Es poco probable que este proceso se produzca a grandes profundidades, por lo menos hasta que la cristalización, y por tanto la diferenciación, esté muy avanzada. Sin embargo, en la proximidad de la superficie, la emisión de gases magmáticos se puede producir en gran escala y contribuir notoriamente al proceso de diferenciación.

e) Por transferencia acuosa. Es un proceso parecido al anterior, mediante el cual el agua disuelta en un magma tendería a concentrarse en las zonas de menores presiones y temperaturas, llevando consigo a los elementos alcalinos y algunos metales.

B. Cristalización fraccionada

Ciertos minerales de las rocas ígneas se encuentran normalmente asociados debido a que cristalizan casi a la misma temperatura, por ejemplo la ortoclasa con la oligoclasa, el olivino con la labradorita, la hornblenda con la andesina, etc. Por el contrario, es muy raro encontrar juntos algunos minerales, como son el cuarzo y la anortita, la moscovita y los piroxenos, el olivino y la ortoclasa, etc. Estas relaciones implican cristalización fraccionada, es decir separación de una o varias fases sólidas a partir del magma inicial.

La cristalización fraccionada, propuesta por Bowen en 1928 Mu usado → (op. cit), es el proceso de diferenciación más importante. Mediante este proceso, en un magma que comienza a cristalizar, las sustancias más insolubles o más pesadas son las primeras que cristalizan y éstas son, en general, los minerales accesorios, tales como magnetita, ilmenita, cromita, esfena, apatito, circón, rutilo, etc. El olivino, los piroxenos y las plagioclasas cálcicas figuran entre los minerales esenciales que cristalizan primero, seguidos de la hornblenda, plagioclasas sódico-cálcicas, biotita, feldespatos alcalinos, moscovita y cuarzo. Se observa que, debido a la sustracción de los minerales ferromagnesianos y cálcicos, el magma residual se vuelve cada vez más rico en sílice, álcalis y elementos ligeros.

De acuerdo con Bowen, a medida que se produce la cristalización tiende a mantenerse el equilibrio entre las fases líquida y sólida, de modo que al descender la temperatura los primeros cristales reaccionan con el líquido y cambian de composición. La reacción puede ser progresiva, de tal modo que se producen series de reacción continua, como es el caso de las plagioclasas, en donde los términos cálcicos que cristalizan primero se vuelven cada vez más ricos en sodio al descender la temperatura. Por otro lado, con el descenso de la temperatura, ciertos minerales ferromagnesianos se transforman en

otros minerales de estructuras cristalinas diferentes, por ejemplo el olivino en piroxenos y éstos a su vez en anfíboles; tales cambios constituyen las series de reacción discontinua. Estas dos series de reacción principales se muestran en la figura original de Bowen y modificada por Barth.

SERIE DISCONTINUA

Olivino
Piroxenos de Mg
Piroxenos de Fe
Anfíboles
Biotita
Cuarzo

SERIE CONTINUA

Anortita
Bitownita
Labradorita
Andesina
Oligoclasa
Albita
Feldespato
Potásico

Zeolitas

Soluciones ricas en
volátiles

Por lo general cristalizan juntos los primeros minerales de alta temperatura en ambas series; a esto se debe que los gabros, que contienen plagioclasas cálcicas, incluyen también al olivino y piroxenos magnesianos. Los minerales de baja temperatura también tienden a asociarse, de tal suerte que la biotita, los feldespatos alcalinos y el cuarzo se encuentran juntos, a menudo, en el granito.

Cuando la reacción de los cristales y el líquido llega a ser completa, los minerales de la roca final no son los que se formaron inicialmente, sino precisamente los opuestos. Si la reacción es incompleta debido a un enfriamiento rápido o a otras causas, los primeros miembros de las series de reacción pueden persistir como vestigios o "relictos" en la roca final. Esta es la razón por la cual se observan feldespatos zoneados o cristales de un mineral ferromagnesiano envuelto por capas de otro.

Una variación de la cristalización fraccionada, es la presión filtrante, que tiene lugar cuando un magma que ha cristalizado sólo parcialmente se ve sujeto a presión por efecto de ciertos procesos tectónicos; el líquido residual es expulsado e inyectado en la porción cristalizada del mismo magma o en las rocas encajonantes, en donde dará lugar a rocas muy diferentes de los que resultarían por la consolidación del magma inicial; si esta expulsión se repite en etapas diferentes dará lugar a diferentes tipos de rocas. Mediante este proceso se explica la formación de pegmatitas, diques y vetas.

7. ETAPAS SUCESIVAS EN LA CONSOLIDACION DE LOS MAGMAS

Paul Niggli (1938) considera a la Litósfera como un complejo polifacético al cual es posible aplicarle la regla de las fases. Para ello construyó varios diagramas que tratan de explicar las etapas sucesivas en la consolidación de los magmas en las rocas ígneas y en los yacimientos metalíferos relacionados con ellas.

Así, en la figura II-1 se ha representado uno de los diagramas clásicos de Niggli, que se aplica a la evolución de un sistema binario, compuesto de un elemento refractario (R), que puede ser un silicato y de un elemento volátil (V), que puede ser vapor de agua, sistema constantemente saturado para cada uno de sus constituyentes.

Cuando la presión externa es elevada, como es el caso de las rocas plutónicas, el diagrama se compone de dos curvas: una de cristalización, a la izquierda, y una de tensión de vapor, a la derecha.

En la curva de cristalización, que representa la separación entre las fases líquida y sólida, las abscisas representan la composición del sistema y las ordenadas la temperatura, siendo T la temperatura de fusión del elemento refractario.

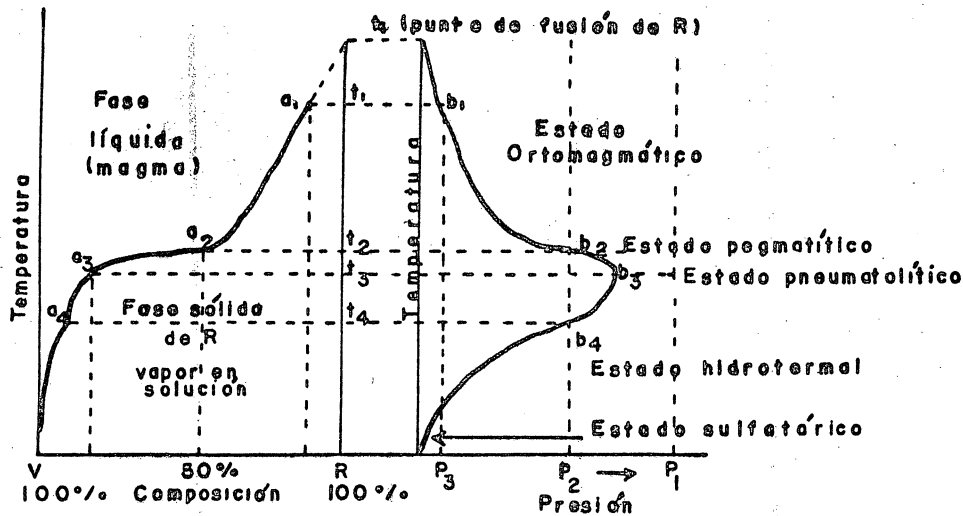


Fig. II-1.- Diagrama de Niggli
 V= volátil R= refractario
 a, inicio de la solidificación del magma

Si se considera una composición original x_1 , este punto de fusión baja a t_1 , R cristaliza y la solución cambia gradualmente de composición siguiendo la curva. Al principio se separa sólo un poco de R, pero conforme aumenta el enfriamiento se van separando cada vez mayores cantidades. Esto queda representado en la parte plana de la curva en la cual la composición del magma residual se ve muy alterada por un ligero enfriamiento. En los alrededores de t_2 , cuando el fluido original tiene aproximadamente igual porcentaje de V y R, se señala el fin de la etapa principal de cristalización y el inicio de la formación de pegmatitas, a partir de un líquido residual muy rico en volátiles y de carácter muy diferente al original; el cambio es gradual y continuo. El fenómeno sufre aceleraciones y disminuciones en la velocidad de cristalización, como se observa en la figura; al enfriarse el sistema, el contenido en volátil en la fase líquida aumenta y por consiguiente, la temperatura de solidificación de esta fase disminuye.

En la curva de tensión del vapor, al aumentar la proporción del elemento volátil, éste se disuelve en una cantidad cada vez menor de la fase líquida, lo que provoca un aumento en la presión (del punto b_1 al punto b_2). Sin embargo, a partir del punto b_3 , en donde la presión interna es máxima, el volátil se condensa a su vez y la presión disminuye rápidamente.

A partir de estos diagramas Niggli distingue cinco etapas en la génesis de las rocas ígneas plutónicas y de los yacimientos magmáticos asociados, a saber:

1°) La etapa ortomagmática, durante la cual cristalizan los silicatos que van a formar la roca principal del macizo plutónico, desde el olivino hasta el cuarzo, y minerales de importancia económica como pentlandita, nicolita, cromita, ilmenita, magnetita y diamante así como metales nativos del grupo del platino. Al final de esta etapa la roca se ha consolidado, quedando en solución los volátiles y la parte más soluble de los refractarios.

2°) La etapa pegmatítica, en la cual el líquido residual se infiltra en las fracturas de la roca plutónica y de las rocas encajonantes; los volátiles que llevan los refractarios dan lugar a la formación de enormes cristales que constituyen las rocas filonianas denominadas "pegmatitas", algunas de ellas explotables por su contenido en litio, berilio, niobio, tántalo, torio, tierras raras, micas, feldespatos para cerámica, cuarzo piezoeléctrico y piedras preciosas como la esmeralda, aguamarina, topacio, zafiro y rubí.

3°) La etapa neumatolítica, en donde la materia intersticial es gaseosa y al circular a través de los poros de la roca se comportará sobre todo como agente destructor. En su presencia los feldespatos son pseudomorfizados por la turmalina (turmalinización), por las werneritas (escapolitización) o bien por una mezcla de cuarzo y de mica alcalina (greise).

nización). En la aureola periplutónica se individualizan, además, filones de cuarzo que pueden tener estaño, tungsteno, molibdeno o bismuto.

4°) La etapa hidrotermal, en la que el vapor de agua se condensa, dando lugar a soluciones líquidas que pueden contener diversos minerales solubles; el enfriamiento produce la precipitación de éstos, originando yacimientos de cobre, oro, plomo, zinc, plata, antimonio, etc. Durante esta etapa, la roca sufre una alteración hidrotermal: caolinización de los feldespatos potásicos, sericitización de las plagioclasas, cloritización de la biotita y hornblenda, uralitización de los piroxenos y serpentización del olivino, así como el fenómeno de propilitización, que da lugar a rocas verdes compuestas de sericita, epidota, clorita, calcita, albita y pírita, que con frecuencia son indicios de una mineralización sulfurosa hidrotermal.

5°) Finalmente, la etapa solfatárica, en la que escapan gases como el SO_3 y el CO_2 . En algunos lugares se llegan a explotar bórax y azufre nativo generados en esta etapa.

Niggli consideró también el caso de rocas volcánicas (presión externa baja), en las que los elementos volátiles se desprenden directamente en la atmósfera y la hidrósfera y sólo se produce la etapa ortomagmática.

8. ASIMILACION MAGMATICA

La asimilación es el proceso mediante el cual el magma se incorpora al material con el que se halla en contacto, sea rocas encajonantes, xenolitos u otro magma de composición diferente. De este modo, el magma original puede sufrir una modificación en su composición.

La asimilación está en contraste directo con la diferenciación, por el hecho de estar implicadas dos fuentes primarias

que se combinan para producir un magma de composición intermedia.

Desde el punto de vista físico-químico es posible representar a la asimilación como un proceso complejo de reacciones recíprocas entre el magma y el material incorporado, intercambio que tiene lugar hasta la homogeneización completa. Este fenómeno se traduce en la destrucción de minerales originales y en la formación de nuevos minerales, en equilibrio con las nuevas condiciones requeridas para la evolución del magma y de acuerdo con las series de reacción de Bowen.

De acuerdo a esto, un magma basáltico puede disolver fácilmente una roca de composición granítica y dar lugar eventualmente a un magma andesítico o dacítico, porque los minerales del granito se localizan en la porción de menor temperatura de la serie de Bowen. En cambio si se tiene el caso contrario, es decir un magma riolítico en contacto con una roca de composición basáltica, el magma no podrá disolver los minerales del basalto por estar supersaturado con respecto a ellos; en su lugar se producirá una reacción compleja mediante la cual las plagioclasas cálcicas y los piroxenos, por ejemplo, se transforman en plagioclasas sódico-cálcicas y hornblenda, minerales que se encuentran en equilibrio con el líquido en un instante dado.

(?)
chequear.

La asimilación será más rápida entre mayor sea el desequilibrio entre el magma y el material incorporado, como en el caso del material granítico disuelto por el magma basáltico; en cambio, un xenolito de arenisca será difícilmente asimilado por un magma riolítico, dada su composición similar.

Por el proceso de asimilación se ha sugerido la génesis de diversas rocas ígneas, tales como las dioritas (reacción de magma granítico con gabros o calizas) y rocas feldespatóidicas (asimilación de calizas o dolomías por magmas silíceos).

9. REOMORFISMO O MOVILIZACION Y ANATEXIS

Se denomina "reomorfismo" o "movilización" al proceso mediante el cual una roca originalmente sólida que se ve sometida a condiciones de temperatura y presión excepcionalmente altas, se vuelve total o parcialmente fluida, pudiendo inyectarse en las rocas adyacentes, a manera de magma; la sustancia móvil que resulta del reomorfismo se denomina "neomagma".

La anatexis es el fenómeno por el cual una roca cortical conducida a profundidad a cierto punto alcanza temperaturas que permiten su fusión completa. Es por tanto un proceso ultramórfico.

El reomorfismo, término creado por Backlund en 1937, se puede deber a una fusión completa por ultrametamorfismo o anatexis, a una fusión parcial o bien a una introducción de líquidos en las redes cristalinas, con solución del material intersticial.

El reomorfismo es un fenómeno muy importante que se produce, por ejemplo durante los movimientos orogénicos, dando lugar al emplazamiento de granitos por diapirismo, así como para lavas, es decir, rocas sedimentarias fundidas que se comportan como lavas.

R E F E R E N C I A S

1. Backlund, H.G. (1937). Die Umgrenzung der Svecofenniden. Bull. Geol.Inst. Upsala, V.XXVII, p.219-269, Upsala, Suecia.
2. Bowen, N. L. (1928). The evolution of Igneous Rocks. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.
3. Huang, W.T. (1968). Petrología. Trad.del inglés. Unión Tipográfica Editorial Hispano-Americana.México.
4. Niggli, P. (1938). La loi des phases en minéralogie et pétrographie. Trad. P. Urbain. Actual-Scient. p. 611-612.

5. Termier, H. et G. (1956). Pétrogénese. Masson et Cie., París.
6. Turner, F. J. y J. Verhoogen (1963). Petrología ígnea y Metamórfica. Trad. del inglés. Ed. Omega, Madrid.
7. Williams, H., F. J. Turner y Ch. M. Gilbert (1955). Petrography. W.H. Freeman, San Francisco.

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

CAPITULO III

CRISTALIZACION DE MINERALES A PARTIR
DE MEZCLAS SILICATADAS FUNDIDAS

1. INTRODUCCION

De acuerdo con Abelson (en Barth, 1962) "Uno de los principales objetivos de la investigación petrológica moderna es desarrollar la comprensión de la gran variedad de asociaciones minerales existentes en la Naturaleza. La asociación mineralógica que se encuentra en una roca en particular es totalmente función de su composición química global y de las condiciones físicas bajo las cuales se formó. En sus experimentos a altas temperaturas y presiones, el laboratorista activo en este campo de investigación trata de elaborar los conjuntos minerales naturales bajo condiciones físicas controladas. Al lograr el éxito en este propósito, podrá interpretar las asociaciones naturales en términos de compatibilidades e incompatibilidades mineralógicas conocidas y especificar, hasta donde las relaciones de fase observadas lo hagan posible, las condiciones físicas bajo las cuales se formaron estas asociaciones naturales".

El estudio de la cristalización de los minerales de las rocas ígneas, en particular los silicatos, se ha realizado en varios laboratorios, siendo el más importante The Geophysical Laboratory of the Carnegie Institute de Washington, Estados Unidos. Uno de los investigadores más exitosos de dicho laboratorio fue N. L. Bowen.

Para estudiar la solidificación de una fase líquida, hay que dejarla enfriar para provocar su cristalización. En el caso de los líquidos puros, es decir, que tienen un solo componente, la temperatura permanece constante durante la cristalización. En el caso de líquidos que contienen varios componentes,

la temperatura varía durante el transcurso de la cristalización, lo mismo que la composición química del líquido y de los cristales que se van formando.

2. LA REGLA DE LAS FASES

Las fases de un sistema heterogéneo son aquellas partes del sistema que son físicamente diferentes y se pueden separar empleando métodos mecánicos, por ejemplo las fases sólida, líquida y gaseosa. El número de fases que pueden coexistir puede variar en los diferentes sistemas; sin embargo, en cualquier caso no existe más que una fase gaseosa, puesto que los gases son miscibles entre sí en todas proporciones; los líquidos son también a menudo miscibles en todas proporciones, pero a veces pueden coexistir dos o más fases líquidas; en cambio, es ilimitado el número de fases cristalinas que pueden estar presentes.

Un sistema en equilibrio tiene como componentes el número más pequeño de especies químicas necesarias para explicar el sistema o para integrar todas sus fases. Así, en el sistema del agua, H_2O es el único componente que puede estar presente como vapor, líquido o sólido.

El grado de libertad de un sistema es el número de variables independientes que pueden fijarse en forma arbitraria para definir por completo el sistema. Si las variables son la temperatura y la presión, por ejemplo, se dice que el sistema no posee grado de libertad o que posee uno o dos grados de libertad si ninguna, una o ambas variables pueden cambiarse sin perturbar su equilibrio. Así, en el sistema del H_2O , pueden coexistir tres fases: hielo, agua y vapor, sólo bajo valores precisos de temperatura y presión ($0.001^\circ C$ y 0.006 atm); en esas condiciones el sistema es invariante, es decir, no posee el menor grado de libertad, porque no se puede cambiar una de las dos variables sin afectar el equilibrio (Fig. III-1).

Si se escoge arbitrariamente una de las variables, el sistema es monovariante: posee un grado de libertad, pero sólo pueden

coexistir dos fases: hielo-agua, hielo-vapor o agua-vapor.

Si ambas variables se escogen arbitrariamente el sistema es bivariante, con dos grados de libertad, pero el número de fases coexistentes se reduce a una.

En un sistema en equilibrio, el grado de libertad (V) se expresa en función del número de sus componentes (C) y el de sus fases coexistentes (F), por la relación:

$$V = C - F + 2$$

denominada "regla de las fases" y debida a Gibbs (1874).

3. SISTEMAS DE UN COMPONENTE

Un ejemplo de este tipo de sistemas es el de la sílice anhídrica. La sílice anhídrica es polimórfica, es decir, presenta más de una forma cristalina, a saber: cuarzo, tridimita, cristobalita y coesita. De acuerdo con la regla de las fases, sólo una de esas formas es estable bajo cualquier combinación temperatura-presión, escogida en forma arbitraria. La calcedonia es un mineral secundario de sílice y la lechatelierita es un vidrio silíceo. (Figuras III-1 y III-2).

El cuarzo es estable a temperatura y presión ordinarias y su simetría es trigonal trapezoedra; a 573°C cambia su simetría a hexagonal trapezoedra y se le conoce como cuarzo de alta temperatura o cuarzo β . A temperaturas superiores a 870°C, el cuarzo se transforma en tridimita, mineral con simetría hexagonal, pero con red cristalina diferente a la del cuarzo. La tridimita se transforma en cristobalita, mineral con simetría isométrica, a 1470°C. Finalmente, a 1713°C la cristobalita se transforma en líquido. Ni la tridimita, ni la cristobalita son estables con un ligero aumento en la presión, en cambio que el cuarzo α y el cuarzo β se mantienen aunque la presión alcance 20 kilobars.

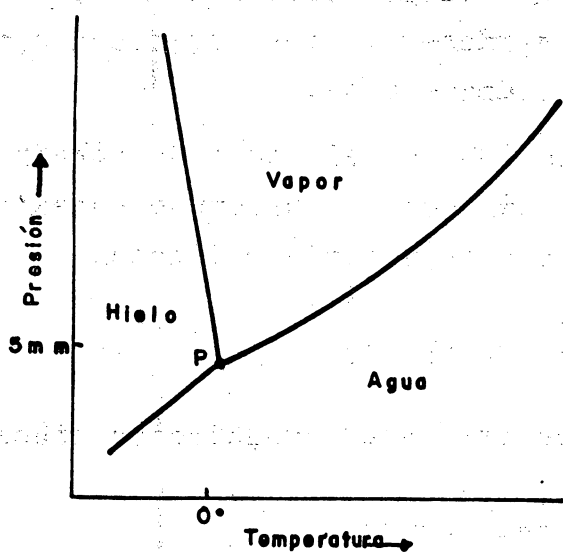


Fig. III-1 Diagrama de curva de presión-temperatura mostrando los campos de estabilidad de las tres fases en un sistema de un componente (H_2O). P es un punto triple

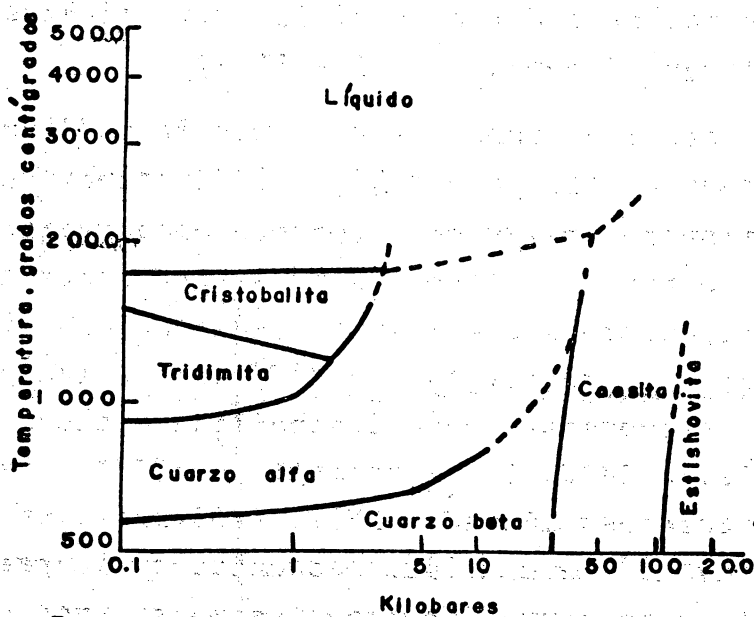


Fig. III-2 Diagrama de fases del sílice que muestra una parte de los campos de estabilidad de la coesita y estishovita

A partir de los 29 kilobars es estable la coesita, monoclinica. Más allá de los 100 Kb la coesita se transforma en stishovita, la forma de sílice más densa conocida, descubierta en 1962 en el Cráter del Meteorito en Arizona, y que se ha observado sólo en rocas producidas por metamorfismo de impacto.

Las inversiones cuarzo β - tridimita - cristobalita y viceversa son muy lentas, de manera que las dos últimas pueden permanecer mucho tiempo a temperaturas ordinarias sin invertirse a cuarzo α ; lo mismo sucede con la fase líquida que, si enfría rápidamente, permanece como lechatelierita durante mucho tiempo.

Las variaciones polimórficas de la sílice anhidra son muy importantes porque pueden servir como termómetros geológicos.

1°) Así, el cuarzo α y el cuarzo β se forman únicamente bajo sus respectivos campos de estabilidad.

2°) A bajas temperaturas, particularmente durante una cristalización rápida, se pueden mantener las formas de la tridimita y la cristobalita, aunque el cuarzo α sea la fase estable.

3°) La lechatelierita se forma siempre por encima de 1713°C, pero bastan pequeñas cantidades de impurezas para bajar su punto de fusión de manera considerable.

Estos hechos tienen gran importancia en petrología. Así, el cuarzo primario en una lava indica una temperatura de cristalización inferior a 870°C. En cambio, la presencia de tridimita o de cristobalita nada señala sobre las condiciones de temperatura. Aunque el cuarzo observable en las rocas es siempre cuarzo α , los estudios microscópicos de su hábito cristalino y leyes de maclas sugieren que si acaso está presente en una lava es como un pseudomorfo del cuarzo β o, más raramente, de la tridimita.

En pegmatitas y vetas de minerales el cuarzo α se encuentra a

menudo como una fase primaria. De aquí se concluye que la cristalización principal de las lavas ácidas acaece entre 573 y 870°C, mientras que la de las pegmatitas y vetas de cuarzo tiene lugar, al menos en parte, a temperaturas por debajo de 573°C. Por supuesto que estos datos deben ser modificados para condiciones de altas presiones, empleando la ecuación de Clapeyron:

$$\frac{d P}{d T} = \frac{\Delta H}{T \Delta V}$$

en donde:

P = presión

T = temperatura absoluta

ΔH = cambio de calor de reacción

ΔV = cambio de volumen específico de las fases de alta y baja temperatura

4. SISTEMAS DE DOS COMPONENTES

La figura III-3 representa el diagrama de equilibrio de un sistema con dos componentes, A y B; las abscisas indican la composición y las ordenadas la temperatura, siendo T_1 y T_3 las temperaturas de fusión de A y B, respectivamente. A partir de diagramas de este tipo es posible deducir la temperatura y composición de una magma en el momento de su solidificación.

Si se sigue la cristalización de un magma de composición (1), de T_1 a T_2 se desciende verticalmente en el área del líquido y se tiene líquido sin cambio de composición. Al llegar a T_2 empieza a cristalizar A y la composición del líquido se embreca en A, de modo que dicho líquido cambia su composición siguiendo la curva de cristalización, hasta alcanzar el punto E, a la temperatura T_E , en donde el magma queda saturado con B y empieza a cristalizar éste. De T_E hasta la temperatura ambiente sólo existen cristales de A y B.

*Hacen falta
en la gráfica
 T_1, T_3, A, B*

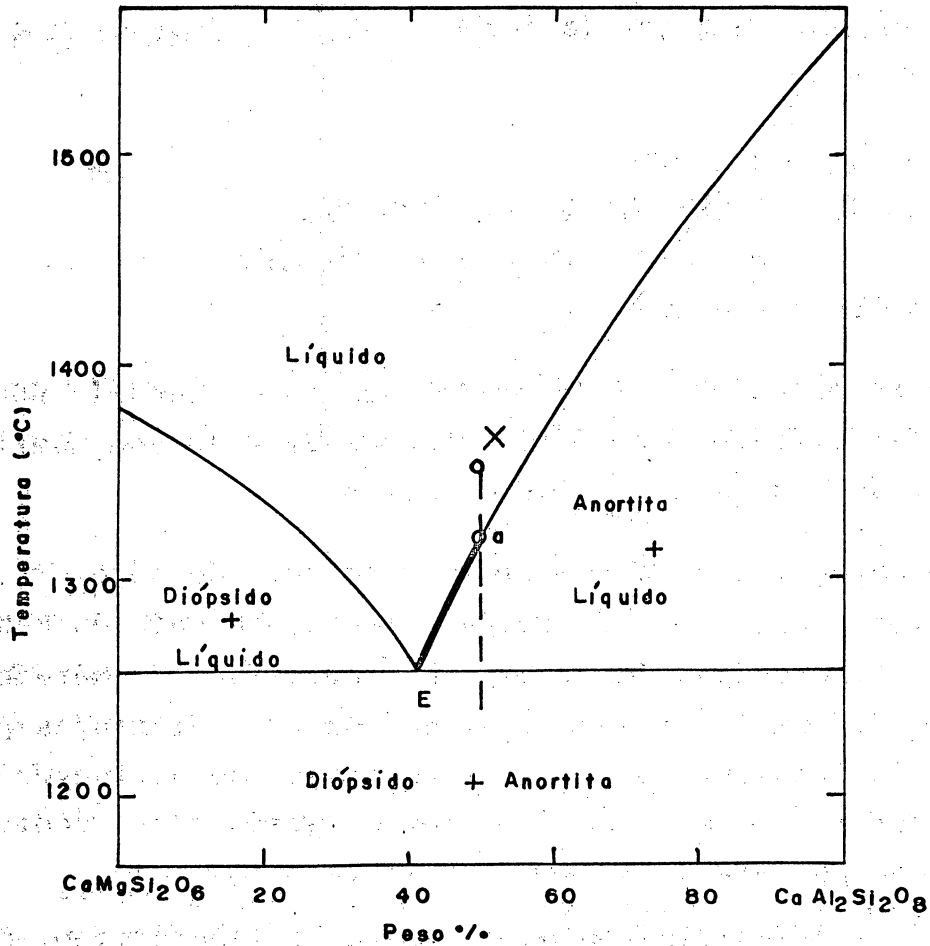


Fig. III-3 Relaciones de fase en el sistema $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Bowen, 1915; Osborn, 1942) que ilustra trayectorias de cristalización para una mezcla seleccionada

~~X~~ Esta Gráfica (III-3) no le hacen falta detalles q' se mencionan en el texto.
 T_1, T_2, T_E, T_{amb}

El punto E se denomina eutéctico y es la proporción constante en la cual los dos constituyentes cristalizan simultáneamente. La temperatura eutéctica T_E es aquella en la cual las dos fases sólidas coexisten en equilibrio con el líquido y es siempre la temperatura mínima de cristalización de un sistema.

De manera análoga, un magma de composición (2) pasaría por las siguientes etapas:

- De T_1 a T_4 : líquido
- De T_4 a T_E : cristales de B + líquido
- En T_E : cristales de A y B + líquido
- De T_E a T_{amb} : cristales de A y B.

La roca que se obtendría a partir del magma (2) tendría una textura porfirítica con cristales grandes de B en una matriz equigranular de granos más finos de A y B.

En el punto eutéctico se obtendría una textura de intercrecimiento gráfico, en la cual el constituyente presente en menor cantidad está incrustado en el otro en formas que recuerdan la escritura cuneiforme. Sin embargo, no todas las texturas gráficas son de origen eutéctico. A este origen se atribuyen también los intercrecimientos de feldespatos potásicos y sódicos conocidos como pertitas y antipertitas. .

Un ejemplo de sistema binario obtenido en el laboratorio, en el que se cumple todo lo anterior, es el sistema diópsido-anortita, de importancia fundamental para entender la cristalización de los basaltos.

Resulta ligeramente diferente otro ejemplo de sistema binario realizado también en el laboratorio; es el sistema $SiO_2-Al_2O_3$ (Fig. III-4), en el cual una fase cristalina en equilibrio con un líquido, se descompone en otra fase cristalina en equili**br**io con el mismo líquido cuando la temperatura llega a un punto (P), llamado peritéctico, que nunca es punto final de cristalización, es decir, un sistema de cristalización no puede

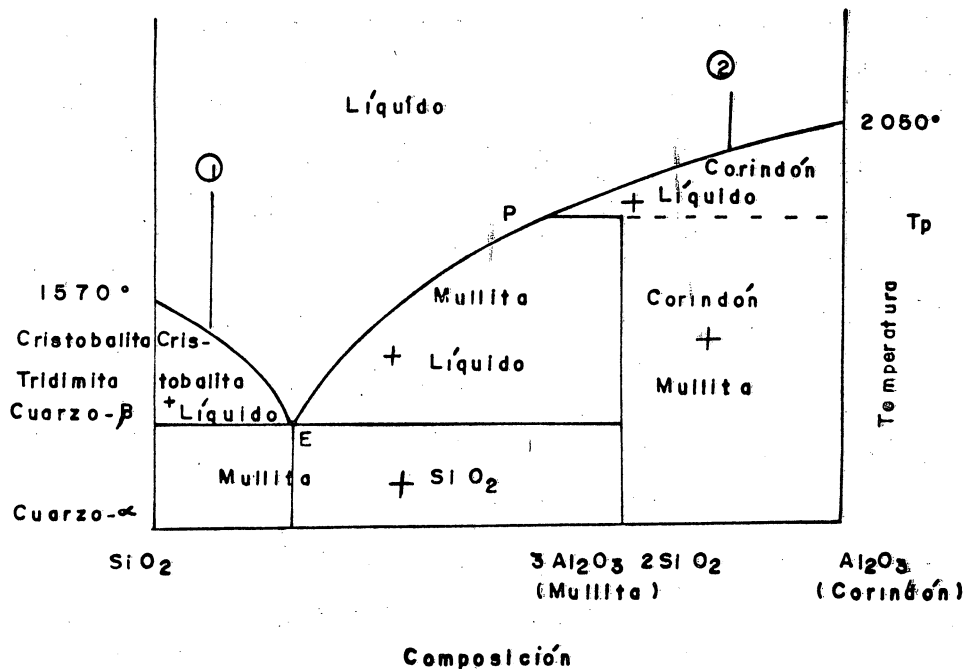


Fig. III-4 Diagrama de equilibrio del sistema $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$

terminar en el peritético. La línea P- T_p se denomina línea peritética.

Todos los conceptos anteriores son de gran interés porque sirven como termómetros geológicos de cristalización. En un punto cualquier M se puede calcular la temperatura de cristalización basándose en los porcentajes de líquido y cristal.

5. SISTEMAS DE DOS COMPONENTES CON SOLUCIONES SÓLIDAS

Las soluciones sólidas son soluciones reales y homogéneas de una sustancia en otra. Los cristales que muestran este tipo de solución se denominan cristales mixtos.

Las soluciones sólidas están constituidas por dos o más miembros isomorfos que poseen la misma estructura cristalográfica básica y forman una serie continua en la que cambian gradualmente las propiedades físicas y químicas de un miembro a otro.

Un tipo común de sistema binario con solución sólida se ilustra en la Figura III-5. Si un líquido de composición (1) se enfría lentamente, se observará la siguiente secuencia de los acontecimientos. (Fig. III-5).

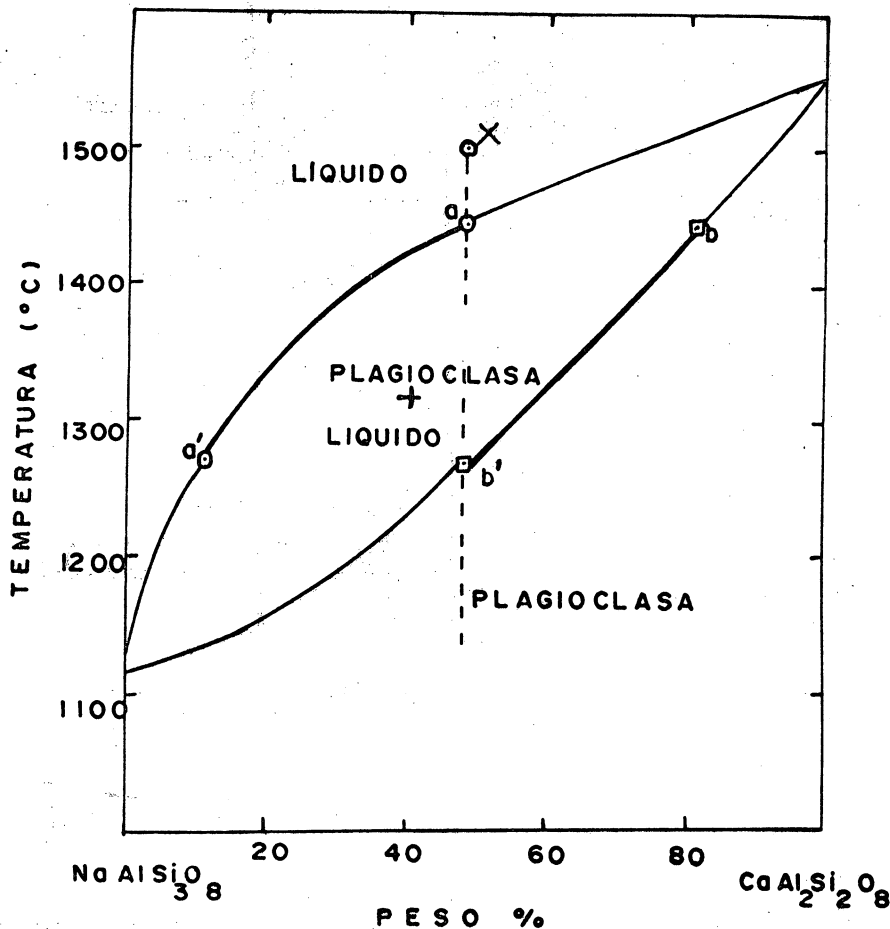


Fig. III-5 Relaciones de fase en el sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Bowen, 1913), trayectorias ilustrativas de cristalización en equilibrio para una mezcla seleccionada.

En T_1 , el líquido tiene composición C y produce cristales de composición D. Estos cristales son soluciones sólidas de A y B y son más ricos en el componente B que el líquido con el que se encuentran en equilibrio.

Al descender la temperatura, la composición del líquido cambia hacia E, y la de la solución sólida hacia F. Durante el enfriamiento lento, la solución sólida cambia de composición por reacción continua con el líquido, de modo que a la temperatura T_2 , una solución sólida de composición F, está en equilibrio con un líquido de composición E.

Si se mantiene el equilibrio durante el enfriamiento, la última gota de líquido desaparecerá en G, a la temperatura T_3 , y este líquido estará en equilibrio con cristales de composi

ción H, que es la misma del líquido original. Nótese que en este caso no hay eutécticos ni peritéticos.

Este tipo de diagrama lo presentan entre otros, las series de las plagioclasas y de los piroxenos. En el caso de las primeras, el polo A lo ocupa la albita y el B la anortita. Puesto que se ha visto que sólo los cristales de composición D están en equilibrio con un líquido C a una temperatura particular T_1 , se concluye que en un magma de plagioclasas, los cristales formados a cualquier temperatura siempre son mucho más ricos en la molécula de anortita que el líquido con el cual están en equilibrio.

Si los cristales que se forman a lo largo de la curva solidus pierden el equilibrio con el líquido, como puede suceder si el enfriamiento es rápido, puede haber una cantidad considerable de líquido a la temperatura T_3 , y la cristalización continuará con líquido y cristales que cambian en composición hacia K. De este modo se explica el zoneamiento de los cristales de plagioclasas. Este caso se denomina solución sólida continua, y en la roca resultante habrá cristales zonados que en el centro mantienen la composición inicial, más rica en anortita.

6. SOLUCIONES SOLIDAS CON UN PUNTO DE FUSION MINIMO INTERMEDIO

Existen sistemas con soluciones sólidas en los que el punto de fusión no se encuentra en un extremo, como sucede en las plagioclasas y olivinos, sino en mezclas de composiciones intermedias. Un ejemplo es el sistema ortoclasa-albita, de gran importancia en Petrología, estudiado por Bowen y Tuttle (1950).

En los diagramas de equilibrio obtenidos a diferentes presiones de vapor de agua se confirma la opinión sobre la importancia del contenido de agua en la reducción de las temperaturas de cristalización magmática (Fig.III-6).

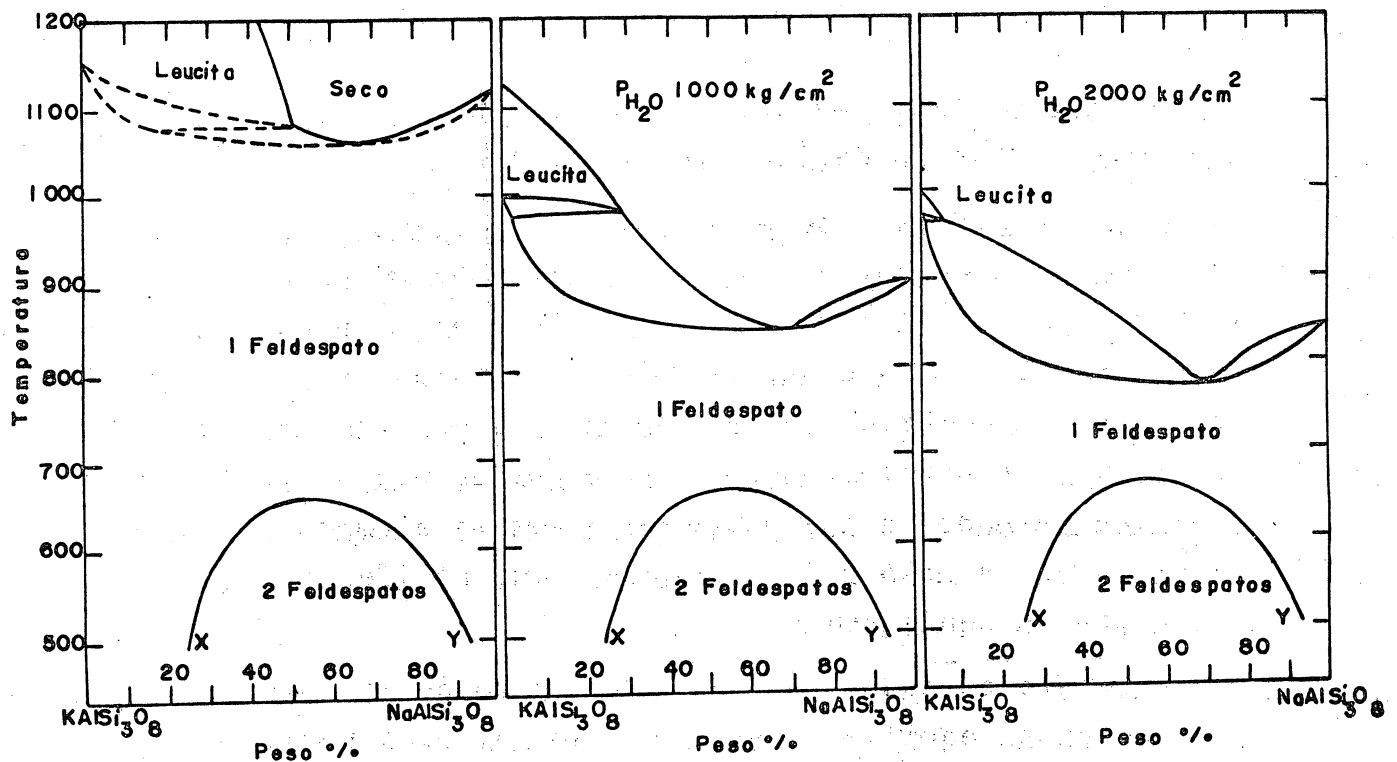


Fig. III - 6 Diagramas de equilibrio para el sistema Or - Ab en funciones secas y a presiones de H₂O de 1000 kg/cm² y 2000 kg/cm². (Bowen and Tuttle, J. Geol. 58, 497, 1950)

El comportamiento de la cristalización a cada lado del punto mínimo es similar al de las plagioclasas. En cambio, la curva inferior del diagrama, denominada "solvus", divide el campo de solución sólida de dos feldespatos -o campo de las perlititas- del campo de existencia de un solo feldespato. Cualquier punto de esa curva representa la temperatura mínima de existencia estable del feldespato homólogo de esa composición; por debajo de ella se produce su exsolución. La curva tiene un máximo de $660 \pm 10^{\circ}\text{C}$ a una composición cercana a 55% Ab.

Se observa que en el diagrama de fusión en seco, es decir con ausencia de vapor de agua, el punto de fusión mínimo se ve oscurecido por la formación de leucita en las mezclas ricas en feldespato potásico. De hecho, el sistema no es binario por la fusión incongruente de éste en aquella; sin embargo, el campo de la leucita casi desaparece a los 2000 Kg/cm² de presión de agua.

La exsolución puede conducir a la formación de intercrecimientos gruesos como las pertitas y antipertitas o intercrecimientos muy finos como los de la anortoclasa. Un feldespato potásico que ha enfriado con mucha rapidez puede permanecer en solución sólida metastable como es el caso de los cristales de sanidina en las lavas.

7. SISTEMAS DE TRES COMPONENTES

La cristalización de un sistema ternario suele expresarse por medio de un triángulo equilátero. Cada vértice representa respectivamente el 100% de uno de los componentes. Una línea paralela a cualquiera de los lados representará los puntos de igual concentración del componente correspondiente al vértice opuesto. Cualquier punto dentro del triángulo representará una mezcla cuya composición será proporcional a las respectivas distancias del punto hacia los lados del triángulo.

Una sustancia que consiste de "a" partes de A, "b" partes de B y "c" partes de C, en donde

$$a + b + c = 100$$

se representa en el diagrama por el punto P.

Este punto se localiza en la intersección de las rectas DE, FG y HI, paralelas respectivamente a BC, AC y AB y construidas de modo que:

BD=a, AF=b y AH=c, tal como se muestra en la figura III-7.

Las temperaturas se indican trazando ordenadas perpendiculares al plano del triángulo, de modo que la ordenada en cualquier punto indica la temperatura a la cual la mezcla de esa composición está saturada con el constituyente que cristaliza primero. De esta manera, una ordenada en A indica la temperatura a la cual la sustancia pura A empieza a cristalizar. Si similarmente en B y C. Si ésto se hiciese para todos los puntos en el diagrama, se obtendría una serie de superficies de

temperatura. La forma más conveniente para representar estas superficies isotérmicas es proyectando sus contornos sobre el diagrama triangular (Figs. III-8 y 9).

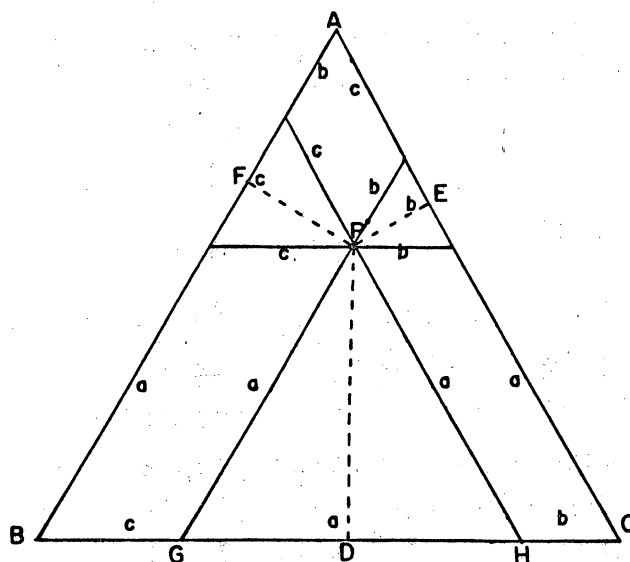


Fig. III - 7 Construcción de coordenadas triangulares.

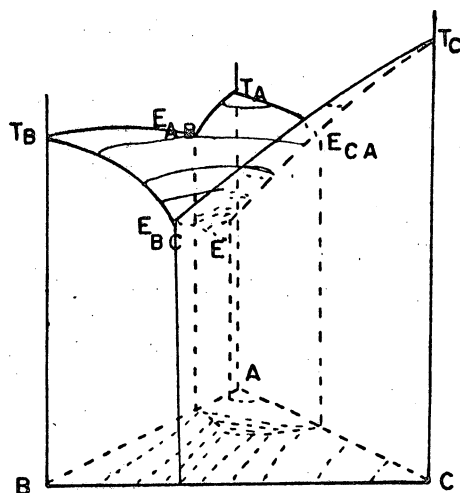


Fig. III - 8 Cristalización de un magma ternario.

Ta, Tb y Tc representan los puntos de congelamiento de las sustancias puras A, B y C respectivamente; Eab, Ebc y Eca representan los puntos eutécticos binarios para los pares respectivos indicados; E es el eutéctico ternario para los tres constituyentes. Las superficies de congelamiento están conformeadas, y las líneas de los contornos están proyectadas en el triángulo de la base.

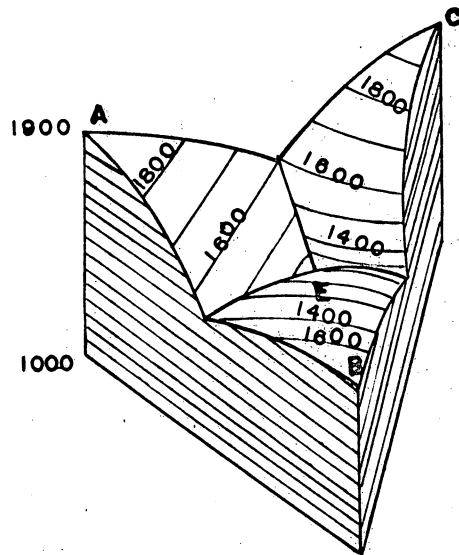


Fig. III - 9.- Bloque diagramático de un sistema ternario, mostrando el uso de isoterma en la superficie de separación entre líquidos y sólidos,

T_A , T_B y T_C representan las temperaturas de fusión de los componentes puros A, B y C, respectivamente. E_{AB} , E_{BC} y E_{AC} son los eutécticos binarios para los respectivos pares indicados; E es el eutéctico ternario para los tres constituyentes.

Para ilustrar la cristalización de un sistema ternario se ha seleccionado el sistema diópsido-albita-anortita, analizado por Bowen en 1915 (Fig. III-10).

Un líquido de composición F, consistente de 50% de Ab_1 , An_1 y 50% de diópsido, empieza a cristalizar a $1,275^\circ\text{C}$, dando lugar a cristales de diópsido. Al descender la temperatura, el líquido cambia de composición hacia G, siguiendo la recta A F G. En G, a 1235°C , comienza a cristalizar una plagioclase de

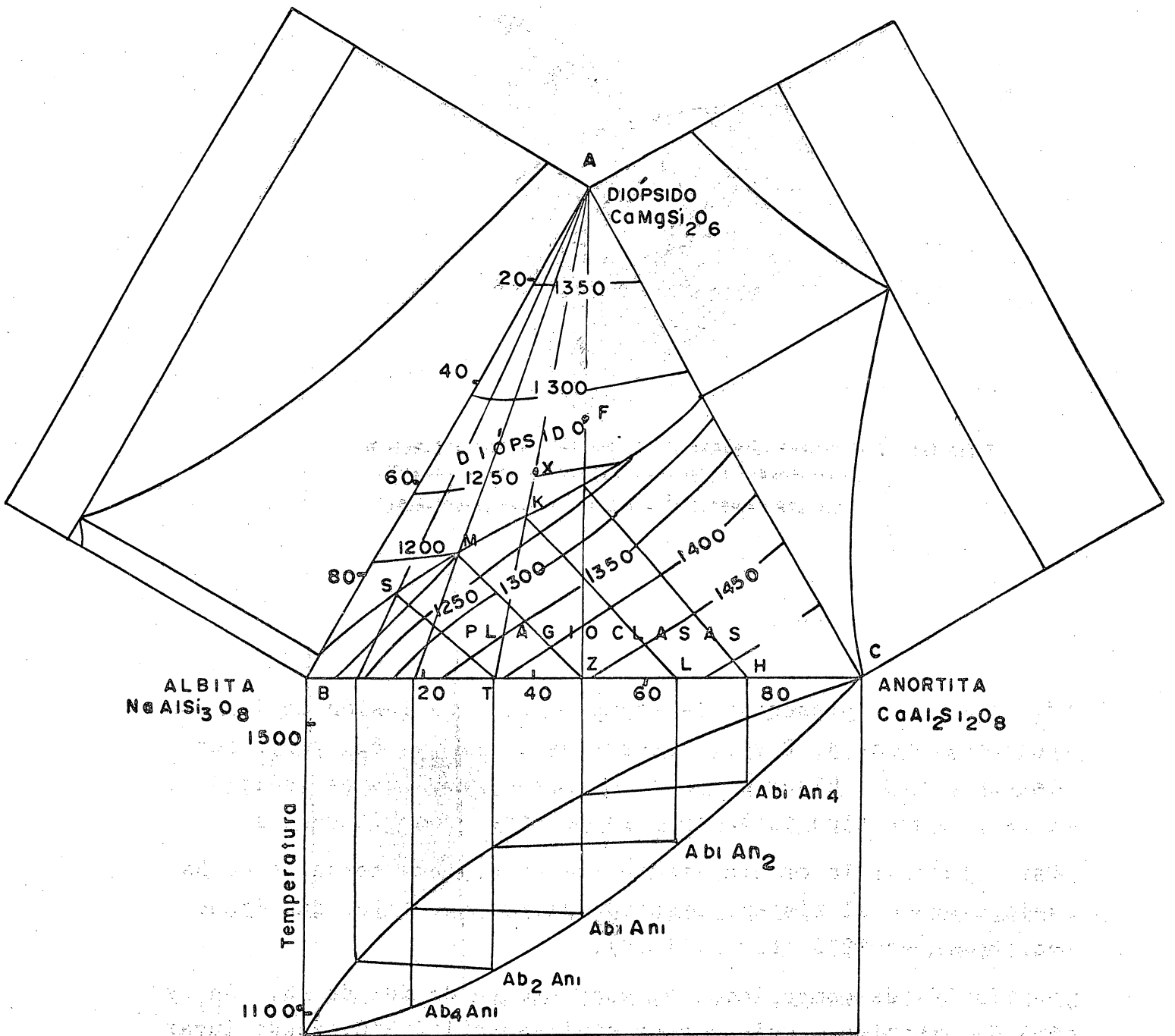


Fig. III-10

composición H ($Ab_1 An_4$). A medida que la temperatura continúa bajando, el líquido sigue la curva que limita los campos de estabilidad del diópsido y las plagioclasas, hacia M, con cristalización simultánea de ambos minerales. Así cuando el líquido tiene la composición K, a $1218^\circ C$, la plagioclasa ha brá cambiado de composición de H ($Ab_1 An_4$) a L ($Ab_1 An_2$). Por último a $1200^\circ C$ cristaliza la última gota de líquido, de composición M, y la plagioclasa habrá cambiado a Z ($Ab_1 An_1$).

De manera similar, un líquido de composición X, consistente de 60% de $Ab_2 An_1$ y 40% de diópsido, comienza a cristalizar a $1252^\circ C$, con la formación de diópsido, cambiando de composición siguiendo la línea AXK, al descender la temperatura. A $1218^\circ C$ el líquido tiene la composición K y empieza a cristalizar una plagioclasa de composición $Ab_1 An_2$. A medida que desciende la temperatura, el líquido cambia de composición siguiendo la línea límite con cristalización simultánea de diópsido y plagioclasa. En S ($1176^\circ C$) ha cristalizado la última gota del líquido, y la plagioclasa ha cambiado de L ($Ab_1 An_2$) a T ($Ab_2 An_1$). La roca obtenida consistirá de fenocristales de diópsido en una matriz con cristales más pequeños de diópsido y plagioclasa, cuya composición química es igual a la del líquido original.

8. SISTEMAS DE CUATRO COMPONENTES

Un sistema cuaternario se puede representar utilizando un tetraedro equilátero, con un componente en cada vértice. Cada cara del tetraedro señala las variaciones del sistema ternario que la constituye, mientras que cualquier punto dentro de dicho cuerpo corresponde a composiciones que incluyen a los cuatro componentes. Cualquier plano paralelo a una cara del tetraedro es el lugar de los puntos que representan composiciones con igual contenido del componente representado por el vértice opuesto.

La proporción en que cada uno de los cuatro componentes parti

cipa en la mezcla estará representada por las distancias respectivas de un punto dado, dentro del tetraedro, a cada una de sus caras. Así, el contenido de "a" es proporcional a la distancia del punto de la cara BCD, opuesta a A, y así sucesivamente (Fig.III-11). Como la suma de las distancias de un punto a las cuatro caras permanece constante e igual a la altura "h" del tetraedro (longitud de la perpendicular trazada de un vértice a la cara opuesta) se puede, haciendo $h=100$ y midiendo, en la escala escogida, las distancias del punto a las cuatro caras, obtener los valores porcentuales de a,b,c,d. Los sistemas cuaternarios son muy complejos y poco prácticos para ser tratados gráficamente, por lo que no se insistirá más en su utilización.

Un sistema de más de cuatro componentes sólo puede ser tratado rigurosamente por métodos algebraicos, no gráficos, en la actualidad aplicables con relativa facilidad si se emplean computadoras.

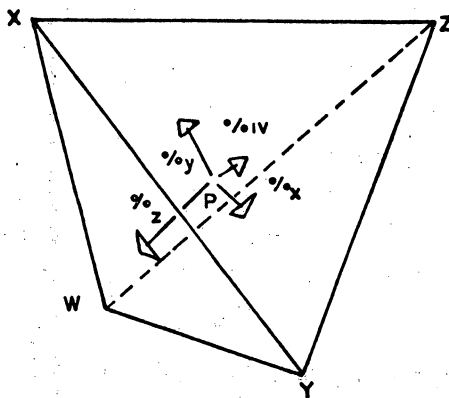


Fig. III - 11 Representación de un sistema de cuatro componentes w-x-y-z en un tetraedro. La composición porcentual del punto "P" está dada por las relaciones de las longitudes de las cuatro normales a las caras del tetraedro.

9. REGLA MINERALOGICA DE LAS FASES

En la Tierra, la temperatura y presión varían de un punto a otro; por tanto, cualquier masa de roca con cierta extensión debe haber estado sometida necesariamente a una determinada variación de temperaturas y presiones que no corresponderían a un punto invariante ($V=0$). En los sistemas con un grado de libertad ($V=1$), se aplicaría una limitación parecida. Así, por ejemplo, dentro de un margen determinado de temperatura, tendría que mantenerse en todas partes un valor de la presión de acuerdo con la temperatura local.

Durante el proceso de formación de una roca ígnea o metamórfica no son constantes ni la temperatura ni la presión y corresponden a dos grados de libertad ($V=2$). Por tanto, la ecuación:

$$V = C - F + 2$$

Se puede escribir

$$C = F$$

o sea que el número de minerales diferentes en una roca ígnea o metamórfica puede llegar a ser igual, pero no exceder al número de componentes. Si no fuera así, la asociación mineralógica no estaría en equilibrio. Esta regla fue enunciada por Goldschmidt en 1912 y se le conoce como "regla mineralógica de las fases".

En el caso de un sistema unicomponente, sea el del H_2O , SiO_2 o Al_2SiO_5 (andalucita, cianita, sillimanita) sólo una de las fases es la forma estable en un amplio intervalo de temperatura y presión, aunque bajo condiciones fijas de temperatura y presión pueden coexistir dos fases. La posibilidad de encontrar en la naturaleza el punto triple en donde coexistan, por ejemplo, la andalucita, cianita y sillimanita es muy remota.

En un sistema binario, la regla de Goldschmidt predice que el número máximo de minerales será de dos para cualquier roca que ha alcanzado el equilibrio. Así, en el sistema $\text{NaAlSiO}_4\text{-SiO}_2$, aunque pudieran generarse cuatro minerales (Albita, nefelina, jadeíta y cuarzo), sólo son estables las partes de las asociaciones siguientes:

Albita + Nefelina

Albita + Cuarzo

en las rocas ígneas, o bien:

Albita + Cuarzo

Jadeíta + Albita

Jadeíta + Cuarzo

en las rocas metamórficas.

Si el sistema es ternario, la regla mineralógica de las fases señala que tres será el número máximo de minerales para una determinada roca que haya alcanzado el equilibrio. Por ejemplo, en el sistema $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-SiO}_2$ se pueden generar seis minerales (corindón, grosularia, wollastonita, sillimanita, anortita y cuarzo) pero sólo son estables asociaciones de tres de ellos.

La regla mineralógica de las fases es, en consecuencia, un principio muy importante en la formación de minerales y limita el número de éstos que será posible encontrar en las rocas ígneas y metamórficas comunes. Si se tiene en cuenta que la composición de los minerales silicatados se expresa de modo convencional en términos de diez óxidos constituyentes principales y que algunos de los cationes son capaces de reemplazarse entre sí en todas proporciones, como es el caso del K y Na en los feldespatos alcalinos, el Ca y Na en las plagioclasas y el Fe y Mg en los minerales máficos, resulta posible reducir a seis el número de componentes independientes. No importa cuales han de ser los elegidos, pero una posible agrupación sería $(\text{Al, Fe})_2\text{O}_3$, $(\text{Na, K})_2\text{O}$, $(\text{Na, Ca})\text{O}$, $(\text{Mg, Fe, Mn})\text{O}$, $(\text{Si, Ti})\text{O}_2$, H_2O . Las asociaciones minerales observadas son tabuladas después y se comprueba, teniendo en cuenta la regla

de Goldschmidt, que el número de fases minerales asociadas en equilibrio no debe exceder de seis, con tal de que el número de seis componentes haya sido computado correctamente. En las corneanas de Oslo, estudiadas por Goldschmidt, se cumple este requisito.

REFERENCIAS

1. Barth, T.F.W. (1962).- Theoretical Petrology. 2a. Ed. John Wiley, Nueva York.
2. Beyley, D.K. y R. Macdonald, Ed.(1976).- The evolution of the Crystalline Rocks-Academic, Press, Londres.
3. Bayly, B. (1972).- Introducción a la Petrología. Trad, del inglés. Ed. Paraninfo, Madrid.
4. Bowen, N. L. (1915).- The later stages of the evolution of Igneous Rocks. Journ. Geol., 23 supl. p. 33-39
5. Bowen, N. L. y O. F. Tuttle (1950.- The system $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$ - $\text{K Al Si}_3 \text{O}_8$ - H_2O . Journ. Geol., v-58 p. 489-511.
6. Ehlers, E.G. (1972).- Interpretation of Geologic Phase Diagrams. W. H. Freeman, San Francisco.
7. Huang, W. T. (1968).- Petrología. Trad. del inglés. Unión Tipográfica Editorial Hispano-Americana. México.
8. Hyndman, D. W.(1972).- Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. Mc Graw Hill, Nueva York.
9. Krauskopf, K.B. (1967).- Introduction to Geochemistry. Mc Graw Hill, Nueva York.
10. Laffite, P. (1957).- Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères., Masson et Cie., París.

11. Mason, B. (1966).- Principles of Geochemistry. 3a. Ed. John Wiley, Nueva York.
12. Niggli, P. (1954).- Rocks and Mineral Deposits. Trad. del alemán. W. H. Freeman, San Francisco.
13. Turner, F.J. y J. Verhoogen (1963).- Petrología ígnea y metamórfica. Trad. del inglés. Ed. Omega, Madrid.
14. Tyrrell, G. W. (1956).- The principles of Petrology. Methuen and Co., Londres.
15. Wahlstrom, E.E. (1950).- Introduction to Theoretical Petrology. John Wiley, Nueva York.

CAPITULO IV

FORMAS, ESTRUCTURAS Y TEXTURAS DE LAS ROCAS IGNEAS

I. INTRODUCCION

A pesar de los avances realizados en el estudio de las rocas en el laboratorio, la solución más apropiada de cualquier problema petrológico implica una cuidadosa observación de las rocas en el campo. En el caso de una roca volcánica es de gran interés conocer las condiciones bajo las cuales alcanzó la superficie, así como las relaciones espacio-temporales que presenta con otras rocas volcánicas en su área de afloramiento. Si se trata de una roca intrusiva es necesario conocer su forma, tamaño, modo de emplazamiento, homogeneidad o heterogeneidad en composición y relaciones con la roca encajonante. En un caso extremo puede requerirse un estudio de campo muy detallado para establecer si una roca dada cristalizó a partir de un magma o si se formó por una transformación metasomática de una roca preexistente.

Una manera lógica de estudio de las rocas ígneas es la observación directa de los volcanes activos, porque a partir de ella se podrán hacer las interpolaciones necesarias a los volcanes extinguidos y a las rocas intrusivas.

II. FLUJOS DE LAVA

Los flujos o coladas de lava son cuerpos tabulares de amplia extensión superficial respecto de su espesor y alargados en la dirección principal del flujo, que provienen de fuentes puntuales, que son los orificios volcánicos centrales, o de fuentes lineares, representadas por las fisuras, y que, por lo general

alcanzan la superficie de modo intermitente, aunque a veces se llegan a observar emisiones continuas sostenidas durante un de terminado período de tiempo.

Los tamaños y formas de los flujos de lava están controlados por su viscosidad, composición, temperatura de erupción, lími te elástico y topografía del área. Aunque los magmas son mu cho más viscosos que el agua fluyen pendiente abajo, se concen tran en canales y se ven detenidos por barreras topográficas que los obligan a adoptar superficies más o menos horizontales. Esta viscosidad no es perfecta sino que tiene un límite elásti co definido, como lo demuestra el hecho de que las lavas se de tienen por lo general cuando cesa la erupción, mientras que un líquido puramente viscoso, como el agua, continuará su descen so pendiente abajo, aún cuando se interrumpa su abastecimiento (Barker, 1983).

Las lavas basálticas son muy móviles y fluidas debido a su ba ja viscosidad, lo que permite que se desplacen de un modo rela^h tivamente fácil sobre distancias considerables que pueden exce der 100 Km, constituyendo flujos extensos y de poco espesor, en promedio de unos cuantos metros, pero que puede variar en tre algunos centímetros y 400 metros. Las velocidades que al canzan en pendientes pronunciadas llegan a sobrepasar a veces los 45 Km/hra. (Mac Donald, 1967).

Las lavas andesíticas, más silícicas y por tanto más viscosas que las basálticas, a menudo hacen erupción con violencia ex plosiva, de modo que suelen venir acompañadas de material pi roclástico; por lo general las erupciones de lavas alternan con éste para dar lugar a estratovolcanes.

Los magmas más silícicos, de composición riolítica, son tan vis cosos que forman flujos gruesos y de poca extensión, o bien se acumulan en el orificio como domos o sobresalen como espinas. Sin embargo, la inmensa mayoría de las erupciones riolíticas son piroclásticas e incluyen las grandes extensiones de rocas conocidas como ignimbritas o flujos de cenizas.

Los flujos de lava, especialmente los basálticos, pueden presentar dos tipos fundamentales de estructuras denominadas con los términos hawaianos "pahoehoe" y "aa".

Los flujos pahoehoe o lavas cordadas constituyen el tipo más fluido con poca espuma y adoptan un aspecto en forma de cuerda, de ahí su nombre (Fig. IV-1). Al entrar en contacto con el aire y por pérdida del calor radiactivo forman una película resistente pero plegable, de unos cuantos milímetros de espesor, que actúa como un eficaz aislante térmico, debajo de la cual la lava puede permanecer líquida un tiempo considerable. Debido a que la viscosidad de la lava disminuye rápidamente hacia el interior, la película plástica se arruga al moverse el líquido subyacente, dando lugar a la típica superficie corrugada. En el frente de avance de un flujo pahoehoe se rompe la película que lo cubre y el líquido se dispersa enfriándose rápidamente para cubrirse con su película propia. Tales salientes o protusiones adoptan la forma de dedos del pie y por lo general tienen una anchura del orden de un metro; avanzan unos cuantos metros antes de que su piel se vuelva rígida y rompa, dando lugar a la formación de otra protusión.

Piel
(?)
Mal usado

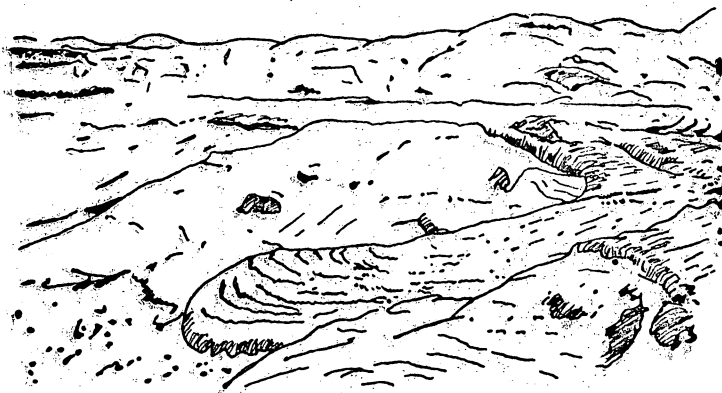


Fig. IV-1 Lava viscosa, Vesuvio.
Lava en el piso del cráter, 26 Agosto, 1918. Dibujado
de una fotografía de "La Erupción del Vesuvio de 1906",
por F. A. Perret, 1924.

Los términos "aa" y "lava en bloques" se han empleado con frecuencia como sinónimos pero tanto Finch (1933) como Mac Donald (1953) señalan que las primeras son ásperas, espinosas y escoriáceas mientras que las segundas consisten en bloques angulares de caras lisas (Fig. IV-2).

Se ha observado que la lava cambia de pahoehoe a aa corriente abajo, en particular después de caer en forma de cascada en un intervalo turbulento, en donde hay una mayor pérdida de volátiles y el enfriamiento es más rápido. Peterson y Tilling (1980) concluyen que la transición entre pahoehoe y aa implica tanto la viscosidad como el esfuerzo cortante; si la viscosidad es baja se requiere un esfuerzo cortante alto para que se genere una lava aa, pero si la viscosidad es alta es suficiente un esfuerzo cortante bajo para llegar a ese resultado.

La lava en bloques es menos vesicular que la aa y constituye unidades de fragmentos sueltos o desprendidos a veces de un es

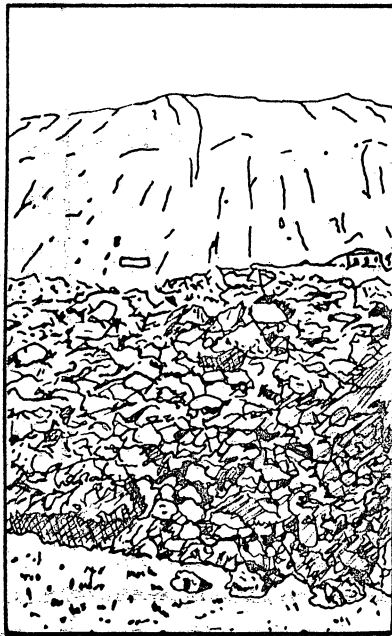


Fig. IV-2 Lava en bloques, Vesuvio.
El flujo del 7 de Feb. de 1906. Dibujado de una fotografía de "La Erupción del Vesuvio de 1906", por F.A. Perrett, 1924.

pesor considerable, que se forman por movimientos rápidos de la lava aún líquida pero muy viscosa, que provocan su rompimiento en piezas angulares; este comportamiento quebradizo sugiere un grado mayor de polimerización del líquido, que refleja por lo general un mayor contenido en sílice y, en efecto, las lavas más viscosas que el basalto rara vez presentan superficies pahoehoe. De todas maneras, se han observado todo tipo de transiciones entre las tres estructuras descritas.

Las lavas generadas durante una erupción pueden consistir de varias efusiones de materiales que son esencialmente contemporáneos. Estos materiales pueden variar localmente pero se considera que constituyen una unidad de flujo. Las unidades de flujo varían desde unas cuantas centímetros de espesor hasta cerca de 200 m, aunque la mayoría tienen espesores mucho menores de 100 m.

Las lavas basálticas muy fluidas que continúan circulando bajo una costra ya solidificada, pueden experimentar un descenso de nivel al disminuir el caudal o ahondar su propio cauce subterráneo. Este proceso crea un vacío o cavidad bajo la costra superficial, formándose un túnel volcánico. En proximidad del frente de la colada, la lava puede salir de una serie de túneles afluentes similares a los canales tributarios de un curso de agua. Las dimensiones de un túnel de lava dependen del espesor de la colada, de su viscosidad, de su velocidad de enfriamiento y de la pendiente de la superficie sobre la que se desliza. A veces se forman también estalactitas de lava en el techo del túnel (Fig. IV-3).

Los árboles de lava se forman en aquellos lugares en donde una lava fluida rodea el tronco de un árbol y se enfría contra él, dando lugar a un cilindro de lava solidificada que constituye un molde del árbol. Este, por supuesto, se quema y transforma en carbón que es removido posteriormente. Los materiales volátiles liberados al incendiarse el tronco vuelven más fluida la lava en contacto con él, de modo que se pueden conservar todos los detalles de la corteza. En razón de esta fluidez, los árboles de lava son más comunes en las estructuras pahoehoe

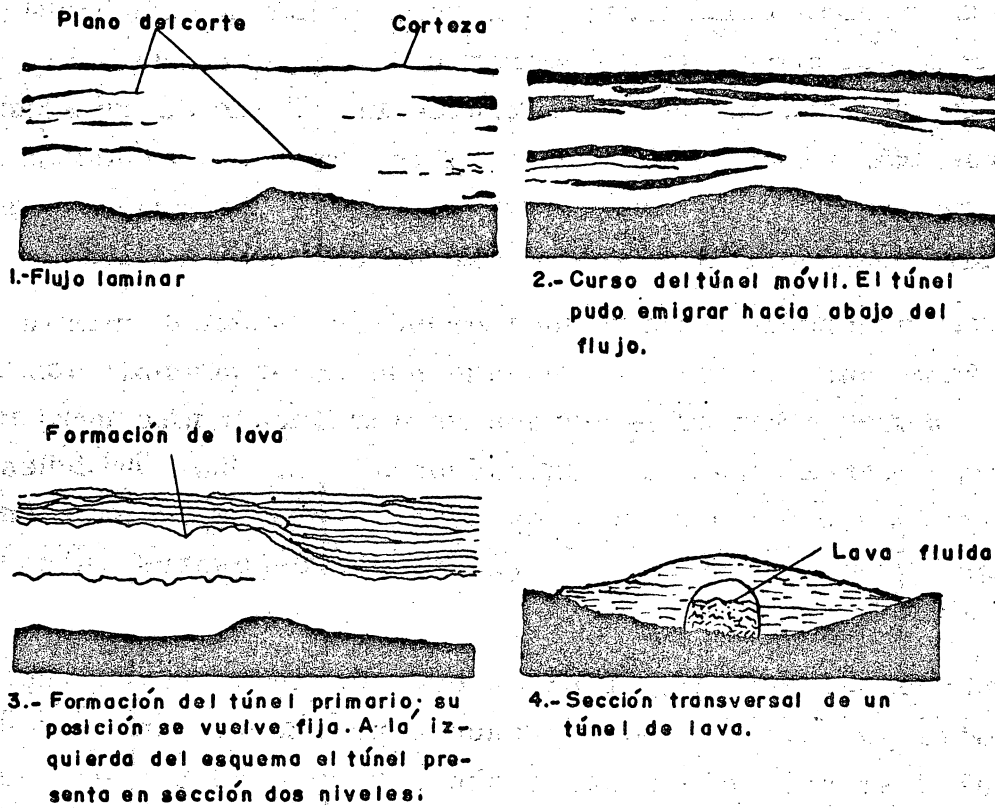


Fig. IV - 3 (a). Formación de un túnel de lava asociado con un plano de sección en un flujo laminar de lava.

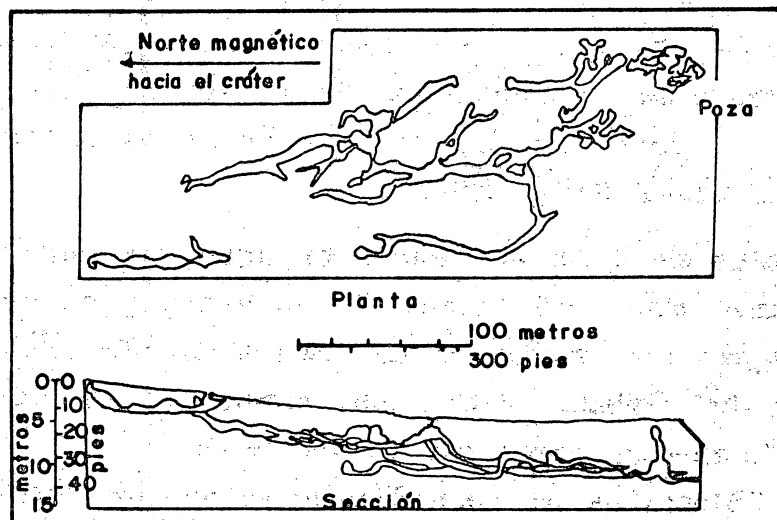


Fig. IV-3 (b). Cueva de lava en el Monte Hamilton. Planta y sección.

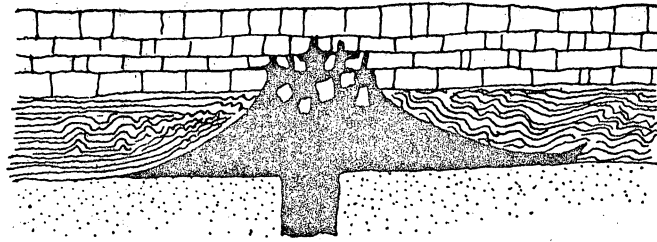


Fig. IV - 4 (a). Sección transversal hipotética sin escala, en la que se aprecia el magma (en negro) intrusionando cuarcita masiva (punteada) lutitas en capas delgadas (en líneas) y caliza en estratos gruesos (como hileras de tabiques). La cuarcita tenía una fractura vertical, al dilatarse la fractura por el magma que la rellena, las paredes de la cuarcita se separaron como cuerpos rígidos. La lutita sobreyacente se deformó plásticamente y la caliza se fracturó de forma irregular, al irse absorbiendo bloques de caliza en el magma.

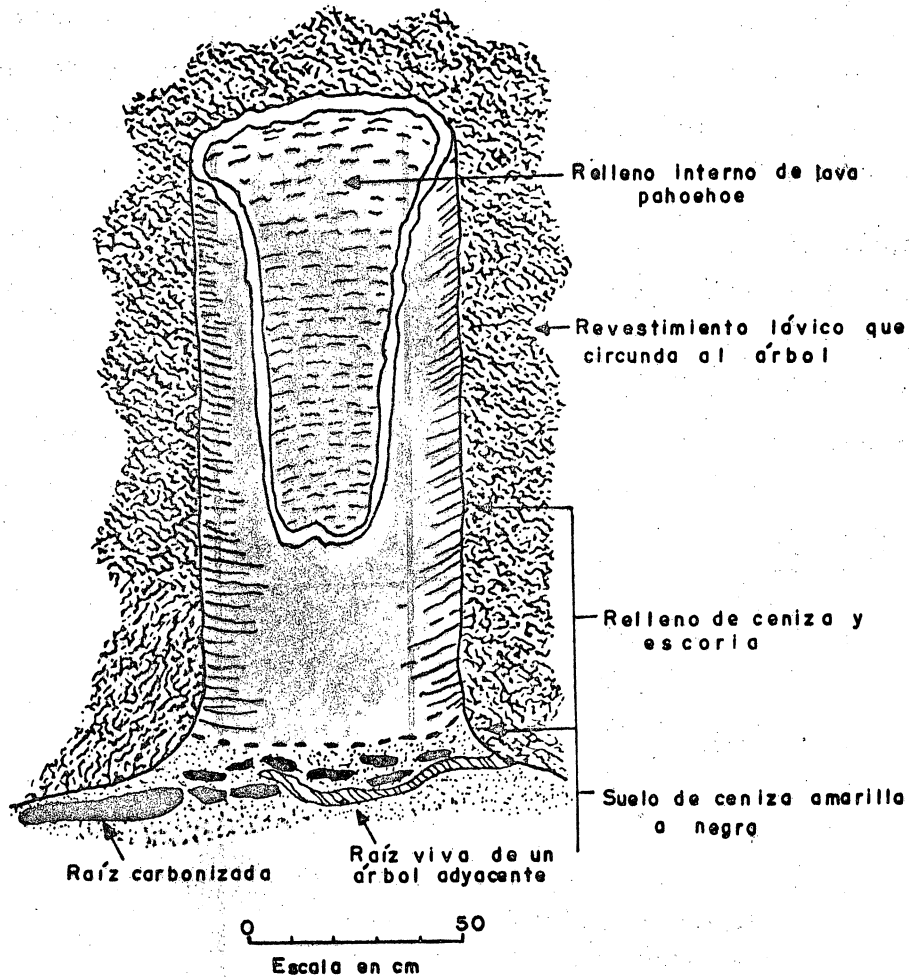


Fig. IV - 4 (b). Molde de árbol Trench Mortar Flat, Cráteres de la Luna, Monumento Nacional, centro meridional de Idaho. Esquema ilustrativo.

hoe (Fig. IV-4).

Las lavas de menor viscosidad pueden estancarse para formar un lago de lava; al principio se forma rápidamente una corteza sólida, después se va engrosando de modo más lento, inhibiendo la pérdida de calor del líquido subyacente.

Después de su solidificación, una masa de magma se enfría aún más y se contrae, lo que provoca la formación de fisuras de en cogimiento o contracción. Un enfriamiento lento dispone a és tas en forma perpendicular a la superficie o a la pared fría, dando lugar a las célebres estructuras columnares (órganos ba sálticos) que se encuentran tanto en lavas e ignimbritas como en diques, di que stratos (sills) y domos intrusivos (Fig. IV-5A). En virtud que las columnas se desarrollan perpendicularmente a la superficie de enfriamiento, en una lava o diquestrato son verticales, mientras que en un dique tienden a ser horizonta les.

Con enfriamiento y contracción uniformes en un magma homogéneo las columnas se desarrollan en forma de prismas triangulares, cuadrangulares, pentagonales o hexagonales, que pueden ser in tersectados por diaclasas transversales. Estas estructuras se deben a la generación de centros de contracción a intervalos de igual espaciamento en las superficies de enfriamiento. Las líneas que unen esos centros son las direcciones de los esfuer

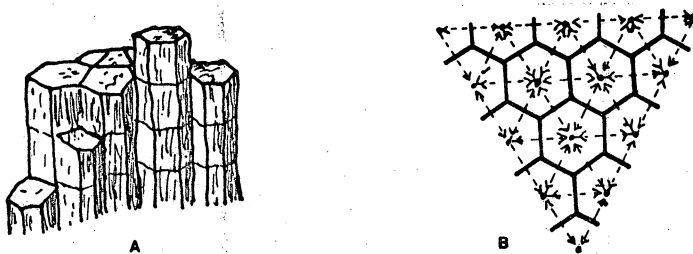


Fig. IV-5. Fracturamiento Columnar.

A. Fracturamiento columnar en basalto

B. Explicación del fracturamiento columnar como debido a tensiones de enfriamiento desarrolladas igualmente alrededor de puntos equidistantes.

Las flechas indican las direcciones de las fuerzas que actúan alrededor de cada punto.

"di questratos"
"sobre la lava"
"sobre la lava"

zos de tensión mayores y al sobrepasarse la rigidez de la roca, aparecen fracturas perpendiculares a esas líneas. Como se observa en la Figura IV-5B estas fracturas se intersectan hasta encerrar un área hexagonal.

Al extenderse hacia abajo y hacia arriba o lateralmente a partir de las superficies de enfriamiento se generan las estructuras columnares. Los prismas de tres, cuatro o cinco lados resultan de irregularidades en el esparcimiento de los centros de contracción.

Cuando una lava alcanza la superficie durante una erupción, los gases que contiene escapan de la solución y forman innumerables burbujas microscópicas. Estas burbujas se unen y dan lugar a cavidades más grandes, denominadas vesículas o vacuolas, cuyo diámetro por lo general está comprendido entre uno y varios milímetros. De este modo se constituye una especie de espuma, cuya densidad puede ser la mitad de las lavas que no han sufrido pérdida de volátiles generándose una lava vesicular o escoria que, por lo general, es de naturaleza basáltica. La piedra pómez se produce en una etapa extrema de distensión, cuando la lava forma una especie de espuma fundida, comúnmente de naturaleza riolítica, en donde las paredes que separan las vesículas son tan delgadas que la roca puede flotar en el agua.

Cuando las vesículas están rellenas de minerales secundarios, es decir introducidos después que la roca se solidificó, se tiene una estructura amigdaloidal, denominada así porque adoptan la forma de almendras (Fig. IV-6). Los minerales de relleno pueden ser zeolitas, cloritas, serpentinas, calcita o diversos polimorfos de la sílice (cuarzo, calcedonia u ópalo). Estos minerales provienen sea de gases y soluciones relacionados con la actividad magmática y que circulan a través de la roca después de su solidificación, sea de aguas subterráneas calientes o frías que no tienen relación alguna con la actividad magmática.

Cuando la lava basáltica entra en contacto con un depósito permanente de agua, el magma caliente se enfría de un modo tan rápido que desarrolla una película similar a la de los flujos pahoehoe. Una envoltura extremadamente delgada de vapor separa la lava caliente del agua fría y rara vez se produce una expansión explosiva de las burbujas de vapor. Al avanzar la lava, y de manera similar a los flujos pahoehoe, la película enfriada se extiende y rompe, permitiendo que una nueva porción de lava avance y se enfríe a su vez; sin embargo, a diferencia de las lavas pahoehoe, estas protusiones pueden desprenderse del flujo principal, rodar pendiente abajo y acumularse mientras aún están calientes y suaves, formando cuerpos que semejan almohadas europeas, de ahí el nombre de lavas almohadilladas ("pillow-lavas") como se las conoce. (Fig. IV-7A). Estos



Fig. IV-6. Basalto amigdaloido, Butaure, Tyrol.

Las amígdalas tienen formas menos regulares que de costumbre y fueron rellenas por varios minerales que se depositaron en una secuencia zonal. En la amígdala central grande, la calcita forma la zona externa seguida hacia adentro por clarita y calcedonia que muestra estructura de ágata.

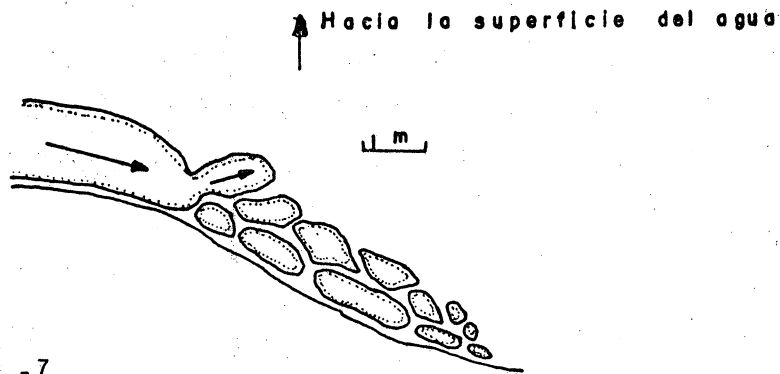


Fig. IV - 7

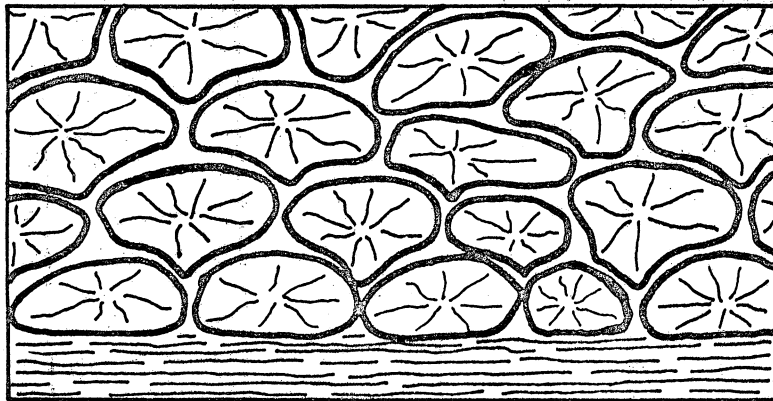


Fig. IV - 8 A Lava almohadillada en sección transversal. Las almohadillas superiores se hunden en los huecos que hay entre las de abajo. Cada almohadilla tiene una cubierta vidriosa y fracturas radiales.



Fig. IV - 8 B Lavas almohadilladas (espilitas) con jaspe entre algunas de las almohadillas. Anglesey (M. K. W. dibujado de una foto del H. M. Geol. Survey,).

cuerpos son cubiertos por almohadas formadas posteriormente, las que tienden a combarse mientras aún están calientes, ajustando sus formas al substrato antes de solidificarse por completo. (Fig. IV-8A).

La estructura de cada almohada consiste de una corteza vítrea con fracturamiento radial. Ello contrasta con la estructura concéntrica que se observa a veces en los flujos pahoehoe y las superficies de exfoliación concéntrica que presentan algunos diques, diquestratos y lavas basálticas. Tanto la superficie vítrea, de naturaleza taquilítica, como las fracturas radiales son testimonios de un rápido enfriamiento. Los espacios angulares entre las diversas almohadas con frecuencia están rellenos de fragmentos angulosos de lava, del tamaño de las arenas, o bien de lodo, arcillas, pedernal, calcita o algún otro material sedimentario.

La estructura en almohadillas la presentan las lavas basálticas y andesíticas, aunque las espilitas (basaltos sódicos) son particularmente notables a este respecto. (Fig. IV-8B).

Los fragmentos finos y vítreos de lava que se encuentran entre las almohadillas se forman por decrepitación de la superficie de la lava debido a su enfriamiento súbito. El mismo fenómeno puede ocurrir a una escala mucho mayor, dando lugar a flujos extensos de arena vítrea formados por decrepitación en agua. Anteriormente se pensaba que se trataban de tobas, es decir, un tipo de material piroclástico, pero en la actualidad no hay dudas sobre su origen. Estos flujos han sido denominados hialoclastitas por Rittman (1963).

La forma de los fragmentos que componen las hialoclastitas es diferente de la mayoría de los fragmentos de las cenizas volcánicas. Estas últimas se formaron por el rompimiento de la espuma rocosa debido a la acción de burbujas gaseosas en expansión; en consecuencia sus fragmentos tienen numerosas superficies curvas, que fueron una vez los bordes de las burbujas. En cambio, los fragmentos de hialoclastitas tienden a ser planos o angulares y rara vez presentan alabeo. El vidrio original

de las hialoclastitas se ha alterado por oxidación y absorción de agua a una substancia pardo amarillenta, de aspecto que semeja la cera y con índices de refracción inferiores a los del Bálsamo de Canadá y que se conoce como palagonita.

Las hialoclastitas forman por lo común depósitos masivos con escasas trazas de estratificación. Si los afloramientos son bastante extensos se puede observar que a menudo gradúan hacia lavas ordinarias o lavas almohadilladas, tanto lateral como verticalmente. Es probable que la formación de hialoclastitas en la cima de los flujos tienda a protegerlos del contacto con el agua. Algunas veces las hialoclastitas muestran una buena estratificación y otras veces es claro que el material arenoso desprendido en el frente del flujo ha sido retrabajado por olas y corrientes en el agua y vuelto a depositar en capas que tienen las estructuras típicas de las rocas sedimentarias (Fig. IV-9).

III. DEPOSITOS PIROCLASTICOS

El material ígneo fragmentario, sólido o líquido, arrojado por las erupciones volcánicas violentas o explosivas, se denomina material piroclástico o tefra y su acumulación en la superficie terrestre, bajo el aire o agua, constituye las rocas piroclásticas. El término "tefra" fue acuñado por Aristóteles hace más de 2,000 años y fue resucitado por Thorarinsson en 1951.

Todas las explosiones volcánicas son el resultado del escape de gases del magma que estaban confinados bajo presión. Otro tipo de explosiones, denominadas freáticas, resultan de la transformación en vapor del agua subterránea por la acción del magma; si se deben a la mezcla de gases magmáticos y vapor no magmático, se llaman freatomagmáticas.

De acuerdo con su tamaño, el material piroclástico se clasifica en bombas y bloques, si su diámetro es superior a 32 mm; lapilli, si está comprendido entre 4 y 32 mm y ceniza, si es



(a)

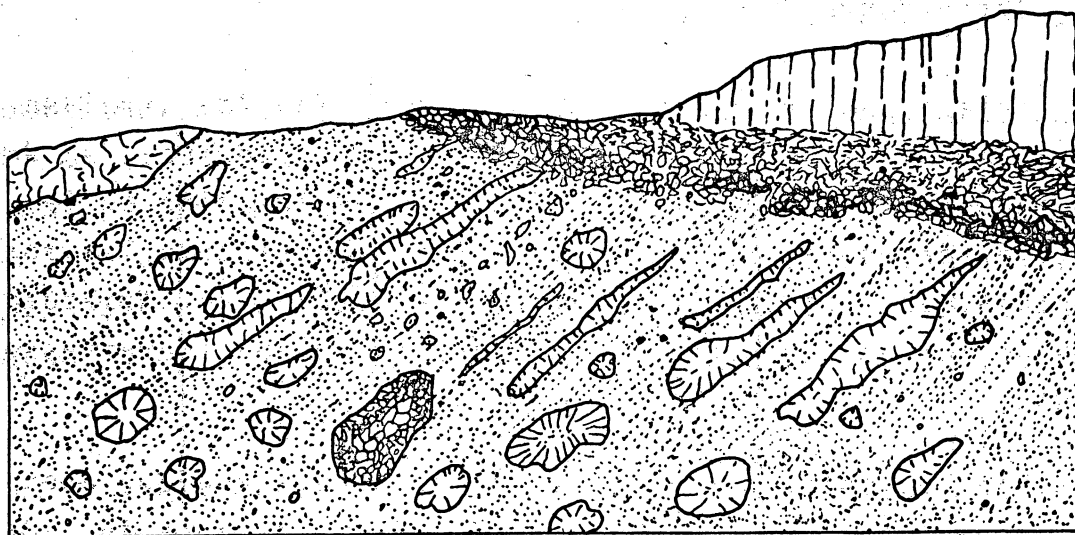


Fig. IV-9 (b) Sección transversal de un flujo hialoclastítico formado en un lecho en la llanura de inundación del Río Columbia de Oregon, que muestra estratificación de la hialoclastita y las almohadillas alargadas.

inferior a 4 mm. Los bloques son fragmentos angulosos ya sólidos en el momento de la erupción, mientras que las bombas eran fluidos y sus formas redondeadas fueron moldeadas por rotación cuando se encontraban en el aire (Fig. IV-10). Los términos lapilli y ceniza son independientes del estado original, sólido o líquido, del material constitutivo.

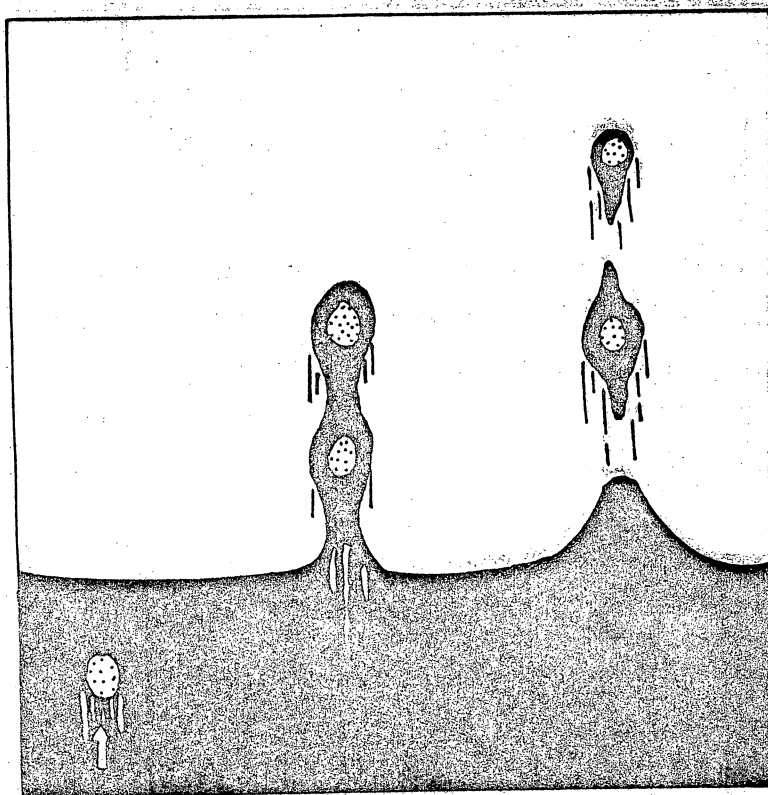


Fig. IV-10 Formación de bombas volcánicas a partir de una faja de lava con inclusiones proyectadas. La bomba del extremo se llama unipolar, las que tienen dos terminaciones son bipolares.

Por consolidación, las rocas piroclásticas en donde predomina la ceniza se denominan tobas y si el lapilli es el material más abundante, tobas de lapilli; los aglomerados son aquellas rocas constituidas sobre todo por bombas, mientras que las formadas por bloques son las brechas volcánicas; si los bloques están mezclados con abundantes cenizas, se tienen las tobas brechoides. De acuerdo con su contenido en vidrio, cristales o fragmentos de rocas, las tobas pueden ser vítreas, cristalinas o líticas, respectivamente. A estos nombres suele añadir se el de la composición, por ejemplo toba lítica riolítica.

El material piroclástico que deriva del magma proveniente de la misma erupción se denomina esencial; aquél que proviene del mismo volcán pero de erupciones anteriores es accesorio y si viene del basamento o de las paredes del volcán, sea ígneo o no, es accidental.

En los depósitos piroclásticos existe una cierta selección granulométrica, con los materiales más pesados hacia la base y los más finos hacia la parte superior. Esta disposición permite distinguir los piroclastos provenientes de diversas fases explosivas, dando lugar a una cierta estratificación que tiende a ser horizontal. La continuidad y gran extensión de estos horizontes de tefra permite su utilización, en numerosos casos, como niveles de gran valor estratigráfico y cronológico. En el mecanismo de formación de estos depósitos puede intervenir también el medio de transporte, de modo que es posible el desarrollo de una estratificación cruzada de origen eólico o marino.

A raíz de la publicación del trabajo de Ross y Smith (1961) se han popularizado en los países de habla inglesa los términos "ash fall" y "ash flow". El primero de ellos, que se podría

traducir libremente como "lluvia de cenizas", se refiere al de pósito de ceniza volcánica que cae directamente por gravedad y que da lugar por lo general, aunque no siempre, a un de pósito estratificado que muestra una clasificación de las partículas componentes que puede ser burda a muy completa. Si el de pósito no está consolidado se denomina ceniza y si lo está, simple mente toba.

Un "flujo de ceniza" (ash flow) es en cambio una mezcla tur bu lenta de gases y materiales piroclásticos de alta temperatura, arrojados en forma explosiva a partir de un cráter o fisura, que se mueven velozmente por las laderas del volcán o por la superficie del terreno. El material sólido en un flujo de ce niza no está clasificado y aunque predominan las partículas del tamaño de las cenizas, contiene además cantidades varia bles de lapilli y bloques. El depósito consolidado ha recibi do numerosos nombres: toba de flujo de ceniza (ash-flow tuff), eutaxita, piperno, sillar, tufolava, clastolava, toba soldada, pero el más empleado en español y países latinos es el de ig nim brita; toda esa nomenclatura se debe a que presentan impor tantes variaciones estructurales y petrográficas, incluso den tro de la misma unidad.

A excepción de algunos estudios antiguos, como el de Fritsh y Reiss (1868) en las Islas Canarias, no es sino hasta fecha re ciente que se ha descubierto la naturaleza exacta de las ignim britas; anteriormente, la mayoría de esos depósitos se interpre taban como lavas o tobas, errores que se explican, al menos en parte, por la falta de estudios de campo detallados, pues es sobre todo en sus afloramientos en donde pueden identificarse sus caracteres propios.

De acuerdo con Smith (1960), al tratar las ignim britas se de ben distinguir las unidades de derrame de las unidades de en friamiento. Las primeras representan el material depositado como consecuencia de una sola erupción; su espesor puede va riar desde algunos centímetros hasta varias decenas de metros y los derrames se pueden suceder en intervalos de tiempo que se cuentan en minutos o en horas; los límites entre las dife rentes unidades se definen por cambios en el tamaño de los gra

nos, fábricas o composición. Cuando las diversas unidades de derrame se apilan sucesivamente y en forma rápida, se enfrían juntas, constituyendo una sola unidad de enfriamiento, siendo necesarios muchos años para que la temperatura del conjunto al cance la temperatura ambiente, lo que depende del espesor del depósito y de la temperatura de emplazamiento. Por tanto, las ignimbritas "sensu stricto" son, en la mayoría de los casos, unidades de enfriamiento constituidas cada una por varias unidades de derrame.

Una unidad de enfriamiento presenta características que le son propias; en las formaciones jóvenes sin litificar por diagénesis o que no han sufrido metamorfismo, sus partes superior e inferior están constituidas a menudo por piroclastos sin soldar, ya que aquélla se mezcla al aire frío y ésta se enfría rápidamente en contacto con el substrato; la zona en donde las partículas se hallan más soldadas se sitúa en la mitad inferior de la unidad de enfriamiento, que es donde la temperatura permanece elevada durante el mayor tiempo posible. Esta distribución de la temperatura explica la anisotropía de ciertos fenómenos que se producen durante el emplazamiento y que conducen a la cristalización parcial o completa (desvitrificación primaria) de los piroclastos vítreos. Los gases que constituyen una parte del sistema y que son liberados durante la devitrificación se escapan a la superficie por conductos fumarólicos. La concentración de ciertos elementos puede conducir a la formación de depósitos minerales a lo largo de conductos fumarólicos fósiles (De Roever y Lodder, 1967).

Uno de los rasgos más característicos de las tobas soldadas es la existencia de deformaciones plásticas a altas temperaturas y la presencia de esquirlas vítreas ("shards") soldadas entre sí, pudiendo encontrarse todos los tipos intermedios posibles entre las esquirlas sin deformar y los vidrios homogéneos, en los que se observan a lo sumo restos de esquirlas en una matriz vítrea homogénea (Fig. IV-11). En razón de su temperatura elevada de emplazamiento, superior a 500°C (Friedman et al., 1963), numerosas ignimbritas cristalizan parcialmente. El vidrio puede desvitrificarse para formar agregados axiolíticos o esferu

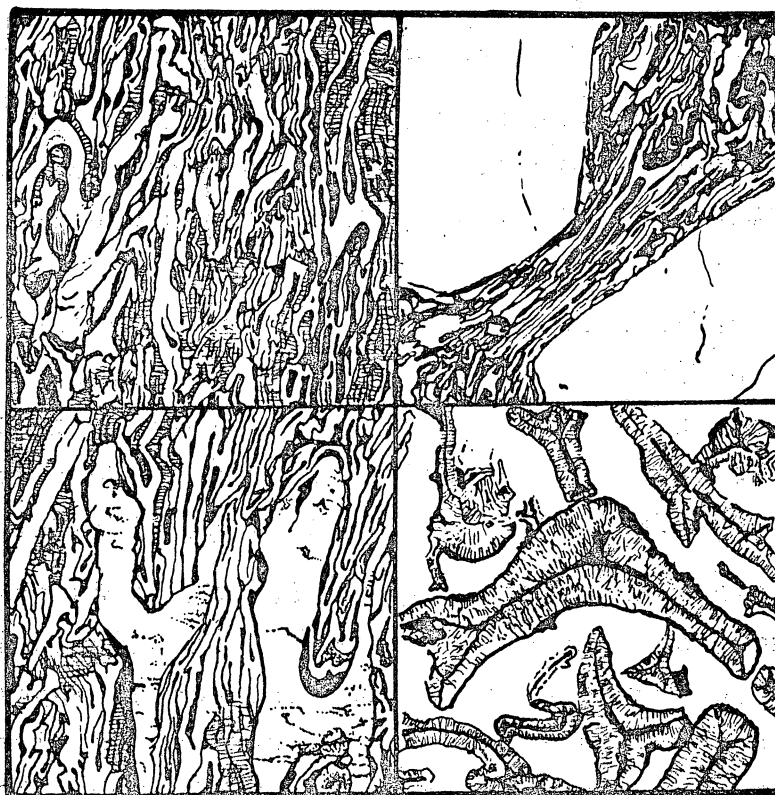


Fig. IV-11 Secciones delgadas de ignimbritas: (A) de Oregón, (B) del Parque Yellowstone, Wyo, (C) del S. E. de Idaho y (D) de las Montañas Valles, N. México.

(A), (C) y (D) basadas en fotomicrografías del libro "Tobas de flujo de ceniza" por Ross, C. R. y Smith, R. L., Geol. Soc. Amer. Prof. Paper, 366 (1961), p. 68, 70 y 74. (B) basada en una fotomicrografía del libro "Tobas y flujos soldados en el... Parque Yellowstone, Wyoming" por Boyd, F. R., Bull. Geol. Soc. Amer., 72 (1961), p. 5.

