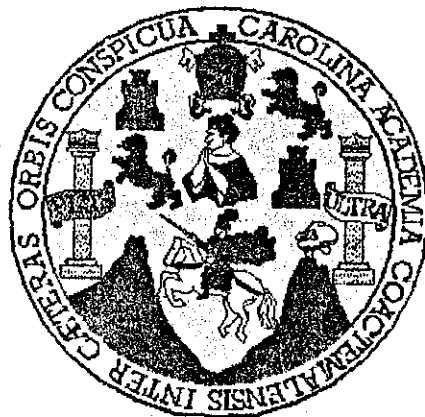


UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA  
FACULTAD DE INGENIERÍA



EL USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS OBRAS CIVILES

**TESIS**

PRESENTADA A LA JUNTA DIRECTIVA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA DE  
LA UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA

POR

LUIS FEDERICO RODAS DE LEÓN

AL CONFERÍRSELE EL TÍTULO DE

**INGENIERO CIVIL**

GUATEMALA, JUNIO DE 1,999



HONORABLE TRIBUNAL EXAMINADOR

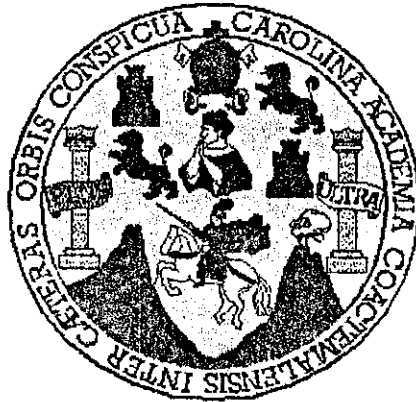
Cumpliendo con los preceptos que establece la ley de la Universidad de San Carlos de Guatemala presento a su consideración mi trabajo de tesis titulado

EL USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS OBRAS CIVILES

Tema que me fuera asignado por la Dirección de Escuela de Ingeniería Civil con fecha 25 de septiembre de 1,997.

LUIS FEDERICO RODAS DE LEÓN

**UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA**



**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**MIEMBROS DE JUNTA DIRECTIVA**

<b>DECANO</b>	<b>ING. HERBERT RENÉ MIRANDA BARRIOS</b>
<b>VOCAL PRIMERO</b>	<b>ING. JOSÉ FRANCISCO GÓMEZ RIVERA</b>
<b>VOCAL SEGUNDO</b>	<b>ING. CARLOS HUMBERTO PÉREZ RODRÍGUEZ</b>
<b>VOCAL TERCERO</b>	<b>ING. JORGE BENJAMÍN GUTIÉRREZ QUINTANA</b>
<b>VOCAL CUARTO</b>	<b>Br. DIMAS ALFREDO CARRANZA BARRERA</b>
<b>VOCAL QUINTO</b>	<b>Br. JOSÉ ENRIQUE LÓPEZ BARRIOS</b>
<b>SECRETARIO</b>	<b>ING. GILDA MARINA CASTELLANOS DE ILLESCAS</b>

**TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN GENERAL PRIVADO**

<b>DECANO</b>	<b>ING. HERBERT RENÉ MIRANDA BARRIOS</b>
<b>EXAMINADOR</b>	<b>ING. AUGUSTO RENÉ PÉREZ MÉNDEZ</b>
<b>EXAMINADOR</b>	<b>ING. EDUARDO ENRIQUE ORTÍZ ALVARADO</b>
<b>EXAMINADOR</b>	<b>ING. EDGAR FERNANDO VALENZUELA VILLANUEVA</b>
<b>SECRETARIA</b>	<b>ING. GILDA MARINA CASTELLANOS DE ILLESCAS</b>



FACULTAD DE INGENIERIA

CESEM-104-99  
Guatemala  
19 de mayo de 1999

Ingeniero  
Sydney Samuels  
Director  
Escuela de Ingeniería Civil  
Facultad de Ingeniería  
Presente

Ingeniero Samuels:

Por este medio hago de su conocimiento que he revisado la tesis titulada USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS OBRAS CIVILES, la cual fue realizada por el estudiante Luis Federico Rodas de León.

Considero que la investigación realizada es un aporte a la ingeniería nacional y cumple con los requisitos necesarios, por lo que recomiendo que se continúe con los trámites para su publicación.

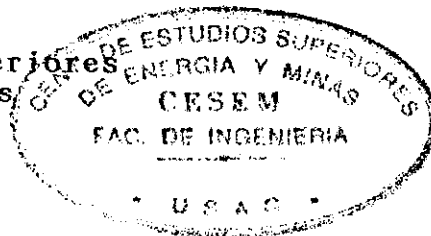
Atentamente.

ID Y ENSEÑAD A TODOS

Ing. Carlos A. Tedar J.

Asesor y  
Director

Centro de Estudios Superiores  
de Energía y Minas



cc: archivo  
CATJ/id.



FACULTAD DE INGENIERIA

El Director de la Escuela de Ingeniería Civil, después de conocer el dictamen del Asesor y Director del Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas -CESEM- Ing. Carlos Tobar Jiménez, del trabajo de tesis del estudiante Luis Federico Rodas de León, titulado EL USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS OBRAS CIVILES, da por este medio su aprobación a dicha tesis.

Ing. Sydney Alexander Aguilar Milson



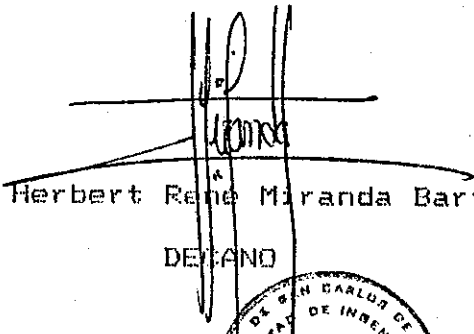
Guatemala, junio de 1,999



FACULTAD DE INGENIERIA

El Decano de la Facultad de Ingeniería, luego de conocer la autorización por parte del Director de la Escuela de Ingeniería Civil, Ing. Sydney Alexander Samuels Milson, al trabajo de tesis EL USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS OBRAS CIVILES, del estudiante Luis Federico Rodas de León, procede a la autorización para la impresión de la misma.

IMPRIMASE:

  
Ing. Herbert René Miranda Barrios

DECANO



Guatemala, junio de 1,999

## **AGRADEZCO**

**A DIOS CREADOR DE LA NATURALEZA Y POSEEDOR DE TODA SABIDURÍA POR HABER  
PERMITIDO LLEGAR A MI META.**

**AL INGENIERO CARLOS ALBERTO TOBAR JIMÉNEZ POR LA ESTIMULACIÓN Y  
CULMINACIÓN DEL PRESENTE TRABAJO DE TESIS.**

**A LAS PERSONAS QUE DE UNA U OTRA FORMA COLABORARON PARA LA REALIZACIÓN DE  
ESTA TESIS.**

## DEDICATORIA A:

MIS PADRES

JOSÉ LUIS RODAS

MIGUELINA DE LEÓN DE RODAS

Que mi triunfo sea una recompensa a sus esfuerzos y ayuda incondicional.

MIS HERMANOS

JORGE LUIS, RODOLFO MARCO, MAGDA LETICIA,  
JOSÉ MARIO, por su constante apoyo y estímulo.

MIS SOBRINOS (AS) Que sea un ejemplo en su vida

MIS AMIGOS

Que me acompañaron durante mi carrera

LA FACULTAD DE INGENIERÍA

LA UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA

Por la preparación académica recibida en sus aulas.

USTED

En especial



# ÍNDICE

	Página
GLOSARIO DE TERMINOS DE CARÁCTER GEOLOGICO	i
INTRODUCCIÓN	v
OBJETIVOS	vii
ANTECEDENTES	viii
CAPÍTULO 1	
1 GEOLOGÍA, ESTRUCTURA, ORIGEN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS BANCOS SELECCIONADOS	
1.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS	1
1.2 TIPOS DE ROCAS Y SU DISTRIBUCIÓN EN EL TERRITORIO NACIONAL	1
1.2.1 Planicie costera del pacífico	2
1.2.2 Cinturón volcánico	2
1.2.3 Cordillera central	2
1.2.4 Tierras bajas del Petén	2
1.3 TEXTURA, ESTRUCTURA Y TRAMA DE LAS ROCAS	
1.3.1 Rocas ígneas	4
1.3.2 Rocas sedimentarias	11
1.3.3 Rocas metamórficas	18
1.4 ORIGEN Y LAJAMIENTO DE LAS ROCAS	24
1.4.1 Rocas ígneas	25
1.4.2 Rocas sedimentarias	38
1.4.3 Rocas metamórficas	39
1.5 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LOS BANCOS SELECCIONADOS DE PIEDRA LAJADA	43
1.5.1 Banco No. 1 Palín (Escuintla)	43
1.5.2 Banco No. 2 Salamá (Baja Verapaz)	44
1.5.3 Banco No. 3 San José Del Golfo (Guatemala)	45
1.5.4 Banco No. 4 Granados (Baja Verapaz)	45
1.5.5 Banco No. 5 Sanarate (El Progreso)	45

1.5.6 Ubicación de los bancos seleccionados	48
---	----

## CAPÍTULO 2

2 ENSAYOS Y USOS POTENCIALES DE LA ROCA LAJADA	
2.1 ENSAYOS MECÁNICOS DE LAS MUESTRAS DE LOS DIFERENTES BANCOS SELECCIONADOS	55
2.1.1 Resistencia a la flexión	55
2.1.2 Peso específico	56
2.1.3 Peso unitario suelto	57
2.1.4 Peso unitario apisonado	58
2.1.5 Resistencia a la abrasión	59
2.1.6 Resistencia al corte	60
2.1.7 Impacto	61
2.1.8 Dureza	62
2.1.9 Porcentaje de vacíos	64
2.2 USOS POTENCIALES DE LA PIEDRA LAJADA EN OBRAS CIVILES	65
2.2.1 Revestimiento	65
2.2.2 Pisos	65
2.2.2.1 Poco tráfico	65
2.2.2.2 Intenso tráfico	66
2.2.2.3 Elementos estructurales para muros	66

## CAPÍTULO 3

3 ANÁLISIS DE RESULTADOS	
3.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICO Y EVALUACIÓN DE RESULTADOS	67

CONCLUSIONES	ix
RECOMENDACIONES	x
BIBLIOGRAFÍA	xi

## GLOSARIO DE TÉRMINOS DE CARÁCTER GEOLÓGICO

**Afanítico, (ca).** Roca de grano tan menudo que sus individuos minerales no se distinguen a simple vista.

**Aglomerado volcánico.** Roca moderna, piroclástica, que contiene muy alta proporción de elementos pocos rodados o subangulares con más de 32 mm. de diámetro, en una matriz de polvo volcánico o de toba y que suele encontrarse en las chimeneas volcánicas. La forma de los fragmentos no depende en absoluto de la acción del agua caliente.

**Andesita.** Roca volcánica, generalmente porfídica compuesta esencialmente de plagioclasas y de uno o más minerales máficos, tales como biotita, hornablenda o piroxeno.

**Arcilla.** Material blando de grano fino que tiene la propiedad característica de hacerse plástico con la humedad y que pierde dicha plasticidad, pero reteniendo su forma cuando se seca o calienta. El diámetro de su grano es menor de 0.005 mm.

**Arena.** Roca suelta procedente de la denudación de otras y cuyos granos suelen tener de 0.05 a 2 mm. de diámetro. El límite entre la arena fina y gruesa suele fijarse a los 0.40 mm.

**Arenisca.** Roca clástica, compuesta principalmente de granos de cuarzo de distintos tamaños, pero generalmente los de 2 a 0.05 mm, que componen la arena. Según la naturaleza del cemento que une los granos, las areniscas son arcillosas, calcáreas, silíceas o ferruginosas.

**Basalto.** Roca microlítica o porfírica, que presente textura afanítica y que se compone especialmente de plagioclasas y de piroxeno con o sin materias vitrificadas intersticiales.

**Buzamiento.** Ángulo de inclinación de un plano de estratificación con el horizontal.

**Calcáreo, (a).** Se dice de la roca que contiene notable cantidad de carbonato cálcico.

**Caliza.** Roca exogenética que se compone principalmente de carbonato cálcico.

**Canto.** Cualquier trozo de roca, en ocasiones redondeados o modificado por la acción del transporte (canto rodado). Se estima que el límite inferior de su diámetro puede fijarse en 250 mm.

**Clástico, (ca).** Se dice de la roca compuesta de fragmentos procedentes de otras o de la consolidación de trozos de magmas.

**Cristal.** Cuerpo sólido generalmente, pero no necesariamente, cuyos átomos componentes se disponen en espacios definidos, de modo que las caras se desarrollan como expresión externa de su disposición periódica.

**Crucero.** 1. Plano según el cual pueden dividirse los minerales y que son paralelos a sus posibles caras cristalinas. 2. Plano según el cual pueden henderse algunas rocas que han estado sometidas a presiones; especialmente, las pizarras.

- Cuarcita.** Roca metamórfica que fue en su origen arenisca con cemento silicioso.
- Diorita.** Roca ígnea fanerocrystalina compuesta de plagioclasas y de minerales máficos, tales como hornblenda, biotita y augita y de los cuales el más característico es el primero.
- Dique.** Intrusión de roca ígnea que, a manera de muro, corta más o menos normalmente a la estratificación de una roca sedimentaria o a la masa de otras rocas ígneas más antiguas. Su anchura es muy pequeña en relación con su longitud.
- Dolerita.** Roca ígnea que se presenta en intrusiones pequeñas y que se compone esencialmente de plagioclasas y piroxeno. Se distingue del basalto por su grano más grueso y porque no contiene vidrio.
- Dolomita.** Mineral compuesto de carbonato de calcio y magnesio,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .
- Endogenético, (ca).** Se dice del proceso originado dentro de la tierra y de las rocas que deben su origen a ese proceso.
- Esquisto.** Roca metamórfica foliada, que debe esta estructura a contener minerales laminares, tales como las micas, o bien los cristales en formas oblongas.
- Esquisto arcilloso.** Sedimento de estructura laminar entre cuyos constituyentes predomina la arcilla. Su cruceo característico es el del plano de estratificación y cualquier otro secundario aproximadamente paralelo a dicho plano.
- Esquistosidad.** Propiedad de las rocas foliaceas de dividirse en delgadas hojas o lenticulas.
- Estratificación cruzada.** La de ciertas rocas sedimentarias, especialmente las areniscas, en las que los planos de depósitos son oblicuos a los que separan las mayores unidades de la estratificación.
- Estrato.** Unas de las capas en que pueden separarse los constituyentes de ciertos terrenos (terrenos estratificados), según los lechos de los planos de sedimentación, debido a las alteraciones sufridas en la descomposición o a las variaciones en los materiales depositados. Es lo mismo que sedimento o capa.
- Exfoliación.** Acción y efecto de separarse en hojas las superficies de una roca, por cambio de temperatura o por otra causa.
- Falla.** Gran fractura con corta continuidad de las capas de roca, las cuales quedan por un lado de dicha fractura más altas que por el otro.
- Felsita.** Roca ígnea, con o sin fenocristales, en la cual toda la masa o solo la matriz se compone de agregados criptocrystalinos, de minerales félsicos, el cuarzo y la ortoclasa son los más característicos desarrollados.
- Fenocristal.** Cristal aislado que se ve a simple vista en la masa de una roca ígnea.

**Foliación. Estructura**, más característica de las pizarras, debida a la disposición en capas paralelas de uno ó más de los principales minerales que componen la roca.

**Gneis.** Roca metamórfica con clivaje gnéisico. Comúnmente se forma por el metamorfismo del granito.

**Granítico, (ca).** Se dice de las texturas irregulares granudas como la del granito no porfirico.

**Grava.** Masa de fragmentos pétreos, no cementados, de tamaño mediano ó grande. Se considera como limites inferior y superior del tamaño de los granos, los de 2 y 260 mm de diámetro.

**Hipoabisal.** Se dice de las intrusiones de mediano tamaño, tales como diques y de las rocas que la componen, para distinguirlas por un lado, de las volcánicas y por otro lado de las rocas plutónicas y de las grandes intrusiones tales como los batolitos.

**Ígneo, (a).** Se dice de la roca formada o cristalizada a expensas de magmas fundidos de origen interno.

**Intrusivo, (va).** Aplícase a las rocas ígneas procedente de un magma más o menos profundo. Aparece en la superficie únicamente cuando la erosión ha eliminado el manto de rocas superpuestas.

**Litoclasa.** La superficie de apoyo de una roca en la que no se aprecia que se haya producido un desplazamiento de dirección paralela a las superficies que la limitan.

**Loess.** Depósito de fango rojizo, poroso, pero coherente en general, atravesado tiene carácter eólico, se produce en países húmedos y motiva la formación de grandes praderas.

**Magma.** Masa fundida, más o menos viscosa, contenida en el interior de la tierra y de la que se derivan las rocas ígneas por cristalización o por otros procesos o en formaciones de origen volcánico.