En (A) y (C), especialmente en (C), se presentan "shards" de dos tamaños, fragmentos de piedra pómez de pared gruesa están incrustados en una matriz de "shards" de pared delgada algunos tienen formas extremadamente complicadas, que están aplanadas contra y moldeadas sobre los primeros, por ejemplo alrededor del shard en forma de H en el lado derecho de la sección. En (B) fragmentos de piedra pómez de pared delgada fueron forzados a un paralelismo por dos fenocristales de cuarzo β . Algunos de los fragmentos, derecha superior e izquierda inferior, probablemente yacen en el plano de la sección, pero los que están entre los fenocristales están orientados por las caras cristalinas de éstos. Las tres secciones dan una fuerte impresión de un alto grado de plasticidad y resistencia de los fragmentos de pómez en el momento de la incorporación pero antes de la solidificación. La sección (D), una ignimbrita desvitrificada, muestra las formas de "shards" individuales que cristalizaron para formar un intercrecimiento íntimo de cristobalita y sanidino, que dan como resultado el desarrollo de una estructura axiolítica (Zirkel).

líticos, por lo general de sanidina y cristobalita.

Las ideas desarrolladas sobre el origen de las ignimbritas provienen fundamentalmente de observaciones de erupciones históricas de nubes ardientes y de algunos trabajos de sedimentologistas.

Mención aparte merecen los lahares o flujos volcánicos de lodo ("volcanic mudflows") porque no son piroclásticos, estrictamente hablando. Se trata de avalanchas o corrientes fangosas de material volcánico removido por las aguas superficiales o por las procedentes del rápido deshielo (Fig. IV-12).

Con frecuencia, las erupciones volcánicas están asociadas a grandes tormentas pluviosas, debido a la condensación de nubes formadas por el vapor de agua desprendido del magma. El agua así generada arrastra material piroclástico de diversos tamaños que encuentra a su paso, hasta su depósito como lahares, sea a baja o alta temperatura. Una de las causas citadas para la formación de lahares a alta temperatura es el desbordamiento del lago que ocupa un cráter debido a una erupción o al crecimiento de un domo.

Los flujos volcánicos de lodo se distinguen de los depósitos piroclásticos por la ausencia de clasificación, su terminación abrupta, extensión limitada y la presencia frecuente de grietas de lodo en su porción superior.

Durante la erupción del Vesubio, en el año 79, un lahar de este tipo destruyó la ciudad de Herculano, que quedó sepultada bajo una capa de lodo de alrededor de 20 m de espesor.

En la fig. IV-13 se ilustran las formas y tamaños a escala de algunas unidades volcánicas.

IV. FORMAS DE LOS VOLCANES

Las acumulaciones de productos volcánicos dan lugar a diferentes clases de edificios o aparatos volcánicos, cuya naturaleza va a depender de la composición del magma, función de su viscosidad, y del tipo de materiales que lo constituyen.

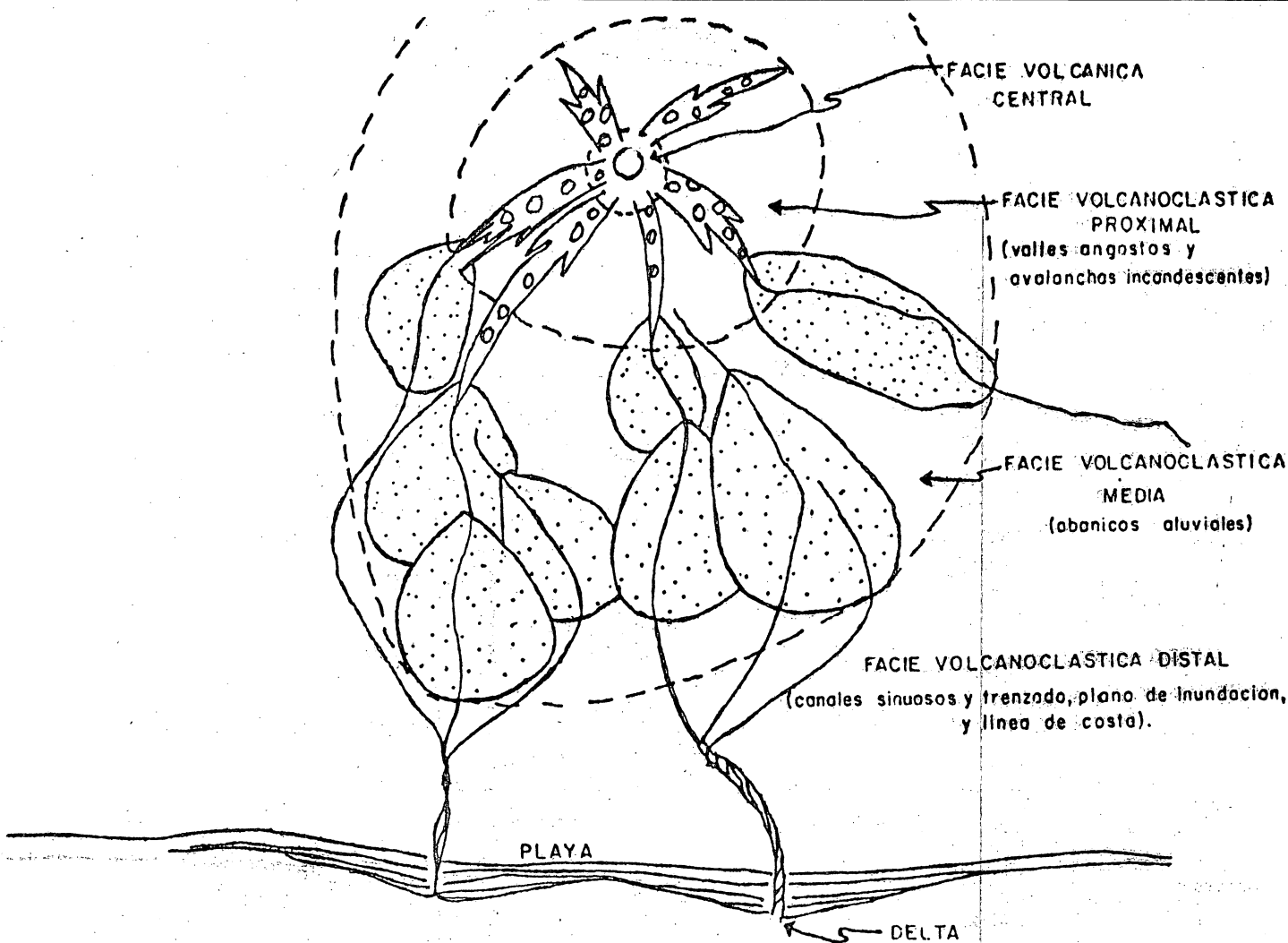


FIGURA IV.12a. Diagrama esquemático del área entre un volcan activo y el oceano. El cono activo es rodeado por numerosos abanicos aluviales que se extienden hasta el plano de costa. (Vessell y Davies, 1981)

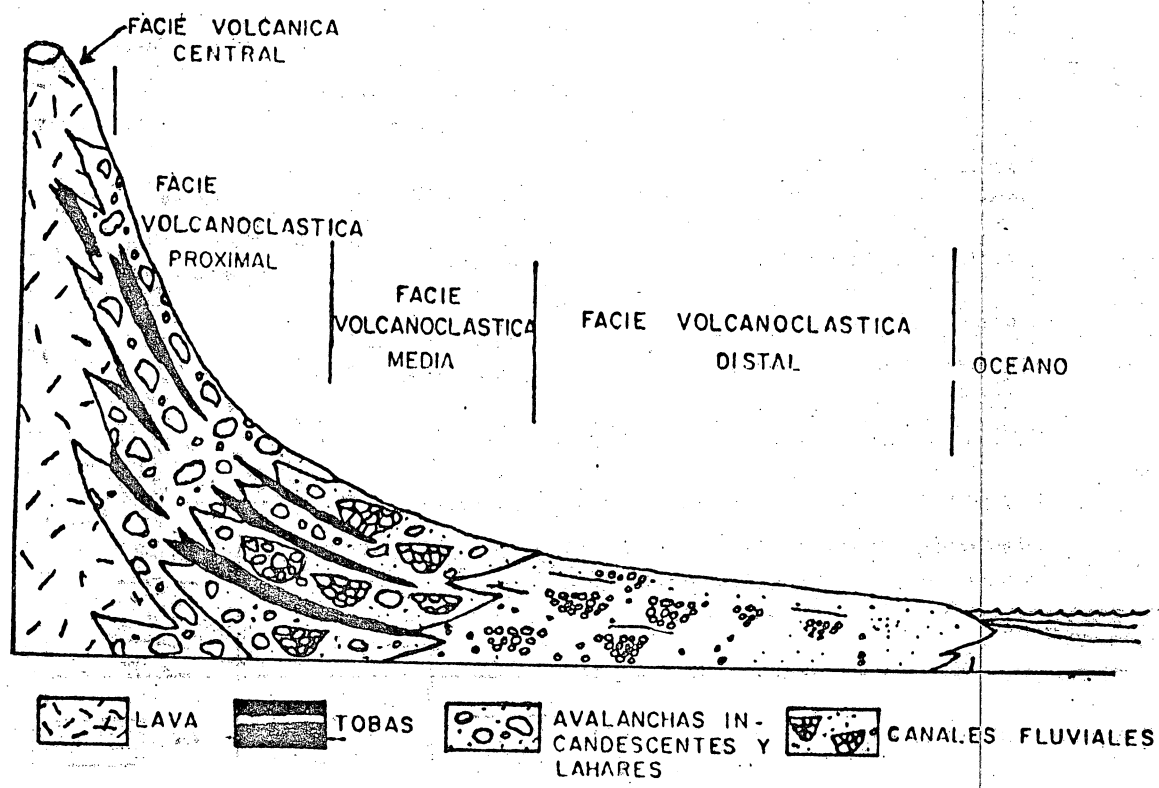


FIGURA IV.12b. Sección perpendicular (X - Y, en la Fig. IV.12a) a las facies volcanicas desde el cono hasta el oceano.

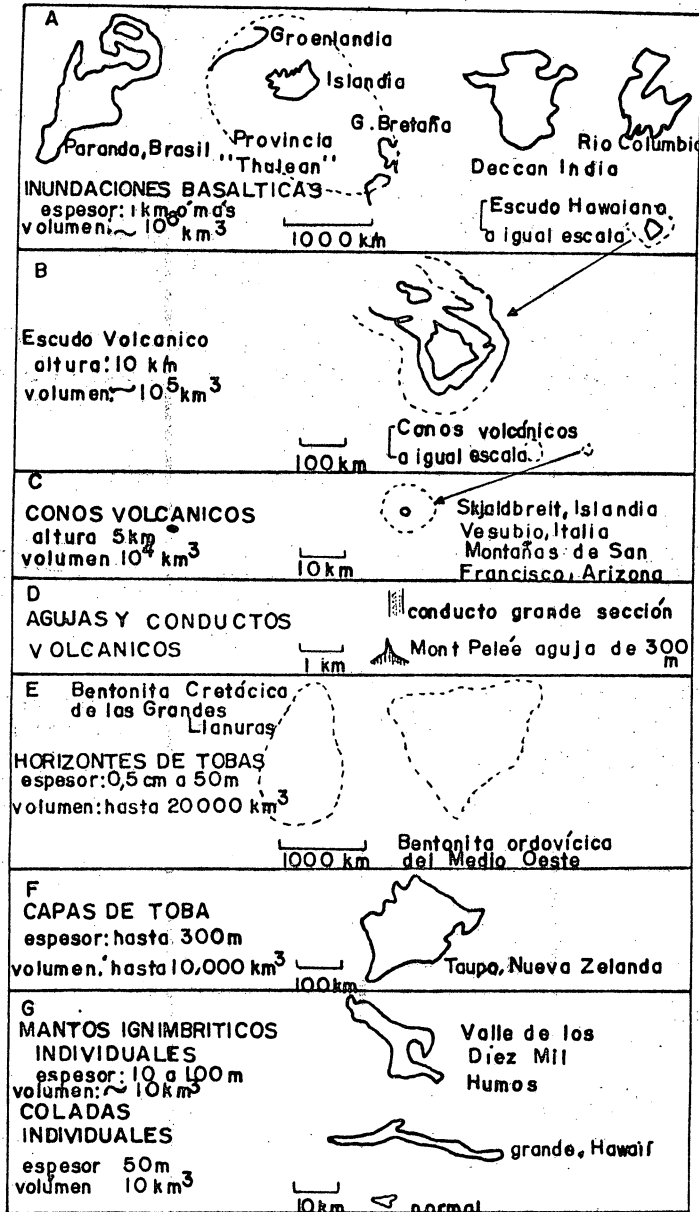


Fig. IV- 13 Forma y tamaño de algunas unidades volcánicas. (Modificado en parte a partir de Rittmann, 1962; Ross, 1955; Cotton, 1952.)

a) Volcanes formados por lavas básicas.

Las lavas de este tipo son muy fluidas, se esparcen con cierta facilidad y dan lugar a volcanes de pendientes suaves, poco pronunciadas. Entre ellos se pueden distinguir los volcanes en escudo, de gran extensión superficial y cuyos flancos tienen inclinaciones menores de 7° , de los conos de lavas, más pequeños y con mayores inclinaciones; si no tienen cráter visible se les denomina montículos de lava. Todos ellos se forman, sobre todo, por erupciones repetidas. (Fig. IV-14).

El volcán Mauna Loa de Hawaii es el ejemplo más típico del volcán en escudo. Tiene una extensión superficial visible de unos 40 Km y una altitud de 4 160 m, pero si se considera su elevación desde el fondo oceánico alcanza más de 8500 m. El Nyiragongo de Zaire y el Monte Cotterill de Australia ejemplifican, respectivamente, los conos y montículos de lava.

b) Volcanes formados por lavas ácidas.

Las lavas ácidas son muy viscosas y por tanto tienen mucha dificultad para fluir, acumulándose encima del orificio de salida, dando lugar a formas dómicas muy características denominadas por esa razón cúmulo-domos o simplemente domos. Ollier (1969) hace la distinción entre estas estructuras y los toloides que se trata de cúmulo-domos que se desarrollan en el cráter de un volcán más grande. Los domos pueden ser independientes o estar asociados a depósitos piroclásticos con los que a veces presentan relaciones intrusivas. El Lassen Peak en California es un ejemplo de domo y en el cráter del Monte Egmont, Nueva Zelandia se observa un toloide típico. (Fig. IV-15).

En su forma más viscosa, el magma procedente de un orificio volcánico puede ser tan rígido que se mueve como un pistón, produciendo un cuerpo burdamente cilíndrico que se conoce como pitón ("plug dome"); estas formas pueden crecer rápidamente y romperse dando lugar a espigas, como la muy famosa del Monte

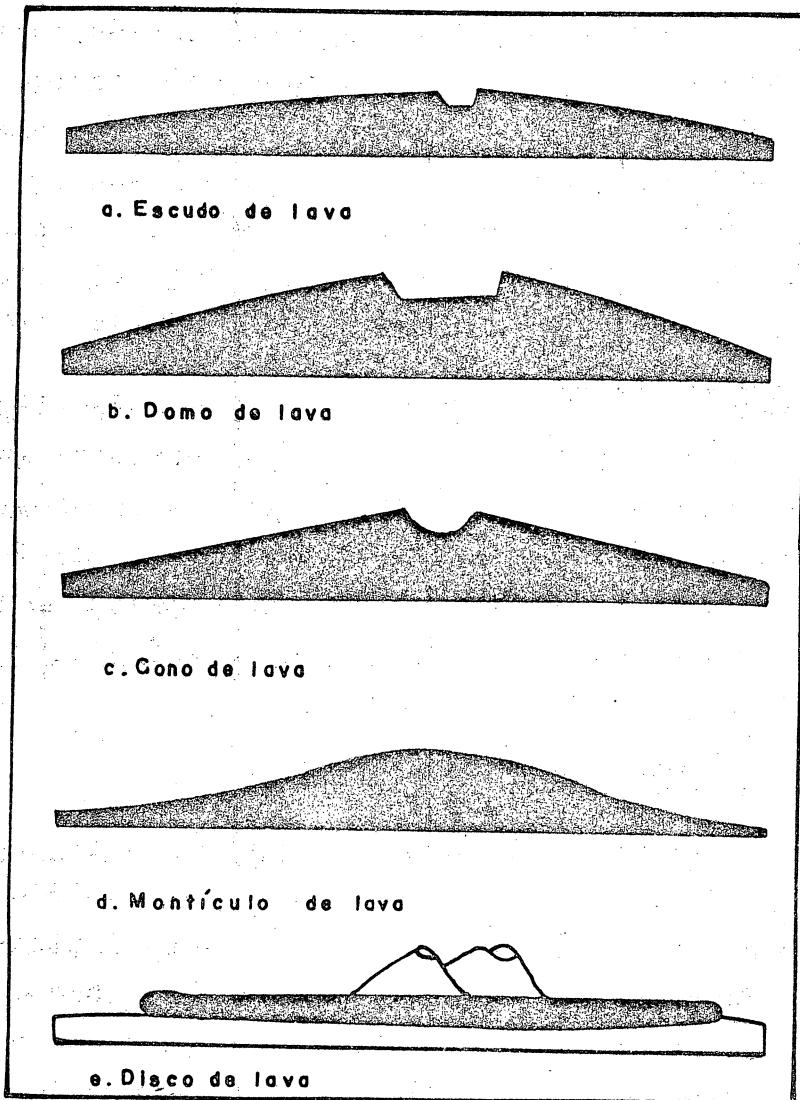


Fig. IV - 14 Representación diagramática de los tipos de volcanes basálticos (no están a escala).

Domo de lava

Un volcán más pequeño que arroja lava fluida puede un domo convexo más fácilmente que un escudo. Cualquiera de los picos en Hawaii, por ejemplo el Mauna Kea, se pueden considerar como domos de lava. La distinción entre tamaños que aquí no se hace comúnmente y muchos autores emplean escudo y domo alternativamente.

VOLCANES DE LAVA ACIDA

Las rocas ígneas ácidas normalmente son muy viscosas, y si no explotan su falta de fluidez da lugar a formas topográficas características.

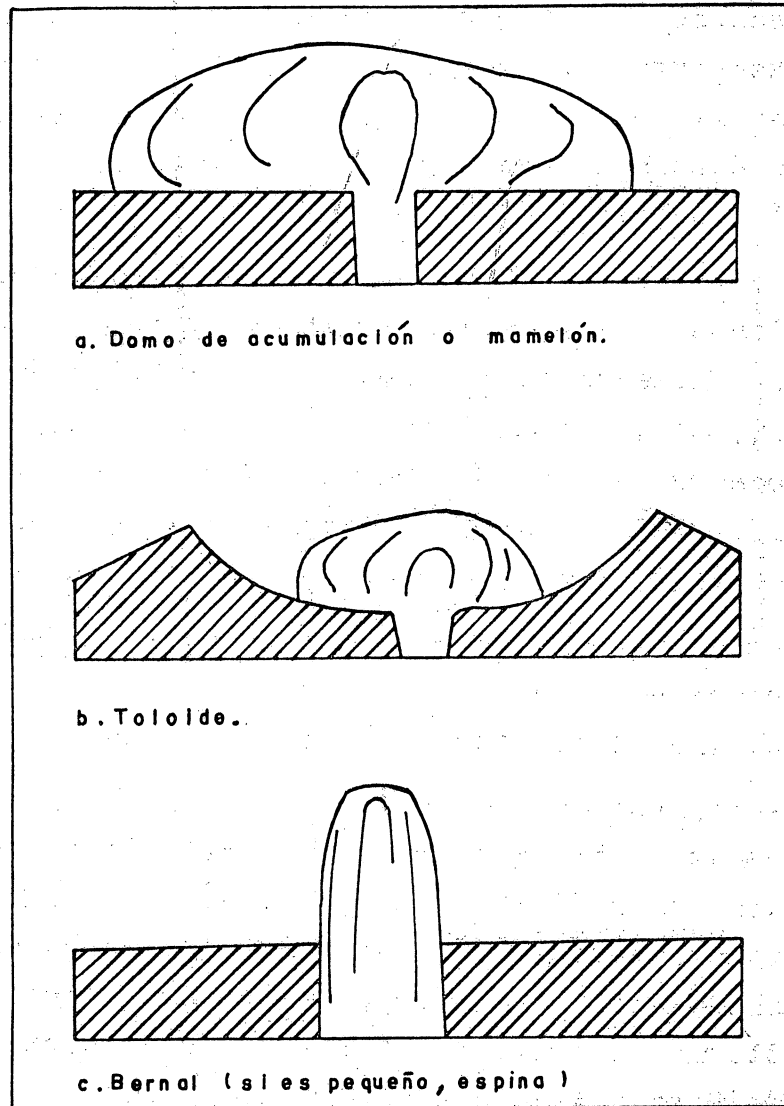


Fig. IV - 15 Representación diagramática de formaciones de lava ácida (no esta a escala).

Pelée, Martinica. En esta isla se observan numerosos pitones, como los de Carbet.

c) Volcanes formados por material piroclástico

Cuando los fragmentos provenientes de una explosión caen alrededor de un orificio volcánico construyen un edificio cuya pendiente depende del ángulo de reposo de los fragmentos en cuestión. Las partículas finas dan lugar a pendientes menores que las gruesas y cuando éstas tienden a acumularse cerca del orificio se forman hermosas pendientes cóncavas, como las del Volcán Fujiyama, Japón. (Fig. IV-16).

El cono de escoria ideal es único, con pendientes pronunciadas, con sus lados rectos o ligeramente cóncavos y con un cráter en su cima. El ejemplo más famoso de este tipo de volcán es el Paricutín, Mich. Estas formas se pueden construir muy rápidamente, como es el caso del volcán Bárcena en la Isla San Benedito, del Archipiélago de las Revillagigedo, pues su cono de 300 m de altitud fue construido en 12 días en el año de 1952.

Aquellos conos que no tienen un cráter aparente se denominan montículos de escoria y los que aparecen dentro de un cráter mayor o una caldera, conos de escoria anidados.

Entre las depresiones provocadas por fenómenos explosivos se encuentran las debidas a erupciones freáticas, cuyos productos se acumulan en depósitos estratificados en torno a una depresión poco profunda pero de gran perímetro. Estos edificios se denominan "maares" y en México se conocen como xalapascos, cuyo ejemplo más conocido es la Laguna de Alchichica, en las cercanías de Perote, Ver. Los xalapascos tienen a menudo un diámetro del orden de uno o más kilómetros y por lo general la altura de sus bordes es inferior a 50 m, si bien algunos pueden alcanzar los 100 m. Dicho borde consiste de material clástico, sea ígneo o de la roca encajonante y con frecuencia es asimétrico, con un espesor mayor del lado de sotavento y con mayor pendiente hacia el cráter.

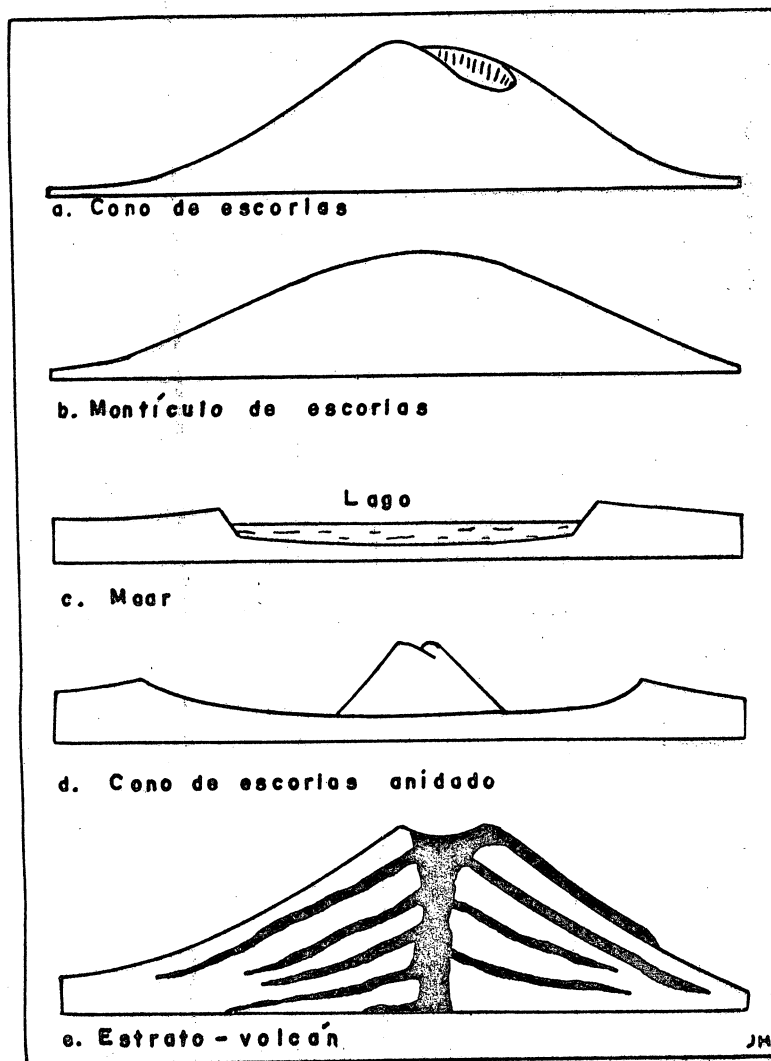


Fig. IV-16 Representación diagramática de las principales formas volcánicas; de escorias (no están a escala).

d) Volcanes formados por erupciones mixtas

Muchos de los grandes volcanes del mundo, como el Vesubio y Fujiyama son estrato-volcanes, constituidos a la vez por flujos de lava y depósitos piroclásticos, aproximadamente en proporciones similares. Muchos de ellos han hecho erupción durante largos períodos de tiempo y los conos presentan surcos debido a la erosión por donde circulan con frecuencia los flujos de lava. Cuando estos volcanes se vuelven muy altos desarrollan conos adventicios o parásitos en sus flancos, debido a que se requieren presiones mayores para que la lava alcance el cráter. Es el caso del Etna en Sicilia. (Fig. IV-17).

Aquellos montes submarinos de origen volcánico y que tienen una cima plana, prácticamente horizontal, se denominan "guyots". Se les encuentra en todos los océanos, pero son particularmente abundantes en el Pacífico. El único proceso adecuado para explicarlos es que una vez emergieron del mar y fueron truncados por la acción de las olas; ello se ve apoyado por la presencia de gravas redondeadas y fósiles de aguas someras en sus cuñas. Aparentemente están constituidos por material lávico y piroclástico; esto último también señala un origen somero, ya que no se ha detectado a grandes profundidades una actividad explosiva submarina a gran escala. Menard (1964) presenta evidencias de que los guyots del Pacífico central fueron montañas volcánicas de una porción levantada y arqueada del fondo oceánico (La "Darwin Rise") y que fue el hundimiento subsecuente de este arco lo que llevó a los guyots a su profundidad actual. En todo caso, estas formas volcánicas están relacionadas con la expansión del fondo oceánico.

V. CRATERES Y CALDERAS

Las depresiones de origen volcánico se agrupan bajo los nombres de cráteres y calderas. Los primeros aparecen habitualmente en la cima de los volcanes, por lo general tienen un diámetro inferior al kilómetro y rara vez exceden los 2 Km; aunque la

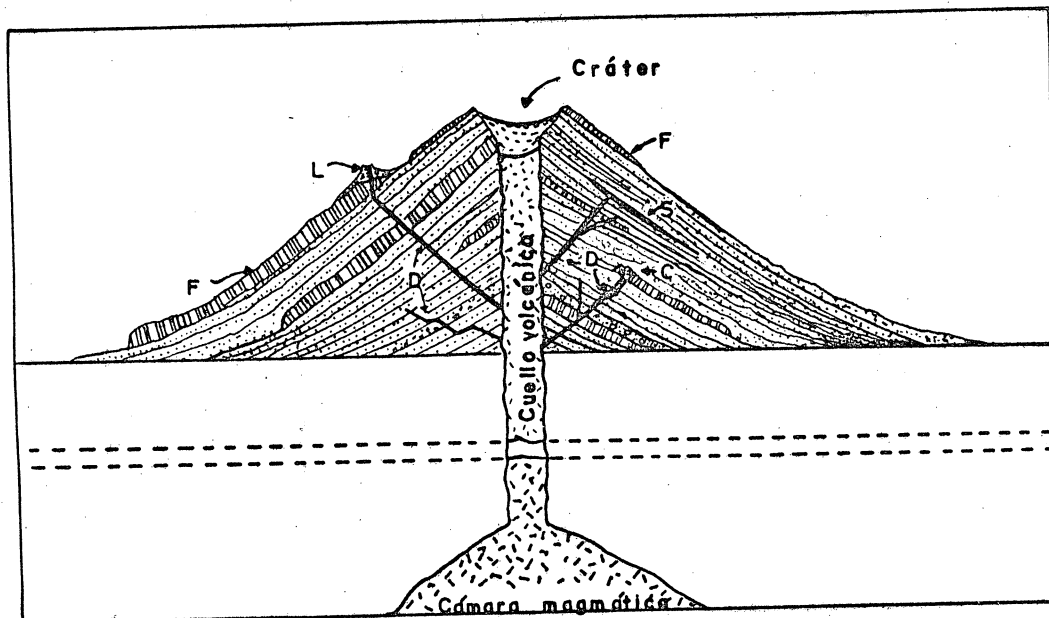
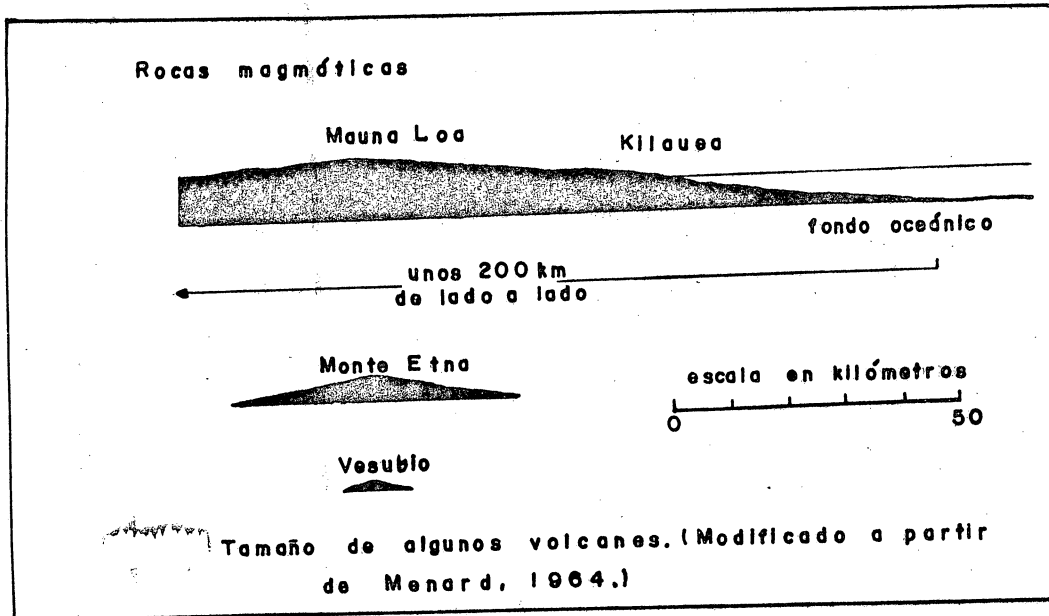


Fig. IV-17 Diagrama de un volcán compuesto típico, que muestra el cono, crater, cuello volcánico central, cámara magmática, diques (D), un conducto secundario que alimenta a un cono lateral (L) y un flujo de lava (F), un cono de cenizas enterrado (C), y un sill (S). Las capas de tefra están punteadas, las capas de brechas están marcadas con triángulos pequeños, y los flujos de lava están rayados en forma irregular.

mayoría de ellos se deben a fenómenos explosivos, Mac Donald- (1972) cita algunos cráteres formados por colapso.

Las depresiones de gran magnitud, por lo general de más de 5 Km de diámetro, se denominan calderas. La más grande del mundo es la de Aso, Japón, que ocupa un área de 23 x 16 Km.

Antiguamente las calderas se clasificaban en explosivas, de colapso y erosión. Este último término ha sido abandonado porque se refiere a depresiones formadas por procesos completamente diferentes a los otros y conduce a confusiones. También parece dudoso que una verdadera caldera se deba a explosiones y, por tanto, la palabra caldera se refiere en la actualidad a una gran depresión volcánica causada sobre todo por subsidencia. A veces se generan controversias sobre si una gran depresión es una caldera o maar, como Tower Hill, Australia.

Desde el punto de vista topográfico muchas calderas están señaladas por líneas de falla bien marcadas que limitan bloques hundidos.

Se ha observado en numerosos volcanes que después que se ha producido una gran erupción faltaban algunas partes del edificio original y que en su lugar había aparecido una caldera. El ejemplo más conocido es la erupción del Vesubio en el año 79. La cima del volcán antiguo desapareció y en su lugar se encontraba una depresión de 2.5 Km de diámetro, dentro de la cual había crecido un nuevo Vesubio. Los restos del volcán antiguo consistían en una especie de anillo roto, parte del cual es el actual Monte Somma. Parecía natural suponer que el antiguo edificio volcánico había sido destrozado en innumerables fragentos durante la erupción, los cuales se habían esparcido ampliamente en las áreas circundantes. Sin embargo, al examinarse con detenimiento los depósitos de la erupción se encontró que consistían casi exclusivamente de la nueva roca piroclástica y los fragmentos del antiguo volcán estaban presentes en muy pequeñas cantidades en los primeros depósitos. Se dedujo que la cima del volcán no había explotado sino que debido a la enorme cantidad de lava emitida se vació la cámara magmática y al faltarle apoyo a la cima del volcán, ésta se desplomó (Fig.IV-18).

Historias similares de colapso se han registrado en otras calde

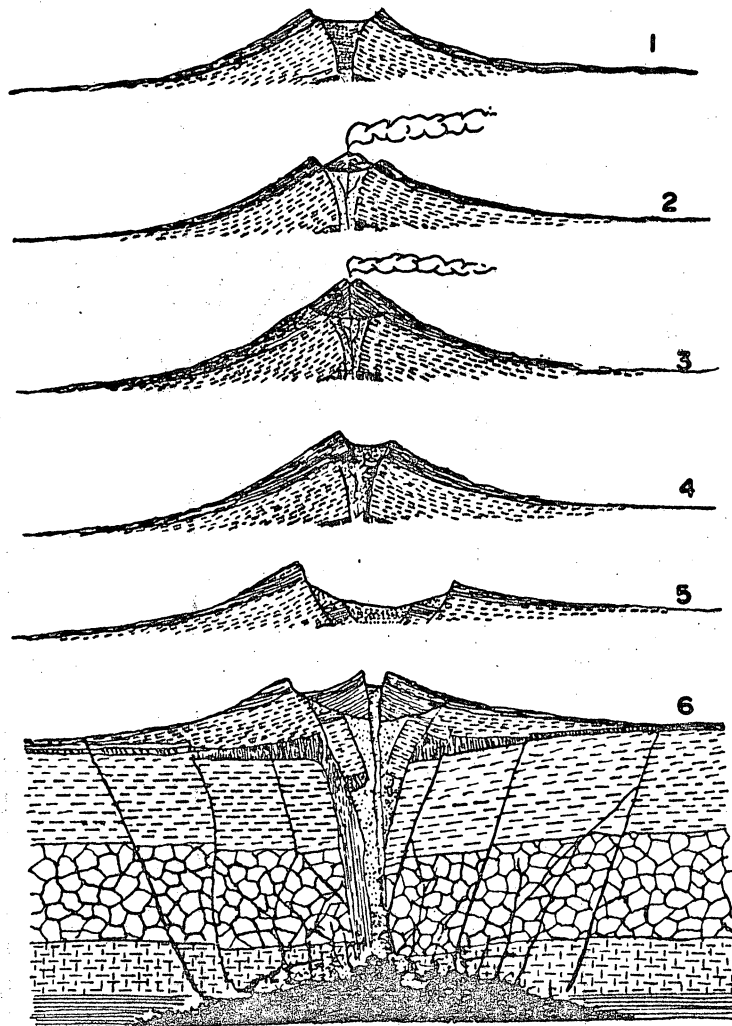


Fig. IV - 18. Evolución del Somma - Vesuvio desde tiempos prehistóricos.

- 1.- Después de la última erupción pliniana prehistórica el volcán presentaba una vasta caldera terminal
- 2.- La actividad sucesiva persistente construyó un cono eruptivo central.
- 3.- En el siglo octavo a. C. este cono central se hizo tan grande que se formó un solo cono de casi 3 mil metros de altura.
- 4.- Después de un largo período de persistente actividad sigue un período de reposo seguido de una fortísima erupción pliniana (siglo VIII a. C.). Sucesivamente el cráter se iba rellenando de material fragmentado. El volcán se presentaba monocóncavo, con un cráter plano como en la clase descrita por Strabone.
- 5.- Después de la erupción del 79, la que destruye Pompeya y Herculano el volcán presenta una vasta caldera terminal un poco excéntrica cuyo limbo septentrional poco más alto forma el actual Monte Somma.
- 6.- Desde entonces en la caldera se meldeaba el cono del Vesuvio,

El volcán está constituido de arriba hacia abajo por tefrita leucítica del Vesuvio, tefrita de leucita del Somma Giovane, tefrita fonolítica de leucita del Somma Antiguo, y tobas y corrientes traquíticas del Somma Primordial. El basamento del volcán está constituido por arenisca, arcilla y margas, a las que siguen calizas del Cretácico y Jurásico. El magma del fondo ha penetrado en la dolomía triásica, asimilandola, y provocando la evolución particular del magma del Somma y Vesuvio.

ras como Santorini, en el Archipiélago Griego del Mar Egeo, Krakatoa (Indonesia), Coseguina (Nicaragua) y Cráter Lake (Oregón).

VI. CUERPOS INTRUSIVOS

Las formas que adoptan los cuerpos intrusivos, así como sus tamaños, dependen de la composición del magma que los origina, del ambiente geológico regional y de las relaciones que presentan con las rocas encajonantes. (Fig. IV.19). De este modo se distinguen los cuerpos discordantes y concordantes, si cortan o son paralelos respectivamente a las estructuras regionales, y también aquéllos que se encuentran en ambientes orogénicos, emplazados bajo condiciones de compresión cortical (intrusión forzada), de los desarrollados bajo condiciones anorogénicas de tensión cortical (intrusión permitida). En función de estos últimos parámetros Tyrrell (1929) construyó su clásico cuadro de clasificación que se ilustra en la tabla IV-1.

Entre los cuerpos concordantes formados bajo condiciones de tensión cortical se encuentran los sills o diquestratos que son cuerpos tabulares paralelos a la estructura de la roca encajonante (estratificación o esquistosidad), los lacolitos que tienen su fondo plano y cima cóncava y los lopolitos, que son convexos hacia abajo, es decir, su parte central está alabeada en esa dirección. Los lacolitos están constituidos por lo general de rocas félsicas mientras que los lopolitos, de rocas máficas.

Los cuerpos discordantes de las regiones sometidas a tensión son de varios tipos: los diques son tabulares como los sills pero cortan las estructuras regionales; los cuellos volcánicos son cuerpos burdamente cilíndricos que son los conductos alimentadores de volcanes ya erosionados; las diatremas son cuellos en forma cónica con su vértice hacia abajo, obstruidos por lo general por fragmentos de roca que señalan un emplazamiento explosivo.

Los diques y diquestratos pueden ser múltiples o compuestos; el primer caso se trata de inyecciones sucesivas del mismo ti

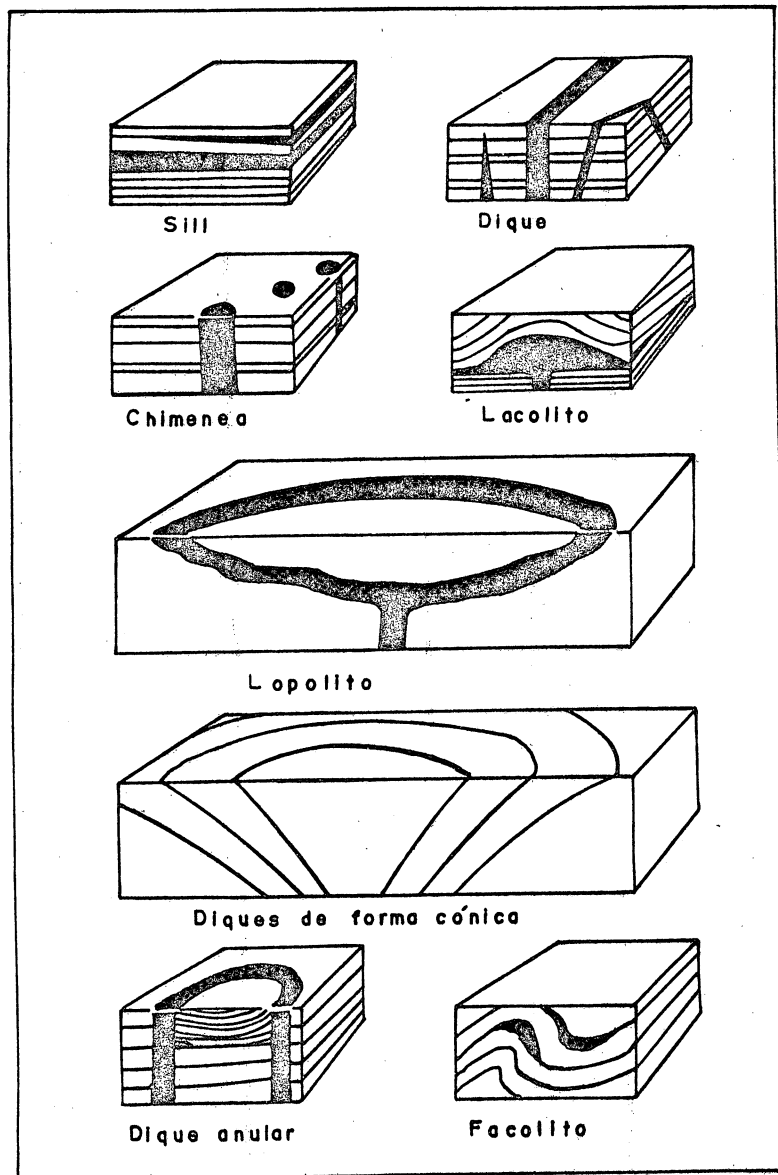


Fig. IV - 19 Representación diagramática de cuerpos intrusivos ígneos .

IV. FORMAS DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS

	INTRUSIONES EN REGIONES DE ESTRATOS SIN PLEGAR, POCO PLEGADOS O BASCULADOS	INTRUSIONES EN REGIONES MUY PLEGADAS O SUJETAS A COMPRESION
CONCORDANTES	DIQUE ESTRATOS (SILLS) LACOLITOS LOPOLITOS	FACOLITOS BATOLITOS CONCORDANTES
DISCORDANTES	DIQUES DIQUES CONICOS (CONE-SHEETS) DIQUES ANULARES (RING DYKES) CUELLOS VOLCANICOS (VOLCANIC NECKS)	BATOLITOS DISCORDANTES STOCKS BOSSES

DIQUES

MULTIPLES: INYECCIONES SUCESIVAS DEL MISMO TIPO DE MAGMA EN LA MISMA FISURA.

**Y
SILLS**

COMPUESTOS: INYECCIONES DE DIFERENTES TIPOS DE MAGMA EN LA MISMA FISURA

TABLA IV - I

po de magma en la misma fisura, mientras que en el segundo, son inyecciones de diferentes tipos de magma en la misma fisura.

Los esfuerzos locales producidos durante el emplazamiento del magma influyen en la orientación de los diques. Un empuje horizontal da lugar a un patrón radial de fracturas verticales que al rellenarse de magma constituyen los diques radiales. Una flexión o distensión de la corteza, con magma inyectado a lo largo de fallas o fracturas origina un conjunto de diques paralelos. Los diques anulares (ring-dikes) son circulares en planta y verticales o con inclinaciones divergentes en sección y resultan del relleno de fisuras cilíndricas alrededor de un bloque hundido en un depósito de magma subyacente por un proceso denominado subsidencia "cauldron", asociado a menudo a la formación de calderas (Fig. IV-20A). Un empuje hacia arriba del magma produce fracturas arqueadas que, en contraste con los diques anulares, buzan de modo convergente y que al ser rellenas con magma constituyen los diques cónicos ("cone sheets", Fig. IV-20B). Tanto éstos como los diques anulares rara vez forman anillos cerrados pues, por lo general, afloran como segmentos de arcos; una combinación de ambas estructuras da lugar a complejos anulares que pueden contener, además, diques radiales o un cuerpo intrusivo central. Un ejemplo de estructuras de este tipo lo constituyen los yacimientos de fluorita del Cerro Aguachile, Mpio. de Acuña, Coah.

En regiones plegadas, las crestas y valles de los pliegues son zonas de debilidad sujetas a tensión, a diferencia de los flancos, que están sometidas a compresión; de este modo el material ígneo tiende a ocupar esas zonas de debilidad, exhibiendo formas lenticulares biconvexas denominadas facolitos.

Un término común para designar cualquier cuerpo intrusivo de ciertas dimensiones es el de plutón. Un stock o tronco es un plutón con una superficie de afloramiento inferior a 100 Km^2 mientras que un batolito sobrepasa esa extensión. Un "boss" es un tronco con afloramiento circular. Es evidente que esta nomenclatura es totalmente arbitraria porque muchos troncos y bosses son sin duda cúpulas de batolitos subyacentes, de modo

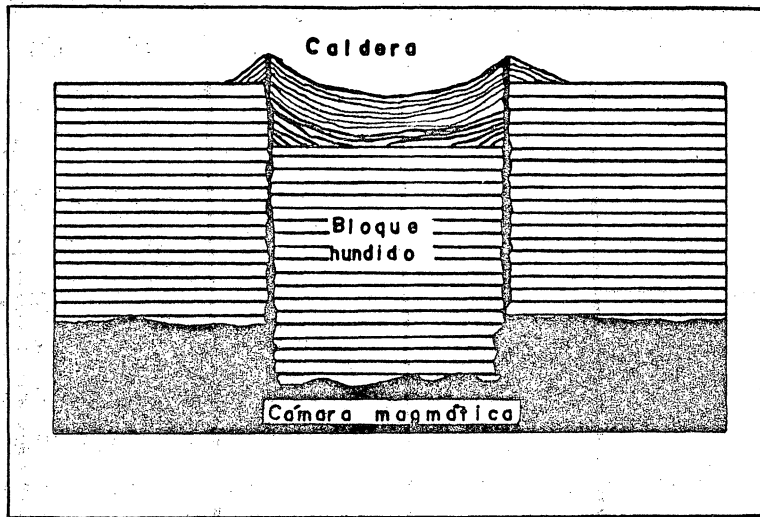


Fig. IV-20 A. Subsidencia de una caldera tipo Glencoe. Una masa cilíndrica de corteza se hunde en la cámara magmática formando una caldera en la superficie. El magma ascendente forma un dique en forma de anillo alrededor del bloque que se hunde y hace erupción en la superficie alrededor del borde de la caldera, el cual se rellena parcialmente con lava.

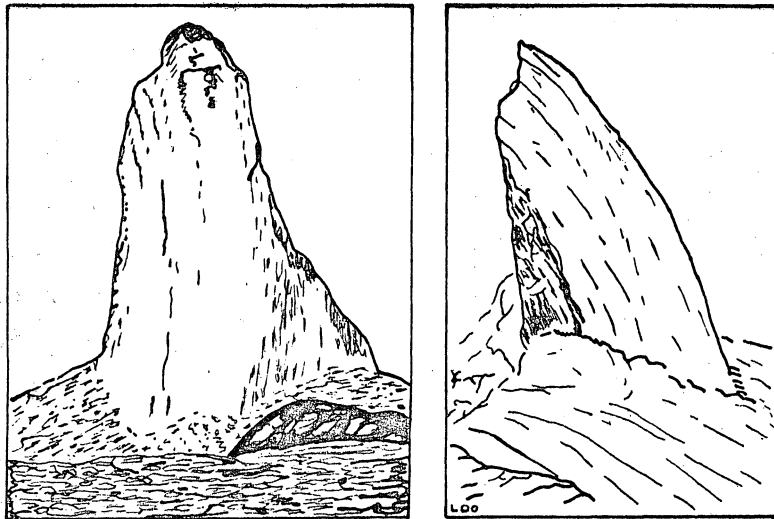


Fig. IV-20 B. Dos vistas de la espina del Monte Pelé. Izquierda: desde el este, dibujado de una fotografía por Lacroix, derecha: desde el sur, de un dibujo por Cotton (1944). El lado este es convexo, acanalado y liso como un espejo de falla, mientras que el lado oeste está roto y desgarrado.

que al aumentar el nivel de erosión aquéllos se transformarán en éstos. Tanto los stocks como los batolitos gradúan desde ser completamente concordantes a totalmente discordantes; muchos de los concordantes a escala regional son discordantes a pequeña escala. Evidencias obtenidas por gravimetría y sismología indican que el fondo de los batolitos se sitúa entre 5 y 20 Km de la superficie y los estudios geocronométricos demuestran que tales cuerpos no fueron emplazados en una sola pulsación magmática, sino que son diferentes intrusiones que se repitieron en intervalos de varios millones de años. La composición de estos cuerpos es predominantemente félsica, variando de granítica a tonalítica.

Los batolitos se localizan en ambientes muy diversos y se forman de varias maneras. Por ejemplo, aquéllos que aparecen en los escudos precámbricos pueden haber precipitado a partir de líquidos residuales derivados de la diferenciación de basaltos provenientes de un proceso de fusión parcial del manto, en una etapa muy primitiva de la historia de la Tierra. La mayoría de los granitos fanerozoicos no están asociados a volúmenes importantes de rocas máficas o ultramáficas y por tanto no se les considera relacionados a la cristalización de un líquido basáltico, sino más bien, a una fusión parcial de rocas preexistentes; si por levantamiento y erosión la zona anatética se ve expuesta, se observa que un gran número de estos cuerpos intrusivos están asociados de modo concordante a rocas metamórficas de alto grado. En cambio otros cuerpos graníticos pueden estar muy alejados de su lugar de origen y tener relaciones claramente discordantes con las rocas encajonantes.

Buddington (1959) clasifica a los batolitos en tres grupos, de acuerdo con sus características estructurales. Así, los batolitos catazonales están asociados a rocas metamórficas, cuyas texturas y mineralogía señalan condiciones de temperatura y presión altas y se localizan en o cerca de la zona anatética en donde se originaron, por lo general, las raíces de las grandes fajas montañosas. Sus contactos son difusos y están presentes amplias zonas de migmatitas, es decir rocas que presentan caracteres mixtos, en parte ígneos y en parte metamórficos.

Su foliación tiende a ser paralela a la de las rocas encajonantes, indicando que el tectonismo y la génesis del plutón acae
cieron simultáneamente (granitos sintectónicos).

Los plutones mesozonales están rodeados de rocas metamórficas de bajo grado, sus contactos son bastante claros y pueden ser concordantes o discordantes; las migmatitas son escasas o es
tán ausentes; las rocas encajonantes pueden mostrar una defor
mación moderada y el granito presenta a veces estructuras flui
dales.

Los plutones epizionales son claramente discordantes con las ro
cas encajonantes y la estructura regional y no presentan es
tructura fluidal. El metamorfismo de las rocas encajonantes
tiende a ser mínimo y los bordes del plutón muestran eviden
cias de un enfriamiento rápido ("chilled-margins") como lo indi
ca un tamaño más pequeño de los minerales constituyentes. Con
frecuencia están asociados a rocas volcánicas y estructuras de
colapso.

En la fig. IV-21 se ilustran formas y tamaños de diversos cuer
pos intrusivos concordantes y discordantes.

VII. TEXTURAS DE LAS ROCAS IGNEAS

a) Definiciones

Es difícil trazar un límite preciso entre los términos estruc
tura y textura de una roca. Sin embargo, en general, estructu
ra se refiere a los grandes rasgos que se observan a simple
vista en los afloramientos tales como el bandeamiento, la li
neación y la vesicularidad. La textura se refiere al modo de
asociación de los minerales constituyentes de una roca y de
sus relaciones mutuas, caracteres reconocibles principalmente
en lámina delgada.

Para describir de un modo preciso la textura de una roca ígnea
se deben considerar los tres puntos siguientes:

Cristalinidad o grado de cristalización.

Granularidad o tamaño del grano.

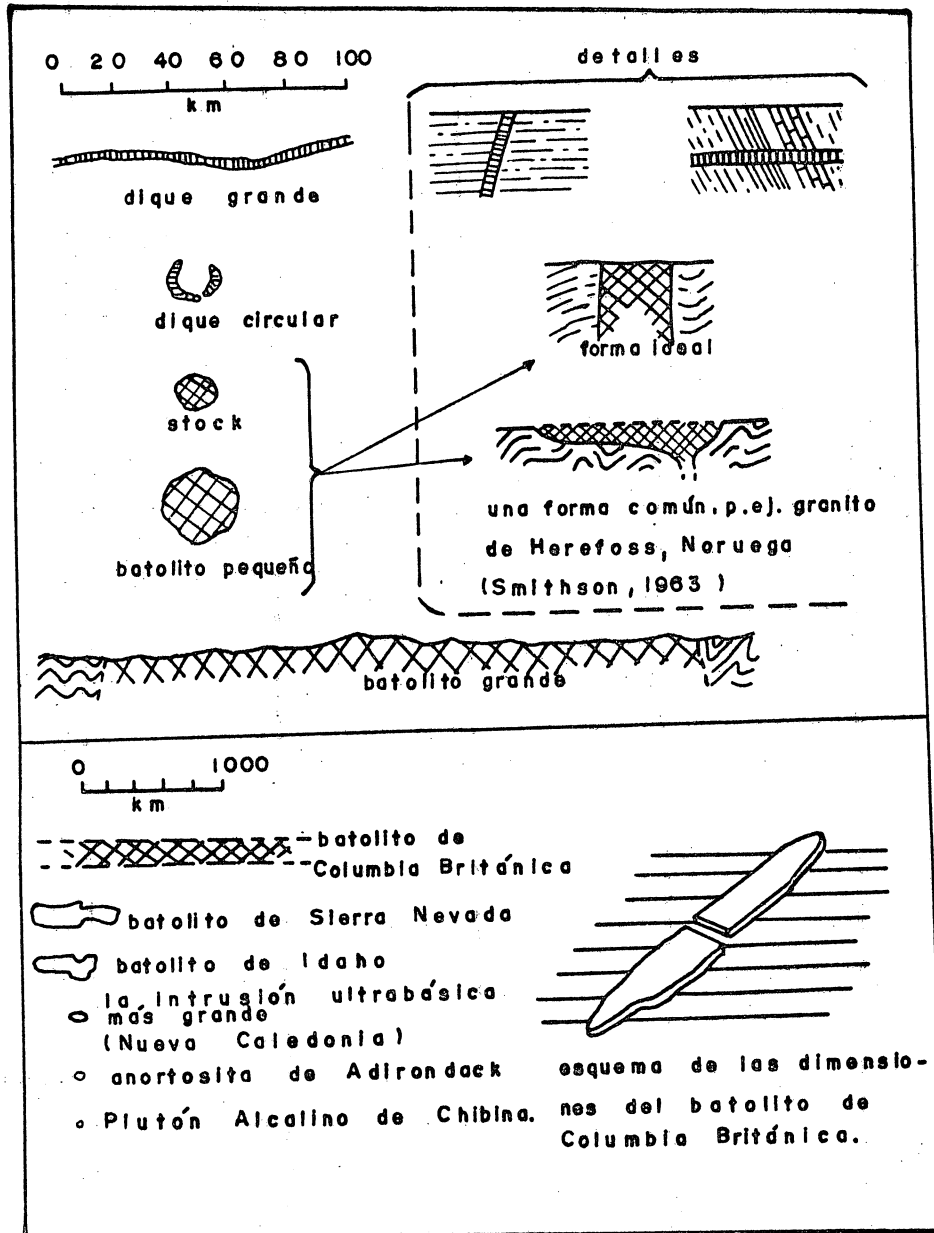


Fig. IV - 21A. Tamaño y forma de algunos cuerpos intrusivos discordantes.

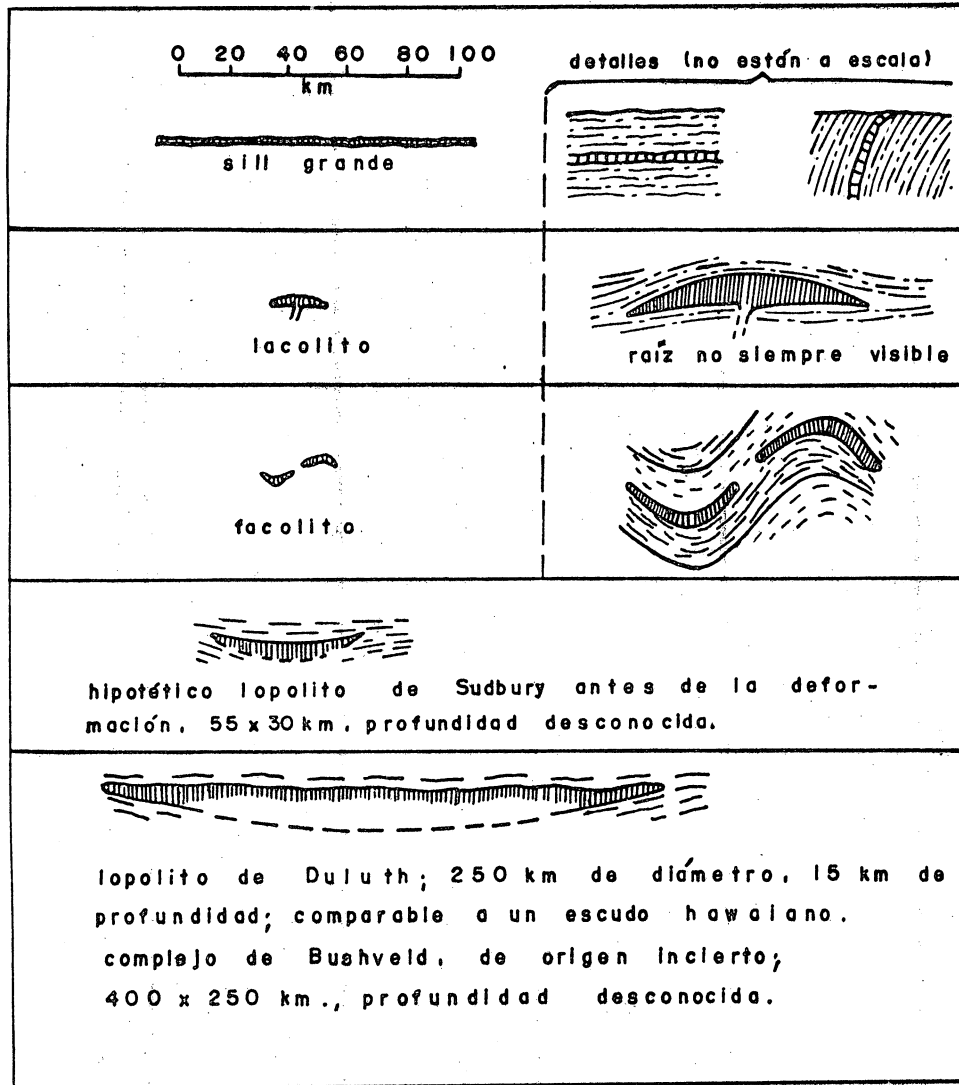


Fig. IV - 21B Tamaño y forma de algunos cuerpos intrusivos concordantes.

Fábrica, que comprende la forma de los cristales y las relaciones mutuas o íntimas entre los cristales o entre éstos y el vidrio.

b) Cristalinidad

La cristalinidad se determina por la proporción de materiales cristalinos y vítreos. Así, una roca compuesta enteramente de cristales se denomina holocristalina; aquélla que está constituida en su totalidad por vidrio es holohialina. Finalmente, las rocas compuestas en parte por cristales y en parte por vidrio se denomina hipocristalinas o merocristalinas.

c) Granularidad

Las rocas ígneas presentan grandes variaciones en el tamaño de sus cristales, desde aquellos que no pueden distinguirse por separado aún con una lente de mano, hasta cristales de gran tamaño medibles en metros.

Si los cristales son visibles a simple vista, la roca se llama fanerítica; en caso contrario, afanítica. Se pueden, además, hacer las siguientes divisiones:

Texturas faneríticas:

De grano muy grueso:	Mayor de 3 cm
De grano grueso:	Entre 30 y 5 mm
De grano medio:	Entre 5 y 1 mm
De grano fino:	Entre 1 y 0.5 mm.

Texturas afaníticas:

Microcristalinas:	Entre 0.5 mm y 10 micras
Criptocristalinas:	Menor de 10 micras

d) Fábrica

De acuerdo con su forma, los cristales pueden ser (Figs. IV-22):

Euedrales o automorfos, si poseen formas cristálinas precisas, - es decir si sus límites exteriores son sus propias caras.

Subedrales o subautomorfos, cuando sus formas cristálinas no se han desarrollado por completo y, en consecuencia, sus límites-exteriores son parcialmente sus caras.

Anedrales o xenomorfos, si no poseen formas propias, o sea -- que sus límites exteriores no son sus propias caras.

Según sean las relaciones mutuas entre los cristales o entre éstos y el vidrio, se pueden distinguir seis texturas principales, a saber: equigranulares, inequigranulares, de intercrecimiento, microlíticas, hialinas y de desvitrificación.

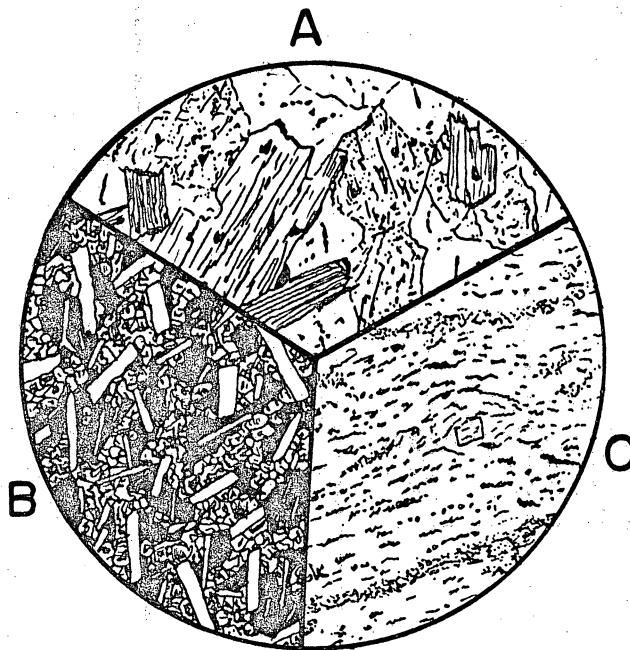


Fig. IV - 22 (a) Grados de cristalinidad.

- A. Textura holocristalina. Granito de biotita, Rubislaw Aberdeen. Presenta cuarzo, ortoclasa, biotita y magnetita.
- B. Textura merocristalina. Toleita, Brunton, Northumberland. Presenta labradorita (en blanco), augita (en granos) en una matriz de vidrio oscuro.
- C. Textura hololamellar. Obsidiana, Lipari Is. Presenta vidrio incoloro con numerosos microlitos que definen una estructura de flujo, y un cristal de feldespato potásico.

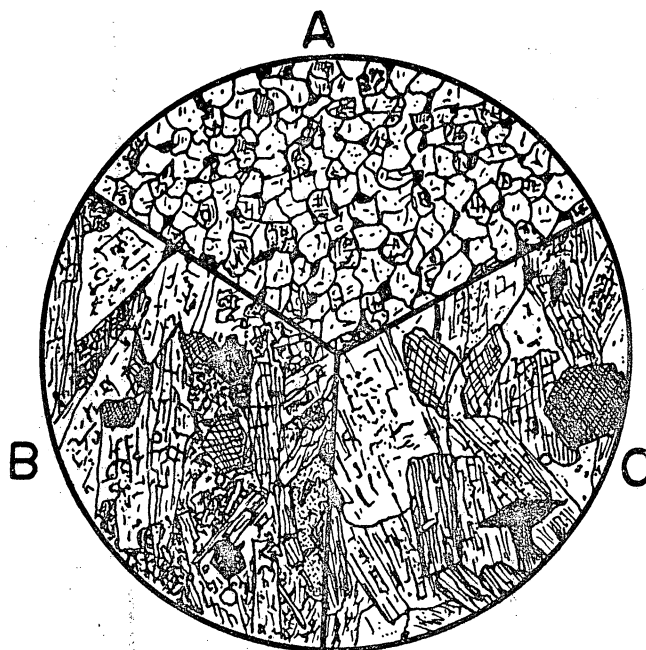


Fig. IV- 22 (b) TEXTURAS HOLOCRI TALINAS.

- A. Textura alotriomórfica.** Microgabro, Odenwald. Presenta cristales anedrales de labradorita, piroxenos y minerales de hierro.
- B. Textura panidiomórfica.** Lugarito, Lugar, Ayrshire. Cristales cuedrales de barkevikita, labradorita, ilmenita, y apatito, en una matriz de analcita borrosa.
- C. Textura hipidiomórfica.** Sienita, Dresden. Cristales cuedrales de esfena y hornblenda; ortoclasa y hornblenda subedrales; cuarzo intersticial anedral. Aproximadamente 20 diámetros de aumento.

1) Texturas equigranulares

En ellas, los constituyentes minerales tienen aproximadamente el mismo tamaño. (Fig. IV-23).

Si la mayor parte de dichos constituyentes son xenomorfos, la textura es xenomórfica o alotriomórfica. Una variedad de ésta es la textura aplítica en la cual los cristales son de grano fino.

Si la mayor parte de los cristales son subedrales, la textura es subautomórfica o hipidiomórfica. Dos variedades de este tipo son la textura granítica, con plagioclasas subedrales, y la textura monzonítica, con plagioclasas subedrales englobadas en feldespato potásico.

Cuando la mayor parte de los cristales son euedrales, la textura se denomina automórfica o panidiomórfica. A este tipo pertenece la textura ortofírica, en la cual los feldespatos euedrales son de grano fino.

Por último, cuando los cristales de roca microgranular son tan pequeños que la vuelven criptocristalina, la textura se denomina felsítica: los cristales se distinguen difícilmente, inclusive bajo los más fuertes aumentos.

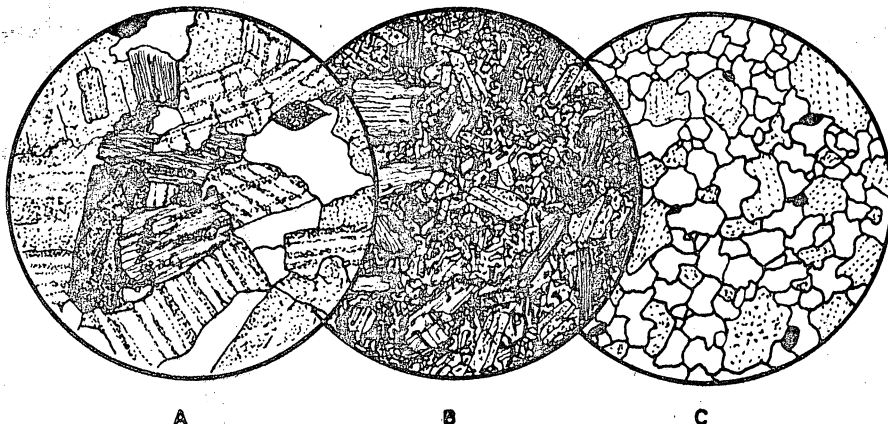


Fig. IV - 23 (a).

- A. Textura granular subedral en granodiorita. Diam. 3 mm. Benton Range, Condado Mono, California. Cristales euedrales y subedrales de hornblenda verde y biotita parda, la última contiene inclusiones de apatito y esferas secundaria. Cristales subedrales de plagioclasa, y cristales menos desarrollados de ortoclasa parcialmente alterada (punteada), con parches intersticiales de cuarzo anedral y color blanco.
- B. Textura porfirítica en un lamprófilo de mica. Diam. 2 mm. Boundary, Reservación de los Navajos, Utah. Prismas euedrales de diópsido y escamas de biotita zonada, en una matriz de microlitos de sanidino alterados, óxidos opacos y calcita.
- C. Textura granular euedral en una eplita granítica. Diam. 3 mm. Cerca de Wellington, Nevada. Granos anedrales interpenetrados de cuarzo, microclina, ortoclasa, y albita, con hornblenda y magnetita accesorias.

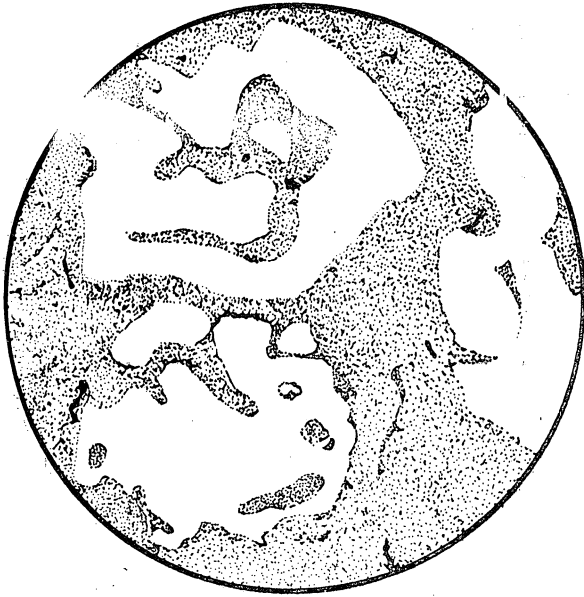


Fig. IV-23 (b). Pitchstone porfídico desvitrificada, Petit Portelet, Jersey, C.I. Fenocristales de cuarzo muy corroídos en una matriz felsítica (originalmente vítrea).

Fig. IV-23 (c). Estructura granuda de tipo normal (X-25) Granite común. La plagioclasa (con resto de la albíta) es subautomorfa, mientras que la microclina cuadrada es totalmente xenomorfa. El cuarzo, en blanco rellena los intersticios. Se aprecia escasa mica en la lámina delgada.

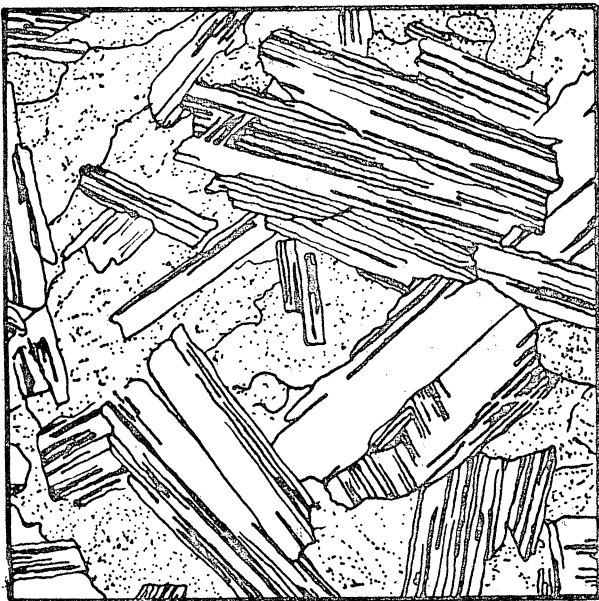


Fig. IV-23 (d). Estructura granuda de tipo monzonítico (X-18).

Alpes de Monzoni Tírol.

La plagioclasa, en cristales rectangulares, se halla englobada en grandes placas de ortoclasa. La roca no contiene cuarzo



Essexite, Crawfordjohn, Scotland.

Fig. IV-23 (e) Olivino cuedral, claro y sin alteración ligeramente salpicado de granulos de mineral de fierro; titanogaugita (punteada) que contiene pequeños cristales alargados de plagioclasa acomodados zonalmente y normalmente maclados en (100); labradorita pinacoidal, aplanada paralelamente a (010) principalmente posterior a la titanogaugita; todos acomodados en un remanente de analcima, casi sin alterar y transparente, con nefelinas euédrales pequeñas, turbia debido a alteración incipiente, (hay dos secciones basales ligeramente arriba y a la izquierda del centro) microfenocristales de magnetita agrupados principalmente cerca de los olivinos; apatita alargada, prismática y ocasionalmente nudada.

2) Texturas inequigranulares

En este tipo de texturas la diferencia en tamaño de los constituyentes minerales es grande, tanto megascópicamente como al microscopio. (Figs. IV-24).

Cuando se observan cristales grandes (fenocristales) rodeados de una matriz de cristales más pequeños, la textura se llama porfirítica o porfídica; si la matriz es vítrea en lugar de cristalina, la textura es vitrofirica; en el caso de una matriz félsítica, la textura es felsofirica. Finalmente, si existen minerales pequeños no orientados como inclusiones dentro de fenocristales, la textura es poikilítica o poecilítica; el conjunto presenta un aspecto esponjoso y puede observarse en las peridotitas; asociadas íntimamente a esta textura están las coronas o bordes de reacción que envuelven a algunos minerales. Las texturas ofíticas y subofíticas son variedades de textura poecilítica, en las que las plagioclasas parecen estar encerradas total o parcialmente por piroxenos, y son comunes en basaltos o doleritas.

También en dichas rocas básicas se puede presentar la textura intergranular, en la que los intersticios angulosos entre los feldespatos están ocupados por minerales ferromagnesianos (generalmente olivino, piroxeno y óxidos de hierro). Si estos intersticios están, en cambio, rellenos de vidrio o de minerales secundarios, la textura se denomina intersertal.

Cuando un grupo de fenocristales se reúnen en partes de la roca, se constituye una textura glomero-porfídica.

En la textura lamprofídica, particular de los lamprófiros, rocas muy ricas en minerales ferromagnesianos neumatolíticos, sobre todo biotita y hornblenda, se observa que estos minerales son automorfos y están rodeados de una matriz de feldespatos de grano más fino. En los lamprófiros típicos existen dos generaciones de ferromagnesianos, unos de gran tamaño y otros que forman parte de la matriz.

Dentro de las texturas inequigranulares se pueden considerar

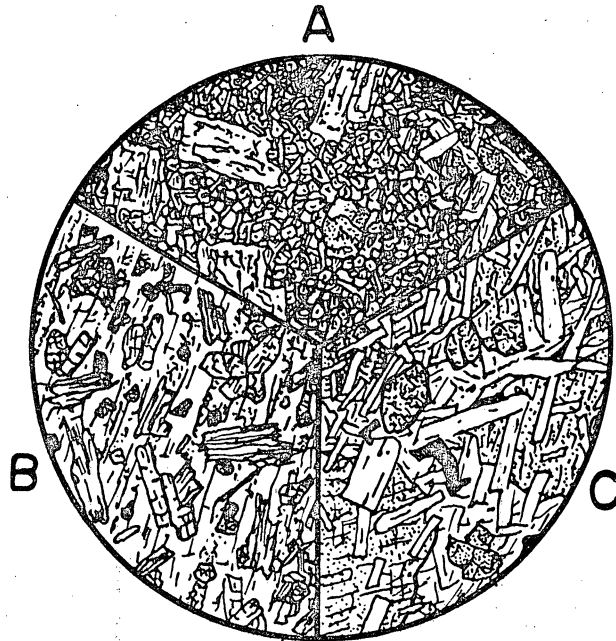


Fig. IV-24 (a). TEXTURAS PORFÍDICA, POIKILÍTICA Y OFÍTICA.

- A. Textura porfídica.** Basalto de olivino, Isafjord, Islandia. Tiene labradorita y olivino porfídicos en una matriz de augita, plagioclasa y minerales de hierro. En el lado derecho hay un agregado glomeroporfídico de labradorita, olivino e ilmenita.
- B. Textura poikilítica.** Shonkinita, Glacier Nordenskiöld, Spitsbergen. Tiene augita, biotita y apatito cuerdales incluidos en una placa grande de ortoclasa.
- C. Textura ofítica.** Dolerita de olivino, Keflavik, Islandia. Tiene grandes placas de augita que encierran cristales alargados de labradorita; los otros minerales son labradorita, olivino e ilmenita.
Aumentado aproximadamente 20 diámetros.

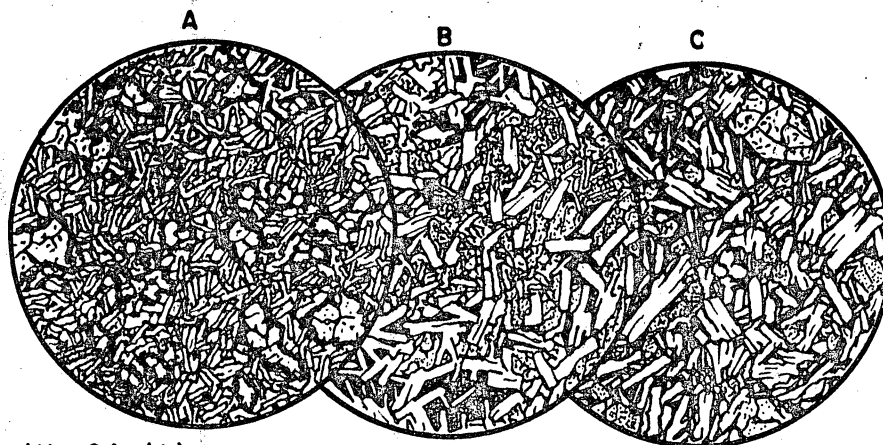


Fig. IV - 24 (b)

- A. Textura intergranular en basalto de picrita, Kilauee, Hawaii. Diam. 2.5 m m. Fenocristales corroidos de olivino bordeado con magnetita y hematita en una matriz intergranular compuesta de microlitos de labradorita y granos intersticiales de augita y pigeonita.
- B. Textura intersertal en una diabasa toleítica Northumberland, Inglaterra. Diam. 2 mm. La augita y labradorita se presentan en un intercrecimiento ofítico; entre ellos hay lagunas irregulares de vidrio pardo oscuro.
- C. Textura hialofítica en basalto, Pedregal, México. Diam. 2 m m. Olivino, augita diopsídica verde y microlitos de labradorita en una matriz de vidrio oscuro, rico en fierro.

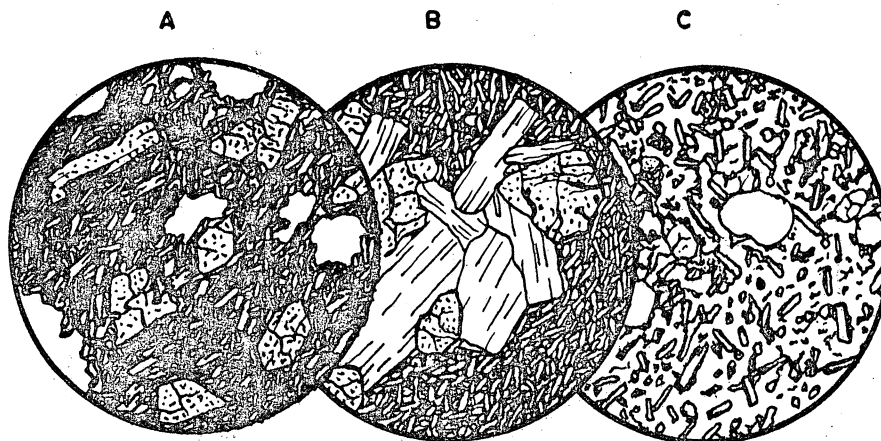


Fig. IV - 24 (c)

- A. Andesita basáltica, Parícutín, México. Diam. 2.5 mm. Fenocristales de olivino, algunos alargados paralelos a la base, y microlitos de labradorita en una matriz vesicular de vidrio negro.
- B. Basalto de olivino - augita glomero porfídico, Presa Copco, norte de California. Diam. 2.5 mm. Un agregado de fenocristales de bitownita y olivino yace en una matriz de microlitos de labradorita, augita granular y vidrio negro intersticial.
- C. Basalto de olivino - augita, Cráteres de la Luna, Idaho. Diam. 2 mm. De la corteza vesicular rica en vidrio de un flujo pahoehoe reciente. Pequeños cristales de olivino, augita y labradorita acompañados por abundantes óxidos granulares opacos de fierro, en una base de vidrio transparente pardo.

Fig. IV-24 (d). Dolerita (X11). Harz Alemania. Estructura ofítica: cristales grandes de plagioclasa básica, apoyados unos en otros. Los intersticios están rellenos por augita bien cristalizada.

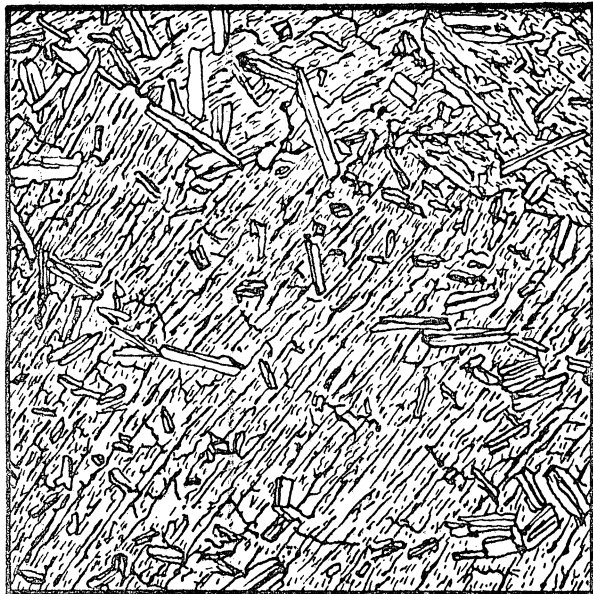
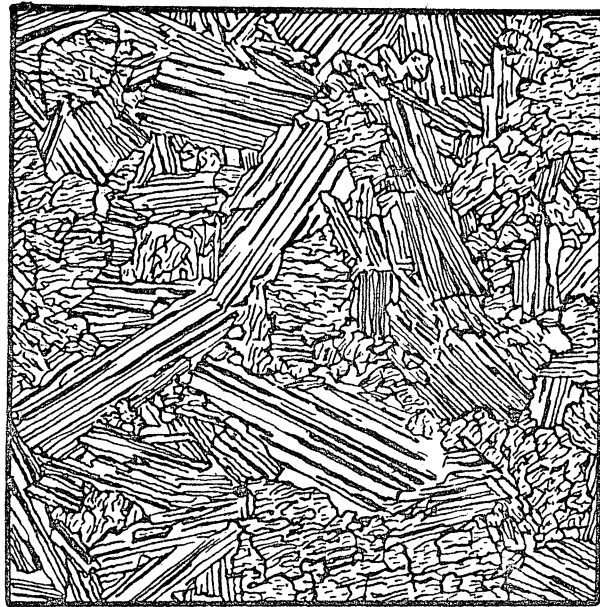


Fig. IV-24 (e). Dolerita (X-20). Monte Loura (Guinea).

Estructura poikilitica. En la lámina delgada se aprecian dos grandes cristales de augita, que incluyen numerosos y pequeños cristales automorfos de plagioclasa.

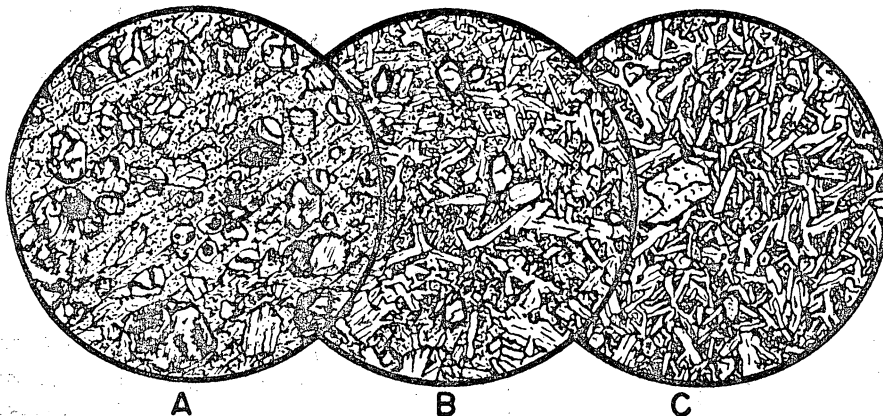


Fig. IV-24 (f).
Texturas ígneas.

- A.- Textura poikilitica en una peridotita de hornblenda, Odenwald, Alemania. Diam. 3 mm. Un cristal de hornblenda incluye granulos arredondados de olivino serpentizado así como prismas subedrales de diópsida inalterada.
- B.- Textura ofítica en basalto, Kauai, Islas de Hawaii. Diam. 3 mm. Grandes cristales de pigeonita incluyen parcialmente cristales de labradorita así como granos de olivino con los bordes alterando a iddingsita.
- C.- Textura subofítica en basalto, Lago de la Medicina, Cal. Diam. 2 mm. Cristales de augita incluyen parcialmente algunos feldespatos, y rellenan los intersticios entre ellos. Se aprecia un fenocristal y abundantes y pequeños granos de olivino.

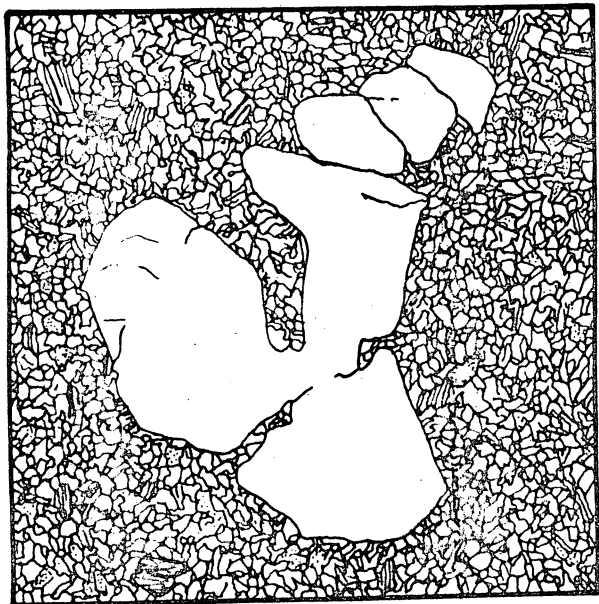


Fig. IV-24(g). Microgranito de cuarzo automorfo (X 60).

Anost (Saona y Loire).

Grandes cristales de cuarzo romboedral y fuertemente corroidos, flotan en una mesostasis microgranuda de cuarzo y feldespatos se observan pequeñas hojuelas de mica.

Fig. IV-24(h) Riolita con cuarzo automorfo (X 20).

El Canderero (Saona y Loire).

Cristales de cuarzo romboedral corroidos y desgarrados, dispersos en una mesostasis criptocristalina, producida por la tardia cristalización de un vidrio viejo se ha conservado la estructura fluidal del antiguo material vítreo.

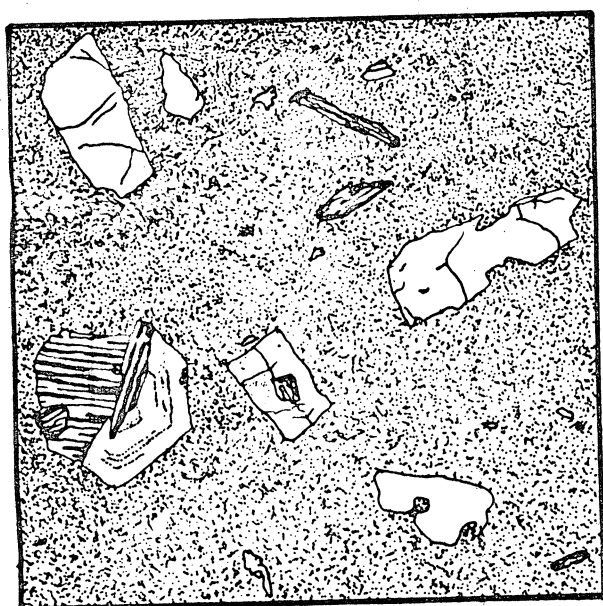
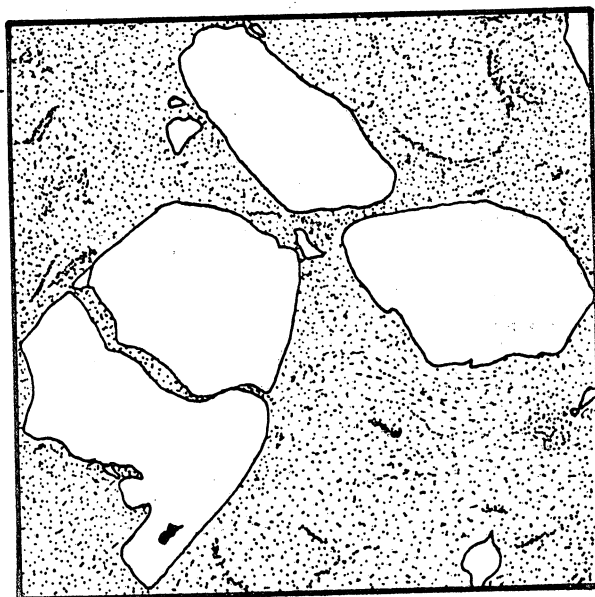
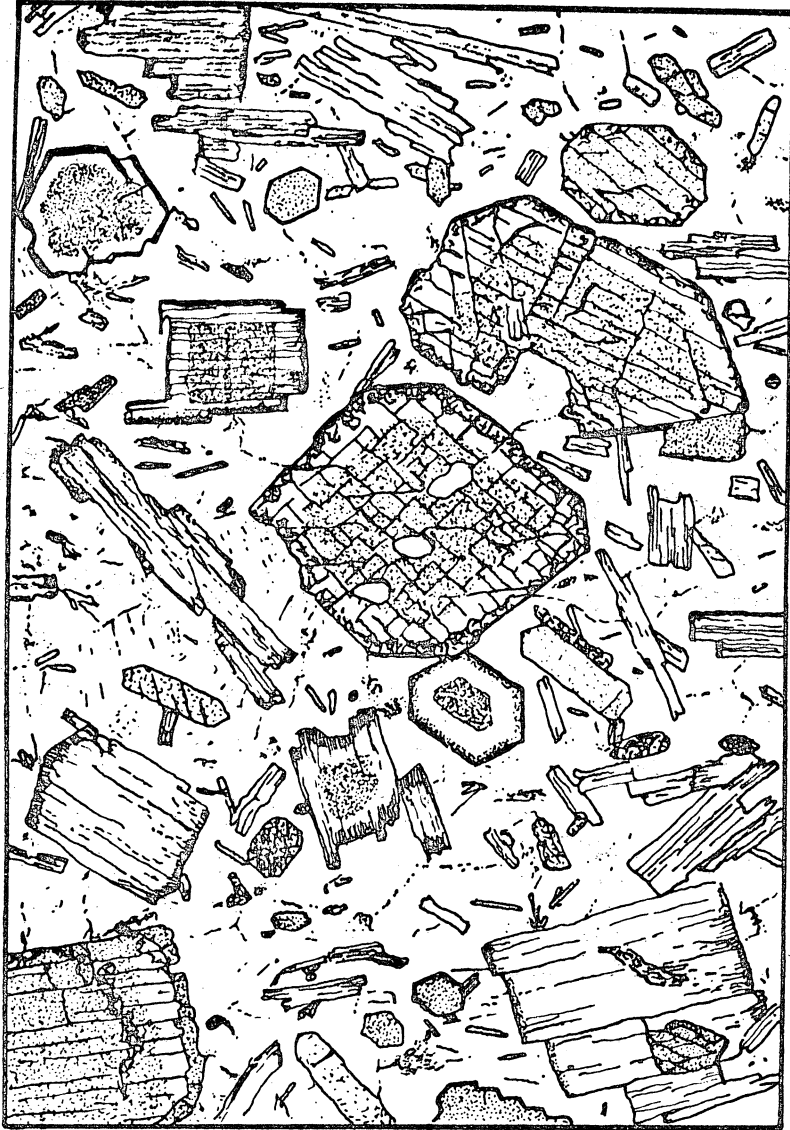


Fig. IV-24(i). Riolita hialoportídica.

Sidi Faredj (Argelia).

En fondo vítreo homogéneo flotan fenocristales de cuarzo corroidos, agrietados de sandino y algunos de plagioclasa



Mineta de augita, South Hill, St. Helier Jersey.

Fig. IV-24(j) Fenocristales de piroxeno diopsídico subordinado a biotita, algunos cristales de la cual están hermosamente zonados. Poca hornblenda

El principal accesorio es apatito en dos generaciones: grandes fenocristales euedrales (p.ej. al centro abajo) y agujas diminutas. La ortoclasa forma la matriz en la cual todos los otros componentes están incrustados; está sin alteración.

Fig. IV-24 (k). Toba volcánica (X 50)
Carbonífero Inferior. Les Grivats (Allier).
Roca piroclástica formada por grandes fragmentos
de cuarzo y de plagioclasa incluidos en un ce-
mento de polvo de cuarzo, feldespato y biotita.

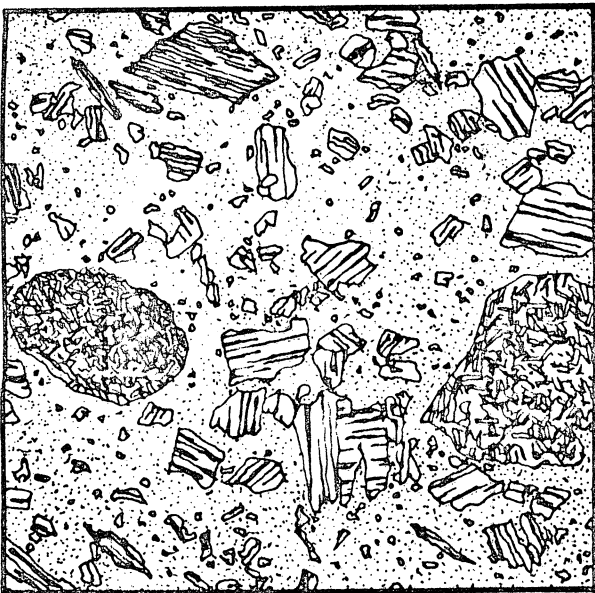
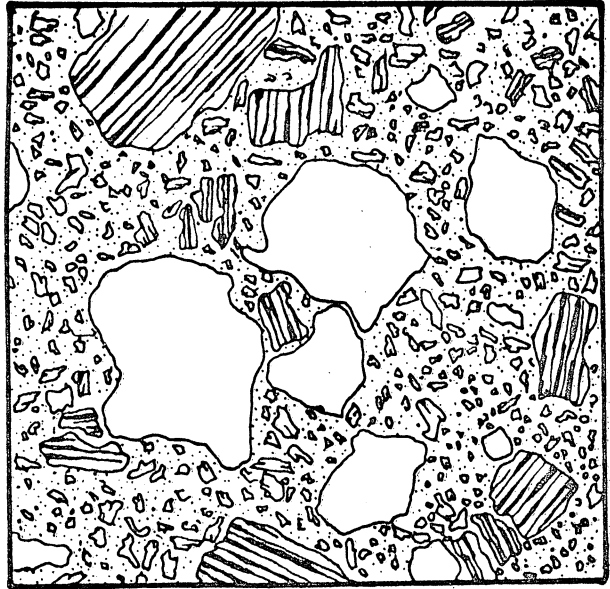


Fig. IV - 24 (l) Toba volcánica (X 25)
Plioceno. Cantal.

Fragments de andesita, cristales rotos y aislados
de plagioclasa y escasas laminillas de biotita, flo-
tan en un cemento de cinerita cripto-cristalina.

todas las texturas piroclásticas, caracterizadas por fragmentos de cristales, rocas o vidrio, en una matriz fina.

La textura eutaxítica la presentan las ignimbritas. Consiste en fragmentos de rocas, cristales y vidrios en una matriz de esquirlas de vidrio orientado por lo común devitrificadas.

3) Texturas de intercrecimiento

En algunas rocas ígneas silíceas, particularmente granitos y pegmatitas graníticas, se puede presentar una "interpenetración mutua" de un cristal de cuarzo con un cristal de feldespato potásico. A tal textura se denomina pegmatítica o gráfica, porque semeja a la textura cuneiforme. (Figs. IV-25).

Cuando un cristal de feldespato potásico está en contacto con otro de plagioclasa, se puede observar a veces una aureola de reacción entre ellos, dando lugar a la textura mirmekítica, caracterizada por pequeños cuerpos de cuarzo vermicular encerrados en la plagioclasa.

4) Texturas microlíticas

Se caracterizan por la extrema abundancia de pequeños cristales de feldespatos automorfos, desarrollados en forma de laminillas y que se denominan microlitos. (Figs. IV-26).

Si los microlitos están orientados en forma más o menos paralela y sus intersticios están ocupados por material microcristalino, la textura se llama traquítica; si dicho material es criptocristalino, la textura es pilotaxítica, y si es vidrio, hialopilítica.

5) Texturas hialinas

En estas texturas predomina el vidrio sobre los cristales o bien existe solo. (Fig. IV-27).

Si se observan líneas de fractura más o menos concéntricas, a

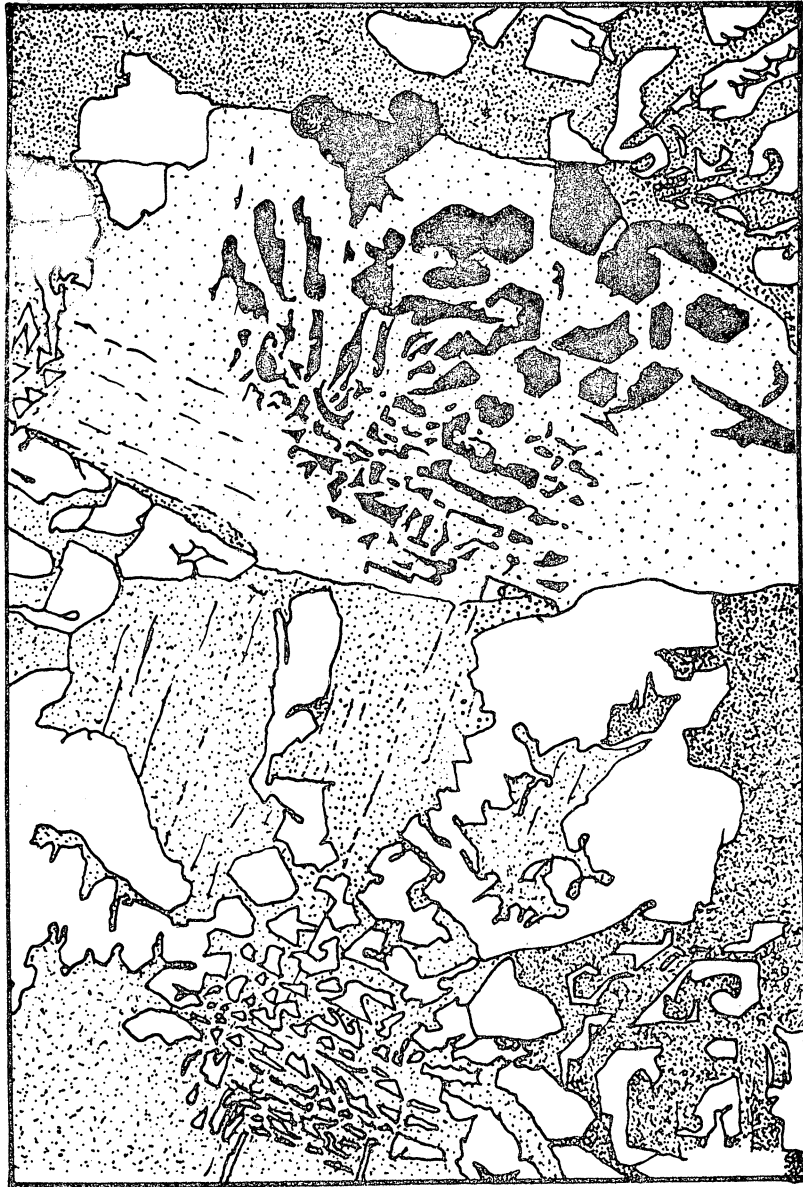


Fig. IV - 25 (a) Granófiro afírlico Fjardardal, Islandia.
La ortoclasa está punteada, el cuarzo negro
y blanco.

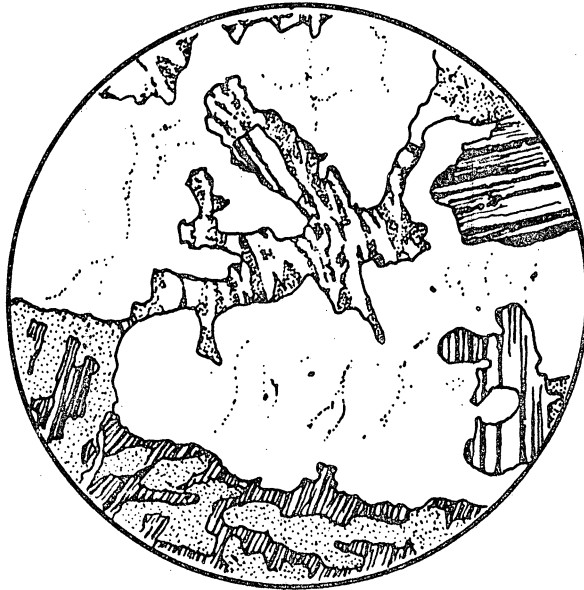


Fig. IV - 25 (b). Leucogranito alcalino, Mount Mado, Jersey, C. I. Los minerales que se observan son cuarzo y dos tipos de feldespatos alcalinos, micropertita y albita transparente; la roca es un leucogranito de dos feldespatos. Para que las relaciones de los feldespatos se vean bien, los feldespatos están dibujados con si estuvieran entre nicoles cruzados, pero el cuarzo se deja claro.

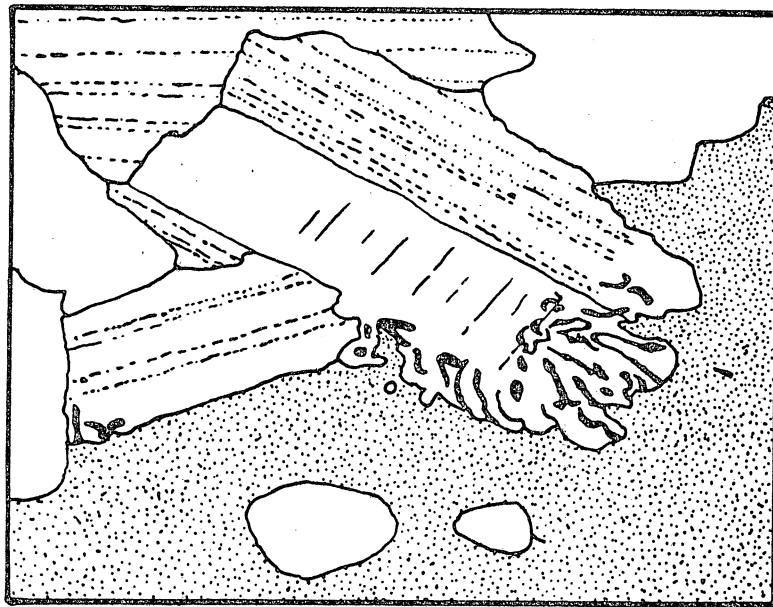


Fig. IV-25 (c) Intercrecimientos de plagioclasa mirromórficas (con la gemelación indicada) y cuarzo vermicular (negro), microclina interpenetrante (punteada). La última contiene dos inclusiones redondeadas de cuarzo transparente. Dancing Colm, Aberdeen.

Fig. IV-26 (a). Estructura microlítica porfídica
(X 30).

Andesita Dienne (Catal).

Grandes fenocristales de plagioclasa están dispersos en una pasta hecha de microlitos, mismos que yacen en un material vítreo. Observense los remolinos trazados por los microlitos alrededor de los fenocristales. Estos remolinos indican que los fenocristales han sufrido un desplazamiento relativo (caída o ascenso) en la lava aún fluida.

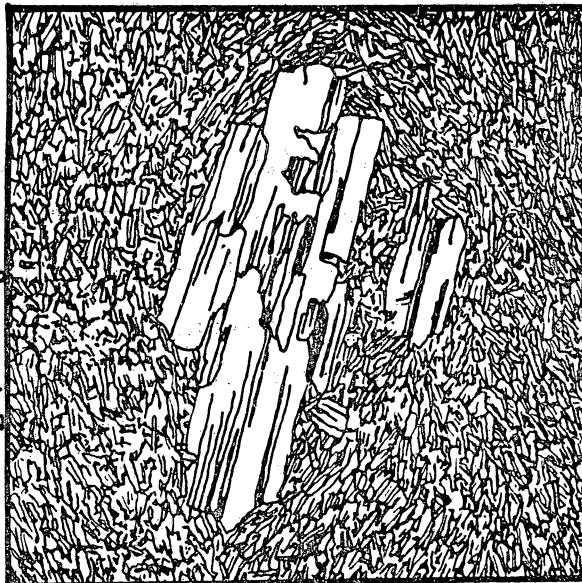


Fig. IV-26 (b). Traquita calcoalcalina (Traqui-andesita) (X 70). Italia.

Fenocristal de augita, en una pasta formada por microlitos de sanidino, de plagioclasas y por pequeños granos de augita.

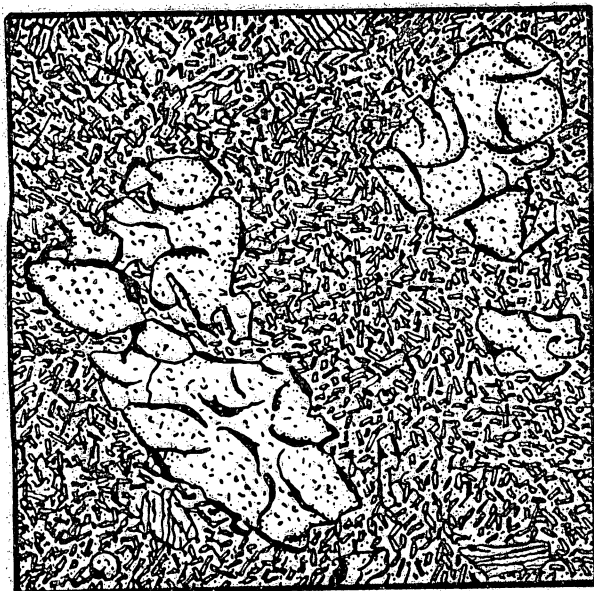
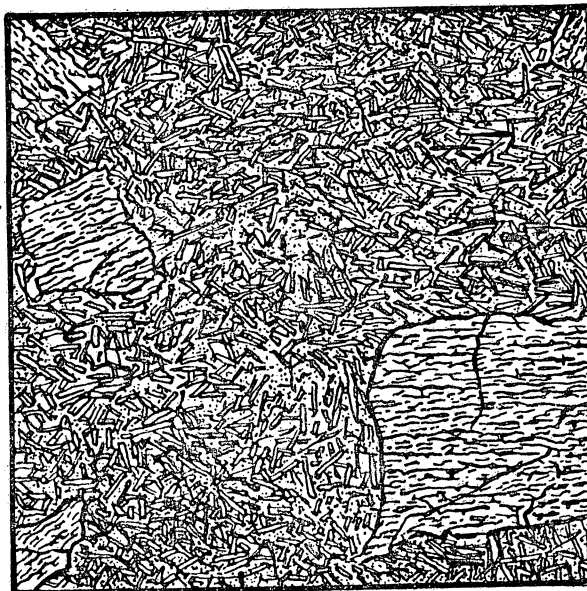


Fig. IV-26 (c). Basalto de olivino (X 111)
Pardines (Auvernia).

Grandes cristales de olivino, redondeados por corrosión, punteados transformados (seudomorfos) en iddingsita, en negro, especialmente alrededor y a lo largo de fracturas. El fondo lo conforma una estructura microlítica.

veces desarrolladas de un modo tan perfecto que megascópicamente la roca aparece como un agregado de nódulos semejantes a las capas de cebollas, la textura se llama perlítica. (Figs. IV-27).

En las rocas volcánicas y subvolcánicas ácidas se pueden presentar agregados radiales total o parcialmente esféricos, compuestos de feldespatos potásicos solo o acompañado de cuarzo o tridimita. Estos agregados se denominan esferulitas y la textura correspondiente, esferulítica.

En las rocas volcánicas y subvolcánicas básicas se pueden presentar cuerpos radiales similares a la esferulita, pero formadas por fibras de plagioclasas con o sin vidrio intersticial, o bien fibras de plagioclasa con ferromagnesianos. Estos cuerpos se llaman variolas y la textura, variolítica.

En la textura vacuolar se observan cavidades o vacuolas esféricas, ovoides o irregulares. Si estas vacuolas están rellenas de minerales secundarios, como ópalo, calcedonia, clorita, calcita y zeolitas, la textura es amigdaloidal. Estas dos texturas pueden encontrarse en rocas volcánicas o subvolcánicas. En cambio, en las cavidades de las rocas plutónicas pueden formarse cristales automorfos o subautomorfos, dando lugar a la textura miarolítica.

6) Texturas de desvitrificación

Los vidrios de cualquier tipo son inestables a temperaturas ordinarias y, en consecuencia, tienden a devitrificarse, es decir a cristalizar, en particular si se ven afectados por soluciones circulantes o si son sujetos a aumentos de temperatura como resultado de un sepultamiento profundo, de la acción fumarólica o de recalentamiento por intrusiones posteriores. Por tales razones los vidrios antiguos son muy raros.

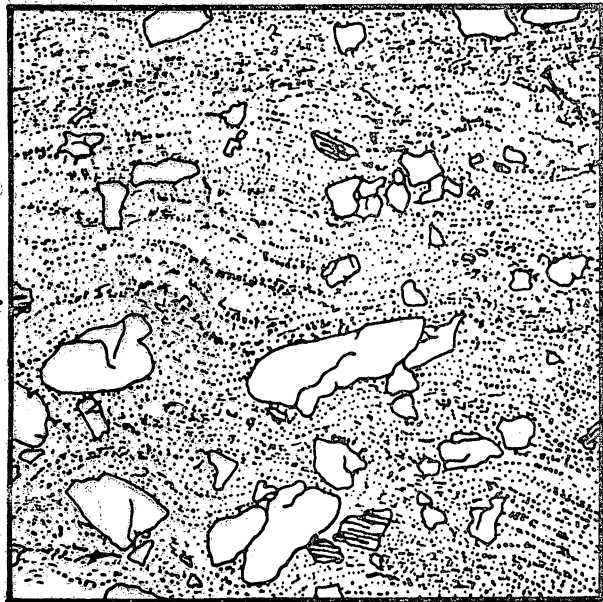
En los casos de desvitrificación precoz, se opera un reajuste entre los átomos y se empiezan a formar pequeños cristales esqueléticos o "cristalitos", primeramente de piroxenos en forma de ramitas, rosarios y hojas de helecho; enseguida se forman cristales de cuarzo y feldespatos en hábito fibroso, análogos



Fig. IV-27 (a). Estructura higline perítica (X40).
Lusclade cuenca de La Bourboule (Puy-de-Dôme)
Vidrio riolítico surcado por fisuras de contracción
curvas algunas de las cuales delinear "perlas"
casi esféricas.

Fig. IV-27 (b) Estructura fluidal halina (X85)
Oulankéli (Etiopia).

Vidrio riolítico cuya estructura fluidal se
hace patente por el alineamiento de peque-
ños cristales. El vidrio incluye fenocri-
stales de cuarzo y plagioclasas rotas.



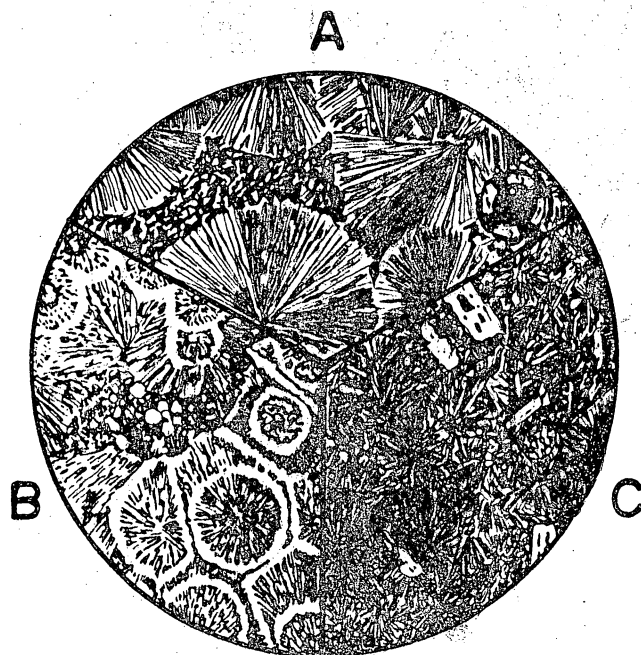


Fig. IV-27(c) ESTRUCTURAS ESFERULITICAS .

- A. Pitchstone esferulítica, Drapuhildarfjäll, Islandia. Principalmente microlitos feldespáticos radiales. A la derecha hay una pequeña esferulita radial concéntrica. Hay un parche de arcilla intersticial que resulta de la alteración del vidrio. Luz polarizada. X 20.
- B. Pitchstone esferulítica. Costa de Corriegilla, Arran. Tomado de Teall, Petrografía Británica, 1888. Presenta esferulitas encerradas en celdas poligonales. Parche intersticial de vidrio con esferulitas pequeñas. X 20.
- C. Variolita, borde de un dique de toleita, Dippin, Arran. Presenta esferulitas irregulares en forma de haz de plagioclasa, con unos cuantos microfenocristales de labradorita y augita. X 20.

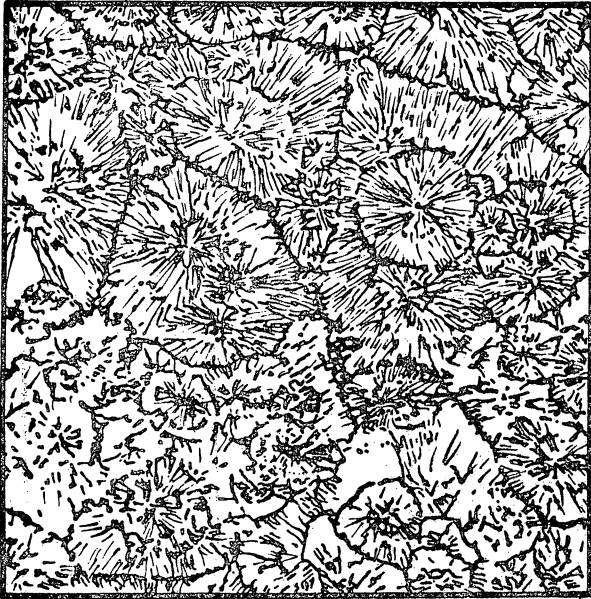


Fig. IV-27 (d). Estructura esferulítica (X 25).

Lusclade, cuenca de la Bourboule (Puy de Dome)
 La roca está casi totalmente formada por esferulitas apretadas unas con otras. Las esferulitas están formadas por fibras de cuarzo y feldespatho. Representan el producto de la cristalización tardía de un vidrio, por la influencia del peso de fumarolas.



Fig. IV-27 (e) Basalto variolítico, cuenca de Rhobell Fawr, Merionethshire. Series de microfenocristales esqueléticos de plagioclasa en una mesostasis variolítica de feldspate y augite. En la parte inferior del campo se presentan pequeñas vesículas.

Fig. IV-27 (f). Estructura hialino vacuolar. (Estructura de piedra pómez). (X 40). Saillies (Puy-de-Dome). Riolita pumítica. Innumerables vacuolas se localizan en la masa de la roca vítrea.

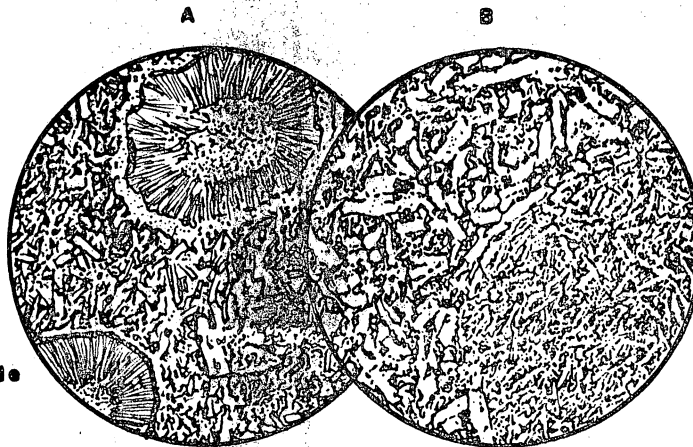
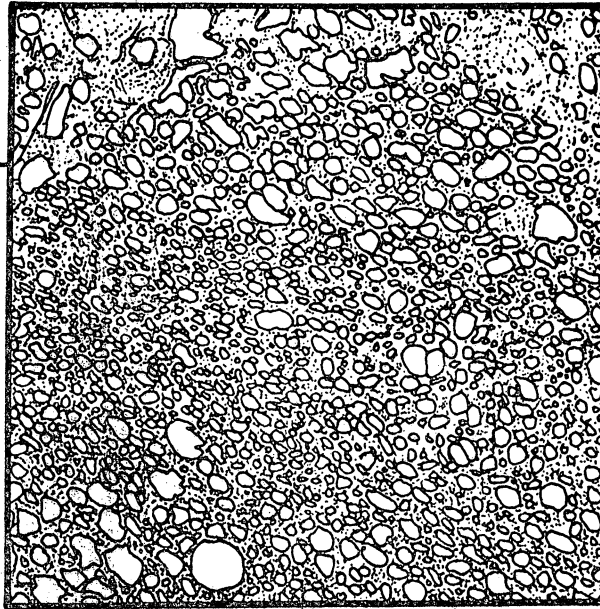


Fig. IV-27(g). Andesita de oigita vesicular; X 20.

- A. Stockdale, Westmorland: observese la estructura amigdaloidal; las vesículas están ocupadas principalmente por clorita de color verde pálido.
- B. Papadil Isla de Rum. observese parte de una gran vesicula rellena por la exudacion del magma residual, representada especialmente por cristallitos de feldespatos con algo de magnetita.



Fig. IV-27 (h). Basalto amigdaloidal, Butaure Tiroi.

Las amigdalas son de formas menos regular que lo normal y están rellenas por varios minerales depositados en secuencia zonal. En la gran amigdale central, la capa externa está formada por calcita y hacia el interior por clorita y calcedonia lo que muestra estructura de ágata.

a las esferulitas.

En los casos de desvitrificación por envejecimiento, la materia vítrea es reemplazada por un agregado criptocristalino de cuarzo y feldespatos, generalmente coloreado de rojo por la hematita y de verde por la clorita.

REFERENCIAS

1. Barker, D.S. (1983) Igneous Rocks. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 417 p.
2. Buddington, A.F. (1959). Granite emplacement with special reference to North America. Geol. Soc. America Bull., v. 70, p. 671-747.
3. Finch, R.H. (1933) Block lava. Journ. Geol., v.41, p. 769-70.
4. Fritsch, K. y W. Reiss (1868) Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Wurster und Co., Winterhur, 496 p.
5. Mac Donald, G.A. (1953) Pahoehoe, aa, and block lava. Amer. Journ. Sci., v.251, p. 169-191.
6. Mac Donald, G.A. (1967). Forms and structures of extrusive basalt rocks. In Basalts. Hess, H.H. y A. Poldervaart ed. Wiley-Interscience, N. York, v.1 p.1-61.
7. Mac Donald, G.A. (1972) Volcanoes. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
8. Menard, H.W. (1964). Marine geology of the Pacific. McGraw Hill, N. York, 271 p.
9. Ollier, C.D. (1969) Volcanoes. The MIT Press, Cambridge, Mass. 177 p.
10. Peterson, D.W. y R.I. Tilling (1980). Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii. Journ. Volcanol. and Geothermal Research., v. 7, p. 271-293.
11. Rittmann, A. (1963) Les Volcans et leur activité. Masson et Cie., Paris, 461 p.

12. Ross, C.S. y R.L. Smith (1961). Ash-flow tuffs; Their origin, geologic relations and identification. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 366, 81 p.
13. Smith, R. L. (1960). Ash-flows. Geol. Soc. America Bull., v. 71, p. 795-842.
14. Thorarinsson, S. (1951). Laxárgljúfur and Laxárhraun, a tephrochronological study. Mus. Nat. Hist., Reykjavik, Misc. Papers, v. 2, 88 p.
15. Tyrrell, G.W. (1926), 1956). The principles of Petrology. Methuen & Co. Londres, 349 p.

CAPITULO V

CLASIFICACION DE LAS ROCAS IGNEAS

1. PROBLEMAS DE CLASIFICACION

Una clasificación es el proceso de agrupamiento de conjuntos en clases o tipos que poseen características comunes o analogías; es un método que introduce orden y simplicidad en la complejidad de la Naturaleza.

El valor de una clasificación dependerá de su naturaleza fiel o artificial. Una clasificación será fiel si la selección de caracteres pone en evidencia conjuntos o entidades naturales preexistentes al análisis clasificador. La clasificación será artificial si no responde a ese criterio de realidad.

Lacroix (1933) señalaba que todas las divisiones imaginables y que han sido imaginadas en las clasificaciones son discontinuidades introducidas por comodidad o necesidad en conjuntos continuos. En consecuencia, todas las clasificaciones son artificiales en mayor o menor grado.

Sin embargo, si el conjunto es discontinuo, es decir, si posee límites definidos de clase, la clasificación tiene más posibilidades de ser fiel; es el caso, por ejemplo, de la sistemática animal o vegetal en la que la noción de "especie" implica una discontinuidad, verificada por la esterilidad de los cruzamientos entre dos especies diferentes. Por el contrario, si el conjunto es continuo, la clasificación debe definir divisiones convencionales y, por tanto, artificiales.

En biología, pues, la muy exitosa y conocida clasificación de las plantas y animales se apoya en una base genética. En Geología también se emplean a veces las clasificaciones genéticas, pero se deben evitar mientras no exista la suficiente seguridad acerca del origen de muchas rocas. Para tratar de impedir este estado de cosas las clasificaciones de deben basar,

hasta donde sea posible, en datos que se conocen o se piensa que se conocen, basándose en observaciones reales más que en deducciones.

La clasificación de las rocas no es, por supuesto, natural por que introduce divisiones arbitrarias en un conjunto continuo. Así, la noción de "forma de transición" es común en Petrografía, pues entre dos tipos extremos de rocas pueden existir todas las formas intermediarias posibles.

En la clasificación de las rocas se han considerado diferentes criterios, siendo los más importantes los caracteres observables en el terreno, la composición química y el contenido mineralógico.

2. CLASIFICACION BASADA EN CRITERIOS OBSERVABLES EN EL TERRENO

Una de las primeras clasificaciones de este tipo y que se ha conservado hasta la fecha es la de Rosenbush, modificada por Geikie, que data de fines del Siglo XIX. Dichos autores observaron que las rocas ofrecen caracteres diferentes según sea su profundidad de generación, y para el caso de las rocas ígneas consideraron tres tipos:

- Rocas profundas o abisales, denominadas también intrusivas o plutónicas, en las que la textura es holocristalina, es decir totalmente cristalizada y más o menos equigranular.
- Rocas de profundidad media o hipabisales, cuya textura es por lo general también holocristalina, pero en donde coexisten dos períodos de cristalización: el primero, con cristales de gran tamaño o "fenocristales" y el segundo con cristales más pequeños; tal textura se denomina "porfirítica" o "porfídica". En este grupo de rocas se deben distinguir aquéllas relacionadas a procesos plutónicos de las relacionadas a procesos volcánicos.
- Rocas extrusivas, efusivas o volcánicas, solidificadas bajo condiciones superficiales, en las que se observan cristales y con frecuencia también vidrio, predominando cualquiera de

ellos; en realidad existen muchas transiciones entre las rocas volcánicas e hipabisales, de modo que la textura no es siempre suficiente para distinguir, por ejemplo, el basalto de una lava o de un dique.

La clasificación que se apoya en criterios observables en el campo es de carácter muy general, si bien es muy importante porque implica caracteres genéticos en los que prácticamente todos los geólogos están de acuerdo. Sin embargo, para subdividirla se requiere acudir a otros criterios, en particular químicos y mineralógicos.

3. CLASIFICACION QUIMICA DE LAS ROCAS

La mineralogía de una roca ígnea es función de su composición química y de las condiciones de temperatura y presión presentes durante su formación. Así un magma de una composición química determinada puede dar lugar a diversas variedades texturales como obsidiana, riolita felsofírica, riolita porfídica, pórfido riolítico, aplita, granófono, microgranito, granito y pegmatita granítica, dependiendo de accidentes en la extrusión o intrusión, tamaño del cuerpo ígneo e historia de enfriamiento. Asimismo las relaciones genéticas entre rocas ígneas de diferentes composiciones dentro de una misma provincia petrográfica (es decir aquellas emplazadas en la misma región más o menos durante el mismo intervalo de tiempo) pueden ser el resultado de procesos físico-químicos tales como la diferenciación, asimilación o hibridización, lo que resulta en tendencias de variación definidas en la composición del magma. Esta es la razón por la cual se han propuesto clasificaciones basadas en la composición química de las rocas.

En consecuencia, la clasificación química de las rocas tiene como objetivo principal el señalamiento de relaciones magmáticas y la explicación de la presencia o ausencia de determinados minerales en rocas que pertenecen a una provincia petrográfica dada. Asimismo, al aplicarla a estudios regionales se pueden delimitar diversas provincias petrográficas.

Este tipo de clasificación se basa, por supuesto, en la composición obtenida del análisis químico global de cada roca, expresada en porcentaje en peso de los óxidos de los elementos mayores (por lo general una docena, incluyendo el agua). De ahí resultó un primer problema: Si bien a una cierta asociación mineralógica corresponde una sola composición química, la recíproca no es cierta, es decir a una composición química dada pueden corresponder varias asociaciones mineralógicas. Para resolver dicho problema se crearon los concepto de "modo" y "norma".

Por "modo" o "composición modal" se entiende la asociación mineralógica especial de una roca dada, mientras que la "norma" o "composición virtual" es un cálculo realizado a partir del análisis químico, siguiendo reglas fijas sin permitir iniciativa alguna al petrógrafo, mediante el cual se obtienen ciertos minerales virtuales, normativos o patrones, que no son necesariamente los de las rocas. Esto se hace debido a que al hacer comparaciones entre diversas rocas es más sencillo utilizar esos minerales virtuales que los óxidos de los cuales se obtuvieron.

En el primer volumen de la obra monumental de Johannsen (1931-1939) se explican las más importantes de esas clasificaciones. De ellas sólo se estudiará la clasificación C.I.P.W. no tanto porque se use actualmente, ya que es bastante engorrosa, sino porque la norma C.I.P.W. de la que parte, es de gran utilidad y se emplea cada vez con mayor profusión.

So
gra
/

* a) Método C.I.P.W.

Este método, denominado así por las iniciales de sus autores, los petrógrafos estadounidenses Cross, Iddings, Pirsson y Washington, data de 1902. Consiste en construir, a partir de los resultados del análisis químico de una roca dada, una norma que reposa en la constitución de ciertos minerales patrones, obteniéndose de esta manera una composición en peso de tales minerales, a la que se denomina "composición virtual".

Este método se emplea fundamentalmente en rocas volcánicas.

Los minerales normativos, simples y anhidros, son de una parte minerales que se encuentran realmente en las rocas ígneas, como el cuarzo y la ortoclasa y por otra parte, minerales que no existen en las rocas, como la kaliofilita; además, algunos minerales comunes como la augita, hornblenda y micas, han sido excluidos de la lista debido a su composición compleja.

Los minerales normativos se dividen en dos grupos: Minerales ligeros y claros, que constituyen el grupo sálico, y minerales pesados y oscuros que forman el grupo fémico. La lista de ellos se ilustra en la Tabla V-1.

El cálculo de la norma se efectúa siguiendo un método riguroso que preve todos los casos posibles y que no autoriza iniciativa alguna al petrógrafo que la realiza. De hecho, en la actualidad el cálculo lo lleva a cabo una computadora, siendo costumbre de la mayoría de los laboratorios acompañarlo a los análisis químicos.

El primer paso consiste en transformar los porcentajes en peso de los óxidos, dados por el análisis químico, en porcentajes moleculares (números moleculares o milimoléculas) los cuales indican las proporciones moleculares de esos óxidos en la roca; dicha transformación se efectúa dividiendo el porcentaje en peso de cada óxido entre su peso molecular correspondiente.

Después se calculan, en el orden que se indica, las proporciones de los minerales que se enumeran a continuación, no teniendo en cuenta más que las cantidades de bases presentes, dejando para más tarde el cálculo de la sílice en aquellos minerales que la contienen. Tales minerales son: apatita, ilmenita, ortoclasa, albita, anortita, magnetita, hematita, wollastonita, enstatita y ferrosilita. Si hay exceso en sosa, se forma además la aegirina y en casos extremos, lo que es raro, el metasilicato de sodio.

A continuación se reparte la sílice efectivamente presente en los minerales que la contienen. Se pueden presentar tres casos:

TABLA V-I
MOLECULAS DE MINERALES NORMATIVOS

A-Grupo Sáfico

MINERAL	SIMBOLO	FORMULA	PFSO MOLECULAR
Cuarzo	q	SiO ₂	60
Corindón	c	Al ₂ O ₃	102
Zircón	z	ZrO ₂ .SiO ₂	183
Ortoclasa	or	K ₂ O. Al ₂ O ₃ .6SiO ₂	556
Albita	ab	Na ₂ O.Al ₂ O ₃ .6SiO ₂	524
Anortita	an	CaO.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂	278
Leucita	lc	K ₂ O. Al ₂ O ₃ .4SiO ₂	436
Nefelina	ne	Na ₂ O.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂	284
Kaliofilita	kp	K ₂ O.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂	316
Halita	hl	NaCl	58
Tenardita	th	Na ₂ O.SO ₃	142
Carbonato de Sodio	nc	Na ₂ O.CO ₃	106

B- Grupo Fémico

Acmita	ac	Na ₂ O.Fe ₂ O ₃ .4SiO ₂	462	
Metasilicato de Sodio	ns	Na ₂ O.SiO ₂	122	
Metasilicato de Potasio	ks	K ₂ O.SiO ₂	154	
Diópsido	di	CaO.(Mg,Fe)0.2SiO ₂	*	
Wollastonita	wo	CaO.SiO ₂	116	
Hiperstena	hy	(Mg,Fe)0.SiO ₂	**	
Olivino	ol	2(Mg,Fe)0.SiO ₂	***	
Ortosilicato de calcio	cs	2CaO.SiO ₂	172	
Magnetita	mt	FeO.Fe ₂ O ₃	232	
Cromita	cm	FeO.Cr ₂ O ₃	224	
Hematita	hm	Fe ₂ O ₃	160	
Ilmenita	il	FeO.TiO ₂	152	
Titanita	tn	CaO.TiO ₂ .SiO ₂	196	
Perovskita	pf	CaO.TiO ₂	136	
Rutilo	ru	TiO ₂	80	
Apatita	ap	3(3CaO.P ₂ O ₅).CaF ₂	336	
Fluorita	fr	CaF ₂	78	
Pirita	pr	FeS ₂	120	
Calcita	cc	CaO.CO ₂	100	
	Wollastonita	wo	CaO.SiO ₂	116
(*) Diópsido	Enstatita	en	MgO.SiO ₂	100
	Ferrosilita	fs	FeO.SiO ₂	132
	Enstatita	en	MgO.SiO ₂	100
(**) Hiperstena	Ferrosilita	fs	FeO.SiO ₂	132
	Forsterita	Fo	2MgO.SiO ₂	140
(***) Olivino	Fayalita	Fa	2FeO.SiO ₂	204

- 1) La sílice se encuentra rigurosamente saturada, y en ese caso, se termina el cálculo.
- 2) La sílice se encuentra en exceso, exceso que se contabiliza como cuarzo.
- 3) Existe un déficit de sílice. En ese caso se tienen que efectuar los cálculos y modificaciones siguientes:

Después de deducir las cantidades necesarias de FeO y MgO para formar diópsido con la cal no feldespatizable, se transforma una parte conveniente de la hiperstena restante en olivino, procurando conservar siempre la proporción inicial de MgO en relación al FeO y sabiendo que la hiperstena es un miembro intermedio de la serie enstatita-ferrosilita, mientras que el olivino lo es de la serie forsterita-fayalita.

Si el déficit en sílice no se elimina por completo después de esta operación se transforma una parte de la albita a nefelina y si continúa el déficit, parte de la ortoclasa a leucita.

En ciertos casos excepcionales, en donde subsiste el déficit en sílice, se forma monticellita a partir de la wollastonita y kaliofilita a partir de la leucita.

Si por otro lado existe un exceso de alúmina después de realizar estos cálculos, se le emplea para formar el corindón.

Una vez terminado el cálculo, siguiendo cualquiera de las tres posibilidades indicadas, se transforman las proporciones moleculares de los minerales en porcentajes en peso, multiplicándolas por el peso molecular propio a cada mineral.

Lo que precede es un resumen del método C.I.P.W. El cálculo paso por paso se puede consultar en el primer volumen del Johansson (op.cit.) o en obras más recientes como el Hughes (1982) o el Barker (1983).

El método se ilustra con dos ejemplares, uno de una roca sobresaturada (Tabla V-2) y otro de una roca subsaturada (Tabla V-3).

A partir del cálculo de la norma se procedía a la clasificación

TABLA V-2

GRANITO DE SHNEELOCH, HARZ, ALEMANIA
(Pag.93 del Johannsen, 1938)

OXIDO	% PESO	PESO MO LÉCULAR	NUM. MOL.	(1) ap	(2) or	(3) ab	(4) an	(5) c	(6) mt	(7) hy	(8) q
SiO ₂	72.67	60	1.211		0.366	0.300	0.036			0.021	0.488
Al ₂ O ₃	13.44	102	0.132		0.061	0.050	0.018	0.003			
Fe ₂ O ₃	1.06	160	0.007						0.007		
FeO	1.56	72	0.022						0.007	0.015	
MnO	--	71	--								
MgO	00.23	40	0.006							0.006	
CaO	1.15	56	0.021	0.003			0.018				
Na ₂ O	3.08	62	0.050			0.050					
K ₂ O	5.75	94	0.061		0.061						
H ₂ O	0.88	-	-								
P ₂ O ₅	0.12	142	0.001	0.001							
SO ₃	0.26	80	0.003								
TOTAL	100.20										
Proporciones moleculares				0.001	0.061	0.050	0.018	0.003	0.007	en=0.006 fs=0.015	0.488
Peso Molecular				336	556	524	278	102	232	en=100 fs=132	60
Porcentajes normativos(*)				0.34	33.92	26.20	5.00	0.31	1.62	2.58(**)	29.28

(*) Los porcentajes normativos se determinan multiplicando las proporciones moleculares por el peso molecular correspondiente

(**) la hiperstena se calcula en función del contenido en los términos extremos de que está constituida, o sean enstatita y ferrosilita. En el caso del ejemplo:

$$\begin{aligned} 0.006 \text{ en} \times 100 &= 0.60 \\ 0.015 \text{ fs} \times 132 &= 1.98 \\ \hline &2.58 \end{aligned}$$

Resumen de las operaciones realizadas

- (1) ap = P₂O₅ + 3CaO
 (2) or = K₂O + Al₂O₃ + 6SiO₂
 (3) ab = Na₂O + Al₂O₃ + 6SiO₂
 (4) an = CaO + Al₂O₃ + 2SiO₂
 (5) c = Al₂O₃ restante
 (6) mt = Fe₂O₃ + FeO
 (7) hy = (MgO + FeO) + SiO₂
 (8) q = SiO₂

Suma de porcentajes normativos:

Sálicos:	94.71
Fémicos:	4.54
Agua	<u>0.88</u>
TOTAL:	100.13

NOTA: Ejemplo tomado de la página 93 del volumen 1 del libro "Petrography of the Igneous Rocks" de A. Johannsen (1938). Para seguir rigurosamente los cálculos, se deben consultar las páginas 89 a 92 de ese libro, sin omitir renglón alguno.

TABLA V-3
 NORITA DE ELIZABETHTOWN, ESSEX COUNTY, NUEVA YORK
 (Pág. 94 del Johanssen, 1938)

PASO DEL CALCULO (PAGS. 89-91)				2	3a	3d	3f	4a	4c	4d	5c	6	7a	7c	8a	8c	8e	8e
Oxido	% PESO	PESO MOLECULAR	NUM. MOLECULAR		ap	pr	il	or	ab prov.	an	mt	resi duo	di	Hy Prov.	Deficit SiO ₂	ol	ab	ne
SiO ₂	46.74	60	0.779					0.054	0.366	0.186			0.110	0.201	-0.177	0.101	0.3090	0.0190
Al ₂ O ₃	16.63	102	0.163					0.009	0.061	0.093							0.0515	0.0095
Fe ₂ O ₃	2.17	160	0.014								0.014							
FeO	10.60	72	0.147	0.151		0.001	0.032				0.014		0.022	0.082		0.082		
MgO	6.11	40	0.153									0.104	0.033	0.120		0.120		
CaO	8.66	56	0.154		0.006					0.093		0.055	0.055				0.0515	0.0095
Na ₂ O	3.81	62	0.061						0.061									
K ₂ O	0.86	94	0.009					0.009										
H ₂ O+	0.73	18	-															
H ₂ O-	0.12	18	-															
TiO ₂	2.54	80	0.032				0.032											
P ₂ O ₅	0.33	142	0.002		0.002													
MnO	0.26	71	0.004															
CO ₂	0.07	22	-															
S	0.11	32	0.003				0.003											
NiO	0.05	75	-															
TOTAL	99.77																	
PROPORCIONES MOLECULARES					0.002	0.003	0.032	0.009	-	0.093	0.014	-	wo=0.055 en=0.033 fs=0.022	-	-	fo=0.120 fa=0.082	0.0515	0.0095
PESO MOLECULAR					336	120	152	556	-	278	232	-	wo= 116 en= 100 fs= 132	-	-	fo= 140 fa= 204	524	284
PORCENTAJES NORMATIVOS					0.672	0.360	4.864	5.004	-	25.854	3.248	-	12.580	-	-	16.764	26.986	2.698

NOTA.- Obsérvese que en el paso 8a se obtiene un déficit en sílice. En consecuencia, la hiperstena provisional se transforma en olivino (paso 8c) y la albita provisional a albita y nefelina, de acuerdo con las fórmulas del paso 8e, en donde:

$$S = \text{SiO}_2 \text{ disponible} = 0.779 - (0.054 + 0.186 + 0.110 + 0.101) = 0.328$$

$$N = \text{Na}_2\text{O disponible} = 0.061$$

$$X = \text{Número de moléculas de albita} = \frac{S-2N}{4} = \frac{0.328-0.122}{4} = 0.0515$$

$$Y = \text{Número de moléculas de nefelina} = \frac{N-X}{4} = \frac{0.061-0.0515}{4} = 0.0095$$

El diópsido, CaO (Mg,Fe) 0.2SiO₂ se calcula como sigue:

$$\begin{aligned} wo &= 0.055 \times 116 = 6.38 \\ en &= 0.033 \times 100 = 3.30 \\ fs &= 0.022 \times 132 = 2.90 \\ &\quad \underline{12.58} \end{aligned}$$

porque: 0.257 - 0.055
0.153 - en
y 0.257 - 0.055
0.104 - fs

y el olivino, (Mg,Fe)0.1/2 SiO₂

$$fo = \frac{0.120}{2} \times 140 = 8.400$$

$$fa = \frac{0.082}{2} \times 204 = 8.364$$

16.764

Suma de porcentajes normativos:

Sálicos:	60.542
Félicos:	38.488
Agua:	<u>0.850</u>

TOTAL 99.880

ción C.I.P.W., agrupando las rocas en función de cuatro parámetros: p (clase), q (orden), r (rango) y s (subrango), en donde:

CLASE	$p = \frac{\text{Sálicos}}{\text{Fémicos}}$	en % en peso
ORDEN	$q = \frac{\text{Cuarzo}}{\text{Feldespatos}} \quad \text{o} \quad \frac{\text{Feldespatoides}}{\text{feldespatos}}$	en % en peso
RANGO	$r = \frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{CaO}}$ Para las clases I,II y III o bien	en números - moleculares
	$r = \frac{\text{MgO} + \text{FeO}-\text{Na}_2\text{O}^*}{\text{CaO}^*}$ Para las clases IV y V (*) fémicos	
SUBRANGO	$s = \frac{\text{K}_2\text{O}^{**}}{\text{Na}_2\text{O}^{**}}$ Para las clases I,II y III (**) Sálicos o bien	en números moleculares
	$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}+\text{Na}_2\text{O}^*}$ (*) Para las clases IV y V	

CLASE I:	$p > 7$	ORDEN 1:	$q > 7$	} CON CUARZO
CLASE II:	$7 > p > 1.667$	ORDEN 2:	$7 > q > 1.667$	
CLASE III:	$1.667 > p > 0.60$	ORDEN 3:	$1.667 > q > 0.60$	
CLASE IV:	$0.60 > p > 0.143$	ORDEN 4:	$0.60 > q > 0.143$	} SIN CUARZO NI FELDESPATOIDES
CLASE V:	$p < 0.143$	ORDEN 5:	$q < 0.143$	
		ORDEN 6:	$0.60 > q > 0.143$	} CON FELDESPA TOIDES
		ORDEN 7:	$1.667 > q > 0.143$	
		ORDEN 8:	$7 > q > 0.60$	
		ORDEN 9:	$q > 7$	

Para rangos y subrangos se emplean los mismos límites que para las clases, sólo que utilizando números arábigos.

En el ejemplo de la Tabla V-2:

$$p = \frac{94.71}{4.51} = 21 \quad \text{Clase I}$$

$$q = \frac{29.28}{65.12} = 0.4 \quad \text{Orden 4}$$

$$r = \frac{0,061 + 0,050}{0,018} = 6,2$$

Rango 2

$$s = \frac{0,061}{0,050} = 1,2$$

Subrango 3

4. CLASIFICACION MINERALOGICA DE LAS ROCAS

Las rocas ígneas contienen sólo una docena de minerales esencia les, como el cuarzo, feldespatos, feldespatoides, micas, anfíbo les, piroxenos y olivino, los cuales pueden estar asociados en todas proporciones y en combinaciones diversas.

Por esta razón se han ideado clasificaciones mineralógicas cua litativas, en las que se consideran únicamente la presencia o ausencia de ciertos minerales considerados característicos. En las clasificaciones mineralógicas cuantitativas, en cambio, in tervienen los porcentajes de esos minerales, medidos con aparatos como el contador de puntos o la platina integratriz, que se acoplan al microscopio petrográfico normal.

Por lo general, las clasificaciones mineralógicas se basan en una o más variables importantes, a saber:

- Porcentaje y tipo de feldespatos
- Presencia o ausencia de cuarzo, feldespatoides y olivino
- Porcentaje y tipo de minerales oscuros
- Tamaño del grano y textura

Algunas de estas variables no son independientes unas de otras, es decir están relacionadas entre sí. Por ejemplo, un incre mento en el contenido en anortita de la plagioclasa se correla ciona con un aumento en ferromagnesianos como la hornblenda y piroxenos y con una disminución del porcentaje de cuarzo y fel despato alcalino. La presencia de cuarzo se correlaciona casi siempre con una ausencia de feldespatoides y olivino.

Los minerales esenciales para nombrar a la roca caen en dos grupos: (1) aquéllos que forman el nombre específico de la roca (tales como cuarzo, ortoclasa y plagioclasa en un granito)

y (2) aquéllos que son lo suficientemente importantes para indicar la variedad de esa roca (tales como la biotita y en menor cantidad la hornblenda en un granito de biotita y hornblenda); estos minerales variables se emplean como modificadores del nombre específico, poniéndose en primer lugar el más abundante. Otros minerales menos abundantes, formados también por cristalización primaria se llaman accesorios (como la esfena, magnetita y apatita)*. Los minerales formados por alteración posterior (como la clorita que se desarrolla a partir de la biotita y hornblenda) y aquéllos introducidos en fisuras o cavidades (como la calcedonia, calcita y zeolita) se denominan secundarios.

En la actualidad se emplean diferentes clasificaciones mineralógicas: la mayoría tienen mucho en común, pues utilizan criterios y límites similares en la nomenclatura de las rocas. Un ejemplo de ellas es la denominada "clasificación químico-mineralógica" de Lacroix, basada en la norma C.I.P.W., muy utilizada en Francia.

a) Clasificación de Lacroix (1933)

En esta clasificación se distinguen dos grandes divisiones de acuerdo con el contenido relativo en sílice de las rocas, la primera de ellas, a su vez, con tres subdivisiones, a saber:

DIVISION I: ROCAS FELDESPATICAS: Q = 2 a 7

Subdivisión 1: Rocas sobresaturadas, (con cuarzo primario abundante) Q = 2 a 4

Subdivisión 2: Rocas saturadas sin cuarzo ni feldespatoïdes Q = 5

Subdivisión 3: Rocas subsaturadas, (con feldespatoïdes) Q = 6 a 7

DIVISION II: ROCAS FELDESPATOÏDICAS: Q = 8 a 9

*Es también práctica común considerar a todos los minerales primarios que no dan nombre a la roca como accesorios y aquéllos como esenciales.

Cada uno de los grupos anteriores se divide en varias familias, de acuerdo con la naturaleza de los feldespatos o feldespatoides. Así en la división 1 se tiene:

FAMILIA ALCALINA, con feldespatos potásicos o sódicos
o ambos a la vez R = 1

FAMILIA CALCOALCALINA, con feldespatos alcalinos y --
plagioclasas R = 2 a 3

FAMILIA CALCOSODICA, con plagioclasas únicamente R = 2 a 5
S = 2 a 5

Las dos primeras se subdividen a su vez en:

FAMILIA ALCALINA Subfamilia potásica (Or > Ab) S = 1 a 2
Subfamilia sódico-potásica (Ab = Or) S = 3
Subfamilia sódica (Or < Ab) S = 4 a 5

FAMILIA CALCOALCALINA Subfamilia potásica (Or > Pla) R = 2 a 3 S = 2
Subfamilia Monzonítica (Or = Pla) R = 3 S = 3
Subfamilia granodiorítica (Or < Pla) R = 3 S = 4

La familia calcosódica, puede subdividirse en subfamilia oligoandesínica y Labradorita-anortítica.

En cuanto a la división II comprende dos familias:

FAMILIA POTASICA (CON LEUCITA) R = 1 a 3 S = 2

FAMILIA SODICA (CON NEFELINA) R = 1 a 3 S = 4 a 5

Posteriormente se definen los grupos, teniendo en cuenta la proporción de minerales sálicos y fémicos, los cuales son los siguientes:

GRUPO HOLOLEUCOCRATICO	0 a 5% de Fémicos
GRUPO LEUCOCRATICO	5 a 35% " "
GRUPO MESOCRATICO	35 a 65% " "
GRUPO MELANOCRATICO	65 a 95% " "
GRUPO HOLOMELANOCRATICO	95 a 100% " "

Por último, estando repartidas las rocas en divisiones, familias y grupos, sólo resta considerar su textura; para ello se utilizará la clasificación estructural, según la cual las rocas pueden ser plutónicas, hipabisales y volcánicas.

TABLA V-4

CLASIFICACION DE LAS ROCAS IGNEAS
(Basada en la Clasificación químico-mineralógica de Alfred Lacroix, 1983*)

DIVISIONES Y SUBDIVISIONES		FAMILIAS Y SUBFAMILIAS		TEXTURA FANERITICA	TEXTURA AFANITICA
ROCAS ESENCIALMENTE FELDESPATICAS	SOBRESATURADAS (Con cuarzo -- primario)	ALCALINA (Sólo F. alk) (**)		GRANITO ALCALINO	RIOLITA ALCALINA
		CALCO- ALCALINA (F. alk. y Pla)	F. alk > Pla (***)	GRANITO CALCO-ALCALINO	RIOLITA CALCO-ALCALINA
			F. alk = Pla	ADAMELITA	DFLENITA
		CALCO- SODICA (Sólo Pla)	F. alk < Pla	GRANODTORITA	RIODACITA
	Oligoclasa-Andesina Labradorita - Anortita		TONALITA GABRO DE CUARZO	DACITA SAKALAVITA	
	SATURADAS (Sin cuarzo ni feldespatoides)	ALCALINA (Sólo F. alk)		SIENITA ALCALINA	TRAQUITA ALCALINA
		CALCO- ALCALINA (F. alk. y Pla)	F. alk > Pla	SIENITA CALCO-ALCALINA (PLAUENITA)	TRAQUITA CALCO-ALCALINA
			F. alk = Pla	MONZONITA	LATITA
			F. alk < Pla	MANGERITA	TRAQUIANDESITA
		CALCO- SODICA (Sólo Pla.)	Sin máficos	ANORTOSITA	-
			CON MAFICOS Oligoclasa-andesina Labradorita-Anortita	DIORITA GABRO	ANDESITA BASALTO
	SUBSATURADAS (Con feldespatoi- des)	ALCALINA Y CALCO-ALCALINA (F. alk con o sin Pla.)		SIENITA NEFELINICA	FONOLITA
		CALCO- SODICA (Sólo Pla)	Oligoclasa-andesina	ESSEXITA	TEFRITA
Labradorita-Anortita			THERALITA	BASANITA	
ROCAS ESENCIALMENTE FELDESPATODICAS	POTASICA	LEUCITA	MISSOURITA	LEUCITITA	
	SODICA	NEFELINA	IJOLITA	NEFELINITA	
ROCAS ULTRAMAFICAS o HOLOMELANOCRATICAS	> 50% DE SILICATOS	PIROXENOS O ANFIBOLES OLIVINO	PERKNITAS PERIDOTITAS	AUGITITAS PICRITAS	
	< 50% DE SILICATOS	Fe, Ti, Mg, etc.	MENAS IGNEAS		

(*) A. Lacroix, 1933- Classification des roches éruptives. París (**) F. alk. = Feldespatos alcalinos
(***) Pla = Plagioclasas

La Tabla V-4 es una modificación y simplificación de la clasificación de Lacroix.

b) Clasificación de Streckeisen (1967, 1973)

La clasificación de las rocas ígneas basada en la proporción de sus minerales específicos posee límites definidos de modo arbitrario entre los diferentes tipos. La naturaleza arbitraria de esos límites se ilustra en la Figura V-1 en donde se comparan las definiciones de "granito" para los petrógrafos de Alemania Occidental y la Unión Soviética, observándose que ambos campos ni siquiera se tocan.

En consecuencia, la multiplicidad de las diferentes clasificaciones mineralógicas, tal como las emplean los diferentes autores de los diversos países del mundo, ha dado lugar a numerosos intentos internacionales para establecer una sola clasificación de aceptación mundial. Con tal motivo se creó la "International Union of Geological Sciences Commission of Petrology (IUGS)" encabezada por A.L. Streckeisen, quien compiló numerosos datos sobre la composición modal de las rocas ígneas y realizó una encuesta internacional entre los petrólogos de más renombre. Los resultados (Streckeisen, 1967; IUGS, 1973) constituyen la base de la clasificación que lleva el nombre de este autor.

Streckeisen considera los siguientes criterios para esta clasificación:

1) Las rocas ígneas se deben designar de acuerdo con su composición mineralógica real (modal) dada en porcentaje volumétrico. Sólo cuando la determinación exacta de la composición mineralógica presente dificultades, se requiere del auxilio del análisis químico.

2) Las rocas ígneas, para esta clasificación, incluyen todas aquéllas que tienen un "aspecto ígneo", independientemente de su origen, es decir, se pueden haber formado por cristalización magmática, metamórfica o metasomática.

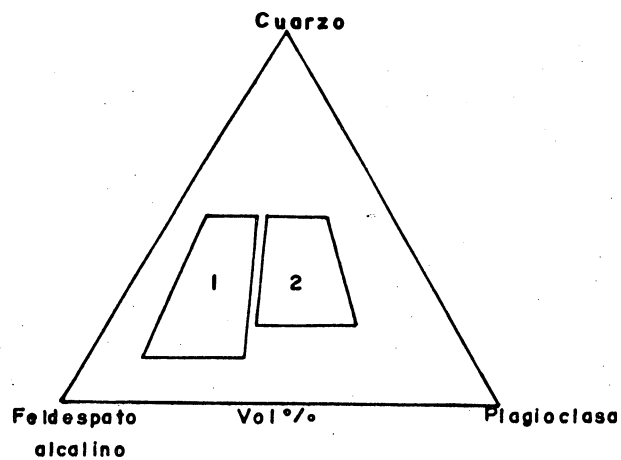


Fig. V - 1 Proporciones modales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa permitidas en las definiciones de "granite normal" empleadas por petrólogos (1) alemanes occidentales y (2) soviéticos. No ha habido un acuerdo entre los petrólogos norteamericanos, de tal forma que su definición cubre ambas áreas y más.

- 3) Los centros de distribución natural de los diferentes grupos caen dentro de los campos de clasificación correspondientes y no en sus límites. Dicho de otra manera los límites deben trazarse en aquellos lugares en donde cae el número mínimo de rocas, para evitar al máximo las indecisiones (Fig.V-2).
- 4) Para evitar confusiones, se debe seguir la tradición histórica hasta donde sea posible.
- 5) Debe ser simple
- 6) Los siguientes minerales y grupos de minerales se consideraran como los más importantes y deben colocarse en los vértices del doble triángulo de clasificación propuesto (Fig.V-3):

Q = Minerales de sílice (cuarzo, tridimita y cristobalita).

A = Feldespatos alcalinos (ortoclasa, microclina, sanidina, anortoclasa, pertita y albita con An_{0-5})

P = Plagioclasas (An_{5-100}) y escapolitas

F = Feldespatoides (leucita, pseudoleucita, nefelina, sodalita, noseana, hauyna, analcima y cancrinita).

Esta clasificación considera solamente aquellas rocas con un contenido en minerales máficos (M) inferior del 90%. Los más importantes son:

M = Micas, anfíboles, piroxenos, olivino, minerales opacos, accesorios, epidota, granates, melilita, monticelita, carbonatos primarios, etc.

Aquellas rocas en las cuales M varía entre 75 y 90% se deben designar como "mafíticas" o se les debe dar nombres compuestos como gabro-peridotita y hornblendita-diorita. Las rocas en donde $M > 90$ se clasifican de acuerdo con sus minerales máficos predominantes, a excepción de las rocas ultramáficas, para las que se construyeron diagramas especiales (Fig. V-4).

En todos los demás casos en donde se usa el doble triángulo no se consideran los componentes máficos y el cálculo de porcentajes se realiza a partir de los componentes félsicos, es decir $Q + A + P = 100$ ó $F + A + P = 100$.

Aunque los diagramas se explican por sí mismos, se deben aclarar

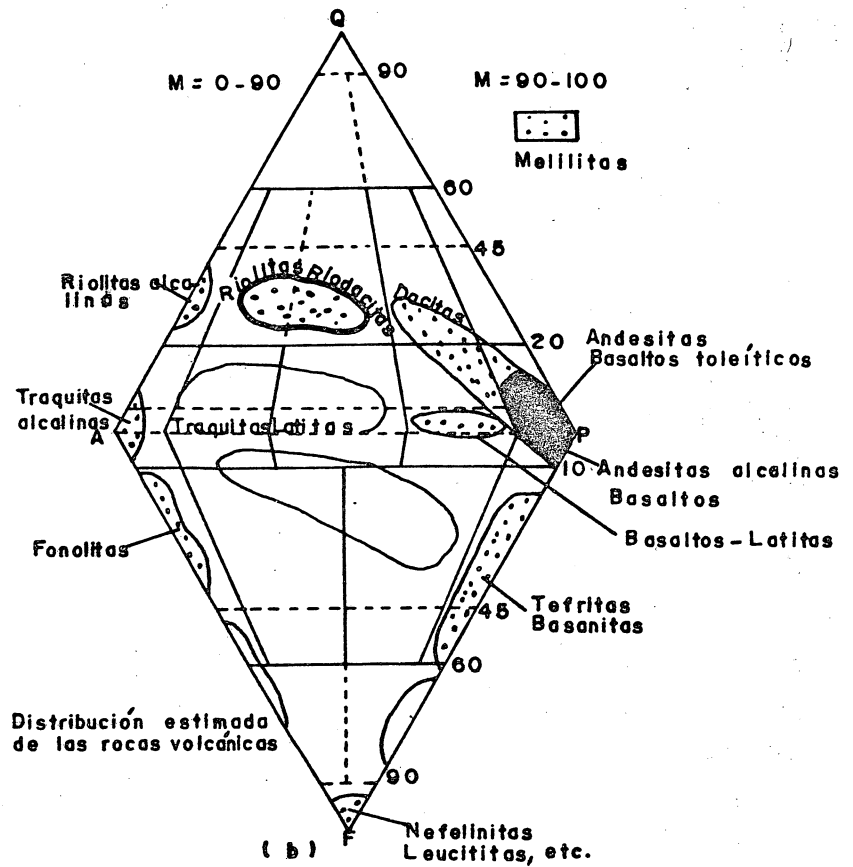
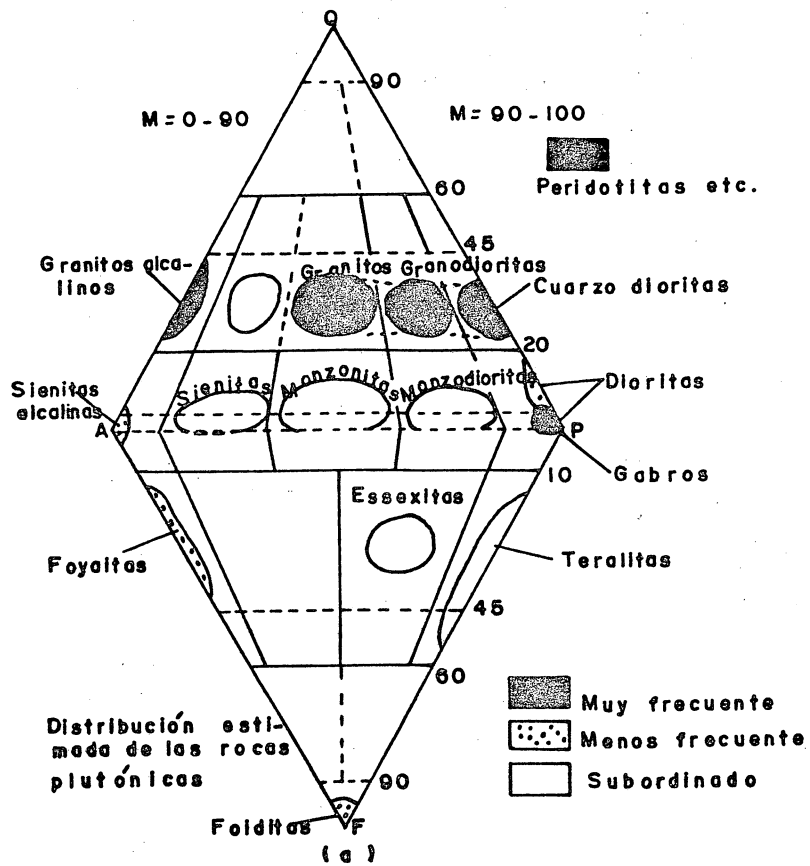


Fig. V-2 Distribución mineralógica estimada de las rocas ígneas. Tomado de Streckeisen (1967, p. 236). Q = minerales de sílice (principalmente cuarzo); A = feldespato alcalino (incluyendo albita An_{0-8}); P = plagioclasa An_{5-100} ; F = feldespatoides; M = minerales máficos. (a) Rocas plutónicas. (b) Rocas volcánicas.

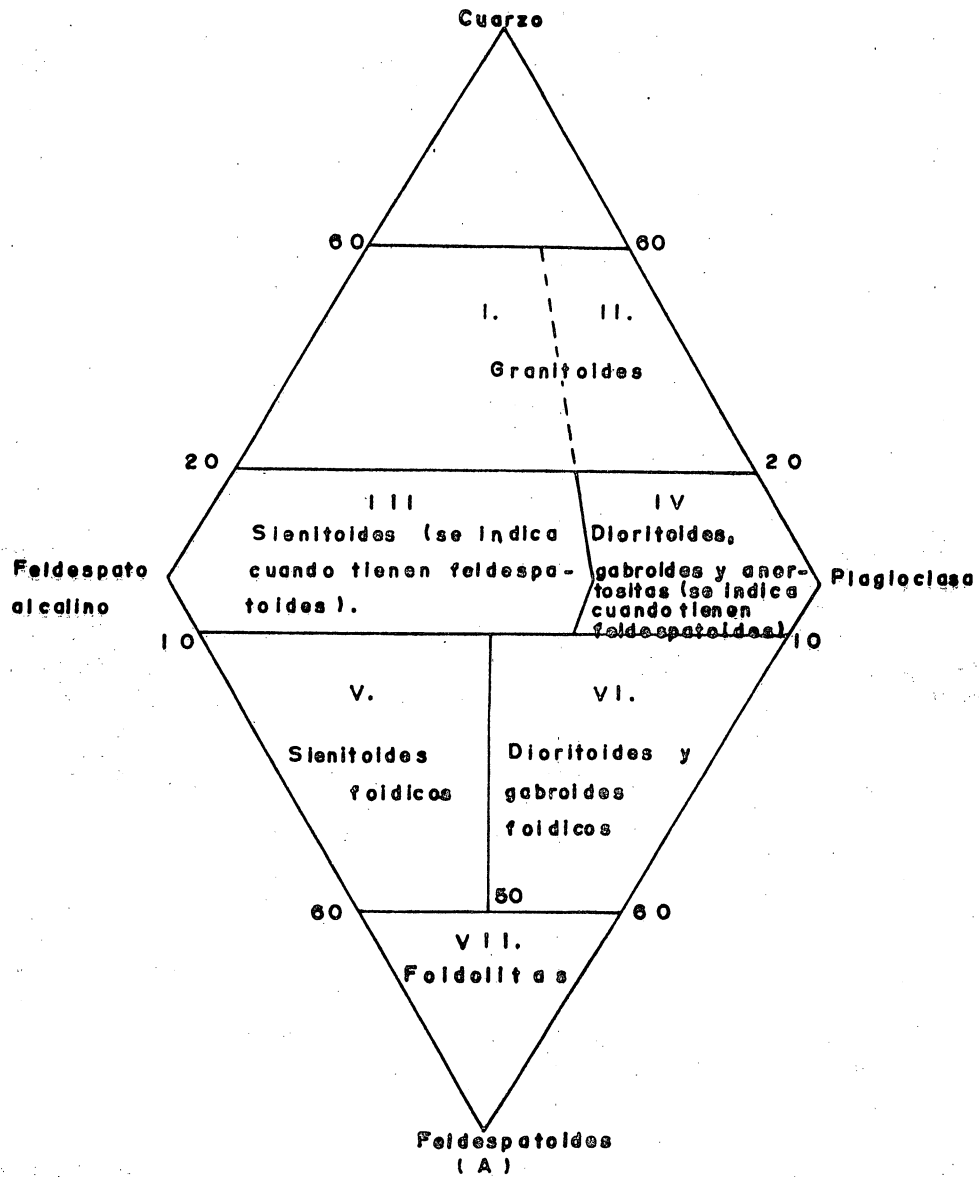


Fig. V-3 (a) Sistema para clasificar las familias de rocas ígneas, (A) Clasificación preliminar; (B) Rocas gabroicas y ultramáficas; (C) Rocas ultramáficas.

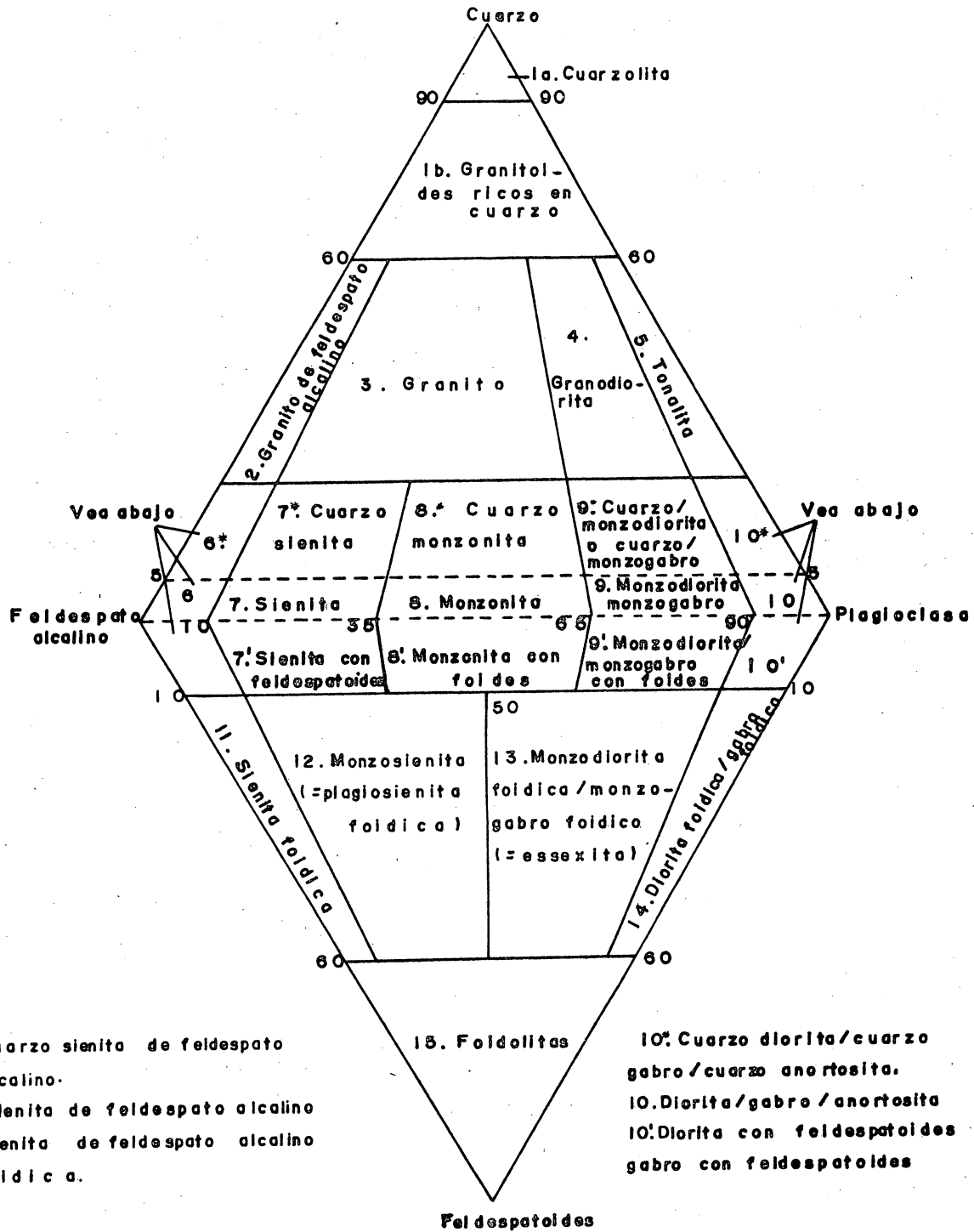
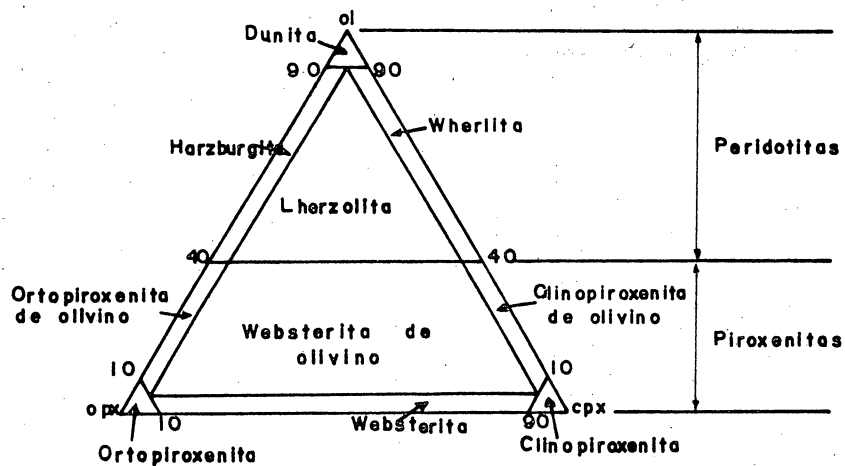
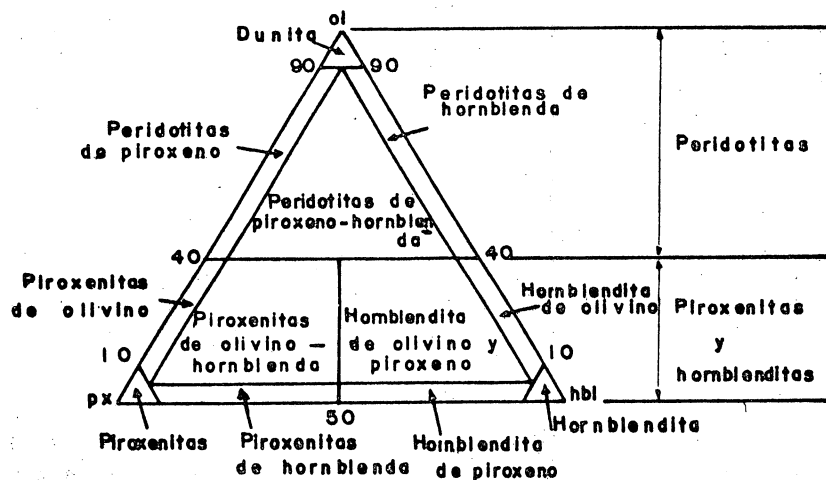


Fig. V-3 (b) Clasificación y nomenclatura generales de las faneritas ígneas.



(a)



(b)

Fig. V-4 Clasificación modal de las rocas ultramáficas, exceptuando aquellas ricas en óxidos opacos, granate, micas o carbonatos: (a) rocas compuestas principalmente por olivino y piroxenos; (b) rocas compuestas principalmente por olivino, piroxenos y anfíboles ("hornblenda").

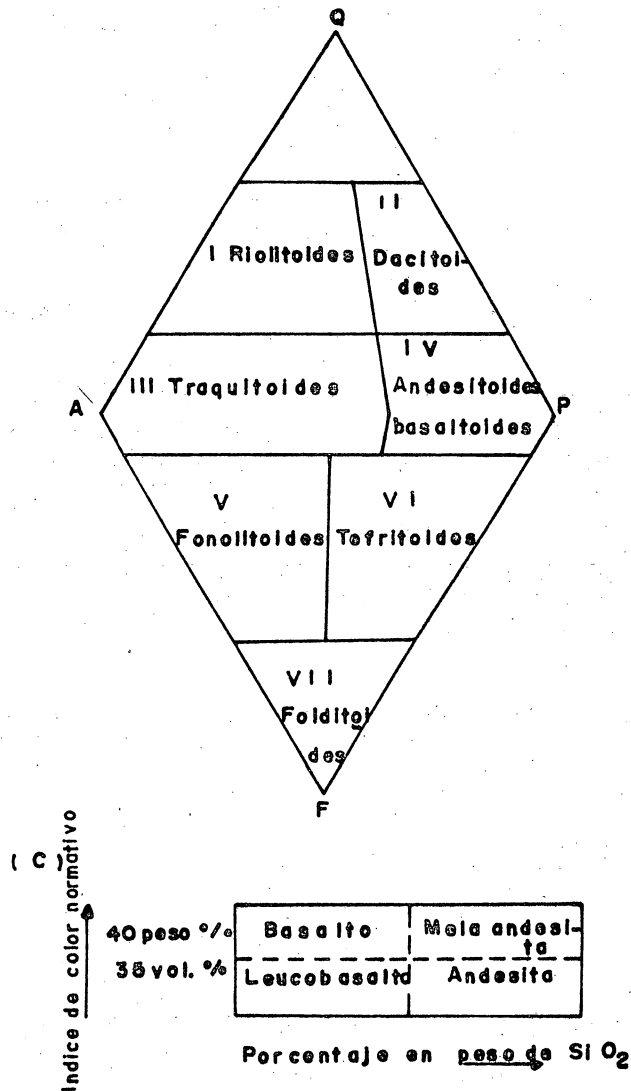


Fig. V - 5 (a).

(A,B) La clasificación de las rocas ígneas volcánicas. Para que una roca ígnea se pueda incluir dentro de los triángulos debe ser afanítica. La roca debe tener al menos 10% de plagioclasa, feldespato alcalino y ya sea cuarzo o feldespatoide (foide). Las cantidades relativas de estos tres minerales se calculan hasta 100% y se grafican dentro del triángulo apropiado. Los términos modificadores adecuados se usan basados en la composición de los minerales máficos o textura característica. En el caso de aquellas rocas cuya matriz es demasiado fina y no se puede determinar, una clasificación tentativa se puede basar en los minerales presentes como fenocristales. (C) Nombres de grupo generalizados (para uso en el campo). (D) La distinción entre basalto y andesita se basa en el índice de color (porcentaje volumétrico de minerales máficos) y contenido de sílice.

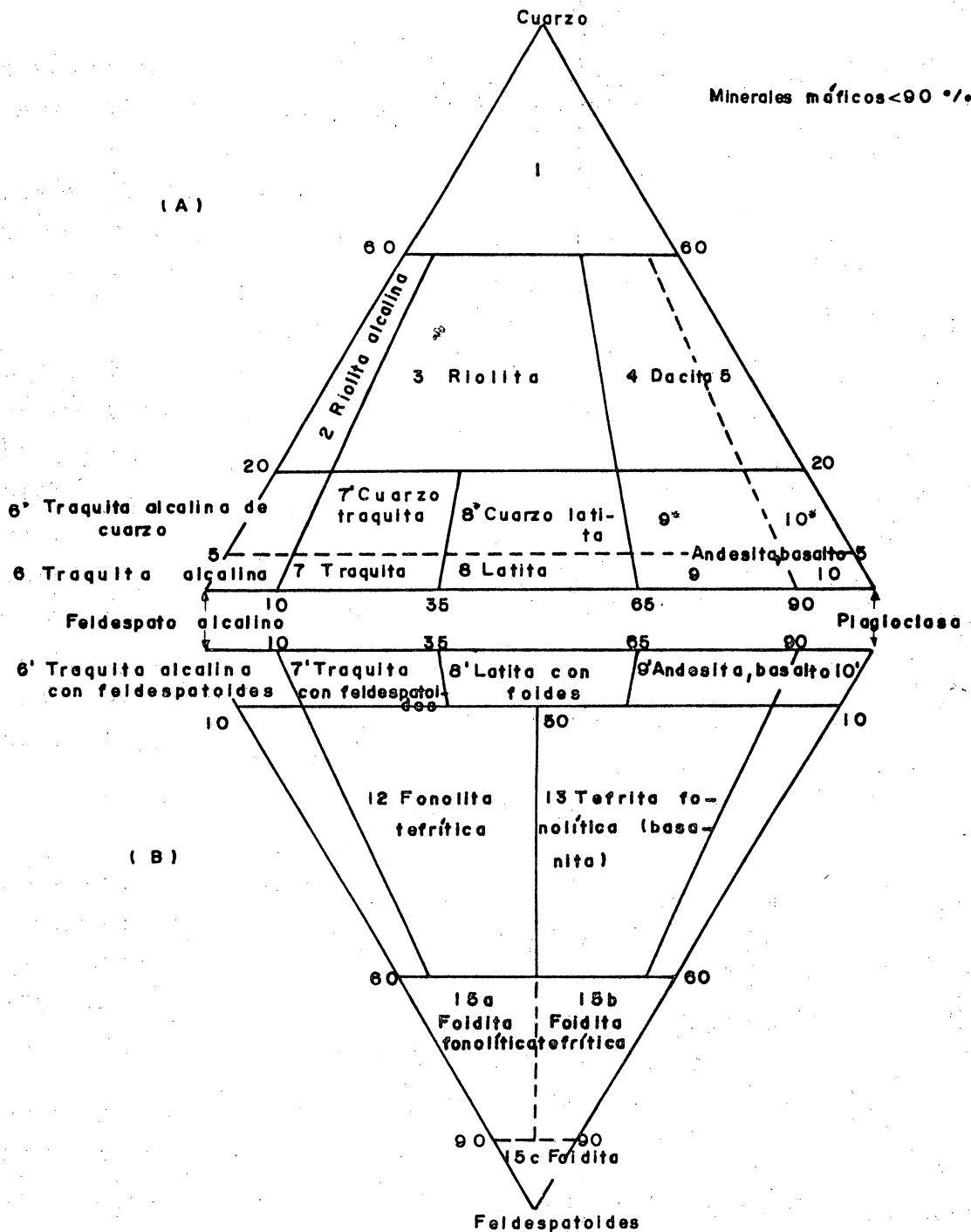


Fig. V - 5 (b)

rar algunos puntos que conciernen a los límites escogidos. Se seleccionó $Q = 20\%$ como límite inferior para el granito debido a que la gran mayoría de las rocas graníticas caen dentro de los límites $20 < Q < 45$.

Los campos del 6 al 10, que comprenden todos los miembros de las rocas exactamente saturadas cuyos extremos son la sienita alcalina y el gabro se repiten en el triángulo superior ($5 < Q < 20$) en donde esos mismos números llevan un asterisco para indicar que se trata de la misma nomenclatura, a la que se le ha añadido el calificativo "cuarzo" o "cuarcífero", por ejemplo sienita cuarcífera o cuarzo-monzodiorita.

De manera similar, los mismos campos se repiten en el triángulo inferior ($0 < F < 10$) en donde a los nombres originales se les agrega el calificativo "foidífera", término colocado sólo para hacer más clara la clasificación, porque en la práctica el prefijo "foid", contracción de feldespatóide, se sustituye por el prefijo del feldespatóide específico, por ejemplo monzonita nefelinífera o monzogabro analcífero. Igualmente en los campos 11 al 14 se efectúa esa sustitución, v.g.: sienita nefelínica, monzonita sodalítica, etc., y así sucesivamente en el campo 15 se tendrán las nefelinitas, analcitas y sodalitas entre otras.

Obsérvese que el campo 10 incluye no sólo las dioritas y gabros, sino también las anortositas, rocas leucocráticas constituidas esencialmente de plagioclasas y con un contenido en máficos inferior al 10%. La distinción entre dioritas y gabros se basa en diversos criterios colocados en el siguiente orden aproximado de confiabilidad (Tabla V-5):

Después de publicar la clasificación para las rocas de grano grueso la Comisión deliberó durante varios años antes de proponer una clasificación utilizable para las rocas de grano fino (Streckeisen, 1980). La decisión que se tomó fue dejar los mismos límites empleados en aquella y se utilizaron los mismos criterios para aplicar calificativos a los nombres originales.

TABLA V-5
 DISTINCION ENTRE DIORITAS Y GABROS

CRITERIO	GABRO	DIORITA
1. Composición de la plagioclasa, determinado al microscopio petrográfico	An > 50	An < 50
2. Rocas asociadas	Piroxenitas y anortositas	Granodioritas y cuarzodioritas
3. Minerales máficos	Piroxenos ± Olivino ± Hornblenda	Hornblenda o biotita ± augita
4. Color de la plagioclasa	Gris o gris verdoso	Blanco o casi blanco

Para distinguir entre andesitas y basaltos que caen en el campo 10 se sugieren los criterios siguientes (Tabla V-6):

TABLA V-6
 DISTINCION ENTRE ANDESITAS Y BASALTOS

CRITERIO	BASALTO	ANDESITA
Indice de color, es decir porcentaje de minerales oscuros determinado en sección delgada	> 40	< 40
Composición de la plagioclasa en sección delgada, cuando ello sea posible	An > 50	An < 50
Composición normativa de la plagioclasa, cuando se cuenta con análisis químicos	An > 50	An < 50
Porcentaje de sílice en la roca, cuando se cuenta con análisis químicos	An > 50	An < 50
Minerales máficos	Piroxenos (augita o hiperstena) u olivino	Hornblenda o hiperstena ± augita

En la Tabla V-7 se ilustra la nomenclatura que corresponden a cada uno de los campos numerados para las rocas volcánicas.

REFERENCIAS

1. Baker, D.S. (1983) Igneous rocks. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 417 p.
2. Hughes, Ch.J (1982). Igneous Petrology. Elsevier, Amsterdam, 551 p.
3. IUGS (International Union of Geological Sciences) Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973). Plutonic rocks, classification and nomenclature. Geotimes, v.18, 10, p.26-30.
4. Johannsen, A. (1939). A descriptive Petrography of the Igneous Rocks: Vol.1. Introduction, textures, classifications and glossary, University of Chicago Press, 318 p.
5. Lacroix, A. (1933) Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives en Indochine. Bull. Serv. Geol. Indochine, XX, fasc. 3.
6. Streckeisen, A.L. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an enquiry) Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen v. 107, p. 144-240.
7. Streckeisen, A.L. (1980). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, recommendations and suggestions. Geol. Rundschau, v. 69, p. 194-207.

CAPITULO VI ,

ELEMENTOS DE TECTONICA DE PLACAS

1. INTRODUCCION

La tectónica de placas es una teoría que explica de modo sencillo y elegante muchos de los fenómenos que acaecen en la Tierra. Su aceptación, a fines de la década comprendida entre los años 1960-1970, implicó para el pensamiento geológico un cambio que seguramente es el más importante de este siglo. Este cambio representa una revolución científica, equiparable a la que promovió Darwin con su teoría de la evolución, a mediados del Siglo XIX o Einstein con su teoría de la relatividad, a principios del Siglo XX.

2. LA DERIVA CONTINENTAL

La Tectónica de Placas se apoya en primer lugar en la teoría de la Deriva Continental, que constituyó el principal debate geológico del siglo. Se trata de una vieja idea, formulada originalmente para explicar el notable paralelismo de las costas que bordean la porción meridional del Océano Atlántico.

La idea de una tierra móvil era ya familiar a los geólogos alrededor del año de 1900, pues algunos geólogos que trabajaban en el Hemisferio Sur habían puesto el contorno de las costas occidentales de Africa frente a las orientales de Sudamérica, tratando de explicar las formaciones análogas que encontraron; un poco más tarde, el austriaco E. Suess agrupó a ambos continentes, junto con la India, Madagascar, Australia y la Antártida en un supercontinente austral al que denominó Gondwana.

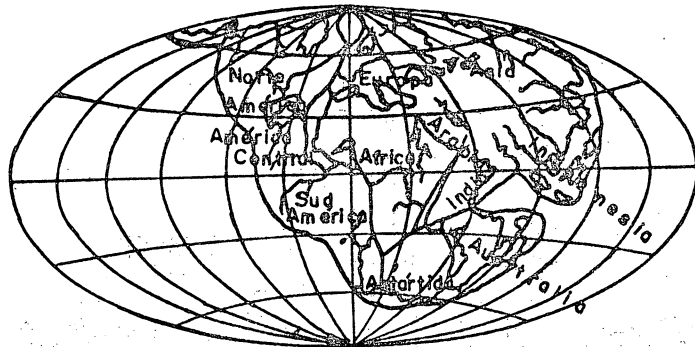
Sin embargo, el concepto de la deriva de los continentes no fue tomado en serio sino hasta que el notable meteorólogo alemán Alfred Wegener publicó en 1915 su libro "Die Entstehung der Kontinente und Ozeane". Wegener sostenía que hacia el Carbonífero Superior, es decir, desde hace unos 300 millones de años, existía un único supercontinente al que denominó "Pangea" que reunía a todos los actuales, y que incluía algunos mares interiores poco profundos, quedando rodeado por el vasto océano universal. Más tarde la Pangea comenzó a desmembrarse a causa de enormes fracturas cuyas trazas irregulares empezaron a delinear las actuales líneas costeras. Así, en el Jurásico, hace unos 150 millones de años, se separaron Australia y la Antártida, iniciándose la formación del Océano Indico; entre el Cretácico y el Eoceno (de 70 a 50 m.a.) se fue formando el Atlántico meridional al separarse Sudamérica de Africa; contemporáneamente Norteamérica comenzó a separarse de Europa, a la cual había seguido parcialmente unida hasta principios del Cuaternario. Pangea, pues, se dividió por el desplazamiento hacia el oeste y el sur de las masas que forman los continentes actuales Fig. VI-1).

Los continentes a la deriva, agregó Wegener, se encrespaban por la atrición contra el substrato sobre el que se movían, plegándose a lo largo del lado que representaba el frente de su movimiento; lo mismo sucedía cuando algunos chocaban contra otros generando, aunque con extrema lentitud, las mayores cadenas montañosas actuales.

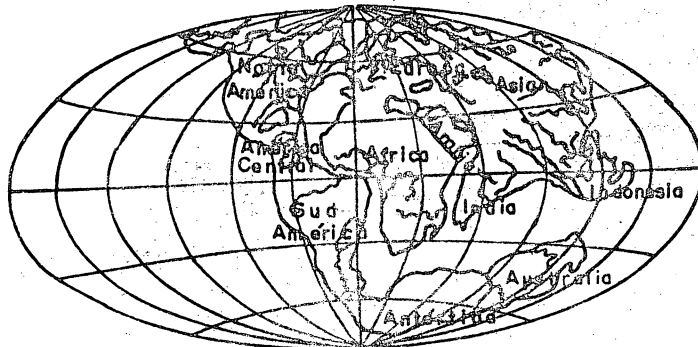
Wegener y sus seguidores lograron compilar una lista impresionante de evidencia que apoyaban la deriva continental, en base a datos geométricos, paleoclimáticos, paleontológicos, estratigráficos y estructurales.

A) Ajuste geométrico

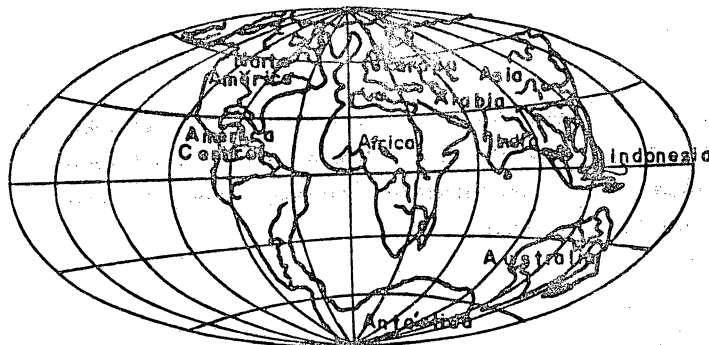
El ajuste geométrico de las márgenes continentales que rodean a los océanos Atlántico e Indico se puede realizar en



Hace 300 millones de años



Hace 50 millones de años



Hace un millón de años

Fig. VI-1.

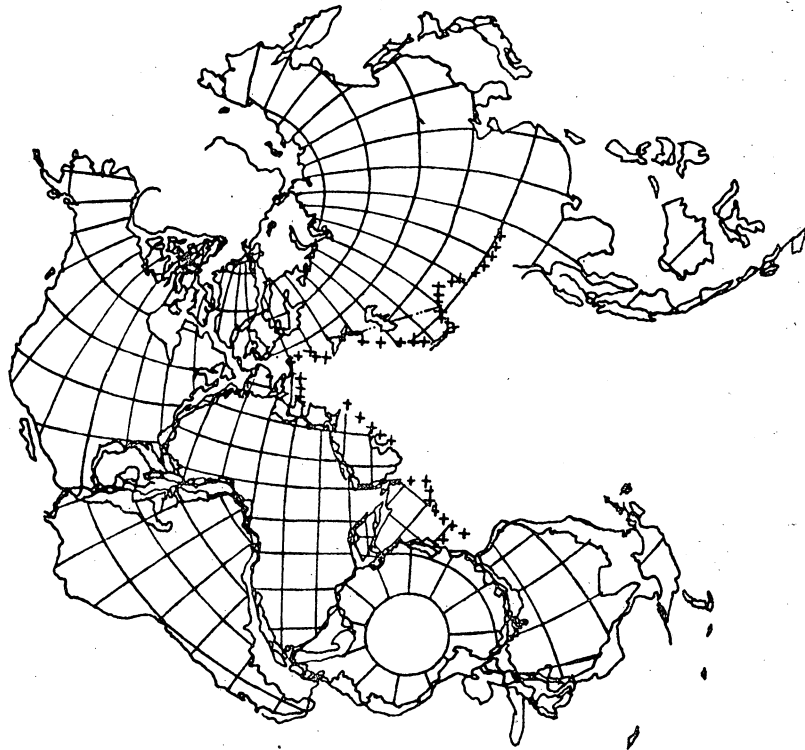


Fig. VI-2. Reconstrucción del Paleozoico Tardío en los continentes que limitan los océanos Atlántico e Indico. Las márgenes de los continentes muestran una profundidad de 1000 brazas.

forma visual de manera bastante aceptable con escasos vacíos y traslapes. Estos vacíos y traslapes se pueden minimizar con la ayuda de una computadora y el mejor ajuste se obtiene en la línea de 1000 metros de profundidad como lo demostraron Bullard, Everett y Smith en 1965 (Fig. VI-2).

B) Evidencias paleoclimáticas y migraciones de los polos

Unas décadas antes de los trabajos de Wegener, los geólogos habían descubierto en los estratos del Carbonífero Superior y Pérmico Inferior del Continente de Gondwana las huellas de grandes extensiones glaciares, puestas de manifiesto por la presencia de tillitas, que son morrenas endurecidas y estriadas que testimonian una fricción lenta contra las rocas sobre las que deslizan (Fig. VI-3). Por otra parte, en el Hemisferio Septentrional o Continente de Laurasia, existen grandes depósitos de carbón fósil y arrecifes de coral contemporáneos de las tillitas en una gran franja más cercana al Polo Norte que al Ecuador. Los depósitos detríticos y evaporitas de las Nuevas Areniscas Rojas son evidencia de la existencia de áreas desérticas a ambos lados de esa franja. Parecería, pues, que en esa época la Tierra estuvo dividida en una mitad boreal, caracterizada por climas ecuatoriales o tropicales y desérticos, y una mitad austral, en gran parte con clima polar.

Wegener resolvió el problema de una manera sutil colocando al Polo Sur en la antigua Antártida, tal como aparece en su Pangea; a la franja de carbón y arrecifes coralinos en un Ecuador prehistórico y a ambos lados de éste, las regiones desérticas, como se observa en la Figura VI-4.

La hipótesis de la migración polar fue la coronación de la deriva continental. Asociándose al famoso climatólogo Koeppen, Wegener estudió las antiguas posiciones de los polos, trazando su movimiento a partir del Carbonífero. Así de terminó, por ejemplo, que el Polo Norte debería haberse en

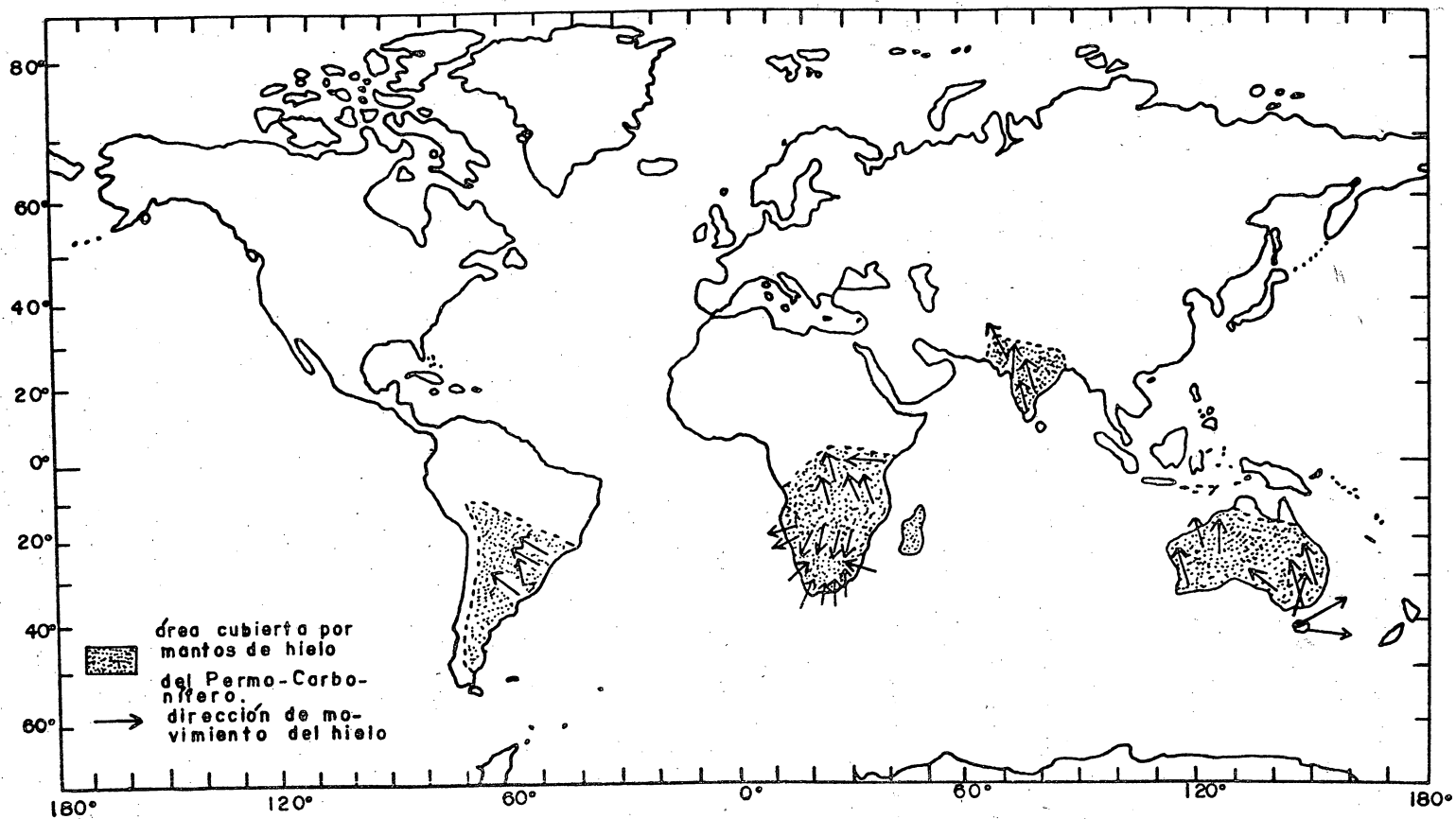


Fig. VI-3 Distribución de depósitos glaciares Permo-Carbonífero con la distribución actual de los continentes, los movimientos de los mantos de hielo alejándose de las actuales cuencas oceánicas es un argumento fuerte de la deriva continental.

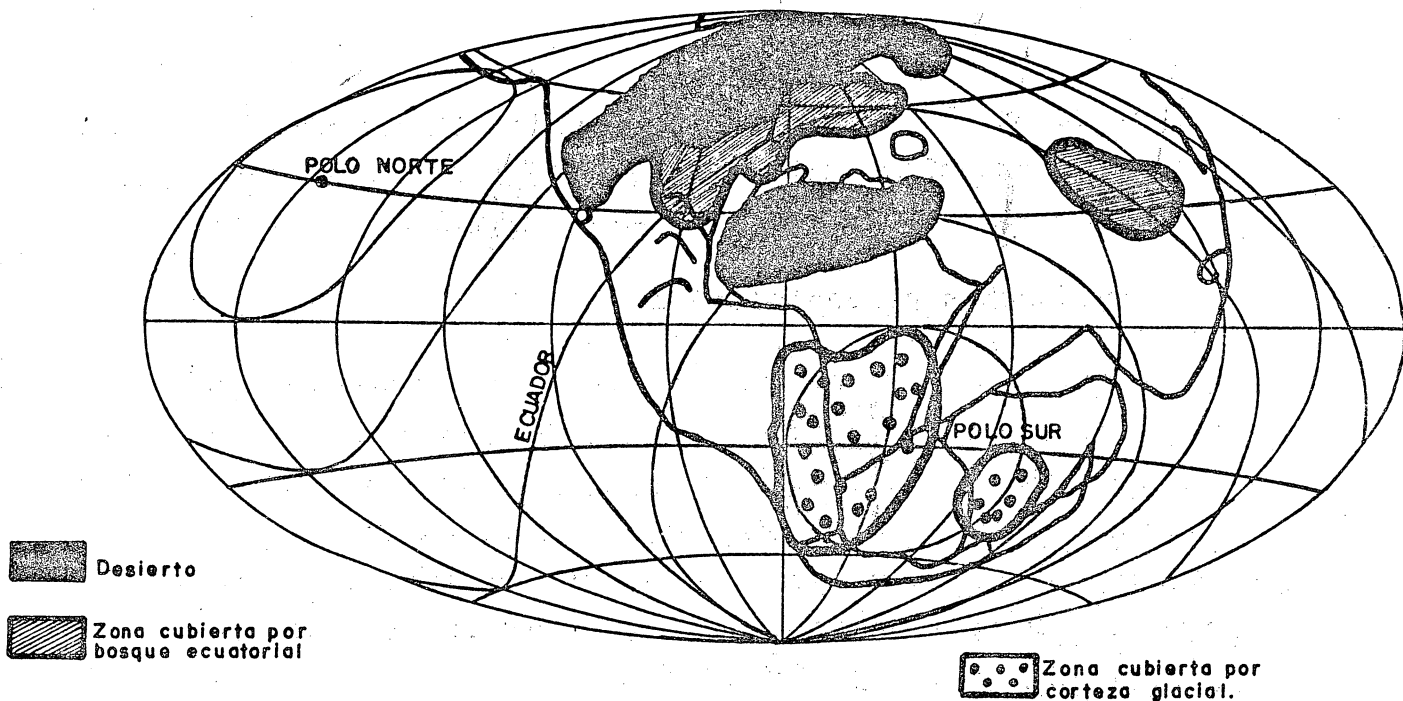


Fig. VI - 4

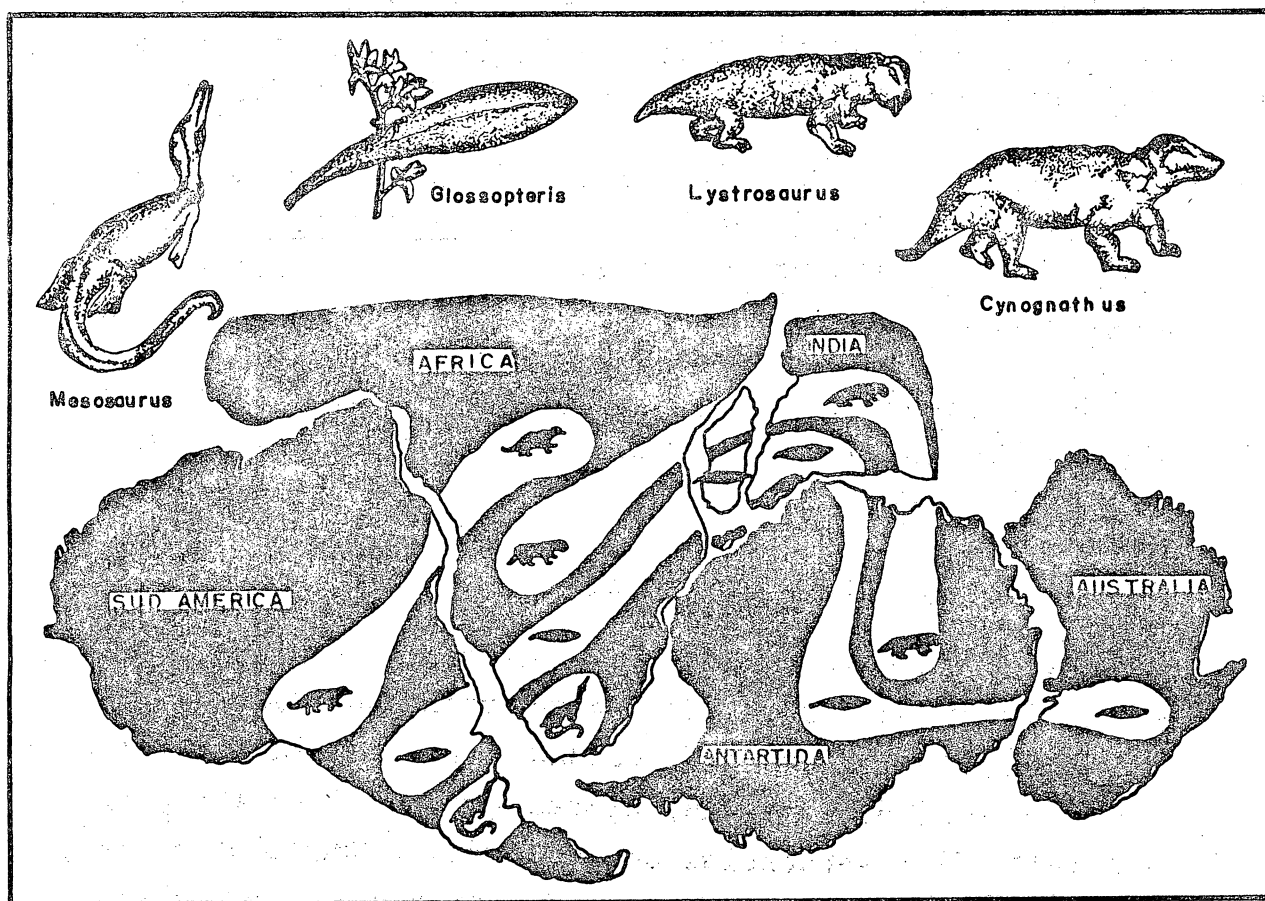


Fig. VI - 5. Migraciones de plantas y animales a través de Gondwana durante el Pérmico y el Tríasico Inferior. Tres representantes de los reptiles (Mesosaurus del Pérmico, Lystrosaurus y Cynognathus del Tríasico) y una planta (Glossopteris del Pérmico). El área gris claro indica la respectiva zona de influencia.

contrado en el Océano Pacífico desde el Carbonífero hasta el Eoceno, para alcanzar su posición actual después de pasar por el Océano Glacial Artico y Groenlandia.

C) Evidencias paleontológicas

La deriva continental permite explicar con mayor sencillez la notable similitud que hay entre fauna y flora terrestres fósiles en continentes actualmente separados por océanos profundos. No hace falta imaginar vientos o corrientes marinas extraordinarios, ni grandes hundimientos de porciones terrestres o puentes intercontinentales, de los que no queda evidencia alguna (Figs. VI-5 y 6).

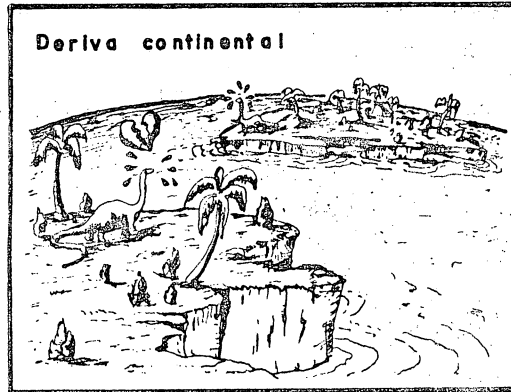
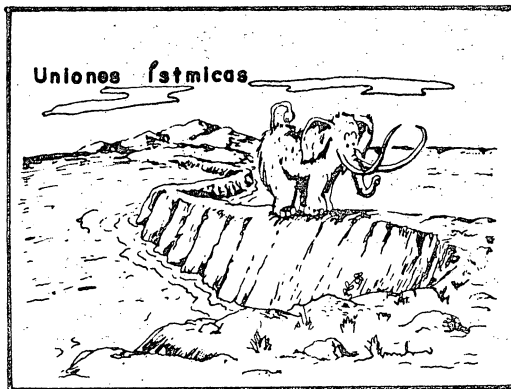
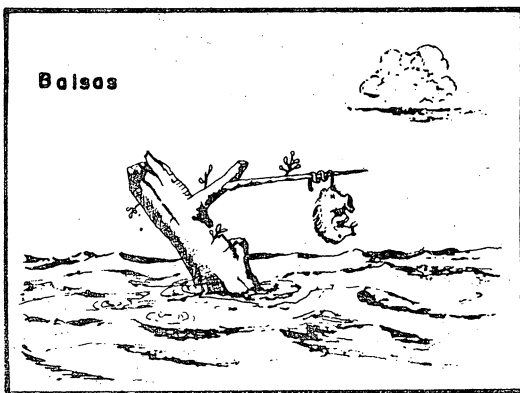
Algunos ejemplos de estas similitudes que impresionaron a Wegener y otros investigadores posteriores son:

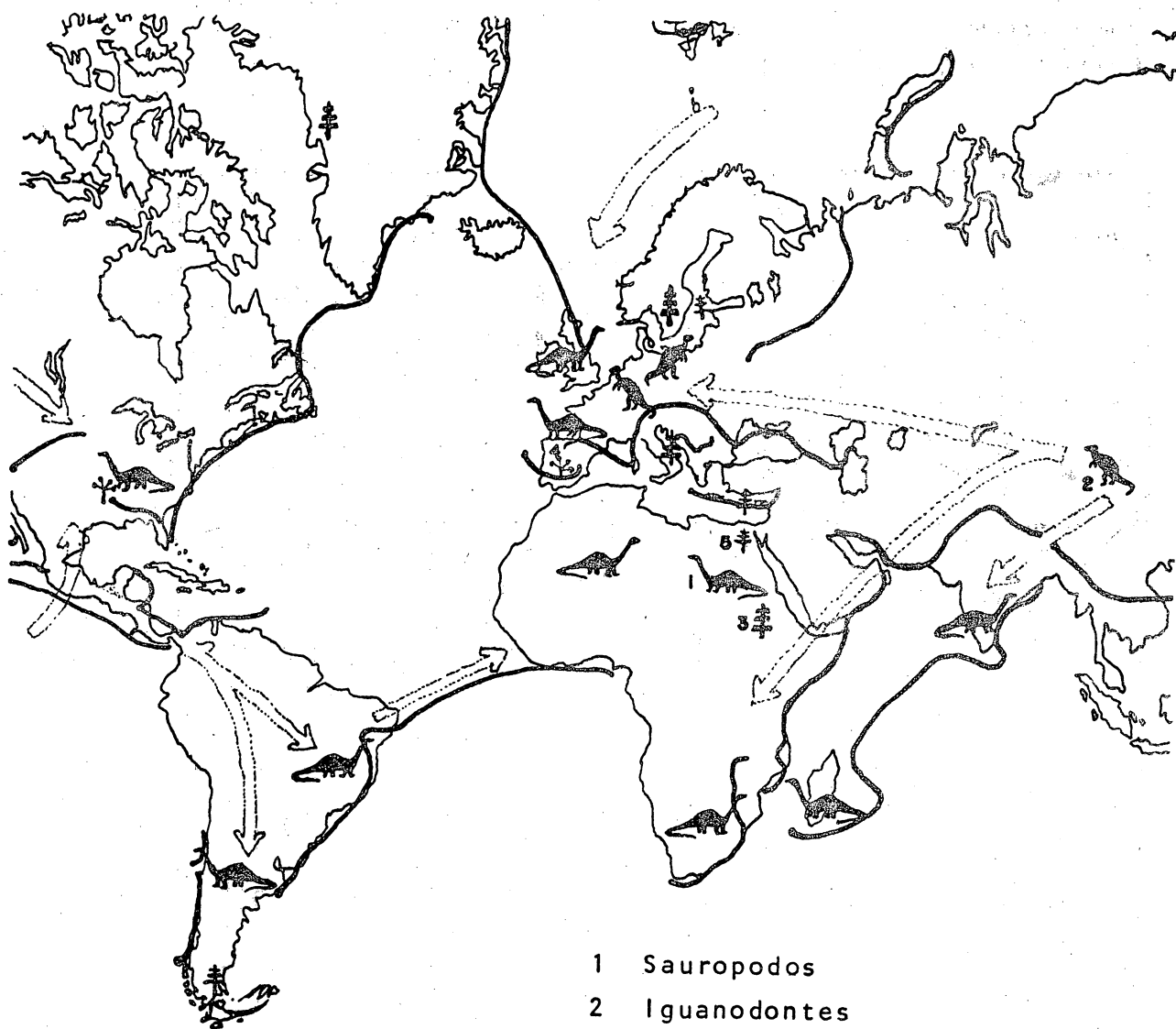
- La abundancia de hojas y semillas fósiles de helechos de los géneros Glossopteris y Gangamopteris en el Permocarbonífero de Sudamérica, Sudáfrica, Australia e India.
- Los restos de reptiles terrestres o de agua dulce del Paleozoico y Mesozoico, tales como el Mesosaurus, el Cygnognathus y el Lystrosaurus, encontrados en diversas partes del antiguo continente de Gondwana, incluyendo la Antártica.
- Asociaciones muy semejantes de invertebrados costeros del Paleozoico Temprano en depósitos geosinclinales a ambos lados del Atlántico.