**Mármol.** Caliza cristalizada, metamórfica.

**Metamórfico, (ca).** Se dice de las rocas derivadas de otras preexistentes, por cambios mineralógicos, químicos o estructurales debidos a procesos endogenéticos y siempre que el cambio de la masa rocosa haya sido suficientemente completo para producir un nuevo tipo bien definido.

**Meteorización.** Alteración y destrucción producida en las rocas por procesos exogenéticos que actúan sobre su superficie o hasta donde pueda penetrar el oxígeno de la atmósfera.

**Migmatitas.** Roca mixta producida por una interdigitación íntima de una magma y una roca invadida por dicho magma.

**Pegmatita.** 1. Granito gráfico. 2. Variedad del granito de grano grueso caracterizada por segregación irregular de ciertos minerales, mas bien que por interpenetración.

**Pizarra.** Toda roca foliacea, proveniente del metamorfismo de lutitas y arcillolitas.

**Plano de estratificación.** El de separación entre dos capas distintas de roca.

**Plutónico, (ca).** 1. Se dice de las intrusiones de gran tamaño. 2. Idem de las rocas que componen dichas intrusiones para indicar las grandes profundidades menores o volcánicas.

**Porfirita.** Roca hipoabisal de muy manifiesta estructura porfírica y de composición andesítica. Sus cristales son generalmente plagioclasa y minerales máficos y la matriz holocristalina.

**Riolita.** Roca volcánica de igual composición que el granito y que suele contener fenocristales de cuarzo y de ortoclasa en una matriz vítrea o criptocristalina. Suele presentar estructura fluidal.

**Sedimentario, (ria).** Se dice de toda roca de origen detrítico, así como de las exogenéticas, formadas por precipitación química o bioquímica.

**Textura.** Apariencia megascópica o microscópica, que se aprecia en la superficie de las rocas homogéneas o de los minerales agregados, debido al grado de cristalización, al tamaño y forma de los cristales o a sus relaciones con los cristales de otros constituyentes.

**Toba volcánica.** Roca formada por fragmentos piroclásticos cementados, algunos de los cuales pueden verse a simple vista. Es el equivalente compacto del polvo volcánico.

## INTRODUCCIÓN

Las rocas ígneas se forman por el enfriamiento y consolidación del magma, que es una materia rocosa. Móvil, caliente, formada totalmente o en parte muy apreciable, de una fase líquida que tiene la composición de una fundición de silicatos. Un magma puede contener una fase gaseosa o puede consistir casi completamente de fases cristalinas sólidas. Las rocas metamórficas, por otra parte, se forman en la ausencia de una fundición de silicatos, por recristalización y por reacción entre los minerales que son sólidos aun a altas temperaturas. La permuta de iones entre minerales y fases fluidas migrantes (generalmente, gases acuosos o soluciones) puede cambiar la composición mineral y química, así como la textura de las rocas y esta transformación puede verificarse en una amplia variación de temperaturas y presión. Las alteraciones de esta clase se llaman metasomáticas. En los niveles más profundos de la corteza terrestre, los fenómenos ígneos y metamórficos tienden a descender imperceptiblemente originando rasgos transicionales en las rocas formándose las llamadas migmatitas.

Es indudable que la mayoría de rocas volcánicas provienen de magma que fue líquido en su mayor parte; pero el origen de muchas rocas plutónicas de profundidad es problemático, algunas rocas de estas clases parece que han sido formadas por la intrusión de material rocoso móvil, del cual una parte muy pequeña era líquida en el momento del emplazamiento.

Los minerales asociados en muchas rocas ígneas, probablemente estuvieron en una condición aproximada de equilibrio químico mutuo en el momento de la cristalización. En las asociaciones minerales de las rocas sedimentarias comunes, por otro lado, de existir tal equilibrio, éste estaría gobernado por bajas temperaturas. Los minerales como silicatos arcillosos, zeolitas, cloritas y carbonatos, son muy abundantes en muchos sedimentos, son los productos del intemperismo y la precipitación en la superficie o muy cerca de ella.

El cuarzo y las areniscas feldespáticas, aún cuando son formados en primer lugar a altas temperaturas, deben ser estables a temperaturas superficiales en ciertos ambientes químicos, de otra manera no hubieran podido sobrevivir a los procesos de baja temperatura (intemperismo, transporte, depositación, cementación) a través de los cuales han pasado.

Todas las rocas sedimentarias y volcánicas que ahora yacen a profundidades de 3 a 20 km. deben estar sujetas en estos sitios a condiciones físicas notablemente diferentes bajo las cuales se originaron, a saber, temperaturas de 100 a 600 °C y presiones de unos cuantos miles de atmósfera. Las rocas en esta situación no se encuentran en un estado de equilibrio interno, sino bajo condiciones favorables que pueden ajustarse por si mismas, mineralógicamente, a las temperaturas y presiones de su ambiente.

Todos los cambios mineralógicos y estructurales que se efectúan en una roca, especialmente sólida, constituyen el metamorfismo de la roca. Por supuesto el metamorfismo de baja temperatura difícilmente puede distinguirse de la diagénesis sedimentaria. Los mismos minerales o similares (albita, cuarzo, zeolitas, cloritas y carbonatos) pueden formarse por ambos procesos. El metamorfismo de alto grado en los niveles más profundos de la corteza gradúa, como si fuese líquido granítico recientemente fundido hacia un proceso de anatexis por medio del cual son generados los magmas primarios.

Comúnmente se excluyen del objeto del metamorfismo, fenómeno superficial o casi superficial como el intemperismo y la diagénesis (incluye la cementación de sedimentos). La alteración hidrotermal de rocas ígneas frías (como serpentización de peridotitas) aunque lógicamente podría ser tratada como fenómeno especial del metamorfismo (autometamorfismo).



## **OBJETIVOS**

### **Objetivos generales**

1. Establecer las propiedades geomecánicas de la piedra lajada.
2. Con base a los resultados obtenidos proporcionar una fuente de consulta utilizable para productores y consumidores de estos materiales.
3. Dirigir el estudio a la utilización específicamente de estas rocas, al uso de las mismas como pisos en edificaciones.

### **Objetivos específicos**

1. Determinar usos para las rocas de los diferentes bancos en estudio.
2. Establecer las propiedades fisicomecánicas de la roca.

## ANTECEDENTES

Desde tiempos remotos el uso de los minerales ha venido en progreso, porque la utilización de roca ha sido el bastión en la industria de la construcción, pues nuestros antepasados construían utilizando la roca en bloques, los cuales servían para el levantado de muros de mampostería; la piedra además de uso como elemento estructural se uso como piso para interiores y exteriores, en obras de gran trascendencia que aun existen, como lo son los templos que se exhiben en los complejos de conservación maya: Tikal, Iximché, Zaculeu, Mixco viejo, etc.

En nuestros tiempos la industria de la construcción ha tomado gran auge, porque el uso de rocas tanto para revestimiento de muros, fachadas de edificios o simplemente como piso decorativo, se ha incrementado dependiendo de la capacidad económica del usuario.

El proceso de producción de un bloque de roca puede ser tan complejo o tan sencillo como se requiera la finesa del trabajo, pues se podría producir desde un piso rústico hasta un piso completamente fino, que puede llegar a tener un costo tan elevado como se pueda imaginar.

El nuestro país la explotación de canteras es muy limitada, porque la industria de dicho producto requiere equipo, lo que para el pequeño productor sería imposible, lo que da como resultado que únicamente se pueda hacer una explotación empírica y además solamente se obtendrá producto de segunda o tercera calidad, lo que implica irregularidad en medidas, espesores, densidades, etc.

El presente trabajo pretende establecer algunos parámetros que sirvan al usuario de la construcción de base para el uso de un producto adecuado a sus necesidades.

# CAPÍTULO 1

## 1. GEOLOGÍA, ESTRUCTURA, ORIGEN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS BANCOS SELECCIONADOS

### 1.1 Aspectos geológicos

Se ha dedicado un amplio espacio para estudiar la forma en que se originan las rocas ígneas y metamórficas y aún se dedica más a la discusión de la forma de las rocas sedimentarias. Al describir las rocas ígneas, comenzar con las variedades de grano fino que son naturalmente de origen magmático y después considerar sus equivalentes de grano grueso, el origen de algunas de las cuales es dudoso. También parece apropiado invertir el orden acostumbrado que se sigue al tratar a las rocas ígneas, comenzando con las básicas y finalizando con las silíceas de grano grueso, algunas de las cuales dan la impresión de tener un origen metamórfico.

Se ha puesto énfasis especial en el carácter transicional de muchos fenómenos ígneos y metamórficos. En síntesis la abundancia de una roca no es medida por la longitud de su descripción; el principal esfuerzo se concentra sobre la naturaleza gradacional de todas las series de rocas de carácter arbitrarios de todos los agrupamientos.

### 1.2 Tipos de rocas y su distribución en el territorio nacional

En Guatemala dominan dos orientaciones estructurales, siendo las siguientes.

- ✓ Un arco este-oeste, convexo al sur, de rocas cristalinas y sedimentarias Paleozóicas y Mesozóicas, que se extiende desde Chiapas hasta el mar Caribe.
- ✓ Un alineamiento noroeste-sureste a través de América Central, representado por rocas volcánicas terciarias recientes, acentuado por una hilera de conos cuaternarios.

Las regiones que dominan estas orientaciones se les llama respectivamente sierras del norte de América Central y la provincia volcánica. Hacia el norte se encuentra la cuenca sedimentaria del El Petén. Aunque esta cuenca muestra alineación similar a la cordillera Centroamérica, tiene afinidad más fuerte con la costa del Golfo de México.

Así mismo en el territorio de Guatemala se distinguen cuatro provincias fisiográficas que son de norte a sur (figura 1.1).

- a) La planicie costera del Pacífico
- b) La provincia volcánica o cinturón volcánico
- c) La cordillera central de Guatemala
- d) Las tierras bajas de El Petén

1.2.1. La planicie costera del Pacífico; a lo largo del litoral Pacífico, los productos de la erosión de las tierras altas volcánicas han creado una planicie costera con una ancho promedio de 50 kilómetros.

1.2.2. La provincia volcánica o cinturón volcánico; cubre la parte del occidente, sur y oriente de Guatemala, extendiéndose ésta hacia las otras repúblicas centroamericanas. Esta zona se caracteriza por sus altas montañas, por su cadena de altos conos y domos, varios de ellos todavía en actividad, dichos volcanes son Santiaguillo, Fuego y Pacaya, los cuales se encuentran alineados entre el plano costero del Pacífico y un cinturón de rocas volcánicas terciarias, al otro lado; en la franja se encuentran también las enormes cuencas que contienen los lagos de Atitlán, Amatitlán y Ayarza así como anchos valles planos, profundamente rellenados con depósitos de pómez como los de Chimaltenango, Tecpán, Chichicastenango, Quiché, Guatemala y Quetzaltenango.

1.2.3. La cordillera central de Guatemala; la franja de rocas plutónicas y sedimentarias plegadas, que se extienden a través del centro del país, se ha llamado "la cordillera central de Guatemala"; ésta forma parte del sistema cordillerano que se desarrolla desde Chiapas hasta las Islas de la Bahía en Honduras.

1.2.4. Las tierras bajas de El Petén; las tierras bajas de El Petén representan un área de bosque tropical húmedo, con elevaciones promedio de 100 metros, formado por sedimentos Mesozoicos y Terciarios levemente plegados. Sobre calizas y dolomías cretácicas donde se desarrolló un relieve karst extenso, dando lugar a terrenos muy accidentados. Debido al drenaje subterráneo hay amplias regiones sin suministro de agua durante la estación seca. En ciertas partes del bosque tropical, éste terreno. Amplias sabanas con pinos esparcidos y cerros calcáreos de tipo karst, que sobresalen de 30 a 100 metros sobre la planicie de la habana.



ZONAS FISIGRÁFICAS DE GUATEMALA

FIG. 1.1

## 1.3 Textura, estructura y trama de las rocas

### 1.3.1 Rocas ígneas

La petrografía descriptiva descansa en gran parte en un cimiento de mineralogía pero la petrología interpretativa encuentra a las texturas y estructuras enteramente tan importantes como los minerales. Como no hay acuerdo general respecto a cuáles caracteres físicos de las rocas deben describirse como textura y cuáles deben considerarse como estructura, parece inconveniente una distinción rigurosa entre estas dos denominaciones. En los estudios estructurales se utiliza trama para interpretar e incluir todos los datos físicos relativos a la textura y la estructura.

Al describir la trama de las rocas se considera los factores siguientes.

#### ✓ Grado de cristalización

Una roca compuesta totalmente por cristales que ha alcanzado el más alto grado de cristalización se dice que es holocristalina; cuando está formada por vidrio en su totalidad, se llama holohialina y cuando la roca se compone de una mezcla de cristales y vidrio se usa el término merocristalina.

La textura holocristalina es característica de las rocas plutónicas; la merocristalina, de aquellas que se han solidificado, son las menos abundantes, pero ocurren con frecuencia como lavas (obsidiana), diques y sills (vidrio, o piedra pómez), o como formaciones marginales de los cuerpos de rocas. Un sill de basalto grueso puede exhibir todas estas texturas: en sus caras puede verse vítreo; en el centro, ser holocristalino, mientras que en sus partes intermedias la textura puede ser merocristalina. La rapidez de enfriamiento y la viscosidad del magma son los factores determinantes de los que depende el grado de cristalización.

#### ✓ Tamaño del grano

En las rocas ígneas el tamaño de los cristales varía desde dimensiones submicroscópicas, hasta los cristales "gigantes" que pueden medirse en metros, como los de cuarzo y feldespato en algunas pegmatitas. Si los cristales son visibles a simple vista o con ayuda de una lente de mano, se dice que la roca es fenérica (fenerocristalina). Por otra parte, si los cristales no pueden ser reconocidos con una lente se dice que es afínítica. Los términos dados se aplican

mejor a las rocas equigranulares, cuyos tamaños de grano sean aproximadamente los mismos. El tamaño de los cristales depende de la rapidez de enfriamiento y de la viscosidad del magma, precisamente como pasa en la cristalinidad; otros factores; como la concentración molecular de la substancia cristalizante, existe en el magma.

#### ✓ Forma de los cristales

La forma de los elementos constitutivos de las rocas se describe con referencia al desarrollo de las caras de los cristales y en consecuencia a la forma del cristal. Si el cristal está perfectamente terminado por las caras propias de su especie se dice que es euهدral. Si en cambio, el cristal no posee sus caras propias, se utiliza el termino anhedral. El calificativo subhedral se emplea para una etapa intermedia de desarrollo. La forma de los cristales indica el medio ambiente en el que se desarrollaron. Los cristales pueden ser de proporciones iguales o de proporciones desiguales; la primera denominación se refiere a los minerales que tienen tres metros aproximadamente iguales, la mayoría de cristales de proporciones desiguales, de forma regularmente definida, pueden describirse como tabulares, prismáticos e irregulares, finalmente hay cierto número de formas de cristales, como tiras, formas rasgadas, venas y esqueletos, las cuales pueden describirse como irregulares.

El magma expulsado hasta la superficie de la tierra se enfría rápidamente y su viscosidad tiende a aumentar en forma correspondiente, debido a la pérdida de agua y gas. Tales condiciones favorecen la formación no solamente de vidrio, sino de ciertos minerales característicos de las rocas volcánicas; la mayoría de las rocas vítreas exhiben diminutas grietas curvadas, a veces parcialmente concéntricas, debido a la contracción del vidrio durante el enfriamiento, dando lugar a una estructura perlítica. Las fibras de feldespatos, dispuestas radialmente en torno de un centro común, forman cuerpos esféricos llamados esferolitas. La mayoría de las estructuras esferolíticas son pequeñas, siendo los granos visibles solamente con un lente, pero se ha informado sobre la observación de compuestos gigantes de unos tres metros de diámetro o mayores. Las esferolitas representan crecimientos rápidos en una lava o materia vítrea sujeta a enfriamiento rápido; consecuentemente, por lo general son de la misma composición que las rocas en las cuales se formaron. Como el vidrio a las temperaturas ordinarias es propenso a sufrir una desvitrificación, las rocas vítreas son raras en las formaciones Paleozóicas en comparación con las formaciones por extrusiones jóvenes. En las condiciones de la superficie, las corrientes de lava son forzadas a solidificarse comenzando en

ellas la formación de gran número de cristales. La roca resultante es por lo general de grano fino. De ahí que una de las texturas más comunes de las rocas volcánicas sea la afanítica. Muchas rocas volcánicas se caracterizan por su estructura vesicular. Esta expresión se refiere a burbujas atrapadas, las que pueden ser de formas de almendra, redón, elipsoidales o aún tabulares. Éstas se deben a la expansión del vapor del agua o de otros gases de la lava y su forma, al movimiento del gas en la lava todavía líquida. Escoria es un término que se aplica a la lava basáltica en la cual las vesículas o quedades dejadas por el gas son numerosas y de forma irregular.

Amígdalas son las vesículas que han quedado rellenas por minerales secundarios, como las zeolitas, carbonatos y varias formas de sílice. Las rocas volcánicas y lavas que contienen amígdalas se describen como rocas con estructura amígdaloide.

Muchas rocas volcánicas muestran una tendencia al alineamiento paralelo o subparalelo de los diversos elementos en la trama, esto se debe al movimiento corriente que tiene lugar en la lava aún líquida y a la característica se le llama estructura fluidal o de corriente. En algunos casos la estructura se asemeja a las líneas irregulares de inflexiones de una corriente de movimiento rápido. Este término se emplea también para indicar una textura primaria subparalela en las rocas plutónicas, se mencionan como ejemplo de la estructura de corriente, sea el alineamiento paralelo de fajas vítreas y cristalinas alteradas o de estrías en la obsidiana pomácea y en la riolita de fajeado fino. El término estructura traquítica se refiere especialmente a una masa de listones de sanidina en alineación subparalelo, como un cardomen. Como el término lo indica, la estructura es más común en la traquita, la tranquidacita y la tranquiriolita. Una de las peculiaridades más características y comunes de las rocas volcánicas es la estructura porfirítica. Este término describe cierta roca egipcia, muy usada en los tiempos antiguos como piedra ornamental y de construcción, que contiene cristales grandes y prominentes en una matriz de grano fino y de color rojizo oscuro. En las rocas porfiríticas existen cristales grandes y bien formados, conocidos como ferrocristales engastados, de uno o más minerales, engastados es una base de grano fino o vítrea, llamada pasta si los ferrocristales aparecen unidos en grupos, las texturas reciben el nombre de glomero porfirítica.

En muchas rocas porfiríticas, los minerales que ocurren como ferrocristales están también presentes en la pasta. En realidad, la diferencia entre los ferrocristales y el gramo de la pasta



no es siempre brusca, si no más bien gradual, lo cual da origen a la textura cerrada. Los ferrocristales pueden continuar su crecimiento y quedar así en posibilidades de encerrar parte del material de la pasta (magma) a lo largo de su margen. La textura porfirítica puede desarrollarse cuando los ferrocristales comienzan a cristalizarse o bien antes de la producción principal de los demás minerales, para alcanzar tamaños grandes mientras los otros minerales están aún en disolución.

Es difícil trazar un límite preciso entre los términos estructura y textura, sin embargo, en general estructura se refiere a los rasgos en gran escala, reconocibles en el campo tales como bandeamiento, alineación y vesicularidad; por otro lado, la textura se refiere al grado de cristalinidad, tamaño del grano o granularidad y a la fábrica o relaciones geométricas entre los constituyentes de una roca.

Estos rasgos texturales arrojan mucha luz sobre las condiciones bajo las cuales las rocas ígneas han consolidado de sus magmas paternos, pues están controlados por el ritmo y el orden de cristalización, los cuales dependen a su vez de la temperatura inicial, composición, contenido de gas, la viscosidad del magma y su presión bajo la cual solidifica.

Para continuar, al haberse definido los principales términos texturales aplicables a las rocas ígneas, si la mayoría de los minerales de una roca son aproximadamente similares o iguales, se dice que la textura es granular extremadamente equidimensional o igual, se dice que la textura granular de las pegmatitas por lo general, tienen una textura granular extremadamente gruesa y muchas rocas plutónicas son granulares bastas; en tanto que un gran número de rocas ígneas y lavas se definen como granulares. Pueden distinguirse tres tipos de granularidad, si los principales minerales son en su mayoría euhedrales, la textura es panidiomórfica granular o automórfica granular, lamprofídica si se encuentra más desarrollada entre las rocas y pabisaes oscuras llamadas lamprofidos (fig. 1.2B). Si acaso todos los constituyentes son anhedrales, la textura es alotriomórfica granular o xenomórfica granular o aplítica cuando prevalece entre las aplitas (fig. 1.2C), esa textura también se llama zacaroide o zacariodal. La textura granular más común es aquella en la cual los constituyentes euhedrales, algunos subhedrales y el resto de anhedrales reciben el nombre de hipidiomórfica granular o hipoutomórfica granular y debido a que en los granitos se encuentran los mejores ejemplos, también se les conoce como textura granítica (fig. 1.2A). Si esta última textura se desarrolla en escala microscópica se llama microgranítica.



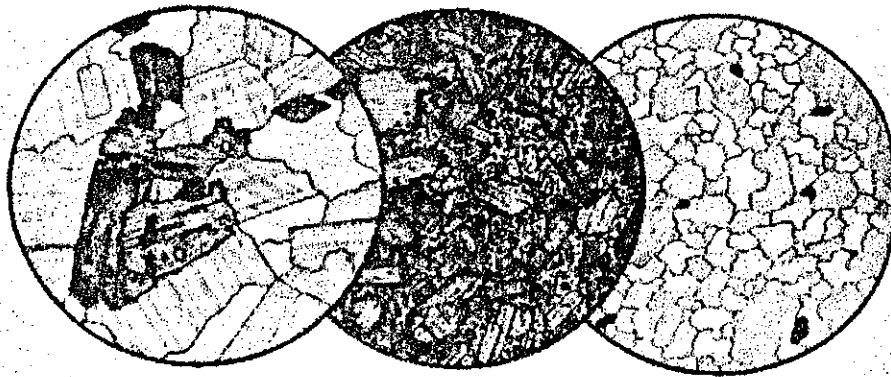


Fig. 1.3      A                                      B                                      C

Cuando las rocas tienen numerosos granos de vidrio, minerales, con una orientación casual y están encerrados en grandes cristales ópticamente continuos de diferente composición, se dicen que tienen una textura oiquilítica (fig. 1.3A), tales rocas pueden tener un lustre moleado. En muchas rocas plutónicas ácidas las láminas del feldespato potásico encierran abundantes laminillas de plagioclasa y en algunas ultrabásicas como la periodotita (fig. 1.3 A).

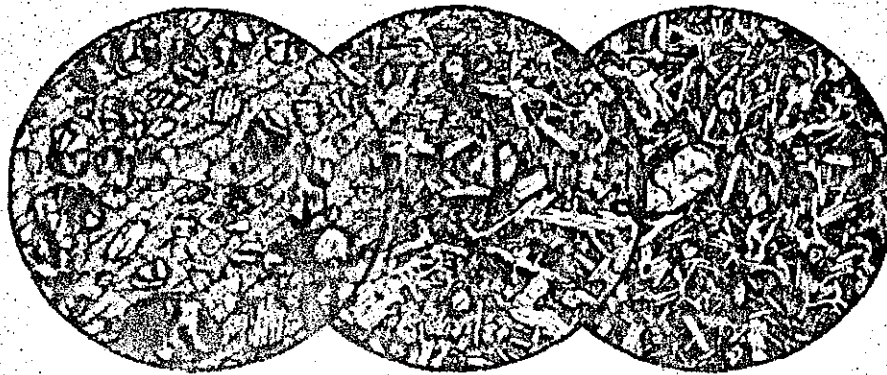


Fig. 1.4      A                                      B                                      C

Íntimamente aliadas a la textura poikilitica en el modo de origen, están las coronas o bordes de reacción que envuelven a algunos minerales de las rocas ígneas. Muchas de estas coronas secundarias algunas veces conocidas como bordes kelifíticos están marcadas por cortezas concéntricas que poseen una textura fibrosa radial, los bordes de esta clase son comunes en rocas básicas y ultra-básicas (fig. 1.4B-C). En muchas lavas, rocas y

hipoabisales en especial basaltos y diabasas, los intersticios angulosos entre los feldespatos están ocupados con ferromagnesianos, la textura resultante se denomina intergranular (fig. 1.5A), los intersticios pueden estar llenos de vidrio con material criptocristalino o deuterico no granular y minerales secundarios, tales como serpentina, clorofacita, nontronita, clorita, calcita, zedita y sodalita en cuyo caso la textura es intersertal (fig. 1.5B). Precisamente así como la textura intergranular gradúa a la subofítica cuando los piroxenos comienzan a moldearse por si mismos, alrededor de los extremos de los feldespatos, así también, la textura intersertal se combina con la hialofítica a medida que el vidrio y los minerales no granulares comienzan a envolver a los feldespatos, la textura intersertal también gradúa a la denominada textura hialopilitica, típicas de muchas lavas, en cual el vidrio da pequeños interespacios entre microlitos de feldespato con una orientación casual (fig. 1.6C).

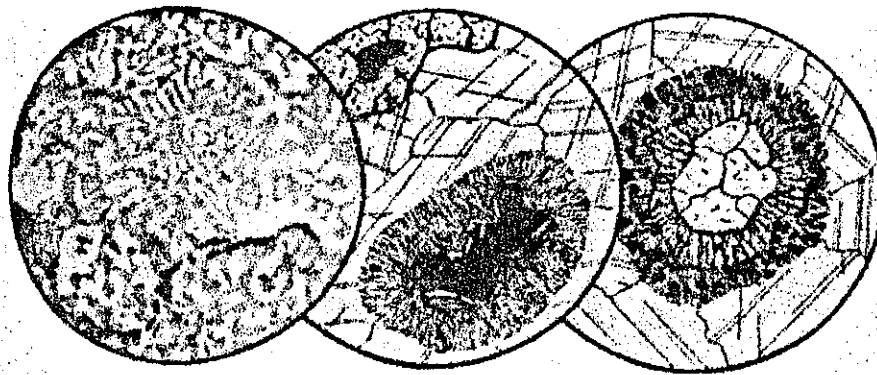


Fig. 1.5      A                                      B                                      C

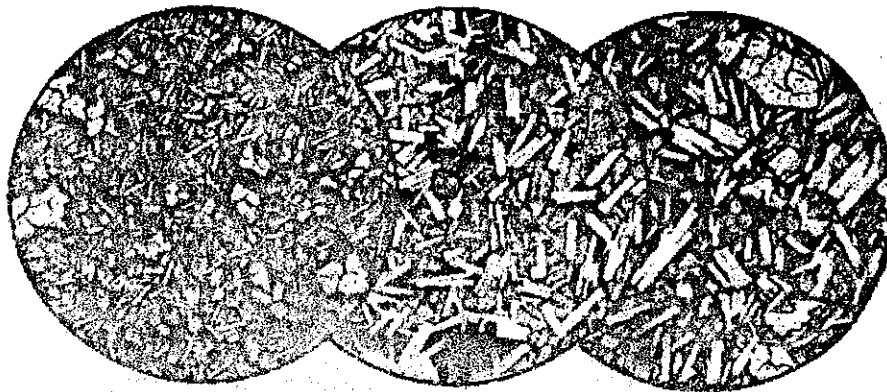


Fig. 1.6      A                                      B                                      C

La matriz holocristalina de algunas rocas densas consiste de microlitos fuertemente apretados, por lo general, los feldespatos entrelazados en una forma irregular; tal pasta es llamada fieltro o afieltrada. Si como sucede en muchas andecitas y traquitas, los atestados microlitos de feldespato están dispuestos en una forma subparalela como resultado del flujo y sus intersticios están ocupados por material micro o criptocristalino, la textura es llamada pilotoxítica (fig. 16B) o traquítica (fig. 1.6A).

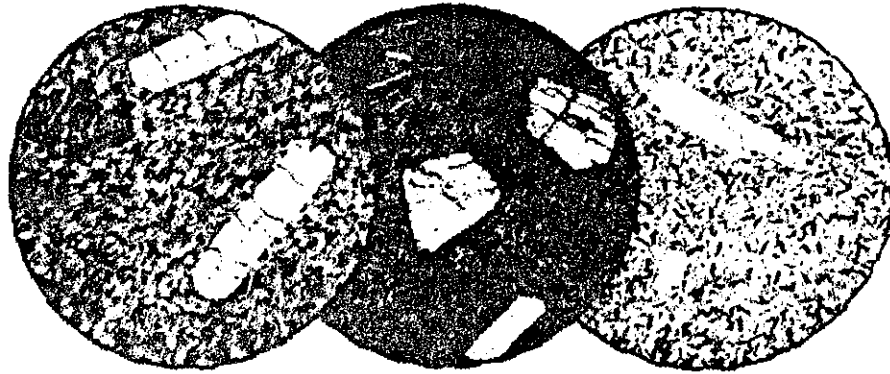


Fig. 1.7

A

B

C

Al expandirse los gases en las lavas e intrusiones someras, es natural que se formen cavidades o vesículas de formas esféricas u ovoides o de contornos arqueados, pero muchas son altamente irregulares. Subsecuentemente son llenados con minerales deutéricos o secundarios, tales como ópalo, calcedonia, clorita, calcita y zeolitas para formar amigdalas, rasgos de este tipo nunca se encuentran en las rocas plutónicas. Estas cavidades son conocidas como cruas o cavidades miarolíticas; cavidades diferentes caracterizan a la textura diktytaxítica, la cual se observan en algunas lavas y rocas piroclásticas. La textura esferolítica es excepcional entre las rocas básicas; sin embargo, se observa en algunos basaltos y diabasas, especialmente en corrientes marcadas por estructuras en almohadas y en los márgenes vítreos de diques y mantos, estos cuerpos radiales en forma de haz en rocas básicas se denominan variolas y la textura es variolítica; la textura encrifa aunque mucho más común en rocas metamórficas se ha observado en rocas ígneas, particularmente en dioritas y otras rocas plutónicas de origen híbrido.

Finalmente, hay otras texturas más discretas como clásticas, por causa de la apariencia fracturada de los constituyentes. Entre estas texturas está la piroclástica, típica de los productos fragmentarios de los volcanes.

### 1.3.2 Rocas sedimentarias

#### Estructuras de las rocas sedimentarias

Las estructuras de las rocas sedimentarias las constituyen aquellos caracteres distintivos mayores que se estudian mejor en el campo, que en los ejemplares de mano. Dependen de las relaciones entre los agregados sedimentarios más bien que de las relaciones de grano a grano que determinan y regulan las peculiaridades de la textura.

Con excepción de las estilolitas y de las estructuras orgánicas, las estructuras de las rocas sedimentarias que se describen a continuación son de origen físico y deben su existencia principalmente a procesos que obran durante la depositación sedimentaria o poco después de ella.

#### Estructuras físicas

##### Estratificación

La característica por la cual se reconoce inmediatamente en el campo una roca sedimentaria es su disposición en capas o estratos. Un estrato es una capa individual de roca con espesor de 1 cm, o mayor, separada del estrato superior y del inferior por un cambio marcado de litología o por una separación física (plano de estratificación). Una lámina es semejante a un estrato, pero su espesor es menor de 1 cm.

Algunos depósitos de grano muy grueso son casi masivos o no estratificados, pero raras veces están completamente ausentes las trazas de una estratificación tosca. Los mantos o capas gruesos de una roca sedimentaria tienen comúnmente desde unos cuantos centímetros hasta varios metros de espesor. La presencia de un plano de estratificación prominente marca por lo general una ligera interrupción de la depositación del sedimento. La laminación de las rocas de grano fino puede originarse por la alteración de capas granulares con capas arcillosas o por el paralelismo de los granos planos y los minerales en hojuelas o escamosos.

##### Estratificación gradual y estratificación ordinaria

La estratificación gradual tiene partículas cuyo tamaño va pasando gradualmente de gruesas a finas y de abajo hacia arriba, en bandas o fajas de algunos metros de espesor, que se repiten con gran regularidad en una formación. La estratificación gradual es evidentemente el resultado de la sedimentación pulsatoria relativa rápida, bajo ambientes geológicos inestables,

el cual es típico de algunas areniscas en secuencias geosinclinales. Los mantos de gradación más perfectos se han originado por el depósito de partículas suspendidas en extensiones de agua tranquila, en donde las partículas más gruesas se asentaron rápidamente y fueron seguidas por material más fino. Algunos mantos graduados, que comprenden grandes fragmentos de roca, requieren una explicación diferente, porque tales materiales gruesos no pueden mantenerse en ninguna suspensión acuosa ordinaria. Las corrientes turbulentas son consideradas como el agente probablemente responsable de una gran parte de la estratificación clasificada. Se cree que tales corrientes se han originado por el hundimiento y derrumbes de grandes masas submarinas de sedimentos, causado por terremotos. Un sedimento puesto en movimiento de este modo puede ser revuelto con el agua para formar un fluido lodoso grueso y denso que acumule una cantidad de movimiento y fluya veloz hacia abajo, de lado a lado del fondo. Un fluido de esta clase es capaz de arrastrar guijarros y masa de rocas contenidos en el sedimento desprendido. Las corrientes turbulentas proporcionan también una explicación de la ocurrencia de material grueso en depósitos formados en el fondo de los mares profundos.

La estratificación ordinaria se encuentra en las areniscas extendidas y delgadas y es indicativa de condiciones de depósitos de aguas someras.