D) Evidencias Estratigráficas

Los argumentos estratigráficos más serios en favor de la deriva de los Continentes fueron aportados en 1927 por el geólogo sudafricano Du Toit, cuando logró establecer correlaciones estratigráficas muy claras (hasta el Pérmico) entre las diferentes secuencias de Sudáfrica y Sudamérica, en particular la Serie de Karroo, y más tarde entre porciones del Continente de Laurasia.

Fig. VI-6A. La existencia de especies similares en continentes separados por el océano se ha explicado como se muestra en los cuatro bosquejos por J. C. Holden.





- 1 Sauropodos
- 2 Iguanodontes
- 3 Coníferas
- 4 Plantas con flores
- 5 Helechos

Fig. VI - 6.B

Estudios recientes han revelado que la estratigrafía de la Antártida es muy parecida a la de otras áreas del Continente de Gondwana. La Figura VI-7 muestra la notable correlación entre las columnas estratigráficas de diversas partes de Gondwana, que abarcan del Cámbrico al Jurásico (Doumani y Long, 1962); llama la atención en particular el perfecto embone de las tillitas permocarboníferas, lutitas pérmicas, capas rojas del Triásico y rocas ígneas básicas del Jurásico.

E) Evidencias estructurales

Numerosos rasgos estructurales que terminan abruptamente en las costas orientales de América vuelven a aparecer en las costas occidentales de Europa y África. Tal es el caso de los geosinclinales Appalachiano y Caledoniano en el Hemisferio Norte, y el Geosinclinal Tasmaniano, que persiste a través de la Antártida, el Cabo de Buena Esperanza y el área cercana a Buenos Aires, Argentina (Fig. VI-8).

Es importante señalar que las similitudes litológicas, paleontológicas y estructurales a ambos lados del Océano Atlántico sólo se observan en rocas anteriores al Cretácico, período en que se comenzaron a separar sus márgenes, como ya se estableció.

F) Rechazo de la teoría

A pesar de todo lo anterior, faltaba una evidencia conclusiva a la teoría de la deriva continental. Por cada argumento a favor pronto aparecía otro en contra. Los geofísicos, en particular, no aceptaban que tal proceso hubiese ocurrido, arguyendo que los movimientos propuestos eran inaceptables de acuerdo a lo que se conocía de las propiedades físicas de la Tierra; no sólo consideraban que la corteza y el manto son demasiado rígidos para permitir tan grandes movimientos, sino que la energía disponible para provocarlos sería muy limitada. Dicho de otra manera, faltaban el mecanismo que expli

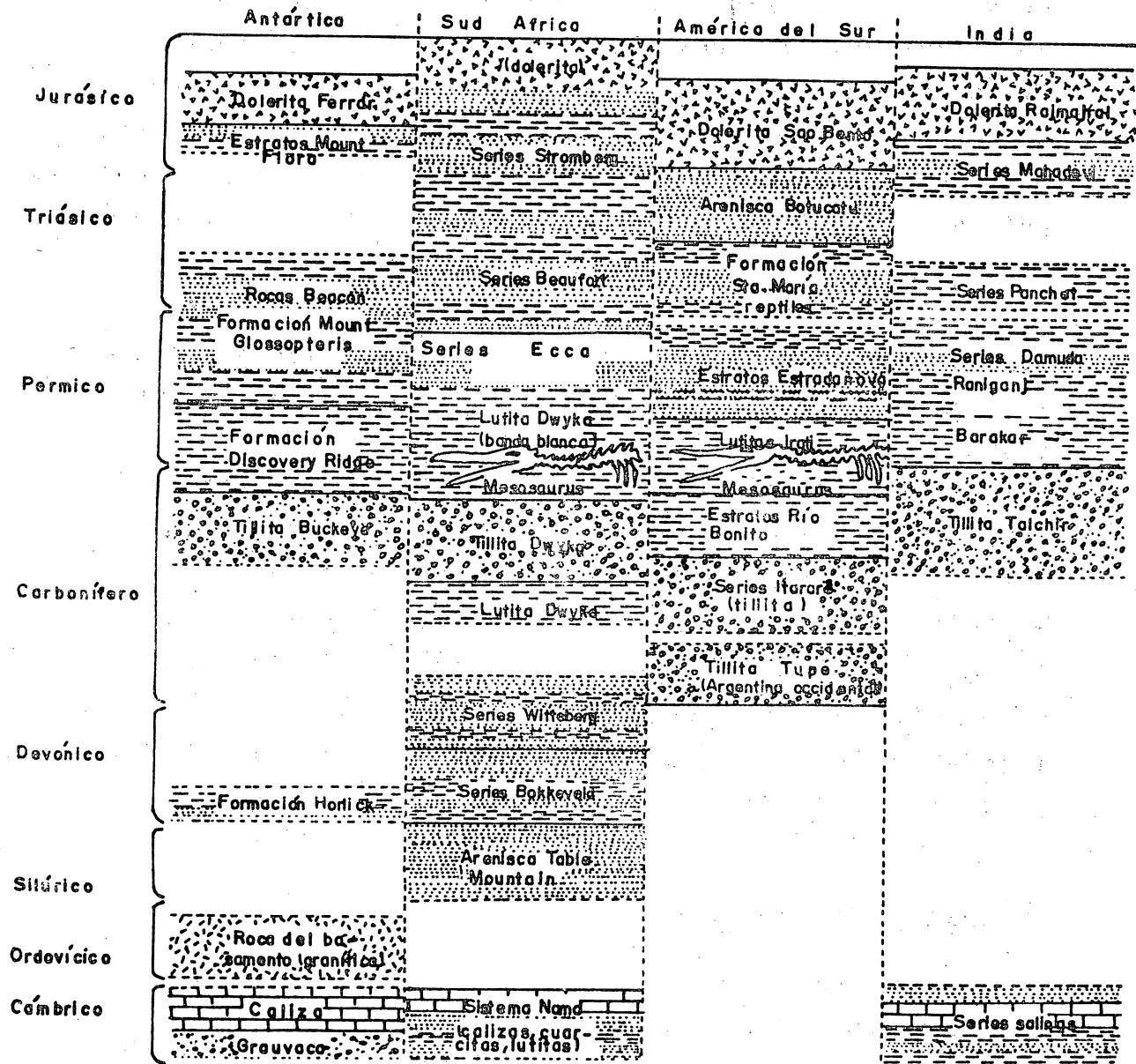


Fig. VI - 7 Correlación de columnas estratigráficas de los continentes del sur.

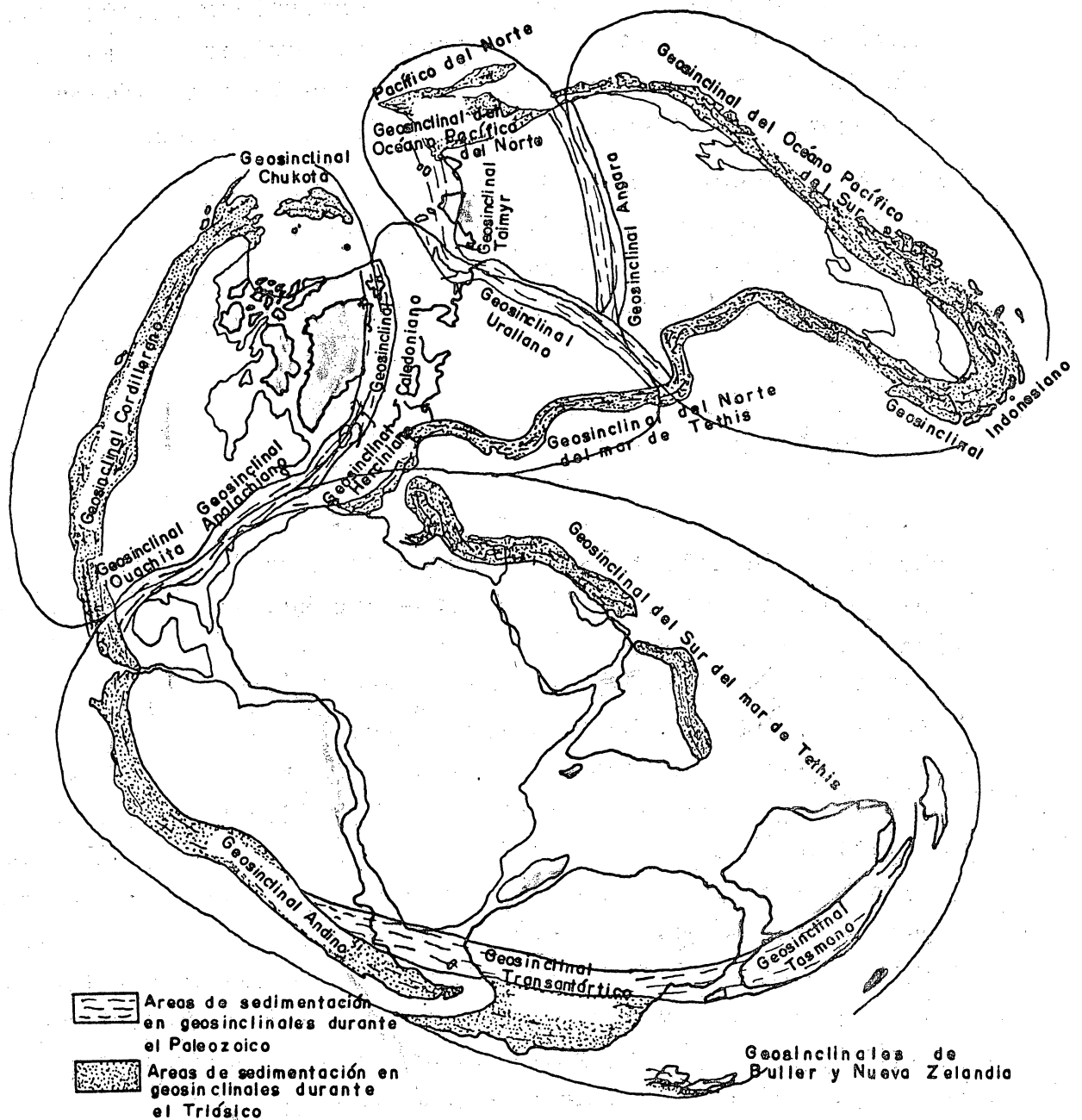


Fig. VI-8. Localización de las geosinclinales Paleozoicas y Triásicas mapeadas en una reconstrucción de los continentes antes de la deriva.

cara cómo podría llevarse a cabo la deriva continental.

En 1926, la American Association of Petroleum Geologists organizó en Nueva York una reunión para revisar la teoría; ésta condujo a su rechazo y a que permaneciese archivada como una hipótesis excéntrica, por más de un cuarto de siglo.

Durante la década de 1950 a 1960, la deriva de los continentes volvió a su tema de discusión como consecuencia de las investigaciones realizadas en oceanografía y paleomagnetismo, dos disciplinas muy diferentes a las implicadas en el debate inicial.

3. EXPLORACION DEL FONDO OCEANICO

La controversia sobre la deriva de los continentes no pudo resolverse fundamentalmente porque la mayoría de las evidencias se había obtenido de los continentes, los cuales ocupan apenas alrededor del 30% de la superficie terrestre. El desarrollo de nuevas técnicas, sobre todo la ecosonda, el batiscafo y la recolección de muestras a gran profundidad en el océano condujeron a un gran acopio de nuevos datos sobre los fondos oceánicos. A partir de 1947, geólogos y geofísicos marinos, en particular Ewing y Heezen, cartografiaron grandes cordilleras bajo los océanos, incluyendo un sistema continuo que rodea al mundo. Esta cordillera submarina mundial tiene 65,000 Km de longitud, una anchura media de 1,000 Km y elevación media de 3,800 metros sobre el fondo; cubre alrededor de una tercera parte del fondo oceánico y una cuarta parte del total de la superficie del planeta.

La Cordillera Mesoatlántica, que forma parte de ese sistema mundial, casi biseca el fondo oceánico entre Europa y Africa por un lado y América por el otro. Está surcada por un valle central situado entre 1 y 3 Km por debajo de sus cimas. Se tienen evidencias de que se trata de un valle de fisura (rift-valley) similar al que aparece en el Africa Oriental;

ello implica que la región central se halla sometida a un es tado de tensión, es decir, el valle se está abriendo paralelamente a las líneas de costa que bordean al Océano Atlántico y tal vez representa una cicatriz causada por la ruptura de Pangea.

La recolección de muestras en la Cordillera Meso-atlántica no reveló la existencia de sedimentos, como se esperaba, si no que aportó fundamentalmente basaltos, con proporciones menores de gabro; por medio de la ecosonda se determinó que el espesor de los sedimentos entre la cordillera y las Bermudas no alcanza los 60 m determinables por ese método; finalmente al noreste de las Bermudas se encontró un monte submarino formado por calizas con foraminíferos del Eoceno.

Por otro lado, desde 1942, H. H. Hess había encontrado monta ñas cónicas con cima aplanada a las que denominó "guyots" y que interpretó como antiguas islas emergidas y erosionadas, que posteriormente se habían hundido. Considerando que algunas de estas cimas planas se encuentran hasta 1800 m de pro fundidad, esta interpretación sería la evidencia de una historia de subsidencia muy larga, quizá Precámbrica. Muchos años más tarde, la toma de muestras en las cimas de algunos de los guyots demostró que son rocas cretácicas, derivadas de un depósito en aguas someras y apoyadas en un basamento ba sáltico.

Lo mismo demostraron las ondas provenientes de las explosio nes atómicas en los atolones de Bikini y Eniwetock, realizadas en 1947 y 1952, respectivamente, y que confirmaron las ideas que Darwin había postulado un siglo antes para expli car la génesis de los atolones: son corales eocénicos que se encuentran sobre guyots.

En consecuencia, desde los primeros años de la década com prendida entre 1950 y 1960 resultó evidente que el fondo de los océanos no es más antiguo que el Cretácico y que el dogma de su estabilidad a través del tiempo geológico es insostenible.

4. EL PALEOMAGNETISMO

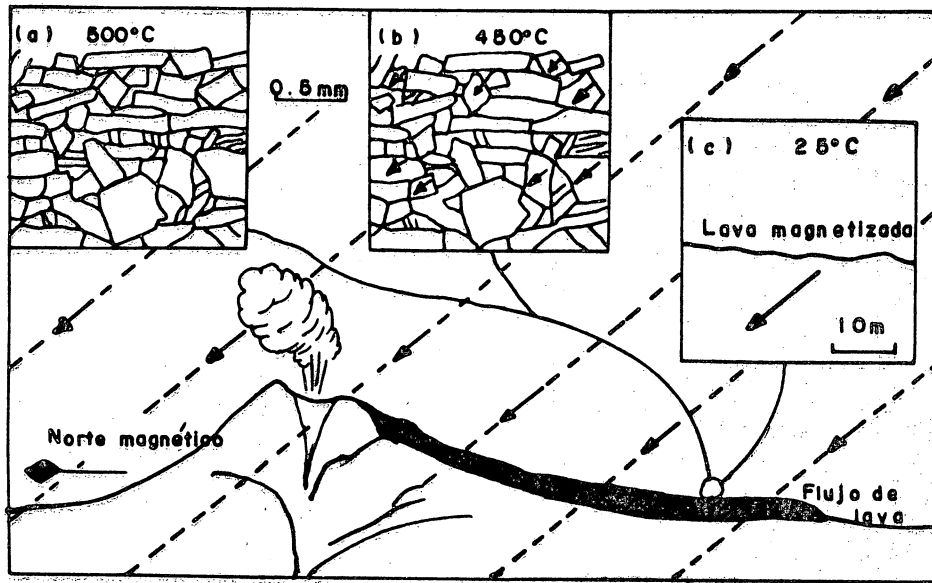
Algunas rocas como los basaltos y las areniscas rojas adquieren un ligero magnetismo durante su formación, debido principalmente a la presencia de óxidos férricos, y la polarización de ese magnetismo conserva un registro fósil de la dirección del campo magnético terrestre en el lugar y tiempo de la formación de esas rocas (Fig. VI-9). De las investigaciones sobre el paleomagnetismo realizadas fundamentalmente por Blackett y Runcorn en 1956, se dedujo que las posiciones de los polos magnéticos terrestres cambian con respecto a los continentes en el transcurso del tiempo, al igual que las de las manchas solares, ya que las diferentes direcciones de magnetización de las rocas antiguas se podrían reunir en un modelo estable si se suponía que los continentes se habían movido respecto a los polos magnéticos.

Dichos autores delinearon las trayectorias del movimiento polar mostrando las posiciones del polo magnético a través de cientos de millones de años. Dado que existen evidencias de que la dirección del eje magnético de la Tierra permanece en coincidencia aproximada con su eje de rotación, los datos pueden interpretarse en términos de los movimientos relativos de los continentes. (Fig. VI-10).

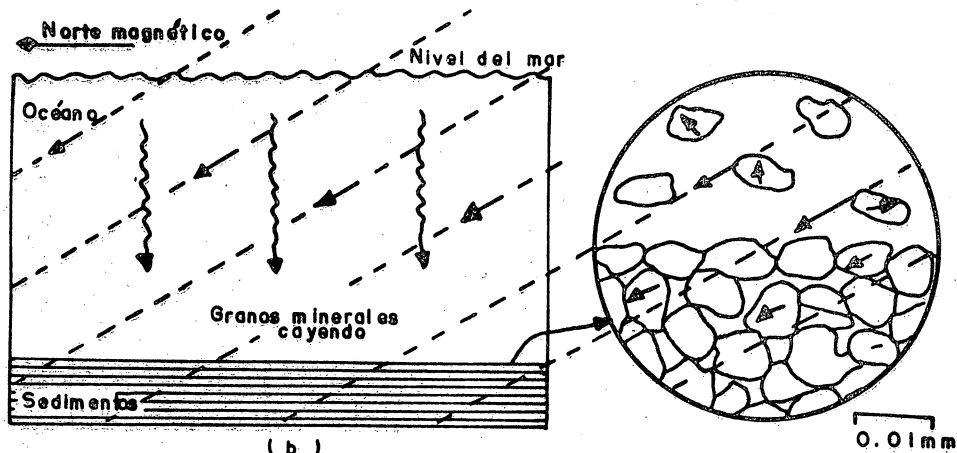
La nueva evidencia condujo a muchos geofísicos a reconsiderar seriamente la teoría de la deriva continental, cuando todavía muchos geólogos permanecían excépticos, situación inversa a la existente en tiempo de Wegener.

5. EXPANSION DEL FONDO OCEANICO

A principios de la década comprendida entre 1960 y 1970 era obvio que la atención de la mayoría de los investigadores estaba dirigida hacia los océanos en busca de una explicación lógica de la deriva continental. Fue en ese entonces



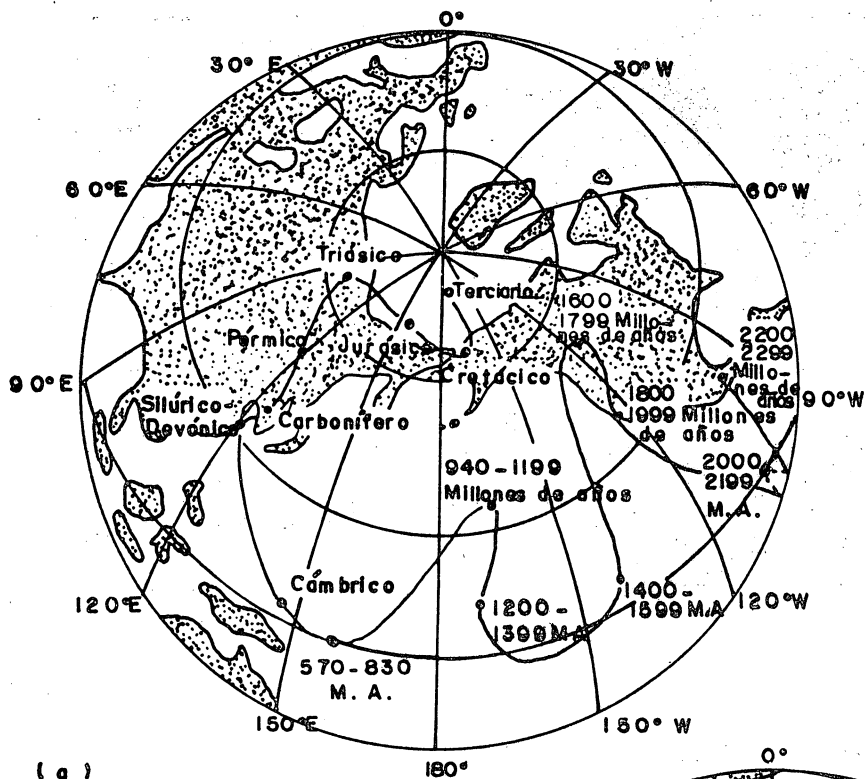
(a)



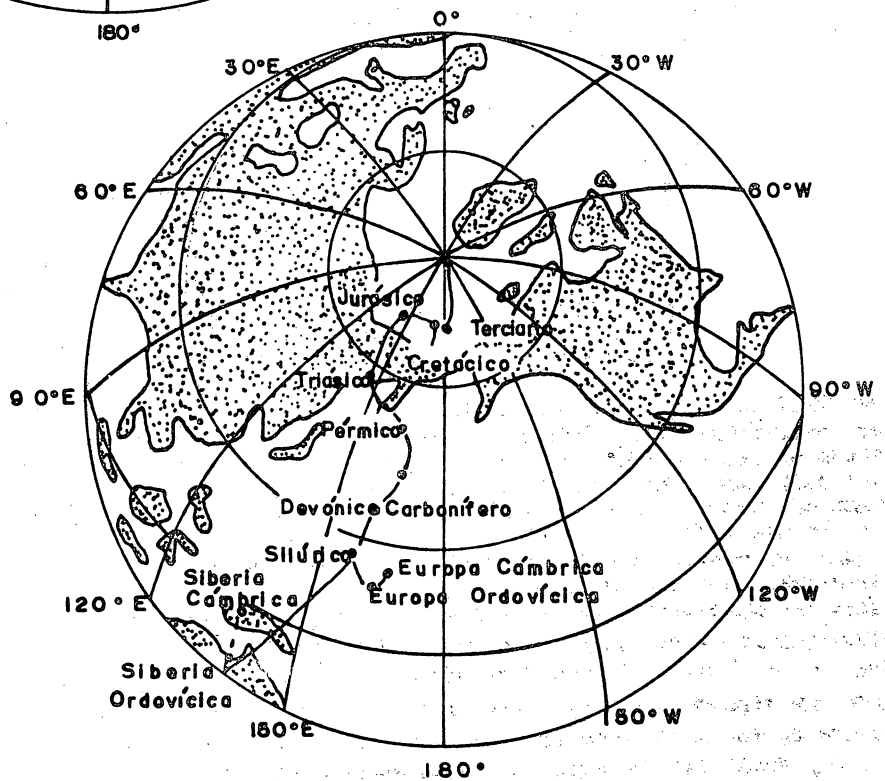
(b)

Fig. VI-9 (a) Sección transversal vertical a través de un volcán que muestra las direcciones de las líneas de fuerza magnética de la Tierra. La lava hace erupción, fluye y cristaliza. El recuadro (a) representa los cristales entrelazados en la lava después de que hubo cristalizado pero estando todavía caliente; los minerales no están magnetizados; (b) muestra la misma roca cuando se ha enfriado a 450°C; algunos minerales se han magnetizado en la dirección del campo magnético terrestre; (c) representa una parte mayor del flujo de lava después de que se ha enfriado; contiene muchos minerales magnetizados como se muestra en el recuadro (b) y consecuentemente, la roca en conjunto está magnetizada en la dirección que se muestra.

(b) Sección transversal vertical a través del océano y sedimentos submarinos, que muestra granos minerales que se están acomodando en el piso oceánico, y la dirección de las líneas de fuerza magnética de la Tierra. El inserto muestra que algunas de estas partículas que caen han sido magnetizadas en alguna etapa anterior de su historia y, al irse acomodando en la superficie del sedimento, se orientan en la dirección del campo magnético de la Tierra. Esta dirección magnética está registrada por la capa de sedimentos en total cuando se compacta y consolida en una roca sedimentaria.

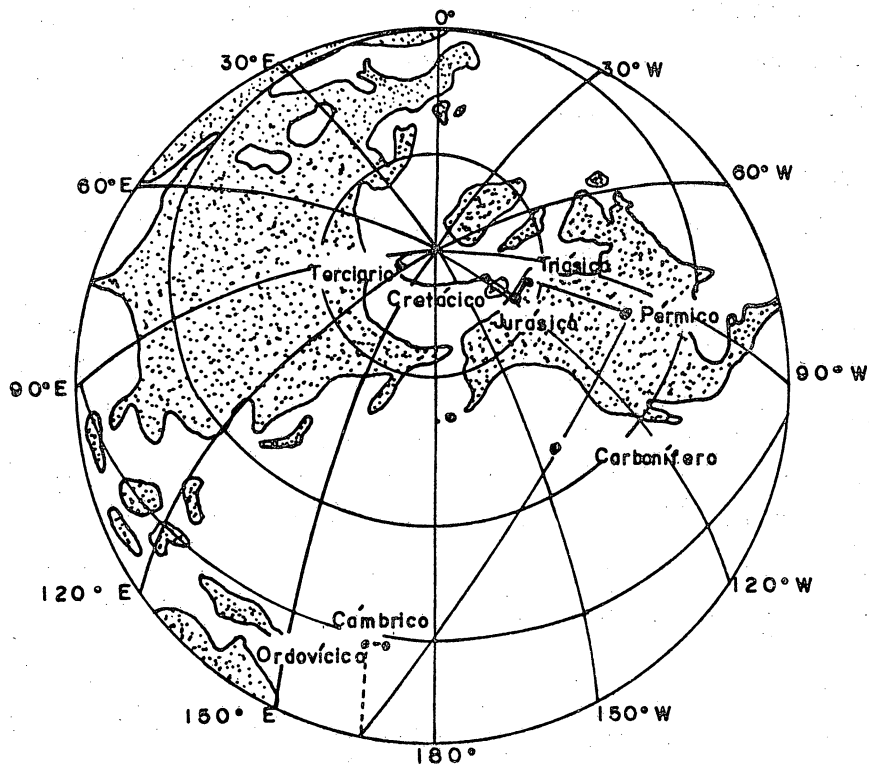


(a)

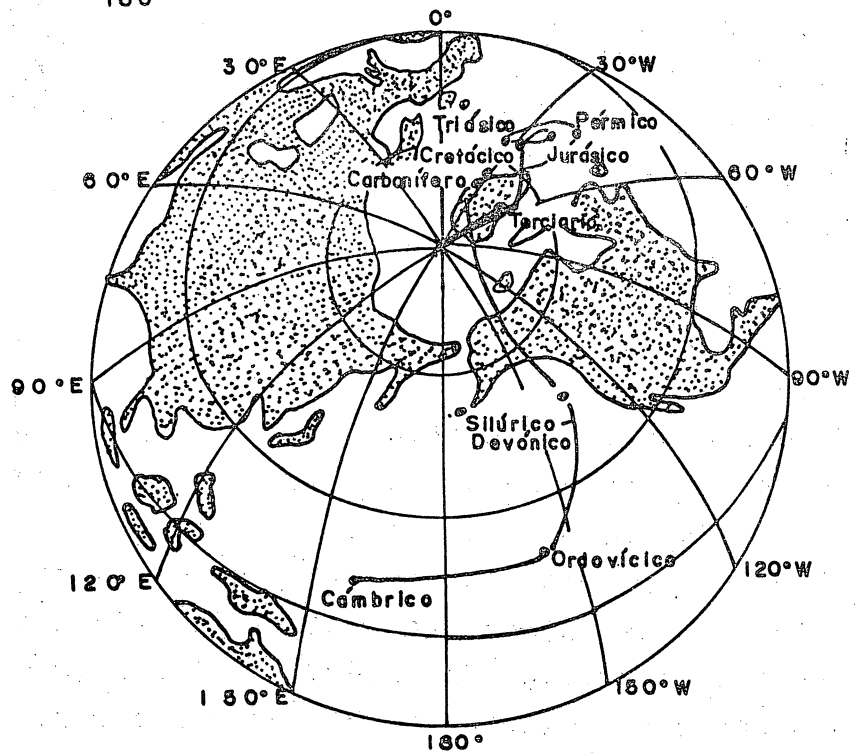


(b)

Fig. VI - 10 (a).



(c)



(d)

Fig. VI-10 (b) Curvas de deriva polar para: (a) Norteamérica, (b) Europa, (c) África, (d) Australia, (e) India, (f) Suramérica.

cuando H. H. Hess (1962) formuló la hipótesis de la expansión del fondo oceánico, según la cual las mayores estructuras del fondo oceánico son expresiones directas de un proceso de convección dentro del manto.

Se denomina "convección" al proceso mediante el cual la energía térmica se transmite con transporte de material. El ejemplo más simple de este proceso es el de un recipiente lleno de agua colocado sobre una fuente de calor (Fig. VI-11); el agua que está en contacto con el fondo caliente se dilata, se vuelve más ligera y sube, mientras que el agua de la parte superior, más fría y más pesada desciende para ocupar el lugar dejado por aquélla; conforme el agua que alcanza la superficie se enfría vuelve a ser más pesada y se establece una circulación que es la corriente de convección.

La idea de la existencia de corrientes de convección en el interior de la Tierra no era nueva, pues ya en el Siglo XIX se ilustraba en algunos modelos terrestres, aunque suponiendo que se transmitían en material fundido. A. Holmes, en 1928, sugirió que dichas corrientes podrían propagarse en material sólido, pero en ese entonces no pudo reunirse suficiente evidencia para su aceptación.

Es fácil imaginar un movimiento de convección en un fluido aunque sea tan viscoso como el alquitrán, pero es difícil concebir que las rocas, con las que estamos familiarizados, que son duras y quebradizas en la superficie terrestre, permitan un movimiento semejante. En el interior de la tierra, sin embargo, bajo condiciones de altas temperaturas y presiones, las propiedades físicas de las rocas son muy diferentes, pues pueden ser deformadas aún cuando se encuentran en estado sólido, de manera similar a lo que sucede cuando un herrero calienta una barra de acero al rojo vivo y la golpea. Hay que considerar, además, el factor tiempo; una fuerza aplicada con rapidez, aún bajo las condiciones extremas de temperatura y presión dentro de la Tierra, podría

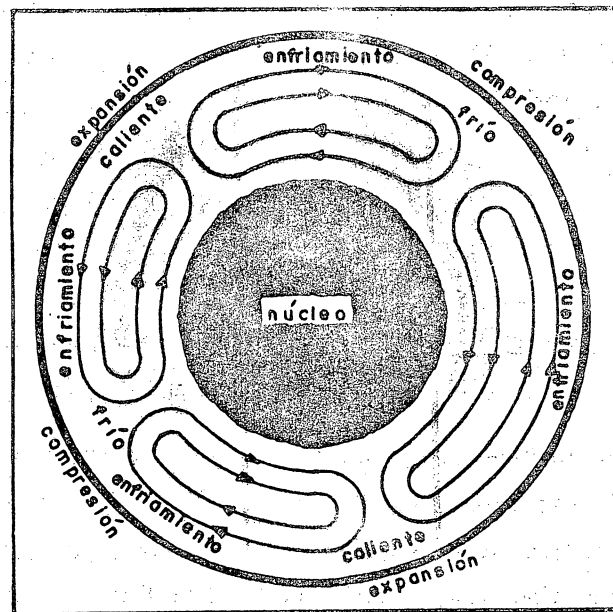
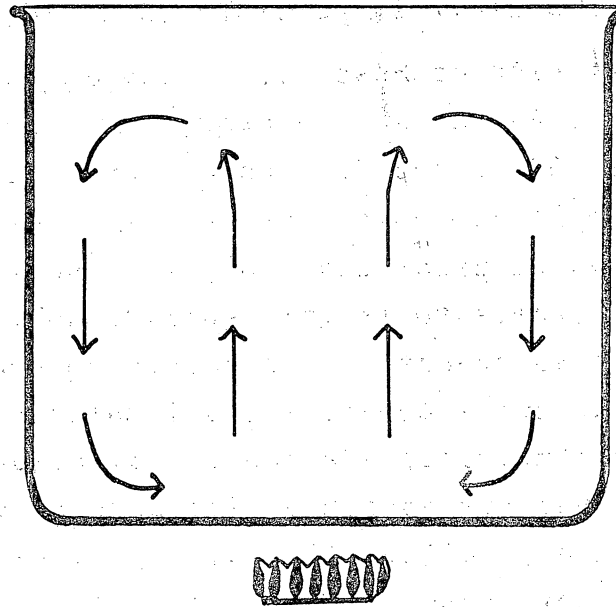


Fig. VI-11.

provocar un fracturamiento o desmenuzamiento de la roca en vez de un flujo; por otra parte, si la acción de una fuerza se mantiene a través del tiempo geológico resulta mucho más simple imaginar que una roca calentada se deforma muy lentamente y llega a fluir si persiste la acción de dicha fuerza.

La gran aportación de Hess fue el considerar que las cordilleras meso-oceánicas son la expresión directa de un proceso de convección dentro del manto. Una vez que el material convectivo asciende empieza a moverse lateralmente arrastrando consigo al piso oceánico y alejándose del valle de fisura o agrietamiento (rift) generado sobre la corriente de convección ascendente; esta grieta no crece a medida que se produce la expansión lateral del material de convección porque la fusión parcial del material sólido a profundidad da lugar a lavas que ascienden formando volcanes en las cordilleras y en el valle de fisura; las lavas se solidifican formando un nuevo piso oceánico el cual, a su vez, se aleja lateralmente de la fisura central conforme continúa la aportación de nuevo material de convección, a razón de unos cuantos centímetros por año.

La deriva continental fue considerada por Hess como una consecuencia directa de las corrientes de convección. A diferencia de los modelos anteriores que consideraban a los continentes abriéndose paso a través del material que forma el fondo oceánico, en este nuevo modelo los continentes no se mueven como unidades independientes, sino que lo hacen junto con un suelo oceánico, tan rígido como ellos, conforme se esparce lateralmente el material de convección del manto, como si estuviesen sobre una banda transportadora.

Una vez encontradas las partes ascendentes y laterales de las celdas de convección faltaba averiguar dónde podrían estar las porciones descendentes. Esto podría llevarse a cabo en las "trincheras" oceánicas profundas que bordean los arcos insulares y algunas márgenes continentales. La enorme

profundidad de esos lugares podría explicarse como debida al descenso de la placa oceánica que se fue desplazando lateralmente desde el centro de expansión hasta chocar con una placa continental. La placa descendente enfriaría a las zonas del manto cercanas a ella provocando corrientes de convección descendentes. A estos lugares se les denominó "zonas de subducción".

De este modo, el fondo oceánico se regenera por completo cada 200 ó 300 millones de años. Los continentes no se hundirían, debido a su menor densidad; solamente se amontonarían formando montañas. Una analogía para este proceso se tendría en el recipiente de la Fig. VI-11, si cambiáramos el agua por una sopa que desarrolle una espuma más o menos sólida que flota sobre la superficie; las corrientes de convección transportarán la espuma desde el centro del recipiente hasta sus bordes fríos, en donde la sopa se movería hacia abajo, pero no así la espuma, por ser demasiado ligera.

De esta manera se empezaron a despejar de un modo claro y sencillo las numerosas incógnitas acumuladas a través del tiempo como son: los valles de fisura desprovistos de sedimentos; los fondos oceánicos con un espesor de estratos sedimentarios mucho menor que lo previsto; la edad de dichos fondos, mucho más reciente que el océano mismo, pues aunque ciertos océanos pudieron existir desde el Precámbrico, su fondo se habría renovado varias veces; el origen de los guyots, etc. En consecuencia, la deriva de los continentes resultó ser un proceso viable en cuanto se definió el motor que la produce: la expansión del fondo oceánico.

6. ANOMALIAS MAGNETICAS E INVERSION DE LA POLARIDAD

En 1963 F. J. Vine y D. H. Matthews, dieron una explicación de las anomalías o irregularidades en el campo magnético terrestre descubiertas con anterioridad en el Océano Pacífico.

Una anomalía magnética es una desviación de la intensidad del campo magnético terrestre; la anomalía es positiva si esta intensidad es mayor que la intensidad promedio y negativa si es menor. Dichos autores sugerían que las anomalías eran causadas por el efecto de bandas magnetizadas del fondo oceánico, generadas sucesivamente por expansión del mismo y que contienen la huella de inversiones periódicas de polaridad del campo magnético terrestre.

Como resultado del estudio de secuencias magnetizadas de lavas continentales en todo el mundo se ha podido precisar que el campo magnético terrestre ha invertido su polaridad en épocas cuya duración ha sido menor de un millón de años. Con base en ésto se logró preparar una escala cronológica de las inversiones de polaridad magnética que han tenido lugar durante los últimos 4.5 millones de años (Fig. VI-12).

Hasta 1966 se había confirmado que una serie de anomalías magnéticas alternantes eran paralelas a las crestas de numerosas cordilleras submarinas, consistentes con el modelo de expansión del fondo oceánico.

7. MEDICIONES DEL FLUJO CALORIFICO

La presencia de una pequeña proporción de elementos radiactivos en el interior de la Tierra, equivale a un enorme depósito de calor producido fundamentalmente por la lenta desintegración de estos elementos que se traduce en un flujo continuo de calor hacia la superficie; se puede medir con algunas dificultades la velocidad de ese flujo calorífico y se ha encontrado que varía considerablemente de un lugar a otro, sin que pueda explicarse satisfactoriamente el porqué de estas variaciones.

Ya en 1950 Bullard había determinado que la distribución del calor en el fondo oceánico indicaba la presencia de corrientes de convección en el manto. Más tarde Von Herzen

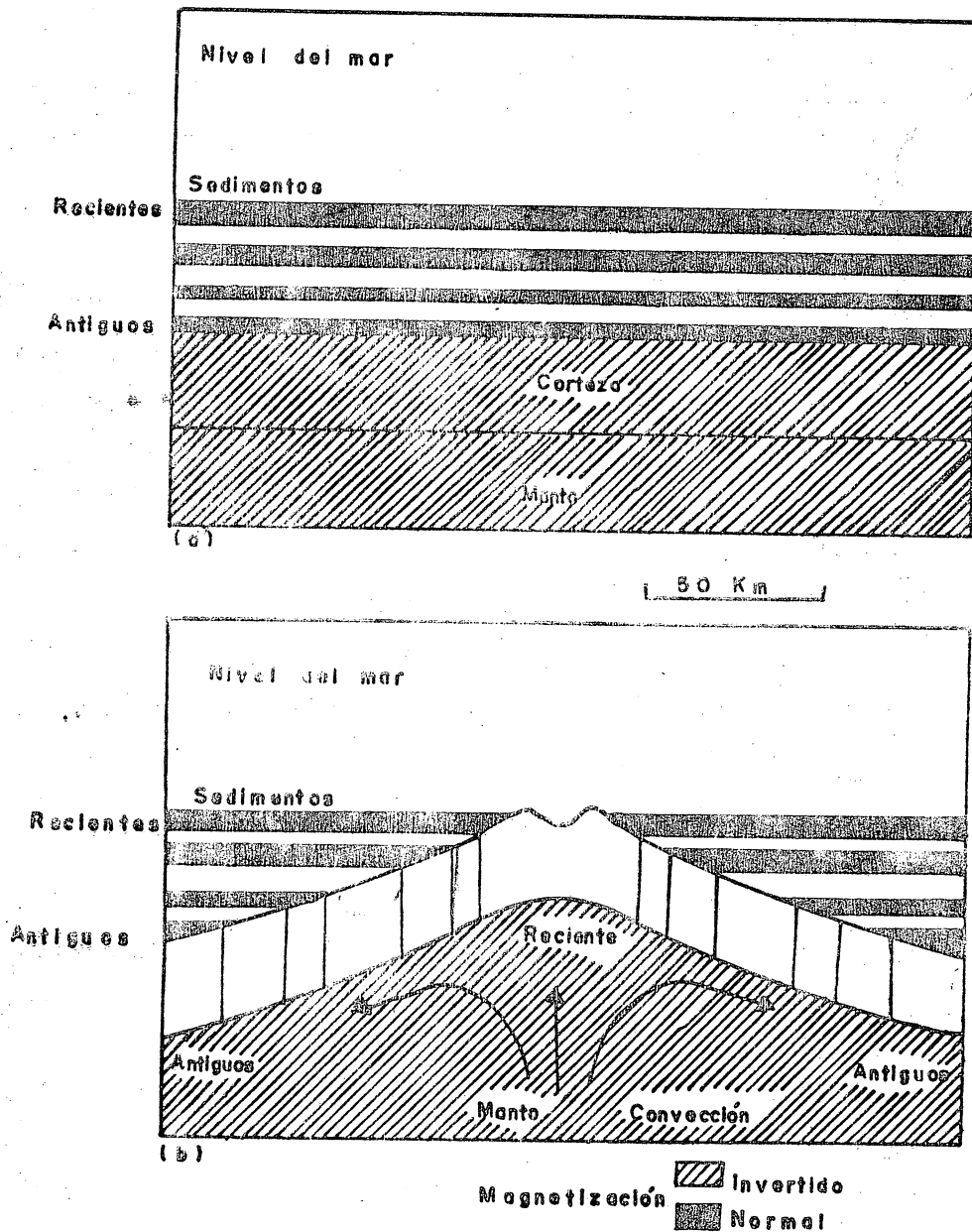


FIG. VI-12 (a) Efecto de las inversiones de polaridad sobre la magnetización de los sedimentos de mar profundo (a) sin expansión de fondo oceánico, una serie de capas sedimentarias con polaridad alternada se deposita sobre la corteza, y (b) con expansión del fondo oceánico, capa sedimentaria magnetizada sobreyace los sedimentos más antiguos y desciende en una parte de la corteza de lava que fue generada en la cordillera durante el mismo intervalo de tiempo, y migró subsecuentemente alejándose de la cordillera.

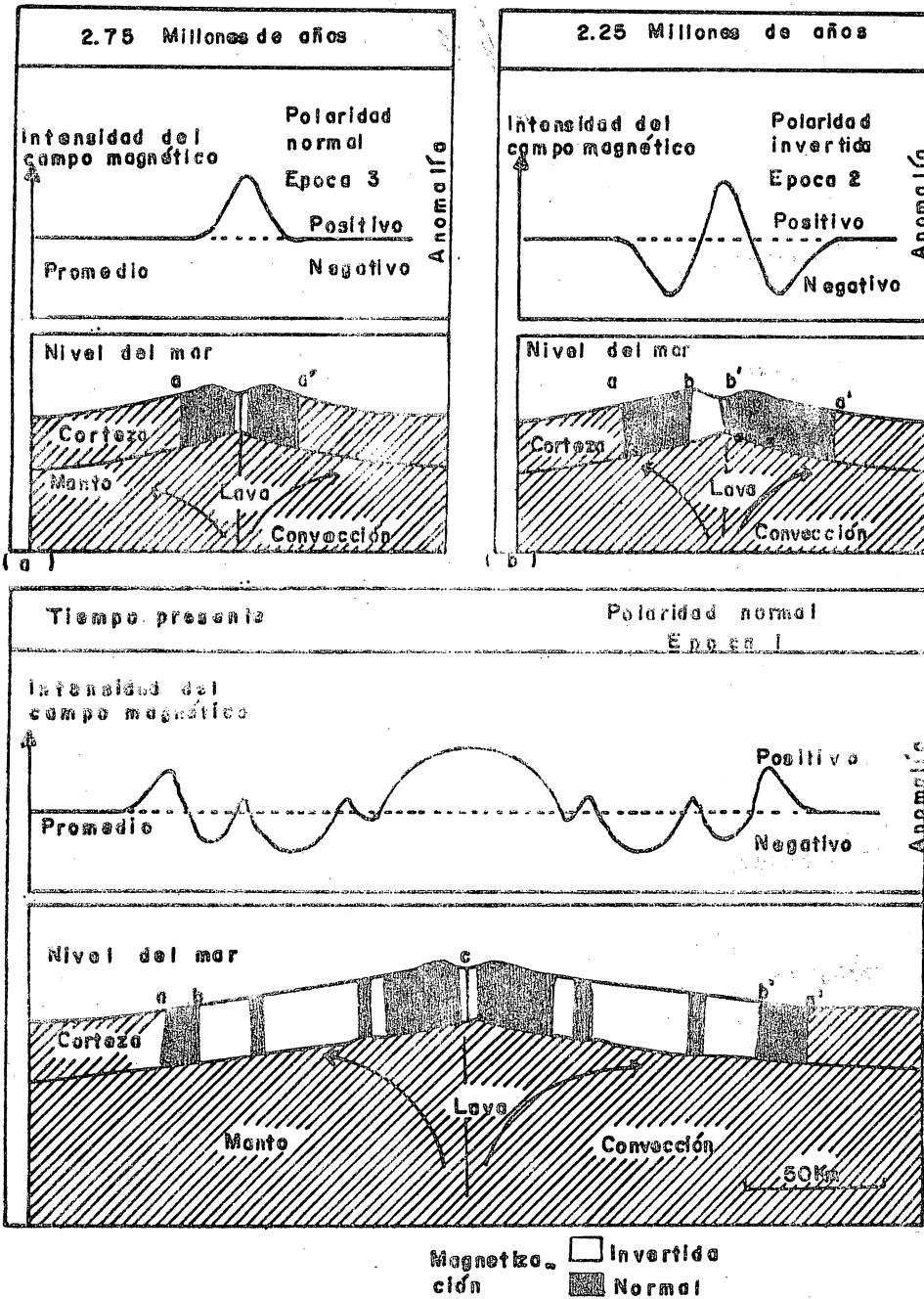


Fig. VI - 12 (b) Grabadora de cinta magnética de Vine y Matthews, en astero. Representación esquemática del proceso mediante el cual la expansión del fondo oceánico y las inversiones de polaridad producen una serie de fajas de lava magnetizada paralelas a una cordillera oceánica la cual, a su vez, produce anomalías magnéticas simétricas en franjas paralelas a la cordillera.

y Uyeda realizaron numerosas mediciones de la temperatura en la Cordillera Meso-atlántica y sus resultados, publicados en 1963, mostraron que el flujo de calor es máximo encima de ella y disminuye progresivamente a medida que se va alejando de dicha dorsal.

De este modo se pudo asimilar el carácter tensional de las cordilleras oceánicas y el elevado flujo calorífico en sus regiones centrales a una cierta especie de vertedero del material sólido y caliente hacia el exterior de la Tierra, sugiriéndose además que el empuje del material ascendente podía ser la causa de la formación de dichas Cordilleras.

8. DETERMINACIONES GEOCRONOMETRICAS

También desde 1950, el canadiense John Tuzo Wilson se dedicó a determinar edades absolutas de las rocas en las islas emergidas en el Océano Atlántico porque deducía que si el fondo de este océano se había formado por expansión a partir de la dorsal oceánica, las islas más cercanas a la dorsal serían más recientes, mientras que las más alejadas tendrían que ser más antiguas. El resultado de sus investigaciones confirmó sus ideas.

Precisamente en 1961, Tristan da Cunha, un islote situado en la parte meridional del Atlántico, muy cerca de la dorsal oceánica, sufrió una violenta erupción que lo redujo a un desierto de cenizas y lavas. Se descubrió que el islote es un producto muy reciente de la dorsal porque su edad es apenas de un millón de años. Las Bermudas, en cambio, mucho más distantes de la dorsal, tienen 36 m.a., y las islas Príncipe y Fernando Poo, cercanas a la costa africana, revelaron una edad de 120 m.a. Para otras islas, situadas a distancias intermedias, se obtuvieron edades también intermedias. Con estos datos y con la longitud de las bandas magnéticas se ha podido determinar que la velocidad de expan

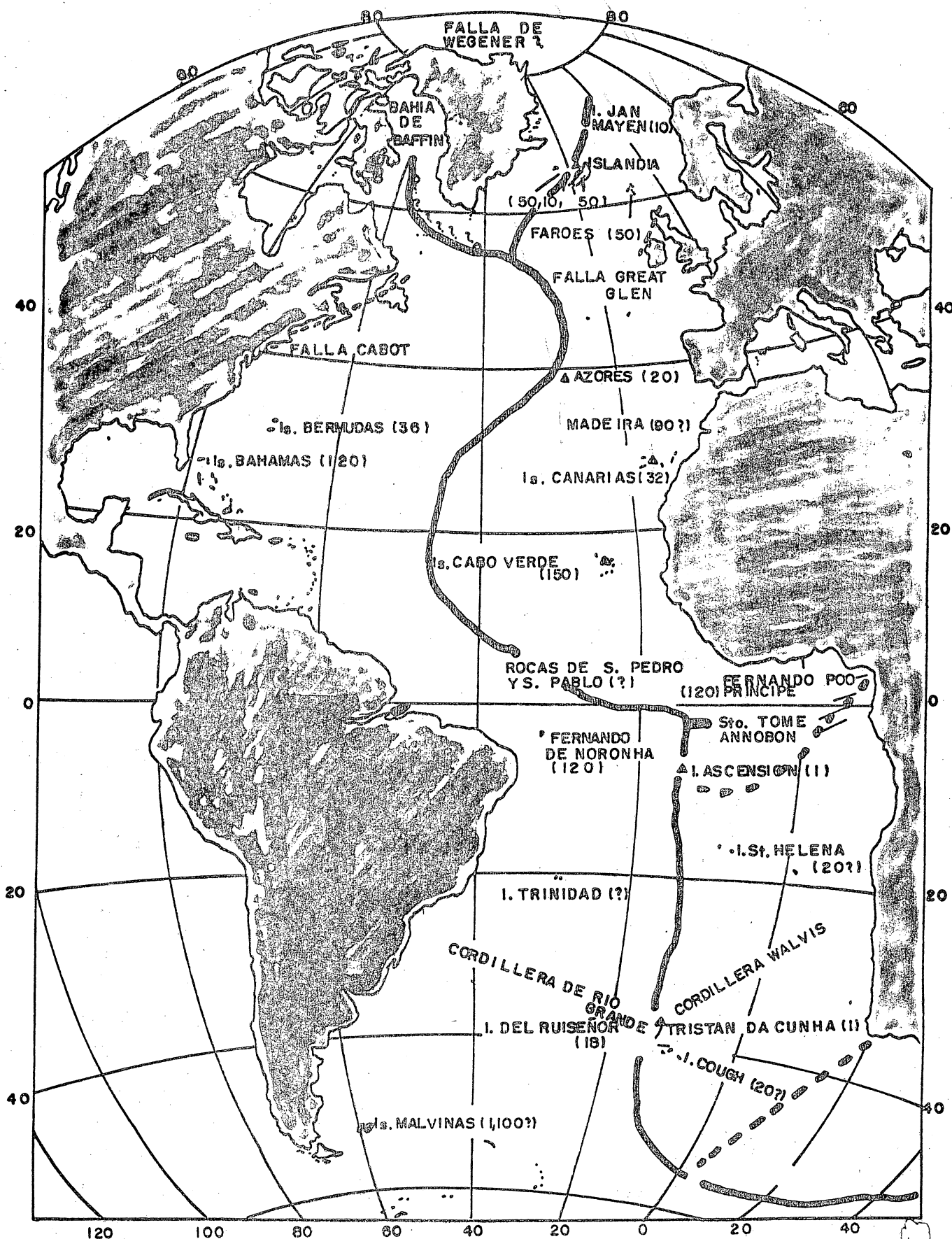


Fig. VI-13 La edad de las islas del Atlántico viene dada por la edad de las rocas más antiguas cuanto más alejadas de la cordillera Centro-Atlántica se encuentran. Los números de las islas indican la edad en millones de años. Los geólogos dividen Islandia en tres regiones de diferentes edades; la central es la más moderna. Las cordilleras Río Grande y Walvis son cordilleras laterales que se han formado como consecuencia de la deriva de África y América del Sur. También se han representado otras cordilleras laterales de la Centro-Atlántica. Las islas con volcanes activos están representadas por triángulos negros; la mayor parte de ellas se encuentran cerca de la cordillera Centro-Atlántica. La ramificación de ésta en la bahía de Baffin es una suposición. Las líneas a trazos coloreados indican grandes fallas.

sión del Océano Atlántico varía entre 2 y 6 cm por año (Fig. VI-13).

9 LA TECTONICA DE PLACAS

Las antiguas ideas sobre la deriva continental, las explicaciones sobre el considerable desplazamiento de grandes masas terrestres en algunos sistemas de fallas y la migración del polo magnético eran conceptos que, considerados individualmente dejaban mucho lugar a dudas, pero al ser considerados en conjunto con la expansión del fondo oceánico definida por Paleomagnetismo, fueron de una impresionante concordancia con la evidencia presentada que dieron lugar a la teoría que, en 1965, Tuzo Wilson llamó Tectónica de Placas. En otras palabras, este término se emplea para describir los efectos de la expansión del fondo oceánico, la deriva continental y la migración del polo magnético.

La parte geométrica de la teoría señala que la superficie de la Tierra está constituida por placas relativamente delgadas como cáscaras o costras de rocas rígidas; hay seis placas principales que se han llamado Americana, Eurasiática, Africana, Indoaustrialiana, Antártica y Pacífica, y además otras pequeñas como son las del Caribe, Cocos, Nazca, Egea, Arábiga y de las Filipinas (Fig. VI-14).

La explicación cinemática de la teoría sostiene que las placas están en constante movimiento y el hecho de ser rígidas implica que no puede haber movimiento parcial en una placa, sino que toda la placa tiene que moverse como una unidad.

Los aspectos dinámicos de la tectónica de placas se ilustran en la Fig. VI-15.

La expansión del fondo oceánico a partir de la cordillera central es un efecto de la convección en una capa ligeramente plástica -la astenósfera, sobre la que se desplaza ha

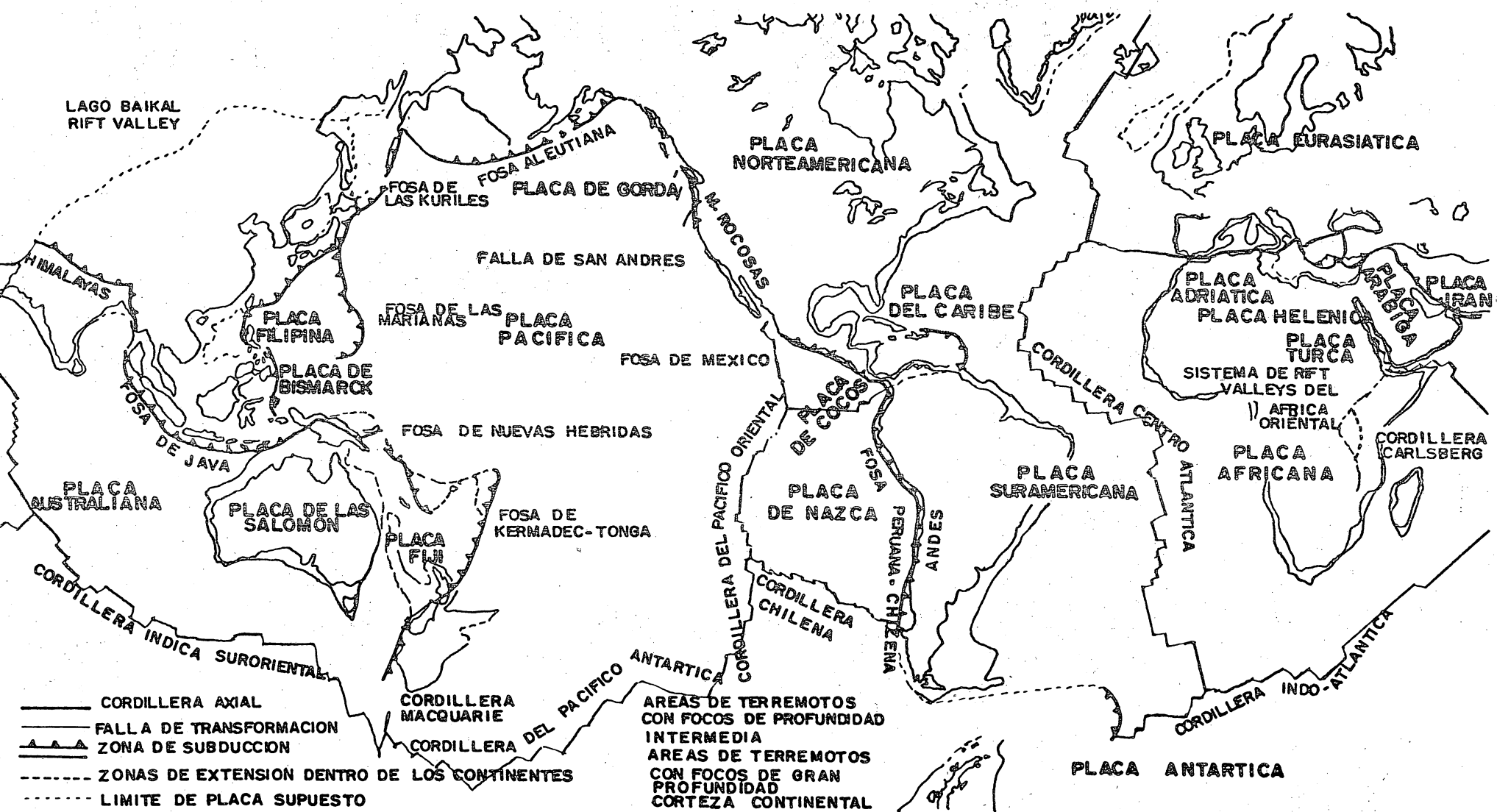
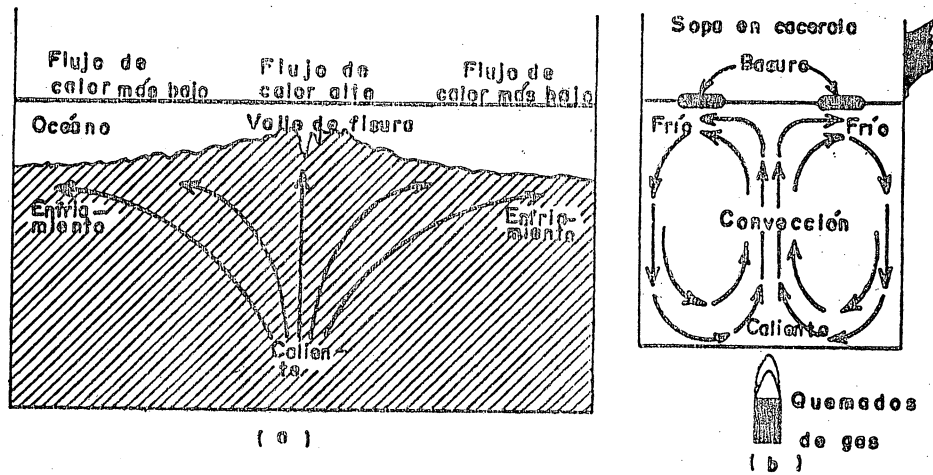


Fig.VI-14. Distribución geográfica de las placas litosfericas.



Tectónica de placas, una representación diagramática y resumen.
Cordillera Meso Atlántica

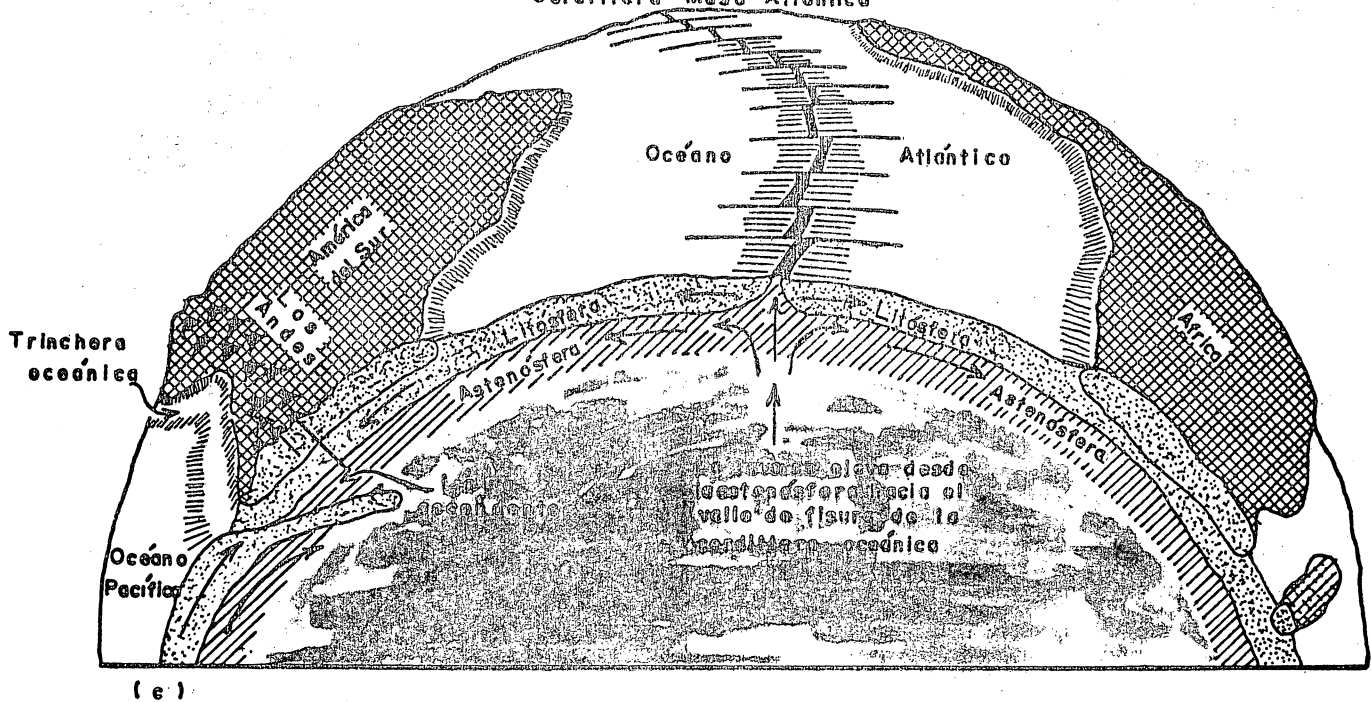


Fig. VI-15. Comportamiento de las corrientes de convección a partir de modelos a) experimental-geológico b) experimental c) de acuerdo a la tectónica global.

cia ambos lados de la cresta de la cordillera, una costra rígida -la litósfera- como si estuviese en sendas bandas transportadoras; ésto provoca un estado de tensión que culmina con la formación de un valle de fisura. Por esta fisura hacen erupción lavas basálticas provenientes de una fusión parcial de la astenósfera debida a pérdida de presión. Una vez solidificadas las lavas constituyen una nueva porción de la litósfera que contribuyen a formar el fondo oceánico en expansión.

Durante el desplazamiento de las placas los continentes se mueven con ellas de manera pasiva, algo así como se mueve el material detrítico o los restos orgánicos transportados por los glaciares.

Como las placas litosféricas son rígidas no puede proseguir el proceso de expansión del fondo oceánico sin causar un aumento de la superficie de la Tierra a menos que la litósfera más antigua se esté destruyendo en alguna parte. No hay argumentos convincentes para apoyar la vieja hipótesis de una expansión terrestre que persista por tiempo indefinido y, en cambio, resulta fácil explicar la destrucción de la litósfera en las zonas de subducción.

10. APORTACIONES DEL ESTUDIO DE LOS TERREMOTOS

El estudio de los terremotos confirma en gran parte la teoría de la tectónica de placas, si se considera que los terremotos son una consecuencia menor de este proceso global, como lo demostraron en 1968, Isaacs, Oliver y Sykes.

La intensidad de un terremoto depende tanto de la cantidad total de energía liberada en su foco como de la naturaleza del terreno; la intensidad máxima aparece alrededor del epicentro o punto de la superficie que está directamente arriba del foco, como se ilustra en la Figura VI-16; en esta forma se ha indicado además una distribución ideal de diver

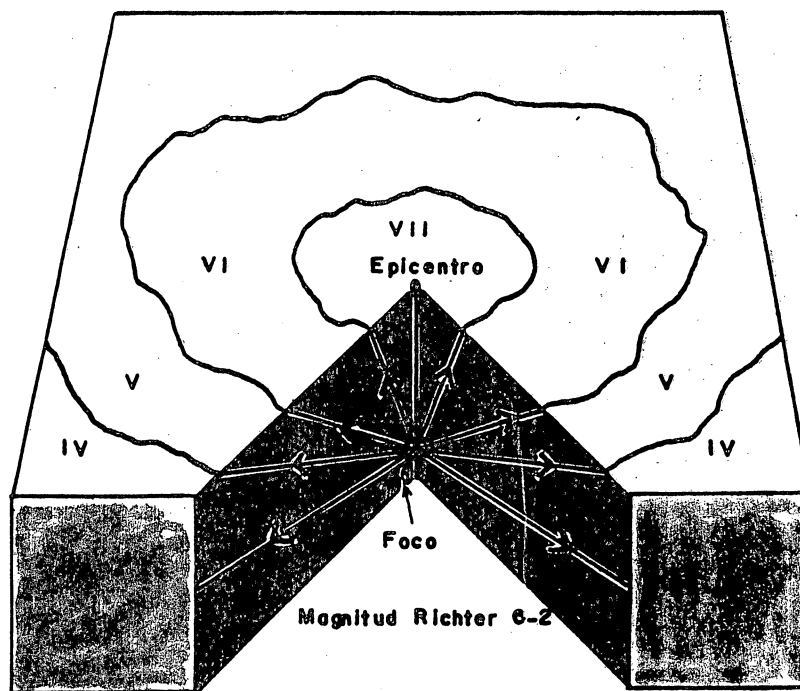


Fig. VI-16. Foco de un temblor dentro de la Tierra comparado con el epicentro en la superficie directamente encima del foco. La energía es transmitida en todas las direcciones, como lo señalan las flechas. La intensidad del temblor disminuye con la distancia a partir del epicentro, como lo muestran las zonas de igual intensidad.

sas intensidades, de acuerdo con la escala de Richter.

Un terremoto se clasifica de acuerdo a la profundidad del foco. Si éste se encuentra entre la superficie y los 70 Km de profundidad se le denomina somero; entre 70 y 300, intermedio y más allá de 300, profundo. El foco más profundo de que se tiene noticia, estaba a 720 Km. Es muy probable que a mayor profundidad la Tierra sea completamente asísmica.

La distribución de los epicentros de cada uno de los terremotos registrados en el período comprendido entre 1961 y 1967 (Fig. VI-17) sigue muy de cerca las crestas de la Cordillera Meso-oceánica, las cadenas montañosas jóvenes y su extensión a lo largo de los arcos insulares. Por otro lado no existen terremotos intermedios y profundos asociados con la cordillera y, además, los terremotos profundos son escasos y están distribuidos casi exclusivamente con las fosas o trincheras de la región circumpacífica (Fig. VI-18).

Los terremotos señalan tres hechos importantes: 1) la concentración de los epicentros delimitaría los límites de las placas; 2) la distribución de los focos es evidencia de la extensión de placas litosféricas hasta 700 Km de profundidad en las áreas de subducción, y 3) el estudio de las ondas generadas señalan la dirección del movimiento de cada placa con respecto a sus vecinas.

Los focos sísmicos indican, además, que una placa desciende oblicuamente bajo otra siguiendo un plano inclinado entre 40° y 70° hacia el continente, al que se ha denominado Plano de Benioff. Como no se han registrado focos sísmicos por debajo de los 700 Km de profundidad se deduce que hasta allí terminan los bordes inferiores de las placas rígidas y, en consecuencia, que es a ese nivel en donde la litósfera se disuelve totalmente en el manto. Para llegar a este punto se requerirá el equivalente al tiempo necesario para que se generen 700 Km de nueva litósfera en las cordilleras oceánicas.

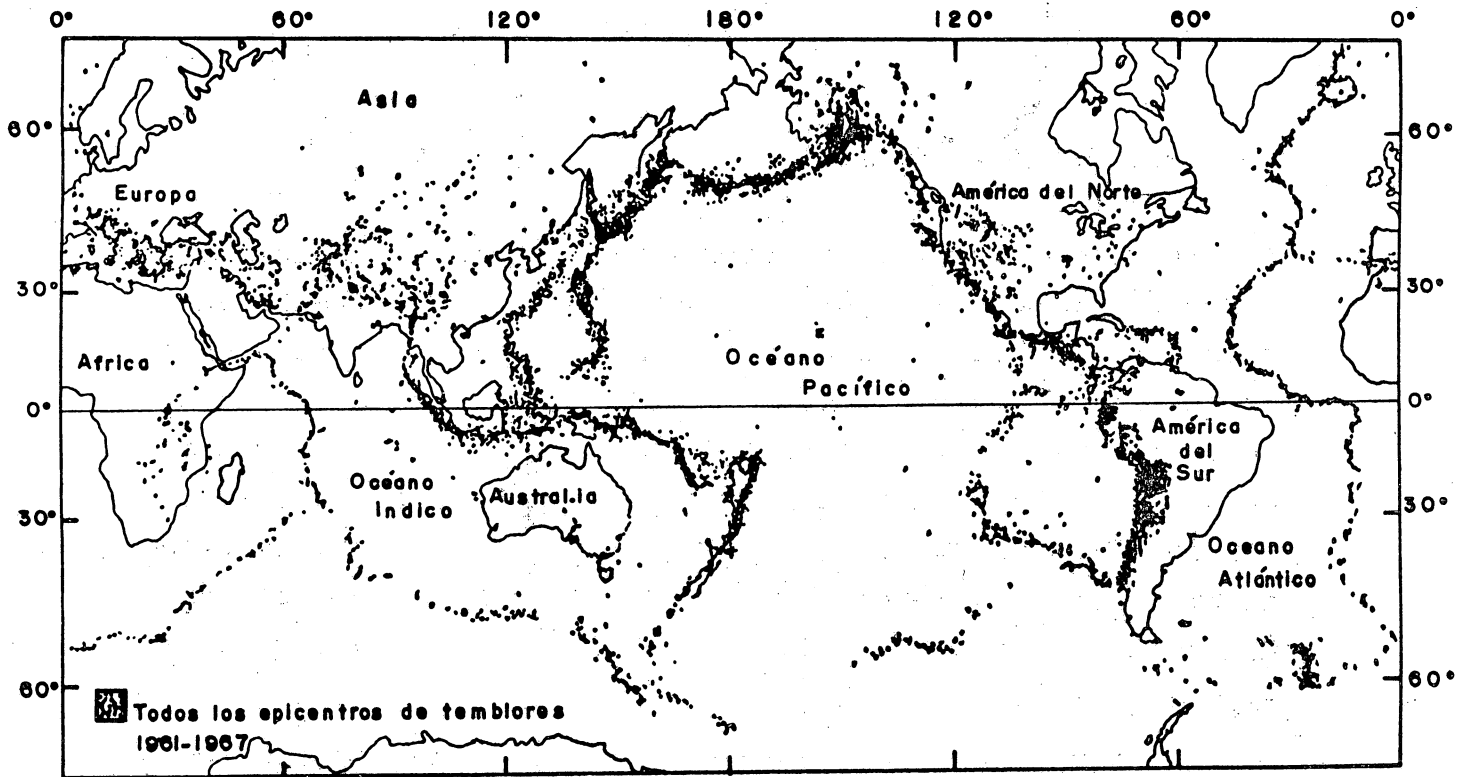


Fig. VI-17. Distribución de todos los epicentros de temblores registrados por el U.S. Coast and Geodetic Survey (Servicio Costero y Geodético de los E.U.). (Tomado de M. Barazangi y J. Dorman, Bull. Seismol. Soc. Amer., 59, 369, 1969).

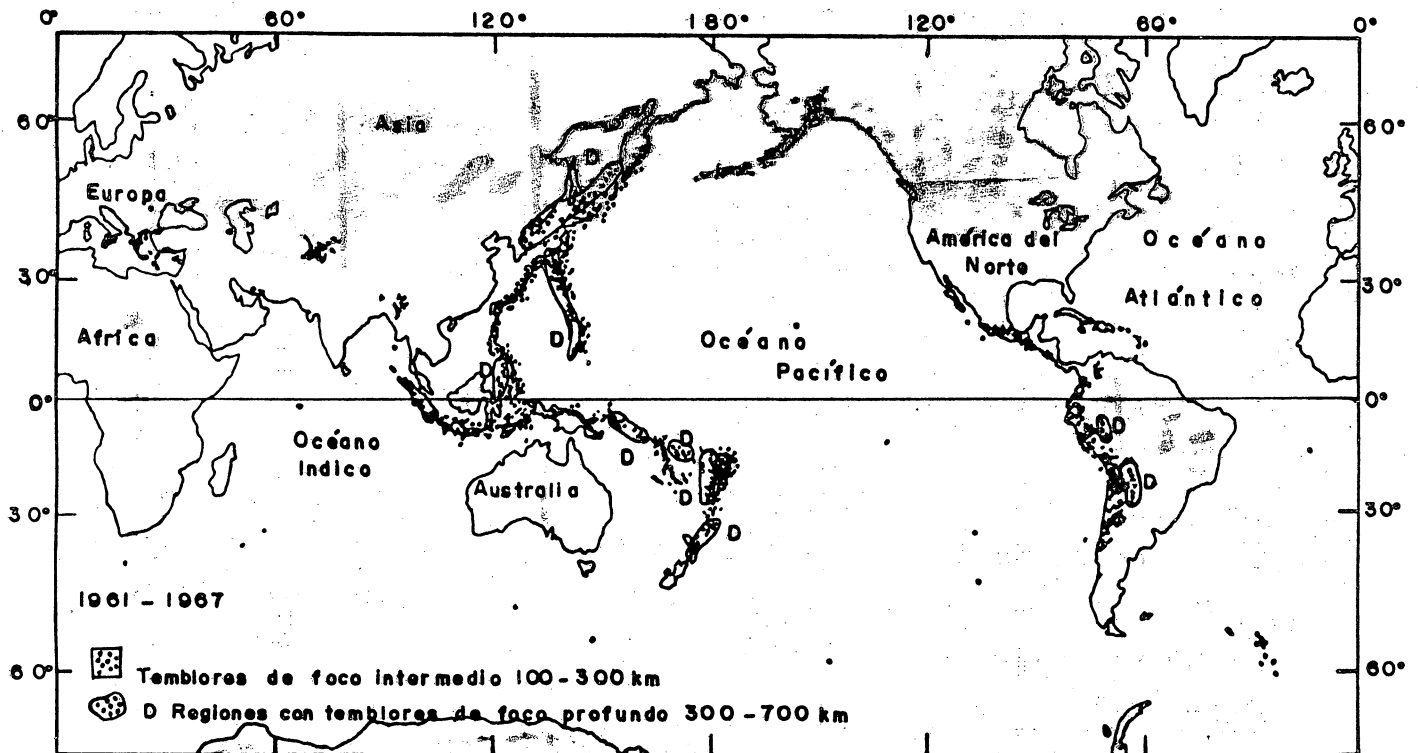


Fig. VI-18. Distribución de temblores de foco intermedio y foco profundo registrados por el U.S. Coast and Geodetic Survey, 1961-1967. (Servicio Costero y Geodético de los E.U.). (Tomado de M. Barazangi y J. Dorman, 1969, ver la figura VI-17).

11. FALLAS TRANSFORMES

Los terremotos ocurren también con relativa frecuencia a lo largo de fallas transversales que desplazan de trecho en trecho a la Cordillera Meso-oceánica y que se pierden en el fondo marino sin alcanzar los continentes, dando al conjunto un aspecto que se ha comparado con la columna vertebral de un pez. El desplazamiento causado por estas fallas, a las que Tuzo Wilson denominó "fallas transformes", Sykes de terminó que es a rumbo pero es en sentido opuesto al del des plazamiento aparente de la cordillera como se muestra en la Figura VI-19.

Si se colocan sobre un globo terráqueo dos placas separadas por la cordillera meso-oceánica cortada en segmentos por fa llas transformes, se observará que estos segmentos describen círculos concéntricos alrededor de un polo denominado "polo de expansión" que marca el extremo del eje de rota ción de una placa con respecto a la otra, independiente del eje de rotación de la tierra. Cada segmento de la cordillera coincidiría con un "meridiano" que pasaría por ese polo (Fig. VI-20). La longitud de las fallas transformes y la velocidad de la expansión serían máximas hacia la línea ecuatorial perpendicular al polo de expansión y nulas en és te.

12. MARGENES DE LAS PLACAS

En gran parte, los límites de las placas no coinciden con los límites de los continentes y océanos sino con fajas ac tivas caracterizadas por la concentración de epifocos de te rremotos, algunas veces con actividad volcánica, como ya se estableció.

Se conocen tres tipos de márgenes entre las placas, cada uno de los cuales presenta diferente tipo de deformación y actividad geológica:

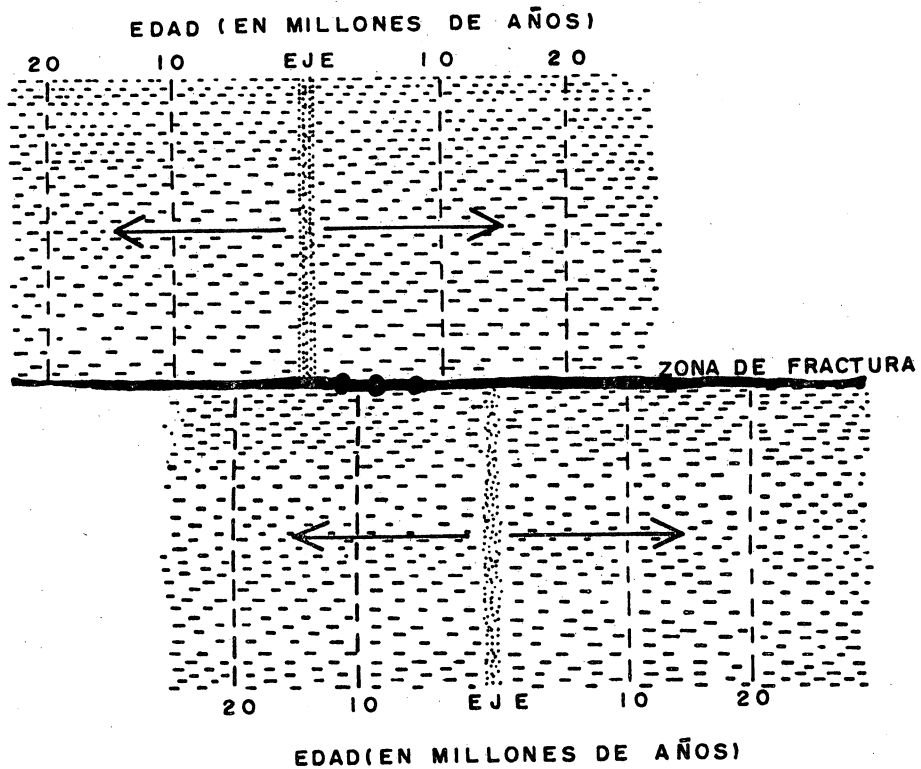


Fig.VI-19. Las rocas fundidas son expulsadas desde el interior de la tierra a lo largo de las líneas de expansión; ya solidificadas, son empujadas según sentidos contrarios (flechas) por las siguientes intrusiones que se producen. Los ejes de derrame, o líneas de expansión (bandas coloreadas), están desplazadas una respecto a la otra por una zona de fractura, el material se mueve según direcciones opuestas y la fricción entre estas dos masas corticales da lugar a sismos de mediana profundidad (los focos están señalados por los puntos coloreados).

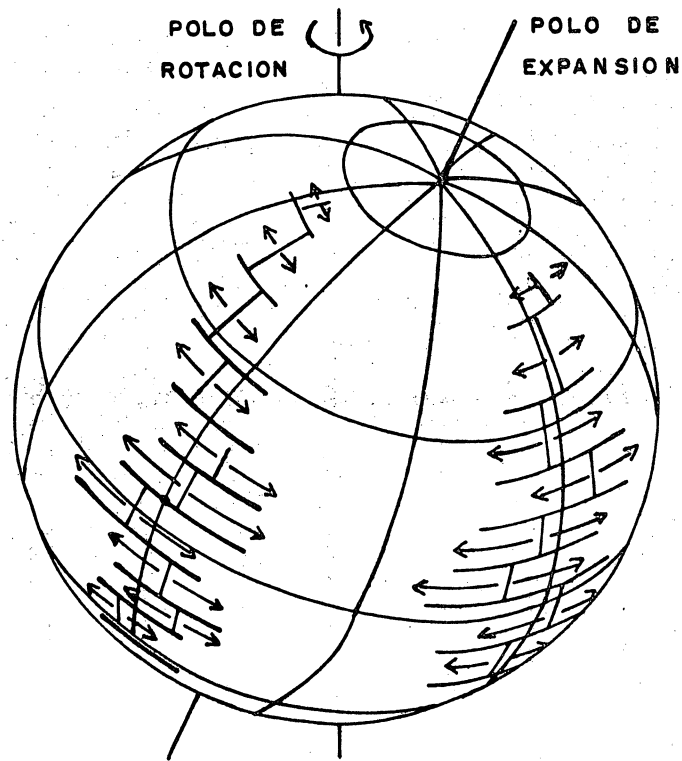


Fig. VI-20. LA RELACION GEOMETRICA entre los ejes de las cordilleras centro-oceánicas y las zonas de fractura se hacen evidentes si concebimos líneas de «latitud» y de «longitud» definidas por los «polos de expansión», de forma semejante a como se construyen para los polos de rotación. En cada océano, las zonas de fractura son perpendiculares a las líneas de expansión y el valor de la expansión (o desplazamiento), señalado por las flechas, varía directamente con la distancia al «ecuador»

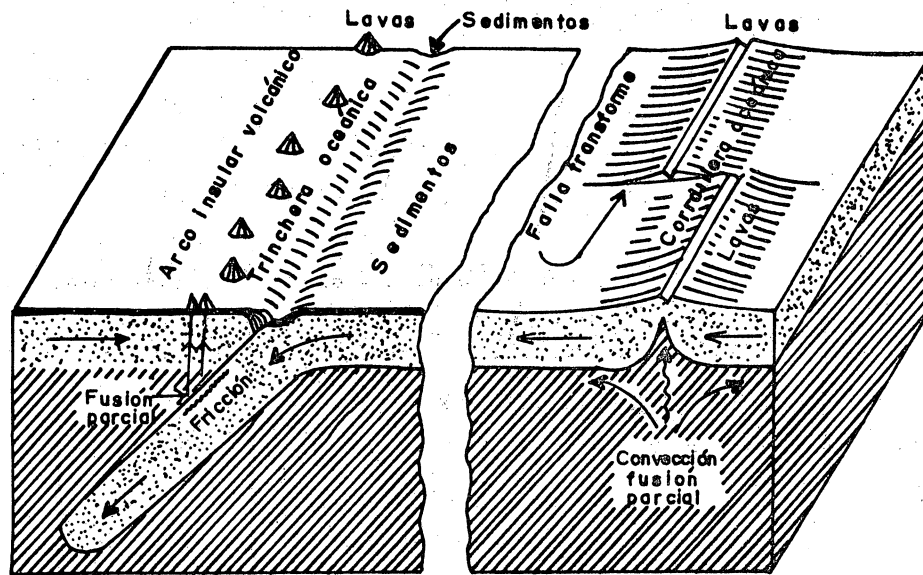
a) Márgenes divergentes, representadas por la Cordillera Meso-oceánica y caracterizadas por estar sometidas a esfuerzos de tensión que dan lugar a fisuramientos, fallamientos en bloque y erupciones de magma basáltico que, al solidificarse, se añade a la corteza oceánica en expansión.

b) Márgenes convergentes, que son lugares en donde chocan dos placas que se mueven en direcciones opuestas y están, por tanto, sujetas a compresiones; en ellas tienen lugar procesos geológicos complicados, entre los cuales cabe mencionar actividad ígnea, tanto plutónica como volcánica, fundamentalmente de composición intermedia a ácida, diferentes procesos metamórficos, deformación cortical y generación de montañas.

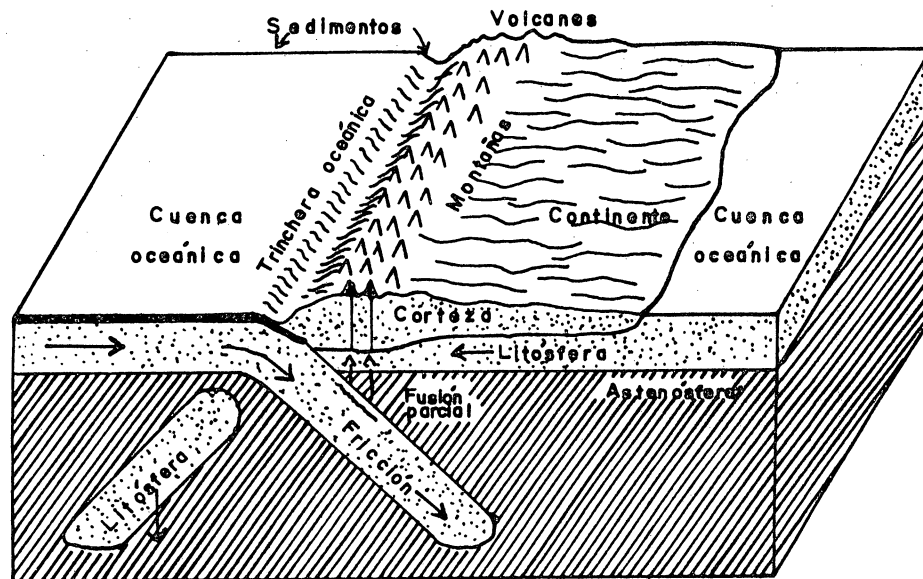
En el caso de dos placas de naturaleza oceánica, una de ellas se combará bajo la otra formando una zona de subducción (Fig. VI-21 a); si una placa lleva consigo un continente resistirá a la subducción y será la placa oceánica la que se hunda debido a su mayor densidad (Fig. VI-21 b); finalmente, si las dos placas son continentales ninguna podrá hundirse, sino que una cabalgará una corta distancia sobre la otra hasta fundirse o soldarse en un solo bloque continental, formándose una cadena montañosa que marca la línea de sutura (Fig. VI-21 c).

Ejemplos que se pueden citar de los tres casos anteriores son, respectivamente, las uniones de las placas Pacífica e Indoaustraliana a la altura de la Trinchera de Tonga, de la Placa de Nazca con Sudamérica formando la Cordillera de Los Andes, y de las placas Indoaustraliana y Euroasiática, cuyo choque produjo los Montes Himalaya.

c) Márgenes en las fallas transformes, que por ser paralelas a la dirección del movimiento relativo de las placas, no implican convergencia ni divergencia y, en consecuencia,

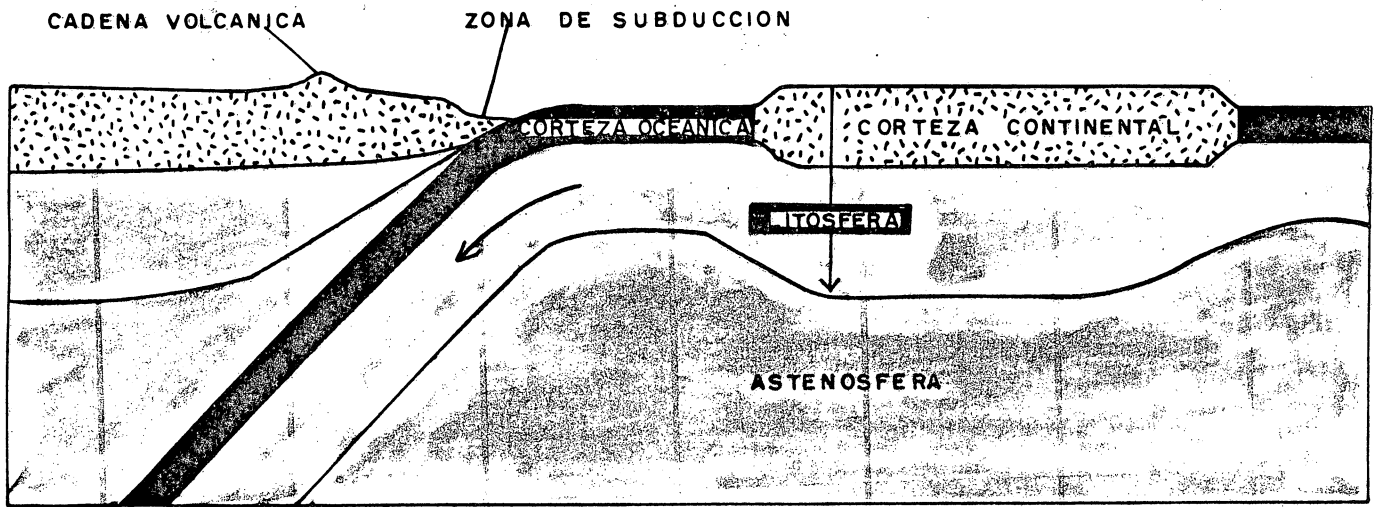


(a)

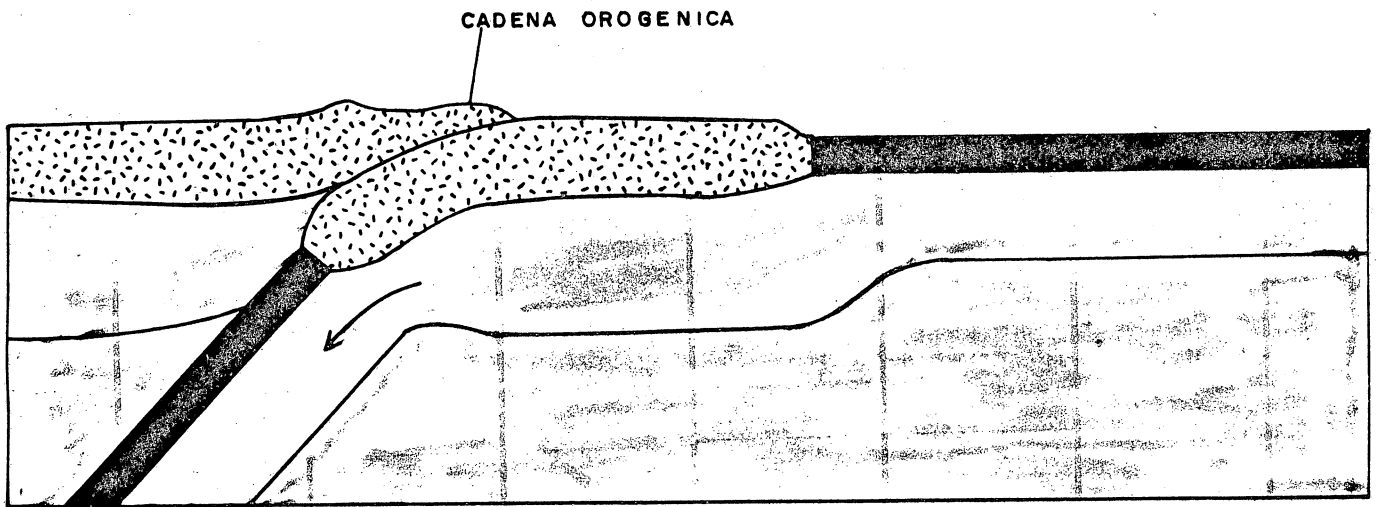


(b)

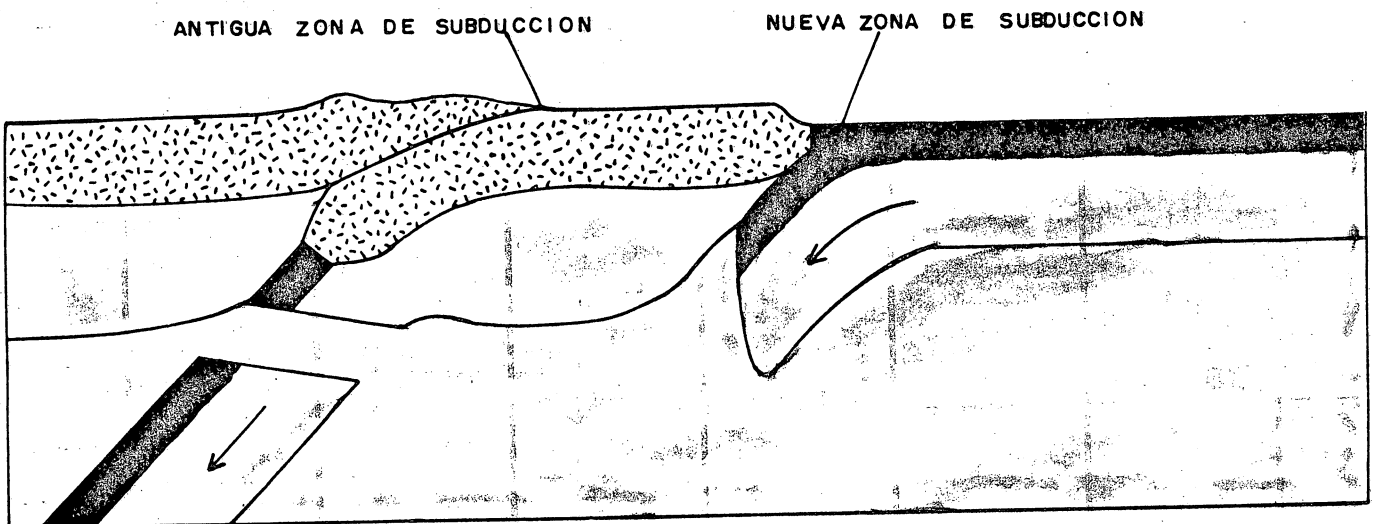
Fig. IV- 21 La tectónica de placas y la construcción de montañas.
 (a) Límite compresional océano - océano y desarrollo de arco insular volcánico.
 (b) Límite compresional océano - continente y desarrollo de cordillera de montañas plegadas y cadena volcánica.



(1)



(2)



(3)

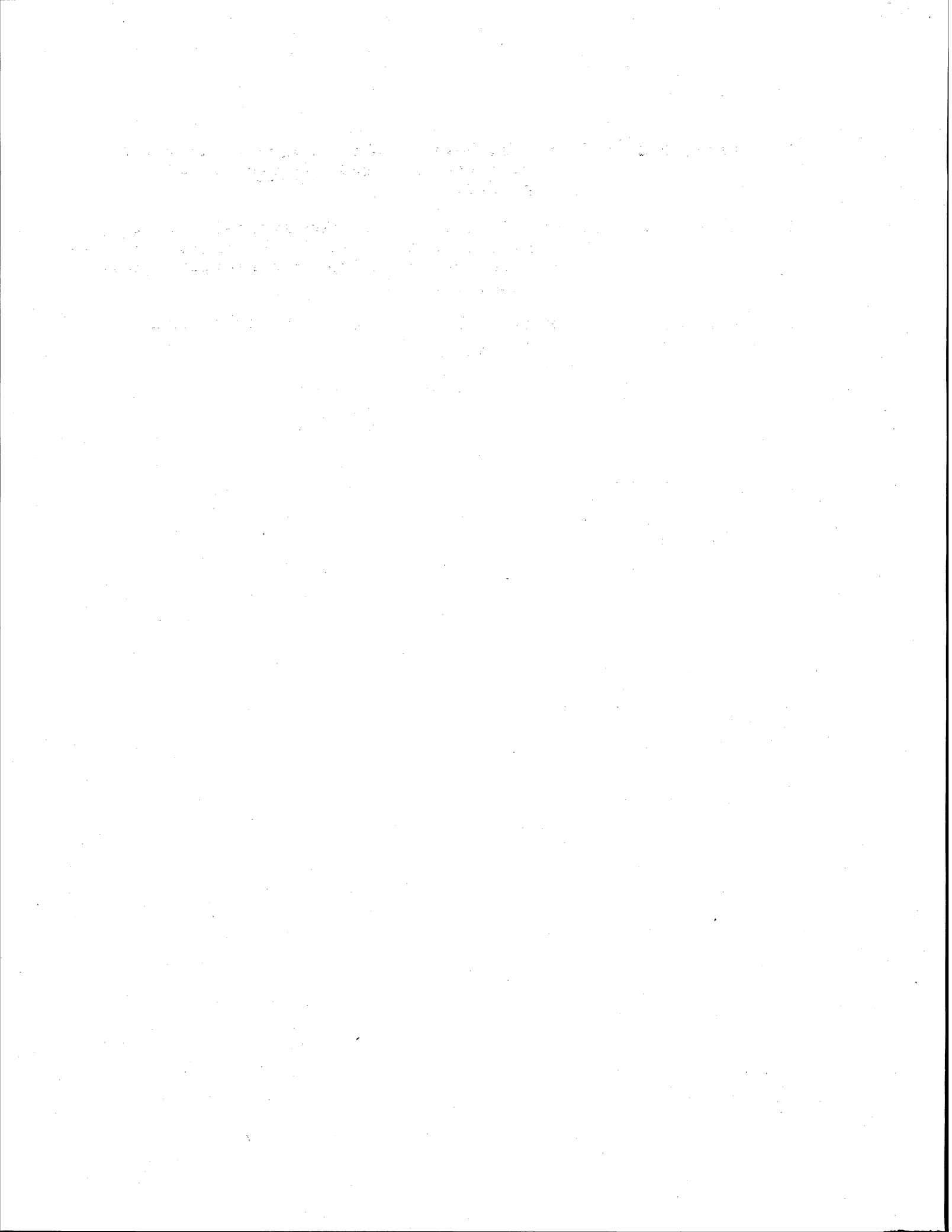
Fig. VI-21 (c) La colisión de los continentes tiene lugar cuando una placa que transporta un continente subduce en el borde delantero de una placa que transporta, a su vez, otro continente (1). Puesto que la corteza continental es demasiado ligera para ser hundida hacia la astenosfera, la colisión da lugar a cadenas de montañas (2). Evidentemente, los Himalayas se formaron cuando una placa que transportaba a la India, chocó con la antigua placa asiática hace unos 40 millones de años. La placa descendente puede, a su vez, romperse, sumergiéndose en la astenosfera y una nueva zona de subducción puede empezar a funcionar en cualquier otra parte (3).

ni se forman nuevas rocas, ni hay generación o destrucción de las placas y el vulcanismo es escaso. Las placas deslizan pasivamente a lo largo de las fallas, produciendo sólo fracturamiento y actividad sísmica derivada de la fricción entre las placas. El ejemplo más conocido de este tipo de margen es el sistema que comprende al Golfo de California y la Falla San Andrés, que forma parte del límite entre las placas Pacífica y Americana.

REFERENCIAS

1. Cox, A. (1973) Plate tectonics and geomagnetic reversals. W. H. Freeman, San Francisco.
2. Frigo, M. y L. Sorbini (1978). Il mondo della Geologia. Arnoldo Mondadori. Ed., Milán.
3. Hamblin, W.K. (1978). The Earth Dynamic Systems. Burgess Publ. Co., Mineapolis.
4. Hess, H.H. (1962) History of the Ocean Basins. In S.E. J. Engle et al, Eds. Petrological Studies. A volume in honor of A.F. Buddington. Geol. Soc. of America, Nueva York.
5. Isaacs, B., J. Oliver y L.R. Sykes (1968). Seismology and the new global tectonics. Journ. Geophys. Res., V.73, p. 5855.
6. Ruggieri, G. (1976). Storia della Geologia, Dall' Atlantide alla Pangea. Arnoldo Mondadori Ed., Milán.
7. Seyfert, C.K. y L. A. Sirkin (1973). Earth History and Plate Tectonics. Harper & Row, Nueva York.
8. Stacey, F.D. (1969). Physics of the Earth. John Wiley, Nueva York.
9. Tarling, D.H. y M. P. Tarling (1973). La Dérive des Continents. Doin Ed., París.
10. Termier, H. y G. (1952). Historie géologique de la Biosphère. Masson et Cie., París.

11. Vine, F.J. y P. M. Matthews (1963). Magnetic anomalies over ocean ridges. Nature, v.199, p. 947.
12. Wilson, J. T., Ed. (1976). Deriva Continental y Tectónica de placas. Trad. del inglés. Seleccionaciones de Scientific American. Ed. Blume, Madrid.
13. Wyllie, P. J. (1976). The way the Earth works. John Wiley, Nueva York.



CAPITULO VII

EL INTERIOR DE LA TIERRA

. METODOS DE ESTUDIO

La estructura y composición del interior de la tierra solamente puede estimarse a partir de métodos indirectos. Se cuenta con cuatro tipos de datos: geofísicos, extraterrestres, petrográficos y experimentales.

a) Los datos geofísicos comprenden fundamentalmente la determinación de las velocidades de transmisión de las ondas sísmicas producidas por los terremotos y, recientemente, por las explosiones nucleares subterráneas. También se han aprovechado las variaciones en las propiedades elásticas, magnéticas y gravimétricas de los materiales del interior de la Tierra. Estos datos se comparan con los valores determinados experimentalmente para diversos materiales, sometidos a elevadas temperaturas y presiones.

b) Como fuentes extraterrestres se cuenta con la abundancia relativa de los elementos, determinada por métodos espectroscópicos en diferentes cuerpos celestes, y el estudio de los meteoritos. En la actualidad se cuenta además con la información proporcionada por el estudio de las rocas lunares y no estará lejano el futuro en que se consigan rocas de los diferentes planetas. Sin embargo, las rocas lunares han sufrido una importante diferenciación, por lo que proporcionan muy escasa información directa sobre la composición original de los cuerpos celestes.

c) Los datos petrográficos proporcionados por las rocas superficiales y las encontradas a profundidades, a donde llegan las perforaciones petrolíferas menores a 10 Km, se

pueden complementar con especulaciones y deducciones sobre la historia geológica y petrogénesis de esas rocas, como es el estudio de aquellas masas rocosas que, tras haberse formado a profundidad, fueron elevadas durante los procesos orogénicos y sometidas después a la erosión. Esta interpretación puede aplicarse sólo a rocas creadas a no más de 25 Km de la superficie. Por otra parte, las rocas máficas y ultramáficas pueden dar informaciones muy valiosas sobre el manto superior, como se verá.

Son valiosos auxiliares de la Petrografía las consideraciones geoquímicas, tales como la distribución de los elementos y el comportamiento físico de las rocas a profundidad determinado por modelos geofísicos.

d) Una vez determinadas las composiciones químicas, deducidas de los enfoques anteriores, se estiman las asociaciones mineralógicas y las transiciones de fases a varias profundidades mediante estudios experimentales de equilibrios de fases a altas temperaturas y presiones empleando rocas, sistemas silicatados o modelos con germanatos, compuestos éstos muy similares a los silicatos.

2. CONSIDERACIONES GEOFISICAS

a) Ondas P y Ondas S

El estudio de los terremotos, objeto de la Sismología, permite deducir la estructura interna de la Tierra, pues la liberación de la energía elástica en el foco de un terremoto produce ondas que se transmiten en todas direcciones y que se registran en instrumentos sensitivos, denominados sismógrafos, en una red mundial de estaciones receptoras. Se calculan las velocidades de las ondas a diferentes profundidades, lo que equivale a una especie de radiografía del interior de la Tierra.

Las explosiones nucleares subterráneas han alcanzado tal

magnitud, que también contribuyen a mejorar este conocimiento.

En 1897 el inglés R. D. Oldham identificó tres tipos principales de ondas sísmicas en los sismogramas: a) ondas primarias o "P" que son de compresión y expansión, análogas a las del sonido; b) ondas secundarias o "S", que son ondas de cizalla que vibran a ángulo recto con la dirección de propagación, semejantes a las de la luz, y c) ondas superficiales o largas "L", limitadas a un máximo de 30 km de profundidad a partir de la superficie terrestre. Viajan mucho más lentamente que las otras, manteniéndose en la superficie del suelo y provocando los efectos desastrosos bien conocidos. Las ondas P se transmiten en sólidos y líquidos pero las ondas S sólo lo pueden hacer a través de los sólidos con velocidad que es un tercio menor que la de las ondas P, porque los líquidos no ofrecen resistencia a la cizalla.

b) Estructura concéntrica de la Tierra.

Las ondas provenientes de los terremotos señalan que la Tierra tiene estructura concéntrica, con dos marcadas discontinuidades en las propiedades físicas del material que la compone y que la dividen en tres porciones: el núcleo, el manto y la corteza. (Fig. VII-1).

La primera discontinuidad, denominada de Mohorovicic o simplemente Moho, separa la corteza del manto y su profundidad varía de 12 a 65 Km, bajo la corteza oceánica y por debajo de las cordilleras montañosas continentales, respectivamente. La segunda discontinuidad se llama de Gutenberg, se localiza a 2900 Km de profundidad y separa al manto del núcleo.

Dos discontinuidades menores permiten dividir al manto en tres porciones y hay otra que separa al núcleo en una parte

Tectónica de placas, representación diagramática.

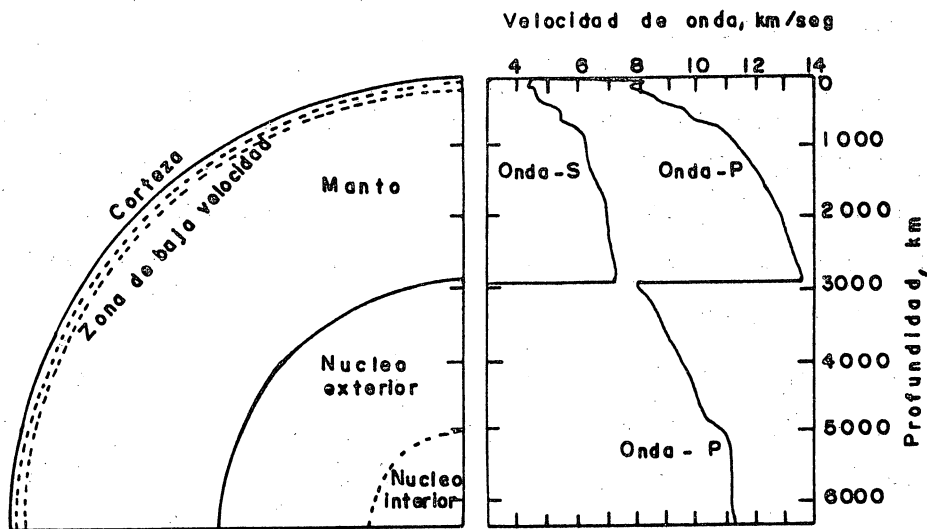
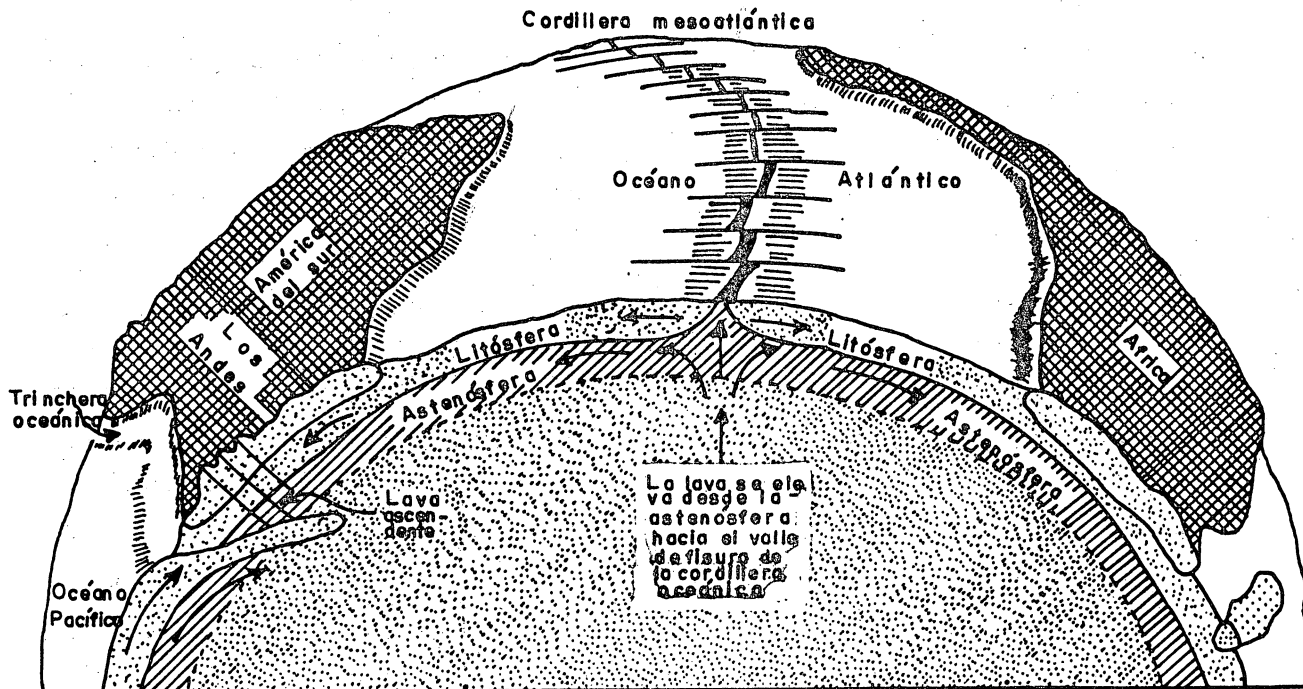


Fig. VII-1 (a) Corte transversal de la Tierra que muestra las capas concéntricas. Las gráficas muestran las velocidades de las ondas P y S determinadas para cada profundidad dentro de la Tierra, basadas en los análisis de los tiempos medidos en que las ondas de temblores viajan a lo largo de trayectorias conocidas. Notense los cambios abruptos de velocidad a las profundidades de los límites corteza-manto y manto-núcleo, y el hecho de que las ondas S no existen en el núcleo.

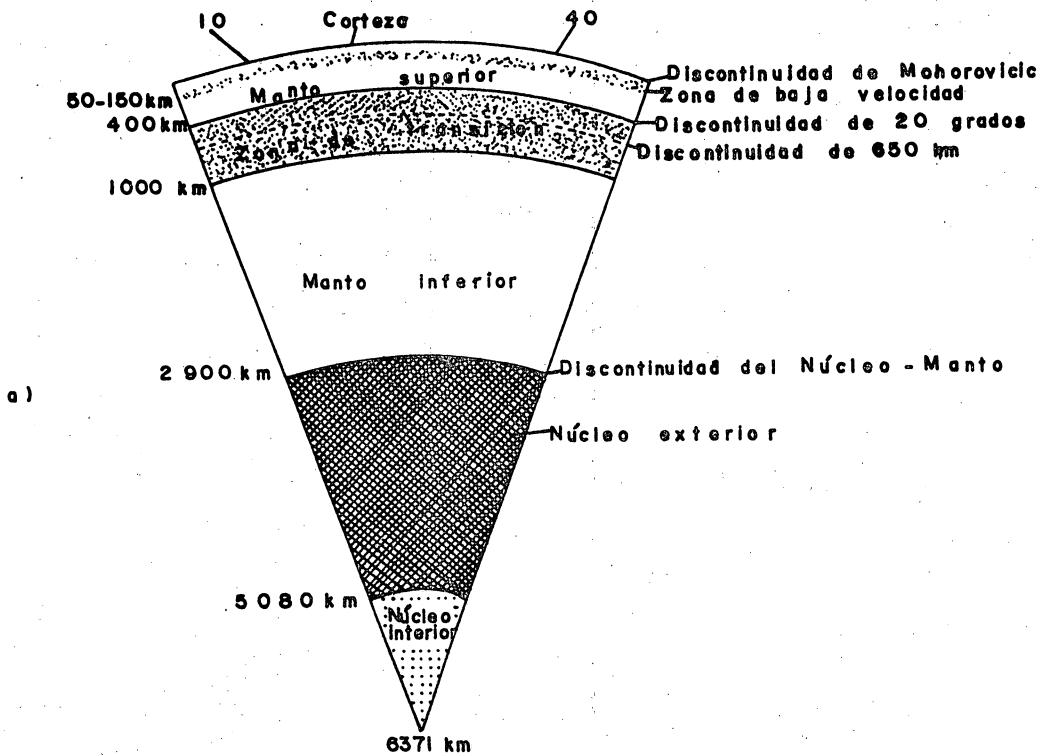


Fig. VII - 1 (b)

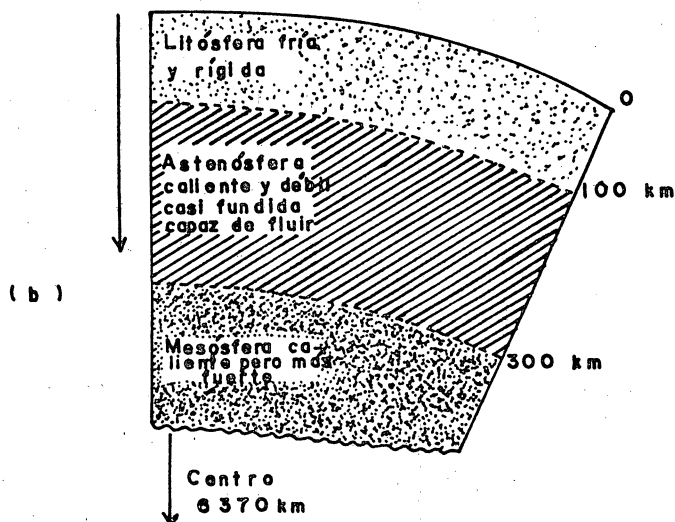


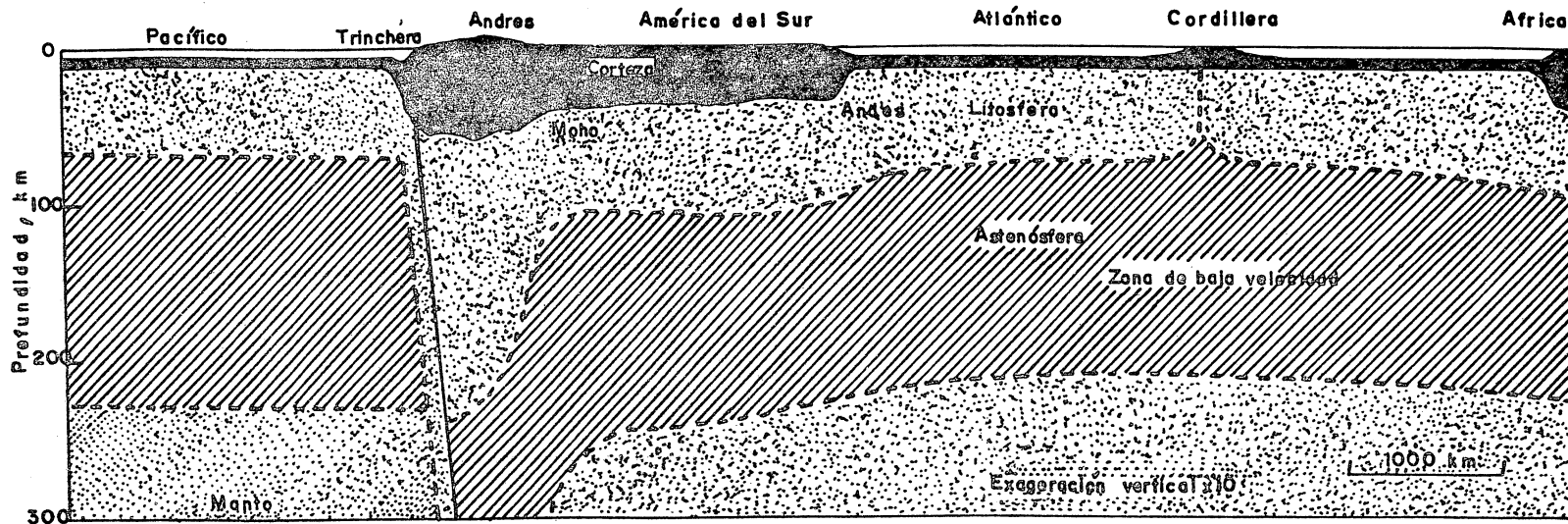
Fig. VII - 2 (a) Principales subdivisiones del interior de la tierra.
 (b) Divisiones y competencia de las rocas a profundidad.

externa, fluida, en la que no se transmiten las ondas S, y una interna, sólida.

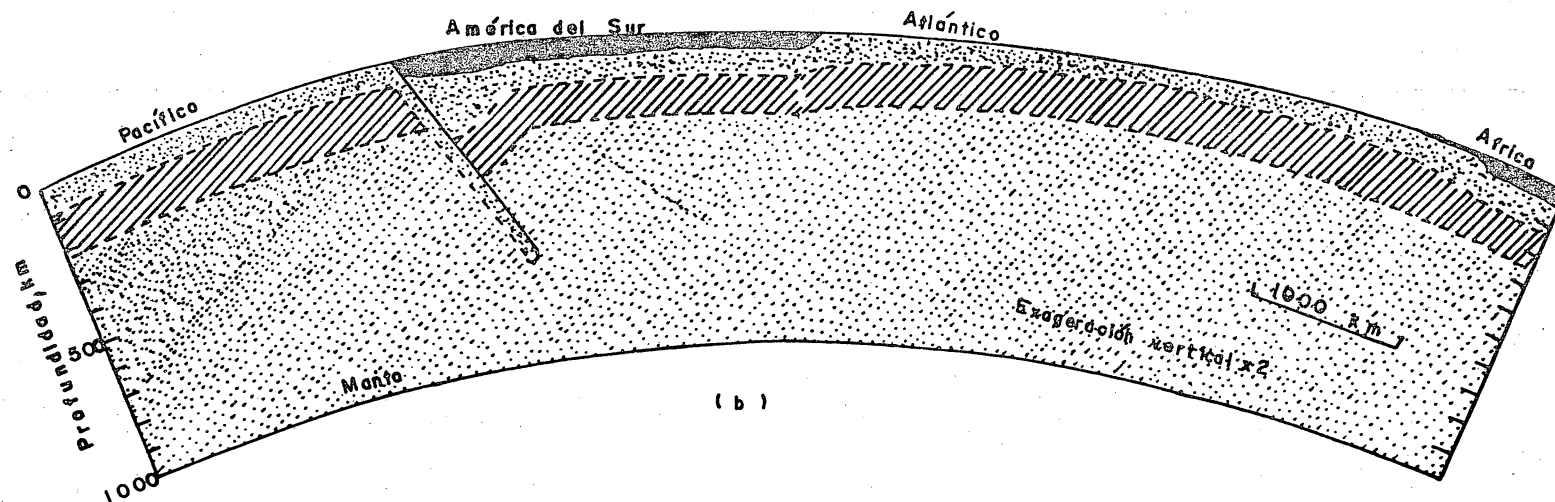
c) La Litósfera y la Astenósfera

En 1926 Gutenberg observó que las ondas sísmicas circulan a menor velocidad a través de una zona situada entre los 100 y 200 Km bajo la superficie, o sea en la porción superior del manto, y atribuyó esta disminución a menor rigidez del material que la compone en relación con las zonas que la rodean.

Los trabajos de Anderson (1962) confirman la existencia de esa capa plástica o de baja velocidad en el manto, pues la velocidad de las ondas P y S disminuye en forma notable (Fig.VII-2). Este autor restableció los antiguos conceptos de Litósfera y Astenósfera, pero señala que no equivalen a la Corteza y Manto, respectivamente. Estos últimos términos implican una diferencia en la composición química o una fase de transición entre dos masas rocosas con la misma composición pero diferente textura o mineralogía, mientras que los dos primeros términos se refieren a un cambio en la resistencia. La Litósfera es lo suficientemente fría para ser rígida y resistente, indeformable y quebradiza; tiene 100 Km de espesor, siendo más delgada bajo las crestas de la Cordillera Meso-oceánica, y comprende la Corteza y el Manto Superior. La Astenósfera corresponde a la zona de baja velocidad, es más caliente y deformable por carecer de rigidez permanente; las bajas velocidades que la caracterizan indican que tal vez está parcialmente fundida y por tanto es móvil con respecto a la litósfera que la cubre, o bien que por estar muy cerca de sus temperaturas de fusión son más flexibles las rocas que la constituyen, pudiéndose explicar con ello la formación de lavas, el deslizamiento de las placas litosféricas y la isostasia. (Fig.VII-3).



(a)



(b)

Fig. VII-3 Sección transversal a través de las capas externas de la Tierra a lo largo de una línea cerca de la latitud 20°S. Distinga entre la corteza y el manto, la corteza continental y la oceánica y la astenósfera. Las diferenciaciones se hacen fácilmente en la parte (a) con la escala vertical exagerada $\times 10$, pero la corteza oceánica apenas se distingue en la parte (b). La corteza es la capa superior de la litósfera.

d) Distribución de la densidad

Es fácil determinar la densidad de la tierra a partir de su masa y de su volumen ($\rho = m/v$). El volumen se obtiene por cálculo geométrico y la masa, por la acción de la Tierra sobre otros cuerpos de masa conocida, Así se sabe, desde hace mucho tiempo que la densidad total es de 5.5 g/cm^3 , mientras que la de la mayoría de las rocas corticales es menor de 3 g/cm^3 . Esto sólo se explica considerando que los materiales del interior de la Tierra deben tener densidades mayores de 5.5.

La trayectoria de las ondas producidas por los terremotos varía en función de la densidad; por tanto, si se toman las velocidades medidas a diferentes profundidades, se puede calcular la densidad de los materiales que componen las sucesivas capas concéntricas de la Tierra.

De este modo se ha calculado que la densidad promedio del núcleo es de 10.78 g/cm^3 ; éste ocupa un 31.5% de la masa de la Tierra y un 16.2% de su volumen. El manto tiene una densidad que varía entre 3.3 y 5.7 g/cm^3 , ocupa un 67.8% de la masa y un 82.3% del volumen terrestres. Por tanto, sólo el 1.5% del volumen y el 0.7 de la masa del planeta corresponden a la corteza.

e) Aportaciones del magnetismo

La Tierra se comporta como un gigantesco imán bipolar cuyo eje está ligeramente desplazado respecto del eje de rotación y produce el campo magnético que la rodea.

Tanto la intensidad como la dirección del campo magnético terrestre cambian con el transcurso del tiempo, dando lugar a migraciones de los polos e inversiones en la polaridad, como ya se explicó.

Es obvio que este campo no se debe a alguna roca magnetiza

da en el centro de la Tierra, porque allí las temperaturas del orden de los 8000°C , están muy por encima de la temperatura curie de desmagnetización. Actualmente se cree que el magnetismo terrestre es efecto de algún tipo de movimiento convectivo en el material fundido de la porción exterior del núcleo, asociado con corrientes eléctricas de poca intensidad.

3. EVIDENCIAS EXTRATERRESTRES

a) Estudio de los meteoritos

Los meteoritos provienen del espacio exterior y constituyen excelentes muestras para lograr información sobre las propiedades físicas y composición de la materia allí existente. La comparación de su química, mineralogía y petrología con las de las rocas ígneas terrestres dará, eventualmente, un modelo aceptable de la formación y diferenciación de la Tierra, así como de la composición de su interior; no obstante, en la etapa actual de la ciencia, la aplicación de analogías entre los meteoritos y los cálculos cuantitativos de la composición terrestre apenas puede considerarse como sujeto de especulación.

Además de algunos minerales que no se han encontrado en las rocas terrestres, en especial las aleaciones de ferroníquel como la kamacita y taenita y sulfuros como la troilita, los meteoritos incluyen algunos minerales que aparecen en la tierra, especialmente: silicatos como el olivino, piroxenos y plagioclasas; óxidos, como la magnetita, cromita y cuarzo, y elementos nativos como el cobre y el carbono. En la Tabla VII-1 se señalan algunos de ellos.

Los meteoritos se parecen a las rocas ígneas, algunas veces con señales de metamorfismo, pero ninguno de los encontrados hasta la fecha tiene caracteres sedimentarios. Su clasificación más general se basa en su contenido relativo de metal y silicatos, reduciéndose a los tipos siguientes:

TABLA VII-1

Minerales meteoríticos

ELEMENTOS:

Cobre
 Ferroníquel
 Kamacita
 Taenita
 Plessita
 Carbono:
 Diamante
 Grafito

CARBUROS:

Cohenita
 Moissanita

NITRUROS:

Osbornita

FOSFUROS:

Schreibersita

SULFUROS:

Trollita
 Oldhamita
 Daubréelita

CLORUROS:

Lawrencita

OXIDOS:

Magnetita
 Cromita
 Cuarzo
 Tridimita

CARBONATOS:

Breunnerita

FOSFATOS:

Apatita

SILICATOS:

Olivino
 Clinocstatita - Clinohiperstena
 Diópsido - hedenbergita
 Augita
 Enstatita - hiperstena
 Plagioclasa

VIDRIO:

Maskellita

*Las especies que no existen en las rocas terrestres están escritas con caracteres *Itálicos*.

A excepción de los condritos carbonáceos, considerados como los más primitivos y que contienen una cantidad relativamente alta de materia carbonosa, la composición mineralógica de los otros tipos de condritos es en promedio de:

40% de Olivino
 30% de Piroxenos
 10% de Oligoclasa (nótese el carácter sódico de la plagioclasa)
 10-20% de Ferroníquel
 5-15% de Trollita

- Meteoritos férreos o sideritos, compuestos esencialmente de una aleación de hierro y níquel.
- Meteoritos petro-férreos o litosideritos, constituidos de cantidades aproximadamente iguales de silicatos y hierro y níquel.
- Meteoritos pétreos, lititos o aerolitos, formados por silicatos. En éstos cabe distinguir: los condritos, que contienen cuerpos esféricos o subsféricos, denominados cóndrulos, cuyo diámetro, que varía de 0.1 a más de 20 mm, es en promedio de 1 mm, además de cantidades accesorias de hierro y níquel y troilita, y los acondritos que carecen de cóndrulos y casi también de estos minerales.

Hasta hace poco tiempo algunos autores habían considerado a las tektitas, masas vítreas redondeadas y pequeñas, sin relación aparente con el vulcanismo, como una variedad de meteoritos. En la actualidad, la conclusión más aceptada es que representan material de la superficie de la Tierra cuyas características tan especiales son causadas por impacto de meteoritos.

De unos 1700 meteoritos que se tienen en diversas colecciones, 61% son pétreos, 35% férreos y sólo 4% son petroférreos pero considerando sólo aquellos que se ha observado caer, al rededor del 92% son pétreos, y de ellos, el 84% son condritos (Fig. VII-4). Esta aparente incongruencia se debe seguramente a que se ha colectado un número desproporcionado de meteoritos férreos por su aspecto distintivo y raro, mientras que los meteoritos pétreos se confunden fácilmente con material terrestre, y pasan desapercibidos. Según estas cifras, el espacio exterior estaría poblado, de manera preponderante por condritos.

Los meteoritos férreos presentan una diferenciación extrema (Tabla VII-2) que pudiera ser el resultado de la fusión y segregación del hierro y níquel de una masa silicatada, tal como un asteroide, ya sea al hundirse por gravedad, o a partir de un líquido silicatado inmiscible; al penetrar el asteroide

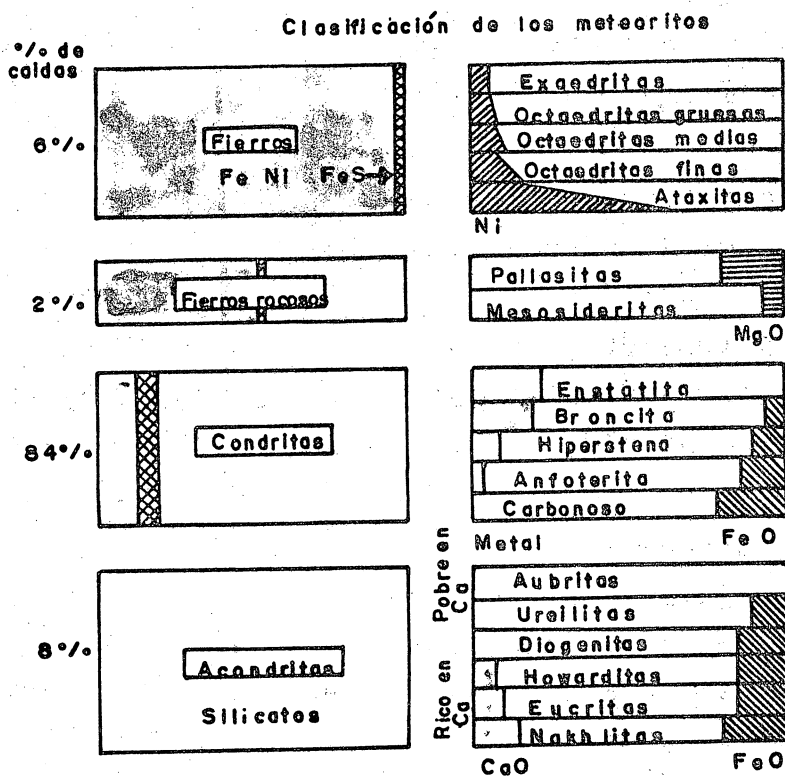


Fig. VII - 4 Los meteoritos se dividen en 4 amplias clases (izquierda) en base a su relación de metal (sombreado) con silicatos (blanco). Una clasificación más detallada (derecha) se basa en varios criterios de composición o estructurales.

TABLA VII-2 Composición de los Meteoritos y Material Meteorítico (porcentaje en peso).

Meteoritos de fierro		Condritas de Broncita promedio			Condrita Carbonosa promedio		
(1)	(2)	(3)	(4)		(5)	(6)	(7)
Metal promedio	Metal	Silicato	Condrita	Oxido	Condrita	Tipo I	Sin C-, S y H ₂ O
		43.7	33.24	SiO ₂	36.57	22.63	33.32
Fe	90.78	9.88	27.79	MgO	23.69	15.98	23.80
Si		22.8	17.10	FeO	9.67	10.42	35.47
Mg		18.8	14.29	Al ₂ O ₃	2.30	1.64	2.41
S		-	1.93	CaO	1.77	1.56	2.30
Ni	8.59	-	1.64	Na ₂ O	0.86	0.74	1.10
Ca		1.67	1.27	Cr ₂ O ₃	0.42	0.34	-
Al		1.60	1.22	MnO	0.33	0.22	-
Na		0.84	0.64	P ₂ O ₅	0.26	0.35	-
Cr		0.38	0.29	K ₂ O	0.10	0.07	-
Mn		0.33	0.25	TiO ₂	0.10	0.07	-
P		0.14	0.11	CoO	-	0.06	-
Co		-	0.09	NiO	-	1.29	1.80
K		0.11	0.08	H ₂ O	-	19.29	-
Ti		0.08	0.06	C	-	3.97	-
FeS		(5.3)	-	Organ.	-	5.53	-
	<u>100.00</u>	<u>100.00</u>	<u>100.03</u>	<u>100.00</u>	Fe	16.90	<u>100.00</u>
					Ni	1.64	
					Co	0.09	
					FeS	5.30	16.73
					<u>100.00</u>	<u>100.67</u>	

(1) Composición promedio del metal de los meteoritos de fierro Brown y Peterson, 1947.

(2)-(5) Condrita de broncita promedio B. Mason, 1965.

(2) Metal promedio de una condrita de broncita.

(3) Silicato promedio de una condrita de broncita.

(4) Condrita de broncita promedio en términos de elementos.

(5) Condrita de broncita promedio en términos de óxidos.

(6) Condrita carbonosa promedio Tipo I Wilk, 1956.

(7) Análisis (6) recalculado en base a una ausencia de C-S y H₂O A. E. Ringwood, 1966.

de en la atmósfera e incendiarse, perdería su parte externa y el siderito representaría su núcleo. Esta suposición parece corroborarse con experimentos realizados sobre la difusión del níquel en la kamacita ($\text{Fe}_{93}\text{Ni}_7$) y taenita ($\text{Fe}_{65}\text{Ni}_{35}$) en función de la temperatura y del tamaño de esos cristales, obteniéndose velocidades de enfriamiento muy lentas, del orden de 1° a 100°C por cada millón de años, en un intervalo que varía entre 600 y 400°C ; estos valores son consistentes con las velocidades de enfriamiento previstas si el material estuviese situado cerca del centro de un asteroide con radio comprendido entre 50 y 200 Km.

Los condritos contienen cóndrulos compuestos fundamentalmente de olivino y piroxenos, con vidrio, plagioclasa, troilita y ferroníquel accesorios. Muchos de estos cuerpecillos parecen haber sido gotas de fluidos liberados que adoptaron la forma esferoidal debido a la tensión superficial y la conservación al solidificarse y cristalizar más tarde; pero algunos pueden tener origen más complejo, resultado de impactos múltiples.

A excepción de los condritos carbonáceos, considerados como los más primitivos y que contienen una cantidad relativamente alta de materia carbonosa, la composición mineralógica de los otros tipos de condritos es en promedio de un 40% de olivino, 30% de piroxenos, 10% de oligoclasa, 10 a 20% de ferroníquel y 5 a 15% de troilita; es de notarse el carácter sódico de la plagioclasa. Sus texturas indican origen ígneo y algunos de ellos muestran evidencias de recalentamiento y metamorfismo. La proporción en que se encuentran la mayoría de los elementos no volátiles es muy similar a la del Sol, lo cual apoya la hipótesis del desarrollo de un modelo terrestre condrítico.

Los acondritos son meteoritos compuestos esencialmente por silicatos, observándose raramente las aleaciones de ferroníquel; son muy parecidos a las rocas ígneas terrestres máfi-

cas y ultramáficas; sin embargo algunos son brechoides y contienen fragmentos angulosos con diversos tipos de texturas y mineralogías.

Las relaciones genéticas entre los diversos tipos de meteoritos se ilustran en la Fig.VII-5.

Las edades absolutas de la inmensa mayoría de los meteoritos, obtenidas por diferentes métodos, se encuentran en un entorno a 4.6×10^9 años, consistente con la edad aceptada actualmente para el Sistema Solar.

El origen de los meteoritos ha sido discutido durante muchos años pero al presente existe un acuerdo general razonable en los siguientes puntos:

- Se originaron en el Sistema Solar
- Tienen mucho en común con los asteroides
- O bien formaban parte de un único planeta destrozado o bien se trata de cuerpos pequeños que no alcanzaron a unirse para integrar un planeta, o bien son acumulaciones de detritus interestelar.
- La semejanza entre la composición química y mineralógica de los meteoritos pétreos con las rocas ígneas máficas y ultramáficas señalaría que el cuerpo original de donde provienen aquéllos era similar en composición y estructura a la Tierra.

En la actualidad la mayoría de las teorías sobre el origen de la Tierra señalan que se formó en frío por acreción de partículas de ferroníquel, troilita y silicatos con la composición global de los condritos, a partir de la cual se han visualizado diferentes modelos.

La Tabla VII-3 muestra la composición global estimada de la tierra, así como del núcleo y del manto por diversos autores, basándose en datos proporcionados por los meteoritos,

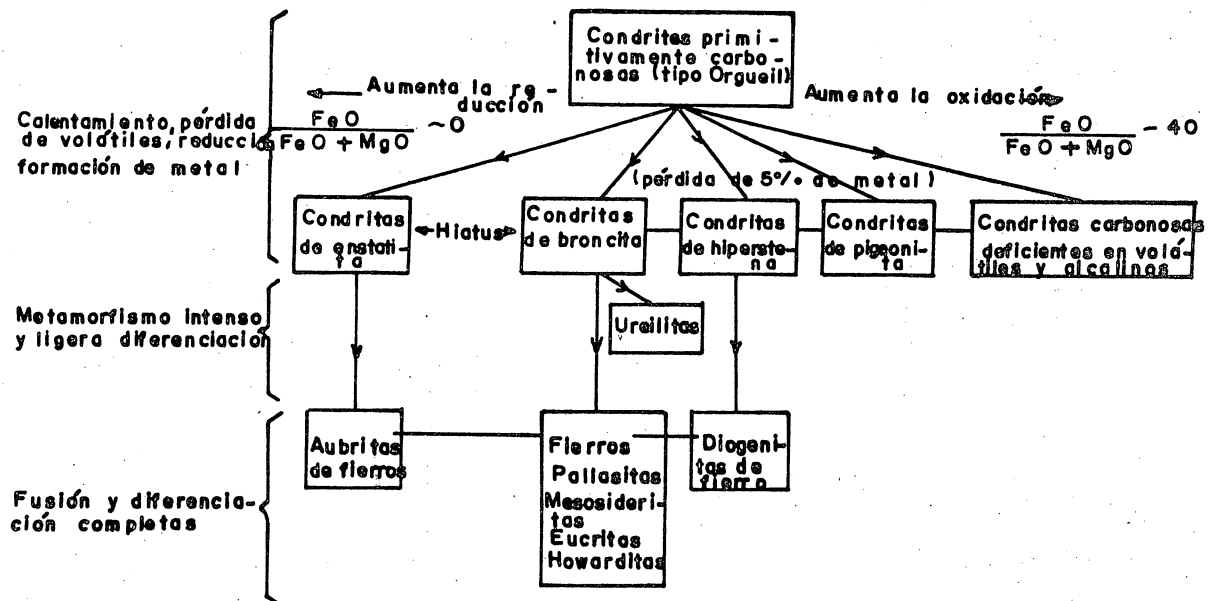


Fig. VII-5. Relaciones genéticas entre los principales grupos de meteoritos (tomado de Ringwood, 1961).

Tabla VII-3. Composiciones estimadas de toda la Tierra, el Núcleo y Manto, usando información extraterrestre (porcentaje en peso).

	Tierra			Núcleo		Manto			
	Washing- ton 1925	Mason 1966	Ringwood 1966	Mason 1966	Ringwood 1966	Mason 1966	Oxido	Mason 1966	Ringwood 1966
O	28	30	30			44	SiO	48	43
Fe	40	35	31	86	64	9.9	MgO	31	38
Si	15	15	18	—	11	23	FeO	13	9.3
Mg	8.7	13	16	6.0		19	Fe ₂ O ₃	—	—
S	0.64	1.9	—	7.4	—	—	Al ₂ O ₃	3.0	3.9
Ni	3.2	2.4	1.7		5.3	—	CaO	2.3	3.7
Ca	2.5	1.1	1.8			1.7	Na ₂ O	1.1	1.6
Al	1.8	1.1	1.4			1.6	CrO	0.66	—
Na	0.39	0.67	0.9			0.84	MnO	0.43	
Cr	0.20	0.26	—			0.38	P ₂ O ₅	0.34	
Mn	0.07	0.22	—			0.33	K ₂ O	0.13	
P	0.11	0.10	—			0.14	TiO ₂	0.13	
Co	0.23	0.13	—	0.40	—				
K	0.14	0.07	—			0.11			
Ti	0.02	0.05	—			0.08			

combinados con datos geofísicos y consideraciones geoquímicas.

Los valores obtenidos por Washington en 1925 se basan en un modelo constituido por un núcleo con material equivalente al de los meteoritos férreos; capas subsecuentes de material petroférreo y condritico, y una costra peridotítica predominantemente acondritica cuyas partes más superficiales, de basalto y granito; ocuparían sólo una pequeña fracción. Los cálculos de Mason y Ringwood, ambos de 1966, sobre la composición global de la Tierra se apoya, respectivamente, en los condritos broncíticos y condritos carbonáceos.

La composición del núcleo se basa en que la densidad de su parte externa es 10% inferior a la densidad probable del hierro bajo esas condiciones, señalando que el núcleo contiene un elemento de baja densidad además del hierro. Para Mason sería el azufre, mientras que para Ringwood, el silicio.

b) Datos obtenidos por métodos espectroscópicos

El examen espectroscópico de las radiaciones solares y estelares señala los elementos que las producen, por lo que, del análisis cuidadoso de las intensidades de las líneas espectrales, se puede obtener una estimación aproximada de las cantidades relativas de los diversos elementos presentes en las capas externas del cuerpo que las origina. Los resultados son consistentes con la suposición de que el Universo es químicamente uniforme.

En la Tabla VII-4 se comparan las abundancias cósmica, solar y meteorítica de los elementos en unidades de abundancia cósmica (u.a.c.) que es el número de átomos presentes por 10^6 átomos de silicio. Si bien es notable la diferencia entre los datos provenientes de los meteoritos con los de las abundancias cósmica y solar, por otro lado se observa que

Tabla VII- 4. Comparaciones de abundancias Cósmica, Solar y Meteorítica de los elementos (tomado de Gales, 1969) en unidades abundancia cósmica (cau, átomos por 10^6 átomos de Si; reducido a dos cifras significativas).

Elemento	Cósmica (Suess y Urey, 1956)	Solar (Gales, 1969)	Condritas carbonosas		Cósmica (Cameron, 1969)	Sistema solar (Gales, 1969)
			Tipo I	Tipo II		
H	4.0×10^{10}	4.8×10^{10}	5.5×10^6	3.0×10^6	2.6×10^{10}	4.8×10^{10}
Li	100	1.7	50	16	48	16
Be	20	11	—	0.81	0.69	0.81
C	3.5×10^6	1.7×10^7	8.2×10^5	4.5×10^5	1.4×10^7	1.7×10^7
N	6.6×10^6	4.6×10^6	4.9×10^4	2.6×10^4	2.4×10^6	4.6×10^6
O	2.2×10^7	4.4×10^7	7.7×10^6	5.5×10^6	2.4×10^7	4.4×10^7
Na	4.4×10^4	9.1×10^4	6.0×10^4	3.5×10^4	6.3×10^4	3.5×10^4
Mg	9.1×10^5	7.4×10^5	1.1×10^6	1.0×10^6	1.1×10^6	1.0×10^6
Al	9.5×10^4	6.9×10^4	8.5×10^4	8.4×10^4	8.5×10^4	8.4×10^4
Si	$\approx 1.0 \times 10^6$	$\approx 1.0 \times 10^6$	$\approx 1.0 \times 10^6$	$\approx 1.0 \times 10^6$	$\approx 1.0 \times 10^6$	$\approx 1.0 \times 10^6$
P	1.0×10^4	1.9×10^4	1.3×10^4	8100	1.3×10^4	8100
S	3.8×10^5	8.0×10^5	5.1×10^5	2.3×10^5	5.1×10^5	8.0×10^5
K	3100	2200	3200	2100	3200	2100
Ca	4.90×10^4	6.0×10^4	7.2×10^4	7.2×10^4	7.4×10^4	7.2×10^4
Sc	28	30	31	35	33	35
Ti	2200	1800	2300	2400	2300	2400
V	220	630	300	590	600	590
Cr	7800	3800	1.3×10^4	1.2×10^4	1.2×10^4	1.2×10^4
Mn	6900	3000	9300	6200	8800	6200
Fe	6.0×10^5	2.5×10^5	9.0×10^5	8.3×10^5	8.9×10^5	2.5×10^5
Co	1800	2400	2200	1900	2300	1900
Ni	2.7×10^4	2.3×10^4	4.9×10^4	4.5×10^4	4.6×10^4	4.5×10^4
Cu	210	160	590	420	920	420
Zn	490	250	1500	630	1500	630
Ga	11	20	46	28	46	28
Ge	50	16	130	76	130	76
Rb	6.5	10	6.0	4.1	6.0	4.1
Sr	19	25	24	28	58	28
Y	8.9	80 (?)	4.6	4.7	4.6	4.7
Zr	55	20	32	23	30	23
Nb	1.0	10	—	—	1.2	0.90
Mo	2.4	10	—	—	2.5	2.5
Ru	1.5	3	1.9	1.8	1.6	1.8
Rh	0.21	1	—	—	0.33	0.33
Pd	0.68	1	1.3	1.3	1.5	1.3
Ag	0.26	0.4	0.95	0.35	0.5	0.33
Cd	0.89	3	2.1	1.2	2.1	1.2
In	0.11	1	0.22	0.10	0.22	0.10
Sn	1.3	6 (?)	4.2	1.7	4.2	1.7
Sb	0.25	0.1 (?)	0.40	0.20	0.38	0.20
Bi	3.7	16	4.7	5.0	4.7	5.0
Yb	0.22	8 (?)	0.21	0.22	0.21	0.22
Pb	0.47	4	2.9	1.3	2.9	1.3

la abundancia de la mayoría de los elementos no volátiles en los condritos es muy similar a la del Sol, lo cual apoya una vez más al modelo terrestre condrítico.

4. CONSIDERACIONES PETROLOGICAS Y GEOQUIMICAS

La Petrología y la Geoquímica son auxiliares de fundamental importancia para inferir la composición de la Tierra, en particular de la corteza y el manto.

a) Analisis promedio de rocas

Los métodos empleados para determinar la composición media de la corteza han sido los siguientes:

1) Cálculo de la composición promedio de las rocas ígneas, considerando que el porcentaje de rocas sedimentarias y metamórficas es insignificante en comparación con el de aquellas. El primer cálculo de este tipo fue realizado por Clarke y Washington en 1924, a partir del análisis de 5159 rocas provenientes de todo el mundo. Los resultados obtenidos, que se ilustran en la primera columna de la Tabla VII-5, no corresponden a ninguna roca ígnea en particular, sino a un tipo ideal intermedio entre granito y basalto, las rocas ígneas más abundantes.

2) Análisis de arcillas glaciales que representan una muestra promedio de una extensa región continental cubierta por una capa de hielo. Este tipo de estudio lo realizó Goldschmidt en 1954 en el sur de Noruega y sus resultados son consistentes con los obtenidos por Clarke y Washington, como se observa en la segunda columna de la Tabla VII-5.

3) Promedios de rocas asignados a grandes ambientes geológicos de la corteza, como el estudio efectuado por Polder vaart en 1955, quien consideraba las regiones oceánicas profundas, los escudos continentales, las fajas orogénicas jóvenes

TABLA VII-5
COMPOSICION MEDIA DE LA CORTEZA
 (Tomado de Mason, B., 1966, Principles
 of Geochemistry, John Wiley).

	1	2	3
SiO ₂	60.18	59.12	55.2
Al ₂ O ₃	15.61	15.82	15.3
Fe ₂ O ₃	3.14	6.99	2.8
FeO	3.88		5.8
MgO	3.56	3.30	5.2
CaO	5.17	3.07	8.8
Na ₂ O	3.91	2.05	2.9
K ₂ O	3.19	3.93	1.9
TiO ₂	1.06	0.79	1.6
P ₂ O ₅	0.30	0.22	0.3
H ₂ O	-	3.02	-
MnO			0.2

- 1) Clarke y Washington (1924): A partir del análisis de 5159 rocas ígneas provenientes de todo el mundo
- 2) Goldschmidt (1954): A partir del análisis de arcillas glaciares que constituyen una muestra promedio de una extensa región continental cubierta por hielos
- 3) Poldervaart (1955): Promedios de rocas asignadas a los grandes ambientes geológicos de la corteza.

venas y las plataformas y taludes continentales. Sus resultados (columna 3 de la Tabla VII-5) muestran una corteza con menor contenido de sílice y álcalis y mayor de hierro, magnesio y calcio que los de Clarke y Washington, quienes no consideraron en sus cálculos la corteza submarina. Los resultados reflejan la naturaleza máfica de ésta.

En la Tabla VII-6 se presentan cálculos más recientes debidos a Ronov y Yaroshevsky (1969), quienes emplearon un criterio similar, pero dirigido a las capas principales de la corteza.

b) Las rocas ultramáficas

La composición de las rocas ultramáficas corresponde con las estimaciones de la composición del manto que aparecen en la Tabla VII-3).

De acuerdo con Wyllie (1969) los términos ultramáfico y ultrabásico se refieren respectivamente, a clasificaciones mineralógicas y químicas, pero se han usado de manera vaga o indefinida. Para precisarlos se puede decir que las rocas ultramáficas son aquellas cuyos índices de color -función de su contenido en minerales ferromagnesianos- son mayores del 70%, mientras que las rocas ultrabásicas son las que tienen menos del 45% de SiO_2 . La mayoría de las rocas ultramáficas son también ultrabásicas y viceversa, pero existen excepciones, por lo que deberían conservarse ambos términos.

Las rocas ultramáficas pueden haberse derivado directamente del manto o bien indirectamente, a través de otro material proveniente de él, como es el magma basáltico. Por tanto, el problema petrológico consiste en determinar qué rocas representan material del manto y deducir el proceso que condujo a su emplazamiento en la corteza.

Las rocas ultramáficas consisten fundamentalmente de olivi

Tabla VII-6. Distribución de tipos de rocas en unidades Estructurales Grandes de la Corteza y las Capas corticales (información de Ronov y Yaroshevsky, 1969).

Capas corticales en diferentes unidades corticales	Espesor promedio (km)	Volumen (km ³)	Masa (10 ²⁴ g)	Tipos de rocas y abundancias. Volumen porcentual de capa, excepto área porcentual para la capa oceánica 1.
Plataforma continental				
Sedimentarias	1.8	135	0.35	Arenas, 23.6. Arcillas, 49.5. Carbonatos, 21.0. Evaporitas, 2.0. Basaltos, 3.9
Fajas plegadas de Geosinclinales continentales				
Sedimentarias	10.0	365	0.94	Arenas, 87. Arcillas y lutitas, 39.4. Carbonatos, 16.3. Evaporitas, 0.3. Basaltos, 12.6. Andesitas, 10.2. Riolitas, 2.5
Plataforma y talud subcontinentales				
Sedimentarias	2.9	190	0.48	Grupos similares a los de arriba
Continental y subcontinental				
Granítico		3590	9.81	Granitos, 18.1. Granodioritas, 19.9. Sienitas, 0.3. Gabro, 3.7. Peridotitas, 0.1. Gneises, 37.6. Esquistos, 9.0. Mármoles, 1.8. Anfibolitas, 9.8.
Continental	20.1			Rocas ácidas ígneas y metamórficas, 50.0. Rocas básicas ígneas y metamórficas.
Subcontinental	9.1			
Basáltico		3760	10.91	
Continental	20.1			
Subcontinental	11.7			
Oceánico				
Capa 1	0.4	120	0.19	Terrígenos, 7.3. Calcáreo, 41.5. Silíceo, 17.0. Arcillas rajas, 31.2.
Sedimentaria				
Capa 2	0.6	175	0.44	Sedimentos, 50.0.
	0.6	175	0.52	Basaltos, 50.0.
Capa 3	5.7	1700	4.92	Basaltos tafeíticos oceánicos, 99.0. Diferenciados alcalinos, 1.0.

no y piroxenos, cuyas combinaciones en diversas proporciones son la base para su clasificación moderna, que se muestra en la Tabla VII-7.

TABLA VII-7
CLASIFICACION DE LAS ROCAS ULTRAMAFICAS

N O M B R E	MINERALES CONSTITUYENTES
DUNITAS	90% a 100% de Olivino
PERIDOTITAS	30% a 90% de olivino
Lherzolitas	Olivino + Clino y Ortopi-roxenos
Wherlitas	Olivino + Clinopiroxenos
Harzburgitas	Olivino + Ortopiroxenos
Kimberlitas	Olivino + Piroxenos + Flo gopita (+ Melilita + granate + diamante).
PIROXENITAS	Sobre todo piroxenos
HORNBLENDITAS	Sobre todo hornblenda

A excepción de las piroxenitas, cuyo contenido en SiO_2 puede llegar al 51%, todas las demás rocas ultramáficas tienen menos del 45%. Sus otros constituyentes principales son los óxidos de hierro (9 a 16%), magnesio (12 a 35%) y calcio (3 a 17%), distribuidos en los minerales esenciales.

El Al_2O_3 (4 a 12%) se encuentra en los piroxenos y minerales accesorios como las plagioclasas, espinelas y granates. El agua, en pequeñas cantidades, se aloja en las moléculas de serpentinas, anfíbol y flogopita y, si la cantidad es suficiente, la peridotita se convierte en serpentinita.

Wyllie (op. cit.) distingue once asociaciones de rocas ultramáficas y ultrabásicas que se localizan en diversos ambientes tectónicos, pero que, de acuerdo a consideraciones petrogenéticas reúne en tres grupos:

- 1) Intrusiones estratiformes, acompañadas de gabros y diabasas, así como de concentraciones de minerales máficos.
- 2) Complejos alcalinos de áreas continentales estables, incluyendo kimberlitas, peridotitas micáceas, miembros de complejos anulares y lavas ultrabásicas, así como nódulos ultrabásicos que aparecen en kimberlitas y basaltos alcalinos.
- 3) Asociaciones de peridotita-serpentinita de las fajas orogénicas, conocidas también como Asociaciones de Tipo Alpino, acompañadas por el cortejo ofiolítico (peridotitas basales, gabros y diabasas intermedios y en la cima brechas extrusivas y lavas en almohadilla con intercalaciones de radiolaritas y calizas sílicea). Estas rocas se hallan a menudo en zonas que han sufrido metamorfismo regional de bajo grado (facies esquistos verdes y esquistos azules) y con menos frecuencia en zonas de mayor intensidad de metamorfismo (facies anfibolita y granulita).

Más tarde, Wyllie (1971) separó de este grupo a las rocas ultramáficas de las regiones oceánicas.

Estudios de petrología experimental (Green y Ringwood, 1967, y Kushiro, 1968) señalan que los magmas peridotíticos requieren temperaturas y presiones que exceden en forma consi

derable a las que pudieran encontrarse en la corteza, por lo que su generación es posible sólo en el manto.

En general se acepta que el origen de las intrusiones ultramáficas estratiformes es el magma basáltico toleítico derivado de la fusión parcial del manto superior, y que el proceso dominante es el asentamiento, por gravedad, de los primeros cristales que se forman.

Para explicar el origen de los complejos ultramáficos alcalinos se han propuesto diversos mecanismos: (a) magmas ultrabásicos alcalinos; (b) diferenciación a partir de magmas basálticos alcalinos; (c) contaminación de esos magmas con material cortical, durante su ascenso, y (d) reacción entre un magma primario carbonatítico, proveniente del manto, con rocas de composición granítica, de la corteza. Debido a la enorme cantidad de volátiles que tienen los magmas alcalinos, con frecuencia se producen erupciones tan explosivas que causan brechamiento.

Los nódulos ultramáficos son de dos tipos: peridotíticos, que son los más abundantes, y eclogíticos, formados por granate y un piroxeno rico en calcio, la onfacita. Se localizan fundamentalmente en kimberlitas y basaltos alcalinos. De acuerdo con estudios experimentales sobre las curvas de inversión diamante-grafito y stishovita-coesita, la presencia de diamantes acompañados de coesita pero nunca de stishovita indica presiones comprendidas entre 35 y 100 kilobars, equivalentes respectivamente a 100 y 300 kilómetros, como profundidad de generación de las kimberlitas (Fig.VII-6). Los nódulos han sido interpretados como: (a) representantes de material primario del magma; (b) material residual del manto después de la extracción del basalto; (c) xenolitos provenientes de diversos niveles del manto o de rocas metamórficas de la parte inferior de la corteza, o (d) acumulaciones ("cumulates") sea hacia el fondo, sea hacia las márgenes de cristales depositados por magmas basálticas du

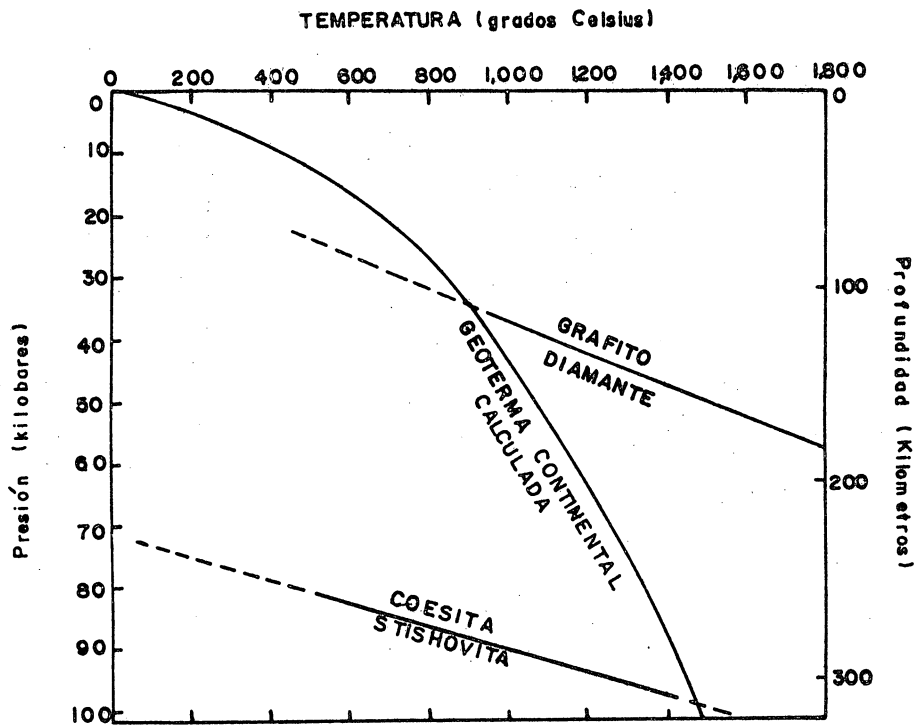


Fig. VII- 6 Los límites superior e inferior a profundidad de la formación de kimberlita están indicados por formas de carbono y sílice que se encuentran en las chimeneas de kimberlita. La presencia de diamante indica que la kimberlita se forma a una profundidad debajo de la curva de inversión diamante - grafito, que marca la zona donde las fases están en equilibrio. De la misma manera la kimberlita contiene sílice en la forma de coesita pero no como stishovita, y por lo tanto probablemente proviene de una región encima de la curva de inversión stishovita coesita. Las temperaturas dentro de la Tierra se pueden calcular a partir de medidas del flujo de calor en la superficie, la curva que resulta para regiones abajo de los continentes se llama la geoterma continental. La kimberlita y los nódulos que contiene es probable que se hayan formado a lo largo de la geoterma entre aquellos puntos donde intersecta las curvas de inversión diamante - grafito y stishovita - coesita.

rante su ascenso a la superficie.

La textura de los nódulos peridotíticos puede ser equigranular, con sus constituyentes en diámetro aproximado de medio centímetro, sin orientación, o bien puede ser cataclástica, con bandas de deformación y, en casos extremos, con porfiroblastos en una matriz finamente bandeada. Varias curvas de presión y temperatura calculadas por Boyd y Nixon (1975) indican que los nódulos cizallados provienen casi invariablemente de mayor profundidad que los nódulos sin deformar. Se aceptó entonces de manera general que aquéllos podrían representar muestras de material proveniente de la astenósfera; en esta región el deslizamiento de las placas litosféricas sobre el manto podría conducir a una deformación extrema de las rocas y el calor de fricción podría ser causante de las temperaturas elevadas. Tan interesante idea ha sido puesta en entredicho posteriormente y otros investigadores han señalado que la deformación es resultado del movimiento propio de la kimberlita. También es probable que una fusión seguida de enfriamiento y recristalización lentos haya alterado la textura de muchas rocas incorporadas en los nódulos peridotíticos.

Los nódulos de eclogita tienen composición química semejante a la del basalto, por lo que se les ha considerado como acumulaciones formadas a partir de precipitación de un magma basáltico. En cambio, para Ringwood (1975) derivarían de secciones de la corteza oceánica, hundidas en el manto en zonas de subducción, en donde convergen continentes y el fondo oceánico.

La petrogénesis de la asociación peridotita-serpentinita de tipo alpino es más compleja porque implica también procesos metamórficos. Se han propuesto numerosas hipótesis para explicarla, entre las que se distinguen las siguientes:

- Magma ultrabásico o básico fluido con o sin cristales en

suspensión.

- Pasta o masa ("mush") peridotítica con líquido básico intersticial.
- Intrusiones, por diapirismo o tectonismo, de material peridotítico sólido proveniente del manto, acompañado o no por gabros.
- Metasomatismo y metamorfismo de lavas básicas y dolomías.

La presencia de peridotitas de tipo alpino sin aureolas de metamorfismo en grandes extensiones a lo largo de márgenes continentales, ha conducido a ciertos autores, entre ellos Thayer (1969), Coleman (1971) y Moores y Mac Gregor (1972), a proponer un emplazamiento por tectonismo más que por intrusión. Maxwell (1971) señala que los datos de campo y la geofísica sugieren que una gran mayoría de estas peridotitas no tienen raíces y son alóctonas. De este modo se ha creado el concepto de "obducción", que tiene lugar en la etapa inicial de impacto compresivo (u orogenia) entre una placa continental y otra oceánica, pero, al contrario de lo que sucede en la subducción, es esta última placa la que cabalga sobre aquélla. Las zonas de obducción se diferencian de las de subducción por la ausencia de actividad volcánica y la presencia de rocas metamórficas formadas a altas presiones y bajas temperaturas (Facies Esquistos Azules). La deformación que muestran y la ausencia de metamorfismo en el área de contacto entre las placas y los sedimentos de las trincheras son evidencias de ese cabalgamiento tectónico.

Las ofiolitas tienen origen extrusivo y se emplazaron en aguas profundas, como lo indica su asociación invariable con rocas pelágicas de tipo flysch; con frecuencia están piritizadas y algunas veces la pirita está acompañada por yacimientos de cobre, como sucede en el Macizo de Troodos, Chipre, (Moores y Vine, 1971) y en las costas de Liguria,

cerca de Sestri, Levante, Italia.

Estudios recientes tienden a enfatizar la estrecha relación genética existente entre las peridotitas-serpentinitas y las ofiolitas con aquéllas representando las porciones basales de éstas.

El dragado realizado en años recientes en varios lugares localizados a lo largo de las cordilleras Mesoatlántica e Indica y en la parte axial del Mar Rojo ha puesto en evidencia la presencia de peridotitas y serpentinitas, acompañadas a veces por gabros y esquistos verdes. Esto apoya la hipótesis de que todas ellas derivan del manto y constituyen el interior de esas cordilleras. Muestras similares se han colectado también en trincheras y arcos insulares, por lo que se ha llegado a la conclusión de que todas estas rocas oceánicas tienen lazos comunes con las rocas de la asociación de tipo alpino y, en consecuencia, proceden del manto.

De lo anterior se desprende lo siguiente:

- Como las intrusiones estratificadas son producto de la concentración de minerales máficos, separados por gravedad del magma basáltico, no pueden tomarse como muestras representativas del manto y sólo dan evidencia indirecta de su composición.
- Lo mismo se puede decir de las rocas ultramáficas alcalinas, ya que han sufrido diferenciación y posible contaminación con material cortical. Por otra parte, las altas concentraciones de volátiles y elementos alcalinos, que dan lugar a brechamiento y metasomatismo, oscurecen muchos detalles de su petrogénesis.
- Las rocas ultramáficas de tipo alpino representarían, en gran medida, material del manto; desgraciadamente, los efectos de metamorfismo, cataclasis y reintrusión a que se ven sometidas con frecuencia impiden, al igual que los tipos anteriores, la determinación directa de la composición del manto.
- Las rocas ultramáficas de las regiones oceánicas, especialmente aquéllas cercanas a las cordilleras, con toda probabilidad provienen del manto, pero se requieren más estudios que lo confirmen.

- La evidencia petrográfica más confiable de la composición del manto la constituyen los nódulos ultramáficos; el único problema consiste en distinguir cuáles provienen directamente de él, sin haber sufrido diferenciación.

5. COMPOSICION DE LA CORTEZA

En su estudio de la composición de la corteza, tanto Ringwood y Green (1966) como Ringwood (1975), hacen la distinción entre regiones continentales estables, regiones continentales orogénicas y áreas oceánicas; en las primeras, además, destacan las diferencias entre corteza superior y corteza inferior, esta última bajo condiciones anhidras e hidratadas.

a) La corteza en regiones continentales estables

Comprende áreas como los escudos precámbricos y plataformas con relieves bajos, constituidas por cuencas sedimentarias someras que descansan sobre un basamento cristalino.

La corteza superior tiene hasta 15 Km de espesor, y la corteza inferior se extiende desde esa profundidad hasta alcanzar un máximo de 45 Km. La velocidad de propagación de las ondas P en la primera oscila entre 5.8 y 6.4 Km/seg. aumentando de 6.5 a 7.2 Km/seg en la corteza inferior, a veces en forma gradual, a veces con una discontinuidad, denominada de Conrad. En la base de la corteza la velocidad aumenta bruscamente, en un intervalo de unos cuantos kilómetros, hasta unos 8.2 Km/seg, marcando así la Discontinuidad de Mohorovicic. En la figura VII-7 se ilustran secciones esquemáticas de dos regiones estables típicas.

Las velocidades de las ondas P en la corteza superior corresponden a las de rocas ígneas y metamórficas félsicas, lo que apoya la antigua opinión, basada en consideraciones geológicas y geoquímicas, de su naturaleza granítica. En rigor, su composición química promedio, calculada por Poldervaart (1955), está más cercana a la de las granodioritas

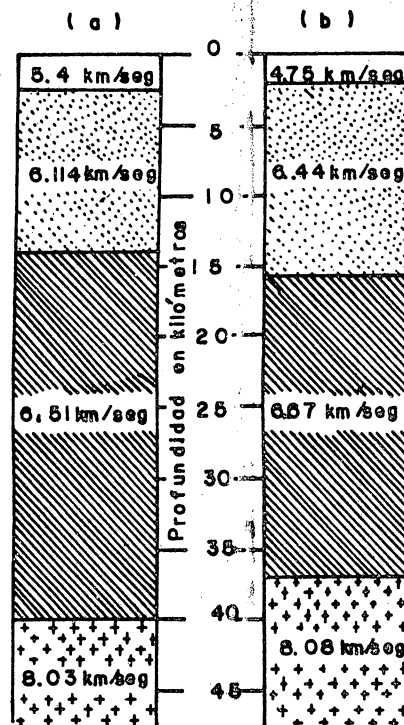


Fig. VII-7 Secciones corticales de dos regiones estables típicas los escudos precámbricos en (a) Wisconsin central y (b) Michigan superior. (De Steinhart y Meyer, 1961).

Componente	Peso %.
SiO ₂	66.4
TiO ₂	0.6
Al ₂ O ₃	15.5
Fe ₂ O ₃	1.8
FeO	2.8
MnO	0.1
MgO	2.0
CaO	3.8
Na ₂ O	3.8
K ₂ O	3.3
P ₂ O ₅	0.2
Densidad (estimada): 2.69 g/cm ³	
V _p (estimado): 6.25 km/seg	

Tabla VII-8. Composición promedio de las rocas de la superficie cristalina de escudo continental. (Tomado de Poldervaart, 1958).

tas (Tabla VII-8). Estudios sobre 1158 muestras provenientes del basamento cristalino de Norteamérica indican un valor promedio de 2.74 g/cm^3 , para su densidad, que correspondería a una granodiorita o cuarzo-diorita.

En regiones donde la corteza inferior es relativamente anhidra, como son aquellas en donde el basamento cristalino se halla a escasa profundidad, los estudios experimentales sobre los campos de estabilidad de las asociaciones mineralógicas de las rocas máficas señalan, para porciones en donde la velocidad P varía entre 6.6 y 7.2 Km/seg, la presencia de minerales de baja velocidad sísmica relativa, como el cuarzo y los feldespatos para compensar los sísmicamente rápidos granates y piroxenos. Las rocas que más se ajustan a estas condiciones son las cuarzodioritas en la facies eclogita o dioritas en la facies granulita. Por otro lado, en aquellas porciones de la corteza inferior con velocidades P de 7.2 a 7.8 Km/seg, las rocas serían máficas dentro de la facies granulita; así la composición promedio de toda la corteza se aproximaría a la de las andesitas. Para Green (en Ringwood, 1975), una corteza andesítica, como la que se está formando actualmente en algunos arcos insulares podría dar lugar, por fusión parcial y diferenciación, a una corteza inferior de anortosita gabroica, modelo que se puede aplicar a algunas áreas. Para Den Tex (en Ringwood, op.cit.), la corteza inferior estaría compuesta de una mezcla heterogénea de 55% de granulitas ácidas e intermedias y charnockitas, 40% de granulitas básicas y eclogitas y un 5% de rocas ultrabásicas. Desde el punto de vista petrológico, tal modelo es más plausible que una corteza inferior químicamente homogénea; desde el punto de vista geofísico no hay diferencia entre los modelos anteriormente expuestos.

En regiones en donde la corteza inferior se encuentra bajo condiciones hidratadas, los estudios experimentales indican que las rocas basálticas se encontrarían sobre todo como anfibolitas, tal vez en la facies anfibolita de almandino; co

mo en estas rocas las velocidades P varían entre 7.0 y 7.6 Km/seg y las densidades, entre 3.0 y 3.25 g/cm³, valores superiores a los obtenidos en estas regiones, se deduce que las anfibolitas deben estar interestratificadas con rocas graníticas. Es muy probable que haya un alto contenido de agua en sedimentos y rocas volcánicas de ambientes geosinclinales. Cuando éstos son sepultados y, posteriormente, plegados, esta agua dará lugar a asociaciones de minerales hidratados en las facies zeolíticas, esquistos verdes, esquistos azules y anfibolitas hacia su base, donde haya temperaturas inferiores a los 650°C que señalan el inicio de la facies granulita.

En síntesis, parece ser que los tipos de rocas que mejor se adaptan a las condiciones de la corteza inferior son las anfibolitas y, en diversas proporciones, las rocas intermedias en las facies granulita y eclogita. La presencia de una u otra de estas facies será función de la presión parcial del agua y ésta, a su vez, de la evolución geológica de la corteza.

b) La corteza en regiones continentales orogénicas

Los principales rasgos sísmicos que marcan la diferencia entre la corteza en varias regiones orogénicas de la de regiones estables son su gran espesor, su gran complejidad de estructuras, la gran difusión de capas profundas caracterizadas por velocidades sísmicas en los rangos comprendidos entre 7,2 y 7.8 Km/seg y la ausencia, en quizá la mayor parte de ellas, de una clara discontinuidad de Mohorovicic ya que hay una transición más o menos continua entre las velocidades de la corteza inferior y las del manto. Dichas velocidades pudieran indicar la presencia de anfibolitas, de rocas máficas en la facies granulita o bien una alternancia de rocas ultramáficas y eclogitas con rocas de naturaleza ácida a intermedia.

Hay extensas regiones continentales a las que no se puede clasificar estrictamente como "orogénicas" o "estables" porque están en un grado intermedio de evolución. En ellas son comunes las velocidades de 7.0 a 7.6 Km/seg. en las capas corticales inferiores, como sucede en el sur de los Estados Unidos y centro-oeste de Alemania. Estas velocidades las causa quizá la presencia de rocas máficas en la facies granulita o de rocas intermedias en la facies eclogita.

c) La corteza oceánica

Al igual que en la corteza continental, en la corteza oceánica se consideran diversos tipos de ambientes, a saber: las cuencas oceánicas, las cordilleras centrales y los arcos insulares.

No obstante, la estructura de la corteza en las cuencas oceánicas es bastante uniforme; se ha descubierto que está compuesta por tres capas, con las propiedades indicadas en la Tabla VII-9.

TABLA VII-9

VELOCIDADES P Y ESPESORES DE LA CORTEZA OCEANICA
CON DESVIACIONES ESTANDARD
(en Ringwood, 1975, p-51)

CAPA	ESPESOR (en Km)	VELOCIDAD (en Km/seg)
Columna de agua	4.5	1.5
1	0.45	2.0
2	1.71 \pm 0.75	5.07 \pm 0.63
3	4.86 \pm 1.42	6.69 \pm 0.28
4 (manto)		8.13 \pm 0.24

La capa 1 está constituida por sedimentos sin consolidar, como se ha determinado por perfiles de reflexión y perfora

ciones directas.

La capa 2 consiste sobre todo de flujos basálticos con alta porosidad; se piensa que hacia su base abundan los diques máficos.

La Capa 3 podría ser de peridotita serpentizada (Hess, 1962) o bien de composición máfica anhidra del clan gabro-basalto o sus equivalentes metamórficos (Oxburgh y Turcotte, 1968), si resulta cierto que algunos complejos ofiolíticos representan secciones completas de la corteza oceánica y del manto superior. Lo más probable es que sea totalmente heterogénea en composición y consista de una mezcla de doleritas y gabros con esquistos verdes, anfibolitas y peridotitas serpentizadas. La importancia de las serpentinitas es fundamental porque constituyen el medio de transporte de agua hacia el manto en las zonas de subducción.

Debajo de esta capa la Discontinuidad de Mohorovicic está muy bien definida; marca la transición entre corteza oceánica y manto en un intervalo aproximado de 200 m. Sin embargo, estudios recientes han revelado la presencia, en las cuencas oceánicas profundas, de una capa intermedia con velocidades promedio de 7.4 Km/seg y espesor del orden de 3 Km.

En la Cordillera Mesooceánica no existe la Capa 1, sino que afloran rocas basálticas con velocidades características de la Capa 2; estas velocidades aumentan irregularmente con la profundidad. La Capa 2 es más gruesa de lo normal mientras que la Capa 3 es más delgada y parece ser que pasa al manto en forma gradual y se caracteriza por tener velocidades anormalmente bajas; por tanto, la Discontinuidad de Mohorovicic está mal definida y acaso ausente en muchas regiones. La presencia de velocidades típicas del manto, mayores de 7.6 km/seg, a altos niveles de la corteza en algunas localidades, sugiere una estructura compleja y extremadamente heterogénea a escala local. (Fig. VII-8).

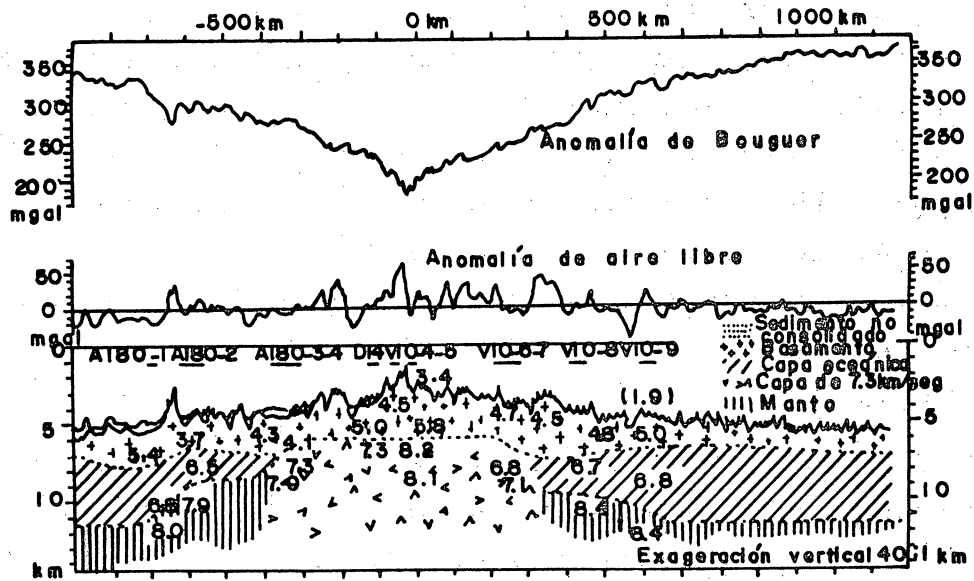


Fig. VII-8 Anomalías gravimétricas y estructuras determinadas por sismología a través de la Cordillera Mesotatlántica del norte. (De Taiwan, Le Pichon, y Ewing, 1966, con permiso. Copyright Geophysical Union).

Los principales rasgos de la Cordillera Meso-Oceánica, a saber: alto flujo calorífico, baja densidad, velocidades sísmicas bajas, vulcanismo basáltico abundante y estructura heterogénea, parecen confirmar la teoría de que es el lugar de ascenso de las corrientes de convección procedentes del manto, fenómeno que viene acompañado de fusiones parciales, diferenciación y formación de nueva corteza basáltica que migra a ambos lados de ella.

Mientras que la Cordillera Meso-Oceánica representaría el sitio de ascenso de corrientes de convección y de formación de nueva corteza, las trincheras frente a los arcos insulares constituirían los lugares de descenso de dichas corrientes, en donde la corteza oceánica se destruye al hundirse en el manto.

La deficiencia de masa y las anomalías negativas en gravedad que caracterizan a las trincheras implican diferencias de esfuerzos del orden de 500 bars a profundidades someras; estas diferencias se deben a procesos dinámicos porque ninguna roca puede soportar esfuerzos estáticos de tal magnitud por períodos prolongados. Parece confirmarse así la suposición de que el proceso dinámico propuesto procede del hundimiento de la litósfera en el manto debido a su mayor densidad y se explicarían también las anomalías positivas en la gravedad y excesos de masa en los arcos insulares. La estructura propuesta para un sistema arco insular-trincheras oceánica, se muestra en la figura VII-9.

Aunque probablemente es muy heterogénea, en la composición de la corteza en los arcos insulares predominan las rocas ígneas calcoalcalinas de la serie orogénica, es decir la serie volcánica basalto-andesita-dacita-riolita con sus correspondientes intrusivos, siendo más abundantes los miembros intermedios y félsicos. Es muy probable que junto con todas estas rocas se encuentren también rocas ultramáficas y sedimentos profundos en diversas etapas de metamorfismo; éstos

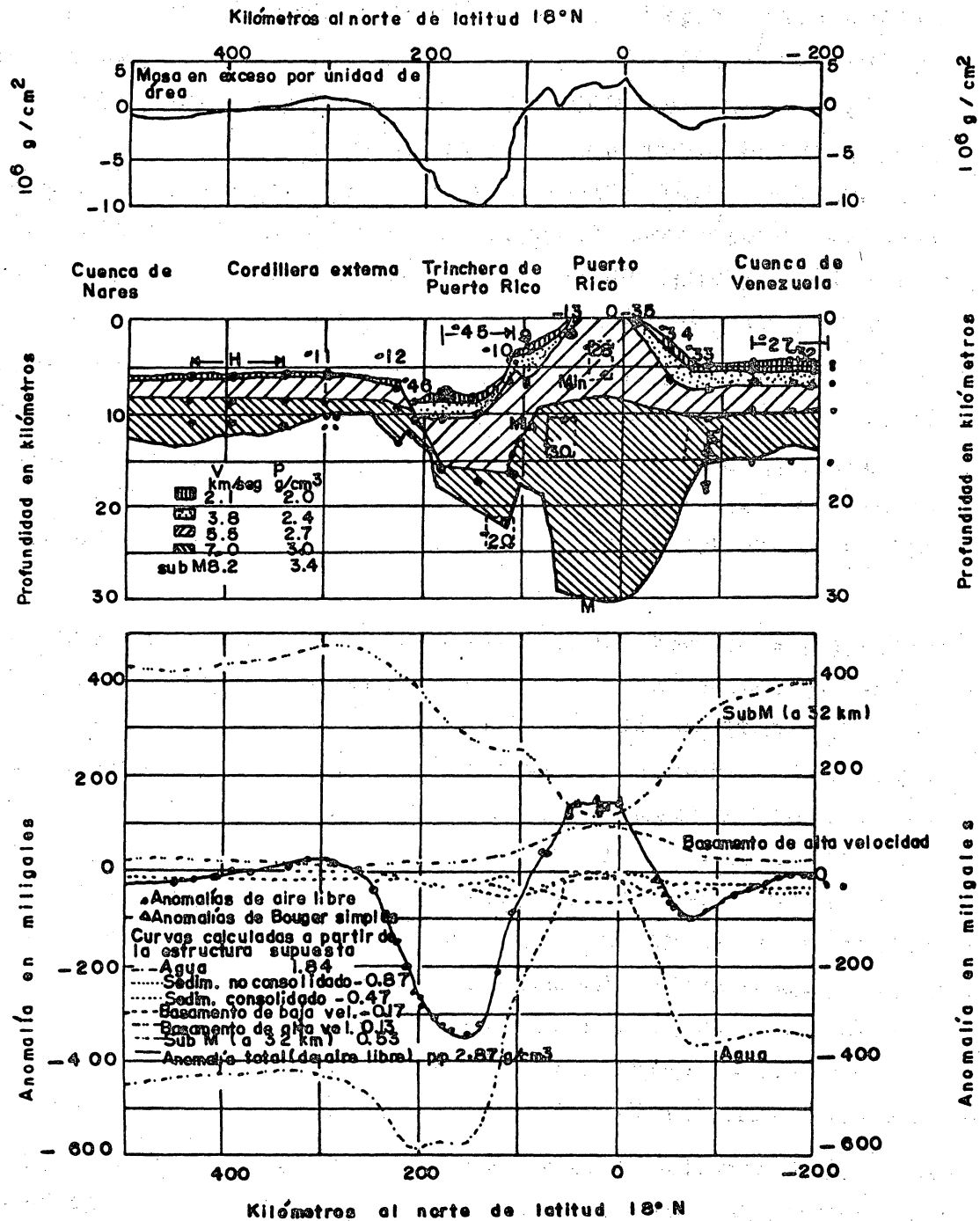


Fig VII-9 Sección cortical a través de la Trincheras de Puerto Rico a partir de información gravimétrica y de refracción sísmica. Los puntos en la figura de enmedio provienen de datos de refracción sísmica, y la posición de la discontinuidad M se obtuvo de información gravimétrica de tal manera que la anomalía de aire libre calculada iguala los valores observados (abajo). La curva de anomalía de masa (arriba) se obtuvo de la sección cortical. (Tomado de Taiwan, Sutton y Worzel, 1959, con autorización).

podrían haber sido arrancados de los bordes de las trincheras al descender la corteza oceánica.

d) La naturaleza de la Discontinuidad de Mohorovicic

Las diversas hipótesis sobre la naturaleza de la Discontinuidad de Mohorovicic se pueden resumir en dos: 1°) Se trataría de una fase de transición puramente física entre dos zonas de la misma composición química, que conduciría a diferentes asociaciones mineralógicas estables bajo las condiciones de la corteza o del manto, o bien 2°) se trataría de una discontinuidad química, es decir dos zonas con composición química diferente.

La Figura VII-10 representa dos modelos propuestos de fases de transición, que consideran una corteza inferior de basalto o gabro que pasa a un manto superior de eclogita, químicamente equivalente; un tercer modelo de serpentinita a peridotita no es exactamente isoquímico, porque implica la hidratación de ésta.

La Figura VII-11 muestra cinco modelos de transformación química entre la corteza inferior y el manto superior. En los cuatro primeros éste consiste en peridotita y aquélla, de basalto, gabro, anfibolita o granulita de composición intermedia, mientras que en el quinto modelo, la granulita pasaría a eclogita.

La hipótesis de una fase de transformación isoquímica como causa de la Discontinuidad de Mohorovicic fue propuesta por Fermor en 1913 y Holmes en 1926; fue examinada por medio de experimentos detallados de la transformación gabro-eclogita por Ringwood y Green (1966), quienes demostraron que bajo las regiones continentales estables y cuencas oceánicas profundas no es viable que esa transformación sea la causa de la discontinuidad; y llegaron a la conclusión de que se trata de un cambio químico de una corteza inferior, de composi

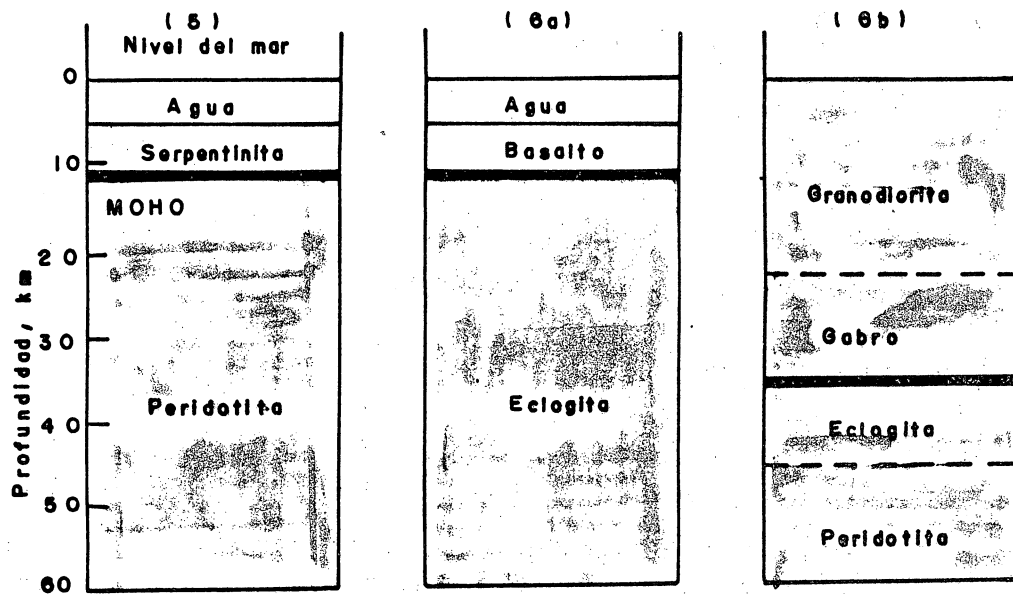


Fig. VII-10 La discontinuidad de Mohorovicic como una zona de transición de fase; dos modelos.

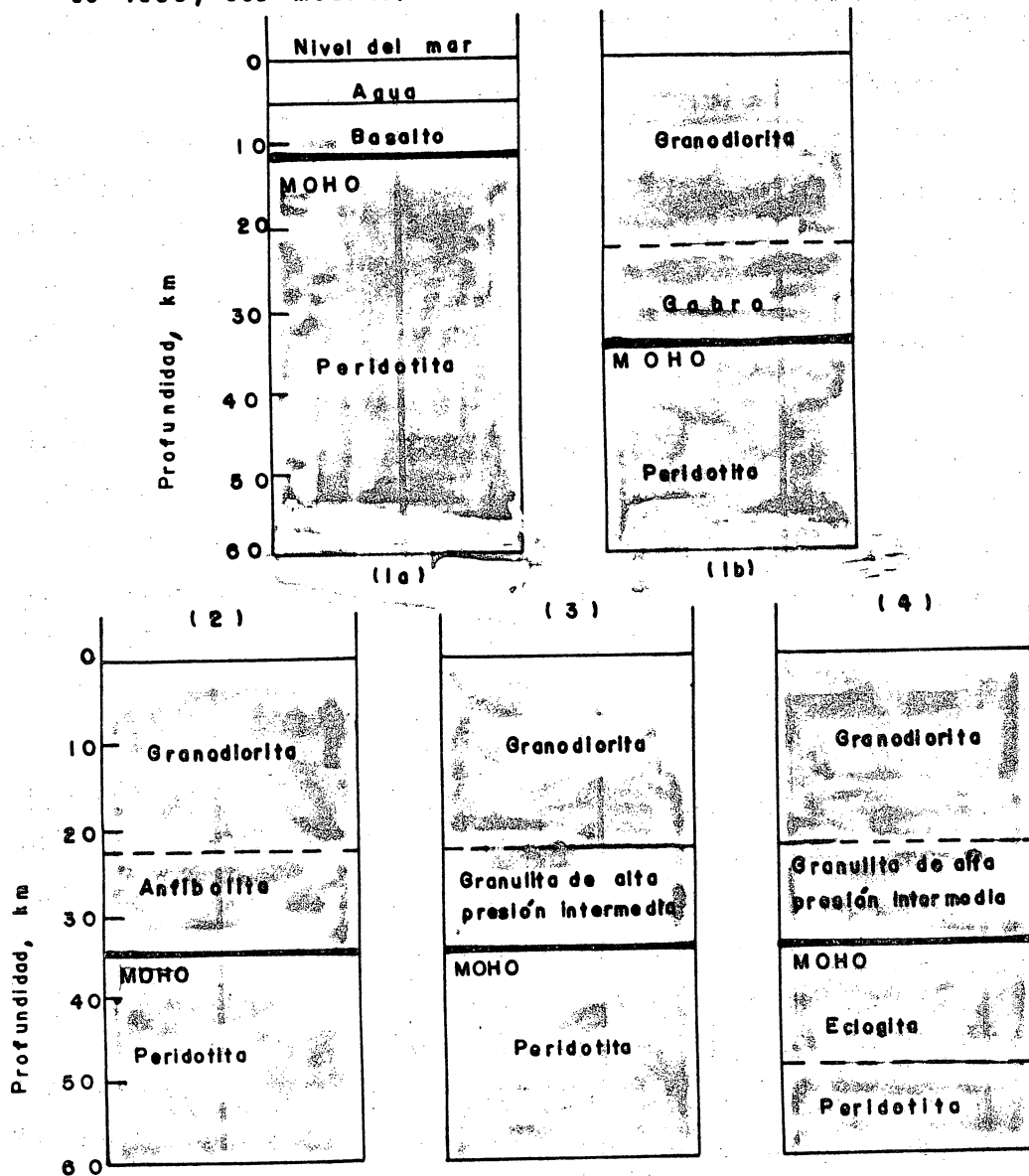


Fig. VII-11 La discontinuidad de Mohorovicic como un límite químico; cuatro modelos.

ción intermedia a máfica, a un manto ultramáfico; no obstante, en aquellas regiones tectónicamente activas, en donde el Moho no está claramente definido, no hay duda que puede existir la transformación gabro-eclogita, separada por granulitas granitíferas transicionales.

6. COMPOSICION DEL MANTO

La idea de un manto peridotítico que por fusión parcial sea fuente de los magmas basálticos data, cuando menos, de la obra de Bowen de 1928, pero fue Ringwood quien formalizó el concepto en 1962. En ese año postuló la existencia de un material original del manto, al que definió por la propiedad de producir un magma basáltico típico al fraccionarse por fusión dejando un residuo refractario de peridotita-dunita del tipo alpino; a este material lo denominó "pirolita". es decir, roca de piroxenos y olivino. La relación basalto-peridotita oscila entre 1:1 y 1:4, siendo la más probable 1:3.

En la tabla VII-10 se ilustran las composiciones de rocas ultramáficas que se supone derivan del manto y que provienen de áreas continentales y oceánicas, así como de nódulos; también se muestran cálculos de peridotitas hipotéticas. En la tabla VII-11 se comparan estimaciones de un manto original, sin diferenciar, basándose en evidencias extraterrestres, rocas terrestres y modelos teóricos.

Independientemente del modelo adoptado, las composiciones propuestas para el manto coinciden en lo siguiente:

a) Más del 90% en peso del manto está representado por el Sistema $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ y ningún otro óxido excede del 4%.

b) La suma de Na_2O , CaO y Al_2O_3 aparece en el rango comprendido entre el 5 y 10%, de modo que más del 98% está representado por los seis componentes mencionados, con Fe_2O_3

Tabla VII-10 Composiciones de rocas ultramáficas derivas del Manto

Porcentaje en peso	Continentes		Oceanos		Nódulos		Hipotética	
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	44.77	44.65	39.82	43.56	44.18	41.10	42.71	40.3
MgO	39.22	41.66	46.60	41.53	40.95	46.33	41.41	32.7
FeO	8.21	6.81	7.86 ^a	7.77	7.34	9.31	6.51	7.1
Fe ₂ O ₃	—	—	1.00 ^a	1.00 ^a	1.16	1.24	1.57	1.8
Al ₂ O ₃	4.16	3.80	0.87	2.36 ^a	2.81	0.56	3.30	3.7
CaO	2.42	2.02	0.37	2.51	2.49	0.17	2.11	2.1
Na ₂ O	0.22	0.23	0.37	0.32	0.22	0.23	0.49	0.5
K ₂ O	0.05	0.04	b	b	0.04	0.03	0.18	0.0(2)
Cr ₂ O ₃	0.40	0.59	0.46	0.40	0.3	0.35	0.45	0.3
NiO	0.24	0.29	0.46	0.34	0.27	0.44	0.42	0.2
CoO	—	—	—	—	—	—	0.02	—
MnO	0.11	0.14	0.10	0.10	0.14	0.15	0.13	0.1
P ₂ O ₅	—	—	0.08	0.07	—	—	0.06	0.1
TiO ₂	0.19	0.08	0.01	0.04	0.09	0.08	0.47	0.4
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	0.17	9.7
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0.8
Cl	—	—	—	—	—	—	—	0.2
Total	99.99	100.01	100.00	100.00	99.99	99.99	100.00	100.00

^a La relación férrico ferroso está ajustada para que Fe₂O₃ sea 1%.

^b Significa menos de 0.005.

(1) Green (1964). Composición media para la peridotita Lizard.

(2) Carswell (1968a). Media de tres peridotitas de granate de Ugelvik, Noruega.

(3) Hess y Otake (1964). Serpentinita tipo (D + E) promedio, tipo residual recalculado sin agua.

(4) Hess y Otake (1964). Serpentinita tipo C promedio, recalculado sin agua.

(5) Harris et. al. (1967). Media de cinco nódulos de olivino con mucho calcio y aluminio.

(6) Harris et. al. (1967). Promedio de tres nódulos de olivino con contenidos de CaO y Al₂O₃ menores de 1%, nódulos residuales.

(7) Green y Ringwood (1963). Pírolita con 4:1 de, respectivamente, dunita anhidra promedio y la media de la toleita normal promedio y basalto alcalino normal de Nockold (1964).

(8) Nicholls (1967). Composición de partes del manto superior ricas en volátiles como las que se pueden presentar debajo de las cordilleras mesoocéánicas.

Tabla VII-II. Estimaciones de la composición del Manto primitivo.

Porcentaje en peso	Extraterrestre		Terrestre		Hipotético	
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	48.09	43.25	44.5	44.2	43.95	45.1
MgO	31.15	38.10	41.7	41.3	39.00	36.7
FeO	12.71	9.25	7.3	7.3	7.50	7.9
Fe ₂ O ₃	—	—	1.5	1.1	0.75	2.0
Al ₂ O ₃	3.02	3.90	2.55	2.7	3.98	4.1
CaO	2.32	3.72	2.25	2.4	2.60	2.3
Na ₂ O	1.13	1.78	0.25	0.25	0.60	0.6
K ₂ O	0.13	—	0.015	0.015	0.22	0.0(2)
Cr ₂ O ₃	0.55	—	—	0.30	0.41	0.3
NiO	—	—	—	0.20	0.39	0.2
MnO	0.43	—	0.14	0.15	0.13	0.2
P ₂ O ₅	0.34	—	—	—	—	0.1
TiO ₂	0.13	—	0.15	0.1	0.57	0.5
Total	100.00	100.00	100.36	100.02	100.00	100.0

(1) Mason (1966), Tabla 6-3.

(2) Ringwood (1966), Tabla 6-3.

(3) White (1967). La composición del manto superior se estimó de los histogramas de frecuencia de 166 rocas ultramáficas. El total de fierro se dividió arbitrariamente entre FeO y Fe₂O₃. Na₂O y K₂O son de Stueber y Murthy (1966) y Stueber y Goles (1967).

(4) Harris et al. (1967). La estimación del manto superior basada en el análisis (3) y en el análisis (5) para los nódulos de la Tabla VII-10.

(5) Green y Ringwood (1967). Se usó peridotita sintética en los estudios de fases experimentales; designada pirlita II. Relación de dunita:basalto es 3:1.

(6) Nicholls (1967). Material del Manto estimado del cual los componentes volátiles han sido removidos pero no los componentes basálticos.

recalculado como FeO.

c) Ningún otro óxido alcanza una concentración mayor del 0.6%.

d) El FeO sustituye al MgO en la mayoría de los minerales ferromagnesianos y el Na₂O al CaO en las plagioclasas, a bajas presiones, y en la jadeíta, a altas presiones; en consecuencia la mineralogía del manto se puede representar en forma simplificada en el sistema cuaternario SiO₂-Al₂O₃-MgO-CaO.

Las evidencias extraterrestres, geofísicas y petrológicas indican que el manto superior debe estar compuesto de combinaciones de olivino, piroxenos, granates y algunas veces quizás también de anfíbol en diversas proporciones; los dos tipos principales de rocas que los continenen son la peridotita y la eclogita. A medida que se avanza a profundidad este material pasa a pirolita, la cual representaría la composición media de todo el manto. Los estudios experimentales apuntan hacia esta conclusión.

7. BOSQUEJO SOBRE LOS METODOS EXPERIMENTALES

La inmensa mayoría de las rocas cristalinas está compuesta de una asociación limitada de minerales, la cual se ha repetido continuamente en el espacio y en el tiempo. Como las variables químicas en las rocas son complejas y numerosas, esta pequeña cantidad de fases sugiere el alcance de un equilibrio químico durante la cristalización. En consecuencia, el estudio de las condiciones de equilibrio de los sistemas químicos y mineralógicos revelará los límites de la formación de las rocas.

La petrología experimental es posible sobre todo en virtud de la lentitud de las reacciones que tienen lugar entre los silicatos o fluidos silicatados; por tanto, si la muestra

se libera de las condiciones de altas temperaturas y presiones a que se la somete, no hay tiempo suficiente para reacciones retrógradas y la asociación mineralógica obtenida se conserva en la condición ambiente.

La mayoría de los experimentos utilizan apenas una fracción de gramo del material a estudiarse, éste se sella en un recipiente inerte y dúctil y se calienta en un horno a las temperaturas y presiones requeridas durante un tiempo que varía entre algunas horas y varios días.

En principio, los métodos requeridos son simples. La dificultad estriba en conseguir los medios para producir, medir y controlar la temperatura y presión; en algunos casos también hay que controlar presiones específicas de gases como el oxígeno, bióxido de carbono y vapor de agua. El principal problema tiene lugar cuando se combinan altas presiones y temperaturas, porque la inmensa mayoría de los materiales disponibles se debilitan bajo esas condiciones.

Los experimentos en horno abierto son los más antiguos; fueron realizados por el Instituto Carnegie hasta fines de 1940 y su rango de precisión varía entre 0 y 1600°C de temperatura, a una atmósfera de presión. Luego vinieron los recipientes de presión con calentamiento externo, que reproducían temperaturas y presiones hasta de 900°C y 10 Kb. En 1950 Yoder diseñó un modelo que permitía el calentamiento interno de esos recipientes, lo que mejoró los rangos anteriores, alcanzándose hasta 1200°C y 20 Kb.

Para rangos comprendidos entre 20 y 60 Kb y temperaturas hasta de 1750°C se utiliza el dispositivo de pistón y cilindro, desde el diseño original que ha experimentado diversas mejoras por Boyd y England en 1963.

En 1975 Mao y Bell construyeron una celda de alta presión en la que se coloca la muestra entre dos diamantes y se calienta hasta 2000°C por medio de un rayo laser de alta po-

tencia; la temperatura se mide con un pirómetro óptico y el espécimen puede observarse durante el experimento a través de un microscopio. La presión máxima obtenida es de 300 Kb, equivalentes a 1000 Km de profundidad.

Por otro lado, las técnicas de explosión o de ondas de choque proporcionan información sobre las propiedades físicas de los materiales a presiones mayores de 100 Kb (350 Km).

Finalmente, los estudios de sistemas de germanatos, que a menor presión sirven de análogos de los sistemas silicatados a altas presiones, han revelado transformaciones de fases que pueden experimentar los silicatos a profundidades aun mayores.

Con todos estos métodos se ha podido elaborar la tabla VII-12, que ilustra la probable mineralogía del manto, en función de la profundidad.

8. COMPOSICION DEL NUCLEO

Sobre la constitución de la parte más profunda del globo terrestre todo es especulativo. Hasta antes de 1941 la inmensa mayoría de los científicos estaban de acuerdo con la hipótesis de Suess, emitida en 1885, en virtud de la cual el núcleo está constituido por níquel y fierro, razón por la cual lo denominó Nife. Suess llegó a esta conclusión por consideraciones sobre la alta densidad prevista para esa porción terrestre y sobre la composición de los meteoritos ferreos.

Sin embargo, en 1941 Kuhn y Rittman emitieron la idea revolucionaria de que la masa terrestre, desprendida del sol, había sufrido, por enfriamiento y contracción, una pérdida notable de elementos volátiles de las regiones superficiales; éstas resultarían así enriquecidas en silicio, aluminio, hierro y magnesio, mientras que la materia solar, rica en hidrógeno

Tabla VII-12 (a). Estimaciones de la mineralogía del Manto.

	Peridotita de Espinela		Peridotita de Granate	
	Carter 1966	Harris et al. 1967	Harris et al. 1967	Ringwood 1969
Olivino	55±10	65.3	67	57
Ortopiroxeno	27±5	21.8	12	17
Clinopiroxeno	14.5±3.5	11.3	11	12
Espinela	3±1	1.5	—	—
Granate	—	—	10	14
Total	99.8	99.9	100	100

Tabla VII-12 (b). Mineralogía de la Peridotita del Manto en función de la profundidad: 1969 Modelo de A. E. Ringwood.

Profundidad km	Asociaciones y transformaciones minerales	Porcentaje en peso del mineral	Cordinación de elementos	Densidad de presión cero
Hasta 80	Peridotita de plagioclasas Peridotita de espinela	Tabla VII-12(a)		
80-350	Peridotita de granate Olivino Ortopiroxeno Clinopiroxeno Granate	57 17 12 14	Si-4 Mg, Fe, Ca, - 6,8	3.38
350-450	Piroxeno → granate Olivino → espinela ^b			
450-600	Espinela ^b Granate Jadelta	57 39 4	Si-4, 6	3.36
600-700	Espinela ^b → estructura de Sr ₂ PbO ₄ o MgO + estructura de ilmenita Granate → estructuras de ilmenita + pirovskita Jadelta → estructura de ferrita de calcio			
700-1050	Solución sólida de ilmenita Estructura de plumbato de estroncio Pirovskita, CaSiO ₃ Ferrita de calcio, NaAlSiO ₄	36 55 6.5 2.5	Si, Mg, Fe - 6	3.99 -4.03
1050-1150	Transformaciones en fases más densas que una mezcla de óxidos isoquímica			
1150-2900	Especulativo. Depende de sistemas análogos pertinentes y estudios de ondas de choque		Si, - 6 Mg, Fe 6	7% más alto que los óxidos mezclados

geno y helio, habría permanecido indiferenciada en el núcleo. La presión interna de estos gases solares aprisionados subiría al punto de conferir al núcleo una alta densidad, similar a la de los metales.

En la actualidad, la hipótesis de Kuhn-Rittman ha sido rebatida por importantes argumentos, lo cual no implica que haya sido desechada y que en el futuro no vuelva a resurgir, como es frecuente en Geología. Mientras tanto, se ha explicado ya que la parte externa del núcleo es supuestamente fluida, en el sentido de que está desprovista de rigidez, y que además del hierro o ferroníquel, hay en todo el núcleo un elemento de baja densidad, que puede ser el azufre o el silicio.

REFERENCIAS

1. Anderson, D. L. (1962).- La capa plástica del Manto Terrestre. En Wilson, J. T. Ed. (1974). Deriva Continental y Tectónica de Placas. Trad. del inglés. Seleccionaciones de Scientific American. H. Blume. Ed., Madrid.
2. Bailey, D.K. y R. Macdonald (1976).- The evolution of the Crystalline Rocks. Academic Press, Londres.
3. Boyd, F. R. y J. L. England (1963).- Effect of pressure on the melting of diopside and albite in the range up 50Kb. J. Geophys. Res., v.68, p. 311-323.
4. Boyd, F. R. y P. Nixon (1975).- Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa. Phys. Chem. Earth, v.9, P.431-454.
5. Bullen, K.E. (1955).- El interior de la Tierra. En Wilson, J.T. Ed. (1974).- Deriva continental y tectónica de placas. Trad. del inglés. Seleccionaciones de Scientific American. H. Blume Ed., Madrid.

6. Coleman, R. G. (1971) Plate tectonic emplacement of Upper Mantle peridotites along continental edges. Journ. Geophy. Res., v.76, No.5, p.1212-1222.
7. Cox, K. G. (1978).- Chimineas de kimberlita. En Investigación y Ciencia, No.21, p.80-91. Ed. en español de Scientific American, Barcelona.
8. Frigo, M. y L. Sorbini (1978). Il mondo della Geologia. Arnoldo Mondadori Ed., Milán
9. Green, D.H. y A.E. Ringwood (1967). The stability field of aluminous piroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. Earth Planet. Sci.Letters, v.3, p. 151-160
10. Hess, H. H. (1962). History of ocean basins. En A.E.J. Engel et al eds. "Petrologic Studies", Buddington Volume p. 599-620. Geol. Soc. America, Nueva York.
11. King, E.A. (1976). Space Geology, An Introduction. John Wiley, Nueva York.
12. Kushiro, I. (1968). Composition of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. Journ. Geoph. Res., v. 73, p.619-634.
13. Mason, B. (1966). Principles of Geochemistry. 3a.Ed. John Wiley, Nueva York.
14. Maxwell, J. C. (1969). "Alpine" mafic and ultramafic rocks. The ophiolite suite. Tectonophysics, 7 (5-6) p. 489-494. Amsterdam.
15. Moores, E. M. e I.D. Mac Gregor (1972). Types of Alpine ultramafic rocks and ther implications for fossil plate interactions. Geol. Soc. America, Mem. 132.
16. Moores, E.M. y F.J. Vine (1971). The troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications. Phil. trans. Royal. Soc. London. A 268, p.443-466.

17. Oxburg, E. R. y D. L. Turcotte (1968). Mid-ocean ridges and geotherm distribution during mantle convection. Journ. Geophys. Res., 73 (8) 2643-2661.
18. Poldervaart, A. (1955). Chemistry of the Earth's crust. En A. Poldervarrt ed. "Crust of the Earth". Geol. Soc. America. Spec. Paper 62, p.119-144.
19. Rankama, K. y Th. G. Sahama (1962). Geoquímica. Trad. del inglés. Ed. Aguilar, Málaga.
20. Ringwood, A.E. y D.H. Green (1966). An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and some geophysical implications. Tectonophysics, 3, p.383-427. Amsterdam
21. Ringwood, A.E. (1975). Composition and Petrology of the Earth's Mantle. Mc Graw Hill, Nueva York.
22. Ronov, A.B. y A.A. Yaroshevsky (1969). Chemical composition of the Earth's crust. En P. J. Hart ed. "The Earth's crust and upper mantle". Geophysical Union, Washington, D.C.
23. Thayer, T.P. (1969). Peridotite-gabbro complexes as keys to Petrology of Mid-ocean ridges. Geol. Soc. America Bull., v. 80, p.1515-1522.
24. Thayer, T.P. (1969) Alpine-type sensu strictu (ophiolitic) peridotites: Refractory residues from partial melting or igneous sediments. Tectonophysics, 7 (5-6) p. 511-516, Amsterdam.
25. Wyllie, P.J.,ed. (1967). Ultramafic and related rocks. John Wiley, Nueva York.
26. Wyllie, P.J. (1969). The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. Tectonophysics 7 (5-6) p. 437-455 Amsterdam.
27. Wyllie, P.J. (1971). The dynamic Earth. Textbook in in Geosciences. John Wiley, Nueva York.
28. Wyllie, P.J. (1976). The way the Earth works. John Wiley, Nueva York.