### Estratificación cruzada

La estratificación cruzada es una característica común de muchas areniscas granulares, aunque menos en las calizas y muy raras en las pizarras. Es una disposición de láminas transversales al plano de estratificación, en líneas rectas, inclinadas o en formas cóncavas. Las laminaciones cruzadas tangenciales al plano inferior de estratificación y truncadas en su parte superior, son características. La estratificación cruzada consiste de juegos o sistemas de mantos que tienen forma parecida y son aproximadamente paralelos. Son de espesor limitado y general moderado, están separados de otros sistemas por planos estratigráficos más persistentes que los que existen entre las cosas individuales de estratificado cruzado. Tres tipos se han descrito comúnmente de esta estratificación, pero no parecen ser particularmente útiles porque no hay una distinción bien definida entre los distintos tipos. Estas estructuras se ven mejor en sección transversal, pero la misma estructura puede presentar dibujos notables diferentes, dependiendo de la orientación de la exposición. Aunque la estratificación cruzada resulta de la acción del agua y del viento, no siempre es posible distinguir los dos tipos. La estratificación cruzada eólica debe ser de mayor pendiente que la acuosa, por ser mayor el

ángulo de reposo de la arena en el aire que en el agua. La estratificación cruzada eólica tiende a ser más irregular que la acuosa en cuanto a la formación de sus sistemas y al sentido de la dirección de su inclinación, a causa de la gran variabilidad de los vientos. Los sistemas regulares con superficies paralelas y mantos con buzamiento constante con una dirección y sentido, son acuosos.

Los movimientos de la corteza, como levantamientos, hundimientos, inclinación y plegamiento, han alterado la posición inicial de las superficies sedimentarias después del depósito de sedimentos. El cambio rápido de las condiciones locales asociado con el transporte por corrientes y la depositación, son probabilidades para el desarrollo de capas con estratificación y buzamiento irregulares que varían considerablemente tanto en inclinación, como en la dirección de ésta, dentro del área pequeña. La estratificación cruzada representa entonces la verdadera estratificación que ha resultado de la depositación sedimentaria interrumpida o variable sobre superficies inclinadas.

### Estratificación contorsionada y hundida

En muchas formaciones de roca se han observado contorsiones e irregularidades en las que se ven comprendidos estratos delgados de sedimentos lodosos, situados entre los tipos de rocas contrastes. Estas han atraído atención considerable a causa de sus texturas peculiares y sus relaciones anómalas con respecto a los estratos, tanto supreyacentes como subyacentes no perturbados. El plegamiento complejo y el hundimiento de sedimentos blandos son comunes en muchas rocas sedimentarias. Son estructuras posteriores a la depositación. El plegamiento es prominente, las secuencias de mantos delgados de arena-pizarra. El plegamiento está limitado a una sólo capa de limolita o de arenisca y fue producido por una corriente o derrame ocurrido dentro del estrato.

El plegamiento complejo de escala pequeña a mediana, sugestivo de compresión lateral, puede marcar un hundimiento moderado de sedimentos no consolidados en gran parte, generalmente es un ambiente subacuoso.

El hundimiento puede afectar sólomente a las capas delgadas o a las grandes masas de sedimentos plásticos. En el último caso pueden quedar destruidos todos los rasgos de estratificación y los fragmentos y bloques de rocas provenientes de capas más consolidadas,



ángulo de reposo de la arena en el aire que en el agua. La estratificación cruzada eólica tiende a ser más irregular que la acuosa en cuanto a la formación de sus sistemas y al sentido de la dirección de su inclinación, a causa de la gran variabilidad de los vientos. Los sistemas regulares con superficies paralelas y mantos con buzamiento constante con una dirección y sentido, son acuosos.

Los movimientos de la corteza, como levantamientos, hundimientos, inclinación y plegamiento, han alterado la posición inicial de las superficies sedimentarias después del depósito de sedimentos. El cambio rápido de las condiciones locales asociado con el transporte por corrientes y la depositación, son probabilidades para el desarrollo de capas con estratificación y buzamiento irregulares que varían considerablemente tanto en inclinación, como en la dirección de ésta, dentro del área pequeña. La estratificación cruzada representa entonces la verdadera estratificación que ha resultado de la depositación sedimentaria interrumpida o variable sobre superficies inclinadas.

#### Estratificación contorsionada y hundida

En muchas formaciones de roca se han observado contorsiones e irregularidades en las que se ven comprendidos estratos delgados de sedimentos lodosos, situados entre los tipos de rocas contrastes. Estas han atraído atención considerable a causa de sus texturas peculiares y sus relaciones anómalas con respecto a los estratos, tanto supreyacentes como subyacentes no perturbados. El plegamiento complejo y el hundimiento de sedimentos blandos son comunes en muchas rocas sedimentarias. Son estructuras posteriores a la depositación. El plegamiento es prominente, las secuencias de mantos delgados de arena-pizarra. El plegamiento está limitado a una sólo capa de limolita o de arenisca y fue producido por una corriente o derrame ocurrido dentro del estrato.

El plegamiento complejo de escala pequeña a mediana, sugestivo de compresión lateral, puede marcar un hundimiento moderado de sedimentos no consolidados en gran parte, generalmente es un ambiente subacuoso.

El hundimiento puede afectar sólomente a las capas delgadas o a las grandes masas de sedimentos plásticos. En el último caso pueden quedar destruidos todos los rasgos de estratificación y los fragmentos y bloques de rocas provenientes de capas más consolidadas,

pueden quedar movidos y dispersos en la más perturbada. Se sabe que el hundimiento tiene lugar en ángulos menores de cinco grados. Las pendientes fuertes de los flancos de los arrecifes o el pie de las montañas, proporcionan lugares de reposo inestables para el material y la carga o sobrecarga desiguales de tales depósitos, es casi seguro que ocasione finalmente el hundimiento.

### Improntas de carga

Las superficies laminadas y onduladas de la parte inferior de ciertas rocas sedimentarias clásticas como la arenisca o la limolita, se describen como improntas de carga. Rocas suprayacentes y la arcilla subyacente, muestran algunas penetraciones de la roca suprayacente en la arcilla o lodo. Las estructuras de esta clase propenden a desarrollarse especialmente en los sedimentos depositados rápidos. Se han descrito otras estructuras semejantes entre las arenas suprayacentes y el lignito en los campos carboníferos, en los que las areniscas se depositaron mientras que el material de plantas situado abajo estaba aún turboso.

### Diques clásticos

La inyección de los diques clásticos, especialmente de los diques de arenisca, en rocas sedimentarias y de otras clases, es un rasgo característico de ciertos conjuntos sedimentarios. La asociación de los diques clásticos con las estructuras de asentamiento o hundimiento, las brechas intra-formaciones y otros rasgos distintivos, sugieren perturbaciones de los estratos. Los diques y las estructuras asociadas indican una fase y un medio ambiente de sedimentación particulares; a saber: las condiciones inestables de la sedimentación geosinclinal.

### Estructuras químicas

Las estilolitas son como suturas sismográficas y excesivamente irregulares que se observan mejor en la sección transversal de una formación de roca. Las superficies esolíticas generalmente parecen corresponder a planos o lechos de juntas horizontales o de muy suave inclinación. Las estilolitas han sido producidas por disolución diferencial a lo largo de los

planos de lecho y las juntas de fractura y se desarrollan en respuestas a la presión. La mayoría de las estilolitas deben su existencia a la disolución en roca sólida. Otras estructuras químicas secundarias comprenden concreciones, septarias, formaciones de conos concéntricos y geodas.

### Estructuras orgánicas

Los fósiles son estructuras orgánicas típicas. Ellos están entre los elementos más importantes para la interpretación de la edad de una formación de roca y de sus condiciones de depósitos.

## **TEXTURA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS**

El término textura se refiere a la fábrica de una roca a su conjunto físico, indistintamente de su composición mineralógica. Pueden encontrarse texturas similares entre rocas de muy diferente composición mineralógica y rocas de diversas texturas pueden tener similitud mineralógica. Por ejemplo, las calizas tienen muchas variedades texturales, todos los rasgos que se han hecho referencia son ejemplos de texturas y constituyen una base significativa y útil para la clasificación de la roca. Para juzgar cómo fue depositada una roca sedimentaria debe estudiarse la composición mineralógica y las relaciones texturales entre los componentes individuales de la misma. El contenido mineralógico solo, no es suficiente. De hecho, los minerales sedimentarios más comunes (minerales arcillosos, cuarzo, feldespato, alcalinos y carbonatos) son autigénicos y alogénicos y la diferencia entre fragmentos depositados mecánicamente y los materiales que han sido precipitados químicamente o resucristalizados, están basados principalmente sobre los rasgos texturales. Por lo tanto es apropiado dividir las texturas de las rocas en dos grandes clases, a saber, las que son clásticas o fragmentarias y las que son no clásticas.

### Texturas no clásticas

Una fábrica típica no clástica consiste de cristales entrelazados y tan amoldados entre sí, que no hay poros intergranulares. También entre los sedimentos no clásticos, hay algunos que no son cristalinos o amorfos, con texturas semejantes a la del ópalo, pero que raramente afectan a grandes masa de rocas. Los rasgos esenciales de las texturas cristalinas no clásticas, surgen del crecimiento o agrandamiento de los cristales en un agregado y pueden describirse mejor considerando las etapas de su desarrollo. Los cristales que primero se precipitan de una

solución, son pequeños y están envueltos por una solución saturada que los nutre y en la que pueden crecer libremente. Estos cristales iniciales, pueden adherirse a cualquier superficie sólida en contacto con la solución o pueden formarse en suspensión. Sin embargo, las soluciones acuosas en mares y lagos, los cuales producen sedimentos químicos, son tan fluidas y tienen una densidad tan baja, que los cristales suspendidos rápidamente se asientan en su fondo. En muchos sedimentos químicos, es inducida, al menos la parcial recristalización del precipitado original, por una presión que aumenta como resultado del sepultamiento. Éste es un proceso diagenético o metamórfico de baja temperatura y las texturas resultantes son apropiadamente llamadas cristaloblásticas. Independientemente de la recristalización, es de esperarse que de una solución acuosa diluida, resulte una fábrica más bien porosa. Puesto que todos los sedimentos de origen químico son, al menos sensiblemente solubles en agua, durante la diagénesis son particularmente susceptibles a la recristalización, por lo tanto, sus texturas son frecuentemente cristaloblásticas. Durante la recristalización del sedimento original sin que se añadan nuevos minerales, el tamaño del grano de un agregado tiende a ser agrandado, de tal manera que los granos quedan apretadamente entrelazados.

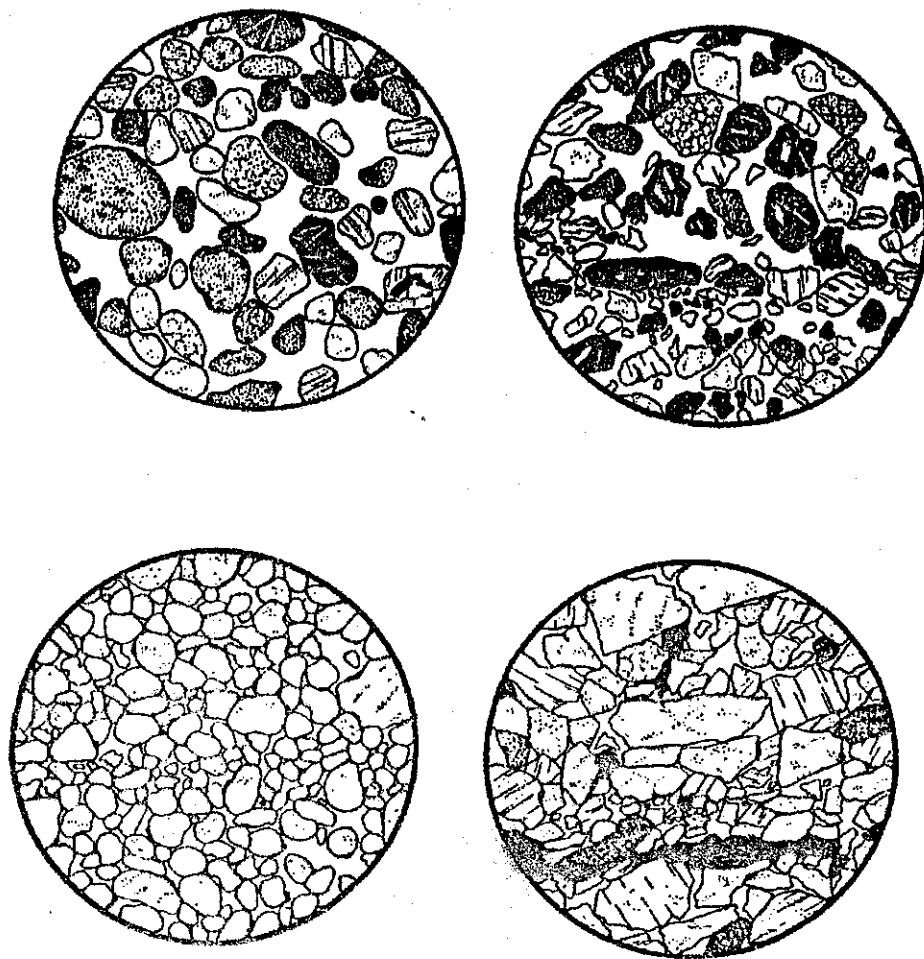
Cualquiera que sea el proceso por medio del cual se hayan originado las texturas cristalinas no clásticas, puede consistir de numerosos cristales muy pequeños o de unos cuantos más grandes. La textura macrocristalina o cristalina granular, en la de agregados cuyos granos son visibles a simple vista con un diámetro de 0.2 mm, un diámetro más grande, los que se subdividen en tipos de grano grueso ( $>5$  mm), grano medio (1-5 mm) y de grano fino ( $<1$  mm). Si la textura es visible cristalina, pero los granos individuales no pueden distinguirse a simple vista, puede ser llamada microcristalina. La textura de las rocas en las que no es visible ninguna cristalinidad, excepto cuando es muy amplificadas, se le denomina criptocristalina. Un término conveniente es afanítica, pues incluye las texturas microcristalina y criptocristalinas. Las texturas cristalinas de grano uniforme y desigual, son comunes a las rocas sedimentarias y se corresponde con las texturas granoblásticas y porfiroblásticas de las rocas metamórficas y a la equigranular y pórfica de las rocas ígneas. Algunas texturas no clásticas se ilustran en las páginas subsiguientes.

## Textura clástica

Las rocas formadas por la acumulación de minerales y fragmentos de roca, tienen textura clástica. Las partículas pueden tener cualquier tamaño, forma o composición y pueden estar

empaquetadas en cualquier estilo, ya sea sueltas o muy apretadas. Muchos agregados clásticos como arenas y gravas, tienen porosidad, pero pueden no tenerla y ser impermeables por la cristalización del cemento autigénico de los poros. O bien, pueden estar apretadamente empaquetados y quizás por la solución parcial de los granos bajo presión de un profundo sepultamiento, los clásticos pueden ser soldados para simular una textura granular cristalina. El término clástico, sin embargo, es tan apropiado para rocas consolidadas de este tipo como para las arenas porosas; en realidad, puede aplicarse a la textura de cualquier agregado, cuyo carácter fragmentario original es claramente visible o puede ser inferido con seguridad.

Todas las rocas detríticas tienen textura clástica; pero también muchos minerales autigénicos, tales como calcita, dolomita y cuarzo, son precipitados al fondo del mar, son removidos, tomando la apariencia de granos clásticos.



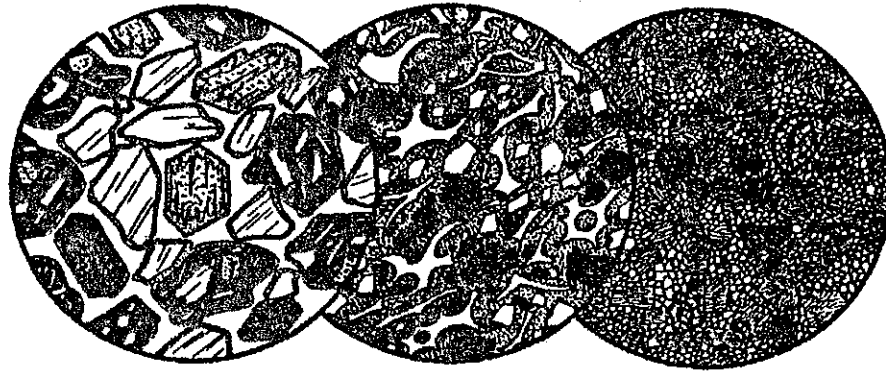


Fig. 1.8

Algunas texturas sedimentarias

### 1.3.3 Tramas (estructura y textura) de las rocas metamórficas

La trama de una roca metamórfica se desarrolla en un medio continuamente sólido por crecimiento de los cristales, los cuales compiten unos con otros para ganar el espacio disponible y recrystalizar simultáneamente. El orden de cristalización aplicado a las rocas ígneas y regulado por las series de reacción tienen poca significación en las rocas metamórficas. En este respecto, las tramas metamórficas difieren completamente el significado de ciertas tramas ígneas, aunque guarden cierto parecido superficial.