CAPITULO VIII

LAS SERIES MAGMATICAS

1. INTRODUCCION

La Tectónica de Placas ha revolucionado también a la Petrología Ignea, sobre todo en lo que respecta a la formación de magmas por fusión parcial de diversas partes del manto y a los factores que gobiernan la distribución de la actividad ígnea, confinada fundamentalmente a las grandes cadenas montañosas de origen volcánico, la mayoría sumergidas, y a las fajas orogénicas y arcos insulares.

La tendencia actual de la Petrología Ignea es reducir considerablemente la proliferación de términos creados durante más de un siglo y efectuar reagrupamientos a partir de los cuales sea posible abordar problemas más importantes que los de taxonomía, como es el de la naturaleza y origen de los magmas generadores.

Una roca ígnea se debe definir por su composición mineralógica cualitativa y cuantitativa y por su composición química. Esta última es fundamental porque da una idea de la naturaleza del magma original; además, los análisis químicos permiten la realización de comparaciones entre diversas rocas de manera más fácil que el estudio de los minerales constituyentes, ya que la presencia o ausencia de un mineral dado depende no sólo de la naturaleza del magma sino también de su velocidad de enfriamiento. Los resultados de los análisis químicos vienen acompañados por lo general del cálculo de la norma C.I.P.W. que, en el caso de las lavas, con frecuencia se acerca a la composición mineralógica real.

Las rocas ígneas de una región dada rara vez son todas de la misma naturaleza sino que en la mayoría de los casos pertenecen a diversos tipos petrográficos; tales asociaciones no son fortuitas porque a escala mundial tienen un carácter re

petitivo y, además, las proporciones relativas de sus constituyentes no están distribuidas al azar sino que, en algunas de ellas predominan los basaltos, en otras las andesitas y en otras las rocas graníticas.

Los límites entre los diversos tipos petrográficos de una misma asociación se definen de manera arbitraria porque dependen de criterios mineralógicos o químicos escogidos al azar; dichos límites enmascaran la existencia de variaciones continuas en la composición química y mineralógica, razón por la cual a la noción de entidades petrográficas claramente definidas es más correcto sustituirla por la de variaciones progresivas. De ello ha nacido el concepto de serie magmática o serie de rocas ígneas.

2. SERIES DE ROCAS IGNEAS

Si se colocan las composiciones de todas las rocas ígneas de una región dada en cualquier tipo de diagrama de variación, diagramas que serán explicados posteriormente, se observa por lo general que están relacionadas entre sí, porque dichas composiciones se localizan sobre o cerca de curvas de variación uniforme, es decir no están distribuidas al azar. Tal afinidad química señala que todas esas rocas han derivado de una fuente común, llámese magma o cualquier otro tipo de fenómeno geológico, y se dice, en consecuencia, que pertenecen a una determinada serie o asociación.

Por tanto, una serie o asociación de rocas ígneas se refiere al conjunto de rocas relacionadas íntimamente en el espacio y en el tiempo, entre las que existe una cierta comunidad de caracteres químicos y mineralógicos. Dicha noción se basa precisamente en la existencia, en una determinada región, de variaciones progresivas en la composición de las rocas ígneas, como ya se estableció. De modo general, al pasar de los términos más félsicos a los más máficos, los contenidos en SiO_2 , Na_2O y K_2O aumentan, mientras que los de MgO , FeO y CaO disminuyen.

Los resultados de los análisis químicos realizados a un gran número de rocas ígneas de todo el mundo y la comparación de los mismos mediante diagramas de variación revelan que, en la mayoría de los casos, las rocas ígneas de una región dada pertenecen a cualquiera de tres series magmáticas principales, que han sido denominadas series toleítica, alcalina y calcialcalina. Se han propuesto, además, otras series cuya existencia parece menos evidente, entre las que cabe mencionar las series transicional y potásica o shoshonítica.

Las rocas de la serie calcialcalina se caracterizan por un contenido relativamente pobre en hierro por comparación con las otras series y, por lo general, son más ricas en alúmina y sílice; en lo que respecta a su diferenciación, a medida que avanza ésta aumenta el contenido de sílice, siguiendo la línea o "trend" de Bowen.

La serie toleítica está constituida por rocas relativamente ricas en hierro, cuyos miembros intermedios muestran un grado marcado de enriquecimiento en este elemento. Durante su diferenciación no es la sílice la que aumenta sino el hierro, es decir no siguen la línea de Bowen sino otra que se denomina "trend" de Fenner. (Fig. VII-1)

Wilkinson (1968) agrupa a las rocas de las series toleítica y calcialcalina bajo el nombre común de subalcalinas, siguiendo el concepto original de Bailey y colaboradores (1924).

Las rocas de la serie alcalina, como su nombre lo indica, se caracteriza por un alto contenido en álcalis para un determinado porcentaje de sílice, en relación con las otras series, y el enriquecimiento en hierro de sus miembros intermedios es muy variable.

En rigor, ninguna de las rocas que constituyen las series magmáticas tienen la composición del magma original, pues se han visto sometidas a procesos de diferenciación o asimilación. Sin embargo, una selección estricta de las muestras permite, en algunos casos (bordes de enfriamiento, rocas vítreas, rocas afaníticas sin fenocristales, etc.) poder deter

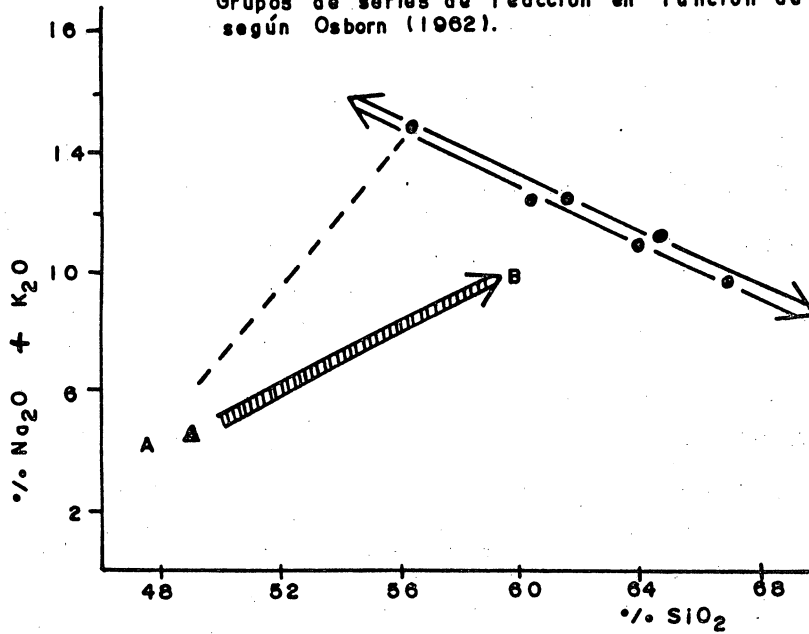
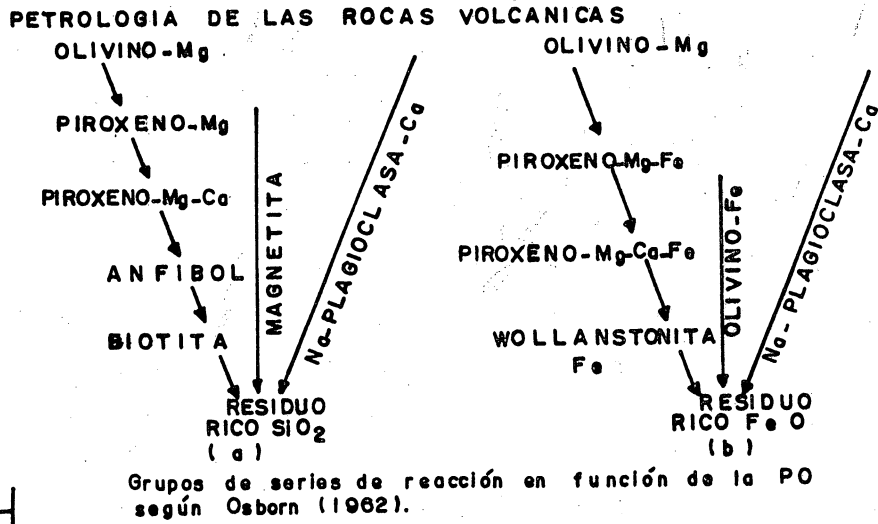


Fig. VIII-1 (Basada en datos de Hernan, 1974). Los magmas básicos alcalinos (A) de la Gran Canaria evolucionan siguiendo un proceso de cristalización fraccionada (Trend A → B), pero sus productos finales (●) -riolitas - pantelleritas - traquitas - fonolitas se originan por transferencia gaseosa o difusión iónica en el líquido residual. Estos mismos productos finales constituyen en otros casos el extremo de una diferenciación por cristalización fraccionada (línea de trazos) sin que inter vengan otros procesos de diferenciación.

minar, con una cierta aproximación, la composición del magma en sus diversas etapas evolutivas, con lo cual se puede poner de manifiesto la variación de composición ("trend") del líquido magmático y relacionarla con la composición de las diferentes fases mineralógicas.

En las series toleítica y alcalina los términos basálticos constituyen las rocas más abundantes y se les considera como representantes cercanas del magma original; en cambio, en la serie calcialcalina las andesitas son mucho más abundantes, por lo que existen controversias sobre si derivan del basalto calcialcalino o de un magma andesítico original.

3. LOS DIAGRAMAS DE VARIACION

Los mecanismos de estudio de las series magmáticas se efectúan mediante diagramas de variación que examinan los cambios progresivos o variaciones que experimentan los elementos mayores o sus óxidos en el interior de un sistema. Estos diagramas pueden ser rectangulares o triangulares, es decir de dos o tres variables, en los que se relaciona al elemento mayor u óxido con un parámetro que se considera tiene una cierta importancia geológica.

Las rocas que son más pobres en sílice serían las más cercanas en composición al magma inicial, por lo que se pensó que el índice más simple y significativo sería la sílice. De este modo se crearon los diagramas de Harker que utilizan coordenadas rectangulares en donde en las abscisas se indican los contenidos en SiO_2 y en ordenadas, los de los demás óxidos (Fig.VIII-2) cada punto es representativo de una roca y el conjunto de puntos, de la evolución de la serie; el hecho de que las variaciones en composición sean progresivas sugiere evidentemente la existencia de relaciones genéticas entre las lavas que formaron esas rocas. En el ejemplo de la figura -las lavas del Cráter Lake, Oregón- el hecho de encontrar variaciones continuas y sencillas indicaría que las diferentes rocas del área derivan de un magma único, es decir, se trataría de una provincia comagmática, ligada a un solo

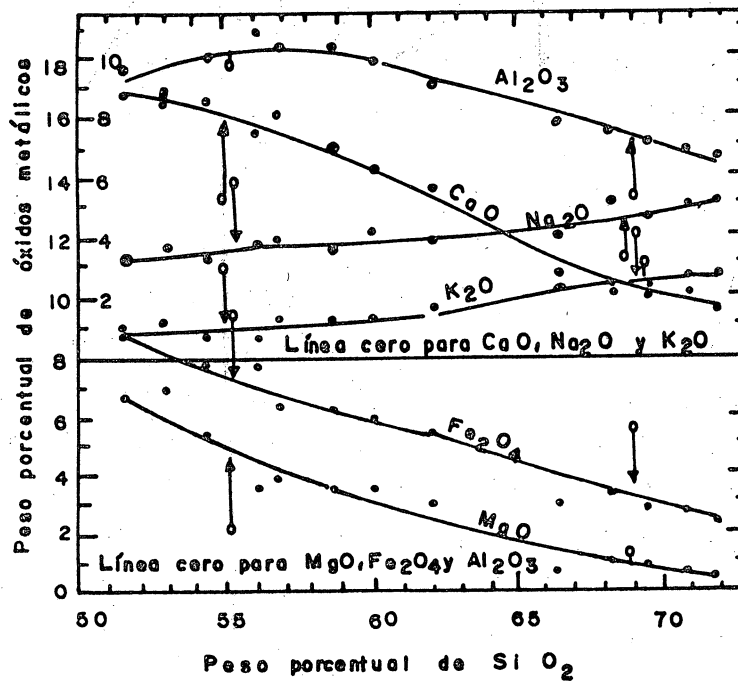


Fig. VIII-2 Diagramas de variación para lavas de "Crater Lake". Cada hilera vertical de puntos represente un análisis químico, con el hierro total considerado como Fe_2O_3 . Solo unos pocos de los 60 análisis a partir de los cuales se construyó el diagrama se muestran. Los círculos pequeños muestran análisis de dos rocas que no pertenecen a este serie. Fuente: Williams, 1942, pag. 154.

proceso.

Cuando se examina una serie de rocas, se debe saber si corresponde a una sucesión de líquidos silicatados o no. Pero si no se está seguro, la interpretación de los diagramas no es correcta porque, por ejemplo, es posible que los sólidos cristalizados provengan de otra parte; si la roca es vítrea o afri-ca no habrá problema, pero cuando existen fenocristales puede ser que se hayan formado en el mismo magma o que le sean ajenos. Por otro lado, no es posible determinar discontinuidades más que si se cuenta con un número suficiente de análisis químicos de todas las lavas representativas de una misma serie.

El diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, en particular, permite distinguir las series subalcalinas de la alcalina. Los límites entre ellas, tal como se ilustra en la Fig.VIII-3 dependen de los estudios realizados por los diversos autores señalados.

En la actualidad se prefieren otros parámetros diferentes de la sílice como son los denominados "índices de diferenciación o de solidificación" que se supone señalan el grado de diferenciación que ha sufrido una roca a partir de un magma inicial y que se acostumbra poner en abscisas en lugar de la sílice. Entre ellos cabe mencionar los siguientes:

TABLA VIII-2
INDICES DE DIFERENCIACION O SOLIDIFICACION

INDICE DE:	CARACTERISTICAS:
LARSEN	$1/3 \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{CaO}$
MIYASHIRO	FeO^*/MgO en donde $\text{FeO}^* = \text{FeO}+0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3$
KUNO	$100 \text{MgO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$
THORNTON Y TUTTLE	$\text{Q}+\text{Or}+\text{Ab}+\text{Ne}+\text{Lc}$ (normativos)

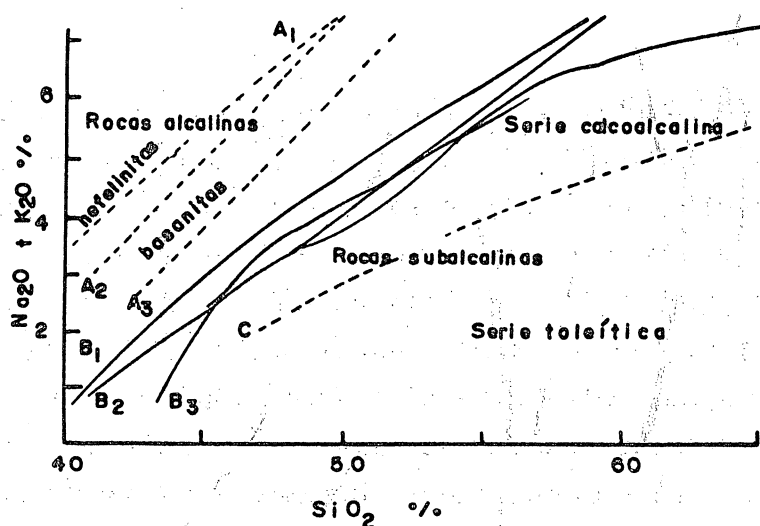


Fig. VIII - 3. Diagrama AIC/SiO señala la posición de las diferentes series magmáticas. El límite entre el dominio de las lavas alcalinas y el de las lavas subalcalinas varía según los autores: B_1 de acuerdo con Irvine de Baragar (1971); B_2 según MacDonald y Katsura (1964), B_3 Hyndman (1972); B_4 Kuno (1968). La curva C separa el dominio de las lavas de la serie calcoalcalina del de las lavas de la serie toleítica, (según Kuno, 1968). La curva A_1 separa el dominio de las lavas fuertemente alcalinas, (nefelinitas y melilitas) del de las lavas medianamente alcalinas (basanitas y basaltos alcalinos) (según Schwerzer y Rogers, 1974); la curva A separa el dominio de las basanitas de los basaltos alcalinos (Strong, 1972).

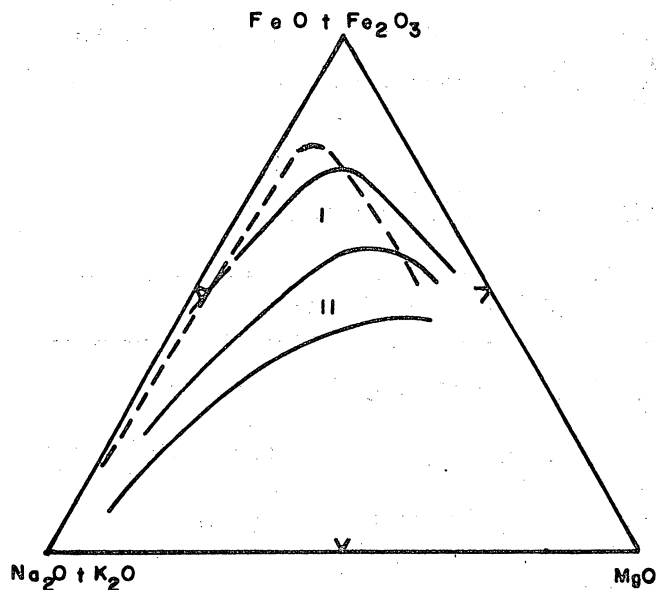


Fig. VIII - 4. Diagrama AFM ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$). Indica la posición de las lavas de la serie toleítica (I) y de la serie calcoalcalina (II) del Japón, (según Kuno, 1968). El trazo discontinuo corresponde a la serie toleítica de Skaergaard en Groenlandia.

Cada uno de esos índices tiene su lógica. En el de Larsen la sílice se divide entre 3 para tener un valor similar al de la potasa; el de Miyashiro señala que entre más avanzada está la diferenciación, más alta será la relación FeO^*/MgO ; el valor del índice de Kuno decrece con la cantidad de líquido residual, a la inversa con del de Thornton y Tuttle en donde el cuarzo, ortoclasa, albita, nefelina y leucita normativos son minerales de los que se sabe cristalizan a partir de líquidos residuales provenientes de la cristalización fraccionada de magmas basálticas; entre mayor sea ese índice, mayor será el grado de diferenciación de la roca y su valor radica en el hecho de que la cristalización fraccionada produce líquidos residuales ricos en álcalis, independientemente de la composición inicial del magma.

Entre los diagramas de variación triangulares más empleados se cuenta con el diagrama AFM ($A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $F=\text{FeO}+0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$; $M=\text{MgO}$) que permite conocer, sobre todo, si una serie magmática, en el curso de la diferenciación, experimenta o no un enriquecimiento en hierro, es decir si sigue el "trend" de Fenner o el de Bowen (Fig.VIII-4) Otro de gran importancia es el diagrama $\text{SiO}_2\text{-NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4$ que expresa la evolución del residuo de una cristalización fraccionada. (Fig.VIII-5).

Los diagramas de variación pueden ser muy útiles para determinar el tipo de serie magmática al que pertenece un grupo de rocas volcánicas, pero aportan poca información sobre las relaciones genéticas que existen entre ellas. La mayor parte de esos diagramas, en particular en los que intervienen los índices de diferenciación o de solidificación, fueron concebidos para representar aquellas series cuyo único mecanismo de diferenciación es la cristalización fraccionada; ahora bien, si se exceptúan aquellos casos relativamente raros que no presentan ambigüedad, la diferenciación depende de procesos más complejos. La dificultad en la interpretación de los diagramas de variación clásicos ha conducido inclusive a algunos autores a proponer otros basados en métodos estadísticos.

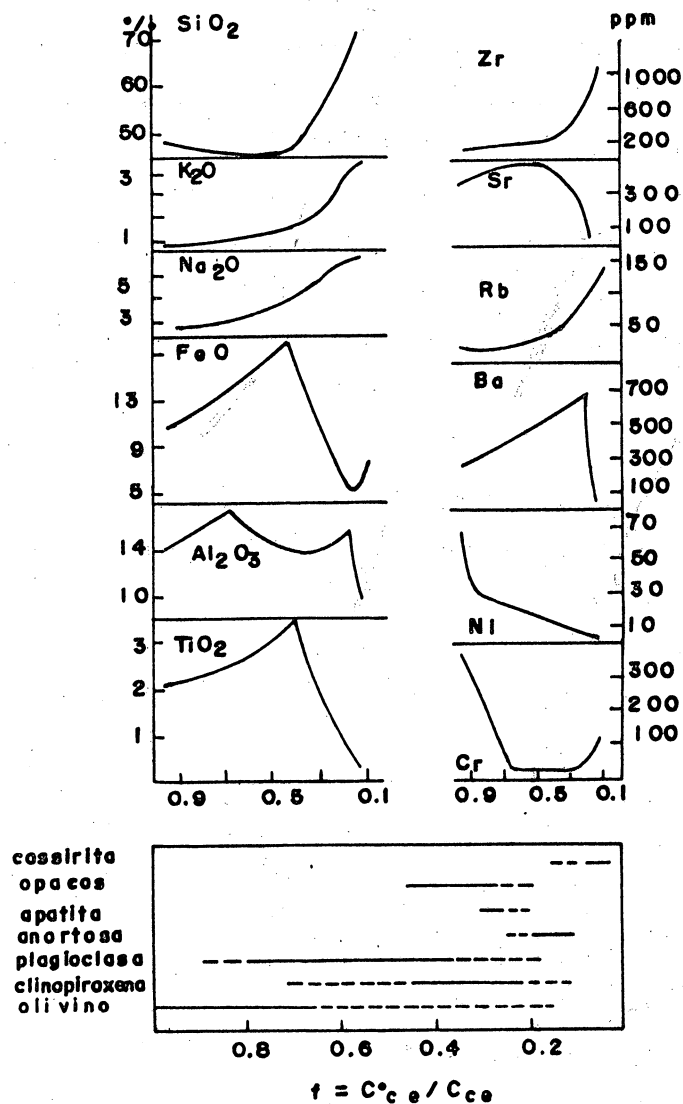


Fig. VIII-5. Diagramas de variación de los elementos mayores y trazas en la serie de Balne (Afar), de acuerdo con Barberi et al. (1975). Explicaciones en el texto.

Los índices precedentes se refieren siempre a los elementos mayores, pero en la actualidad es cada vez más frecuente la utilización de los elementos en traza u oligoelementos en la identificación de las series magmáticas; de este modo se han publicado numerosos diagramas de Harker que muestran la evolución de una serie a partir de la concentración absoluta o de la relación de concentración entre dos elementos traza.

De particular utilidad en la evolución magmática son los elementos incompatibles (K, Rb, Ba, Cs, Nb, Th y U) es decir aquellos que, debido a su radio iónico o a su valencia, entran de preferencia en la fase líquida durante la fusión parcial del manto y se enriquecen en los líquidos residuales en el transcurso de la cristalización fraccionada.

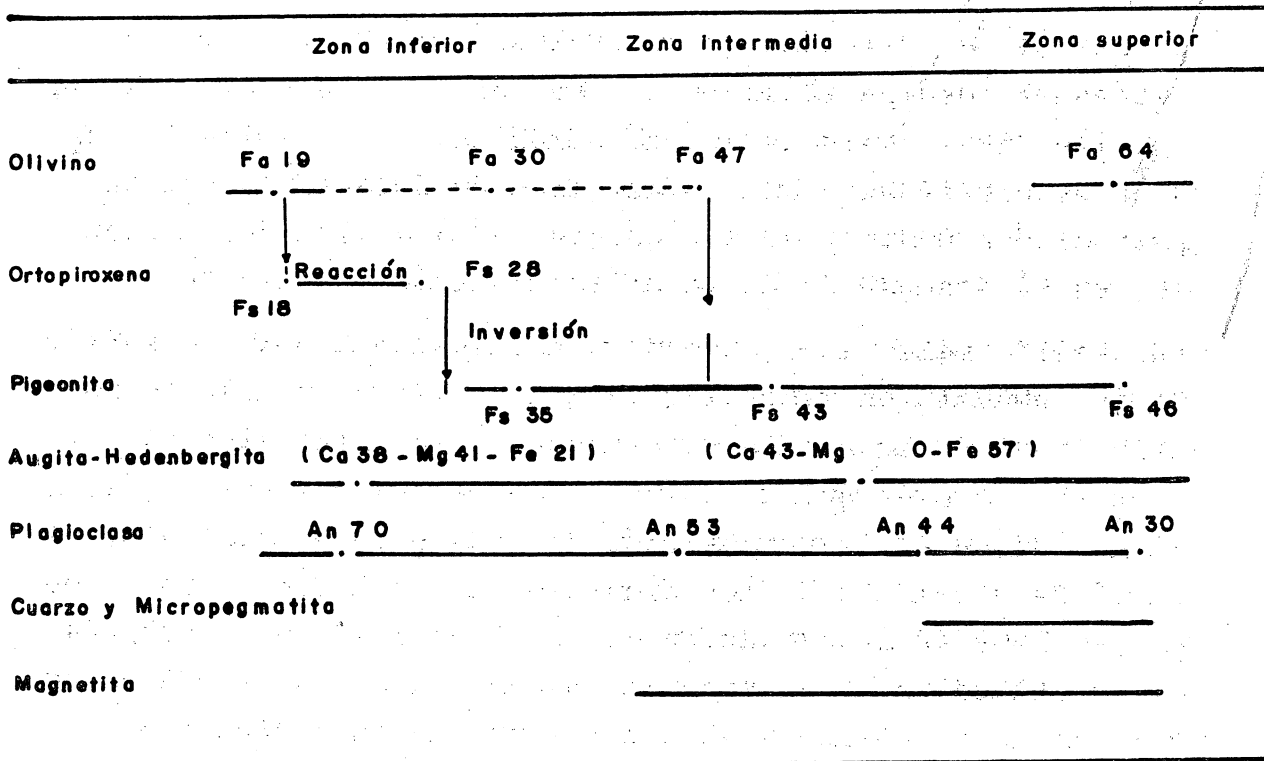
Las series magmáticas pueden identificarse también a partir de su composición mineralógica; para ello es necesario no sólo tener en cuenta la naturaleza de los minerales sino también la presencia o ausencia de reacciones entre ellos, la evolución de la composición de cada especie mineral y el orden de aparición de los minerales de la serie. Como ejemplo se muestra la evolución de la composición mineralógica de la intrusión de Skaergaard, Groenlandia, que corresponde a la serie toleítica y que representa un caso típico de cristalización fraccionada a baja presión (Tabla VIII-3).

En resumen, para caracterizar por completo a una serie magmática es necesario relacionar la evolución de la concentración de elementos mayores y en traza con la composición mineralógica. En la figura VIII-6 se ilustra el ejemplo de la serie de Boina (Afar) de acuerdo con Barbieri et al. (1978).

4. APLICACIONES DE LOS DIAGRAMAS DE VARIACION

Para distinguir las diferentes series de rocas ígneas Irving y Baragar (1971) recomiendan la utilización de los diagramas de variación siguientes:

Tabla VIII-3. Variación de la composición mineralógica en la intrusión de Skaergaard. (De acuerdo con Wager y Brown, 1967).



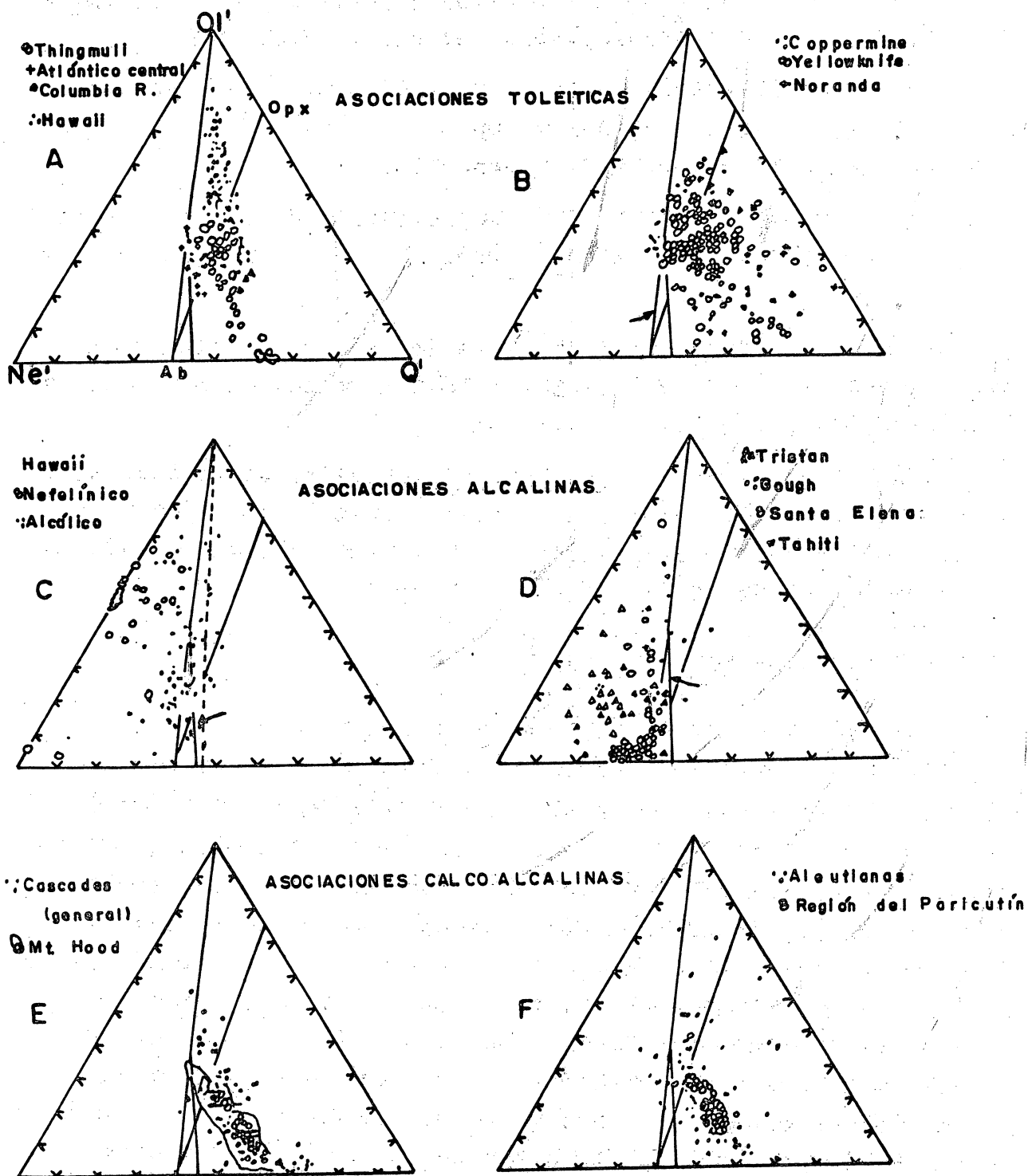


Fig. VIII - 6 Proyecciones de $Ol'-Ne'-Q'$ de asociaciones de rocas volcánicas predominantemente toleíticas, alcalinas y calcoalcalinas. Obsérvense las trazas del "plano crítico de saturación de sílice" de Yoder y Tilley (1962) (gráfica B) y el plano divisor de Poldervaart (1964) para separar rocas toleíticas y alcalinas (gráfica C). La línea sólida gruesa es la línea divisoria para las rocas alcalinas y subalcalinas propuesta por Irvine y Baragar (gráfica D). Las gráficas están en equivalentes de cation porcentuales basados en la norma del cation.

- El diagrama $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ es el más sencillo para discriminar las rocas alcalinas y subalcalinas. (Fig.VIII-3).
- El diagrama triangular Ne' , Q' y Ol' (Fig.VIII-7a) en donde $\text{Ne}' = \text{Ne} + \frac{3}{5} \text{Ab}$; $\text{Q}' = \text{Q} + \frac{2}{5} \text{Ab} + \frac{1}{4} \text{Opx}$, y $\text{Ol}' = \text{Ol} + \frac{3}{4} \text{opx}$ sería el más adecuado para propósitos generales.
- El diagrama de la composición normativa de la plagioclasa* respecto del contenido en Al_2O_3 (Fig.VIII-7b) sería el mejor para los basaltos.
- Para distinguir entre rocas de las series calcialcalina y toleítica se emplearía el diagrama AFM usando como límite la línea señalada en la Fig. VIII-8).
- Los diferentes miembros de las tres series se clasificarían de acuerdo con un diagrama en cuya abscisa estaría la composición normativa de la plagioclasa y en cuya ordenada, el índice normativo de color** (Figs.VIII9 y 10).

5. DIVERSIDAD DE LOS BASALTOS

De todas las rocas volcánicas que afloran en la corteza terrestre, independientemente de su edad, los más abundantes son los basaltos, cuyas composiciones mineralógicas y químicas difieren dependiendo de la serie a la que pertenecen (Fig.VIII-11). Se pueden obtener informaciones más precisas empleando la norma CIPW y aplicándola a los diagramas de clasificación normativa de los basaltos de Yoder y Tilley (1962) que se ilustran en la Fig. VIII-12. En ellos se observan ciertas incompatibilidades mineralógicas, como son las de olivino-cuarzo, hipertena-nefelina y cuarzo-nefelina; los puntos representativos de la composición de los basaltos se sitúan en tres volúmenes que corresponden a las toleitas de cuarzo, toleitas de olivino y basaltos alcalinos.

* Composición normativa de la plagioclasa:

$$100 \text{ An/An} + \text{Ab} + 5/3 \text{ Ne}$$

** Índice de color normativo:

$$\text{Ol} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Mt} + \text{Il} + \text{Mn}$$

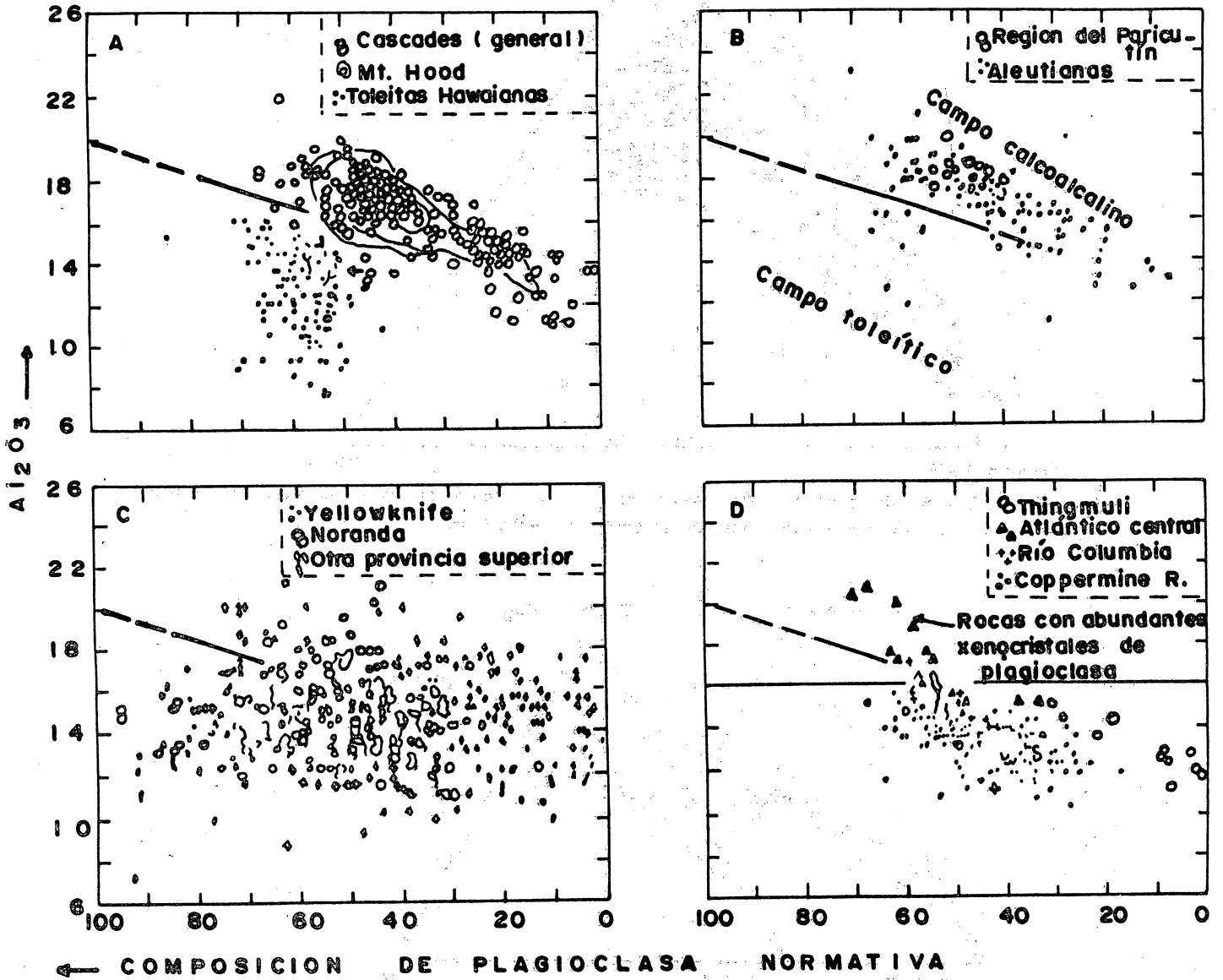


Fig. VIII - 7

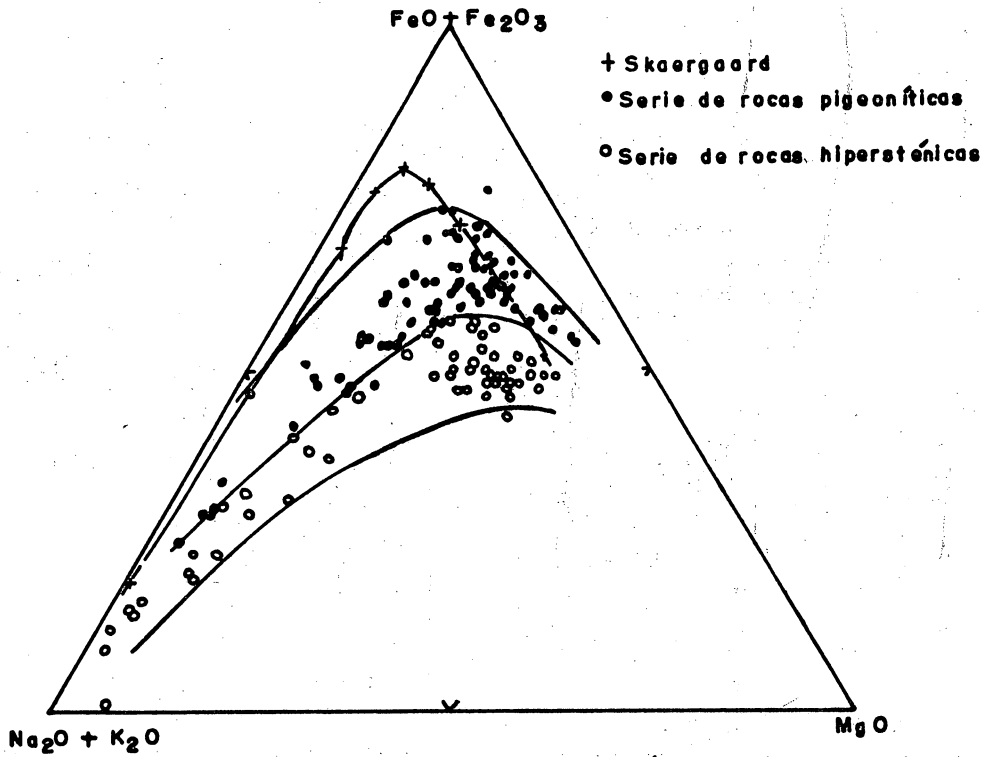


Fig. VIII - 8 (a) Diagrama MFA para rocas afíricas de las series de rocas pigeoníticas e hipersténicas de la región Izu-Hakone.

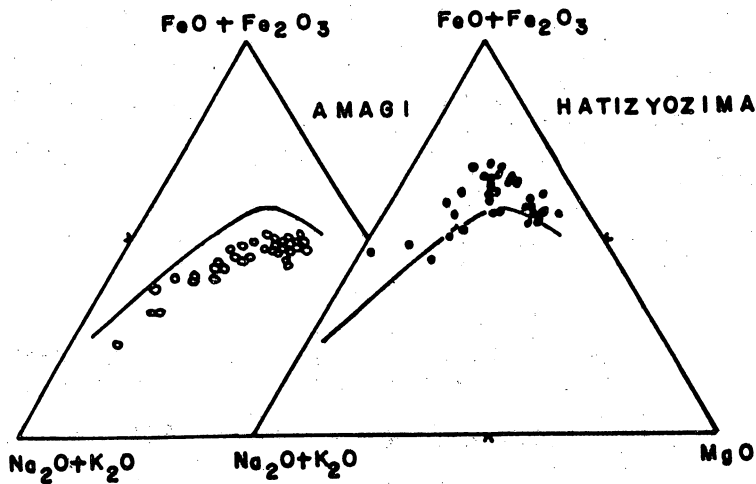


Fig. VIII - 8 (b). Diagramas MFA para rocas del volcán Hatizyo-zima (la serie de rocas pigeoníticas) y las del volcán Amagi (la serie de rocas hipersténicas) de la región Izu-Hakone. Están graficadas tanto las rocas afíricas como las porfiríticas. La línea limitrofe entre los campos de las dos series de la figura VIII - 8 (a) está reproducida.

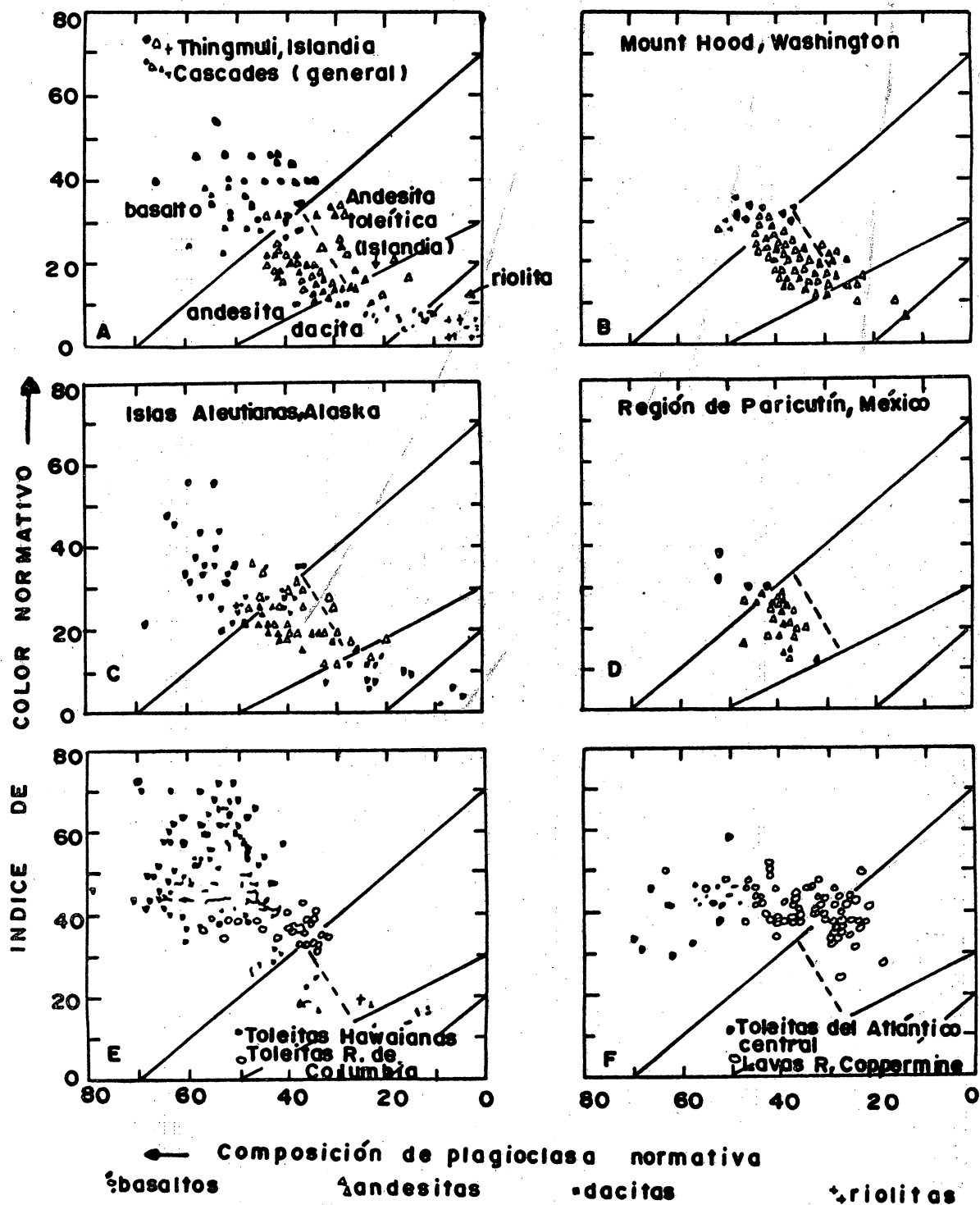


Fig. VIII-9. Gráficas de índice de color normativo contra composición de plagioclasa normativa para asociaciones de rocas subcalcinas, que muestran las líneas divisorias propuestas para distinguir basaltos, andesitas, dacitas, y riolitas. A la andesita toleítica se le asigna un campo provisional. Los símbolos para los puntos de datos están basados en los nombres asignados por los autores de quienes se obtuvieron los datos. Las gráficas están en equivalentes de cationes porcentuales.

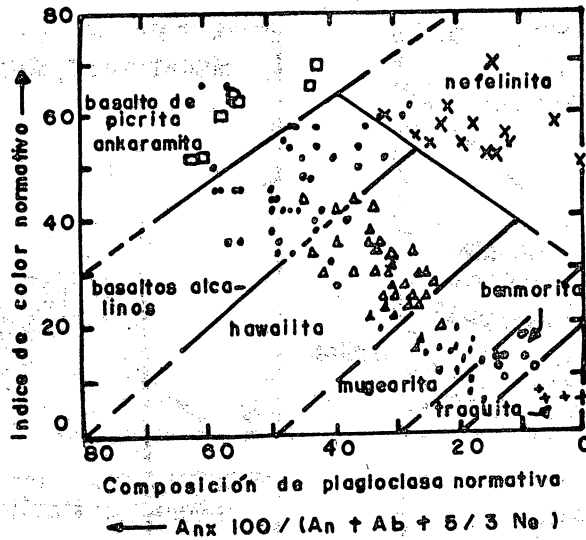


Fig. VIII-10 (a). Gráfica de índice de color normativo contra composición de plagioclasa normativa para asociaciones de hawailita — mugearita — benmorita — traquita, que presenta los límites propuestos para clasificar las rocas. También se muestra un campo para nefelinitas de Hawái. Los símbolos para los puntos dato están basados en los nombres empleados por los autores originales y los límites de campo están dibujados de acuerdo con ellos. La gráfica está en equivalentes de catión porcentuales.

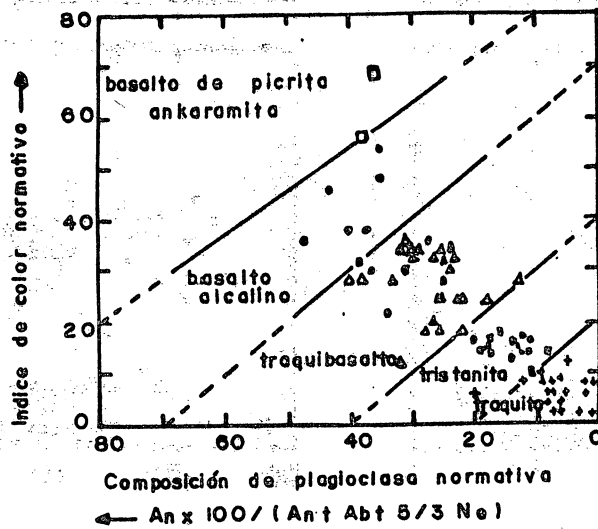


Fig. VIII-10 (b). Gráfica de índice de color normativo contra composición de plagioclasa normativa para asociaciones traquibasalto — tristanita — traquita, que presenta los límites para clasificarlas. Los símbolos para los puntos datos están basados en los nombres empleados por autores originales. La gráfica está en equivalentes de catión porcentuales.

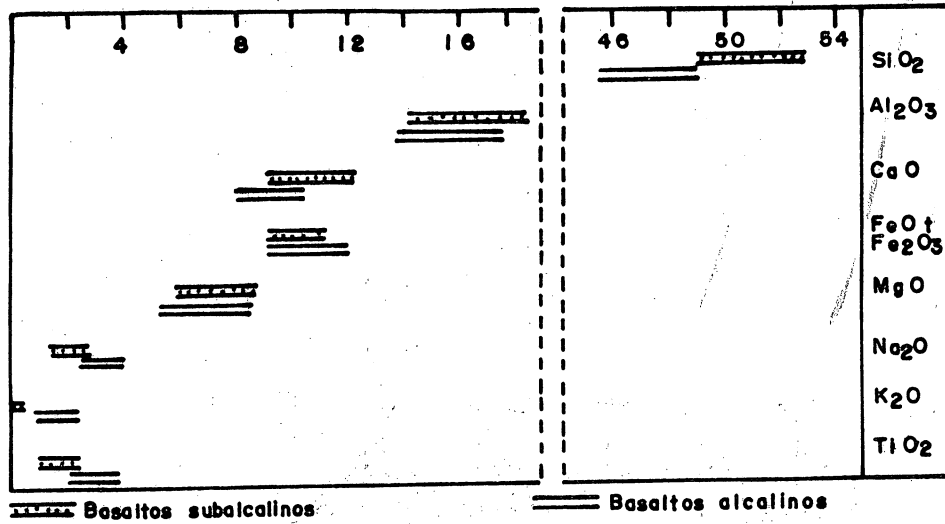


Fig. VIII-11. Variaciones de la composición química de los Basaltos, elementos mayores, expresado en los pesos de óxidos.

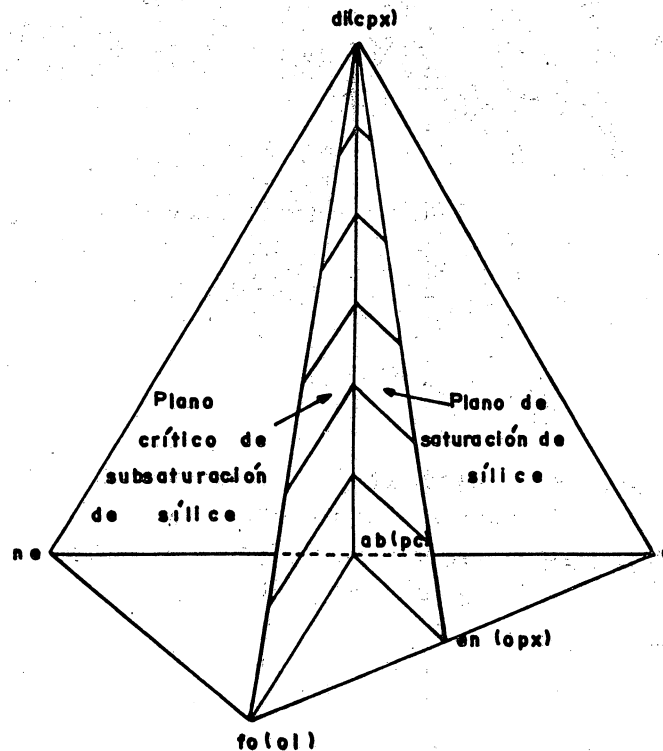


Fig. VIII-12 El tetraedro de basalto. Las composiciones de basalto están clasificadas en términos del cuarzo, nefelina, albita y los miembros magnésicos extremos del olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno normativos. Las abreviaturas para fases modales están en parentesis.

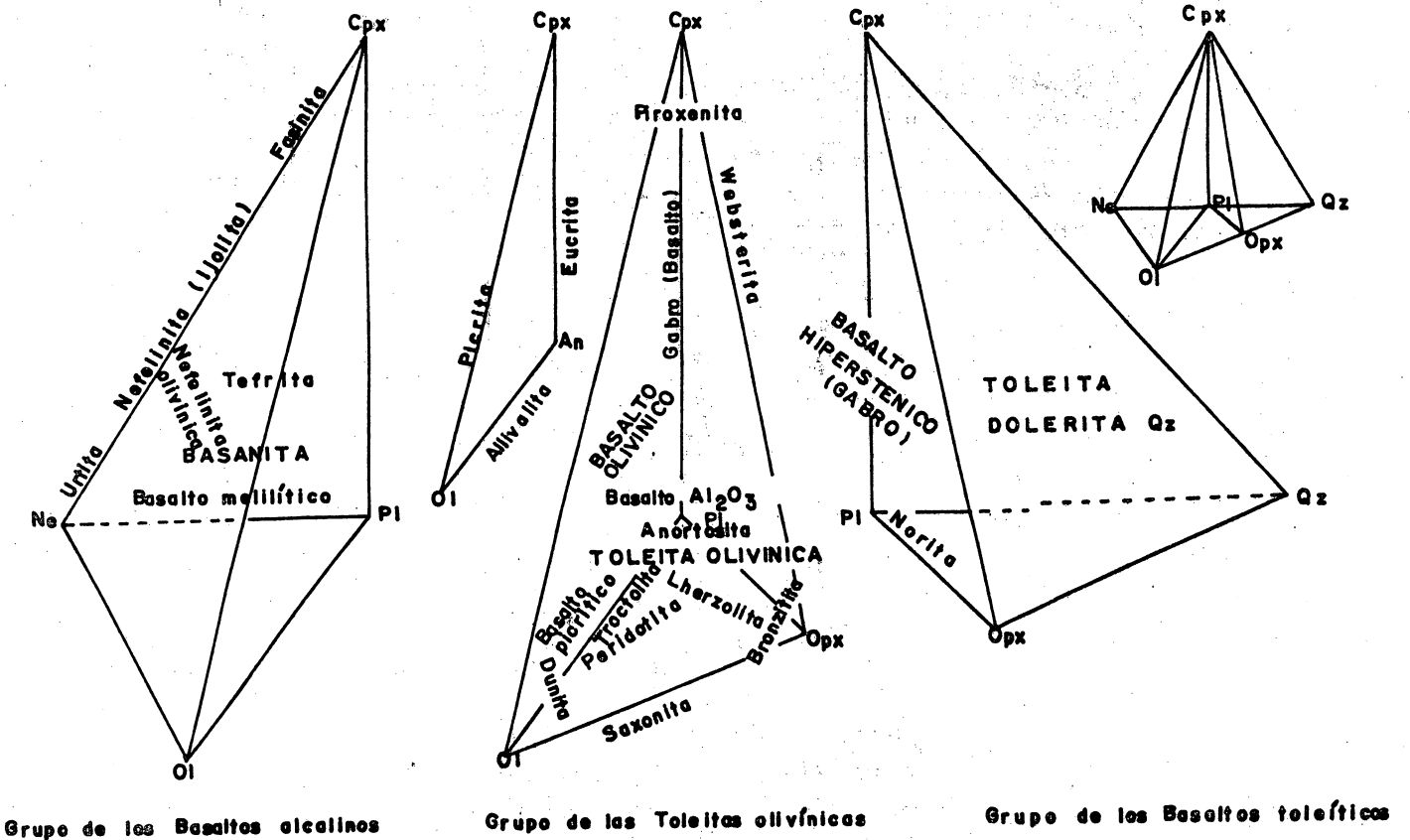


Fig. VIII - 12 (b) Clasificación normativa de los basaltos, según Yoder y Tilley (1962).

La clasificación de Yoder y Tilley debe utilizarse con precaución y no dispensa del estudio de los minerales realmente presentes en el basalto; si, por lo general, existe buena concordancia entre la composición normativa y la real, es posible que los resultados del cálculo de la norma estén bastante modificados (disminución o inclusive desaparición de indicios de subsaturación de la sílice) cuando se trata de una roca oxidada; ahora bien, es frecuente que el olivino y la titanomagnetita de los basaltos alcalinos sufran una oxidación durante el enfriamiento. Divesos autores han discutido el problema y han propuesto corregir el valor del Fe_2O_3 dado por el análisis para acercarlo al del magma antes de su erupción; por ejemplo Coombs(1963) recomienda fijarlo a 1.5% de Fe_2O_3 .

La distinción entre basaltos alcalinos y toleíticos no es artificial. Ya en 1933 Kennedy había sido uno de los primeros petrógrafos en reconocer la existencia de dos tipos de magmas basálticos (toleíticos y alcalinos) que darían origen por cristalización fraccionada, a líquidos residuales totalmente diferentes, uno sobresaturado y el otro subsaturado en sílice. En la actualidad se sabe que los basaltos, y en consecuencia los magmas de los que provienen, no son reducibles a dos tipos, pero la noción de basaltos sobresaturados y subsaturados se ha revelado muy útil en el enfoque experimental de la génesis de los magmas.

Kuno (1960) llamó la atención sobre un tipo de basalto particular al que denominó "basalto rico en alúmina", cuyo contenido en Al_2O_3 es superior a 17% y en donde aparece la hiperstena normativa y a veces el cuarzo, por lo que caen en el campo subalcalino. Este término se aplica a lavas affricas pero no a las porfídicas, cuyo contenido elevado en alúmina puede ser imputable a la abundancia de fenocristales de plagioclasa. La importancia dada a este tipo de basaltos y las discusiones de que fueron objeto se debe al hecho de que están asociados a las andesitas y, por tanto, podrían

asimilarse a la serie calcialcalina.

En la Tabla VIII-4 se señalan las características petrológicas de los tres tipos principales de basaltos.

6. LA SERIE TOLEÍTICA

La serie toleítica está compuesta por las rocas siguientes, enumeradas de la más máfica a la más félsica:

Basalto picrítico (oceanita) → Toleíta de olivino o basalto toleítico → Toleíta o cuarzo-toleíta → Andesita toleítica (islandita) → Dacita → Riolita.

Uno de los caracteres químicos principales de la serie toleítica es su baja relación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ pues, como se observa en el diagrama de Harker correspondiente, las lavas de esta serie son las más pobres en álcalis. El cálculo de la norma CIPW señala para todos sus miembros una sobresaturación en sílice que se manifiesta en la presencia de cuarzo e hipers_{tena} normativos. La existencia de un enriquecimiento marcado en hierro ("Fenner trend") en los miembros intermedios se considera como una particularidad de la serie y señalaría una diferenciación bajo una presión parcial débil de oxígeno (Kuno, 1968).

Desde el punto de vista mineralógico, la pigeonita (piroxeno pobre en calcio) es el mineral más característico de la serie, de modo que algunos petrógrafos prefieren utilizar el término de "serie pigeonítica" en lugar de "serie toleítica". El olivino, cuando está presente, aparece sobre todo bajo la forma de fenocristales, a veces en cantidades importantes (basaltos picríticos); a menudo muestra una reacción con el líquido, sobresaturado en sílice, y se transforma en ortopiroxeno; en las lavas intermedias se halla ausente, pero puede volver a aparecer en las lavas ácidas mostrando un alto contenido en fayalita. La evolución de la composición de los piroxenos ricos en calcio y del ortopiroxeno se marca por un enriquecimiento progresivo en hierro. El cuarzo y

TABLA VIII-4
CARACTERISTICAS PETROLOGICAS DE LOS BASALTOS

BASALTOS TOLEITICOS	BASALTOS ALCALINOS	BASALTOS CALCOALCALINOS
1. VALORES MUY BAJOS EN K_2O (0.5%)	1. MAYOR CONTENIDO EN K_2O (CERCANO O MAYOR AL 1%)	1. CONTENIDO INTERMEDIO DE K_2O
2. CONTENIDOS BAJOS EN Al_2O_3 (ALREDEDOR DEL 15%)	2. CONTENIDOS INTERMEDIOS EN Al_2O_3 Y ALTO EN TiO_2	2. CONTENIDO ALTO DE Al_2O_3 (ALREDEDOR DEL 18%)
3. VALORES ALTOS EN FeO_3 FeO (10%)	3. VALORES ALTOS EN FeO_3 FeO (10%)	3. VALORES BAJOS EN FeO_3 FeO (10%)
4. CONTENIDO BAJO DE SILICE (ALREDEDOR DEL 50%)	4. CONTENIDO BAJO DE SILICE (49%)	4. CONTENIDO UN POCO MAYOR DE SiO_2 (ALREDEDOR DEL 51%)
5. PUEDEN APARECER CUARZO Y OLIVINO EN LA NORMA	5. OLIVINO Y NEFELINA NORMATIVOS	5. CUARZO NORMATIVO, OLIVINO NORMATIVO, POR LO GENERAL AUSENTE
6. PRESENCIA DE HIPERSTENA NORMATIVA	6. AUSENCIA DE HIPERSTENA NORMATIVA	6. PRESENCIA DE HIPERSTENA NORMATIVA
7. OLIVINO EN FENOCRISTALES, A VECES CON CORROSION, NO SE ENCUENTRA EN LA MATRIZ, POR LO GENERAL	7. FENOCRISTALES ZONADOS DE OLIVINO, EL CUAL APARECE TAMBIEN EN LA MATRIZ	7. EL OLIVINO PUEDE ESTAR PRESENTE, PERO POR LO GENERAL NO LO ESTA
8. DOS PIROXENOS: AUGITA SUBCALCICA Y PIGEONITA O HIPERSTENA	8. AUGITA CALCICA, A VECES RICA EN TITANIO	8. AUGITA E HIPERSTENA, TANTO EN LA MATRIZ COMO EN FENOCRISTALES
9. MATRIZ DE PLAGIOCLASAS Y PIROXENO Y VIDRIO INTERSTICIAL PIGMENTADO POR MAGNETITA O HEMATITA	9. MATRIZ DE OLIVINO Y PIROXENO Y PLAGIOCLASA, CON FELDESPATO ALCALINO, FELDESPATOIDES Y ZEOLITAS, GENERALMENTE HOLOCRIHALINA	9. TEXTURA POR LO GENERAL PORFIDICA, ABUNDANCIA DE PLAGIOCLASAS, TANTO EN FENOCRISTALES COMO EN LA MATRIZ, A VECES HAY TRIDIMITA O VIDRIO INTERSTICIAL
10. SIN NODULOS	10. CON NODULOS PERIDOTITICOS O ECLOGITICOS	10. SIN NODULOS

los feldespatos alcalinos son los minerales esenciales de las lavas félsicas y constituyen los diferenciados granofídicos de los equivalentes intrusivos (gabros) y subvolcánicos (doleritas) de esta serie.

Entre los ejemplos conocidos de regiones pertenecientes a la serie toleítica, los distritos de Thingmuli y Hekla en Islandia han sido objeto de estudios detallados (Carmichael, 1964); parece ser que el modelo de diferenciación por cristalización fraccionada se aplica satisfactoriamente a ambos.

7. LA SERIE CALCIALCALINA

La serie calcialcalina, denominada también "serie de la hiperstena" (Kuno, 1968) contiene, como la precedente, lavas sobresaturadas en sílice, pero difiere en numerosos puntos. Las lavas que la caracterizan son los basaltos ricos en Al (SiO_2 53; Al_2O_3 > 17%), andesitas ($53\% < \text{SiO}_2 < 62\%$), dacitas ($62\% < \text{SiO}_2 < 68\%$) y riolitas ($\text{SiO}_2 > 68\%$); los puntos representativos de su composición se sitúan en un dominio particular del diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$, comprendido entre los de las series toleítica y alcalina (Fig. VIII-13) por tanto, son más ricos en álcalis (con $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) que aquélla. Además no hay o se produce muy poco enriquecimiento en Fe en los miembros intermedios, lo que se puede explicar por la cristalización precoz de los óxidos de hierro y titanio que dan lugar sobre todo a magnetita y titanomagnetita,

El mineral más característico es el ortopiroxeno, tanto como fenocristales como en la matriz, mientras que la pigeonita es rara o está ausente. El olivino aparece a menudo bajo la forma de fenocristales en los miembros básicos e intermedios pero es inestable y, como consecuencia de reacciones con el líquido, se transforma en ortopiroxeno.

Las lavas básicas e intermedias de esta serie son a menudo porfídicas y los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno no presentan un zoneamiento marcado. Comparadas con las is

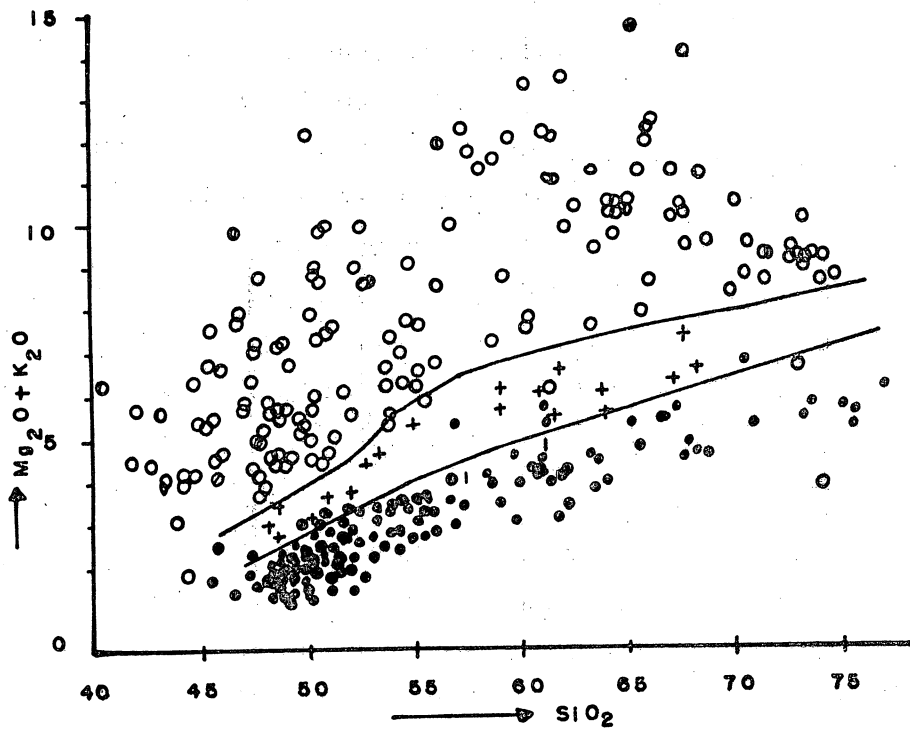


Fig.VIII-13 Diagrama álcali-silíceo para toleita (círculos sólidos) y basalto rico en alúmina (cruces) del Japón central y basalto de olivino alcalino (círculos huecos) del Japón central a suroccidental, Corea y Manchuria, todos de edad Cenozoica. Sus productos de fraccionamiento en las mismas provincias principalmente andesites, dacitas y riolites derivadas de la toleita (la serie de rocas pigeoníticas) y aquellas derivadas de los basaltos ricos en alúmina (la serie de basaltos ricos en alúmina) y las mugearitas, traquiandesites, traquitas y riolitas alcalinas derivadas del basalto de olivino alcalino también están graficadas por sus respectivas marcas. Se incluyen tanto las rocas afíricas como porfiríticas. Los límites generales entre los tres tipos de basaltos y sus productos de fraccionamiento se muestran por medio de curvas.

landitas, las lavas intermedias (andesitas y dacitas) son más ricas en Al_2O_3 pero más pobres en TiO_2 y FeO . La presencia - muy frecuente de minerales con el radical oxhidrilo (hornblenda y biotita) constituye, igualmente, una de las particularidades de la serie.

8. LA SERIE ALCALINA

Difiere de las series anteriores por el conjunto de caracteres siguientes: valor alto de la relación Alc/SiO_2 , presencia de olivino estable, tanto en fenocristales como en la matriz, presencia de feldespatoides como consecuencia de su déficit en SiO_2 y ausencia de ortopiroxenos y clinopiroxenos - pobres en calcio; ello se traduce en el cálculo de la norma - por la aparición de olivino y feldespatoides virtuales. Estos caracteres permiten individualizar fácilmente esta serie pero son insuficientes para definirla por completo, pues sus lavas presentan importantes variaciones en composición, en particular los valores de subsaturación en sílice y la relación Na/K .

Las variaciones en el grado de subsaturación se pueden poner en evidencia en un diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ en donde esta relación siempre es elevada y varía de manera progresiva y regular en función de dicho grado de subsaturación. Saggerson y Williams (1964) definieron de este modo una "serie moderadamente alcalina" que pasa sin discontinuidad a una "serie altamente alcalina" (Fig. VIII-13) los términos básicos de la primera corresponden sea a basaltos alcalinos -lavas desprovistas de feldespatoides pero con nefelina normativa, por lo general inferior al 5% - sea a basanitas, lavas con feldespatoides en las que el contenido normativo de nefelina es superior al 5%. En la serie altamente alcalina, los términos básicos están representados sobre todo por nefelinitas, lavas deficitarias en sílice, desprovistas de feldespatos y ricas en feldespatoides. Es importante hacer notar que el gra

do de subsaturación en sílice de las lavas diferenciadas asociadas a esas rocas básicas depende estrechamente del grado de subsaturación de éstas; así, los basaltos alcalinos evolucionan por diferenciación a traquitas, con sobresaturación o subsaturación ligeras, e inclusive a riolitas, mientras que las basanitas y nefelinitas evolucionan a fonolitas. Esta relación entre la naturaleza de las lavas básicas y ácidas asociadas es un argumento de peso en favor de una diferenciación por cristalización fraccionada, aunque puede haber excepciones.

A este primer tipo de variación en la composición de las lavas de la serie alcalina se añade otra, basada en la variación de la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Irvine y Baragar (1971) definieron dos secuencias, una potásica ($\text{Na}/\text{K} < 1$) y otra sódica ($\text{Na}/\text{K} > 1$). En la serie moderadamente alcalina, la secuencia sódica está representada por basaltos alcalinos y basanitas, hawaiitas, mugearitas, benmoreitas y traquitas o fonolitas, mientras que en la secuencia potásica lo estaría por traquiandesitas, tristanitas y traquitas y fonolitas potásicas. En la serie altamente alcalina, los términos sódicos (nefelinitas, por ejemplo) son mucho más frecuentes que los potásicos.

Las lavas potásicas subsaturadas tienen composiciones químicas y mineralógicas muy peculiares por lo que se piensa que dependen de procesos genéticos mucho más complejos, entre los cuales se cuenta la contaminación del material proveniente del manto por material cortical (Bell y Powell, 1969; Taylor y Turi, 1976); por tal razón no son comparables directamente con las otras lavas de la serie alcalina (Sahama, 1974).

Una de las características volumétricas de la serie alcalina es que los miembros intermedios (hawaiitas, mugearitas) son muy raros ("Daly gap"); por lo general los basaltos predominan sobre las otras lavas, pero se dan casos en donde las fonolitas son más abundantes, como en Kenia.

Thompson (1972) ha señalado la existencia de un hiatus entre

las lavas básicas e intermedias, relacionado tal vez a que las hawaítas y mugearitas pueden ser los productos de diferenciación del magma basáltico, no a baja presión sino a alta presión, de alrededor de 10 Kb, en el manto superior (Green et.al., 1974).

Desde el punto de vista mineralógico, la serie se identifica por la ausencia de hiperstena y pigeonita, por la presencia de clinopiroxenos más ricos en Ca y Ti que en las series precedentes y por la presencia de olivino en fenocristales y en la mesostasis, perfectamente en equilibrio. El feldespató al calino, fase esencial de los miembros félsicos existe igualmente, pero en cantidades pequeñas, en la mesostasis de las lavas máficas. La frecuencia de enclaves peridotíticos y de minerales de cristalización temprana (ferrisalita, kaersutita, oligoclasa y espinelas) constituye una de las particularidades de la serie y, al mismo tiempo, un criterio para su reconocimiento.

Un ejemplo de variación de composición mineralógica en una serie sódica moderadamente alcalina lo constituyen El Atakor, en el Sahara argelino (Girod, 1971), ilustrado en la Tabla VIII-5.

9. LA SERIE TRANSICIONAL

La existencia de una serie intermedia entre las series toleítica y alcalina demuestra que no se pueden considerar las series magmáticas como entidades independientes unas de otras desde los puntos químicos y mineralógicos. La serie transicional está representada por basaltos de hiperstena y olivino normativos, lavas intermedias (ferrobasaltos y basaltos de andesina) enriquecidas en hierro como la de la serie toleítica y rocas ácidas sobresaturadas en sílice, en donde la hiper alcalinidad constituye la característica esencial (Bass, 1972). Las lavas hiperalcalinas son aquellas que en las que la cantidad de álcalis es superior a la que entra en la composición de los feldespatos o feldespatoides, es decir se debe satisfacer la condición: $Na+K > Al$; es el caso de los comenditas y panteleritas, lavas riolíticas de las series alcalina

Tabla VIII- 5. Variación de la composición mineralógica de las lavas de la serie alcalina de ELATAKOR, SAHARA ARGELINA (Girod, 1971).

	Lavas básicas (basaltos alcalinos y basanitos)	Lavas intermedias (hawaítas y mugeari- tas)	Lavas ácidas (traquitas y riolitas)	fongilitas
Olivino	Fe 20		Fe 80	
Clinopiroxeno	Augita titanífera		Clinopiroxeno rica en Fe y Na	
Plagioclasa				
Feldespató alcalino	(Mesóstasis)		(Fenocristales)	
Nefelina y Analcimo	(Mesóstasis)			(Fenocristales)
Cuarzo y tridimita				

Tabla VIII- 6. Evolución de la composición de los minerales en una shoshonita de Estromboli (Girod y Magonthier, 1976).

	Fenocristales	Mesostasis
Olivino	Fo 68	Fo 50
Plagioclasa	An 75 An 68	
Clinopiroxeno Ortopiroxeno	Fs 6 Fs 12	Fs 17
Feldespató potásico		
Minerales opacos		
Analcimo		

y transicional.

Desde el punto de vista mineralógico los términos básicos de la serie transicional contienen en su mesostasis sea olivino, sea pigeonita o hiperstena, según sea su grado de saturación en sílice; a menudo se consideran características las trazas de olivino y clinopiroxeno pobres en calcio; la hiperalcalinidad se traduce en las lavas ácidas por la presencia de minerales sódicos no alumínicos, como la aegirina, arfvedsonita, etc.

Uno de los ejemplos mejor conocidos de serie transicional es el de Boina, en el Afar, del Reciente, en donde Barbieri et.al. (1978) mostraron que resulta de una cristalización fraccionada a poca profundidad, encontrando lazos genéticos entre las lavas riolíticas hiperalcalinas y los basaltos transicionales; a partir de ejemplos seleccionados tanto de tipo oceánico como continental pudieron demostrar que la hiperalcalinidad de las riolitas es función directa de la de los basaltos.

10. LA SERIE SHOSHONITICA

Joplin (1965, 1968) definió una asociación volcánica particular, caracterizada por un contenido elevado en K y propuso de nominarla "asociación shoshonítica". A pesar de que algunos autores la ponen en duda, otros han demostrado su existencia, sobre todo en las márgenes continentales y ciertos arcos insulares.

El diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ es inadecuado para caracterizar las lavas de esta serie, pues quedan incluidas en el campo de la serie alcalina. Desde el punto de vista químico presentan las siguientes características: a) contenidos elevados en potasio, con una relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ cercana a la unidad; b) contenidos relativamente bajos en TiO_2 ; c) La pendiente de la recta de regresión $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ está muy inclinada en el campo comprendido entre 48 y 52% de SiO_2 ; fuera del cual es nula e incluso negativa; d) El comportamiento del hierro es variable: en ciertos casos existe un ligero "Fenner trend" (Joplin,

1965); Girod y Magonthier, 1976) y en otros, tal vez más numerosos, los miembros intermedios no muestran enriquecimiento en hierro alguno; ello puede estar en relación con la posibilidad que tienen los miembros opacos (sobre todo la titanomagnetita) de cristalizar o no en fase temprana. El grado de saturación en sílice tampoco es significativo, pues se conocen shoshonitas de cuarzo o de nefelina normativas.

Mac Kenzie y Chappell (1972) propusieron una clasificación de las lavas de esta serie basándose en los contenidos de SiO_2 y K_2O : las lavas básicas ($\text{SiO}_2 < 50\%$) se llaman absarokitas o basaltos shoshoníticos; las lavas intermedias ($50\% < \text{SiO}_2 < 57\%$) shoshonitas y las lavas ácidas ($\text{SiO}_2 > 57\%$) latitas. El interés de este trabajo reside en el hecho de que por vez primera se sugiere una evolución posible entre las lavas de la serie shoshonítica y las de la serie calcialcalina; esta idea merece atención porque con frecuencia ambas están asociadas geográficamente.

A pesar de la insuficiencia de datos, parece ser que los caracteres mineralógicos más notables de la serie shoshonítica son los siguientes: a) Presencia de fenocristales zonados de olivino, plagioclasa y a veces ortopiroxeno; b) Abundancia de feldespato potásico en la matriz y alrededor de los fenocristales de plagioclasa, tanto en los miembros básicos como en los intermedios; c) Presencia en la matriz de olivino relativamente enriquecido en hierro; d) Se pueden encontrar minerales como la flogopita, analcima, leucita y polimorfos de alta temperatura de la sílice. El vidrio de las shoshonitas, cuando existe, tiene una composición diferente a la de los basaltos toleíticos y alcalinos.

Pocos estudios informan sobre las modalidades de la diferenciación magmática en la serie shoshonítica. Primeramente se debe demostrar que los términos más ricos en SiO_2 son productos de una diferenciación, pues argumentos geoquímicos basados en los isótopos de estroncio sugieren la intervención de otros mecanismos, como la contaminación. A este respecto debe notarse que las lavas de Absaroka, Wyoming, en donde se de

Rocas subalcalinas

Serie de basaltos toleíticos

Basalto de picrita toleítico

Toleita de olivino

Toleita Cuarzo toleita

Andesita toleítica
Islandita

Serie calcoalcalina

Basalto rico en aluminio

Andesita rica en aluminio
Andesita

Dacita

Riolita

Rocas alcalinas

Serie de basalto de olivino alcalino

Basalto de picrita alcalica
Ankaramita

Basalto de olivino alcalino
Basanita

Serie sodica

Hawaiita
Hawaiita de nefelina

Mugarita
Mugarita de nefelina

Benmoreita
Benmoreita de nefelina

Traquita
Fonolita

Serie potásica

Traquibasalto
Traquibasalto de leucita

Tristanita
Tristanita de leucita

Traquita rica en K
Fonolita de leucita

Rocas nefelínicas, leucíticas y analcíticas

Nefelinita
Nefelinita de melilita

Analcitita

Leucitita
Wyomingita

ROCAS PERALCALINAS

LINAS

Pantellerita
Commendrita

Fig.VIII-14 Esquema de clasificación general para las rocas volcánicas comunes. Las líneas que unen los recuadros sirven para esbozar las asociaciones comunes. Las rocas indicadas con letras pequeñas dentro de los recuadros son variaciones de la roca principal.

finió la serie, son de indudable origen híbrido. La ausencia de shoshonitas en dominios estrictamente oceánicos y la gran variabilidad del grado de saturación en sílice señalan igualmente un problema de contaminación.

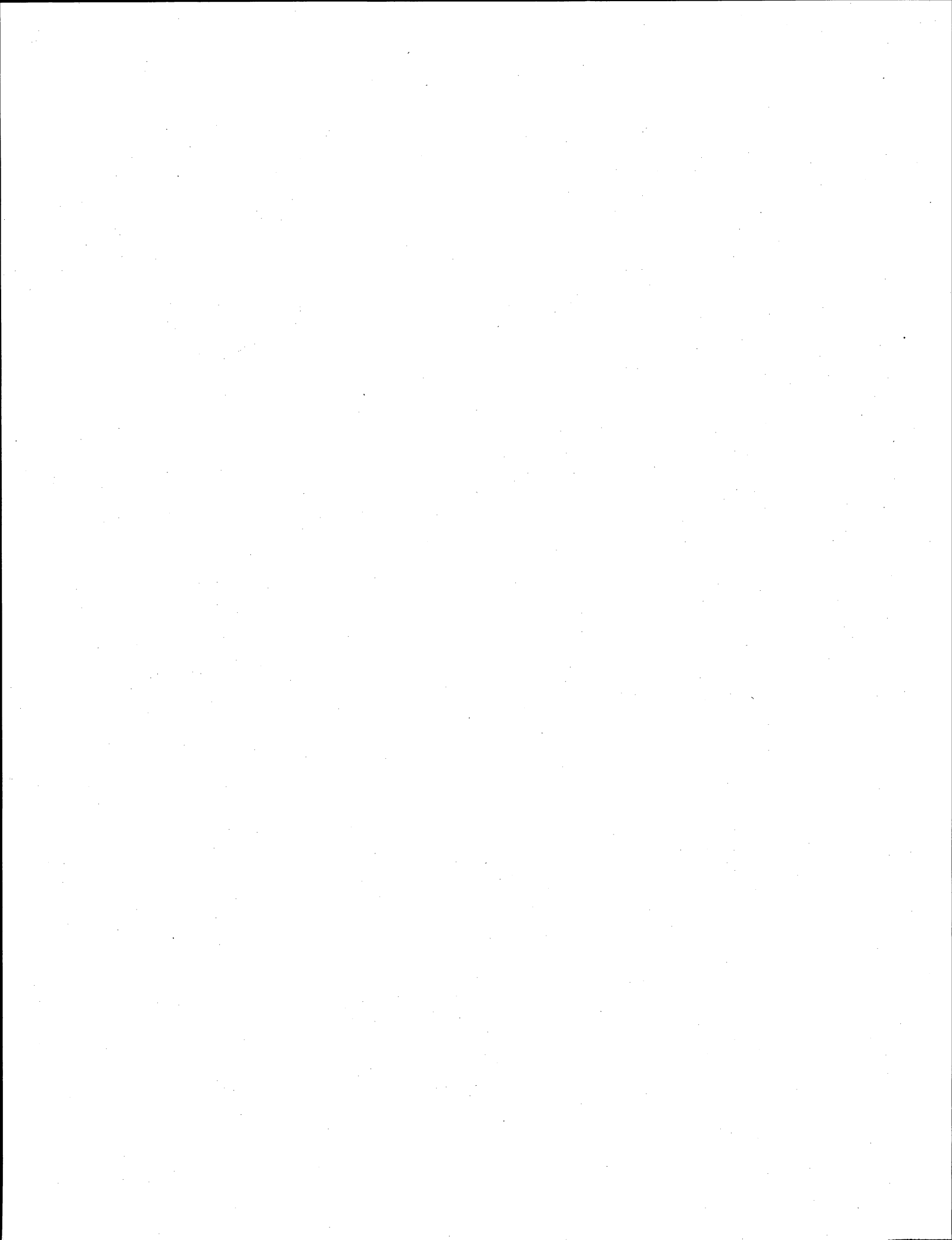
Un estudio del volcán Stromboli (Girod y Magonthier, 1976) ha demostrado que las lavas shoshoníticas ($50\% < \text{SiO}_2 < 54\%$) presentan a la vez las huellas de una cristalización fraccionada y de una contaminación (Tabla VIII-6).

REFERENCIAS

1. Bailey, E., C. Clough, W. Wright, J. Richey y G. Wilson (1924). Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Mem. Geol. Surv. Scotland, 445 p.
2. Barberi, F.R. Santacroce, G. Ferrara, M. Treuil y J. Varet (1975). A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). Journ. Petrology, v.16, 1, p. 56.
3. Bass, M. N. (1972). Occurrence of transitional basalts. Lithos, v. 5, p. 57-67.
4. Bell, M. N. y J. L. Powell (1969). Strontium isotopic studies of alkalic rocks: the potassium rich lavas of the Birunga and Toro-Ankole regions, East and Central Equatorial Africa. Journ. Petrol., v. 10, p. 536-571.
5. Carmichael, I.S.E. (1964). The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in Eastern Iceland. Journ. Petrol., v. 5, 3, p. 435-460.
6. Coombs, D.S. (1963) Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. Mineral. Soc. America, Sp. paper 1, p. 227-250.
7. Girod, M. (1971). Le massif volcanique de l'Atakor, Sahara algérien; étude pétrographique, structurale et volcanologique. Edit. CNRS, Paris, 159 p.

8. Girod, M. y M.C. Magonthier (1976). Modèle d'évolution par cristallisation fractionnée des séries calco alcaline et shoshonitique; exemple des îles éoliennes. 4c Reunion ann. Sci. Terre, Paris, p. 202.
9. Green, D.H., A. D. Edgar, P. Beasley, E. Kiss y N.E. Ware (1974). Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites, Contr. Mineral. Petrol., v. 48, p.33-43.
10. Irvine, T.N. y W.R.A. Baragar (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian. J. Earth Sci., v. 8, p. 523-548.
11. Joplin, G.A. (1965). The problem of the potash-rich basaltic rocks. Mineral. Mag., v.34, 226 p.
12. Joplin, G.A. (1968). The shoshonite association, a review. J. Geol. Soc. Austr., v. 15, p. 275.
13. Kennedy, W.Q. (1933). Trends of differentiation in basaltic magmas. Ameri. Journ. Sci., v. 25, p. 239-256.
14. Kuno, H. (1960). High alumina basalt. Journ. Petrol., v.1, p. 121-145.
15. Kuno, H. (1968). Differentiation of basaltic magma. In Hess, H.H. y A Poldervaart, ed. Basalts, v.2, p. 623-688. Wiley-Interscience, N. York.
16. MacKenzie, D.E. y B.W. Chappel (1972). Shoshonite and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua, New Guinea. Contr. Mineral Petrol., v. 35, p.50-62.
17. Saggerson, E.P. y L.A.V. Williams (1964). Ngurumanite from southern Kenia and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district. Jour. Petrol., v. 5, p.40-81.
18. Sahama, T.G. (1974). Potassium-rich alkaline rocks. In Sørensen, H.ed. The Alkaline Rocks. John Wiley, N. York, p. 96-109.
19. Taylor, H.P. y B. Turi (1976). High ^{18}O igneous rocks from the Toscan magmatic province, Italy. Contr. Mineral. Petrol., v. 55, p. 33-54.

20. Thompson, R.N. (1972). Evidence for a chemical discontinuity near the basalt-andesite transition in many orogenic volcanic suites. *Nature*, v. 236, p.106-110.
21. Wilkinson, J.G.F. (1968). The magmatic affinities of some volcanic rocks from the Tweedshield volcano, S.E. Queensland-NE New South Wales. *Geol. Mag.*, v. 105, p. 275-289.
22. Yoder, H. S. y C.E. Tilley (1962). Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journ. Petrol.*, v. 3, p.342-532.



CAPITULO IX

ROCAS IGNEAS Y TECTONICA DE PLACAS

1. INTRODUCCION

Entre 1960 y 1970 los trabajos de Hess, Vine, Matthews, Morgan y Le Pichon, entre otros, enriquecieron en forma notable las Ciencias de la Tierra y abrieron nuevas vías a la investigación geológica. Estos trabajos dieron lugar a un modelo coherente de la superficie de la Tierra que, en su formulación inicial, era en extremo simple (Fig. IX-1):

- La litósfera se halla fragmentada en diversas placas rígidas y móviles que se desplazan sobre la astenósfera a velocidades de varios centímetros por año.

- Esas placas están limitadas por dorsales oceánicas (zonas de acreción) en donde se forma litósfera nueva de manera continua, por zonas de subducción en donde las placas se hunden en el manto y por fallas transformes en donde, en principio, no hay creación ni destrucción de materia.

- La desaparición en el manto de una cantidad de litósfera en las zonas de subducción, equivalente a la creada al nivel de las dorsales, tiene como consecuencia una renovación de los fondos oceánicos.

Numerosos estudios posteriores han aportado complementos, precisiones y retoques a este modelo esencial.

Las rocas ígneas no están repartidas al azar en la superficie terrestre pues, como lo demuestra la localización de los volcanes actuales, se hallan situadas sobre todo en zonas de actividad sísmica las que corresponden, en su mayoría, a los límites entre placas. El magmatismo entre placas es menos

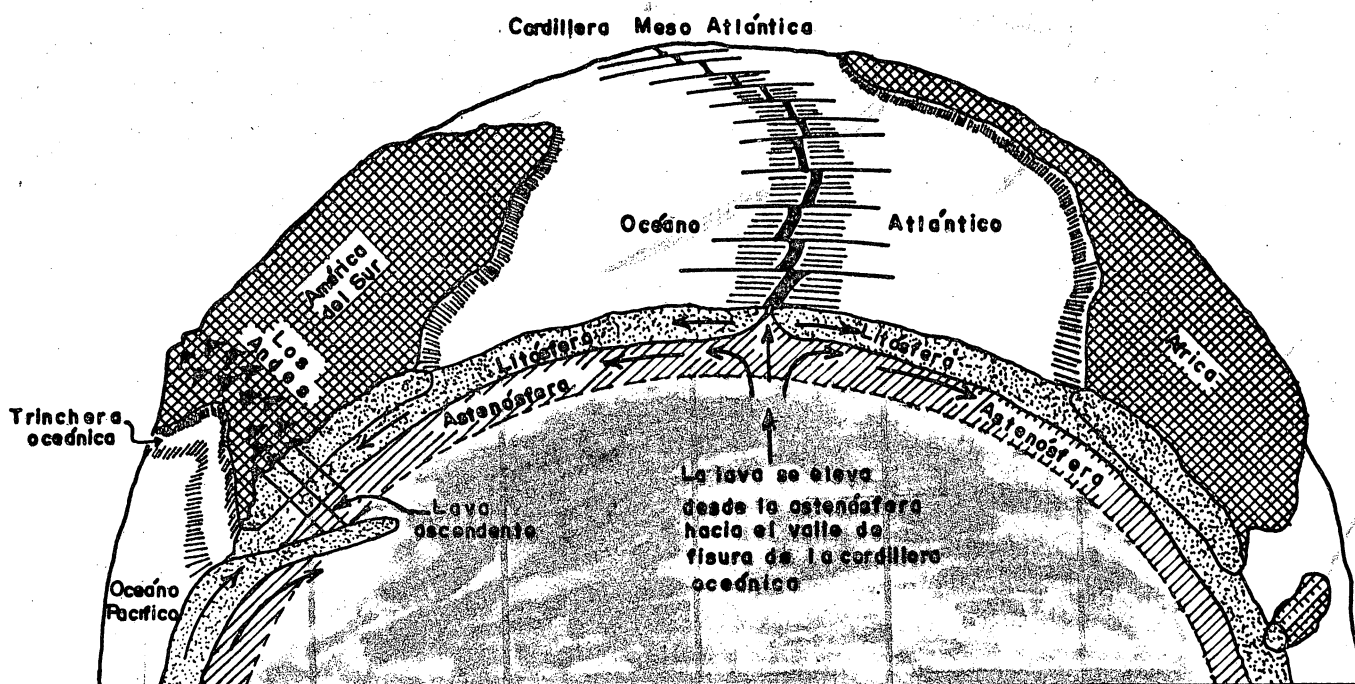


Fig. IX -1. Tectónica de placas, representación diagramática y resumen.

frecuente y parece ser una anomalía en el esquema global general.

- La naturaleza del magmatismo va a depender pues de su ambiente tectónico.

2. MAGMATISMO DE LAS DORSALES OCEANICAS

Para poder construir un cuadro razonable de lo que está sucediendo en esas áreas es necesario tomar en cuenta los hechos siguientes:

- Flujo térmico elevado en comparación con el del fondo oceánico normal y márgenes continentales.

- Actividad sísmica intensa y poco profunda

- Vulcanismo muy frecuente, de composición toleítica, con pocos elementos radiactivos.

- En base a los datos sísmicos y experimentos a altas presiones, el manto superior está constituido de peridotitas pobres en elementos radiactivos, como lo demuestran los xenolitos de estas rocas que aparecen en las lavas de las dorsales.

- Los experimentos sobre fusión parcial de las peridotitas a altas presiones han demostrado que los primeros líquidos generados son de composición basáltica.

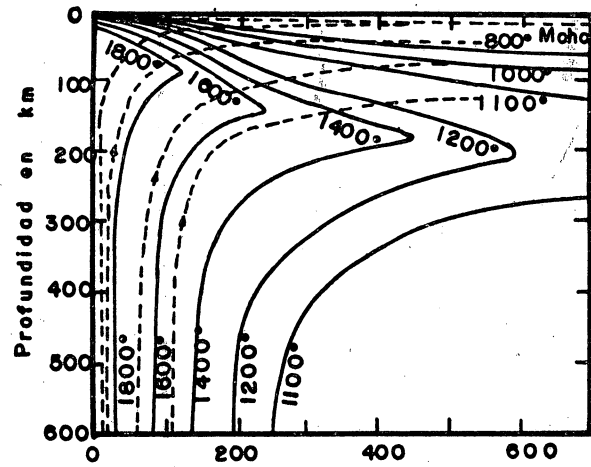
- Todos estos hechos se pueden explicar por la acción de líquidos basálticos generados en una cámara magmática poco profunda, alimentada continuamente por magma proveniente del manto subyacente. Dado el bajo contenido en elementos radiactivos productores de calor, tanto en los basaltos como en las peridotitas, la fusión parcial de éstas sería el resultado de procesos convectivos, que también serían la causa de la divergencia de las placas litosféricas en esas áreas.

De acuerdo con Cann (1970, 1974) las crestas de las dorsales

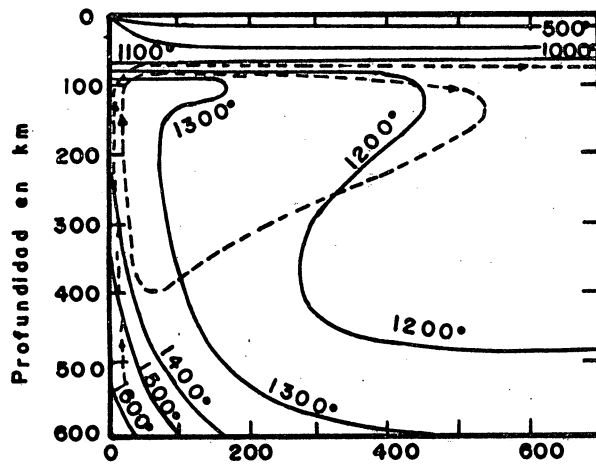
se concentran en una zona cuya anchura varía entre 0.5 y 25 Km; la poca profundidad de la cámara magmática alimentadora da como resultado una cristalización fraccionada poco avanzada, como lo prueba el predominio de rocas basálticas y doleríticas y la pobreza de material muy diferenciado. La cantidad de magma basáltico así creado a lo largo de los 60,000 Km de dorsales es de 3 a 6 Km³ por año (Wright, 1971, Baksi y Watkins, 1973). Los diferentes trabajos realizados en las dorsales, Islandia y los complejos ofiolíticos, demuestran que el vulcanismo en las dorsales es de tipo fisural.

Bajo las dorsales oceánicas se puede suponer la presencia de material sólido caliente que asciende verticalmente, lo cual se puede deber a un movimiento convectivo o a un descenso de la presión en el área de separación de las placas, lo que conduciría a una elevación por diapirismo de material sólido procedente del manto. A medida que ascienden los diapiros, aumenta la diferencia en temperatura entre éstos y las rocas circundantes. Al alcanzar la zona de baja velocidad sísmica empieza a tener lugar una fusión parcial, que facilita aún más la ascensión del diapiro esencialmente sólido. Cuando el líquido así producido ha alcanzado un porcentaje importante (quizás entre el 20 y 40%) y dada su baja densidad respecto al medio que lo rodea, se eleva a la superficie en forma de magma. Debido a este proceso tiene lugar un cambio en las isotermas por debajo de las dorsales, como se ilustra en la Fig. IX-2, así como en las rocas y magmas generados (Fig. IX 3). La elevación de las isotermas resulta en un aumento de la profundidad de los cambios de fases dentro del manto. El diagrama señala también un engrosamiento considerable de la zona de fusión a medida que se acerca a la cordillera.

Los estudios sobre los complejos ofiolíticos ayudan a comprender la naturaleza de los fondos oceánicos. Una serie ofiolítica completa está constituida por la asociación de sedimentos formados a gran profundidad (en especial radioloritas), lavas almohadilladas, complejos filonianos (representados sobre todo, por diques doleríticos), gabros y rocas ultrabási



(A) Distancia horizontal km



(B) Distancia horizontal km

Fig. IX - 2. Modelos termale para el manto debajo de una cordillera oceánica. Las líneas de guiones con flechas muestran la dirección del movimiento de las partículas.

cas metamorfoseadas. El hecho de que las ofiolitas paleozoicas posean estructuras y composiciones parecidas a la de las ofiolitas mesozoicas y cenozoicas sugiere que los procesos fundamentales de renovación de los fondos oceánicos no han cambiado desde hace varias centenas de millones de años. La densidad de los diques que cortan las lavas de los complejos ofiolíticos aumenta con la profundidad de modo característica, de tal forma que llega un momento en que constituyen las solas rocas existentes. Estas rocas pasan hacia abajo a gabros sin estratificar, que descansan sobre un conjunto de rocas gabroides y ultrabásicas estratificadas casi horizontales; las cuales se pueden interpretar como acumulados que se forman en el transcurso del enfriamiento lento de cámaras magmáticas alargadas, situadas bajo las crestas de las dorsales (Fig. IX-4). El límite entre los acumulados y las rocas ultrabásicas subyacentes puede coincidir con la Discontinuidad de Mohorovicic, por lo que estas últimas representarían el manto superior.

El estudio de las ofiolitas combinado a las muestras obtenidas por dragado del fondo oceánico conducen a pensar que las rocas que lo constituyen están sometidas a un metamorfismo térmico cuya intensidad aumenta con la profundidad (Fig. IX 5), pasando progresivamente por las facies zeolítica, esquistos verdes y anfibolita. De acuerdo con Cann (1974) el gradiente geotérmico en el área de las dorsales mesocénicas puede alcanzar $500^{\circ}\text{C}/\text{Km}$.

Se cree que el fenómeno de expansión del fondo oceánico va acompañado de un aumento gradual del espesor de la litósfera, a partir del eje que constituye la dorsal, que en promedio es de 75 a 100 Km (Le Pichon et al, 1973). Por otro lado, como hay una compensación isostática aproximada entre las dorsales y las fosas oceánicas, la litósfera se hunde a medida que se enfría y engruesa. En consecuencia, existe una correlación positiva entre el espesor de la litósfera y la profundidad media de los fondos oceánicos, así como una

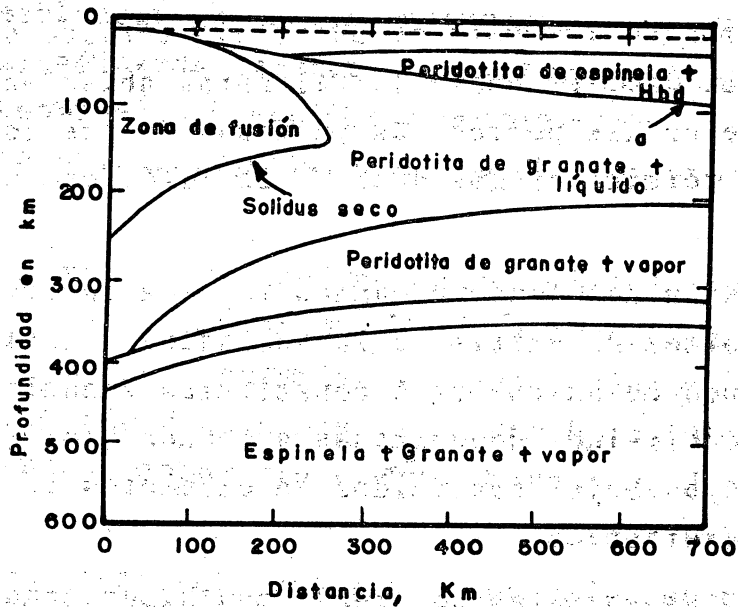


Fig. IX-3. Diagrama esquemático que muestra el efecto de un régimen termal de cordillera oceánica (de la figura IX-2 (A)) sobre los cambios de fase y la fusión de peridotita. Está presente una gran área de fusión y los cambios de fase están reducidos verticalmente.

Hbd = hornblenda; el área a consiste de peridotita de granate + vapor. (De R. J. Wyllie, 1971, Jour. Geophys. Res. 76, Fig. 12).

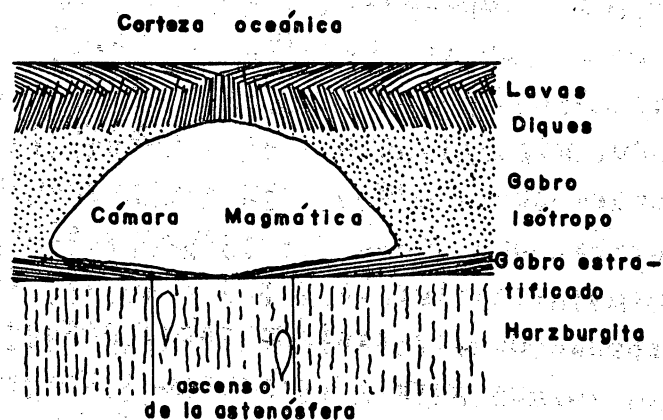


Fig. IX-4. Esquema estructural de la zona de la cima de una dorsal oceánica. (De acuerdo con Cann, 1974). La explicación en el cuerpo del texto.

disminución de los valores del flujo térmico desde las cretas de las dorsales hasta las llanuras abisales; se deduce, pues, que en las partes más antiguas de los fondos oceánicos el flujo térmico es más débil y la litósfera más gruesa (Fig. IX-6).

La expansión del fondo oceánico implica la creación continua de una corteza a partir de las dorsales. Esta corteza (Capa 2 del fondo oceánico) está constituida esencialmente por tolefitas de olivino -denominadas a menudo "tolefitas abisales"- cuyos bajos contenidos en elementos incompatibles es muy característico.

Las tolefitas abisales son rocas con hiperstena normativa que, según sea su grado de saturación en sílice, pueden contener también olivino o cuarzo normativos. Su textura es porfidíca con fenocristales de olivino magnesiano y plagioclasas cálcicas en cantidades variables y, a veces, augita y espine la cromífera. Rara vez se observan reacciones entre el olivino y el líquido que lo rodea, pues la cristalización de este mineral prosigue en la mesostasis.

Engel et al. (1965) fueron los primeros en señalar los caracteres químicos de las tolefitas abisales. El más notable es el contenido excepcionalmente bajo de elementos litófilos de gran radio iónico (K, Ba, Rb, Sr, Cs, P, Ti, Pb, Zr, U y Th); las relaciones K/Rb son muy variables, pero siempre superiores a 1000, mientras que en los basaltos de otros ambientes varían entre 200 y 600; lo mismo se puede decir de las relaciones Sr/Ba, que son por lo general elevadas; existe un empobrecimiento en tierras raras ligeras (del lantano al europio) respecto de las tierras raras pesadas (del gadolinio al lutecio), lo que permite distinguir estas rocas de los basaltos de las islas intraoceánicas (Schilling, 1971); sus relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son bajas respecto a los otros tipos de basaltos y, por lo general, las primeras están comprendidas entre 0.7020 y 0.7035, siendo el promedio de 0.7026 (Hart, 1970). Este autor señala diferen

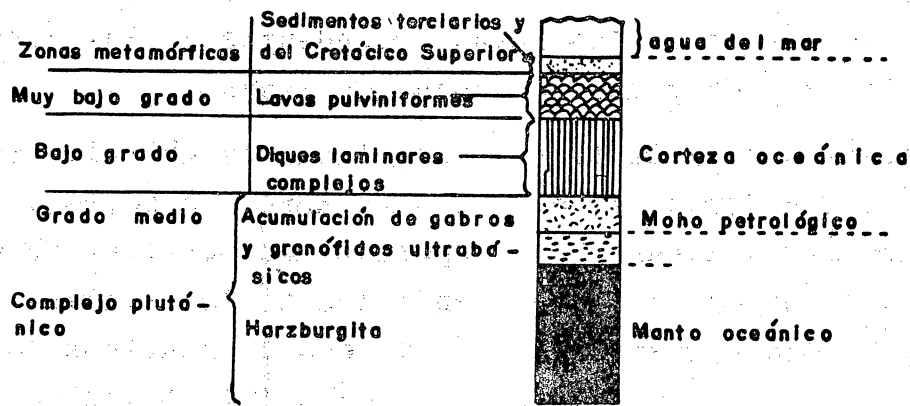


Fig. IX-5 (a). Sección columnar generalizada, en el complejo de Troodos Chipre, en la que se observa la comparación de las capas sísmicas del fondo del océano (derecha) con la secuencia metamórfica progresiva (izquierda). Tomado de Gass y Smewing (1973).

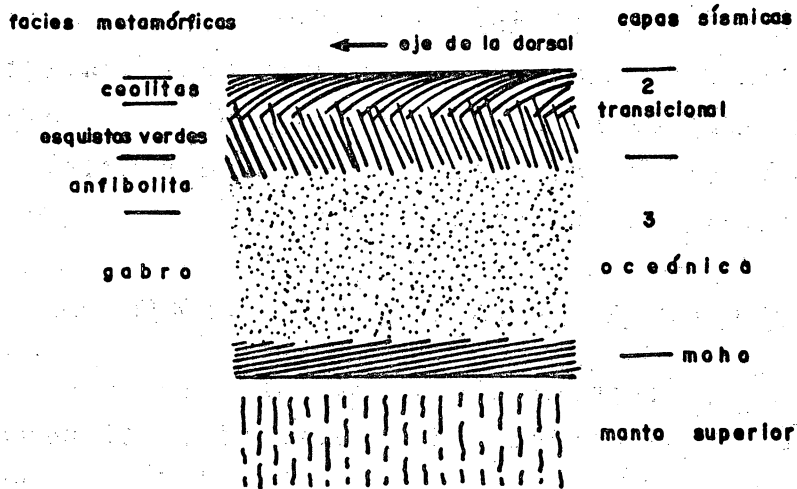


Fig. IX-5 (b). Estructura de la corteza oceánica (según Cann, 1974); simbolismo igual al de la Fig. V-1.

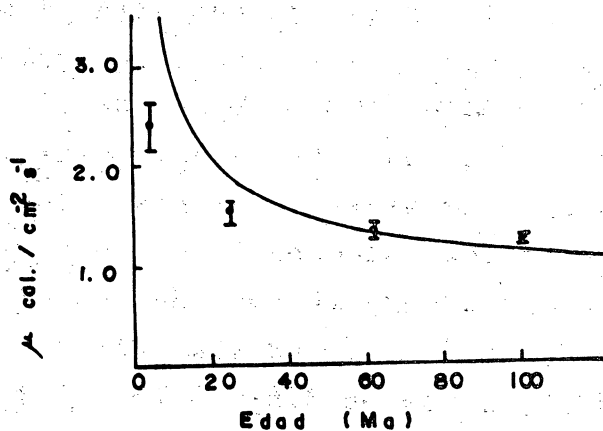


Fig. IX-6. Variaciones del flujo térmico en función de la edad de la corteza en el Océano Índico. La longitud de los segmentos señala el valor del error tipo. También está representado el flujo térmico teórico para una litosfera de 75 kilómetros de espesor (de acuerdo con MacKenzie y Sclater, 1971).

cias geoquímicas entre las lavas procedentes de las dorsales de expansión rápida y las de expansión lenta.

Las perforaciones realizadas en las llanuras abisales muy alejadas de las dorsales, es decir en donde la corteza oceánica es mucho más antigua, han proporcionado muestras de composiciones idénticas a las provenientes de los valles de las dorsales, lo que sugiere que los procesos magmáticos relacionados con la expansión del fondo oceánico no han variado durante varios millones de años (Mazzullo y Bence, 1976; Ayudo et al., 1976).

En casos excepcionales la corteza oceánica aflora y se presta a estudios más detallados. El Afar, situado entre el Mar Rojo y el Golfo de Adén, presenta numerosas analogías con las dorsales mesocénicas desde el punto de vista petrológico, entre ellas que los basaltos de su zona axial son tolefitas idénticas a las de las dorsales.

3. SERIES MAGMATICAS DE LAS ZONAS DE SUBDUCCION

Las márgenes continentales y arcos insulares han sido lugares importantes de depósito de sedimentos, así como de una intensa actividad tanto ígnea como metamórfica. Muchos investigadores los consideran como modernos geosinclinales, similares a los formados en el pasado geológico.

En la región circumpacífica las fajas volcánicas están limitadas del lado oceánico por una fosa caracterizada por valores bajos del flujo térmico y por anomalías isostáticas negativas y están situadas en zonas donde los focos sísmicos tienen una profundidad mayor de 100 Km. Se sabe que dichos focos tienden a disponerse en un plano inclinado hacia el continente, de modo que la distancia que separa la fosa de los primeros volcanes ("volcanic gap") variará de acuerdo con su pendiente; para Dickinson (1970) sería de 175 ± 75 Km. Por otro lado, Sugimura (1968) demostró que el número de volcanes y el volumen de lavas emitidas disminuyen al alejarse de la fosa que, para el caso de las lavas cuaternarias del Ja

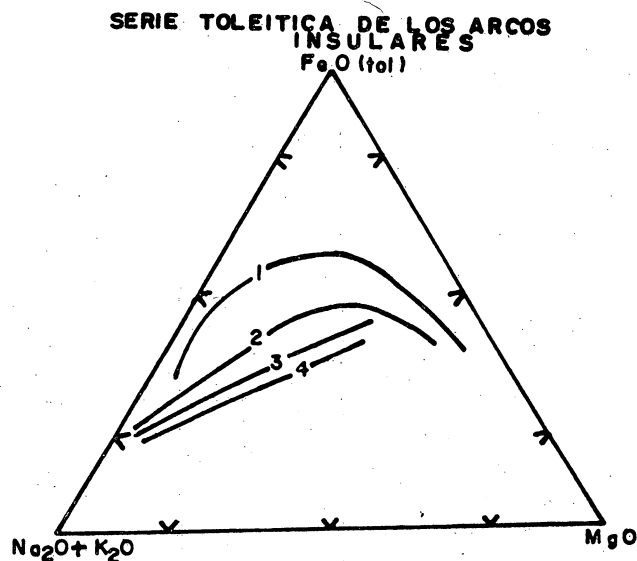


Fig. IX-7 (a). Diagrama AFM de las series volcánicas de las zonas de subducción.

- 1.- Serie toleítica de los arcos insulares. Islas Sandwich meridionales.
- 2.- Serie calcoalcalina de los arcos insulares. (Antillas Pequeñas).
- 3.- Serie calcoalcalina de los bordes continentales. Lago del Cráter Oregon, Williams, 1942.
- 4.- Serie shoshonítica (Jakes y White, 1972 ; Barberi et al., 1974).

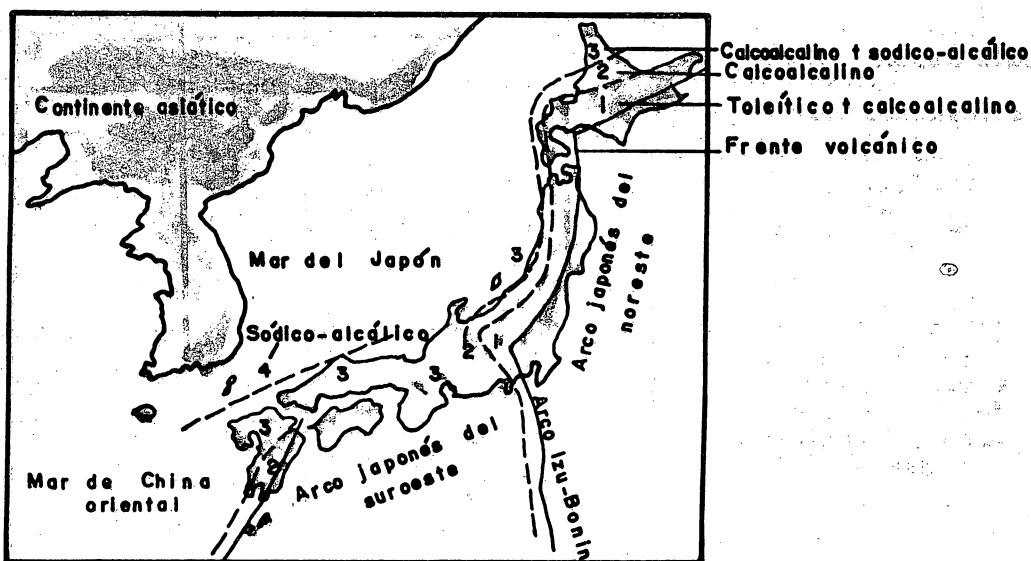


Fig. IX-7.b. Provincias petrográficas para las rocas volcánicas cuaternarias del Japón. Las líneas sólidas muestran los límites del lado oceánico de las rocas volcánicas. 1=rocas toleíticas y calcoalcalinas, 2=rocas calcoalcalinas, 3=rocas calcoalcalinas y sodicoalcalinas, 4=rocas sodico alcalinas.

(De A. Miyashiro, 1972 Amer. Jour. Sci. 272, Fig. 4)

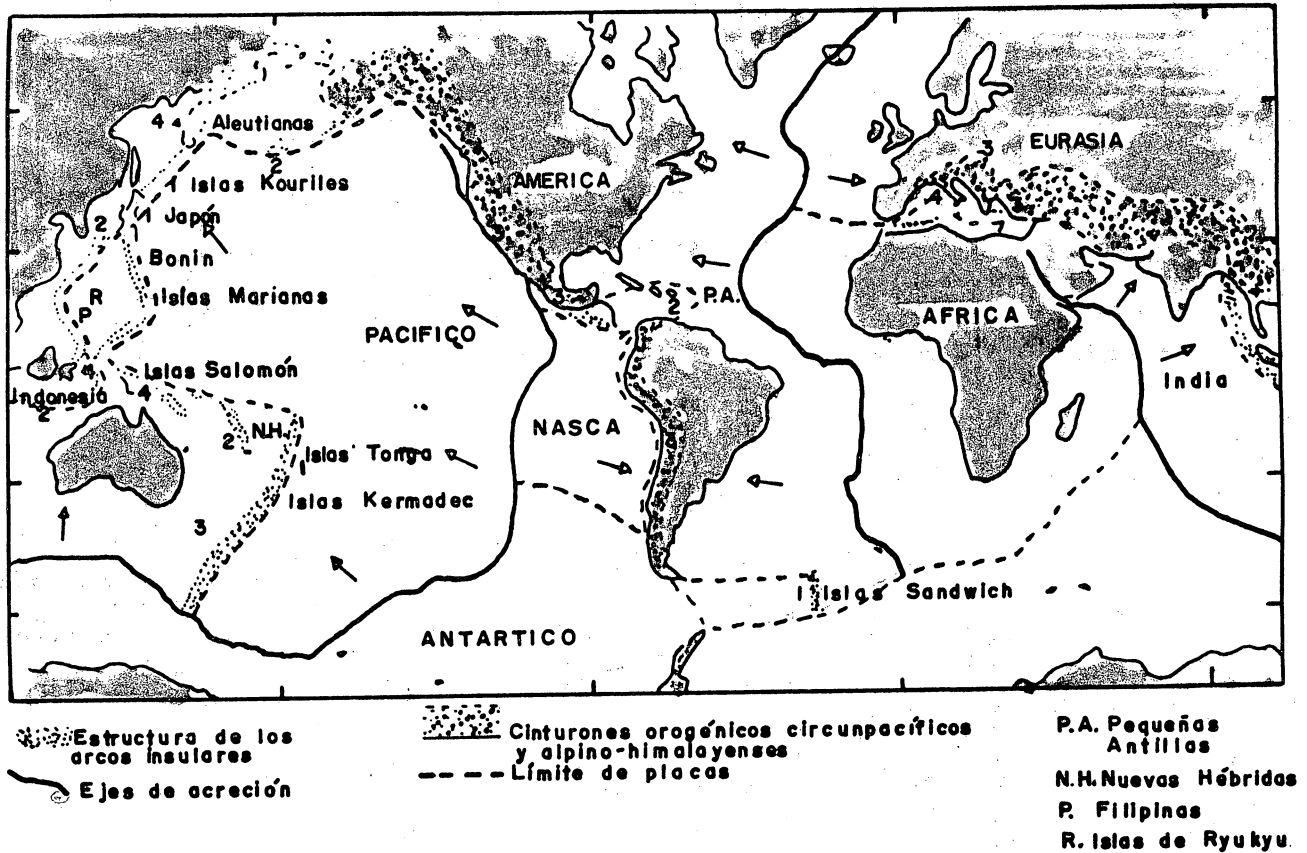


Fig. IX-7 (c) Distribución de las series volcánicas "orogénicas" terciarias y cuaternarias.

- 1.- Serie tefítica de los arcos insulares.
- 2.- Serie calco-alcalina de los arcos insulares († 1).
- 3.- Serie calco-alcalina de los bordes continentales.
- 4.- Serie shoshonítica.

pón, siguen una ley de variación casi exponencial.

Las rocas ígneas que se encuentran en los arcos insulares y márgenes continentales pertenecen a las series toleítica, calcialcalina, shoshonítica y alcalina. Su distribución espacial parece seguir un patrón bastante general, ilustrado por las rocas volcánicas cuaternarias del Japón (Fig. IX-7); por debajo del archipiélago japonés se localiza una activa zona de subducción con una trinchera al Este; inmediatamente al Poniente de la trinchera se encuentra la región sin volcanismo ya mencionada; yendo más hacia el Occidente, se observa la siguiente distribución de series volcánicas: toleítica, calcialcalina y alcalina, en ese orden.

Gill (1970) demostró que la progresión desde un tipo toleítico hasta otro alcalino puede corresponder también a una secuencia estratigráfica vertical.

a) Serie toleítica de los arcos insulares

La identidad de esta serie no fue establecida con claridad sino hasta los trabajos de Jakes y Gill (1970); aparece típicamente en el borde oceánico de las guirnaldas insulares y se halla asociada sobre todo a los arcos de islas oceánicas aisladas, como el de Tonga-Kermadec y el de las Marianas.

Los tipos petrográficos más frecuentes son los basaltos y andesitas basálticas, menos porfídicos que sus equivalentes calcialcalinos, con predominio de las lavas affricas; los piroxenos típicos de la matriz son la augita subcálcica o la pigeonita, observándose una ausencia total de anfíboles.

El contenido en SiO_2 de las lavas toleíticas de los arcos insulares varía entre 45 y 70%, con predominio del 53%, es decir andesitas basálticas y basaltos, en contraste con la serie calcialcalina en donde el tipo más común son las andesitas (Fig. IX-8). Por lo general su contenido en Al_2O_3 es inferior y el de TiO_2 y Na_2O comparable al de la serie calcialcalina; su bajo contenido en K_2O (de 0.2 a 1.0%) es una de sus características, razón por la cual el valor de sus rela

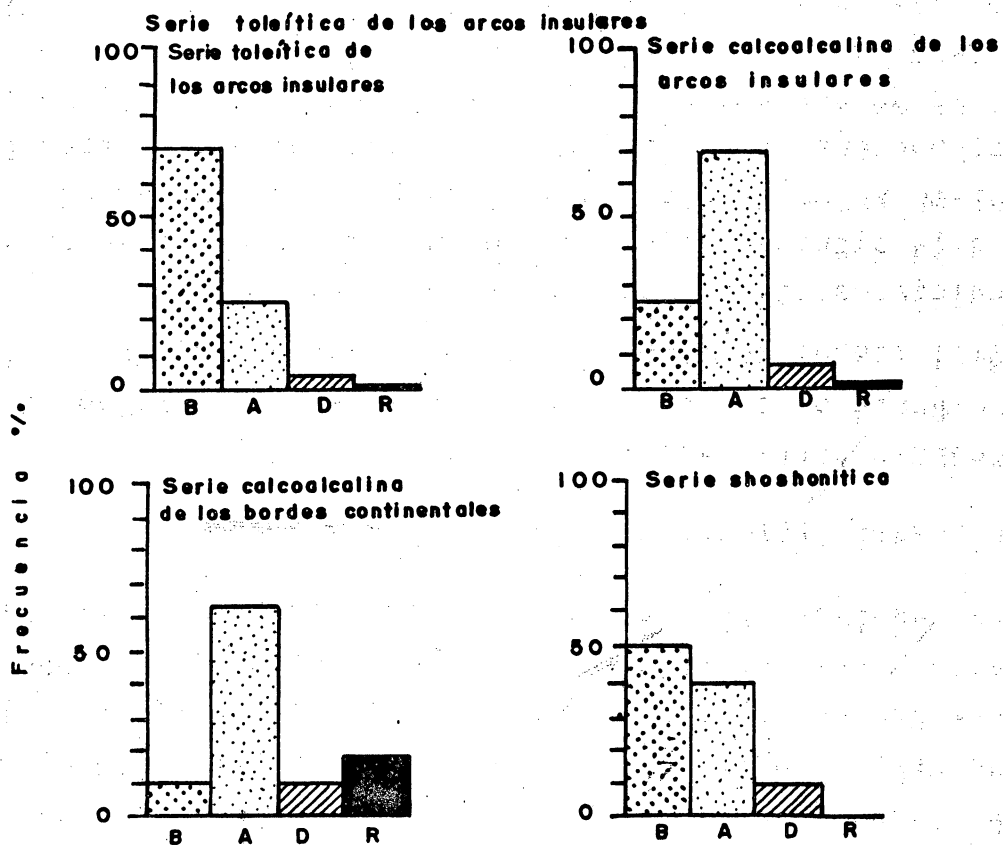


Fig. IX-8. Variación de las abundancias relativas de los diversos tipos petrográficos en las series volcánicas de las zonas de subducción.

B: Basalto. A y D: Rocas intermedias. R: Riolita

(De acuerdo con Baker, 1973; la serie shoshonítica según Jakes y White, 1971).

ciones Na/K es mayor que el de ésta. También es característico su enriquecimiento en hierro, por lo que siguen el "trend" de Fenner.

Comparados con los de las lavas calcialcalinas los elementos traza residuales o incompatibles muestran una baja concentración; lo mismo se puede decir respecto de las tierras raras ligeras. Sin embargo, en los miembros basálticos el contenido en elementos incompatibles es intermedio entre el de los basaltos de los fondos oceánicos y los de la serie calcialcalina.

Los valores de las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los miembros basálticos están comprendidos por lo general entre 0.703 y 0.704, mayores que los de los basaltos oceánicos (0.702); sin embargo no son distintos de los que caracterizan a la mayoría de los basaltos calcialcalinos, aunque en las lavas más diferenciadas de esta serie a veces esas relaciones son más elevadas.

En consecuencia, las lavas básicas de la serie toleítica de los arcos insulares presentan analogías petrológicas con las de las dorsales mesoceánicas, difiriendo sólo en la geoquímica de sus elementos traza y en su composición isotópica.

b) Serie calcialcalina de los arcos insulares

Las andesitas y sus productos piroclásticos son las lavas más abundantes; los estratovolcanes son frecuentes, al igual que en la serie toleítica de los arcos insulares. Las texturas son muy variables, desde muy porfídicas hasta totalmente vítreas y, con frecuencia, se observan asociaciones mineralógicas en desequilibrio (Green y Ringwood, 1968). El tipo de roca más abundante es la andesita de augita e hiperstena. La tridimita y la cristobalita están presentes en pequeñas cantidades, así como bloques de naturaleza variada, entre los que figuran a veces xenolitos graníticos y metamórficos, provenientes del substrato y, además, acumulados de plagioclasas,

olivino, anfíboles y magnetita; entre los intersticios de esos acumulados se observa a menudo vidrio que representa, con toda probabilidad, el líquido con el cual los cristales estaban en equilibrio, a una profundidad de unos 6 Km, antes de su erupción y enfriamiento.

La serie calcialcalina se caracteriza, como ya se estableció, por un aumento paralelo y progresivo de los contenidos en sílice y álcalis y por una ausencia de enriquecimiento en hierro, siguiendo el "trend" de Bowen; tiene un alto contenido en Al_2O_3 (17% o más) y por lo general está oxidada, es decir la relación Fe_2O_3/FeO es alta. El contenido en K_2O de los basaltos (0.5%) y andesitas (1.0-1.5%) de la serie es sensiblemente más alto que en las rocas equivalentes de la serie toleítica de los arcos insulares.

Los elementos traza e incompatibles están presentes en mayor proporción que en la serie toleítica de los arcos insulares. Sus relaciones isotópicas iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ no difieren de los de ésta y se sitúan a alrededor de 0.704.

c) Serie calcialcalina de las márgenes continentales

Los mismos tipos petrográficos aparecen en las márgenes continentales y arcos insulares, pero existe una diferencia en sus proporciones relativas: predominan todavía las andesitas pero es mayor el porcentaje de dacitas y riolitas, representadas sobre todo por ignimbritas. Jakes y White (1972) señalan para la serie calcialcalina de las márgenes continentales un contenido en sílice que oscila entre 56 y 75%, mientras que para los arcos insulares es de 50 a 66%, corroborando lo anterior.

Un cierto número de diferencias mineralógicas y químicas oponen a las lavas calcialcalinas de ambos ambientes. Las andesitas de las márgenes continentales pueden contener fenocristales de biotita y hornblenda, a diferencia de las andesitas de los arcos insulares, y además fenocristales de cuarzo, granate y cordierita, aunque estos dos últimos sean raros. Forbes et al. (1969) compararon las andesi

tas de Alaska y las del arco insular de las Aleutianas; estas últimas contienen un porcentaje mayor en Ca y Fe y más bajo en álcalis para tenores idénticos de SiO_2 . Las relaciones $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, así como el contenido en K_2O , son más altos en las márgenes continentales y los elementos incompatibles son también más abundantes, mientras que las relaciones K/Rb y los porcentajes de V, Ni y Cr son más bajos (Jakes y White, op. cit.).

Las relaciones de los isótopos de Sr varían en un intervalo mayor que en la serie calcialcalina de los arcos insulares, pero en numerosos casos no se pueden hacer distinciones a partir de los valores iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.702 a 0.705); además, ciertas lavas diferenciadas poseen relaciones más elevadas, por ejemplo, de 0.705 a 0.707 en los Andes Chilenos y de 0.702 a 0.7175 en América Central (Pichler y Zeil, 1972; Pushkar et al., 1973).

La serie calcialcalina de los arcos insulares y márgenes continentales es la más típica de estos ambientes pues no se la conoce en ningún otro contexto estructural.

d) La serie shoshonítica

La serie shoshonítica aparece en un cierto número de zonas de subducción del Pacífico, en particular en las islas Fidji, en Melanesia y en los Andes Centrales. Muchos autores, sobre todo Jakes y White (1972), insisten que las lavas de esta serie (mucho tiempo confundidas con las lavas alcalinas) corresponden a las últimas manifestaciones volcánicas de una zona de subducción y se las encuentra sólo cuando una de las placas es de naturaleza continental. En un cierto número de arcos insulares (Japón, Kamchatka, Aleutianas, etc.) la serie shoshonítica está ausente y se ve reemplazada por la serie alcalina. La razón por la cual ambas series parecen excluirse mutuamente constituye un problema aún no resuelto.

Desde el punto de vista químico, las shoshonitas son lavas básicas, en su mayoría semejantes a los basaltos calcialcali

nos, excepto que su contenido en K_2O es anormalmente elevado y más o menos igual al del Na_2O . Estos basaltos y los tipos intermedios asociados contienen a veces en la mesostasis biotita, leucita o sanidina (Gill, 1970); comparadas con las otras series de los arcos insulares y márgenes continentales, están enriquecidas en elementos incompatibles, sus relaciones K/Rb son más bajas y es menor su contenido en Ni, Cr y V. Al igual que las lavas calcialcalinas, las shoshonitas se distinguen por una distribución de tierras raras bastante fraccionadas, predominando las ligeras; sus características geoquímicas señalan que se trata de rocas menos primitivas que las de las series toleítica y calcialcalina.

e) Serie alcalina

Desde hace tiempo se conoce la presencia de rocas volcánicas alcalinas en la porción interna de los arcos insulares y por encima de las partes más profundas del plano de Benioff. Se trata de lavas básicas subsaturadas en sílice, con un contenido en álcalis importantes, sobre todo K_2O , y un porcentaje, a menudo elevado, de MgO . De particular interés es la existencia probable de una continuidad mineralógica y química entre los tipos alcalinos y calcialcalinos de las Pequeñas Antillas y el Monte Taylor en Nuevo México (Barker y Ridley, 1970).

Cuando existe, la serie alcalina es más tardía que la toleítica y calcialcalina y su presencia no parece estar restringida a las zonas de subducción, puesto que se la observa en ambientes típicamente oceánicos.

f) Distribución de las series magmáticas en las zona de subducción

Las series magmáticas mencionadas, no se presentan necesariamente en su totalidad en una misma zona de subducción; cuando coexisten dos o más de ellas su distribución no es al azar, pues cada una ocupa un dominio que le es propio: ale

jándose de la fosa se encuentran sucesivamente, las series toleítica, calcialcalina y shoshonítica (o en su lugar la serie alcalina) como ya se estableció. En cada una de las tres series existen variaciones en composición en una dirección perpendicular al alargamiento de la faja ígnea y hay, en numerosos casos, un paso progresivo de una a otra. Partiendo de la fosa hacia el continente, Gill y Gorton (1973) proponen, para los arcos insulares, el esquema de variación siguiente:

- Un aumento en los contenidos en elementos incompatibles (K, Rb, Ba, Cs, Pb, Th, U) así como en tierras raras ligeras.
- Un aumento en las relaciones Th/U y Rb/Sr
- Una disminución en SiO_2 , K/Rb, Na/K, Y y tierras raras pesadas.

En numerosas regiones del Pacífico las lavas calcialcalinas están asociadas a la vez en espacio y tiempo a rocas plutónicas de composición equivalente; unas y otras representan quizás diferentes miembros de los mismos complejos vulcano-plutónicos, a niveles estructurales variables, es decir, implican relaciones genéticas. Parece ser también que los miembros plutónicos presentan variaciones de composición de acuerdo con su posición tectónica, por ejemplo, un enriquecimiento en Si y K y un empobrecimiento en Ca, Mg y Fe en función de su alejamiento del Océano Pacífico, tanto del lado del Japón (Miyashiro, 1975) como en California (Baird et al., 1974).

Varios autores señalan que a la variación en composición de las lavas en el espacio corresponde también una variación en el tiempo. Por ejemplo, Miyashiro (op.cit.) y Jakes y White (op.cit.) insisten que las lavas toleíticas, corresponden a las primeras manifestaciones magmáticas de un arco insular y las lavas shoshoníticas o alcalinas, a las últimas.

En diversos trabajos Dickinson (1970, 1973, 1975) y Dickinson y Hatherton (1967) establecieron una relación cuantitativa entre el contenido de potasio en las rocas ígneas superficiales y la profundidad del plano de Benioff por debajo de ellas, pa

ra un valor constante de silicio; al aumentar ésta se eleva el contenido en potasio, aunque debe aclararse que existen notables excepciones a esta generalización. Como se observa en la Fig. IX-9, y también en la IX-7, las rocas cálcicas generadas a profundidades relativamente someras son desplazadas progresivamente, al aumentar la profundidad, por rocas calcialcalinas, calcialcalinas ricas en potasio, alcalicálcicas y alcalinas. Estos tipos diversos de rocas ígneas no sólo forman fajas aproximadamente paralelas a la trinchera en función de la profundidad de la zona de Benioff sino que también su posición geográfica se puede relacionar con la inclinación de la zona de subducción. Una zona de subducción con un gran ángulo de inclinación comprime la distribución de las fajas ígneas, mientras que si el ángulo es pequeño, dicha distribución se ampliará a mayores distancias de la trinchera.

De estas relaciones se concluye que si la inclinación de la zona de subducción permanece constante a través del tiempo, se pueden encontrar los mismos tipos de rocas en forma consistente a las mismas distancias de la trinchera; con un cambio en esa inclinación, las diferentes fajas pueden migrar con el tiempo, sea hacia la trinchera o en dirección contraria. Un menor ángulo de inclinación tenderá por ejemplo a llevar a las rocas calcialcalinas a donde se habían encontrado previamente rocas alcalinas y viceversa. Usando ese enfoque en la porción SW de Estados Unidos Keith (1978) y otros autores han sugerido cambios importantes en la inclinación del ángulo de subducción entre 140 y 15 millones de años.

Un problema muy interesante es determinar la existencia de una relación entre la naturaleza de las series volcánicas en la zona de subducción y la de las placas presentes. En el Océano Pacífico, por ejemplo, se ha podido establecer que cuando las placas en colisión son de naturaleza oceánica el vulcanismo sería esencialmente toleítico; cuando una es continental y otra oceánica, el vulcanismo es sobre todo calcialcalino. En lo que respecta a las zonas de colisión entre

VOLCANISMO

EL VOLCANISMO EN LOS PROCESOS DE LA DINAMICA GLOBAL

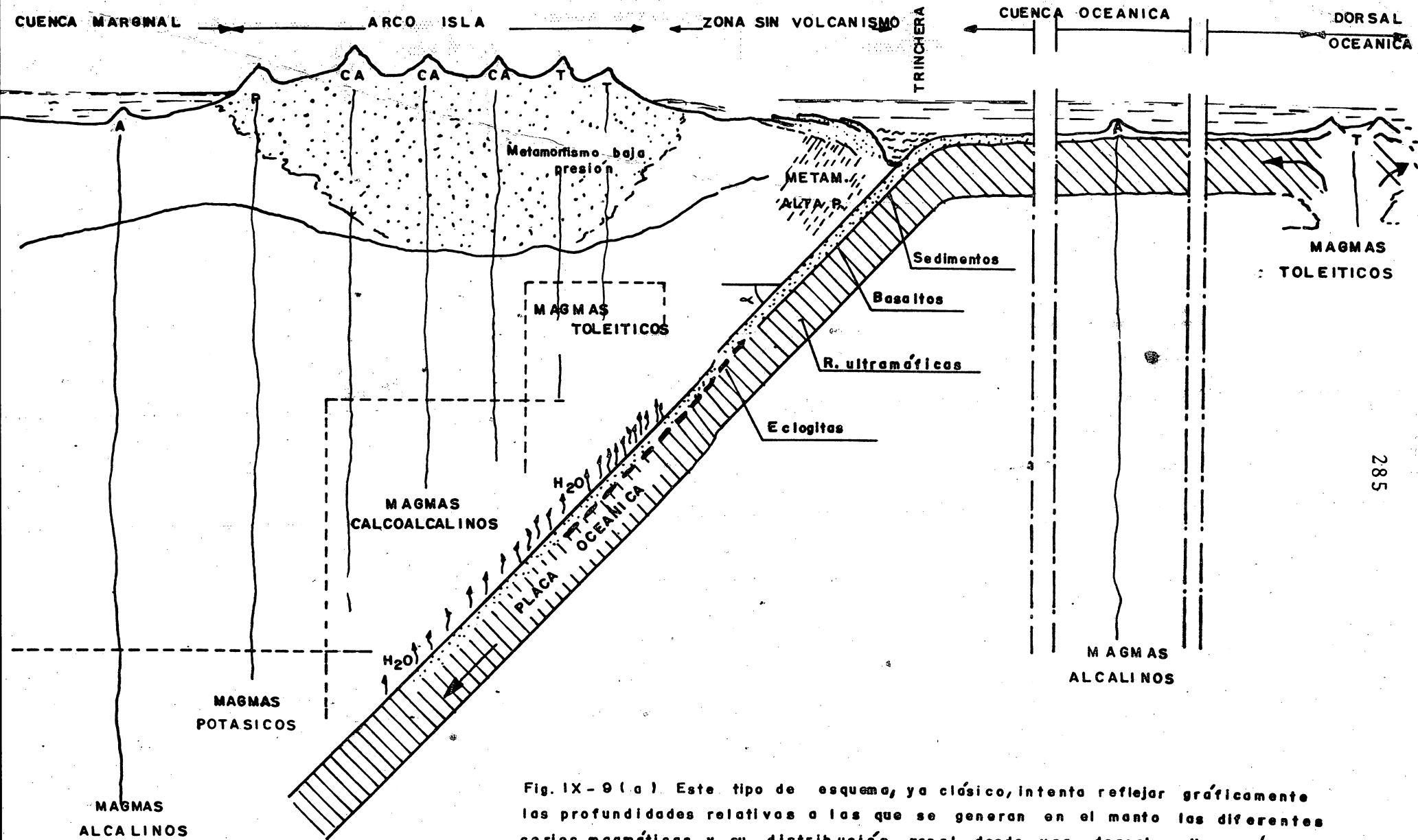


Fig. IX-9 (a). Este tipo de esquema, ya clásico, intenta reflejar gráficamente las profundidades relativas a las que se generan en el manto las diferentes series magmáticas y su distribución zonal desde una dorsal medio oceánica hasta la cuenca marginal. El grado de madurez de los procesos, así como la inclinación (α) del plano de subducción condicionan en los arcos isla el predominio o ausencia de algunas de las series y la amplitud de la zona sin volcanismo.

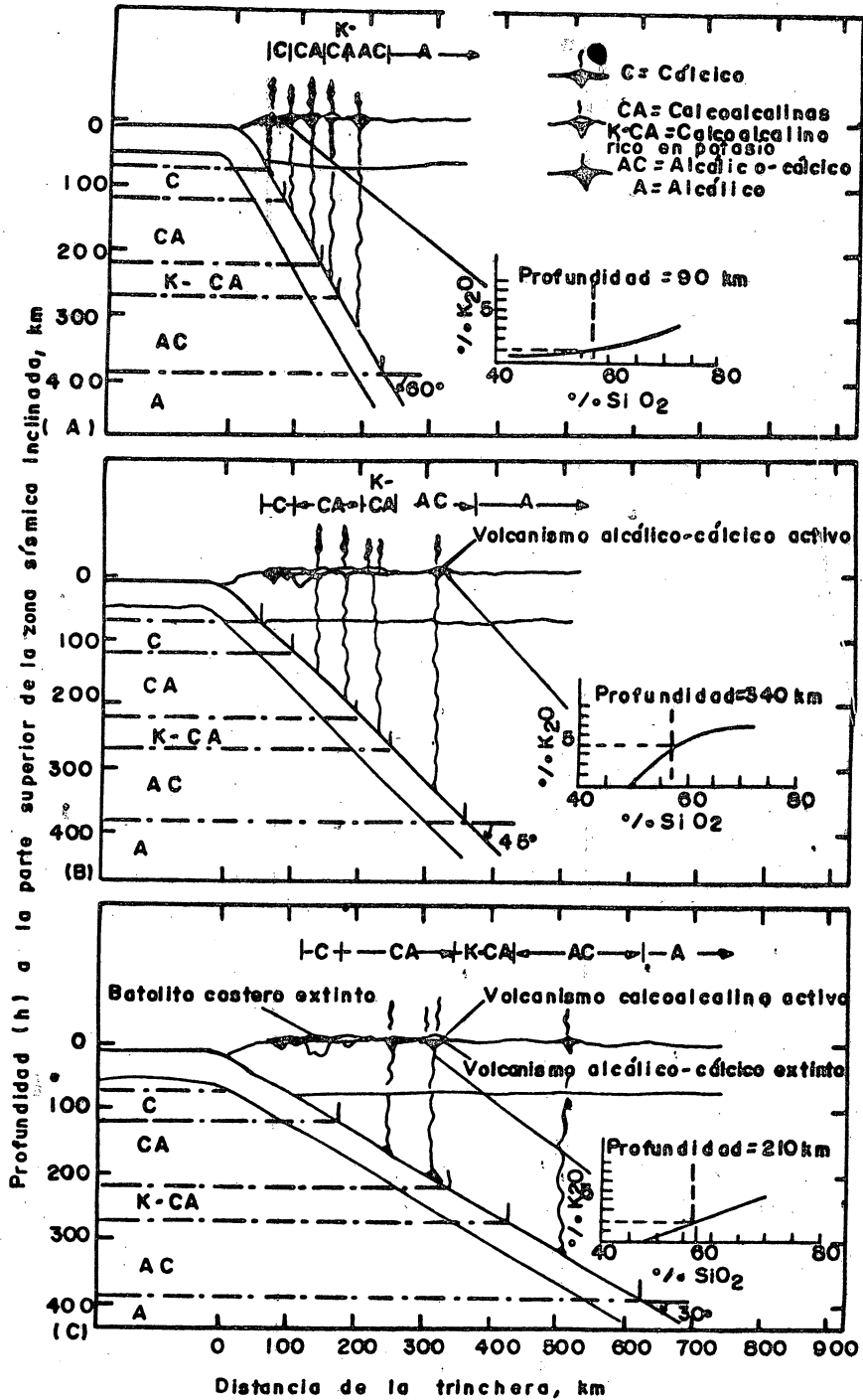


Fig. IX-9 (b). Diagramas que muestran la relación entre el echado de subducción y la localización de varios tipos de rocas ígneas, los insertos son gráficos de variación de K_2O/SiO_2 que muestran líneas de tendencia típicas de asociaciones calcálica, alcalico-cálculo, y calcoalcalina en las partes A, B y C respectivamente. (De S. R. Keith, 1978, *Geology*, 6, Fig. 1).

bloques continentales no se sabe casi nada sobre el tipo de magmatismo asociado.

El control que puede ejercer la naturaleza de las placas en colisión en la composición de las lavas es particularmente evidente en el caso de las rocas félsicas. La serie calcialcalina de las márgenes continentales incluye lavas ácidas ($\text{SiO}_2 > 70\%$) que no existen en los arcos insulares; la frecuencia de grandes volúmenes de ignimbritas, que no se observan nunca en los límites de las placas oceánicas, apoya la hipótesis de que una gran parte de ellas proviene de la anatexis de la corteza continental.

La serie calcialcalina es la expresión magmática de un fenómeno de subducción, por lo que se la puede considerar como un buen trazador de paleozonas de subducción incluso en el Precámbrico; por ejemplo, las fajas de rocas verdes "green stone belts" de los terrenos arcaicos incluyen rocas andesíticas interpretadas como testimonios de arcos insulares (Condie, 1973, 1975). Sin embargo, ello no significa que la serie debe aparecer necesariamente en todos los planos de Benioff, pues cuando la inclinación de éstos es muy pequeña este tipo de volcanismo se halla ausente, como se observa en algunas márgenes activas actuales del Pacífico (Megard y Philip, 1976); ello se puede producir cuando la parte de la placa oceánica en subducción está accidentada por relieves que dan lugar a montes submarinos ("sea-mounts") y cordilleras asísmicas (Kelleher y McCann, 1976). En consecuencia, si es exacto que la serie calcialcalina es la expresión magmática de un fenómeno de subducción, no todas las zonas de subducción actuales o fósiles están acompañados obligatoriamente de rocas volcánicas, incluso calcialcalinas.

Por otro lado es necesario saber si en las zonas de subducción el movimiento de las placas y el magmatismo calcialcalino son siempre fenómenos simultáneos. Es el caso, por ejemplo, de varios volcanes del Estado de Washington (Mt. Baker, Rainier, Santa Elena) que durante el siglo pasado emitieron

lavas andesíticas, cuando toda subducción en la costa occidental de los Estados Unidos parece haber desaparecido desde hace 15 m. a. (Smith, 1977). Di Girolamo y colaboradores (1976) encontraron lavas calcialcalinas en los Campi Flegrei de Nápoles, en donde en la actualidad no existe subducción alguna. Estos ejemplos conducen a proponer dos hipótesis: o bien en casos muy raros las andesitas pueden aparecer en otros contextos diferentes al de las placas convergentes, o bien puede transcurrir un lapso de tiempo importante entre la interrupción de la subducción y el de la actividad magmática relacionada, que puede incluso sobrepasar los 15 m.a. Esta segunda hipótesis parece más verosímil en la medida en que las lavas calcialcalinas actuales están situadas en zonas que son o que fueron zonas de convergencia de placas.

4. SERIES MAGMATICAS DE LAS FALLAS TRANSFORMES

Las rocas volcánicas no aparecen de modo sistemático en esas estructuras, ya que es probable que una condición necesaria para que se produzcan fenómenos volcánicos es la presencia de una componente distensiva. En todo caso cuando existe vulcanismo parece ser siempre de naturaleza alcalina, tanto en dominio oceánico como continental.

Hekinian y Thompson (1976) han mostrado que los basaltos de fallas transformes son, por lo general, más ricos en TiO_2 (1.5-3.0%) y álcalis (0.1-1.0%) que los de las dorsales oceánicas. La ausencia o rareza de lavas diferenciadas en las fallas transformes oceánicas señala un fraccionamiento débil y una ascensión rápida del magma basáltico.

5. MAGMATISMO EN EL INTERIOR DE LAS PLACAS OCEANICAS

El dominio del magmatismo intraoceánico no puede definirse con precisión, ya que un cierto número de edificios volcánicos, inclusive alejados de las dorsales, están relacionados con la expansión del fondo oceánico. Thorpe y Smith (1975) admiten que las islas volcánicas actuales o muy recientes,

así como los edificios volcánicos submarinos, situados a más de 2000 Km de las dorsales, pertenecen con seguridad al magmatismo intraoceánico. Los volcanes oceánicos tienden a alinearse en fajas alargadas caracterizadas por la ausencia de sismicidad, por una elevación importante del relieve, por anomalías gravimétricas positivas y por un flujo térmico elevado.

Las lavas intraoceánicas pertenecen, en su mayor parte, a la serie alcalina y, salvo algunas excepciones, satisfacen la relación $Na > K$. Se observa también vulcanismo toleítico, pero subordinado al alcalino, que difiere del vulcanismo de las dorsales o arcos insulares por sus contenidos más elevados en K y otros elementos incompatibles, en Ti, en elementos radiogénicos y tierras raras ligeras.

Diversos autores, en particular Morgan (1972), han demostrado que sobre un mismo alineamiento volcánico las lavas presentan una variación regular de su edad. Un ejemplo clásico es el de la cordillera Emperador-Hawaii, cuya edad varía desde 75 m. a., al nivel de la fosa de las Aleutianas, hasta cero en la isla de Hawaii, en donde el vulcanismo es activo (Fig. IX-10). La relación

$$\frac{dl}{dt} = \frac{7200 \text{ Km}}{75 \text{ m.a.}} = \frac{7200 \times 10^5 \text{ cm}}{75 \times 10^6 \text{ años}} \approx 10 \text{ cm/año}$$

da un valor del mismo orden de magnitud que la velocidad de expansión del fondo oceánico en el Pacífico. Para explicar este fenómeno Morgan propuso la existencia de puntos calientes ("hot-points") fijos bajo la litósfera, en donde se forma, durante un período de tiempo relativamente grande, una cantidad enorme de magma; puesto que la placa litosférica se desplaza sobre la astenósfera, y por tanto por encima del punto caliente, al NW en el caso de Hawaii (Fig. IX-11), el magma que llega a la superficie forma una estela que materializa la dirección del desplazamiento.

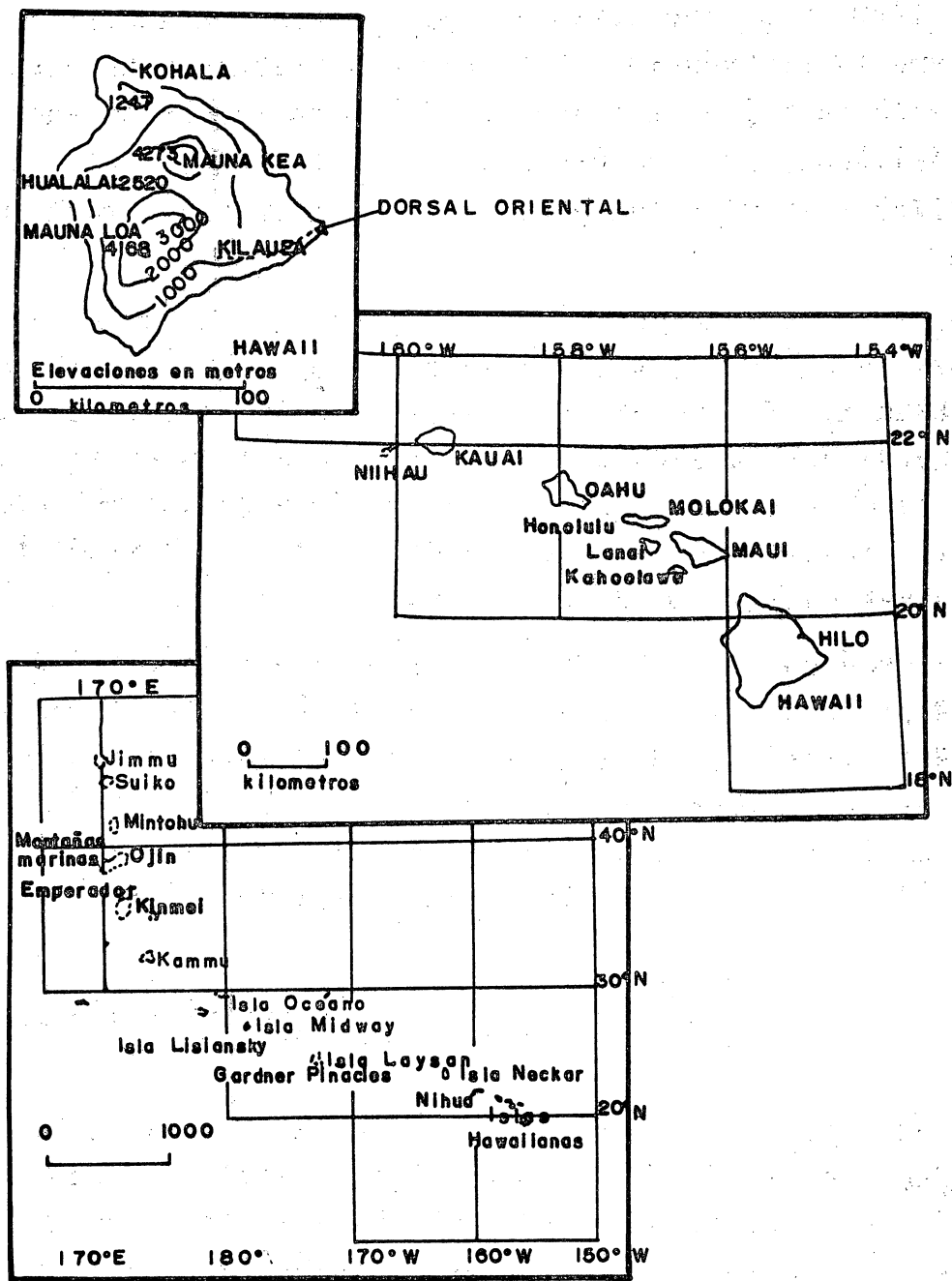


Fig. IX- 10 (a) Mapas de las islas de Hawaii, el archipiélago Hawaiano y la cadena de montañas marinas Emperador.

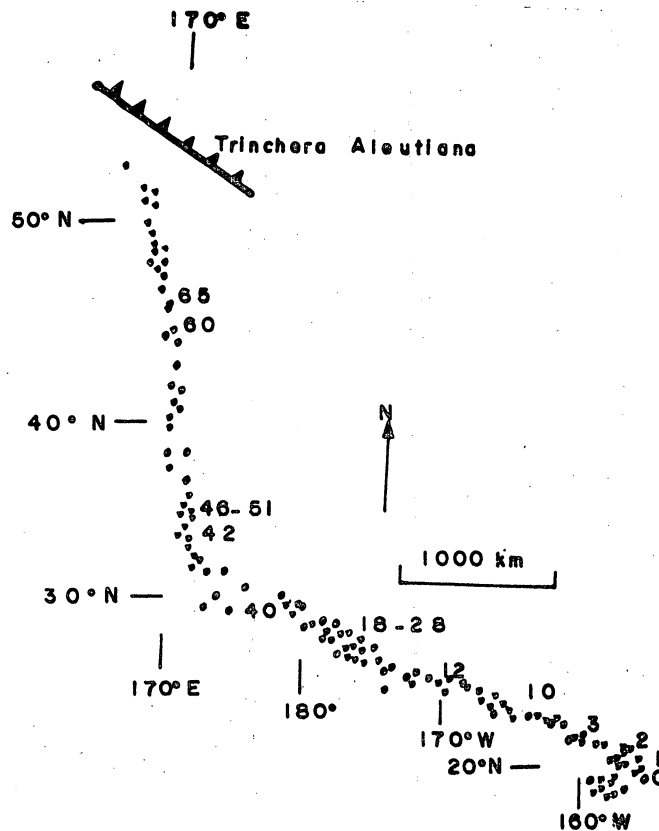


Fig. IX-10 (b) Mapa de los centros volcánicos en la cadena de montañas marinas Emperador. Los números son edades potasio-argón redondeadas de volcanismo; por ejemplo la Isla de Midway hace 18 a 28 millones de años, y Mauna Loa y Kilauea hace 0 millones de años (activos). Las edades son de la Tabla I de Shaw y otros (1980).

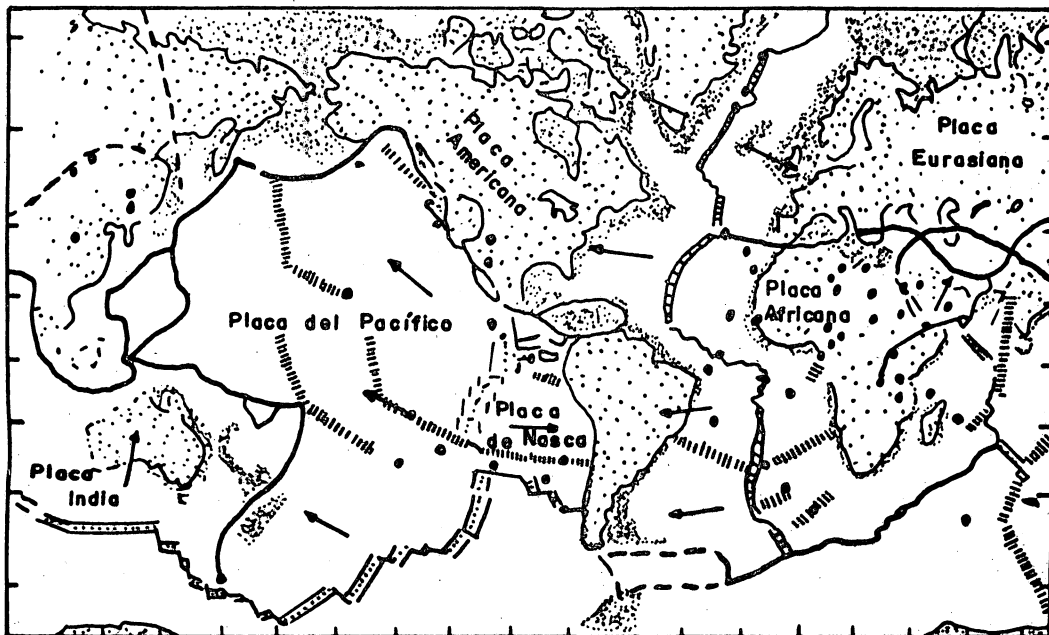


Fig. IX-11. Carta esquemática de los confines de las placas que indican el límite de extensión de la corteza continental puntuadas de acuerdo con Vine y Hess, 1973, la repartición de los puntos calientes, en círculos, según Wilson, 1973, así como las alineaciones volcánicas en el dominio oceánico; véase la explicación en el texto.

6. MAGMATISMO EN EL SENO DE LAS PLACAS CONTINENTALES

Al igual que el magmatismo intraoceánico, el magmatismo intracontinental es difícil de limitar geográficamente pues si se consideran los márgenes continentales, por ejemplo, se requiere definir hasta qué distancia de la fosa influye el proceso de subducción en el magmatismo. Basándose en varios ejemplos actuales Gilluly (1971) propone fijar esa distancia en 700 Km.

Las series volcánicas más frecuentes en el interior de las placas continentales son la alcalina y la toleítica; si bien existen algunas provincias mixtas en las que ambas series están representadas en proporciones más o menos iguales, en la gran mayoría de los casos están separadas geográficamente.

a) Provincias alcalinas

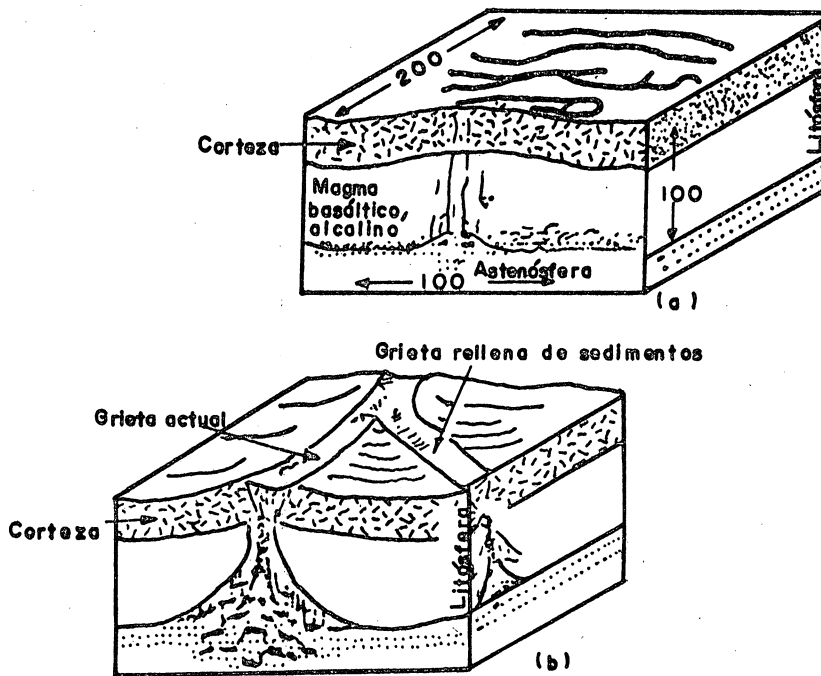
El magmatismo alcalino continental está relacionado con deformaciones de la litósfera que se expresan en superficie como valles de fisura ("rifts") y abombamientos o arqueamientos.

Gass (1972) definió tres tipos de estructuras relacionadas al magmatismo intracontinental (Tabla IX-1): el primero corresponde a zonas en donde el substrato subyacente se elevó simplemente; el segundo, a zonas en donde el arqueamiento del substrato viene acompañado por la formación de un valle de fisura, en el interior del cual continúa la actividad volcánica, y el tercero corresponde a una evolución más acentuada: el fracturamiento total de la litósfera se acompaña de movimientos de distensión que conducen a la creación de un nuevo dominio oceánico.

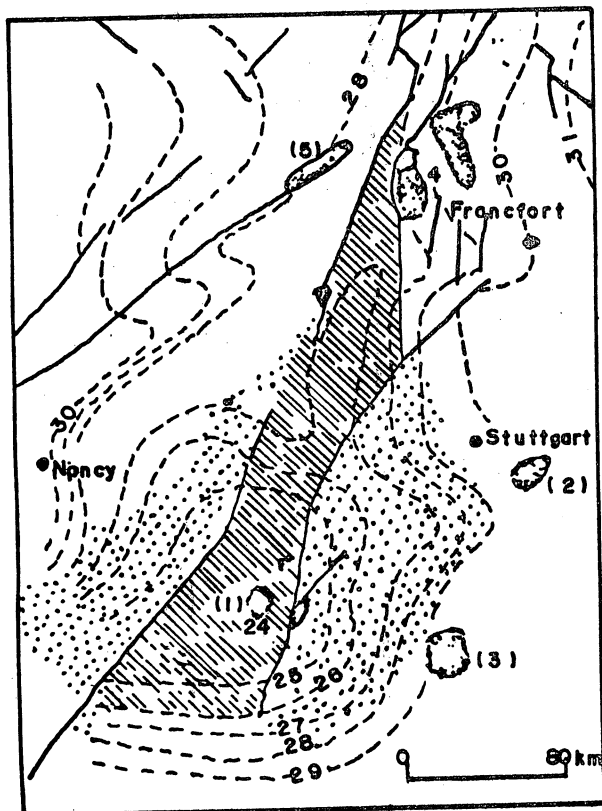
En una etapa posterior de su evolución, las zonas arqueadas se ven sometidas a un fallamiento normal que origina los valles de fisura (Fig. IX-12), en donde el hundimiento del substrato puede ser de 2 Km, como en el graben del Río Rhin. Los datos sísmicos y gravimétricos sugieren la existencia,

Tabla IX - I. Características principales de las zonas volcánicas terciarias y cuaternarias de la placa africana, según Gass, 1972, ligeramente modificada. Las zonas volcánicas mencionadas están señaladas en la carta de la Fig. VII-1.

Zonas	Tipo	Superficie (Km ²)	Extensión del levanta- miento (Km)	Volumen de las rocas volcánicas (Km ³)	Tipos petrográficos	Edad de las rocas volcánicas M. A.	Edad de la combadura M. A.
Hoggar (Atakor, Agger)	1	50 000	> 1	250 000 (?)	Basaltos alcalinos de olivino	30 - 0	100 - 0
Tibesti	1	30 000	2	3 500	Basaltos alcalinos toleitas finales	30 - 0 (?)	50 - 0
Ai	1	7 000	0.5	3 000 (?)	Basaltos alcalinos de olivino	30 - 0	100 - 0
Boyuda	1	3 000	0.6 (?)	0.35	Basaltos alcalinos	Reciente ?	Post Cretácico- Actual ?
Jebel Marra	1	6 000	1 (?)	5 000		20 - 0 ?	100 - 0
Africa Oriental	2	170 000	3	600 000	Nefelinitas, melilitas, fonolitas, carbonatitas	20 - 0	100 - 0
Malawi	2	80 000	2	?	Basaltos alcalinos, carbonatitas.	>100	>100
Camerún	2 (3)	80 000	2	350 000	Basaltos alcalinos	30 - 0	150 - 0
Etiopia	2 (3)	310 000	3	400 000	Basaltos alcalinos	50 - 0	40 - 20
Mar Rojo	3	110 000	3	(submarino)	Toleitas Toleitas		



Esquema que muestra las relaciones entre el volcanismo alcalino continental y las deformaciones de la litósfera al combaduras; b) grietas (según Burke y Whiteman, 1973).



(c)

Esquema estructural simplificado del Graben del Rin (según ILLIES, 1975). La situación del graben está señalado por líneas oblicuas; lo punteado representa la zona de levantamiento máximo (1000 m) del sustrato, y las curvas discontinuas marcan la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic, en kms. 1: Kaiserstuhl; 2: Urach; 3: Hegau; 4: Francfort / Main; 5: Mainz.

Fig. IX-12.

bajo esos valles, de un adelgazamiento de la corteza (24 a 27 Km bajo el Rhin), de un manto superior anormal ($v_p < 8$ Km/seg) y de un ascenso de la astenósfera.

Desde el punto de vista petrológico, el vulcanismo de los valles de fisura está mucho más diversificado que el de las zonas simplemente arqueadas: Basaltos alcalinos de olivino subordinados a nefelinitas, melilititas y carbonatitas. Además, las lavas félsicas son muy abundantes, a veces más que las máficas, y son hiperalcalinas. El carácter particularmente explosivo del vulcanismo de estas áreas se puede explicar por un enriquecimiento anormalmente alto en elementos volátiles y álcalis (Bailey, 1974).

De acuerdo con Gass (op.cit.), los valles de fisura continentales serían embriones de "rifts" oceánicos, opinión que no es aceptada por muchos autores, porque el vulcanismo de éstos difiere del de aquellos por la naturaleza toleítica de sus lavas, por el predominio de los basaltos sobre las lavas félsicas, por valores más altos del flujo térmico y por ciertas particularidades estructurales (diques, fisuras transversales, etc.).

Los datos geofísicos sugieren la existencia bajo las zonas arqueadas y valles de fisura de una ascensión de la Discontinuidad de Mohorovicic y la parte superior de la astenósfera, es decir se trata de deformaciones que afectan a toda la litosfera. Dicho movimiento estaría relacionado con un aumento local del volumen del manto debido a un cambio de fase, sea a fases sólidas menos densas o a una fusión parcial.

Bailey (1972) indica que la disminución de la velocidad de las ondas P y el déficit de masa que caracterizan la zona anormal del manto bajo los valles de fisura se debería a un enriquecimiento local de H_2O , CO_2 y álcalis, lo que implica ría la formación de minerales de baja densidad (anfíboles, flogopita y carbonatos) y facilitaría la fusión del manto. Este enriquecimiento estaría relacionado directamente con la descompresión que sufre el manto en las zonas de arqueamiento de la litósfera, en donde se formarían las carbonatitas y

las lavas félsicas alcalinas e hiperalcalinas (Middlemost, 1974).

Las lavas alcalinas continentales presentan numerosas analogías petrológicas y geoquímicas con las oceánicas (Carmichael et al., 1974), de modo que en la mayoría de los casos la contaminación cortical sería despreciable. Sin embargo, las lavas hiperpotásicas son desconocidas en medio oceánico y se podrían explicar por contaminación de las nefelinitas con material cortical o por fusión parcial de un basamento sólido anormalmente rico en potasio (Bell y Powell, 1969). Asimismo, a la inversa de lo observado en ambiente oceánico, en una misma porción de las placas continentales no existen grandes alineamientos volcánicos paralelos unos con otros.

b) Provincias toleíticas

Un cierto número de provincias volcánicas intraplacas, localizados en los límites entre ambientes oceánicos y continentales, están constituidos de numerosas lavas superpuestas que constituyen los basaltos de mesetas ("flood basalts" o "basaltes des plateaux") de naturaleza toleítica, cuya edad es contemporánea o ligeramente anterior a la de la apertura del dominio oceánico que bordean. Así, el vulcanismo toleítico de la Meseta Etíope y del Yemen, de edades eocena y oligocena, está relacionado con la apertura del Mar Rojo (Gass, 1972). En ambas porciones del Atlántico Norte se encuentran las trazas de un magmatismo toleítico, que tuvo lugar un poco antes y durante la apertura de dicho océano. Las toleíticas de la cuenca del Paraná en Brasil tienen sus homólogos en el Sudoeste Africano; unas y otros tienen una edad promedio de 120 m. a. y son contemporáneas a la apertura del Atlántico Sur (Francheteau, 1973). En todos los casos las toleíticas tienen caracteres específicos, difiriendo de la mayoría de las toleíticas abisales por una mayor sobresaturación en sílice y por contenidos más importantes en K y otros elementos incompatibles y en tierras raras ligeras (Shilling, 1971).

Las provincias toleíticas continentales presentan ciertos ca racteres distintivos que se pueden resumir como sigue:

- Los distritos volcánicos tienen una gran extensión geográ fica.
- Las lavas basálticas son muy abundantes, mientras que sus productos de diferenciación son raros o ausentes, lo que hace pensar en un ascenso rápido.
- La mayoría están situadas en márgenes inactivas, en los lí mites de los continentes y están relacionadas con la creación de ambientes oceánicos como ya se expresó.
- El origen fisural de las lavas, como lo atestigua la abundancia de diques, sugiere la acción de esfuerzos de tensión muy importantes, que se manifiestan en superficie por la formación de grandes depresiones.

Comparadas con las provincias alcalinas, las provincias toleí ticas continentales son muy uniformes desde el punto de vista petrográfico; se nota en particular la ausencia o rareza de lavas diferenciadas e inclusive los basaltos tienen composiciones que varían entre límites muy estrechos (toleítas de olivino y cuarzo-toleítas).

Green (1971) obtuvo experimentalmente líquidos de composición toleítica de olivino por fusión parcial (20 a 30%) de la piro lita, en un intervalo de presión comprendido entre 10 y 25 Kb (Fig. IX-13). Este resultado sugiere que las toleítas se forman a profundidades menores (35-70 Km) y en zonas de flujo térmico más alto que los otros basaltos de ambiente continental. Se observa también que el grado de subsaturación aumenta a medida que aumenta la presión. En consecuencia, la presencia de lavas alcalinas en algunas provincias toleíticas podría explicarse por variaciones locales espacio-temporales del flujo térmico y la profundidad de generación.

Las toleítas continentales presentan variaciones en su grado de saturación en sílice, frecuentes en una misma provincia y

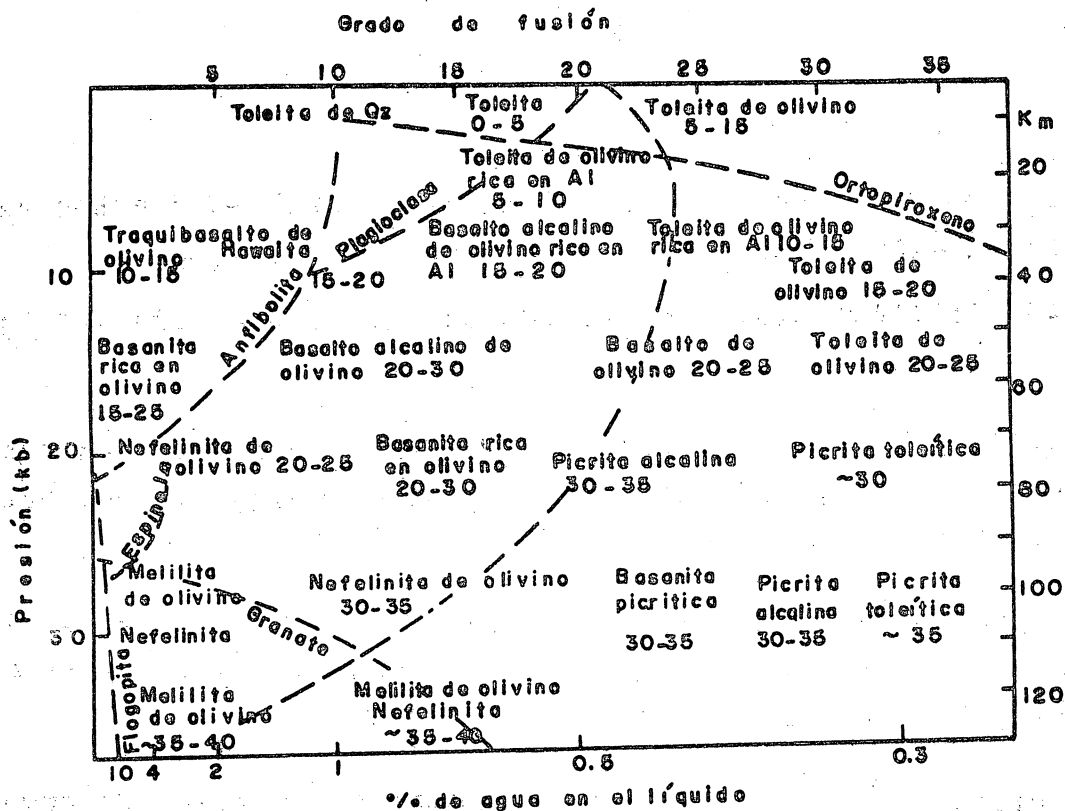


Fig. IX-13(a). Gráfico petrogenético de Green (1971), señalando para cada tipo de magma primario el grado de fusión ($H_2O = 0.1\%$), su profundidad de formación y su contenido en olivino normativo, estando los valores colocados bajo los nombres. Los minerales colocados en tirillas sobre las curvas, son los refracterios a la fusión; el olivino constituye una fase residual para todos los magmas.

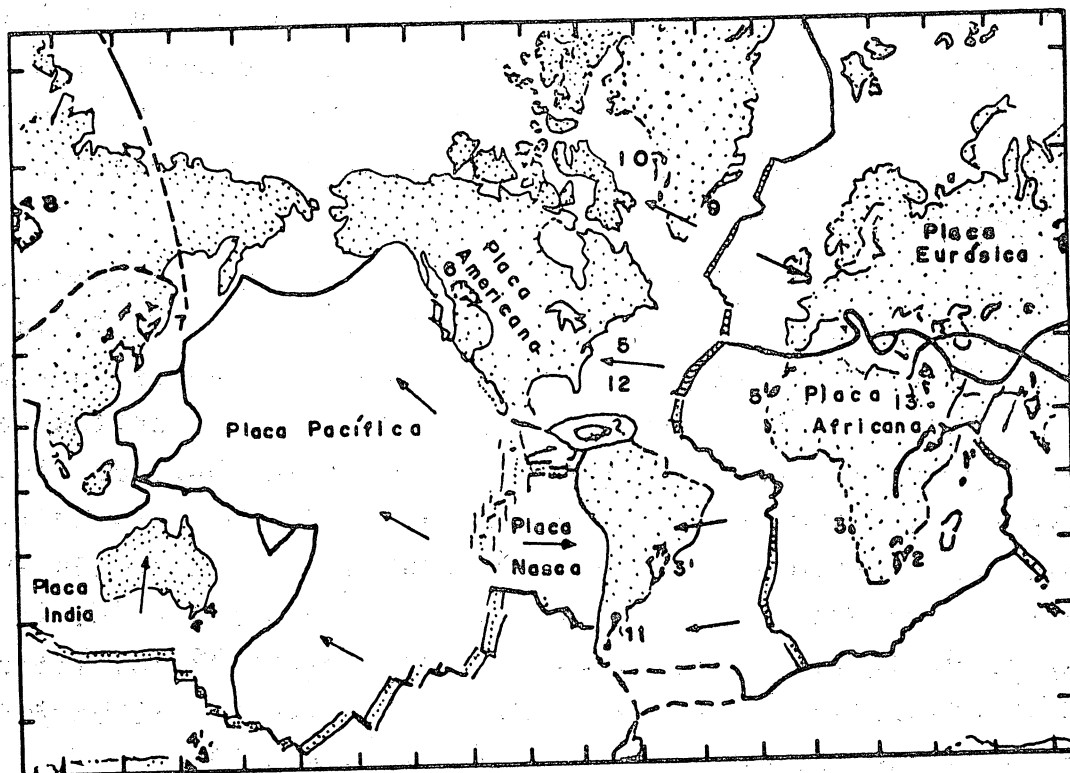


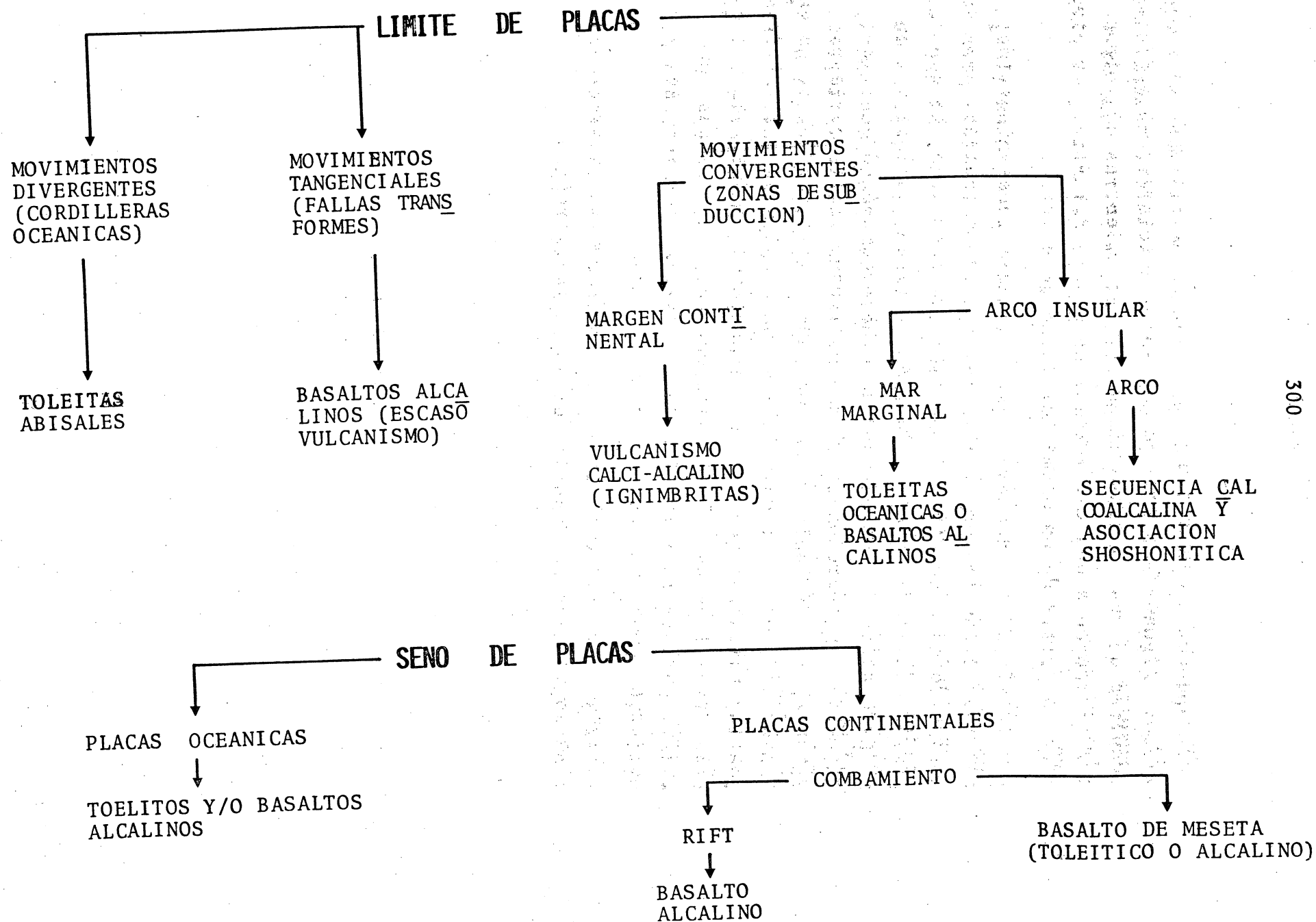
Fig. IX-13 (b). Repartición geográfica y estructural de las provincias toleíticas continentales: nótese que la mayor parte están situadas en los bordes continentales inactivos.
 1: Deccan; 1': Seychelles; 2: Karoo; 3: Kaoko; 3': Paraná, Brasil; 4: Tasmania; 4': Antártica; 5: Costa Oriental de América del Norte véase Fig VII-8; 5': Marruecos y Mauritania ver Fig VII-8; 6: Río Columbia; 7: Mongolia; 8: Siberia; 9: Groenlandia; 10: Groenlandia (bahía de Baffin); 11: Patagonia; 12: Caribe (Bence et al. 1978); 13: Plataforma Etíope Africana.

corresponden a menudo a una evolución en el tiempo del magma tismo. Algunos autores piensan que las toleitas cuarcíferas resultan de una contaminación cortical, mientras que otros las atribuyen a una diferenciación precoz del olivino y piroxenos a partir de un magma toleítico de olivino.

Las toleitas continentales tienen composiciones mineralógicas y de elementos mayores análogas a las oceánicas, pero su contenido en elementos incompatibles es más alto, lo que se podría explicar por contaminación cortical, variaciones en el porcentaje de fusión parcial o heterogeneidad del manto. Además, la proporción de elementos incompatibles y tierras raras es muy variable, problema cuya explicación no se ha obtenido aún, es decir cómo se efectúa el paso de las toleitas continentales enriquecidas en elementos incompatibles y tierras raras ligeras a toleitas oceánicas empobrecidas en ellos, durante la formación de un dominio oceánico, sea por evolución continua o por un cambio brusco.

La tabla IX-2 resume la distribución de las diversas series magmáticas en función del ambiente tectónico.

TABLA IX-2



REFERENCIAS

1. Ayudo, S.I., A.E. Bence y S.R. Taylor (1976). Upper Jurassic tholeiitic basalts from DSDP leg II., J. Geophysic Res., v.181, 23, pp. 4305-4326
2. Bailey, D.K (1972). Uplift, rifting and magmatism in continental plates. J. Earth Sci., v.8, 2, p. 225-240.
3. Bailey, D.K. (1974). Continental rifting and alkaline magmatism. In Sørensen, H., ed. The Alkaline Rocks. J. Wiley and Sons, p. 148-159.
4. Baird, A.K., K. Baird y E.E. Welday (1974). Chemical Trends across Cretaceous batholithic rocks of southern California. Geology, V. 2, p. 493-496.
5. Baker, I. y W.I. Riddley (1970). Field evidence and K, Rb, Sr data bearing on the origin of the Mc Taylor volcanic field, New Mexico, Earth Planet. Sci. Lett., v. 10, p. 106-114.
6. Baksi, A.K. y N. D. Watkins (1973). Volcanic production rates; comparison of ocean ridges, islands and the Columbian Plateau basalts. Science, v.80 p. 483-495
7. Bell, K. y J. L Powell (1969). Strontium isotopic studies of alkaline rocks; the potassium-rich lavas of the Birunga and Toro-Ankole regions, East and Central Equatorial Africa. J. Petrol, v. 10, 3 p. 536-572.
8. Cann, J. R. (1970) New model for the structure of the ocean crust-Nature, v. 226, p. 928-930.
9. Cann, J. R. (1974). A model for oceanic crustal structure developed. Geophys. J. Roy Astr. Soc., v. 39, p. 169-187.
10. Carmichael, I.S.E., F.J. Turner y J. Verhoogen (1974). Igneous Petrology, Mc Graw Hill, N. York, 739 p.
11. Condie, K. C. (1973). Archean magmatism and crustal thickening. Geol. Soc. Amer. Bull., v.84, p. 2981-2992.
12. Condie, K.C. (1975). Trace-element models for the origin of archean volcanic rocks. In Windley, B.F. ed. The early history of the Earth, John Wiley, N. York, p. 419-426.

13. Dickinson, W.R. (1970). Relations to andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics Rev. Geophys., Space Phys. v. 18, 4 p. 813-860.
14. Dickinson, W.R. (1973) Reconstruction of past arc-trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of the Western Pacific. In Coleman, ed. The Western Pacific, p. 569-601.
15. Dickinson, W.R. (1975) Potash-depth (K-h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic areas. Geology, v.3, 2, p. 53-56.
16. Dickinson, W.R. y T. Hatherton (1967). Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. Science, v. 157, p. 801-803.
17. Di Girolamo, P., G. Nardi, G. Rolandi y D. Stanzione (1976), Occurrence of calcalkaline two pyroxene andesites from deep bore-holes in the Phlegrean Fields, Rend. Accadem. Sci. Fis. Mat., Napoli, IV, v. 43, p. 1-29.
18. Engel A.E.J., C.G. Engel y R.G. Havens (1965) Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 76, p. 719-734.
19. Francheteau, J. (1973), Plate tectonic model of the Atlantic Ocean South of the Azores. In Tarling y Runcorn, ed. Implications of continental drift to the earth Sciences, Academic Press I. P. 197-202.
20. Forbes, R.B., D.K. Ray, T. Katsura, H. Matsumoto, H. Haramura y M. J. Furst (1969). The comparative chemical composition of continental vs- island arc andesites in Alaska. Proc. Andesite Conf. Bull. Oregon St. Dept. Geol. and Min. Industries. V. 65, p. 111-120.
21. Gass, I.G. (1972) Proposals concerning the variation of volcanic products and processes within the oceanic environment. Phil. Trans. Roy. Soc. London, v. 271 A., p. 131-140.
22. Gill, J. B. (1970) Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc, Cont. Mineral Petrol, v. 27, p. 179-203.
23. Gill, J.B. y M. Gorton (1973). A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia. In Coleman, ed. The western Pacific, p. 543-566.

24. Gilluly, J. (1971) Plate tectonics and magmatic evolution. Geol. Soc. America Bull. v.82, p. 2383-2396.
25. Green, D.H. (1971). Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: applications to oceanic volcanism. Phil. Trans. Roy. Soc. London, v.268A, p. 707-725.
26. Green, D.H. y A.E. Ringwood (1968). Genesis of the calc alkaline igneous rock suite, Contr. Mineral Petrol., V. 18, p. 105-162.
27. Hart, S.R. (1970) Ocean floor basalts, Carnegie Inst. Year Book, V. 69, p. 388-394.
28. Hekinian, R. y G. Thompson (1976). Comparative geochemistry of volcanics from rift valleys transform faults- and aseismic ridges. Contr. Mineral. Petrol. v. 57, p. 145-162.
29. Jakes, P. y J. Gill (1970). Rare earth elements and the island-arc tholeiitic series, Earth Planet. Sci. Lett., v.9, p. 17-28.
30. Jakes, P. y A.J.R. White (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas, Geol. Soc. America Bull., v. 83, p.29-40.
31. Keith, S. R. (1978). Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in Southwestern North America, Geology, v.6, p. 516-521.
32. Kelleher, J. y W. MacCann (1976), Buoyant zones, great earthquakes and unstable boundaries of subduction, J. Geophys. Res., v.81, 26, p.4885-4896.
33. Le Pichon, X., J. Francheteau y J. Bonnin (1973). Plate tectonics, Elsevier, 300 p.
34. Mazzullo, L. J. y A.E. Bence (1976). Abyssal Tholeiites from DSDP Leg 34: The Nazca plate, J. Geophys. Res. v. 81, 23, 4327-4352.
35. Megard, F. y H. Philip (1976). Plioquaternary tectono magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes. Earth Planet. Sci. Lett, v.33, 2, p. 231-238.
36. Middlemost, E.K.A. (1974). Petrogenetic model for the origin of carbonatites. Lithos, v.7, 4, p. 275-278.

37. Miyashiro, A. (1975) Petrology and plate tectonics. Rev. Geophys. Space Phys., v.13, p, 94-98.
38. Morgan, W.J. (1972) Deep mantle convection plumes and plate motions. American Ass. Petrol. Geol. Bull. v.56, 2, p, 203-213.
39. Pichler, H. y W. Zeil (1972). The Cenozoic rhyolite andesite association of the Chilean Andes. Bull. Volcanol., v. 35, p. 424-452.
40. Pushkor, P., A.M. Steuber, J.F. Tomblin y G. M. Julian (1973). Strontium isotopic ratios in volcanic rocks from St. Vincent and St. Lucia, Lesser Antilles. J. Geophys. Res., v.78, p.1279-1287.
41. Schilling, J.G. (1971) Sea floor evolution: rare earth evidence. Phil. Trans. Roy. Soc. London, v.268, p. 663-706.
42. Smith, R.B. (1977). Intraplate tectonics of western North American plate. Tectonophysics, v.47, p. 323-336.
43. Sugimura, A. (1968) Spatial relations of basaltic magmas in island arcs. In Hess, H.H. y Poldevaart, ed. Basalts. John Wiley, N. York, p.537-571.
44. Thorpe, R.S. y K. Smith (1975). Midplate volcanism. In Geodynamics today, a review of the earth's dynamic processes. Royal Society, London, p.75-80.
45. Wright, J.B. (1971) Volcanism and the earth's crust. In Gass, Smith y Wilson, ed. Understanding the Earth. Open University, p. 301-314.

CAPITULO X

GENESIS DE LOS MAGMAS TOLEITICOS Y ALCALINOS

1. MAGMAS PRIMARIOS

El concepto de magma primario ha ocupado una posición muy importante en Petrogénesis. Un magma primario se puede definir como aquél capaz de producir por diferenciación todos los miembros de una serie de rocas ígneas. Si esta diferenciación tuvo lugar por cristalización fraccionada, como parece ser el caso para la mayoría de las rocas ígneas, a excepción de las graníticas, el magma primario debe reunir determinadas condiciones, a saber: (1) Debe poseer la temperatura liquidus más alta de la serie; (2) Su contenido en elementos mayores y elementos traza debe ser tal que su substracción progresiva de las composiciones de las fases cristalinas que se van separando del magma condicione las composiciones de las rocas de formación posterior de la serie. Por lo general los tipos máficos reúnen estas condiciones, razón por la cual la mayoría de las series magmáticas se designan a veces por el nombre de su término máfico más común.

Los datos sísmicos indican que la Tierra, con excepción de su núcleo externo, es esencialmente sólida. Los magmas que se originan en la corteza o en el manto, se deben pues a la fusión parcial o total de las rocas, más que a la movilización de un fundido primitivo preexistente en una cámara magmática. El problema de la génesis de los magmas, en consecuencia, es función de las circunstancias bajo las cuales se funden las rocas.

Entre los procesos de fusión invocados se pueden considerar la liberación de la presión litostática, la migración de rocas a áreas de menor presión o de mayor temperatura, la adición de fluidos y el calor producido por desintegración radiactiva o por fricción. La mayoría de ellos son función del ambiente tectónico, es decir, de la tectónica de placas.

Desde el punto de vista histórico los magmas basálticos y graníticos serían los magmas primarios más abundantes.

2. ASPECTOS HISTORICOS

A partir de un magma basáltico primario Bowen señalaba, ya desde 1915, que la mayoría de las rocas ígneas podrían derivar de aquél por cristalización fraccionada basándose, sobre todo, en experimentos en el laboratorio con mezclas silicatadas fundidas.

Unas de las primeras series magmáticas diferenciadas que se reconocieron fueron las de los basaltos terciarios de Mull, en Escocia, por Bailey y colaboradores, en 1924. Estos autores distinguieron dos tipos magmáticos, que más tarde serían asimilados a los basaltos alcalinos y subalcalinos, cada uno de ellos con un grupo característico de rocas diferenciadas asociadas.

En 1933 Kennedy, con base en análisis químicos y mineralógicos, propuso que cada uno de estos tipos constituía un magma primario independiente, a los que denominó basalto toleítico (subalcalino) y basalto de olivino (alcalino). Al examinar su distribución a escala global postuló la presencia de dos capas basálticas corticales responsables de la formación independiente de cada uno de esos magmas primarios, con la capa toleítica presente sólo bajo los continentes (Fig.X-1). Los datos actuales, basados en la distribución de las temperaturas a profundidad, no permiten visualizar la generación de magmas basálticos por fusión de rocas de esa composición encima de la Discontinuidad de Mohorovicic. Kennedy hacía también la distinción entre asociaciones volcánicas provenientes de la diferenciación de basaltos primarios y asociaciones plutónicas originadas por fusión de material sílico localizado encima de las capas basálticas.

Ya en 1928 Bowen había propuesto que los magmas basálticos se generan por fusión parcial de peridotitas feldespáticas o eclogitas bajo la corteza terrestre y esta idea constituye la base de los modelos más recientes sobre la generación de los magmas primarios.

En 1950 Tilley reconoció la existencia de basaltos con un conte

nido anormalmente alto en alúmina; para Kuno (1960) estos basaltos alumínicos (high alúmina basalt) representarían un magma primario derivado directamente del manto superior, con una categoría similar a la de los basaltos alcalinos y subalcalinos. Posteriormente, el estudio de las rocas del fondo oceánico ha puesto en evidencia que estas rocas son mucho más abundantes de lo que se pensaba inicialmente, por lo que algunos autores como Eugel et al. (1965) llegaron a postular que representarían el magma principal o tal vez el único generado en el manto bajo los océanos. No obstante, Green et al. (1967) realizaron una serie de experimentos con basaltos de composiciones toleítica y alcalina, demostrando que los basaltos alumínicos pueden provenir de la cristalización fraccionada de cualquiera de éstos o por la fusión del manto pirolítico a profundidades comprendidas entre 15 y 35 Km.

Entre 1930 y 1960 se desarrolló una lucha encarnizada entre los geólogos de las escuelas magmatista y transformista para explicar la génesis de las rocas graníticas, y que constituyó la célebre "controversia sobre el granito". Ambas escuelas estaban de acuerdo en que esas rocas se formaron bajo condiciones de temperatura y presión elevadas, relacionadas con un origen profundo, pero discrepaban sobre todo en el estado físico de la materia que originó las rocas graníticas y en los mecanismos de su emplazamiento. Para los magmatistas dichas rocas provendrían de la cristalización fraccionada de un magma basáltico esencialmente fluido en el interior de la corteza, mientras que para los transformistas se generarían por un proceso de metamorfismo regional fundamentalmente in situ, acompañado sea de una anatexis parcial o total, sea de una introducción de fluidos, o bien por una difusión de iones a través de las retículas cristalinas sin la intervención de una fase líquida.

Esta controversia empezó a amainar en furor a partir de 1958 cuando muchos petrólogos encontraron al menos una explicación parcial en el modelo que visualizaba la generación de rocas graníticas por fusión parcial durante la culminación del metamorfismo. En efecto, en esa fecha Tuttle y Bowen publicaron

"Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O " en donde demostraron que la fusión parcial de rocas corticales en presencia de pequeñas cantidades de agua ofrece un mecanismo de generación de los batolitos graníticos. A conclusiones semejantes llegaron Winkler y Von Platten (1958, 1961) en una serie de experimentos sobre fusión de rocas sedimentarias y metamórficas.

Kuno (1960) fue el primero en explicar los diferentes tipos de basaltos como resultado de las diferencias en presión; su modelo propone tres magmas primarios que ocupan fajas sucesivas a lo largo de los arcos insulares, cuya génesis sería función de la posición del plano de Benioff; de este modo, los magmas toleíticos se formarían a menores profundidades que los basálticos aluminicos y éstos, a su vez, a menores profundidades que los magmas alcalinos. Dicho de otra manera, la composición del magma primario es función de la profundidad de generación Fig. (X-2).

Yoder y Tilley (1962) señalaron que de acuerdo con la profundidad a la que tiene lugar la diferenciación es el tipo de magma resultante y el magma primario, de naturaleza basáltica toleítica, se generaría en el manto (Fig.X-3). Si este magma asciende directamente a la superficie y sufre una diferenciación a baja presión, se obtendrán sólo rocas de la serie toleítica; si, por otro lado, dicho magma experimenta una diferenciación a la profundidad del manto superior, se generarán rocas de la serie alcalina; finalmente, el basalto aluminico se produciría por la diferenciación de la toleíta primaria a altos niveles del manto o tal vez en las partes más profundas de la corteza.

Para Engel y colaboradores (1965) en las cuencas oceánicas el único magma primario es el basáltico toleítico bajo en potasio, derivado de la fusión parcial del manto peridotítico, mientras que los basaltos alcalinos que ocupan las partes superiores de las islas oceánicas se formarían por procesos de diferenciación cercanos a la superficie, en los que predominaría la transferencia gaseosa (Fig.X-4).

O'Hara (1965, 1968) señala que prácticamente todos los magmas

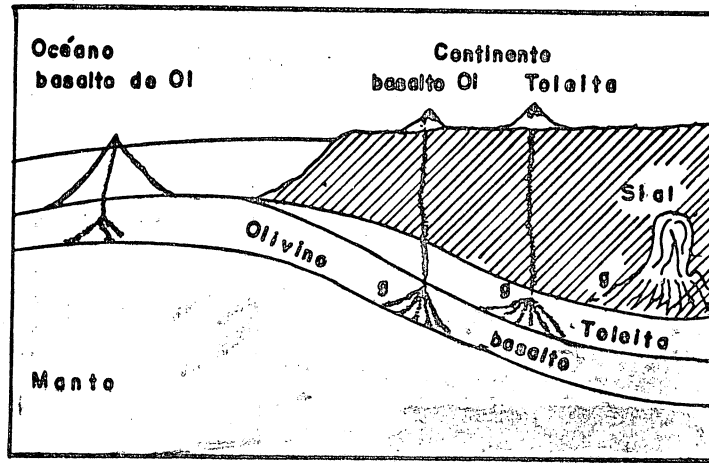


Fig. X-1

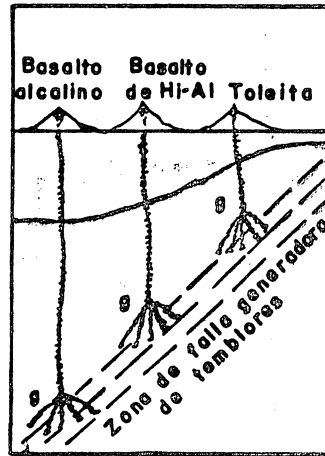


Fig. X-2

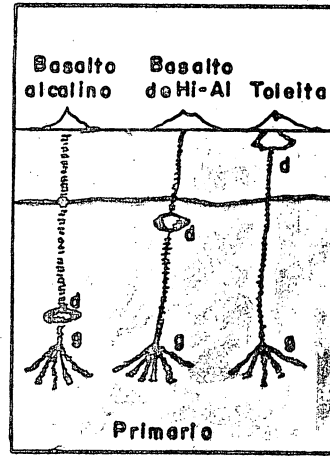


Fig. X-3

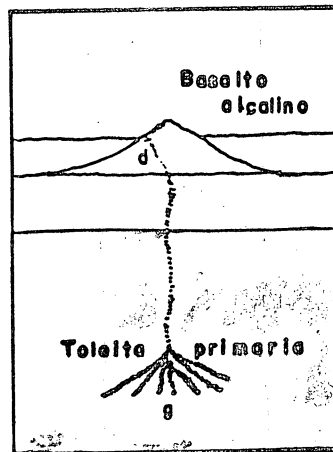


Fig. X-4

Generación de magma ▲. Diferenciación ●
 Fraccionamiento continuo durante el ascenso ▲▲▲

Varios modelos para la generación y fraccionamiento de magma en la corteza y el manto.

basálticos observados han sufrido un extenso fraccionamiento durante su ascenso a la superficie y, por tanto, ninguno de ellos sería representativo de un magma primario. La roca original sería una peridotita granatífera del manto, cuya fusión parcial produciría un líquido picrítico. Si durante el ascenso de éste se separa de un 20 a 40% de olivino por cristalización fraccionada, se obtendrán magmas toleíticos de composiciones variables, oscilando entre toleitas de olivino y toleitas cuarcíferas. Si precipita una cantidad mayor de cristales de olivino se generarán magmas alcalinos.

Se puede efectuar un examen con más detalle acerca de la génesis de los magmas si se consideran los estudios experimentales a diferentes temperaturas y presiones realizados en el presente siglo. A continuación se presenta un resumen de los mismos, de acuerdo con Bailey (1978).

3. TIPOS DE FUSION Y CRISTALIZACION

En ausencia de una fase gaseosa, una fase sólida se puede fundir de tres maneras diferentes: 1) directamente, para dar un líquido de la misma composición (fusión congruente); 2) dando un líquido de composición diferente y una nueva fase cristalina (fusión incongruente), y 3) si se trata de una solución sólida, dar cristales de composición cercana y un líquido de composición diferente.

a) Sólidos de fusión congruente

La albita, nefelina y sílice anhidra constituyen un sistema de fusión congruente, cuyo diagrama de fases a una atmósfera se ilustra en la Fig.X-5. Se trata de un diagrama constituido por los sistemas binarios nefelina-albita y albita-sílice, cada uno con sus respectivos eutécticos E_1 y E_2 .

Si se examina la evolución del sistema por un aumento progresivo de la temperatura y se consideran dos mezclas de minerales, una con 40% de SiO_2 y la otra con 50% de SiO_2 , se observa que la primera está constituida por albita y una pequeña cantidad

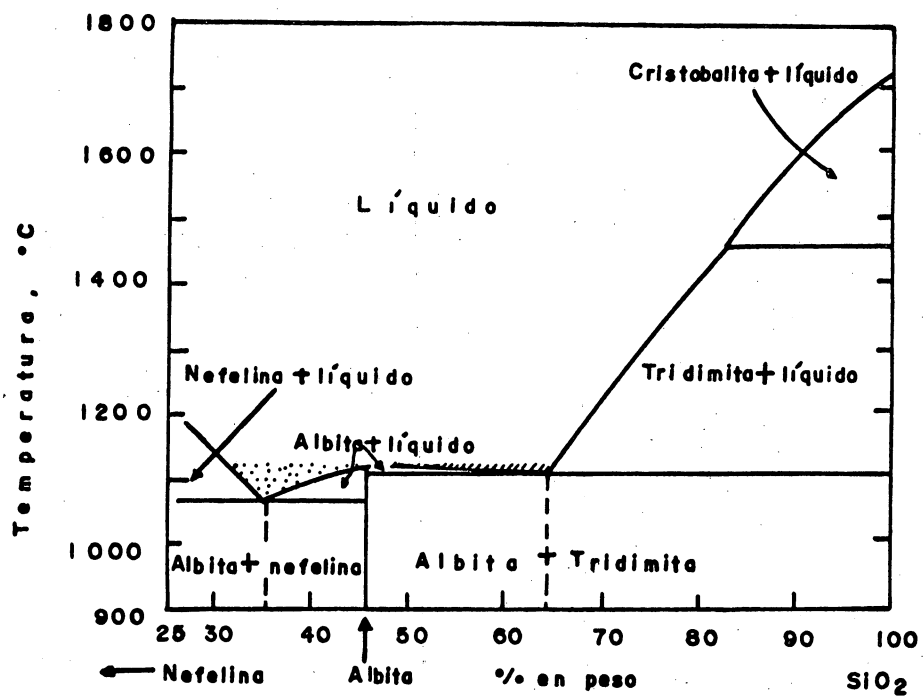


Fig. X-5. Parte del sistema nefelita sílice a una atmósfera, según Schairer y Bowen, 1956, Am. J. Sci., (Diario Americano de la Ciencia, 254, 124 - 195).

de nefelina, mientras que la segunda por albita y un poco de tridimita. El calentamiento progresivo de la primera mezcla a alrededor de 1080°C dará un líquido en E_1 ; la composición de ese líquido a la temperatura eutéctica será siempre la misma para cualquier composición de la mezcla inicial de nefelina y albita. De manera similar la mezcla de 50% de SiO_2 y todas las mixturas posibles de albita y tridimita comenzarán a fundir en E_2 ; dicho de otra manera, los líquidos graníticos, análogos a E_2 , son los primeros en formarse a partir de asociaciones mineralógicas compuestas de feldespatos y sílice anhídrica, líquidos que dan lugar a filones graníticos en las migmatitas; investigaciones realizadas en sistemas más complicados y ejemplares naturales confirman esos resultados.

Es obvio que el proceso inverso, es decir la cristalización de dos líquidos de composiciones iniciales "x" y "y", a ambos lados de la albita pura conducirán a los mismos eutécticos E_1 y E_2 y a las asociaciones mineralógicas correspondientes de nefelina-albita y albita-tridimita con composiciones en SiO_2 idénticas a las iniciales.

Se observa que si se parte de cualquier composición situada a uno u otro lado de la albita pura, no es posible obtener por fusión o cristalización un líquido cuya composición esté situada en el lado contrario; dicho de otra manera, un líquido originalmente sobresaturado en sílice no puede dar lugar a un líquido subsaturado y viceversa. El sistema se halla separado en dos sistemas más pequeños al nivel de la composición albitica, la cual corresponde a un máximo de temperatura entre los dos eutécticos. Tales máximos se denominan "barreras térmicas" porque los líquidos situados a un lado de ellos no pueden general líquidos que se encuentren del otro lado.

b) Sólidos de fusión incongruente

A baja presión los dos grupos más importantes de minerales de las rocas volcánicas, los feldespatos y piroxenos, poseen especies de fusión incongruente como la sanidina y la enstatita; esta última es de una gran importancia porque su comportamiento puede modificar el curso de la cristalización en los magmas más comunes, es decir los basálticos. Así, en el sistema bina

rio forsterita-sílice a una atmósfera de presión, la enstatita comienza a fundir a 1557°C dando lugar a cristales de forsterita y líquido de composición R (Fig. X-6). En el peritético R coexisten tres fases en un sistema de dos componentes, de modo que se trata de un punto invariante*, al cual se le considera como punto reaccional porque corresponde a la desaparición, en el transcurso del enfriamiento, de una de las fases cristalinas, en este caso la forsterita. Sin embargo, al seguir aumentando la temperatura, se formarán nuevos cristales de forsterita en el sistema, lo que viene a demostrar que durante un episodio de fusión se pueden formar fenocristales de olivino.

Otro hecho aún más notable se desprende de la misma figura: R es el punto que corresponde al inicio de la fusión o final de la cristalización de toda mezcla de forsterita y enstatita y la composición del líquido en el peritético permanece fuera del campo de composición definido por los cristales con los que está en equilibrio dicho líquido. Si se llega a producir una ruptura de ese equilibrio, por ejemplo si en el peritético se separa el líquido de los cristales, se formará un nuevo magma de composición comprendida entre la enstatita y la sílice anhidra, y terminará por solidificarse en E. De este modo una composición inicial subsaturada en sílice puede dar lugar a una composición sobresaturada, como consecuencia de una ruptura del equilibrio. Este principio general puede extenderse a sistemas más complejos, en particular a los de composiciones basálticas y, es la base de la "serie de reacción discontinua" de Bowen.

c) Fusión de una solución sólida

La mayoría de los minerales constituyentes de las rocas son soluciones sólidas; cada solución sólida es una fase única pero su composición se fija sólo a partir de sus miembros extremos. Si se considera el diagrama de las plagioclasas (Fig.X-7) se

* Recuérdese que cuando la presión es constante, la regla de las fases se transforma en $V = C - F + 1$

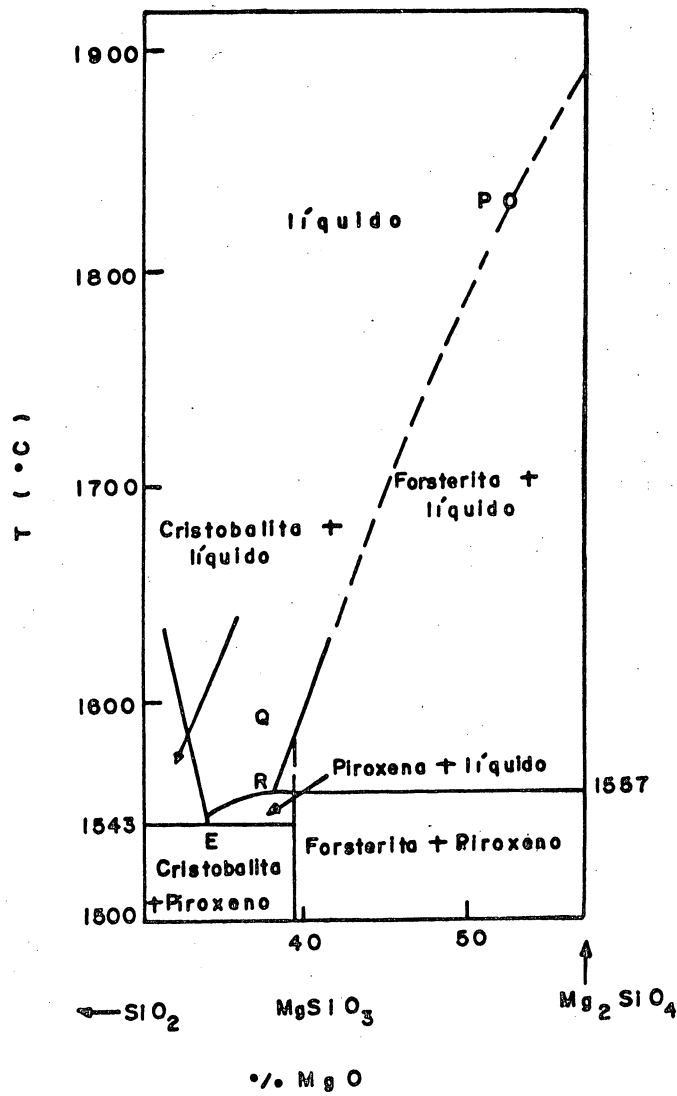


Fig.X-6 El sistema Forsterita - Sílice a una atmósfera segun Bowen y Anderson, 1921, Amer. J.Sci., 37, 107 - 109.