Beecke propuso la palabra plástica, (del griego blastos, germinación) como un sufijo o un prefijo en la nomenclatura de las tramas metamórficas, para distinguirlas de las tramas ígneas superficialmente similares. Las tramas que son debidas principalmente a la recrystalización con la forma de cristal se escriben como cristaloblásticas; cuando los minerales metamórficos tienen hábito granular, se emplea el término granoblástico. En general las caras de los cristales están deficientemente desarrolladas en los minerales metamórficos recrystalizados y la trama puede escribirse como xenoblásticas, sin embargo, unos cuantos minerales son capaces de desarrollar su propia forma de cristal, aún contra la resistencia de un medio sólido y a estos cristales se les llama idioblásticos.

Hace medio siglo que Beecke reconoció una secuencia de perfección de la forma idioblástica en los minerales metamórficos a los cuales les llamó la serie cristaloblástica o el orden idioblástico

Generalmente idioblásticos:

- ✓ Magnetita, esfena, rutilo, especularita, ilmenita
- ✓ Turmalina, granate, cianita, estaurolita, andalucita
- ✓ Epidota, zoisita
- ✓ Micas, cloritas
- ✓ Piroxenos, anfíboles, wollastonita
- ✓ Calcita
- ✓ Escapolita, cordierita

Raras veces idioblásticos:

- ✓ Cuarzo, plagioclasa
- ✓ Ortoclasa, microclina

Esta secuencia no es universalmente válida, pero es suficientemente coherente para proporcionar evidencia valiosa respecto a que ciertas rocas son metamórficas o ígneas. Por ejemplo, una roca de hornblenda-plagioclasa puede ser de origen metamórfico o ígneo; si los cristales de plagioclasa son xenoblásticos, la roca debe ser una anfíbolita metamórfica, porque nunca se ven granos de plagioclasa bien formados en rocas de origen típicamente metamórfico.

La serie cristaloblástica está de acuerdo con la estructura del cristal, en el orden de polimerización de los minerales, en la parte alta de la serie están los neosilicatos y sorosilicatos, luego vienen los inosilicatos y finalmente en la parte baja de la serie se encuentran los tectosilicatos.

Algunas rocas térmicamente metamórficas tienen una trama de grano uniforme, otras se caracterizan por grandes cristales idioblásticos, como la andalucita, cordierita, granate, cianita, estaurolita, microclina y albita, las cuales se conocen como porfiroblastos. El término es semejante al de pórfido ígneo, pero sin connotación, alguna cristalización a partir de una masa de silicato fundida. El calificativo augen se refiere a los porfiroblastos de forma de ojo o de lente, generalmente de feldespato o de mezclas de feldespato y cuarzo que se presentan en el gneis granulado sometido a esfuerzos de cizalleo. La textura poikiloblástica denota un

porfiroblasto que contiene inclusiones de otros minerales, los minerales plagados de inclusiones son típicos de muchas rocas metamórficas.

Sin embargo, la abundancia de inclusiones es mucho mayor en las rocas recrystalizadas con menor intensidad. Cuando más completa es la recrystalización, mayor oportunidad tienen los minerales como la cordillerita, el granate y la andalucita de eliminar las inclusiones.

En los conglomerados metamórficos pueden reconocerse las guijas originales aunque hayan sido aplanadas y violentadas. En otros sedimentos la estratificación y en raros casos, los fósiles contenidos, aunque deformados, han subsistido al metamorfismo. En las anfibolitas, las texturas blastoporfiríticas han sido claramente heredadas del carácter porfirítico de la roca madre de origen ígneo. Una textura blastofítica es una trama diabásica residual. Las estructuras amigdaloidales pueden permanecer esbozadas, la estratificación puede conservarse también parcialmente y en forma bastante común a un cierto ángulo con la exfoliación, pero en muchas áreas de rocas metamórficas de grado mediano a alto, fuertemente plegadas, gran parte de la exfoliación es paralela a la estratificación original. A todas estas características heredadas de las rocas madres premetamórficas se les llama colectivamente palimpsestas o texturas relictas (de vestigio) y proporcionan valiosa evidencia e información acerca de la historia original y premetamórfica de las rocas metamórficas. A continuación se describen algunas de las tramas metamórficas más comunes que pueden observarse en ejemplares de mano.

#### ✓ Tramas cataclásticas

Las tramas cataclásticas son aquellas rocas fracturadas y fragmentadas desarrolladas por deformación mecánica de metamorfismo cataclástico o dinámico sobre rocas duras y frágiles.

En las etapas iniciales de la deformación tiene lugar un desquebrajamiento simple de la roca que produce agregados de brecha de trituración y granulados sin estructura. Las rocas blandas, como las pizarras y las tobas, desarrollan un crucero; las rocas más duras son despedazadas. Con mucha frecuencia en las rocas de granos entrelazados como los granitos, las roturas tienen lugar según los contornos de los granos y forman hilos de material granulado.



Localmente el calor de rozamiento generado por las fallas de empuje puede ocasionar la fusión de las partículas de mineral, dando origen a una textura vítrea como la de la roca aperdanalada y la pseudotaquilita.

#### ✓ Tramas hornféisicas

Esta trama se desarrolla típicamente en los sedimentos pelíticos bajo metamorfismo térmico y la roca resultante es un hornfels (roca córnea o corneana), las pizarras (shales) y las rocas carbonatadas se alteran en alto grado, pero las areniscas muestran poco cambio aparte de la silicificación a cuarcita. Entre las rocas pelíticas el efecto obvio es la formación de micas y cloritas, las cuales imparten un carácter manchado a las pizarras o esquistos resultantes. Por la cristalización continuada las manchas se desarrollan en tramas granaoblásticas, en las que las hojuelas de mica y clorita y de otros minerales en láminas, desarrollan exfoliación incipiente. También pueden aparecer minerales de grano fino como el feldespato, el cuarzo y la turmalina, a partir de esta etapa existen transiciones o tramas granulosas, esquistosas y gneisicas.

#### ✓ Tramas granulosas

La trama descrita como granulosa se desarrolla principalmente en rocas minerales granaoblásticas, como el cuarzo piroxeno, granate, calcita, dolomita, etc. Todas son equidimensionales. Las tramas granulosas están limitadas a tales rocas metamórficas como los mármoles, eskarns y unas cuantas rocas de un alto grado de metamorfismo, que se asocian con el gneis, pero carecen de exfoliación.

Los minerales hojuelosos y lineales están ausentes en las rocas granulosas o presentes solo en pequeñas cantidades; por ello la esquistosidad no es perceptible. Pero pueden ocurrir estructuras paralelas, bandeadas y rayadas por la alteración de manchones de diferente composición mineralógica y granularidad. Puede haber todas las transiciones comprendidas entre las estructuras esquistosas sobre una amplia extensión de terreno metamórfico.

#### ✓ Tramas porfiroblásticas

Una trama metamórfica difundida es aquella en la que ocurren minerales metamórficos relativamente grandes o porfiroblastos de una o más especies en una matriz de granos más

pequeños. Los porfiroblastos, como el granate, estauroлита, plagioclasa y biotita, son considerados generalmente como resultado de una recristalización simple y no son, en definitiva, de origen magmático. El tamaño y la forma de los porfiroblastos dependen del régimen de difusión de las disoluciones que originan la recristalización dentro de la roca.

### Clases texturales principales de las rocas metamórficas

**Corneanas.** Rocas no esquistosas, compuestas de un mosaico de granos equidimensionales, sin orientación preferente (textura granoblástica o córnica), los porfiroblastos pueden estar encerrados en una matriz granoblástica. Productos de metamorfismo de contacto.

**Pizarras.** Rocas metamórficas de grano fino, con esquistosidad planar perfecta (cruce pizarroso) pero sin bandeamiento de segregación; generalmente los minerales no pueden ser determinados megascópicamente. Productos del metamorfismo regional de lodolitas, limolitas y otros sedimentos clásticos de grano fino. Es típico de grano fino. El término pizarras moteadas se aplica a pizarras en las cuales, como resultado de un metamorfismo incipiente de contacto, se han formado motas o porfiroblastos embriónicos de minerales de contactos y la esquistosidad se ha intensificado por el crecimiento de pequeños, pero visibles láminas paralelas de mica.

**Filitas.** Rocas esquistosas de grano fino, algunas veces con bandeamiento por segregación incipiente; la superficie de esquistosidad tiene un viso lustroso emitido por la mica (moscovita) y clorita. Las filitas tienen el mismo origen que las pizarras, pero el tamaño de su grano, algo más vasto, es el resultado de un metamorfismo más avanzado.

**Esquistos.** Rocas fuertemente esquistosas, generalmente con buena exfoliación lineal, en la que el grano es suficientemente grueso, para que permita la fácil identificación de los principales minerales componentes en los ejemplares de mano, los minerales de hábito micáceo son abundantes y su orientación subparalela hace que la esquistosidad sea muy conspicua, el bandeamiento por segregación generalmente está bien desarrollado. Productos del metamorfismo regional o del metamorfismo por dislocación de asentamiento profundo.

**Anfibolitas.** Rocas metamórficas de grano medio a grueso, compuestas principalmente de hornblenda y plagioclasa; su esquistosidad, la cual es debida al alineamiento de prismas de

hornblenda, es menos evidente que en los esquistos típicos. Productos del metamorfismo regional de medio a alto grado.

Gnesis. Rocas irregularmente bandeadas de grano grueso, en las cuales la esquistosidad está más bien pobremente definida, debido a la proponderancia de feldespato y cuarzo sobre los minerales micáceos. Productos del metamorfismo regional, especialmente de alto grado.

Granulitas. Rocas metamórficas de grano uniforme, que carecen de minerales micáceos o anfíbolos por lo que no son esquistosas, si la foliación está presente, es debido al alineamiento paralelo de lentes planos, compuesto de cuarzo y feldespato o ambos. Productos del metamorfismo regional del más alto grado.

Mármol. Rocas metamórficas compuestas de calcita o dolomita. La esquistosidad controlada por la alineación subparalelo de granos micáceos o tremolíticos.

Milonitas. Las rocas de grano fino resultan de una granulación extrema de rocas originalmente bastas, los rasgos característicos son un aspecto pedernaloso, bandeado y en forma de filomes y ojos y lentes no destruidos de la roca original, embebidos en una matriz granulada. Productos de un metamorfismo por dislocación extrema sin ninguna reconstrucción química notable de los minerales granulados.

Cataclasitas. Rocas que han sido deformadas por despedazamientos (cataclasis) sin reconstrucción química. Con el aumento en la intensidad de la deformación y el desarrollo de un afilonamiento bandeado, estas rocas gradúan a milonitas.

Filonitas. Rocas microscópicamente semejantes a las filitas y en algunas ocasiones ambas se confunden, pero son formadas más o menos en forma igual a las milonitas, por granulación de rocas inicialmente bastas. La reconstitución química está muy avanzada y tiende a dar películas sedosas de mica, untuosas al tacto, a lo largo de los planos de esquistosidad.

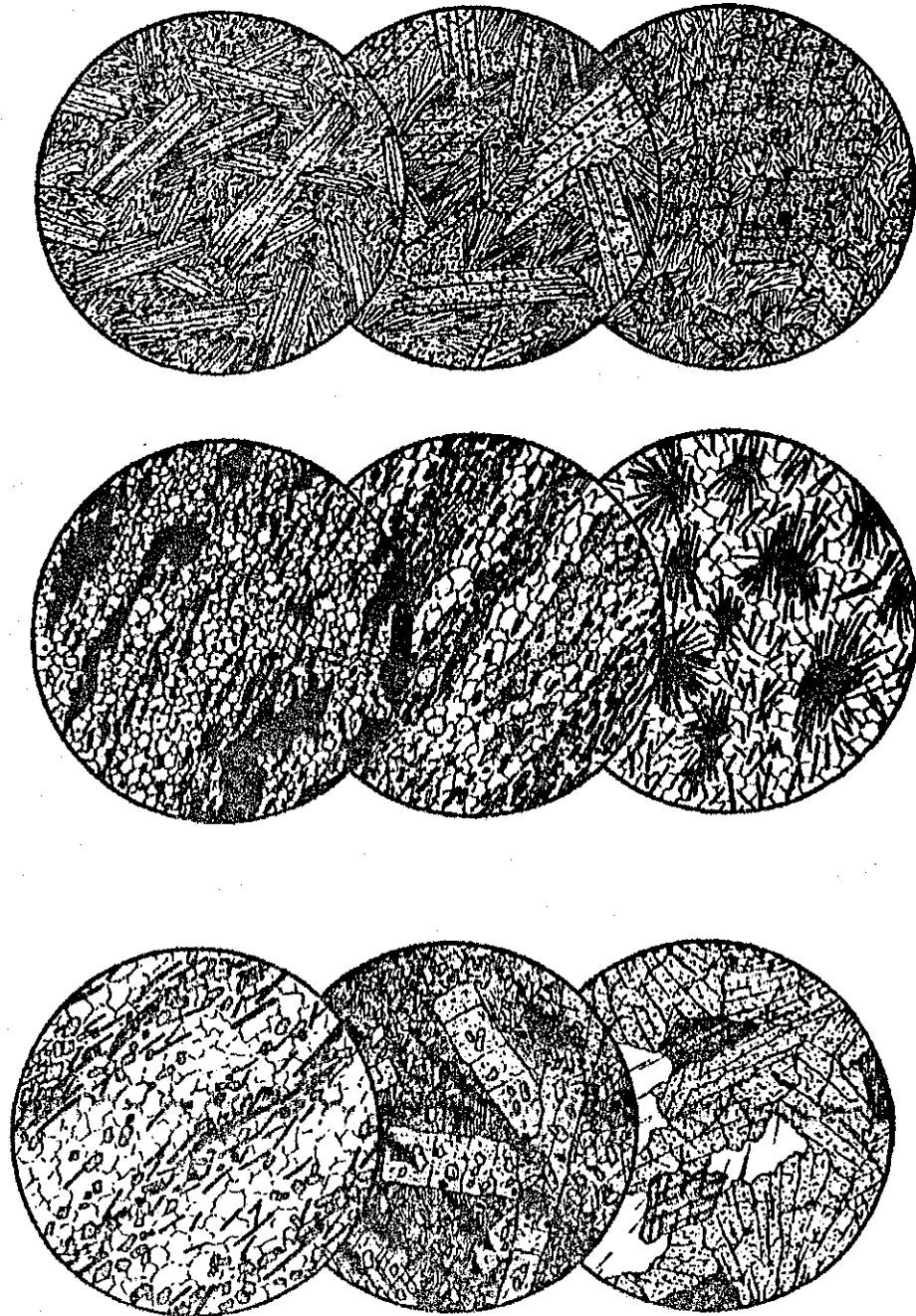


Fig. 1.9 Algunas texturas metamórficas

#### 1.4 Origen y lijamiento de las rocas

La geología estructural se relaciona con todos los aspectos de la distorsión de la corteza terrestre. Es una ciencia descriptiva que necesita su propia clasificación sistemática de la deformación de la roca, es decir, geología estructural comparativa. Ya que también aspira a

explicar como se ha deformado la corteza terrestre, necesita un fondo teórico y experimental. Por ello existe la geología estructural teórica y experimental.

Se tiene que explicar porqué la corteza terrestre se ha deformado en conjunto, para lo cual necesita un análisis de la distribución y mutuas relaciones de las estructuras de la corteza, la geología estructural comparativa está relacionada con el aspecto externo de las deformaciones y las clasifica en grupos de pliegues y fallas con diversas características. Se tiene la distribución y frecuencia de los grupos de la clasificación, dentro de las unidades estructurales da tamaños más grandes en cuencas y cadenas de montañas.

El estudio de la deformación de las rocas puede emprenderse por varios caminos. El método más común de investigación consiste en el estudio de las formas estructurales, que por una parte lleva una comparación de las estructuras observadas y por otra parte a una clasificación en grupos relacionados. Esta geología estructural comparativa, está estrechamente relacionada con las características extremas y sin la ayuda de otros métodos de aproximación, lleva exclusivamente a conclusiones superficiales respecto al origen y desarrollo de las estructuras.

#### 1.4.1 Rocas ígneas

Las deformaciones que el geólogo observa en la superficie de la corteza terrestre, pueden estudiarse desde el punto de vista de formas que han sido creadas por fuerzas externas de deformación interna del material rocoso, ambos puntos de vista plantean problemas fisico-mecánicos, pero no difieren en su modo de aproximación. El estudio de la deformación de la roca necesita ante todo del conocimiento de las propiedades físicas de las rocas en relación con la deformación elástica y plástica, con la ruptura, casi todas las deformaciones que interesan están en una zona entre el campo plástico y el elástico y la ruptura y la deformación plástica.

#### **Propiedades de las rocas elásticas**

Una deformación elástica se define como aquella que desaparece cuando aparece la carga que ha producido la deformación. Una elasticidad ideal sería aquella en que la carga y la descarga tuviesen lugar instantáneamente.

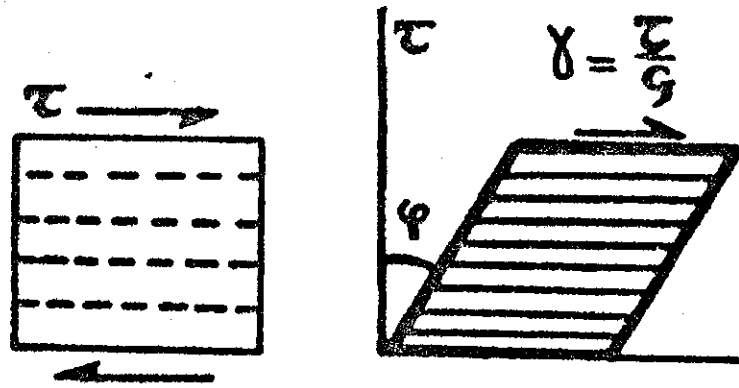


Figura 1.10 rigidez G

En lugar de usar una fuerza normal  $Y$ , se empleó la tensión de cizalla  $\tau$ , en este caso, la deformación es de otro tipo (fig. 1.10) conocido como esfuerzo cortante simple. Cuando la deformación es puramente elástica se tiene

$$\gamma = \text{tg. } \varphi = dx/dy = \tau/G$$

Donde:

$G$  = se llama módulo de cizalla o rigidez y es constante para cada material. Cuando un cuerpo se somete a cambio de presión hidrostática, el cambio de volumen unitario, al cambiar la presión, se llama compresibilidad:

$$K = dv/dp$$

Donde:  $V$  es el volumen  
 $P$  la presión hidrostática.

La presión hidrostática en el experimento se produce por un fluido a presión alta que rodea la roca; pero en la naturaleza el cuerpo rocoso está rodeado en todas direcciones por más rocas que no actúan como un fluido. Las propiedades elásticas de las rocas tienen una gran importancia en sismología, pues la propagación de las ondas de choque es un fenómeno puramente elástico. Las ondas transversales de choque no atraviesan el núcleo de la tierra, se

supone que la materia allí no es rígida. Los focos profundos de los terremotos han probado que la rigidez de una onda de choque actúa hasta una profundidad de 700 Km

### Ruptura, resistencia y cizalladura

El campo de alargamiento elástico de una roca es limitado. Con un incremento de la fuerza deformadora, la roca rompe a lo largo de ciertos planos y bajo la acción de una alta presión periférica se desarrollan planos de ruptura a lo largo de los cuales aparecen cizallamientos. La deformación permanentemente aparece cuando se sobrepasa un cierto límite de elasticidad. Existen varias clases de deformación permanente, pero que todas ellas se supeditan a las condiciones de tensión interna de la roca que más adelante se consideraran.

Los planos de deslizamiento que se desarrollan en el cuerpo rocoso forman un cierto ángulo  $\alpha$  con la fuerza deformadora  $P$  (fig 1.10). En el plano ab hay dos fuerzas activas, un esfuerzo normal  $Y$  y uno de cizalla  $\tau$ , que es función de  $P$  y de  $\alpha$  se expresan por:

$$Y = P(\text{seno } \alpha / \text{seno } \alpha) * P \text{ seno}^2 \alpha = \frac{1}{2} P * (1 - \text{coseno } 2\alpha)$$

$$\tau = P * \text{seno } \alpha * \text{coseno } \alpha = \frac{1}{2} P * \text{seno } 2\alpha$$

El esfuerzo de cizalla  $\tau$  tiene valor máximo cuando  $\text{seno } 2\alpha = 1$ , es decir, cuando  $\alpha = 45^\circ$ , y en los experimentos se ve que en los planos de deslizamientos forman un ángulo con la fuerza  $P$  no muy diferente de  $45^\circ$ . Aunque a  $45^\circ$ , la resistencia de la roca a la cizalla puede ser diferente en ese plano que en otros; por añadidura los experimentos han demostrado que éstos varían con la fuerza  $Y$  normal al plano por consiguiente:

$$\tau_{\text{max}} = f(Y)$$

Así que se debe estudiar la relación existente entre  $\tau$  y  $Y$  (esfuerzo normal) en planos diferentes.

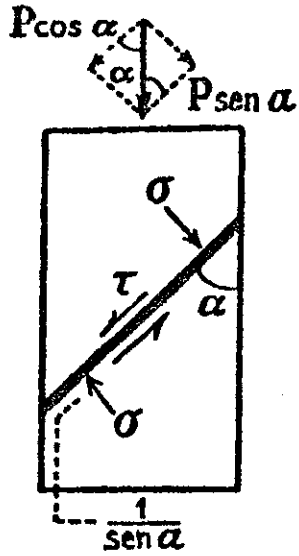


Fig. 1.11 Esfuerzo normal y de cizalla en un plano de cizalla oblicua

Hasta aquí sólo se ha considerado la rotura a lo largo de planos de cizalla debida a compresión, se deduce de esto que la fuerza de tensión es más pequeña que la fuerza de compresión. Cuando la diferencia entre tensión y compresión en cualquier material es grande, llamese a ese material frágil y cuando la diferencia es pequeña, dúctil.

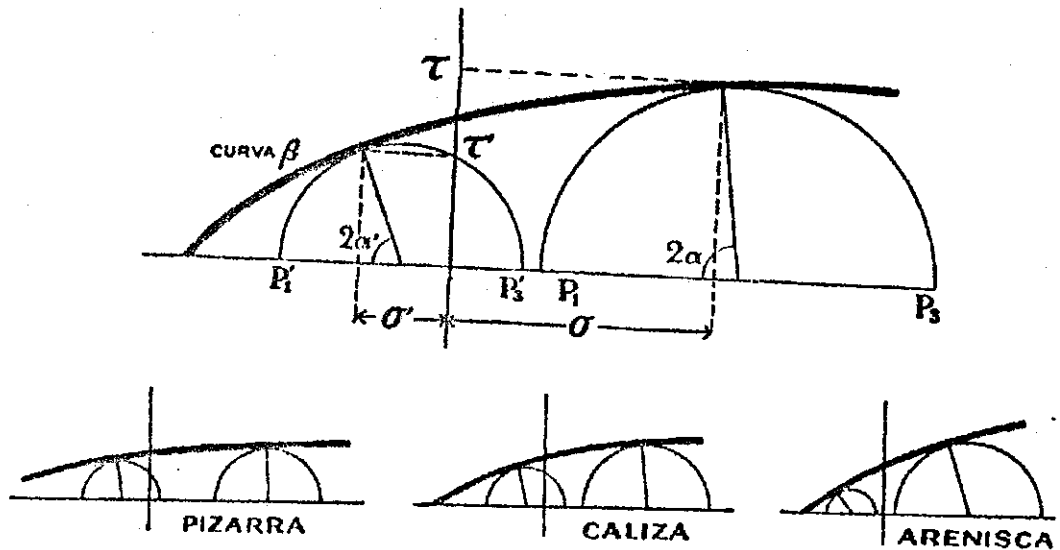


Fig. 1.11 Curvas envolventes típicas para los diferentes tipos de roca



Cuando aumenta la presión exterior la curva  $\beta$  tiende a aplastarse y el ángulo  $\alpha$  del plano de cizalla aumenta, desapareciendo la diferencia entre materiales dúctiles y frágiles. Si la resistencia a la compresión de las rocas es función todavía o no de la presión estertor, cuando ocurre el aplastamiento de la curva, depende de las distintas clases de roca. Las rocas competentes (duras o frágiles), como areniscas y calizas, tienen una envolvente diferente: la curva de la arenisca permanece empinada, aunque aumente la presión externa, mientras que la de caliza se aplasta y la de la arcilla o pizarra es siempre muy plana (fig. 1.11). A la luz de estas consideraciones se puede ver como los materiales frágiles tal como rocas sometidos a grandes presiones se comportan como materiales dúctiles, no han perdido su resistencia y la fluencia no empieza bajo presiones iniciales pequeñas, bajo una presión diferencial mayor que su resistencia a la presión atmosférica no se rompe.

Los primeros experimentos sobre la deformación de las rocas se han llevado a cabo siempre bajo una fuerza creciente y en altas condiciones de presión exterior. Algunas veces las rocas estaban húmedas pero la mayoría de ellas estaban secas, a veces aisladas, otras en contacto directo con el fluido de alta presión. Los resultados se llevaron a un diagrama esfuerzo/deformación y ciertas características de las curvas obtenidas se tomaron como representantes de propiedades físicas fundamentales de las rocas en cuestión. Sin embargo, tan pronto como se introdujo el factor tiempo se vio claramente que la velocidad de ampliación de la fuerza tenía una influencia importante en los resultados medidos y los experimentos primitivos, con esfuerzos crecientes resultaron sin valor en cuanto a medios para determinar propiedades físicas fundamentales de las rocas. Esto significa que para medir una propiedad física, tal como el límite elástico a una presión determinada, se ha de llevar a cabo una serie global de experimentos de una duración mínima cada una de una semana, en lugar de unas pocas horas. Además de esta dificultad se ha visto que no se debe distinguir sólo entre campo elástico y plástico de un esfuerzo, sino que se debe reconocer que hay varias clases de campos plásticos y fases transitorias donde la deformación es a la vez plástica y elástica. Para mayor complicación el comportamiento de una roca húmeda es completamente diferente al de una roca seca y su rotura final se puede deber a procesos diferentes, de donde resulta que hasta la noción de resistencia se debe revisar.

## Fluencia plástica y elástica

Como propiamente ningún cuerpo elástico es instantáneo sino que ofrece cierto retraso, su recuperación tampoco es inmediata y hay que aguardar cierto tiempo después de suprimida la carga para observar si una deformación es o no permanente. Este retraso en la recuperación se llama histéresis. Cuando el retraso y la histéresis son grandes es difícil distinguir la deformación elástica de la permanente, pero el criterio final es sin duda que una deformación elástica está ligada sólo al esfuerzo, mientras que una deformación permanente está ligada a la vez al tiempo que dura la aplicación del esfuerzo. Por ello en un experimento de deformación con carga constante, la deformación elástica se caracteriza por una disminución gradual de la velocidad de deformación hasta llegar a un equilibrio estable, mientras que una deformación permanente (o plástica) sigue indefinidamente, con velocidad de deformación constante (fig. 1.13).

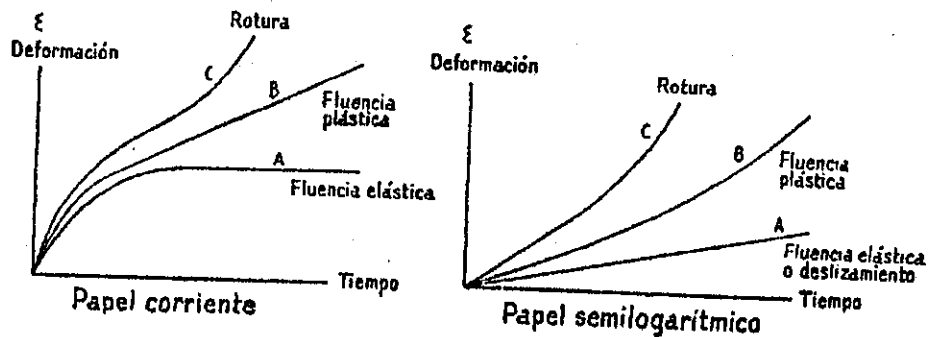


Fig. 1.13 curvas esfuerzo/tiempo de deformación elástica A; plástica; B y rotura; C de una roca debida a una carga constante en escala ordinaria y semilogarítmica.

En la curva A la deformación llega a cero después de cierto tiempo, en B continúa y alcanza un ángulo constante y una velocidad constante de deformación (fig. 1.13). Con esfuerzos mayores se obtienen curvas como C, en las cuales pasado un período de velocidad de deformación constante, ésta aumenta y finalmente se observa la rotura. Como el campo plástico va siempre acompañado de un reajuste permanente de las partículas de la roca mientras que en el campo elástico el reajuste es temporal, el límite entre ambos es esencialmente un límite entre rocas no alteradas y alteradas, por lo cual se puede llamar resistencia. Sin embargo se prefiere llamarla elasticidad límite que parece un termino menos ambiguo. Por encima del límite de elasticidad en el campo plástico, se diferencian dos modos de deformación. Es probable que en el de más abajo las propiedades elásticas no se hayan

perdido todavía; la fluencia es plástica en el sentido de que la deformación tiene carácter permanente y elástico en cuanto que si desaparece la carga tiene lugar un enderezamiento elástico de igual magnitud que la deformación elástica primitiva. Este es el campo viscoso-elástico; sin embargo, por encima de un cierto límite esta propiedad elástica se pierde: se dice entonces que es el verdadero campo plástico.

El límite entre ambos campos se llama límite de plasticidad. El campo superior al límite plástico es la zona de fractura y su límite inferior se llama límite de ruptura. Si hace una serie de experimentos en las siguientes condiciones envidiables como clase de la roca, contorno, presión exterior y esfuerzo constante. Se establecen las siguientes definiciones: la fluencia elástica o deslizamiento se caracteriza porque la velocidad de deformación baja gradualmente hasta cero (en papel semilogarítmico resulta una línea recta), mientras que la fluencia plástica o fluencia se caracteriza por una velocidad de deformación constante, ambas después de un estado inicial de disminución de deformación. Dentro del campo de fluencia se distingue la zona inferior donde la tensión elástica es todavía un factor importante; el campo de fluencia viscoso-elástico y una zona superior donde dicha tensión elástica tiene poca o ninguna importancia: el campo de fluencia plástica. Se verá más adelante que la mayoría de los precisos de plegamiento tienen lugar en el campo de fluencia viscoso-elástico. El límite elástico es la tensión mayor con la que se consigue mantener una velocidad de deformación cero después de una fluencia elástica inicial. La rotura implica la disgregación del objeto, esto aparece por encima del esfuerzo límite de rotura y se inicia en los ensayos por un aumento de velocidad de deformación. En la fig. 1.14 se indican esquemáticamente las diferentes zonas y límites.

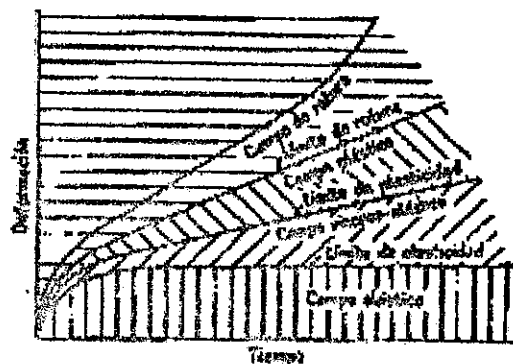


Fig. 1.14 Diagrama esquemático de deformación/ tiempo que indica los diferentes campos de deformación

Es evidente que dicho criterio no se pueda aplicar a un trozo de roca que está rodeado de los trozos de roca en lo profundo de la corteza terrestre. Incluso si se sobrepasa la resistencia a la rotura no sucede nada, porque no hay sitio alrededor de la roca para alojar los fragmentos rotos. Aún en un experimento geológico, en donde la roca está rodeada por un fluido a gran presión, no se pueden comparar estas circunstancias con las del interior de la tierra. Mucho mejor criterio de resistencia resulta de la forma de la curva tiempo/deformación, cuando en el campo plástico crece la velocidad de deformación en vez de permanecer constante, el resultado inevitable es que la probeta se romperá finalmente como en la curva C de la fig. 1.13. Por otra parte una forma muy corriente de fluencia plástica se debe a los planos de deslizamientos intergranulares, lo que en cierto modo representa una clase de rotura. El concepto de resistencia como límite entre dos formas de deformación, no tiene nada que ver con el límite entre pliegues fallas, como alguna vez se ha sugerido.

El límite entre fluencia plástica y elástica comúnmente llamado límite de elasticidad, puede ser el paso de fluencia elástico a deslizamiento intergranular. Parece mejor evitar la palabra resistencia y distinguir solo entre fluencia elástica, viscoso-elástica y plástica rotura. La velocidad de deformación y la viscosidad de las rocas se consideran después que se han examinado los resultados de ciertos experimentos significativos.

El deslizamiento intergranular es una clase de rotura bajo una presión exterior tal que hay recementación en los planos de deslizamientos. Una vez superada por esfuerzos cortantes la cohesión interna entre granos a lo largo de los planos de máximo esfuerzo de cizalla, el proceso puede continuar casi indefinidamente, en tanto lo permitan las circunstancias del experimento. No hay duda de que se obtendrá una velocidad de deformación constante; sin embargo, ésta se podría modificar redondeando las aristas de los granos o por ciertas circunstancias. El proceso de deslizamiento intergranular es una fluencia plástica seguida de rotura de la probeta. El movimiento intracrystalino tiene otro carácter. Hay dos formas diferentes de deslizamiento llamados macla y traslación.