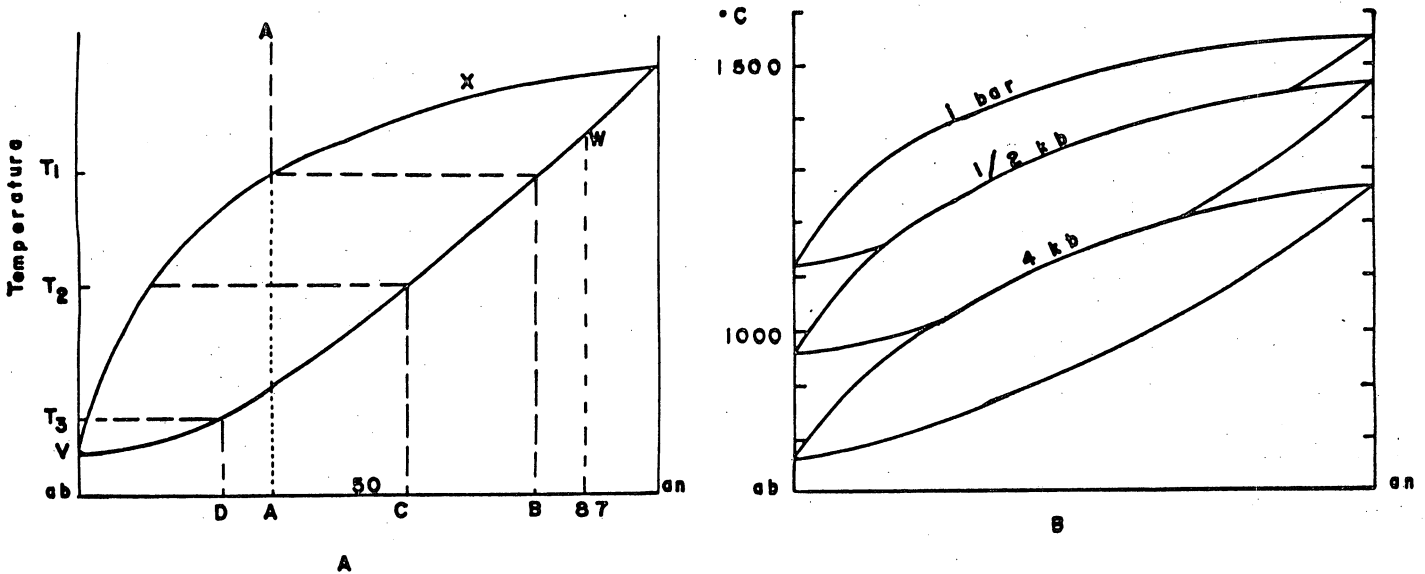


Fig. X - 7 Sistema albita - anortita . A) a 1 bar; B) muestra el descenso de las líneas liquidus y solidus a 1/2 kb y 4kb de presión de agua (Bowen, 1913; Yoder, 1958; Tuttle y Bowen, 1958).

observa que es diferente de los examinados anteriormente por que la composición de la fase sólida varía con la del líquido con la que se halla en equilibrio. De este modo las curvas liquidus y solidus definen las composiciones del líquido y los cristales en equilibrio con él a una temperatura dada. En el caso de fusión o cristalización, el equilibrio necesita una reacción continua entre líquido y cristales, constituyendo una "serie de reacción continua" de Bowen,

Se observa también que a pesar de tratarse de un sistema binario, no existe punto invariante, sino que cada plagioclasa comienza a fundir a una temperatura diferente y se encuentra en equilibrio con un líquido de composición diferente.

Si se resumen las diversas relaciones existentes entre cristales y líquido en los tres tipos de fusión se tiene que:

- a) En el caso de una fusión que contiene sólo fases congruentes, la composición de los sólidos no varía durante la fusión y el líquido producido estará situado siempre en el interior del campo de composición definido por los sólidos.
- b) Cuando la fusión implica al menos una fase incongruente, la composición de cada una de las fases sólidas no varía durante la fusión y la composición del líquido se hallará en el exterior del campo definido por los sólidos si una nueva fase sólida aparece en el transcurso de la fusión incongruente (por ejemplo la forsterita por fusión de la enstatita).
- c) Si la fusión incluye al menos una solución sólida, la composición de ésta cambiará continuamente durante el transcurso de la fusión y la composición del líquido siempre permanecerá en el interior del campo definido por los sólidos.

Los conceptos anteriores han guiado las investigaciones sobre la génesis y evolución de los magmas desde los tiempos de Bowen, de modo que es posible explicar las características químicas de los magmas por cristalización de fases congruentes y soluciones sólidas. Sin embargo, para poder comprender ciertas incompatibilidades aparentes, como la asociación de riolitas

con fonalitas o de basaltos cuarcíferos con basaltos alcalinos, es necesario recurrir a la cristalización incongruente, único mecanismo capaz de levantar las barreras térmicas.

4. MAGMAS BASÁLTICOS Y BARRERAS TÉRMICAS. HIPÓTESIS DE YODER Y TILLEY

Los sistemas nefelina-sílice y forsterita-sílice previamente descritos forman parte del tetraedro basáltico de Yoder y Tilley (1962, Fig.X-8). Los estudios experimentales realizados por estos autores les permitieron demostrar que el plano de saturación en sílice (diópsido-enstatita-albita) no constituye una barrera térmica porque el comportamiento incongruente de la enstatita conduce a la cristalización primaria del olivino. De ello se deduce que el olivino es el primer mineral en precipitar a partir de magmas basálticos cuya composición esté situada en ese plano y el líquido residual queda entonces saturado en sílice; de manera análoga aquellos líquidos cuya composición aparezca en el volumen diópsido-forsterita-enstatita-albita por precipitación precoz del olivino pueden pasar al volumen sobresaturado diópsido-albita-enstatita-cuarzo; de este modo se tiene la confirmación experimental de un fenómeno que se observa en numerosas intrusiones toleíticas estratificadas.

Por el contrario, Yoder y Tilley demostraron que el plano diópsido-forsterita-albita es una barrera térmica porque la precipitación de esos minerales a partir de un líquido cuya composición esté cercana a ese plano provoca una evolución del líquido que lo aleja del mismo, de modo que los magmas con nefelina normativa no pueden generar magmas con hiperstena normativa y viceversa.

Bowen había sugerido la posibilidad de modificar el curso normal de la cristalización por separación de minerales como la biotita y la hornblenda. Yoder y Tilley encontraron que en teoría la presencia de hornblenda conduce a la supresión de la barrera térmica, pero que si se agrega agua al sistema la hornblenda no constituye una fase importante en el transcurso de la cristalización y los líquidos obtenidos no tienen la compo

Petrología experimental

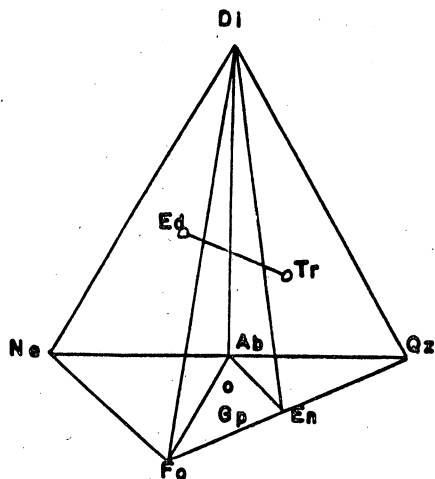


Fig. X-8a. Composición de los tres componentes polares principales de las anfibolas con su proyección en el sistema basáltico Di-Fo-Ne-Qz.

La composición de la edenita anhidra (Ed) está colocada en el tetraedro Di-Ne-Fo-Ab; la composición de la tremolita anhidra (Tr) sobre la cara Di-En-Qz y el glaucófano anhidro (Gp) sobre la cara Ne-Fo-Qz según Yoder y Tilley, 1962.

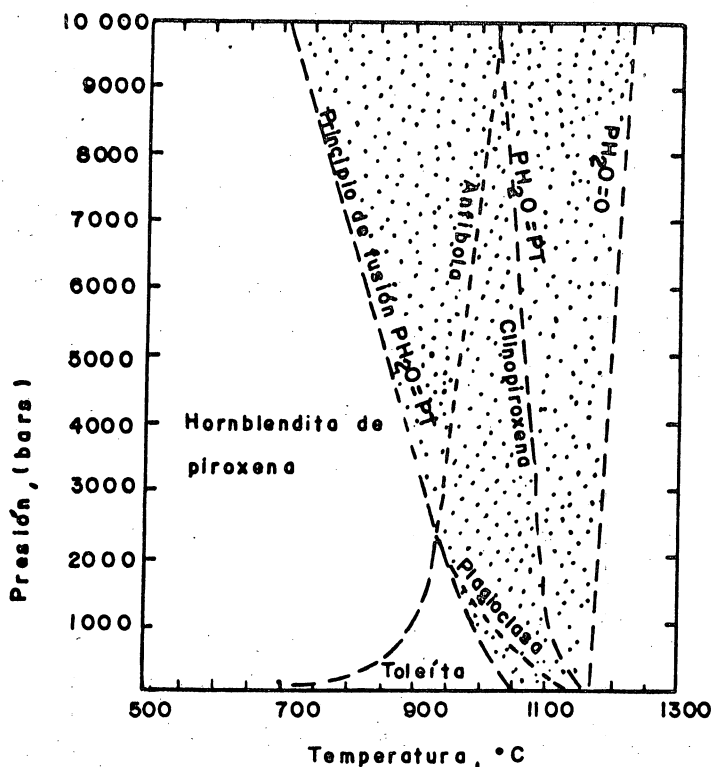


Fig. X-8b. Diagrama esquemático que indica la fusión, con y sin agua, de la eclogita entre 0 y 10 kb. Las curvas marcadas con anfibola, clinepiroxena y plagioclasa señalan los límites superiores de estabilidad de estos minerales cuando $P_{H_2O} = P_{Total}$ según Yoder y Tilley, 1962.

sición de los basaltos normales. Los resultados de estos experimentos se pueden aplicar, sin embargo, al problema del origen de las anortositas y quizá al de las andesitas, pero no aportan información sobre la posibilidad de franquear la barrera que separa los basaltos alcalinos de los toleíticos.

Yoder y Tilley estudiaron también los efectos de la presión en la estabilidad de las fases sólidas de los basaltos y de sus equivalentes de alta presión, las eclogitas. Bajo las condiciones del manto la asociación onfacita-piropo es estable hasta el inicio de la fusión; cuando ambos minerales están en equilibrio con el líquido basáltico, el plano diópsido-forsterita-plagioclasa deja de ser una barrera térmica. Este dato constituyó un gran descubrimiento porque permitió renovar todas las ideas sobre el origen de los magmas basálticos pues si el manto es de naturaleza ultrabásica, el magma basáltico puede generarse por fusión parcial, a alta presión, de peridotitas.

Si se considera el triángulo Ne-Fo-Qz, que constituye la base del tetraedro basáltico, es en él en donde se pueden observar mejor los cambios de fase bajo el efecto de un aumento de la presión, admitiendo que el diópsido, que ocupa la cima del tetraedro, es el constituyente principal de los clinopiroxenos, tanto a altas como a bajas presiones. La barrera térmica de baja presión está indicada en la Fig. X-9 por la línea albíta-forsterita; al aumentar la presión la albíta se ve reemplazada por la asociación cuarzo-jadeíta, estable bajo las nuevas condiciones. En consecuencia, a altas presiones la formación de líquido basáltico no está controlada por la plagioclasa, que no es estable, sino por otras fases a las que podrán corresponder nuevas barreras térmicas. Como se observa en la figura, los campos representados por plumeados ("hachures") finos y gruesos están situados, a baja presión, a ambos lados de la barrera albíta-forsterita; a alta presión desaparece esta barrera y los dos campos corresponden a las mismas fases, es decir forsterita-enstatita-jadeíta. Por tanto, a altas presiones no existe barrera ni incompatibilidad alguna entre los líquidos.

de dichos campos; sólo cuando la presión disminuye aparece la barrera térmica forsterita-albita, barrera que separa dos grupos de líquidos, uno que contiene potencialmente la nefelina (basaltos alcalinos) y el otro la enstatita (basaltos toleíticos).

A partir de todos estos datos, Yoder y Tilley (1962) pudieron emitir una hipótesis coherente sobre la génesis de los magmas basálticos. Ello tendría lugar por fusión parcial de un manto constituido de peridotita granatífera, cuyos minerales menos refractarios son la onfacita y el granate que, al fundirse a una profundidad mayor de 60 Km, originarían líquidos de composición eclogítica. La naturaleza del magma resultante dependería de los cambios de presión, es decir de la profundidad, a la que se verían sometidos esos líquidos y de la separación de los componentes onfacíticos y granatíferos. Las altas presiones favorecerían la producción de magmas basálticos alcalinos mientras que las bajas presiones, los magmas basálticos toleíticos. La cristalización del granate enriquecería al líquido en onfacita, mineral rico en albita, diópsido y nefelina normativos, dando lugar a basaltos alcalinos; en cambio, la cristalización del ortopiroxeno enriquecería al líquido en granate, mineral rico en anortita, hiperstena y olivino normativos, generándose basaltos toleíticos.

5. HIPOTESIS DE KUSHIRO Y KUNO

Una idea muy interesante expuesta por Kushiro y Kuno en 1963, y conservada bajo diversas formas por la mayoría de los petrólogos actuales, señala que la diversidad de magmas basálticos podría explicarse por una variación del porcentaje de fusión parcial en un manto de composición peridotítica; para ello sería necesario que los constituyentes de los minerales que integran la peridotita entrasen en la fracción líquida en proporciones diferentes, lo cual sería función de las condiciones de temperatura y presión a la que acaece la fusión. Los constituyentes menos refractarios de la peridotita se concentrarían de preferencia en los primeros líquidos formados; al

aumentar la fusión intervendrían cantidades más importantes de olivino y ortopiroxeno, es decir las fases más características de las peridotitas.

En el sistema binario forsterita-sílice, ya estudiado y representado en la Fig. X-6, se observa que a bajas presiones la enstatita funde incongruentemente para dar forsterita y un líquido más rico en sílice que la enstatita. De acuerdo con Boyd et al. (1964) este fenómeno se vuelve congruente a presiones superiores de 2.3 Kb, es decir a alrededor de 9 Km; sin embargo, bajo condiciones hidratadas la enstatita funde de modo incongruente por lo menos hasta presiones del orden de 30 Kb (Kushiro et al., 1968) o sean a unos 100 Km de profundidad, lo cual sugiere que los magmas basálticos toleíticos se pueden originar por fusión parcial de una peridotita en presencia de agua.

A profundidades mayores, en regiones del manto en donde la forsterita y la enstatita funden congruentemente, se formarán los basaltos transicionales ricos en alúmina.

Finalmente, a profundidades aún más elevadas Kushiro et al. (op. cit.) sugieren que el punto eutéctico del sistema forsterita-sílice se va desplazando gradualmente hacia la derecha a medida que aumenta la presión, hasta alcanzar el campo de la forsterita, la cual podría fundir de modo incongruente dando lugar a cristales de enstatita y un líquido más pobre en sílice que la forsterita, lo que explicaría la génesis de los magmas basálticos alcalinos.

Al estudiar el sistema olivino-nefelina-cuarzo Kushiro (1965) demostró que la curva que delimita los campos del olivino y la enstatita, que representan la composición de líquidos provenientes de la fusión de peridotitas, se desplaza progresivamente, al aumentar la presión, hacia el polo de la nefelina (Fig. X-10); ello significa que, al aumentar la profundidad del manto, los magmas se vuelven cada vez más subsaturados en sílice y más ricos en álcalis.

Fig. X-9. El triángulo con base de tetraedro basáltico (nefelina-forsterita-sílice) muestra el cambio en la posición de la barrera de composición durante la reacción: albita \rightarrow jadeita Jd + cuarzo. Cuando la albita se vuelve inestable, la barrera se desplaza hacia la unión de forsterita-jadelta.

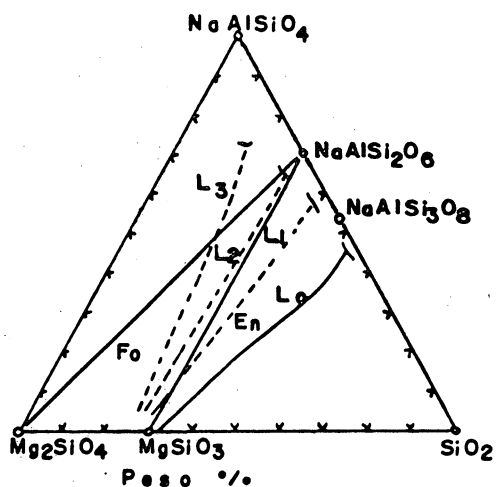
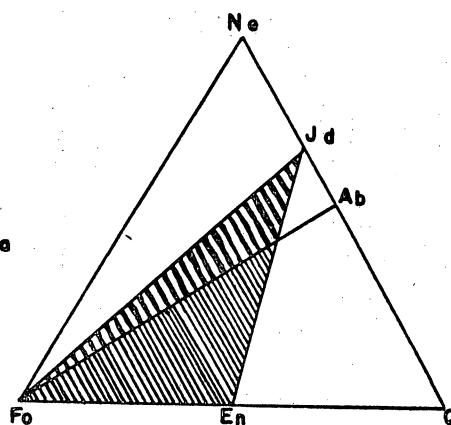


Fig. X-10. Curva que separa el dominio de la forsterita (Fo) primaria del de la enstatita (En) primaria a diferentes presiones en el sistema forsterita ($MgSiO_4$) nefelina ($NaAlSiO_4$) sílice. La curva continua (L_0) es el límite forsterita-protoenstatita a una atmósfera. Las curvas discontinuas L_1 , L_2 , L_3 , corresponden, respectivamente a presiones de 10, 20 y 30 kb; según Kushiro, 1965, *Com. Inst. Wash.*, 64, 107-109.

6. HIPOTESIS DE GREEN Y RINGWOOD

A partir de datos experimentales Green y Ringwood (1967) consideran que por fusión parcial de un manto de composición piro lítica (1 parte de basalto por 3 de peridotita) se obtendrían los diferentes tipos de magmas basálticos. La naturaleza del magma resultante sería función de la profundidad a la que el magma se separa de su residuo sólido y del grado de fusión parcial de la pirolita.

A bajas presiones, del orden de 0 a 5 Kb, correspondientes a profundidades menores de 15 Km, la mayor parte del olivino ha cristalizado, mientras que la plagioclasa y el clinopiroxeno aparecen como fases accesorias.

En consecuencia, los líquidos residuales se desplazan en dirección del vértice Qz del tetraedro basáltico y son de composición cuarzo-toleítica. Si el grado de fusión parcial de la pirolita es pequeño (del orden del 5%) el magma cuarzo-toleítico estará en equilibrio con un residuo de cristales de olivino + clinopiroxeno + plagioclasa, mientras que con un grado mayor de fusión parcial (de alrededor del 20%) el mismo magma estará en equilibrio con una dunita residual. Si el grado de fusión parcial es mayor del 20%, más olivino entrará en el líquido, el cual cambiará de composición a una toleíta de olivino o picrita.

A presiones de 5 a 10 Kb, correspondientes a profundidades de 15 a 35 Km, las etapas precoces de fraccionamiento también están dominadas por el olivino, como a baja presión, pero a éste se le añade el ortopiroxeno. Los líquidos residuales se dirigen hacia el vértice Ab del tetraedro basáltico y su composición es de una toleíta de olivino rica en alúmina. Con un grado bajo de fusión parcial de la pirolita ese magma contiene un 5% de hiperstena normativa, pero si aumenta a un 15 o 20% de fusión parcial, el contenido en hiperstena normativa será del 13%, dejando un residuo de olivino, ortopiroxeno aluminico y clinopiroxeno subcálcico.

A presiones aún mayores, del orden de 10 a 20 Kb, correspon

dientes a profundidades de 35 a 70 Km, la cristalización está dominada por la separación de ortopiroxenos y clinopiroxenos, ambos ricos en alúmina, mientras que los cristales de olivino son escasos. Los líquidos residuales se fraccionan directamente hacia el plano crítico de subsaturación, pasando al campo de los basaltos alcalinos. Con un 5 a 10% de fusión parcial de la pirolita, los cristales residuales consisten en olivino y ortopiroxeno aluminoso abundante, pudiendo estar acompañado de clinopiroxeno aluminoso y el magma tendrá la composición de un basalto alcalino rico en olivino. Si se aumenta la temperatura y el grado de fusión parcial (un 25%), el clinopiroxeno y una gran cantidad del ortopiroxeno entran en el líquido, cambiando su composición a toleíta de olivino.

A profundidades de 100 Km o más el granate aparece como fase estable en la pirolita y los magmas originados son picríticos con más del 30% de olivino normativo.

Todos los magmas así generados son susceptibles de sufrir cristalización fraccionada a diferentes profundidades, lográndose el diagrama simplificado de la Fig.X-11 (Green y Ringwood, 1967 y Green, 1969) para presiones moderadas y altas.

En resumen, se puede decir que a partir de un manto pirolítico, la composición del magma resultante estará determinada por el grado de fusión parcial y la profundidad a la que el magma se separa de su residuo sólido. Un alto grado de fusión parcial favorece los magmas toleíticos, mientras que un grado bajo de fusión parcial favorece los magmas alcalinos. Con el mismo grado de fusión parcial los magmas originados a mayor profundidad son los alcalinos. No obstante, los diferentes tipos de magmas se pueden modificar posteriormente, por cristalización fraccionada, al ascender hacia la superficie.

7. PETROGENESIS DE LOS BASALTOS

Como conclusión a este capítulo se pueden resumir los modelos actuales propuestos para la generación y fraccionamiento de los magmas basálticos, basados en datos experimentales, del mo

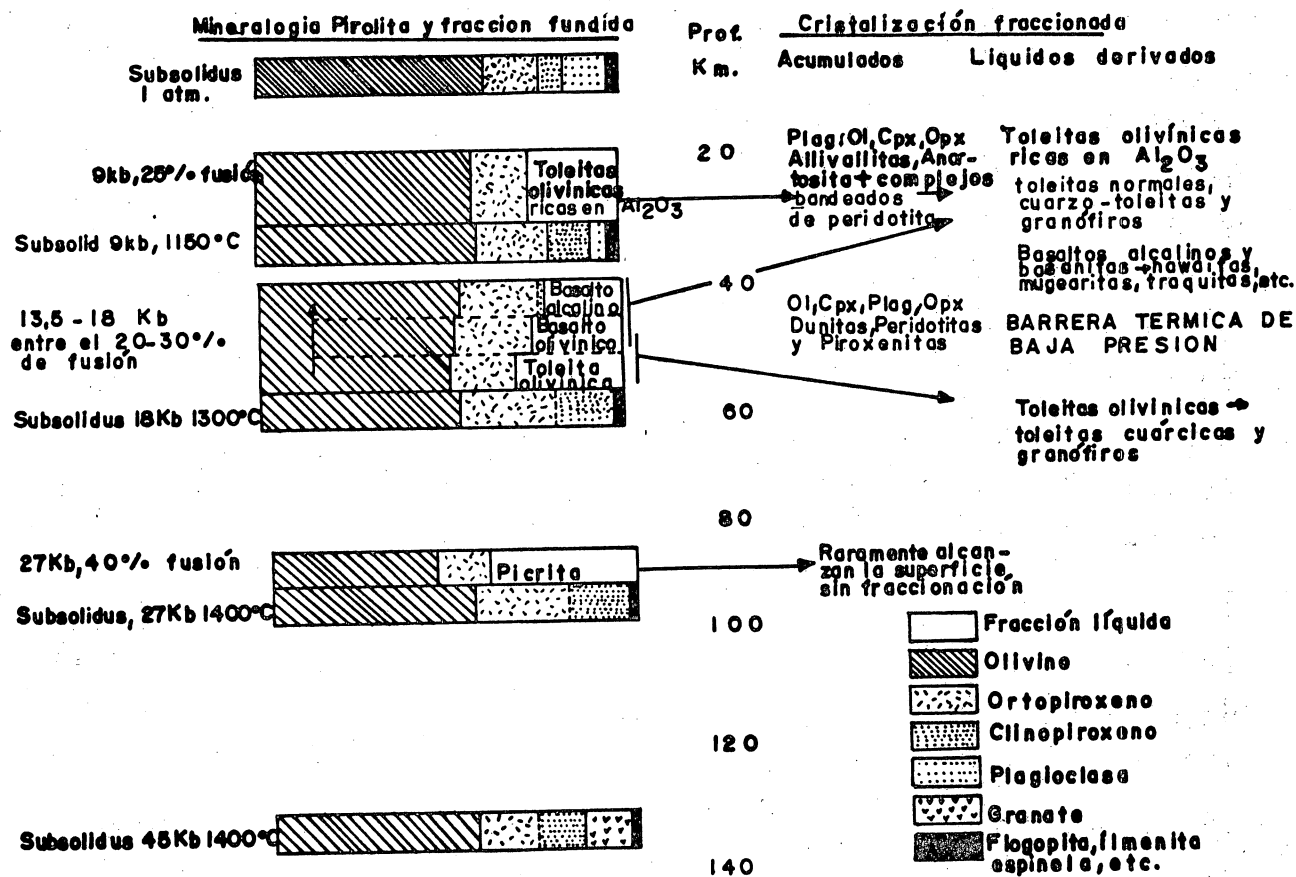


Fig. X - II Variación de la composición mineralógica de la pyrrolita, grado de fusión parcial y naturaleza del líquido magmático originado y del residuo retrógrado a diferentes presiones, según Green y Ringwood (1967 b).

do siguiente:

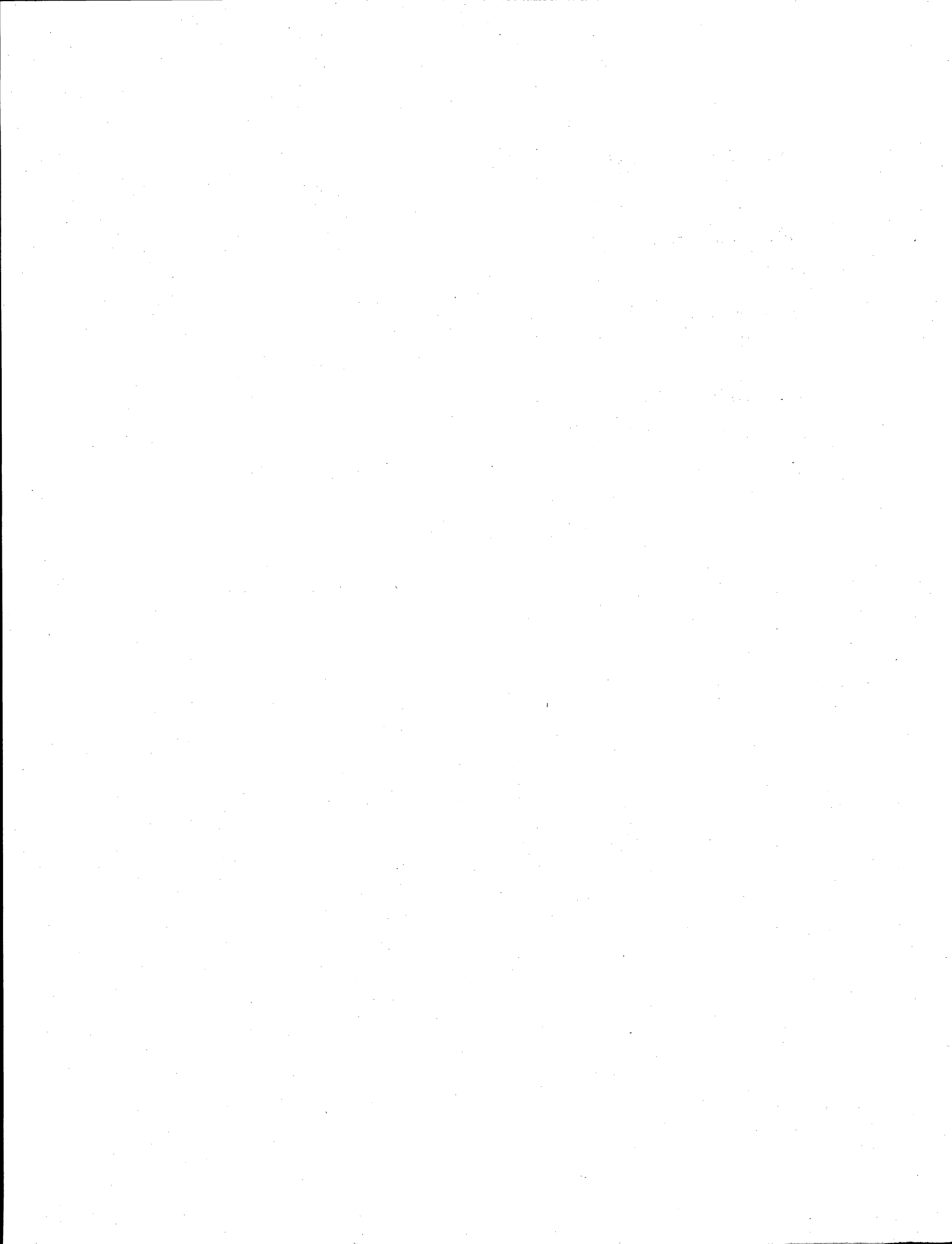
- a) La composición de los basaltos primarios está controlada por la profundidad a la que acaece la fusión parcial del manto peridotítico (Kushiro y Kuno, 1963).
- b) Los basaltos toleíticos se formarían por fraccionamiento del olivino durante el ascenso de un magma picrítico primario mientras que los basaltos alcalinos provendrían de una cristalización fraccionada intensa a grandes profundidades de un magma picrítico o eclogítico (O'Hara, 1965, 1968).
- c) El tipo de basalto obtenido está controlado por el grado de fusión parcial del manto pirolítico, por la profundidad a la que se separan los magmas de su residuo sólido y por la profundidad a la que acaece la cristalización fraccionada subsecuentemente (Green y Ringwood, 1967).

REFERENCIAS

1. Bailey, D.K. (1976). Experimental methods and the uses of phase diagrams. In Bailey, D.K. y R. Macdonald "The evolution of the crystalline rocks". Academic Press, Londres, p. 3-97.
2. Bailey, E., C. Clough, W. Wright, J. Richey y G. Wilson (1924). Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Mem. Geol. Surv. Scotland, 445 p.
3. Bowen, N. L. (1915). The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas. Amer. Jour. Sci., v. 40, p. 161-185.
4. Bowen, N. L. (1928). The evolution of igneous rocks, Princeton University Press, Princeton, 332 p.
5. Boyd, F. J. England y B. Davis (1964). Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, $MgSiO_3$. Jour. Geophys. Res., v. 69, p.2101-2109.

6. Engel, A., C. Engel y R. Havens (1965). Chemical characteristics of oceanic basalt and the upper mantle. Geol. Soc. America Bull., v. 76, p. 719-734.
7. Green, D. (1969). The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's Mantle. Tectonophysics, v. 7, p.409-422.
8. Green D. y A. Ringwood (1967). The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., v. 15, p. 103-180.
9. Green, T., D. Green y A. Ringwood (1967). The origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts, Earth Planet. Sci. Lett., v.2, p. 41-51.
10. Kennedy, W. (1933). Trends of differentiation in basaltic magmas. Amer. Jour. Sci., v. 25, p.239-256.
11. Kuno, H. (1960). High-alumina basalt. Jour. Petrol.v.1, p.121-145.
12. Kushiro, I. (1965). Coexistence of nepheline and enstatite at high pressures. Carnegie Inst. Washington Yearbook, v. 64, p. 109-112.
13. Kushiro, I. y H. Kuno (1963). Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. Jour. Petrol., v. 4, p. 75-89.
14. Kushiro I., H. Yoder y W. Nishikawa (1968). Effect of water on the melting of enstatite. Geol. Soc. America Bull., v. 79, p. 1685-1692.
15. O'Hara, M. J. (1965). Primary magmas and the origin of basalts. Scottish Jour. Geol., v. 1, p. 19-40.
16. O'Hara, M. J. (1968). The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth Sci. Rev., v.4, p. 69-133.
17. Tilley, C.E. (1950). Some aspects of magmatic evolution. Geol. Soc. London Quart. Jour., v. 106, p. 37-61.
18. Tuttle, O.F. y N. L. Bowen (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . Geol. Soc. America Memoir 74.

19. Winkler, H.G.F. y H. von Platten (1958). Experimentelle Gesteinmetamorphose II. Geochim. Cosmochim. Acta, v.15, p. 91-111.
20. Winkler, H.G.F. y H. Von Platten (1959). Experimentelle Gesteinmetamorphose III. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 18, p. 294-316.
21. Winkler, H.G.F. y H. von Platten (1961). Experimentelle Gesteinmetamorphose IV. Geochim. Cosmochim. Acta., v. 24, p. 48-49 y 250-259.
22. Yoder, H. y C. Tilley (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Jour. Petrol., v. 3, p.342-532.



CAPITULO XI

GENESIS DE LOS MAGMAS CALCIALCALINOS

1. INTRODUCCION

La serie calcialcalina consiste de la asociación volcánica ba salto-andesita-dacita-riolita, acompañada con frecuencia de la asociación plutónica gabro-diorita-granodiorita-granito. Los miembros volcánicos más abundantes de la serie son los andesíf ticos, mientras que los plutónicos son los de composición gra nítica-granodiorítica. Su localización en zonas tectónicamente activas, tanto antiguas como recientes, sugiere que existe una estrecha relación entre la génesis de la serie, el mecanismo fundamental de la orogénesis y la evolución de las márgenes continentales y arcos insulares. Los volcanes que dan lugar a magmas calcialcalinos se localizan de modo característico en regiones situadas entre 80 y 150 Km por encima de los planos de Benioff, relación que sugiere que su génesis es función de procesos que acaecen en dichos planos o en sus cercanías.

La erosión de antiguas zonas de subducción ha expuesto a menudo a los miembros intrusivos de la serie los que, en muchos casos, se derivan del mismo magma responsable de los miembros volcánicos y representarían simplemente una cristalización más profunda. En otros casos, sin embargo, parecen haber experimentado una evolución petrológica más compleja, dado que la correspondencia entre ambos miembros no es siempre isoquímica y dada la preponderancia de los miembros ácidos en la asociación plutónica y los intermedios en la volcánica.

2. LAS TOLEITAS DE LOS ARCOS INSULARES

Los basaltos constituyen una clase importante en esta serie porque aunque son típicamente altos en alúmina, se distinguen de las toleitas oceánicas que presentan valores altos en este

compuesto, por sus porcentajes más elevados en K_2O y SiO_2 y más bajos en MgO y TiO_2 , Ni, Cr y Co. Los estudios petroquímicos detallados realizados por Jakes y Gill (1970) los condujeron a denominarlas "tolefitas de arco insular". Sus relaciones FeO/MgO notablemente altas, combinadas a sus bajos contenidos en níquel y cromo, señalan que no se trata de magmas primarios de rivados de la fusión parcial del manto, sino que han sufrido con toda probabilidad un fraccionamiento durante su ascenso a la superficie debido a la separación del olivino. Sus contenidos en K_2O son muy bajos; pues varían entre 0.2 y 1.0% y, en consecuencia, la relación Na/K es elevada.

Tilley (1950) demostró que en un ambiente orogénico pueden coexistir basaltos de diversos tipos y poco a poco se fue tomando conciencia de la existencia de variaciones laterales de composición en ciertos arcos insulares. Así Kuno (1959, 1966) definió un esquema de variación transversal en el Japón, con lavas toleíticas al este, lavas calcialcalinas en medio y alcalinas al oeste (Fig. XI-1). Gill (1970) demostró que esta progresión puede corresponder a una secuencia estratigráfica vertical.

Estas variaciones en la distribución de las series volcánicas (Tabla XI-1) ha sido relacionada con frecuencia a la profundidad del plano de Benioff (Kuno, 1966). En particular Dickinson y Hatherton (1967) descubrieron una correlación positiva entre el contenido en K_2O de las lavas emitidas y la profundidad de dicho plano. Sin embargo, Jakes y White (1971) han sugerido que la composición de las rocas volcánicas podría estar determinada por la madurez de los bordes de las placas, mientras que Baker (1973) piensa que se debería a la naturaleza del espesor de la corteza subyacente, es decir que si las placas convergentes contienen sólo una corteza oceánica, las rocas eruptivas tienden a ser toleíticas, pero si una de ellas es síalica, es mucho mayor la posibilidad de que se generen lavas calcialcalinas y shoshoníticas (Fig. XI-2).

Comparados con las lavas calcialcalinas, los elementos traza

Tabla XI-1. Nomenclatura de lavas de las series volcánicas de zonas de subducción, basada en los contenidos aproximados de SiO₂.

% SiO ₂	Serie toleítica	Serie calco-alcalina	Serie shoshonítica
< 53	Toleíta de arco insular (basalto pobre en K)	Basalto calcoalcálico (basalto rico en Al)	Basalto shoshonítico
53-57	Andesita toleítica (Islandita)	Andesita basáltica	Andesita shoshonítica
57-62	—	Andesita	—
62-70	Dacita toleítica	Dacita	Dacita (?)
> 70	Riolita	Riolita	Riolita (?)

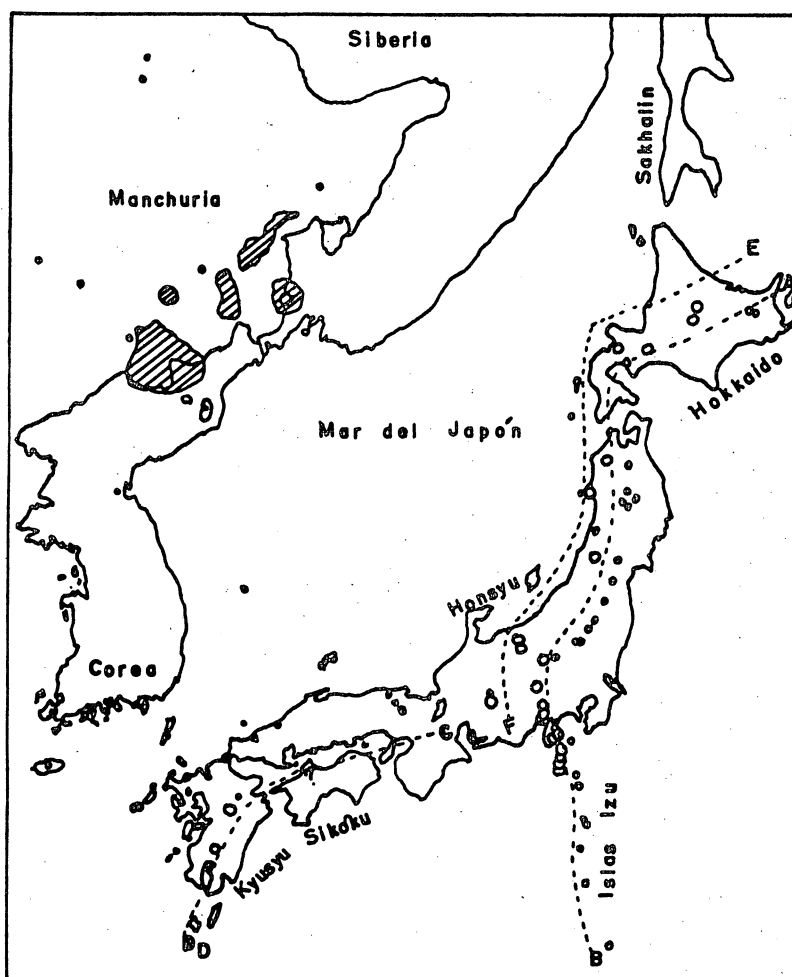


Fig. XI-1 Localidades de toleitas (círculos huecos pequeños), basaltos ricos en alúmina (círculos huecos grandes) y basaltos de olivino alcalinos (círculos rellenos), todos de edad cuaternaria, en Japón, Corea y Manchuria. Basaltos de plataformas terciarias de Manchuria oriental y Corea del norte, principalmente de basalto de olivino alcalino, también se muestran (áreas sombreadas). Las líneas límites generales entre las zonas de toleíta y basalto rico en alúmina (A-B) y entre las de basalto rico en alúmina y basalto de olivino alcalino (E-F) están dibujadas. La línea CD es el límite externo posible de distribución de basaltos ricos en alúminas o el suroeste de Japón.

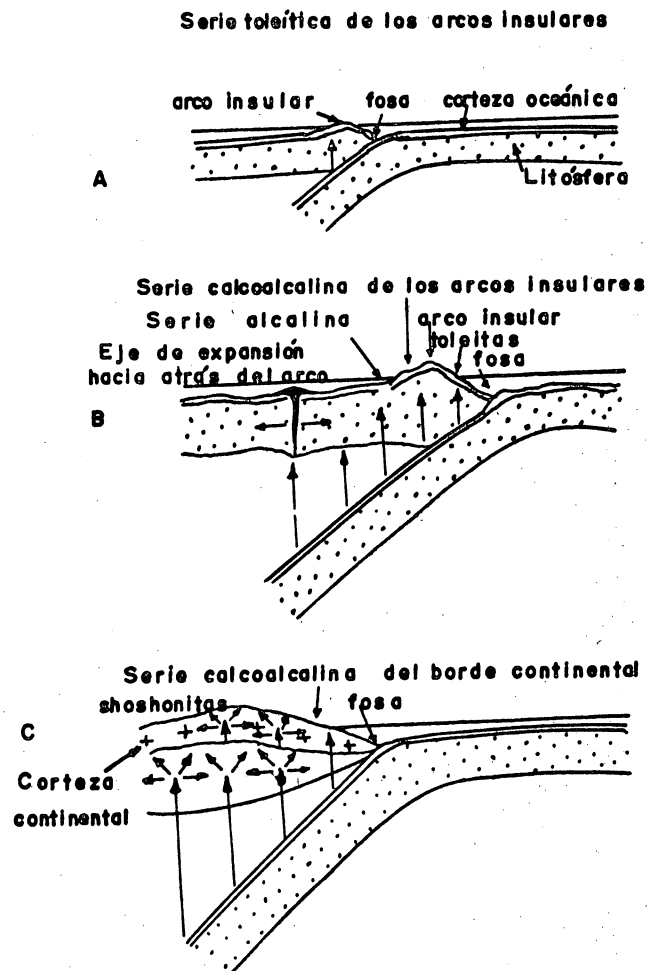


Fig. XI-2. Relaciones entre las series volcánicas de las zonas de subducción y la naturaleza de las placas:

- A.-** Ambas placas litosféricas soportan la corteza oceánica; el volcanismo es esencialmente de tipo toleítico; toleitas de los arcos insulares.
- B.-** Una de las 2 placas soportan la corteza oceánica "modificada": el espesor de la corteza, es intermedio entre el de las cortezas normales oceánica y continental. Hacia atrás del arco puede producirse una expansión en la cuenca marginal.
- C.-** Una placa litosférica desciende con la corteza oceánica bajo otra con corteza continental; el volcanismo es calcoalcalino de borde continental, por ejemplo, los Andes.

incompatibles, como el K, están concentrados débilmente en las toleítas de los arcos insulares (Tabla XI-2). Las relaciones K/Rb son elevadas, del orden de 1,000. Los valores de las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ están comprendidos, por lo general, entre 0.703 y 0.704 y son más elevados que los de los basaltos oceánicos (0.7025); sin embargo no son diferentes de los que caracterizan a la mayoría de los basaltos calcialcalinos.

3. FORMACION DEL MAGMA BASALTICO EN LAS ZONAS DE SUBDUCCION

Aunque se hayan subdividido en varias categorías las rocas volcánicas de las zonas de subducción, sin embargo existe una continuidad de composición entre las toleítas de los arcos insulares, las lavas calcialcalinas y los tipos shoshoníticos. En una misma zona, la génesis de las lavas se debe, con toda posibilidad, a diversos procesos.

La placa litosférica descendente es fría en relación con el manto en el que penetra; por tanto, el flujo de calor en su superficie es más bajo que el que caracteriza el lado oceánico de los arcos insulares. No obstante, detrás de los arcos y sobre todo en los mares marginales, el flujo de calor es más elevado que el normal; la elevación de la temperatura en esas zonas se atribuye a la fricción a lo largo de la superficie superior de la placa descendente (Oxburgh y Turcotte, 1970), es decir a esfuerzos de cizalla, fuente de energía térmica o sísmica (Sugimura y Uyeda, 1973). El agua disponible, sea en las rocas corticales descendentes, sea en los minerales hidratados, implica una disminución de la temperatura de fusión, favoreciendo así la formación de magma, de modo que una gran variedad de rocas puede tomar parte en la fusión; una vez que se ha iniciado ésta a lo largo del plano de Benioff, la migración ascendente del magma y de los elementos volátiles puede provocar una fusión parcial del manto suprayacente (Fig. XI-3). Las variaciones laterales de composición del magma basáltico en los arcos insulares han sido atribuidas por Kuno (1959) y

Tabla XI-2. Tenor en trazos de elementos de las lavas de las series volcánicas de las zonas de subducción, comparadas con las de los basaltos abisales.

	1	2	3	4	5	6
Ba	7	75	115	1 000	270	720
Cr	3 00	50	40	30	56	85
Ni	1 10	30	25	20	18	30
Rb	1	5	10	75	30	1 35
Sr	13 5	200	330	700	385	420
V	290	270	255	200	175	215
Zr	100	70	100	50	110	180
K/Rb1060	1 000		340	200	430	165

1.-Basalto abisal. Hart et al., 1972, p.14-15; Melson y Thompson, 1971, p. 429; Jakes y Gill, 1970 p. 19.

2.-Toleita de arco insular. Jakes y Gill, 1972, p. 33.

3.-Basalto calcoalcalino. Jakes y White, 1972, p. 33.

4.-Shoshonita. Jakes y White, 1972, p. 33.

5.-Andesita calcoalcalina. Jakes y White, 1971, p. 226.

6.-Andesita de los Andes. Jakes y White, 1971, p. 228.

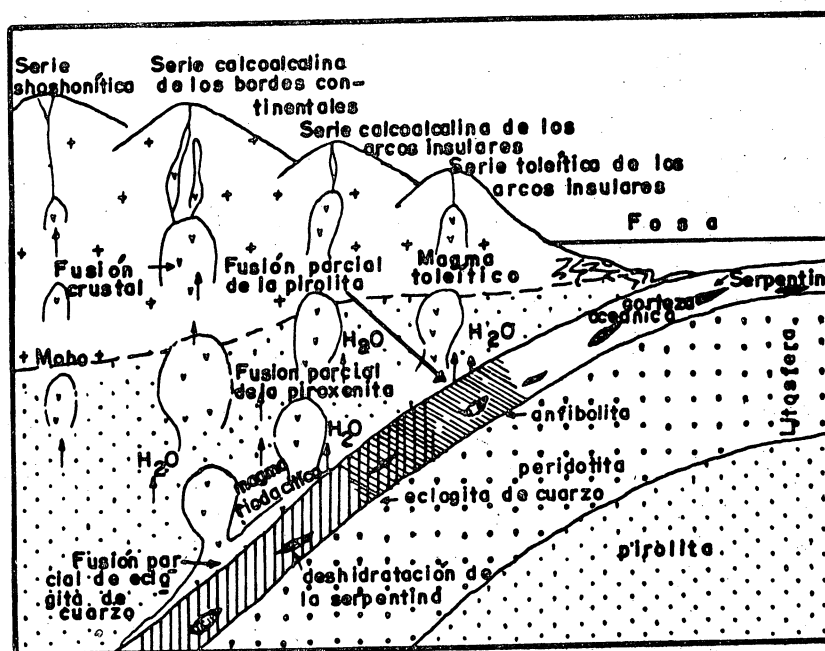


Fig.XI-3. Esquema ilustrativo del origen de las series volcánicas de las zonas de subducción, obtenida, en parte, de Ringwood, 1974. Los magmas calcoalcalinos son el resultado de una fusión parcial de la corteza descendente, transformada en eclogita; reaccionan con el manto subyacente, y ulteriormente se obtiene una segregación mas fraccionada. (Ringwood, 1974). La serie calcoalcalina de los bordes continentales, puede implicar una fusión continental o una reacción con ella. La serie shoshonítica tiene su origen probablemente en las partes mas profundas del plano de Benioff, ahí donde la deshidratación es casi completa.

Kushiro y Kuno (1963) a una fusión parcial a una profundidad más o menos grande, que coincide con la del plano sísmico. Los basaltos toleíticos serían creados así por fusión a baja presión en la parte oceánica del arco, los basaltos ricos en alúmina a presiones intermedias y los basaltos alcalinos a altas presiones, es decir, en donde el plano de Benioff alcanza sus mayores profundidades. De acuerdo con otro punto de vista desarrollado por Yoder y Tilley (1962) y después por Green y Ringwood (1966), la composición del magma no estaría determinada por la profundidad a la que se efectúa la fusión parcial, sino por la profundidad a la que se fracciona el magma.

La presencia de agua en la zona de fusión parcial ejerce una influencia primordial en la composición del magma (Kushiro, 1972). Los estudios experimentales demuestran que el campo primario de cristalización del olivino se extiende considerablemente al aumentar PH_2O , por lo que las cuarzo-toleítas y las toleítas de olivino se pueden producir por fusión parcial del manto peridotítico a profundidades de unos 70 Km (Nicholls y Ringwood, 1972). Green y Ringwood (1967) consideran que un magma que tiene la composición de una toleíta de olivino puede, por fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno subcálcico y ensatita (pobre en Al), dar nacimiento a unos 30 Km de profundidad a un magma toleítico rico en alúmina, capaz de fraccionarse a su vez, a presiones más bajas, para dar lugar a basaltos ricos en Al, del tipo calcialcalino.

Aunque no sean idénticos, existen ciertos rasgos comunes a los basaltos toleíticos de los arcos insulares y los de las dorsales. La química de los elementos mayores no es muy diferente y aunque sus contenidos respectivos en elementos traza no sean los mismos, existen ciertos puntos de convergencia. De acuerdo con el modelo de Nicholls y Ringwood (1972), la profundidad del plano de Benioff a la vertical de los volcanes constituidos de toleítas varía entre 80 y 120 Km. Oxburg y Turcotte (1970) piensan que a esas profundidades la temperatura es inferior a 600°C , lo que permite una deshidratación, sin fusión parcial, de la placa descendente. El agua migra hacia el manto

suprayacente reduciendo la viscosidad y provocando la ascensión de diapiros de peridotita hidratada. La fusión parcial tiene lugar durante ese ascenso, dando lugar a que se empiecen a separar líquidos de composición cuarzo-tolefítica, a una profundidad cercana a los 70 Km. Jakes y White (1972) han visualizado igualmente que las tolefitas de los arcos insulares podrían generarse por fusión parcial (15 a 25%) del manto superior. Con el fin de explicar los contenidos en K y elementos traza asociados, más elevados que los de los basaltos oceánicos, Jakes y Gill (1970) imaginaron una adición de esos elementos a partir de la litósfera descendente. Sin embargo, la composición de las tolefitas de los arcos insulares indica que son magmas relativamente primitivos o bien modificados por fraccionamiento de fases como el olivino mas no de las tierras raras (Nicholls y Ringwood, 1972).

No existe incompatibilidad entre las proporciones relativas de los tipos petrográficos de la asociación tolefítica de los arcos insulares y un origen por cristalización fraccionada. Como las andesitas basálticas no pueden provenir de una fusión parcial directa de peridotitas hidratadas mas que a profundidades inferiores a 20 Km, parece más probable que esas lavas, así como los términos más diferenciados de la serie, sean los productos de un fraccionamiento de clinopiroxenos, anfíboles y plagioclasas a presiones relativamente bajas.

4. CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE LA SERIE CALCIALCALINA

Dickinson y Hatherton (1967) hacen hincapié sobre una característica geoquímica importante de la serie calcialcalina. Al construir diagramas K_2O/SiO_2 para diversas provincias observaron que seguían tendencias aproximadamente lineares; sin embargo, las pendientes e intersecciones variaban substancialmente entre las diferentes provincias. De estos diagramas obtuvieron los contenidos promedio de K_2O para un determinado nivel de enriquecimiento en sílice, por ejemplo 60%, de cada provincia, usándolos como parámetros característicos. Cuando los con

tenidos en potasio así calculados se graficaban en relación con la profundidad del plano de Benioff se observó que el enriquecimiento en K aumenta con el incremento de la profundidad de éste. Ello señala que existe una relación genética entre los mecanismos responsables de los terremotos a lo largo del plano de Benioff y los procesos que dan origen a la serie calcialcalina (Fig. XI-4).

Un rasgo importante de las andesitas y rocas afines es el amplio intervalo en elementos incompatibles que presentan rocas con una composición similar en elementos mayores. Así las tierras raras ligeras muestran un importante fraccionamiento, pues sus contenidos son de 30 a 50 veces mayores que el de los condritos, mientras que en las toleítas de arcos insulares oscilan entre 5 a 20 veces el condritico.

Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas jóvenes de la serie calcialcalina por lo general se encuentran en el intervalo comprendido entre 0.703 y 0.707, siendo 0.704 el valor más común, similar al de las toleítas oceánicas. Ello demuestra que la fuente de esas rocas se halla en el manto.

5. RELACIONES ESPACIALES Y TEMPORALES

Las proporciones en que se encuentran los diferentes miembros de la serie calcialcalina son muy variables. Así, en toda la región circumpacífica la andesita predomina en forma notable, pero en algunas regiones cualquiera de los otros miembros puede ser el más abundante y en ocasiones, como en los Andes Chilenos, el basalto parece estar ausente.

Aparentemente la naturaleza y volúmenes relativos de los miembros de la serie pueden variar de modo sistemático en función del tiempo y de la etapa de la evolución magmática en que se encuentra una determinada provincia. Así, Baker (1968) realizó un estudio comparativo de las edades, estructuras y petrología de dos arcos volcánicos recientes, las Antillas Menores y las Islas Sandwich del Sur; en las primeras predominan las andesitas y su tendencia de diferenciación, observable en un dia

grama FMA, es típicamente calcialcalina, mientras que en las segundas el basalto es el miembro más abundante y su tendencia es intermedia entre toleítica y calcialcalina. Baker concluyó que los dos grupos insulares representan dos etapas distintas en la evolución de un arco magmático, en donde las Islas Sandwich del Sur constituirían una etapa precoz, mientras que las Pequeñas Antillas representarían una etapa más evolucionada.

6. COMPORTAMIENTO DE LA CRISTALIZACION A PRESION ATMOSFERICA

Si se coloca en una gráfica $FeO+Fe_2O_3/MgO+FeO+Fe_2O_3$ (abscisas) y temperatura (ordenadas) las temperaturas liquidus de los diversos miembros de las series toleítica o alcalina, se observa una disminución de las mismas a medida que aumenta la relación entre esos óxidos (Fig. XI-5). En cambio, las temperaturas liquidus de las rocas que constituyen la serie calcialcalina no muestran relación alguna con ese parámetro.

Otra característica importante de la serie calcialcalina es la alta temperatura de cristalización de la plagioclasa y el amplio intervalo de temperatura en que este mineral cristaliza solo. Esto es muy notable en particular en las dacitas, en donde la plagioclasa se comienza a formar a $1275^{\circ}C$ y continúa cristalizando en un intervalo de alrededor de $100^{\circ}C$ antes de que se le reúna el piroxeno (Tabla XI-3).

Estas relaciones hacen muy poco probable que la serie calcialcalina provenga de una cristalización fraccionada de magmas basálticos primarios a una atmósfera, pues aquellas rocas con un alto contenido normativo de plagioclasa, tales como las andesitas o dacitas constituyen una barrera térmica entre basaltos y riolitas.

Por tanto, cualquier hipótesis que trate de explicar la génesis de la serie calcialcalina por procesos de cristalización fraccionada debe hacer intervenir algún mecanismo que deprima el campo de cristalización de la plagioclasa respecto de los minerales ferromagnesianos. Este mecanismo puede ser una pre

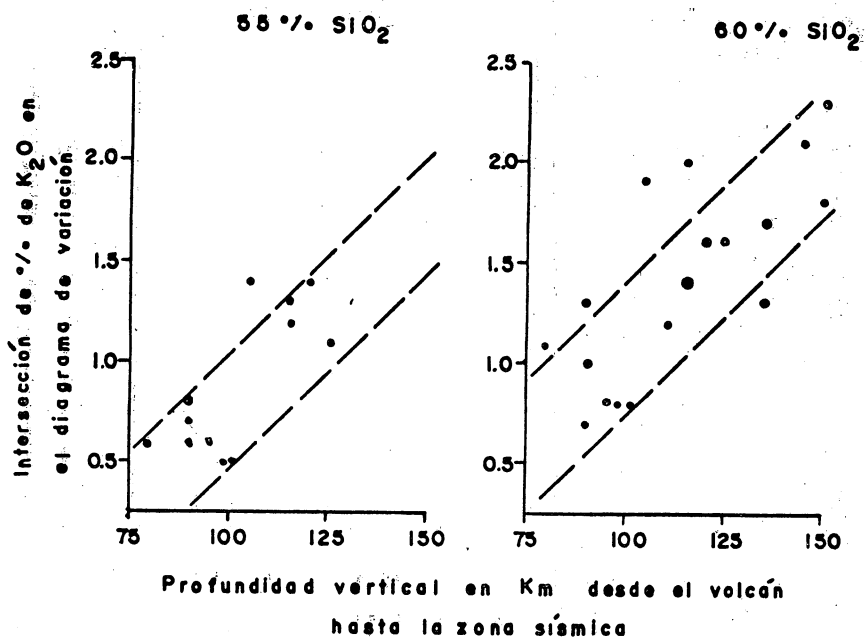


Fig. XI- 4 Gráficas de niveles de potasa en lavas de arco seleccionadas contra las profundidades de los volcanes correspondientes a la zona de Benioff debajo de los arcos. (de Dickinson, 1968).

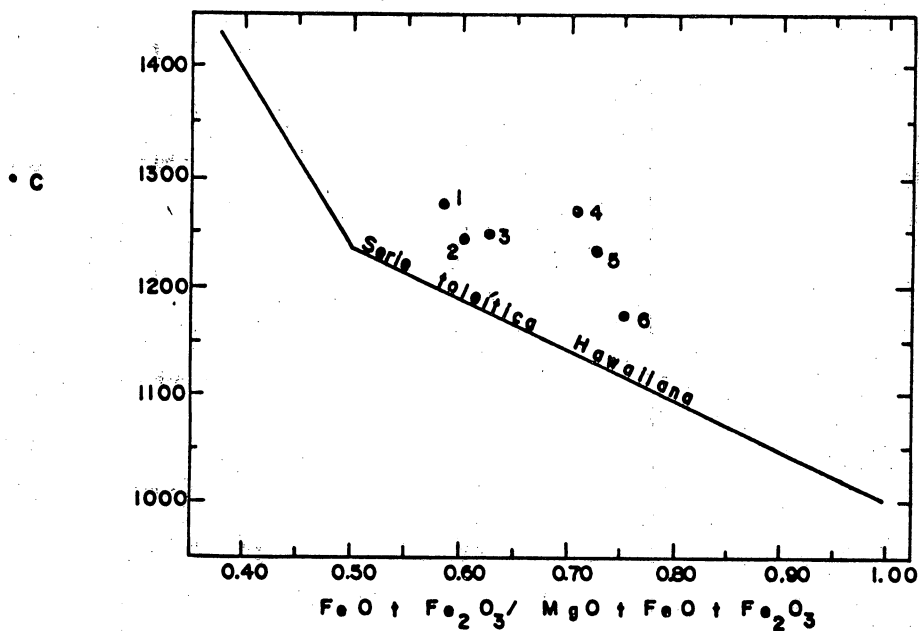


Fig. XI- 5 Gráficas que correlacionan temperatura liquidus con enriquecimiento de fierro para series toleíticas Hawaianas (línea continua) comparada con relaciones correspondientes para un grupo de rocas de tipo orogénico. (De Tilley et. al. 1967, y Brown y Schairer 1968) . Los números identifican rocas referidas en la tabla XI- 3.

Tabla XI - 3 Comportamiento de cristalización de una serie de rocas calcoalcalinas de las Indias Occidentales.

7-6†	BS‡	Roca	Contenido en % de SiO ₂	Temperaturas de cristalización más altas de fases principales.
1	16K	Basalto de olivino	47.9	Pl (1280°)
2	20L	Basalto de olivino	50.5	Pl (1245°)
	27V	Basalto de olivino	50.5	Pl (1215°), Ol (1185°), Px (1175°)
5	19K	Andesito de hiperstena	59.7	Pl (1240°), Px (1180°)
3	21L	Andesito de hiperstena	60.7	Pl (1255°), Px (1180°)
4	23L	Dacita de biotita	64.9	Pl (1275°), Px (1180°)

Datos de Brown y Schairer (1968).

† La columna identifica las rocas graficadas en la figura XI-5. Punto No. 6 (Fig. XI-5) = roca 19K-A de Brown y Schairer.

‡ La columna de números de identificación de rocas usados por Brown y Schairer.

sión alta del agua (PH_2O), una presión litostática alta o alguna combinación de ambas.

Por otro lado, para explicar la tendencia de cristalización de la serie calcialcalina en un diagrama FMA, se requiere que los ferromagnesianos implicados en su fraccionamiento posean relaciones Fe/Mg mayores que las del olivino y piroxenos que controlan el fraccionamiento de los magmas toleíticos normales.

Experimentos realizados en óxidos de hierro y titanio procedentes de magmas andesíticos y dacíticos indican que cristalizan a temperaturas comprendidas entre 900 y 1050°C, inferiores a las esperadas en magmas anhidros de esas composiciones, por lo que se piensa que durante su cristalización estuvieron presentes importantes presiones de vapor de agua.

7. TEORIAS PARA EXPLICAR LA GENESIS DE LAS ROCAS CALCIALCALINAS

Las teorías que se han propuesto para explicar el origen del magma calcialcalino se pueden agrupar de la siguiente manera:

- a) Cristalización fraccionada de un magma basáltico.
- b) Fusión parcial o total de material siálico preexistente y modificación posterior del magma generado por contaminación con material básico o por mezcla de magmas (hibridismo).
- c) Contaminación del magma basáltico con material de la corteza siálica, en particular sedimentos del fondo oceánico arrastrados al manto a lo largo de las zonas de subducción.
- d) Fusión parcial del basalto metamorfoseado a anfibolitas o cuarzo-eclogitas en las zonas de subducción.
- e) Fusión parcial del manto peridotítico bajo condiciones hidratadas.

A continuación se analizará cada una de las hipótesis propuestas.

8. CRISTALIZACION FRACCIONADA DE MAGMAS BASALTICOS

Se trata de la hipótesis clásica de Bowen (1928). Sin embargo, los estudios detallados sobre el fraccionamiento del magma basáltico en la corteza han demostrado que sigue la tendencia toleítica. Por otro lado, la ausencia de enriquecimiento en hierro de los miembros intermedios de la serie dificulta la explicación de su procedencia por diferenciación de magmas basálticos toleíticos o alcalinos.

Finalmente, la hipótesis no se ve apoyada en aquellas regiones en donde han hecho erupción enormes volúmenes de andesitas acompañadas o no de cantidades accesorias de basaltos.

Kennedy (1955) y Osborn (1959) amplían la hipótesis de Bowen considerando el efecto que produce la variación de las presiones del oxígeno en el transcurso de la cristalización de sistemas experimentales y magmas basálticos, proponiendo que la tendencia toleítica normal depende del fraccionamiento del magma basáltico a composición constante, es decir en sistema cerrado. No obstante, si ese fraccionamiento tiene lugar en un ambiente oxidante, el exceso de oxígeno introducido al magma favorecerá la precipitación de la magnetita en una etapa precoz de cristalización, lo que impediría el enriquecimiento en hierro de los miembros intermedios y los líquidos residuales seguirán la tendencia calcialcalina en el diagrama FMA.

Aplicando estas ideas a los ambientes naturales, Osborn sugiere que los magmas basálticos de olivino procedentes del manto se introducen en áreas de sedimentación geosinclinal, en donde absorben un cierto porcentaje de agua. Esta se disocia en oxígeno, que causa la precipitación de la magnetita, e hidrógeno, que regresa a los sedimentos. Un extenso fraccionamiento bajo esas condiciones origina magmas andesíticos cuyos residuos sólidos estarían representados por las peridotitas de tipo alpino.

Esta hipótesis fue criticada por Green y Ringwood (1968) quienes señalan que las lavas calcialcalinas no presentan siempre evidencias de oxidación primaria, ni existen pruebas de la existencia de residuos de composición peridotítica asociados a

esas lavas.

Para Allen y colaboradores (1972) la cristalización precoz de un anfíbol pobre en SiO_2 , en lugar de la magnetita, puede ser responsable de la generación de líquidos andesíticos enriquecidos en ese óxido. Cawthorn y O'Hara (1976) demuestran que ese anfíbol es la kaersutita, con contenidos en TiO_2 de hasta 8% y en SiO_2 de alrededor del 40%. Ello explicaría el empobrecimiento en TiO_2 , característico de la serie calcialcalina, y el enriquecimiento en sílice de sus líquidos residuales. Además, la kaersutita obtenida experimentalmente tiene relaciones Fe/Mg tales que su fraccionamiento restringiría el enriquecimiento en hierro de los miembros intermedios de la serie.

Respecto a la preponderancia innegable de las andesitas en las regiones orogénicas, Kuno (1968) considera que, a pesar de todo, esas rocas provienen del fraccionamiento de un magma basáltico, criticando la importancia excesiva que se ha dado al problema del volumen. Por tal razón, indica que no existe relación alguna entre la abundancia relativa de los tipos petrográficos y el porcentaje de líquidos que se fraccionan a profundidad. Para ello utiliza como ejemplo los datos sísmicos que señalan que debajo del archipiélago japonés existen grandes masas de material gabroide, el cual representaría el material sustraído a un magma basáltico para generar magma andesítico.

9. FUSION DEL MATERIAL SIALICO Y CONTAMINACION CON MATERIAL BASICO

La fusión progresiva de componentes siálicos en la base de la corteza y en medio hidratado puede dar lugar a líquidos cuya composición puede variar entre riolítica y andesítica (Winkler, 1960). Sin embargo, existen un cierto número de objeciones a ese mecanismo: (1) no puede explicar los términos más básicos de la serie; (2) no se aplica en áreas donde las rocas de la serie descansan directamente sobre corteza oceánica; (3) en muchas de esas rocas se obtienen valores bajos en las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, del orden de 0.704, cercanos a los del manto e infe

riores o iguales a los de los basaltos que derivaron de un manto empobrecido; (4) los contenidos bajos en elementos incompatibles (K, Rb, Ba, Cs, Nb, Th, U...) en muchas rocas andesíticas excluye una contaminación cortical, y (5) las temperaturas liquidus de miembros intermedios de la serie son demasiado altas (mayores de 1000°C) incluso bajo condiciones hidratadas, lo que hace poco probable la génesis de magmas andesíticos en la corteza.

No obstante, este mecanismo puede ser de importancia local en algunas regiones y estar implicado en la génesis de los miembros riolíticos y riodacíticos de la serie; sobre todo cuando las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son altas (del orden de 0.720) no se excluye un origen cortical por un proceso anatéctico. Asimismo, muchas características de las asociaciones plutónicas de la serie en las zonas de subducción parecen requerir una larga secuencia de procesos que incluyen la anatexis y la asimilación cortical.

10. CONTAMINACION DEL MAGMA BASALTICO CON MATERIAL SIALICO

Numerosos investigadores como Holmes (1932), Daly (1933) y Kuno (1950) han tratado de explicar la serie calcialcalina por la incorporación de material cortical rico en sílice en un magma basáltico. El mecanismo preciso invocado varía desde una asimilación importante de xenolitos hasta una mezcla de magma basáltico proveniente del manto con un magma cortical ácido (hibridización). En ciertos casos existen pruebas de mezclas de magmas, por ejemplo en el área de San Juan, Colorado (Larsen et al., 1936) pero en la mayoría de los casos parece improbable la aplicación de ese mecanismo por las mismas razones mencionadas en el párrafo precedente.

Una hipótesis parecida, desarrollada por Coats (1962) y Armstrong (1968), consiste en la contaminación del magma basáltico por sedimentos oceánicos transportados al manto a lo largo de las zonas de subducción. Sin embargo, los estudios sobre abundancia en elementos traza de los sedimentos oceánicos y andesi

tas han demostrado que el contenido de aquéllos en éstas representa sólo un pequeño porcentaje. Además, parece ser que el contenido en elementos mayores de la serie calcialcalina es original y no refleja un grado importante de contaminación por sedimentos. A pesar de todo en algunos casos no se puede excluir la incorporación de cantidades pequeñas de sedimentos en las rocas andesíticas que explicarían satisfactoriamente la presencia de algunos elementos como el bario y la composición isotópica del estroncio.

Es posible, pues, que en la génesis de los miembros félsicos de la serie intervenga más de un proceso, en grados diferentes y tiempos y lugares diferentes. Así, Taylor (1969) señala dos etapas: primero, una fusión parcial del manto para formar corteza oceánica en las dorsales, y posteriormente una fusión parcial subsecuente de esta corteza en las zonas de subducción.

11. FUSION PARCIAL DEL BASALTO METAMORFOSEADO EN LAS ZONAS DE SUBDUCCION

Experimentos realizados por Nicholls y Ringwood (1973) señalan que con la introducción de cantidades suficientes de agua en el manto se pueden generar magmas toleíticos de olivino por fusión parcial del manto a profundidades de hasta 100 Km, mientras que a alrededor de 70 Km se formarán los magmas toleíticos de cuarzo, profundidades mucho mayores que las de los magmas anhidros, que son respectivamente de 50 y 15 Km. En cambio, los magmas andesíticos se generan entre 20 y 35 Km, bajo condiciones hidratadas, lo que limita severamente la posibilidad de su formación por fusión parcial directa del manto. La secuencia continua de composiciones desde toleítica hasta andesítica se explicaría por fraccionamiento del olivino; por ejemplo, la cristalización de un 10 a 15% del olivino de un magma cuarzo-toleítico daría lugar a una andesita basáltica.

Sin embargo, esta secuencia continua de composiciones obtenida durante el ascenso de un magma basáltico rico en agua sigue la línea toleítica. En consecuencia, la generación de magmas calcialcalinos requiere de procesos más avanzados de fracciona

miento que la sola cristalización del olivino.

Los experimentos de Green y Ringwood (1968) indican que el fraccionamiento de un anfíbol con bajo contenido en SiO_2 y un valor alto en la relación Fe/Mg explicaría la tendencia calcialcalina y su generación por fusión parcial de anfibolitas (rocas formadas por metamorfismo de la corteza oceánica bajo condiciones hidratadas) en las zonas de subducción.

No obstante, los anfíboles no son estables a temperaturas mayores de 800°C y presiones superiores a 27 Kb (90 Km) y un gran número de volcanes de la serie calcialcalina están situados entre 100 y 150 Km por encima de los planos de Benioff. Por tanto, la génesis de estos magmas debe estar controlada por el fraccionamiento de otros minerales, además de los anfíboles. Este papel lo podría desempeñar la asociación onfacita-granate-cuarzo, que constituye las cuarzo-eclogitas.

Green y Ringwood (op.cit) encontraron que en las rocas calcialcalinas cuando la composición varía de basalto a andesita la fase liquidus cambia de plagioclasa-piroxeno (dominante entre 0 y 18 Kb) a piroxeno-granate (dominante entre 27 y 36 Kb). Las mismas relaciones son válidas para las dacitas y riodacitas, excepto que la fase liquidus cambia de granate a cuarzo. Un rasgo muy notable es que las andesitas ocupan un mínimo térmico (Fig. XI-6) es decir que, a profundidad, las andesitas se funden a menores temperaturas que las rocas más ácidas. La tendencia calcialcalina se explicaría por la separación del granate, cuya relación Fe/Mg es mucho mayor que la de los piroxenos coexistentes.

Los mecanismos descritos son más bien complementarios que exclusivos y operan en regímenes de presiones diferentes. Hasta 20 Km el anfíbol puede desempeñar un papel primordial en el fraccionamiento de magmas hidratados. A presiones superiores al límite de estabilidad del anfíbol, el fraccionamiento estará gobernado por la eclogita, tanto bajo condiciones anhidras como hidratadas. A profundidades intermedias, dicho fraccionamiento será función de diversas combinaciones de anfíboles, piroxenos y granates.

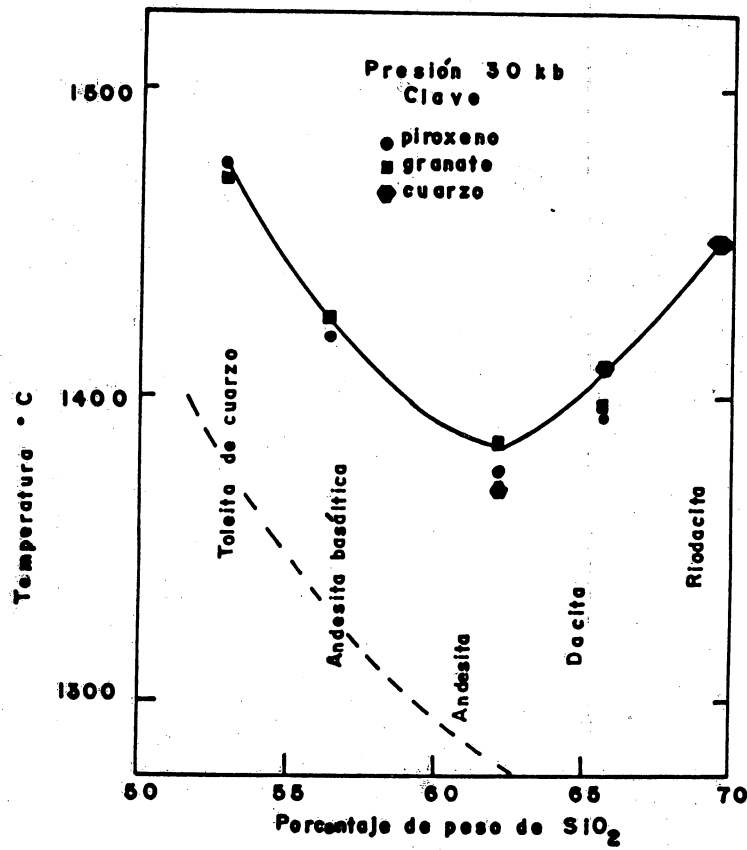


Fig. XI-6 Temperaturas de líquidos extrapoladas y secuencia de cristalización a 30 Kbares para la serie de rocas calcoalcalinas (adamelita ± riodacita). (De T. Green y Ringwood 1968 a).

El cambio de anfibolita a eclogita podría explicar la relación existente entre el enriquecimiento en potasio y la profundidad en la serie calcialcalina. En efecto, los anfíboles de la serie contienen porcentajes notables de Na y K, mientras que los piroxenos están desprovistos prácticamente de este último elemento; por tanto, el valor de la relación K/Na de los magmas calcialcalinos aumenta con la profundidad cuando el residuo sólido cambia de anfibolítico a eclogítico. Por razones parecidas son de esperarse cambios análogos en la abundancia de muchos elementos traza.

En resumen, el modelo anterior visualiza la formación de magmas calcialcalinos por fusión parcial de cuarzo-eclogitas y anfibolitas que, al ascender, sufren grados variables de cristalización por separación del granate, piroxenos, anfíboles y cerca de la superficie por plagioclasas; el producto resultante sería función de la profundidad y temperatura a la que ocurra la fusión parcial y del grado de fraccionamiento sufrido por el magma así formado.

Sin embargo en este modelo no se contemplan las reacciones que deben producirse entre el magma generado y el manto ultramáfico suprayacente. Por tal motivo, el modelo sufrió algunas modificaciones posteriores, debidas sobre todo a Nicholls y Ringwood (1973).

Estos autores consideran que la fusión parcial de la corteza oceánica subducente tiene lugar sobre todo bajo condiciones hidratadas a temperaturas comprendidas entre 750 y 900°C, generándose magmas ricos en sílice quedando un residuo sólido que, a profundidades mayores de 100 Km es de composición eclogítica, sin cuarzo y empobrecido en componentes de baja fusión y elementos incompatibles.

Los magmas así formados ascienden y reaccionan con el manto suprayacente transformando la pirolita en piroxenita de olivino. Debido a la menor densidad de ésta y a su contenido en líquido intersticial, que le confiere una alta movilidad, asciende por diapirismo y sufre fusión parcial.

Aquellos diapiros que ascienden desde la zona de Benioff a pro

fundidades de 100 a 150 Km y que experimentan una segregación magmática entre 60 y 100 Km, con un 20% de fusión parcial darán lugar a magmas cuyas composiciones variarán entre la de una toleíta de olivino hasta la de una cuarzo-toleíta. Si la segregación acaece entre 40 y 60 Km los magmas serán de andesita basálica mientras que a profundidades de segregación menores (20-40 Km) los magmas serán andesíticos.

Después de segregarse de sus diapiros, los magmas ascienden sufriendo fraccionamiento en sistema cerrado. A profundidades comprendidas entre 70 y 100 Km, las principales fases en separarse son el granate y el piroxeno; entre 40 y 70 Km, anffibol, piroxeno y olivino y, a profundidades menores, sobre todo piroxeno y plagioclasa. De este modo se puede generar toda una amplia gama de líquidos calcialcalinos de composición basáltica a riolítica, siendo los más frecuentes los de composición andesítica.

Ringwood (1975) señala dos razones más para suponer una fusión parcial de la corteza oceánica a lo largo del plano de Benioff:

a) El descenso de la corteza oceánica produce su calentamiento lo que, a su vez, provoca la deshidratación de minerales como los anffiboles, epidotas y serpentinas. Por tanto, las temperaturas requeridas para la fusión parcial de la cuarzo-eclogita bajo condiciones hidratadas se alcanzan a poca profundidad. De hecho, con sólo uno o dos por ciento de agua inicial es difícil formular modelos en que no se genere fusión.

b) Si no hubiese tenido lugar la fusión y extracción del líquido silíceo, los grandes volúmenes de corteza oceánica depositados en el manto se transformarían a cuarzo-eclogitas (5 a 10% de Qz). La extrema rareza de xenolitos de esta composición en las kimberlitas y basaltos alcalinos sería inexplicable a menos que se hayan extraído los componentes silíceos de baja fusión en forma regular de la corteza oceánica subducente transformada a eclogita.

12. FUSION PARCIAL DEL MATERIAL PERIDOTITICO BAJO CONDICIONES HIDRATADAS

Poldervaart (1955) sugirió que el producto de la fusión parcial de un manto superior ultramáfico, bajo condiciones de alta presión de agua, sería más andesítico que basáltico. O'Hara (1968) demostró que en medio hidratado y para presiones iguales o inferiores a 10 Kb, los primeros líquidos provenientes de la fusión parcial de peridotitas son ricos en cuarzo normativo, los cuales podrían generar la serie calcialcalina.

Para apoyar estas ideas Kushiro y Yoder (1969) realizaron experimentos, en particular con el sistema $MgO-SiO_2-H_2O$. En la Fig. XI-7 se representan las relaciones entre fases a lo largo de la línea $Mg_2SiO_4-SiO_2$ a 20 Kb y con exceso de agua; se observa que, por encima de $1275^\circ C$, la enstatita funde incongruente produciendo algo de forsterita y un líquido más rico en sílice que la enstatita. De este modo se generaría una toleíta sobresaturada con un porcentaje pequeño de cuarzo normativo. Sin embargo, la inferencia subsecuente, es decir, la formación de magmas andesítico o dacíticos (con 10 a 25% de cuarzo normativo) es difícil de visualizar mediante este proceso.

Para explicar la formación de estos magmas, Kushiro et al. (1972) realizaron experimentos subsecuentes en una lherzolita de espinela, arrojada como xenolito por el volcán Salt Lake de Hawaii. El vidrio resultante, que coexistía con olivino y piroxenos residuales, era rico en sílice y pobre en FeO y MgO , comparable a una dacita, aunque su contenido en CaO (10.2%) era demasiado alto. Los autores señalaron la posibilidad de que un aumento en el grado de fusión parcial de la roca empobrecería el porcentaje de este óxido.

A pesar de estas deficiencias, Kushiro y colaboradores emitieron la hipótesis de la formación de magmas calcialcalinos por fusión parcial del material peridotítico bajo condiciones hidratadas, la cual se puede resumir de la manera siguiente:

1. A medida que profundiza el plano de Benioff tiene lugar un

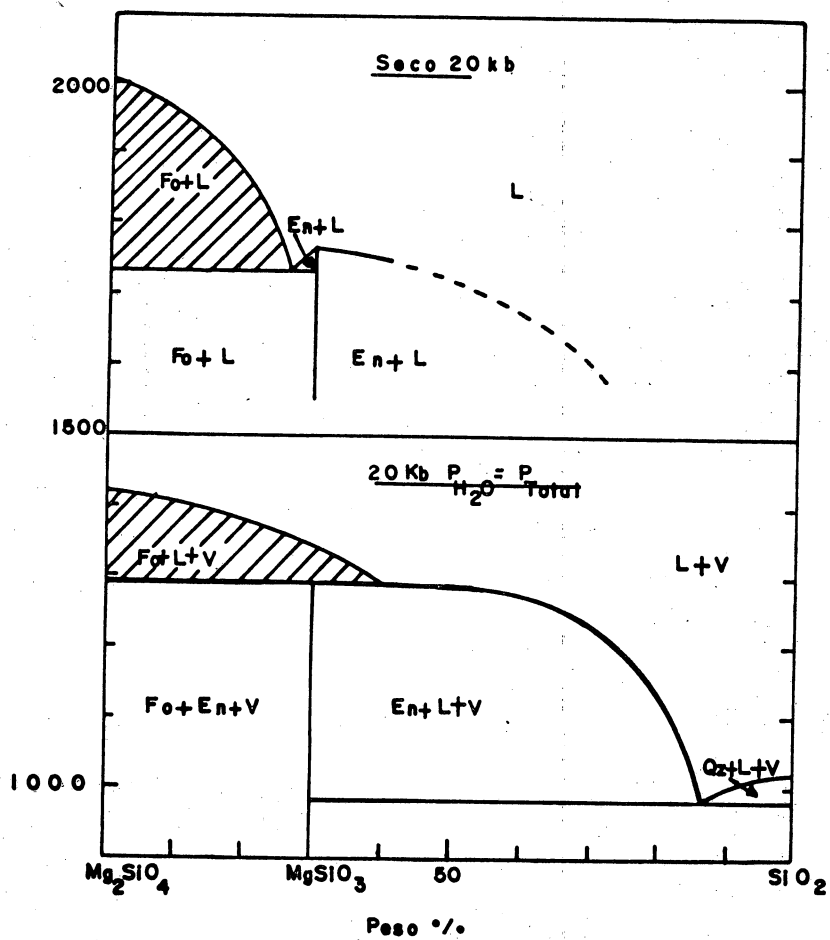


Fig. XI-7 El sistema Mg_2SiO_4 - SiO_2 a 20 kbares (anhidro) y a 20 kbares ($P_{carga} = P_{H_2O}$). Basado en Kushiro y Yoder, 1969.

paso progresivo de minerales hidratados a minerales anhidros en la corteza oceánica subducente.

2. El agua así generada emigra hacia el manto peridotítico su prayacente abatiendo el solidus y, en consecuencia, provocando la fusión parcial de la peridotita.

3. El magma resultante es rico en SiO_2 , pobre en FeO y MgO y es de naturaleza andesítica-dacítica.

4. A profundidades del orden de 60 Km en el plano de Benioff, los basaltos toleíticos metamorfoseados sufren una fusión par cial, dando origen a magmas basálticos ricos en alúmina.

5. Como la fusión parcial, bajo condiciones anhidras, de una lherzolita de espinela genera magmas toleíticos a presiones in feriores a 15 Kb, y magmas alcalinos a presiones superiores a 20 Kb, así como magmas calcialcalinas bajo condiciones hidrata das, los tres magmas tipo más importantes se pueden formar a partir del mismo material bajo distintas condiciones. Esta simplificación del problema de la génesis de los magmas hace muy atractiva la hipótesis.

13. LAS ROCAS PLUTONICAS CALCIALCALINAS

El origen de la asociación plutónica gabro-diorita-granódiorita-granito es mucho más complejo que el de la asociación volcánica correspondiente, sobre todo porque la mayoría de ellas proviene quizás de ultrametamorfismo y anatexis de la corteza, otras son el resultado de un hibridismo o mezcla de magmas y algunas más de procesos de cristalización fraccionada de los magmas calcialcalinos. Se han invocado también procesos de di fusión al estado sólido (granitización). Se podría decir, pues, que la asociación plutónica es poligenética en un mayor grado que la volcánica.

Los miembros de la serie plutónica calcialcalina tienen comp osiciones químicas en elementos mayores similares por lo gene ral a los miembros correspondientes de la serie volcánica cal

cialcalina. Sin embargo existen diferencias notables en la abundancia de elementos traza así como en la abundancia relativa de los diferentes miembros: predominancia de las andesitas en la asociación volcánica y de las granodioritas en vez de las dioritas en la plutónica.

Se ha llegado a un acuerdo general de que la mayor parte de los magmas calcialcalinos ascienden desde profundidades de unos 150 Km a partir del plano de Benioff. El enfriamiento de estos magmas y cuerpos diapíricos a través del manto y la corteza constituye una fuente importante de calor en las rocas circundantes lo que provoca metamorfismo y anatexis.

La corteza continental está constituida de una mezcla compleja de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Numerosos estudios señalan que la fusión parcial de algunas de estas rocas puede ocurrir bajo condiciones elevadas de temperatura como resultado de la subducción. La combinación de factores tales como la ascensión de agua proveniente del manto, la ascensión de material fundido y diapiros sólidos, la acumulación gradual de calor radiactivo y la subsidencia del material cortical a niveles propios del manto durante la subducción son suficientes a menudo para provocar una fusión parcial de los materiales que componen la corteza inferior, por lo general gneises cuarzo-feldespáticos.

Las composiciones de los líquidos obtenidos de esta manera son función de la naturaleza de la roca original, profundidad, temperatura y tipo y cantidad de fluidos que intervienen. Los primeros líquidos formados a las temperaturas más bajas son de naturaleza granítica a cuarzo-diorítica, pero a mayores temperaturas y con mayor grado de fusión parcial se vuelven más máficos. Los estudios de elementos traza e isotópicos señalan que en los líquidos se hallan presentes constituyentes provenientes tanto del manto como de la corteza.

El ascenso de estos líquidos silícicos puede estar acompañado por un emplazamiento violento y también por asimilación, diapirismo y fusión zonal; este último proceso se refiere a la fusión de las rocas que se hallan encima de la cámara magmática, mientras que las partes inferiores de ésta se hallan cristali

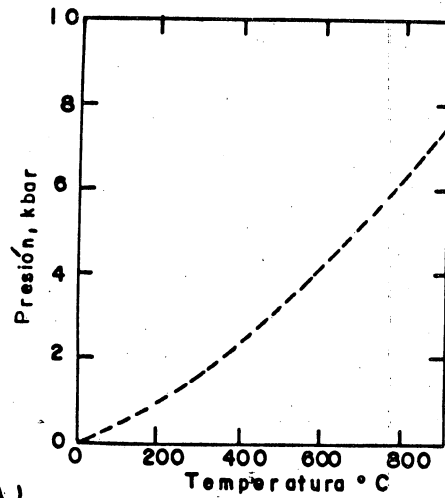
zando simultáneamente; todo ello podría dar lugar a un cambio importante en la composición del líquido original durante su ascenso. El proceso general se ilustra en la Figura XI-8.

Las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales puede tener lugar la anatexis de la corteza se pueden reproducir en el laboratorio con relativa facilidad, como lo demostraron Winkler y Von Platen (1958) al fundir rocas de diferentes tipos en presencia de agua.

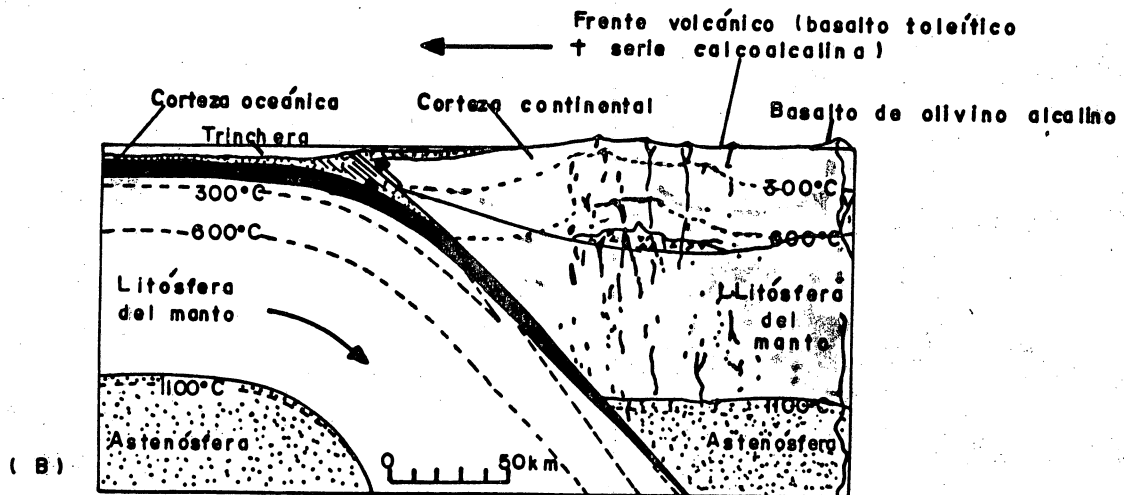
Sin embargo, aunque estos experimentos explican la génesis de líquidos graníticos durante la anatexis de la corteza, son incapaces de explicar por este proceso la formación de miembros más máficos de la serie, como las dioritas y gabros. Piwinskii y Wyllie (1968, 1970) señalan por ejemplo que la mayoría de las grandes intrusiones de composiciones granodioríticas a tonalíticas que se supone formados por anatexis cortical nunca existieron como magmas completamente líquidos, sino que más bien se emplazaron como masas blandas y espesas ("mushes") constituidas de proporciones variables de plagioclasa, anfíbol y biotita suspendidas en un líquido granítico.

Otro proceso invocado para explicar la formación de las rocas plutónicas calcialcalinas es el hibridismo. En efecto numerosos estudios sobre las relaciones de campo de intrusiones de composición intermedia señalan la invasión y desintegración de rocas máficas preexistentes por la acción de líquidos graníticos, dando lugar a rocas híbridas intermedias consistentes en "fenocristales" relativamente máficos en una matriz granítica.

Los experimentos de Piwinskii y Wyllie (op. cit.), así como los de Gibbon y Wyllie (1969) señalan que durante las etapas de mayor intensidad del metamorfismo regional se producen abundantes líquidos graníticos de punto de fusión relativamente bajo. Estos líquidos ascienden a niveles superiores de la corteza pudiendo encontrar rocas más máficas. Debido a la insolubilidad de los minerales máficos en los líquidos graníticos se producen reacciones complejas entre ambos conduciendo a diversos grados de mezcla de dichos constituyentes.



(A)



(B)

Fig. XI - 8 (A) Un gradiente geotermal probable para la región etiquetada "frente volcánico" en la parte B. (B) Sección transversal de una zona de subducción, que muestra un levantamiento de las isotermas como resultado del ascenso magmático. La fusión parcial está indicada cerca de la base de la corteza.

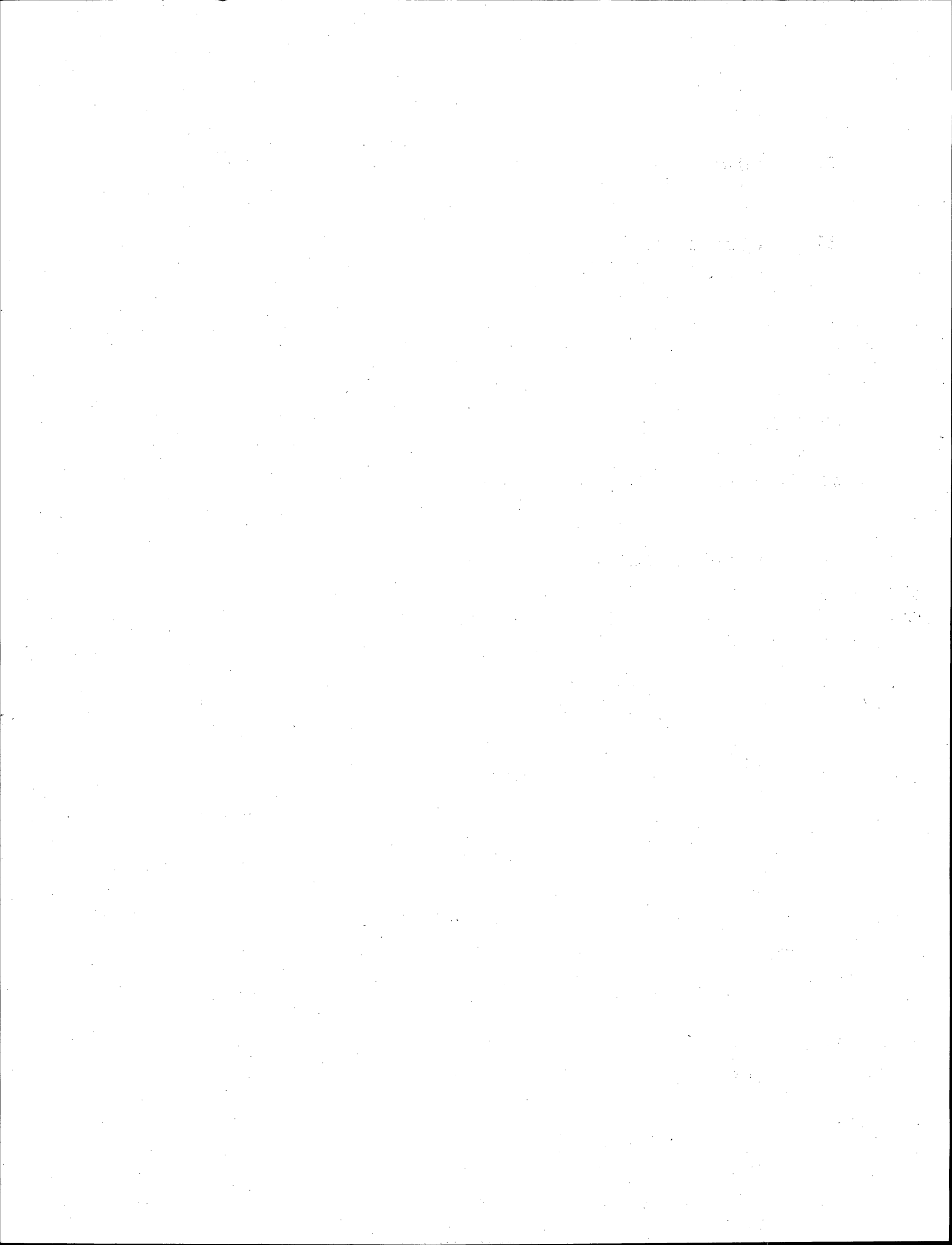
REFERENCIAS

1. Allen, J.P. Modreski, C. Haywood y A. Boettcher (1972). The role of water in the mantle of the Earth: The stability of amphiboles and micas. Proc. 24th. Intern. Geol. Congr., 2:231-240.
2. Armstrong, R. L. (1968). A model for Sr and Pb isotope evolution in a dynamic earth, Rev. Geophys., 6: 175-199.
3. Baker, P.E. (1968). Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island-arcs, Bull. Volc., 32:189-206.
4. Baker, P.E. (1973). Volcanism at destructive plate margins. Jour. Earth Sci. Leeds, 8:183-195.
5. Bowen, N. L. (1928). The evolution of igneous rocks, Princeton Univ. Press, 334 p.
6. Cawthorn, R.G. y M. J. O'Hara (1976). Amphibole fractionation in cal-alkaline magma genesis. Amer. Jour. Sci., 276: 309-329.
7. Coats, R. . (1962). Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. Monogr. Amer. Geophys. Union, 6: 92 - 109.
8. Daly, R.A. (1933). Igneous rocks and the depths of the Earth, Hafner, New York, 598 p.
9. Dickinson, W.R. y T. Hatherton (1967). Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. Science, 157: 801-803.
10. Gibbon, D.L. y P.J. Wyllie (1969). Experimental studies of igneous rocks series: the Farrington Complex, North Carolina and the Star Mountain rhyolite, Texas. Journ. Geol., 77: 221-239.
11. Gill, J. B. (1970). Geochemistry of Viti Levy, Fiji, and its evolution as an island arc. Contr. Mineral. Petrol., 44: 179-203.
12. Green, T.H. y A.E. Ringwood (1966). The origin of high alumina basalts and their relationships to quartz-tholeiites and alkali-basalts. Earth Planet Sci. Lett., 2: 41-55.
13. Green, T.H. y A.E. Ringwood (1967). The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 15: 103-190.

14. Green, T.H. y A.E. Ringwood (1968). Génesis of the calc alkaline igneous rock suite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 18:105-162.
15. Holmes, A. (1932). The origin of igneous rocks. *Geol. Mag.*, 69:543-558.
16. Jakes, P. y J. Gill (1970). Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9: 17-28.
17. Jakes, P. y A.J.R. White (1971). Composition of island arcs and continental growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12:224-230.
18. Jakes, P. y A.J.R. White (1972). Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 29-40.
19. Kennedy, G.C. (1955). Some aspects of the role of water in rock melts. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 62: 489-503.
20. Kuno, H. (1950). Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 61:957-1020.
21. Kuno, H. (1959). Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, 20:37-76.
22. Kuno H. (1966). Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29:195-222.
23. Kuno, H. (1968). Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Volcanol.*, 32:141-176.
24. Kushiro, I. (1972). Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Jour. Petrol.*, 13: 311-334.
25. Kushiro, I. y H. Kuno (1963) Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *Jour. Petrol.*, 4: 75-89.
26. Kushiro, I. y H.S. Yoder (1969). Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, 67:153-158.

27. Kushiro I., N. Shimizu, Y. Nakamura y S. Akimoto (1972). Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: A preliminary report. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 19-25.
28. Larsen, E.S., T. Irving y F.A. Gonyer (1936). Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. *Amer. Miner.*, 21:679-701.
29. Nicholls, I. A. y A. E. Ringwood (1972). Production of silica-saturated tholeiitic magmas in island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17: 243-246.
30. Nicholls, I.A. y A.E. Ringwood (1973). Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment, *Jour. Geol.*, 81: 285-300.
31. O'Hara, M. J. (1968). The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultra basic rocks. *Earth-Science Reviews*, 4:69-133.
32. Osborn, E.F. (1959). Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. Jour. Sci.*, 257: 609-647
33. Oxburg, E.R. y D.L. Turcotte (1970). Thermal structure of island arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1665-1688.
34. Piwinskii, A.J. y P. J. Wyllie (1968). Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. *Jour. Geol.*, 76: 205-234.
35. Piwinskii, A. J. y P. J. Wyllie (1970). Experimental studies of igneous rock series: felsic body from the Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon. *Jour. Geol.* 78: 52-76.
36. Poldevaart, A. (1955). Chemistry of the earth's crust. In A. Poldervaart, ed.: *Crust of the Earth*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Papel* 62; 119-144.

37. Ringwood, A. E. (1975). Composition and petrology of the Earth's Mantle. Mc Graw Hill, N. York, 618-p.
38. Sogimura, A. y S. Uyeda (1973). Island arcs, Japan and its environs. Developments in Geotechnics, 3. Elsevier, Amsterdam, 247 p.
39. Taylor, S.R. (1969). Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkali rocks, Proc. Andesite Conf. Bull. Oregon St. Dept. Geol. Min. Industries, 65: 43-63.
40. Tilley, C.E. (1950) Some aspects of magmatic evolution. Q. Jour. Geol. Soc. London, 106: 37-62.
41. Winkler, H.G.F. (1960) La g nese du granite et de grano diorites a partir d'argiles. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 250: 1088-1090.
42. Winkler, H.G.F. y H. von Platten (1958), Experimentelle Gesteinmetamorphose II. Geochim. Cosmochim. Acta, 15: 91-111.
43. Yoder, H. S. y C.E. Tilley (1962). Origin of basaltic magmas; an experimental study of natural and synthetic rock systems, Jour. Petrol., 3: 342-532.



BIBLIOGRAFIA

a) ESENCIALMENTE TEORICA

1. ARANA SAAVEDRA, V. y LOPEZ RUIZ, J.
Volcanismo. Dinámica y Petrología de sus productos.
Ediciones Istmo, Madrid, 1974.
2. AUBOIN, J., BROUSSE, R., y LEHMAN, J.P.
Petrología.- Traducción de la obra editada por
Bordas Editeueres, París por Ediciones Omega, S.A.
Barcelona, 1981.
3. BAILY, R.
Introducción a la Petrología.- Traducción de la
obra editada por Prentice Hall, Englewood Cliffs,
N.J., por ediciones Paraninfo, Madrid, 1972.
4. BARKER, D.S.
Igneous rocks.
Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. 1983.
5. BARTH, T.F.W.
Theoretical Petrology. (Segunda Edición).
John Wiley, Nueva York, 1962.
6. BEST, M.G.
Igneous and Metamorphic Petrology.
W. H. Freeman, San Francisco, 1982.
7. CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J., y VERHOOGEN, J.
Igneous Petrology.
Mc Graw Hill, Nueva York, 1974.
8. EHLERS, E.G., y BLATT, H.
Petrology. Igneous, Sedimentary and Metamorphic.
W.H. Freeman, San Francisco, 1982.
9. GIROD, M.
Les Roches volcaniques dans leur cadre structural.
Doin Editeurs, Parix, 1978.
10. HUGHES, CH. J.
Igneous Petrology.
Elsevier, Amsterdam, 1982.

11. HYNDMAN, D.W.
Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks.
Mc Graw Hill, Nueva York, 1972
12. JOHANNSEN, A.
Petrology of the Igneous Rocks; 4 Vols.
University of Chicago Press, 1938.
13. RAGUIN, E.
Pétrographie des roches plutoniques dans leur
cadre géologique.
Masson et Cie, París, 1970.
14. RINGWOOD, A.E.
Composition and Petrology of the Earth's Mantle.
Mc Graw Hill, Nueva York, 1975.
15. WYLLIE, P.J.
The Dynamic Earth.
John Wiley, Nueva York, 1971.
16. YODER, H.S.
The evolution of the Igneous Rocks, 50th anniversary
perspectives.
Editor Princeton University Press,
Princeton, N.J. 1979.

b) ESENCIALMENTE PRACTICA

1. DIETRICH, R.V., y SKINNER, B.J.
Rocks and rock minerals.
John Wiley, Nueva York, 1979
2. HATCH, F.H., WELLS, A.K., y WELLS, M.K.
Petrology of the Igneous Rocks.
Hafner Press, Nueva York, 1973.
3. HEINRICH, W.M.
Petrografía Microscópica, (2a. Ed.).
Traducida de la obra editada por;
Mc Graw Hill, Nueva York, por Ed. Omega, Barcelona, 1972.
4. JUNG, J.
Précis de Pétrographie.
Masson et Cie., París, 1958.

5. MOORHOUSE, W.W.
The study of rocks in thin sections.
Harper and Row, Nueva York, 1959.
6. NOCKOLDS, S.R., KNOX, P.W. O'B., y CHINNER, G.A.
Petrology for students.
Cambridge University Press,
Cambridge, G.B., 1978
7. WILLIAMS, H., TURNER, F.J., y GILBERT, C.M.
Petrography, (segunda edición).
W.H. Freeman, San Francisco, 1982.