Una vez tomada la mezcla polisintética se acaba el movimiento en ese plano. El proceso completo se compone de pequeños movimientos en planos sucesivos que se van situando cada vez en posiciones más desfavorables y por consiguiente tienen un límite definido. En este caso la curva deformación/tiempo se vuelve horizontal. Por lo contrario, las traslaciones en planos

cristalinos pueden ser infinitas. Los átomos saltan sucesivamente de una posición de equilibrio a otra y no hay razón para que cese el movimiento mientras permanezca la carga. La curva de deformación/tiempo alcanza una velocidad constante, típica de la fluencia elástico-viscosa. En los agregados cristalinos en los que los cristales están orientados al azar, se hace patente otro factor. Cuando se aplica una carga, los primeros planos a lo largo de los cuales hay traslación o maclado son los más favorablemente orientados en relación con la dirección del esfuerzo. Sucesivamente la deformación va afectando también a aquellos planos peor orientados pero se llega a un cierto límite que depende de la intensidad del esfuerzo. Una carga grande crea más planos de deslizamientos, la curva deformación/tiempo para experimentos en monocristales y en agregados cristalinos o aún en aquellos agregados de cristales grandes y pequeños difiere, incluso, si solo hay movimiento intracristalino.

Al distorsionarse las rocas hasta alcanzar nuevas formas, se comprimen en una dirección y se dilatan a una o dos direcciones perpendiculares a la primera, o bien, se comprimen en dos direcciones y se dilatan en otra perpendicularmente a aquellas. La distorsión puede dar lugar a grandes pliegues anticlinales y sinclinales, micropliegues secundarios, cruceros o esquistosidad y otras estructuras. En todas ellas hay engrosamiento vertical y adelgazamiento o acortamiento en dirección horizontal. Entra dentro del buen sentido suponer que la secuencia de estratificación de la roca o la orientación de láminas arcillosas o micáceas provoque un cizallamiento preferentemente en ciertas direcciones. Sin embargo la anisotropía de la roca no es el único factor más importante que decida la orientación de los planos de cizalla. Por el contrario es más importante la orientación del campo de esfuerzos. Este campo puede ser de naturaleza elástico-viscosa o de carácter semiplástico y en cada uno de estos casos habrá orientación de los planos de cizalla.

Por consiguiente la distorsión de la roca sometida a un esfuerzo de deformación está regida por dos factores:

1. Su anisotropía
2. Su estado elástico y plástico

Puede ser dominante cualquiera de los dos factores o estar combinados en una cierta proporción. Todas las rocas sedimentarias se constituyen por capas de propiedades físicas diversas. El tipo de roca rígido alterna con el plástico, cuando crece el esfuerzo tectónico,

alcanza cierta intensidad que aunque menor que el límite elástico de las rocas rígidas, es ya mayor que el de las plásticas. Al llegar a este grado, las rocas rígidas pueden ceder un poco bajo la fuerza y las rocas plásticas permanecen en su sitio mantenidas por muchos lechos adyacentes más sólidos. Si todavía aumenta más el esfuerzo de deformación, alcanza por fin el límite elástico de las rocas, desde luego en este punto se habría ya sobrepasado el límite de elasticidad de las capas plásticas.

Cuando comienza la deformación de las rocas rígidas, va dirigida por completo por las tensiones elásticas que existen aún en la capa plegada. Las rocas más débiles adoptan la forma de las capas encajantes más duras y sus propias tensiones elásticas no tienen efecto apreciable. Antes de discutir por qué cierto tipo de roca se ha deformado de cierta manera, se deben relacionar los diversos datos experimentales concernientes a esfuerzos, alargamiento y viscosidad de los tipos de deformación que se observa en el campo o con el microscopio. Se ha visto que los datos experimentales de las distorsiones de las rocas indican que hay cinco modos principales de deformación:

- ✓ Compresión hacia un volumen menor, proceso finito.
- ✓ Fluidez o fluencia elástica, deformación con una curva logarítmica tiempo/alargamiento, que se hace infinitamente pequeña para largos períodos.
- ✓ Fluencia elástico-viscosa, cuyo alargamiento elástico es absorbido gradualmente por una deformación permanente.
- ✓ Fluencia plástica con velocidad de deformación más o menos constante pero lenta, para un esfuerzo mínimo.
- ✓ Rotura, con velocidad de deformación al principio constante, pero que crece y termina por romper la probeta.

Aún no está completamente aclarado el mecanismo de deformación de estos cinco modos, pero se sabe que ciertos mecanismos son típicos de ciertos modos, por ejemplo, disolución y recristalización es típicamente un fenómeno de fluencia. En fallas y plegamientos tectónicos es evidente que la compresión tiene un papel preponderante sólo en el estado inicial. Puede quizás determinar la situación de una futura falla o la charnela de un pliegue, pero durante el proceso mismo de plegamiento la compresión deja de ser operante. Tampoco la fluencia plástica es un factor importante en el plegamiento, ya que es un proceso finito y de

extensión estrictamente limitada, sin embargo, es posible que en rocas muy bien estratificadas, donde cada capa pueda ceder elástica e independientemente de las capas vecinas, la curvatura de los estratos alcanza dimensiones considerables, aunque en general se puede suponer que el esfuerzo sobrepasará el límite elástico y se supera el campo de la pura elasticidad.

Se entra entonces en el campo de la fluencia elástico-viscosa, donde las deformaciones elásticas son reemplazadas lenta y continuamente por deformaciones plásticas.

Los esfuerzos elásticos en una capa plegada elásticamente son paralelos a sus superficie-tensión en el arco convexo y compresión en el arco cóncavo del pliegue. Dentro de la capa estos esfuerzos se convierten en esfuerzos cortantes, paralelos a la superficie, que producen cizallas que se desarrollan en los flancos del pliegue (fig. 1.15).

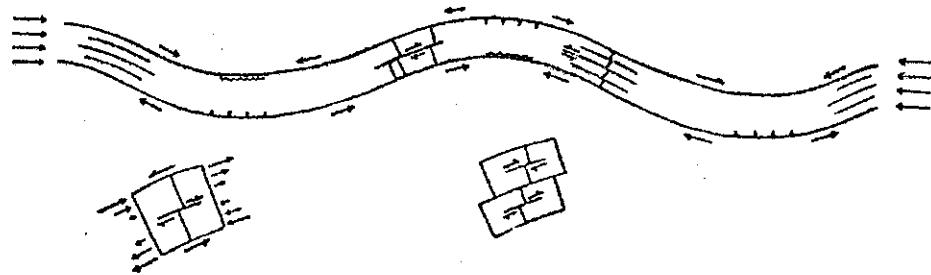


Fig. 1.15 Esfuerzo elástico en una viga hasta producir planos de cizalla concéntricos.

En el momento en que se produce un plano de cizalla, se divide la capa primitiva en dos capas plegadas elásticamente. En posteriores plegamientos se repite el proceso y por esta razón no se pierde el estado elástico de la roca rígida. Este proceso de subdivisión de la capa original en más y más arcos independientes permiten que, sin aumento de esfuerzo, se siga curvando la capa. Este proceso de fluencia elástico-viscosa supone que en los planos paralelos de cizalla el esfuerzo cortante sobrepase el límite de fluencia y de lugar a la rotura.

En las rocas más débiles, entre capas duras, el proceso no tiene lugar en la misma forma, ya que el esfuerzo es muy superior al límite elástico de las rocas más débiles. El carácter de estas rocas, en cuanto a dilatación vertical, es mucho más uniforme. Esta dilatación va acompañada por la formación de planos de cizalla probablemente porque todavía se trata de un efecto elástico. Los planos de cizalla son paralelos al plano axial y perpendiculares a la dirección esfuerzo principal (lateral), como un crucero de fractura pizarroso. En margas

gruesas o lechos de pizarras o en capas compactadas delgadas entre capas no compactas con crucero pizarroso, se pueden observar interesantes planos de cizalla oblicuos.

De los anteriores razonamientos se deduce que en los procesos de plegamiento el factor más importante no es el valor absoluto del límite elástico del complejo total, sino la compacidad relativa de los diferentes tipos de rocas y el límite más alto de elasticidad de la roca más compacta. Sin embargo, hay también otros factores influyentes.

En primer lugar es importante la velocidad de aumento de la fuerza deformativa. Si la velocidad es pequeña, la relajación de la deformación elástica absorbe pronto su aceleración y el esfuerzo permanece constante, no se alcanza un valor algo superior al límite elástico. Por otro lado, si la velocidad de crecimiento es más grande, este valor de esfuerzo cortante no se alcanza hasta que el esfuerzo ha subido por encima del límite elástico de la roca más compacta y la deformación es de otro carácter. Si se supone que el plegamiento concéntrico corresponde a un intervalo mínimo entre el límite de elasticidad y que los cizallamientos planos correspondan a una diferencia algo mayor, entonces los cruceros pizarrosos indican una aceleración más grande en la velocidad de crecimiento del esfuerzo deformativo.

En segundo lugar, la influencia de la profundidad de las rocas (es decir, de la presión a la que estén sometidas) es también un factor importante. Alcanza el límite de elasticidad, convierte las rocas rígidas en dúctiles y de esta forma influye en la relación de compacidad de los diversos tipos de rocas.

En tercer lugar, la temperatura y en particular la acción térmica de las rocas intrusivas puede cambiar totalmente el problema. Se tienen muy pocos datos sobre el modo de actuación del metamorfismo térmico o dinámico y sería mejor constatar simplemente que el emplazamiento contemporáneo de rocas intrusivas altera la forma de reaccionar de la roca ante el esfuerzo. En general produce un debilitamiento de la resistencia del material rocoso y aun más importante, lo moviliza en una considerable extensión.

Finalmente, el contenido de fluido de la roca, comprobada ya su importancia en trabajos experimentales, también se hace sentir en la naturaleza. El contenido de fluido puede ser el agua original de las rocas sedimentarias o bien una edición por actividad magmática con detenimiento. En muchos procesos metamórficos se cree que este contenido inicial de agua



juega un papel decisivo como activante en la recristalización de los nuevos minerales (escapolita en el metamorfismo de calizas por intermedio del agua salada). Además de estas funciones, el fluido puede actuar simplemente como lubricante. Resumiendo, se puede decir que los factores que determinan la reacción de las rocas ante un esfuerzo son los siguientes.

- ✓ Su anisotropía
- ✓ La compacidad relativa de sus partes componentes
- ✓ El límite elástico de su roca más compactada
- ✓ Velocidad de crecimiento del esfuerzo deformativo.
- ✓ Presión exterior
- ✓ Acción intrusiva en profundidad, bien por su influencia térmica o por su carácter intrusivo
- ✓ Contenido de fluido, inicial o intrusivo

Reuniendo la mecánica de los pliegues se puede ver el cuadro No. 1. En la secuencia de deformación indica ya la secuencia de rocas con límite elástico decreciente bajo el mismo esfuerzo, ya la secuencia de la misma roca deformada por un esfuerzo creciente (o en otras palabras, un crecimiento del intervalo entre esfuerzo y límite elástico), pero con la salvedad de que muchos tipos de esquistosidad (y fluencia en rocas metamórficas) requieren de un aumento de temperatura:

Compresión	Proceso finito	Sin pliegues
Curvatura elástica	Proceso finito	Ligeros pliegues
Plegamiento elástico-viscoso	Proceso Continuo	Plegamiento concéntrico
Plegamiento plástico	Proceso Continuo	Crucero y esquistosidad
Fluencia	Proceso finito	Estructuras de Fluencia

Cuadro No. 1

Incremento del intervalo entre esfuerzo y límite elástico y fluencia en rocas metamórficas

Fenómenos producidos por la deformación de las rocas visibles a simple vista.

Se dividen en dos clases: 1. distorsión de las rocas y 2. fracturas de las rocas. En la distorsión de las rocas algunos componentes, cuya forma original se conoce de antemano o por reconstrucción, se distorsionan por diminutos planos de cizalla sin perder del todo la relación

de su forma original. En esta clase se encuentran las deformaciones de los fósiles, de olitos y guijarros.

La fractura de las rocas por procesos tectónicos se llama simplemente milonitización y las rocas quebradas se llaman milonitas. Pero si la fractura va acompañada de espejos o intenso crucero o recristalización, es preferible emplear el vocablo brechamiento y las rocas rotas se llaman brechas tectónicas.

El tipo particular de brechamiento o milonitización depende mucho de la naturaleza de la roca, la profundidad por debajo de la superficie y el campo de esfuerzos. En rocas cristalinas, los planos de fracturas tienen inmediatamente laminación, ya que el movimiento de cizalla prevalece en las láminas de mica y redondea los cristales de cuarzo y feldespato. Para romper la roca, el esfuerzo de cizalla debe ser mucho más grande que el esfuerzo que romperían las rocas sedimentarias. En granitos y otras rocas cristalinas masivas, la fractura toma siempre la forma de milonitización. Las milonitas superficiales de rocas cristalinas presentan fuerte laminación y cloritización de todos los minerales oscuros. La roca llega a reblandecerse hasta el punto de que pueden aplastarse con los dedos.

#### 1.4.2 Rocas sedimentarias

Las propiedades físicas de los sedimentos no consolidados son bastante diferentes en las rocas ordinarias. Ya que antes de la consolidación aparecen muchas deformaciones en los sedimentos de superficie, es muy ventajoso comprender bien estas particularidades. Durante el proceso de litificación se pueden encontrar estratos intermedios entre roca dura y sedimentos sueltos. La principal diferencia entre los sedimentos no consolidados y la roca sólida estriba en que los primeros constituyen esencialmente un agregado de dos fases, agua y granos minerales. El contenido de agua de una roca dura juega a menudo un papel importante; éste es un fenómeno casi menospreciado hasta ahora. En sedimentos sueltos tiene una importancia principal y en rocas consolidadas secundarias.

Se consideran dos sedimentos, arcilla y arena y se puede cubrir más o menos el campo total de los sedimentos actuales, ya que todas las variaciones se pueden clasificar como arcillas, arenas, o como transiciones entre ellas. La diferencia entre arcillas y arena se debe principalmente a dos factores: la diferencia en el tamaño del grano y la clase del grano. Las

arenas pueden considerarse como un agregado de dos fases de granos gruesos y redondeados, colocados uno junto a otros, con una fase líquida llenando el espacio vacío. Por el contrario, las arcillas tienen granos flexibles y planos rodeados de una película de agua y por tanto, sin contacto directo entre sí, estando llenos también con agua los poros existentes más allá de la película líquida.

En primer lugar, se definirán los términos que se van a necesitar en relación con los suelos.

- ✓ La presión del suelo  $\gamma$  a una profundidad  $h$  se compone de dos clases de presión, primero el peso de los granos, transmitidos de grano en grano,  $\gamma_k$ , y luego la presión hidrostática  $\gamma_w$  igual al peso de una columna de agua de esa altura:

$$\gamma_g = \gamma_k + \gamma_w$$

- ✓ En el lenguaje vulgar se distinguen, al aumentar el tamaño del grano, las siguientes categorías.

Ultra-arcilla, arcilla, marga, limo, arena basta, guijarros. Estos nombres no dan, desde luego, un conocimiento lo suficientemente preciso de los tamaños del grano límite, ya que contienen granos de muy diversos tamaños. Mejor es definirlos por un diagrama de frecuencia de tamaño del grano del género representado en la fig. 1.16 en es que el tamaño de grano se indica en abscisas en escala logarítmica, y en ordenadas el tanto por ciento de granos pertenecientes a cada intervalo.

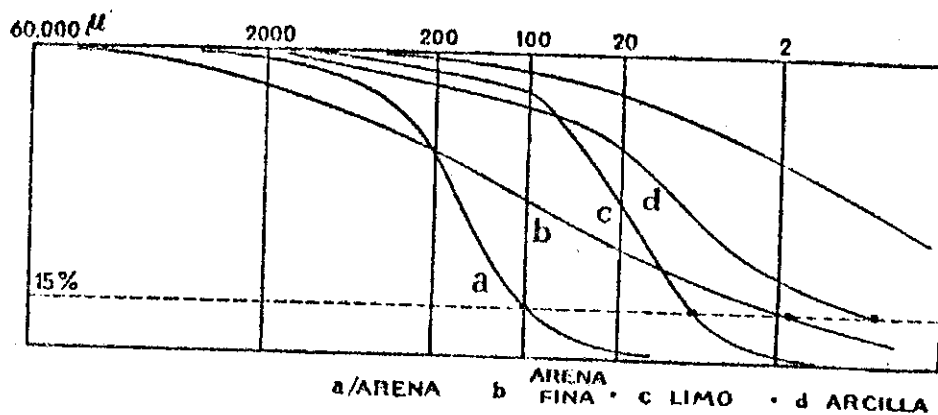


Fig. 1.16 Diagrama frecuencia del tamaño de grano para diferentes suelos

Un sedimento ordenado, como una duna (ordenado por el viento y el agua) curva a, o loess (ordenado por el viento) curva c, tiene forma de S y la parte empinada, indica el intervalo de tamaño más frecuente de grano; los sedimentos sin ordenar, como las morrenas glaciares, tienen una curva casi recta, curva b.

- ✓ Otra propiedad importante es la superficie total de los granos, que aumentan al disminuir el tamaño de aquellos. La superficie de grano específica,  $U$ , es la relación entre la superficie total de los granos de una unidad de peso de granos y la superficie de una esfera del mismo peso. Por consiguiente,  $U$  es siempre mayor que la unidad. Esta superficie específica de los granos se puede calcular directamente de las curvas de frecuencia de la figura 1.16.

### 1.4.3 Rocas metamórficas

Crucero se compone de una rápida alternancia de arenisca y pizarras, procedente del ordoviciense. La serie ordoviciense es muy potente, de varios miles de metros de pizarras, areniscas y areniscas silíceas. Aunque es indudable que existan charnelas anticlinales y sinclinales, es casi imposible observar estos pliegues directamente en la secuencia isoclinal.

#### Crucero verdadero o pizarro, crucero y crucero de fractura

En la descripción anterior se ha distinguido la clase de crucero que se conoce corrientemente con el nombre crucero de fractura. Se saca como conclusión que se puede desarrollar en un crucero general. Dicho crucero general se llama crucero pizarroso, cuando, la recristalización en los planos de crucero es pequeña. Se llama crucero de fluencia cuando además de la mica, otros materiales están afectados por el proceso de cristalización (con el resultado de que la capa original desaparece o se reconoce como una débil textura residual). Por otra parte, el crucero a veces tiene una textura mucho más basta, que la que se ha visto en las muestras ligeramente metamórficas. Por ejemplo en la misma zona axial de los Pirineos hay calizas devonianas que alternan con pizarras y areniscas y están fuertemente plegadas con pliegues isoclinales en las zonas de mayor compresión y en crucero ampliamente desarrollado. Los planos de crucero cortan con frecuencia todas las series, aunque la distancia entre los planos de crucero se puede medir en milímetros o centímetros en lugar de décimas de milímetro.

Todo el mecanismo de pliegue de estas series se basa en este sistema de crucero. En otros casos el crucero de fractura en pizarras es muy pronunciado, pero sólo corta las areniscas y las calizas en los vértices anticlinales o sinclinales. La explicación del crucero de fractura en capas no compactas, tal como se expone en los libros de texto, se refiere al arrastre ejercido en las capas no compactas, por deslizamientos de los lechos compactos superior e inferior. La expresión arrastre no es muy apropiada ya que en el crucero no se reduce a los flancos. Ésta igualmente desarrolla en las charnelas, incluso en las que tienen amplias crestas donde no existe el efecto de arrastre de las capas compactas. Tampoco este tipo de crucero de fractura se debe a cizallamiento oblicuo, pues en tal caso se debieran encontrar intersecciones en los cruceros de fractura, debidas a la rotación de las capas con la fuerza de deformación (fig. 1.17).



Fig. 1.17 crucero de fractura visto como un cizallamiento oblicuo en capas de pizarra entre capas compactas

A veces se encuentran en las capas de pizarras, planos de cizalla en que se cortan las llamadas pizarras pincel, en las cuales la roca se rompe en trozos largos irregulares acufiados, por ejemplo, esta clase de fractura tiene lugar en las capas gruesas de pizarras que han experimentado rotación por la inflexión de capas compactas superiores o inferiores, durante el desarrollo de planos de cizalla.

### Esquistosidad

Siguiendo este razonamiento, la esquistosidad es simplemente un crucero con micas claramente recrystalizados en los planos de crucero. La recrystalización es muy ligera o no existe en los planos de crucero, pero marcada en los planos de las capas en el techo y fondo de las capas arenosas. La roca se parte fácilmente a lo largo de estos planos. Parece que son las láminas de mica, doblándose desde los planos de crucero hasta el plano de la capa. No es pues

motivo de asombro que los geólogos de campo observen a menudo que la esquistosidad coincide con la estratificación. En una verdadera esquistosidad, los planos de crucero se extienden a través de todas las capas que forman la roca. La estratificación se hace más difusa o desaparece por completo, aunque una vista muy entrenada puede descubrir sus huellas como débiles marcas en la superficie alterada, en un estado avanzado de esquistosidad, Cuando las capas más finas se han borrado totalmente por recristalización tanto de cuarzo como de mica, la única indicación de las capas originales la dan unas bandas blancas, irregulares y bastas, oblicuas a la esquistosidad.

Corrientemente esta fuente de recristalización se debe en parte a la acción térmica de intrusiones sintéctonicas o de otra actividad magmática, pero es la acción dinámica la que determina la textura. En la fig. 1.18 se demuestra la importancia de esta acción dinámica en la formación de rocas esquistos. Esta figura presenta dos muestras de cizalla con delgadas capas de pizarra. Los pliegues formados en la roca son isoclinales y casi verticales, la cizalla (blanca en el dibujo) está muy recristalizada.

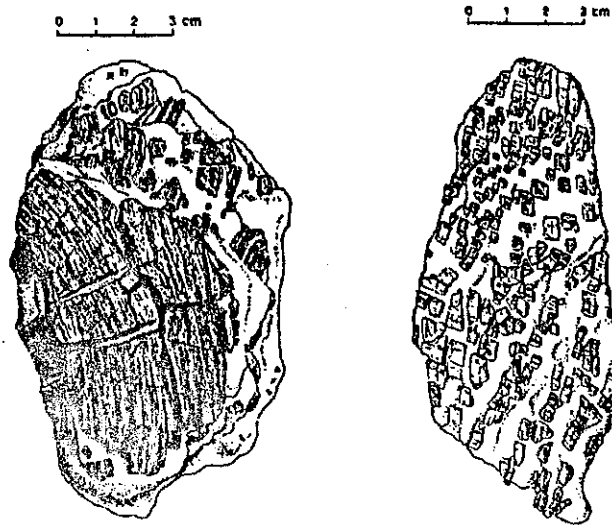


Fig. 1.18 Dos muestras de capas delgadas de pizarra fracturada en cizalla

Los finos lechos de pizarra, completamente fallados son incapaces de soportar la formidable tensión bajo la cual estuvo sometida la cizalla y que la rompió en pequeños trozos angulares. Cuanto más gruesas son las capas de pizarra mayores son los trozos. Las grietas entre los trozos se llenan con caliza que en las muestras de afloramiento están muy alteradas. Como la caliza se deforma cada vez más, se redondean los lados agudos de los trozos de

pizarra y el resultado final es un mármol con finas lentejuelas de pizarra. Todo el proceso es mecánico, siendo de menor importancia la formación de clorita en la pizarra y la recristalización de calcita en la caliza. El aspecto del producto final de este proceso es muy semejante al de un gneis glandular. No hay duda que dicha estructura de gneis se debe a un proceso similar de deformación ayudado desde luego de recristalización.

Ya se ha visto que en ciertas circunstancias la recristalización también tiene lugar en planos de deslizamientos que sigue la estratificación. Por lo tanto, se supone que los planos de estratificación puedan ser también planos de esquistosidad o den lugar a texturas comparables a las de las rocas metamórficas. Se diferencian de la esquistosidad ordinaria descrita arriba en su pequeña inclinación. A lo largo de este plano se encuentran muchas descripciones de esquistosidad de ángulo bajo. En alguna ocasión se ha descrito como esquistosidad de carga, en particular Daly, que creía que el aplastamiento en planos subhorizontales se debía principalmente a la carga de las rocas que yacían por encima. Sin embargo hay buenas razones para dudar de la veracidad de dicho proceso. La esquistosidad sub-horizontal es típica de las rocas arcáicas de Escandinavia y Canadá y de los mantos Peninos de los Alpes. Todas estas regiones han estado sometidas a un considerable esfuerzo lateral, produciendo enormes traslados de masas y por ello es muy probable que la esquistosidad horizontal se deba a este esfuerzo lateral. Parece mucho más probable que la esquistosidad subhorizontal se deba a una recristalización de tipo, que se desarrolla en los planos de deslizamiento en pliegues concéntricos, aumentada por intrusiones sintectónicas. Como se ha visto estos planos de deslizamientos concéntrico se deben al primitivo curvado elástico que tiene lugar cuando el esfuerzo de deformación ha sobrepasado un poco a la resistencia. No se está, en posición de comprender porqué en un caso se desarrolla crucero pizarroso, en otro, crucero de fractura y en otra esquistosidad subvertical o subhorizontal. Sin duda, los factores determinantes son las variaciones o combinaciones de presión exterior, esfuerzo de deformación y temperatura, pero no se puede decir cómo es el sistema.

## **1.5 Características geológicas de los bancos seleccionados de piedra laja**

### **1.5.1 Banco No. 1 Palín, Escuintla**

Tiene la característica de una roca ígnea de color oscura, más pesada, son designadas algunas veces con el nombre de SIMA. El nombre fue acuñado con las sílabas SI

del silicio y MA de magnesio, y se le usa generalmente al hablar de la capa pesada y oscura que envuelve a la Tierra. El sima yace bajo la costra de los continentes y se cree que forma la capa exterior debajo de las cuencas oceánicas profundas, tales como la del Pacífico Medio. Se calcula que el 98% del volumen total de roca formada por magma que ha escurrido sobre la superficie de la Tierra está formado por basaltos y andesitas.

Un sinónimo muy usado del basalto es el nombre roca trapeada, derivado de una palabra sueca que significa escalón. Este nombre se refiere a la tendencia de ciertos basaltos de intemperizar o romperse en columnas que se ven como escaleras. El basalto es una roca de grano fino, su composición mineralógica es 1 parte de feldespato plagioclasa + 1 parte de ferromagnesianos = basalto.

Este tipo de roca basáltica está localizado en el cinturón volcánico, mostrando un alto grado de fracturamiento, con un afloramiento grande (talud), con rocas volcánicas circundantes, perteneciendo a la edad cuaternaria, con un contenido de piroxeno, olivinos y plagioclasa.

### 1.5.2 Banco No. 2 Salamá, Baja Verapaz

Los numerosos tipos de rocas metamórficas proceden de la gran variedad de rocas originales y de los diferentes tipos de metamorfismo. Las rocas metamórficas se pueden derivar de cualquiera de las rocas sedimentarias o ígneas.

Tiene la característica de una roca metamórfica, de grano grueso, que se forma generalmente por el metamorfismo regional de alto grado. Se reconoce fácilmente en el campo, debido a su apariencia bandeada. Aunque el gneis tiene clivaje de roca, éste es mucho menos pronunciado que en los esquistos.

En los gneis derivados de las rocas ígneas, como el granito, el gabro o la diorita, los minerales componentes están dispuestos en capas paralelas: el cuarzo y los feldespatos alteran con los ferromagnesianos. En los gneis formados por el metamorfismo de rocas sedimentarias arcillosas, como las grauvacas, las bandas de cuarzo y feldespatos, alteran generalmente con capas de minerales laminados o fibrosos, como la clorita, la mica, el grafito, la hornblenda, la estauroлита, la silimnita o la wolastonita.



El término gneis (palabra alemana que se pronuncia nais, aplicada originalmente a una roca granítica) se le da a una roca metamórfica o ígnea caracterizada por bandas alternas, generalmente de unos cuantos milímetros de espesor, de diferente composición mineral. Las bandas son en muchos casos ricas en minerales claros y en otros presentan abundancia de minerales oscuros. Estas bandas pueden o no presentar foliación o clivaje de roca.

Este banco es una roca gneis localizado en la cordillera central de Guatemala, mostrando un grado de fracturamiento alto, con un afloramiento grande, perteneciendo a la edad Paleozóica, con una coloración blanca, dada por las muscobitas, cuarzo y feldespatos.

### **1.5.3 Banco No. 3 San José del Golfo, San Pedro Ayampuc**

Este banco como el anterior está ubicado en la cordillera central de Guatemala, mostrando un grado de fracturamiento leve y un afloramiento grande, perteneciendo a la edad Paleozóica, con un color oscuro, con bandas blancas, negras y verdes, con rocas metamórficas circundantes.

### **1.5.4 Banco No. 4 Granados, Baja Verapaz**

Tiene la característica de una roca ígnea de grano fino con la composición del granito; el término riolita dado por Von Richthofen se refiere a la ocurrencia frecuente de estructuras de flujo fajado o de corriente en estas rocas. La riolita es el equivalente volcánico del granito; tiene los mismos minerales que éste, aunque la extrusión de las lavas riolíticas no está necesariamente relacionada con la intrusión de un cuerpo de granito.

Algunos tipos de riolitas contienen fenocristales de ortoclasa sódica, piroxeno sódico y anfiboles sódicos, indicando su carácter alcalino. La paisanita es una roca con fenocristales de cuarzo, riebeckita y sanidina en una pasta de grano fino que es frecuentemente micropegmatita.

El keratofiro cuarcífero es una denominación para la riolita sódica que se presenta con frecuencia en asociación con las lavas espiliticas. La pantelerita se distingue por la presencia de anortoclasa, con egirina-augita y el anfíbol alcalino cossyrita. Sin embargo, las denominaciones riolita de albita y dacita albitizada son igualmente apropiadas.

Este banco de riolita está ubicado en la zona fisiográfica denominada cinturón volcánico, con alto grado de fracturamiento, con un afloramiento grande, con rocas metamórficas circundantes, teniendo una edad terciaria y presentando un color gris lila.

### 1.5.5 Banco No. 5 Km 50.4 Sanarate, El Progreso

Las rocas que se discuten a continuación generalmente se clasifican como intermedias, debido a que su porcentaje de sílice se encuentra entre 52 y 66. Sus índices de color son casi invariablemente menores de 40. Algunas contienen cuarzo abundante, muchas no lo tienen, otras son de carácter no saturado llevando feldespatoides en vez de cuarzo.

Muchas andesitas son rocas porfídicas con pasta pilotaxítica o hialopilitica aunque algunas son vitrofidicas. Las texturas intergranular, intersertal y ofilitica son excepcionales, salvo en las variedades transicionales a basaltos. De acuerdo con el constituyente máfico dominante son separables en andesitas de olivino, hiperstena, augita hornblenda y biotita y son las tres primeras las más abundantes. También pueden dividirse de acuerdo con la plagioclasa dominante en andesitas de oligoclasa, de andesita y de labradorita.

La composición promedio de la plagioclasa en las andesitas, por ahora, es alrededor de An<sub>40</sub>, mientras que en los basaltos es de An<sub>55</sub>, aproximadamente, pero la plagioclasa porfídica en muchas andesitas es labradorita más cálcica que An<sub>55</sub>.

Andesitas aliviníferas, éstas están muy extendidas en los volcanes como aquellas de las islas hawaianas y en las fajas orogénicas de los continentes. Realmente predominan entre las lavas del Terciario y Cuaternario del cinturón circumpacífico. Muchas de ellas se encuentran tan cercas al límite entre el basalto y la andesita, que sólo análisis químicos adecuados permiten clasificarlas; si los análisis resultan defectuosos, estas lavas marginales pueden ser llamadas andesitas basálticas. Sus minerales principales pueden ser de olivino y de labradorita, sin embargo, su contenido de sílice y la presencia de cuarzo normativo son suficientes para relacionarlas con la familia de las andesitas.

Una andesita basáltica alivinífera representativa de aquellas, son comunes en la faja volcánica circumpacífica. Andesitas de piroxena, son especialmente comunes en los grandes volcanes compuestos de las fajas orogénicas, casi todas ellas llevan abundantes

fenocristales de plagioclasa zonada, cuyos núcleos pueden ser tan clásicos como la anortita, mientras que los bordes pueden estar compuestos de oligoclasa. Su composición promedio puede ser la de una labradorita.

Andesitas de hornablendas y biotita. Generalmente forman corrientes de corta longitud pero son muy gruesas, salientes dómicas con laderas muy pendientes o diques y tapones intrusivos. Generalmente son mas silíceas y alcalinas que las andesitas de piroxeno y de ahí que gradúen a dacitas y traquiandesitas.

Una andesita basáltica alivinífera representativa de aquellas son comunes en la faja volcánica circumpacífica.

Este banco de andesita, está ubicado en la zona fisiográfica conocida como cinturón volcánico, con un grado de fracturamiento muy pronunciado, con rocas metamórficas circundantes, un afloramiento grande (talud), perteneciendo a la edad Cuaternaria y de color negro.

#### 1.5.6 Ubicación de los bancos seleccionados

En la figura No. 1.19, en el mapa de la república de Guatemala, aparecen en forma general ubicados los bancos en estudio, en las siguientes figuras pertenecen a las regiones específicas de cada banco seleccionado

Figura 1.20 Banco No. 1 Palín, Escueintla

Figura 1.21 Banco No. 2 Salamá, Baja Verapaz

Figura 1.22 Banco No. 3 San José del Golfo, San Pedro Ayampuc

Figura 1.23 Banco No. 4 Granados, Baja Verapaz

Figura 1.24 Banco No. 5 Sanarate, El Progreso

# UBICACIÓN DE BANCOS SELECCIONADOS

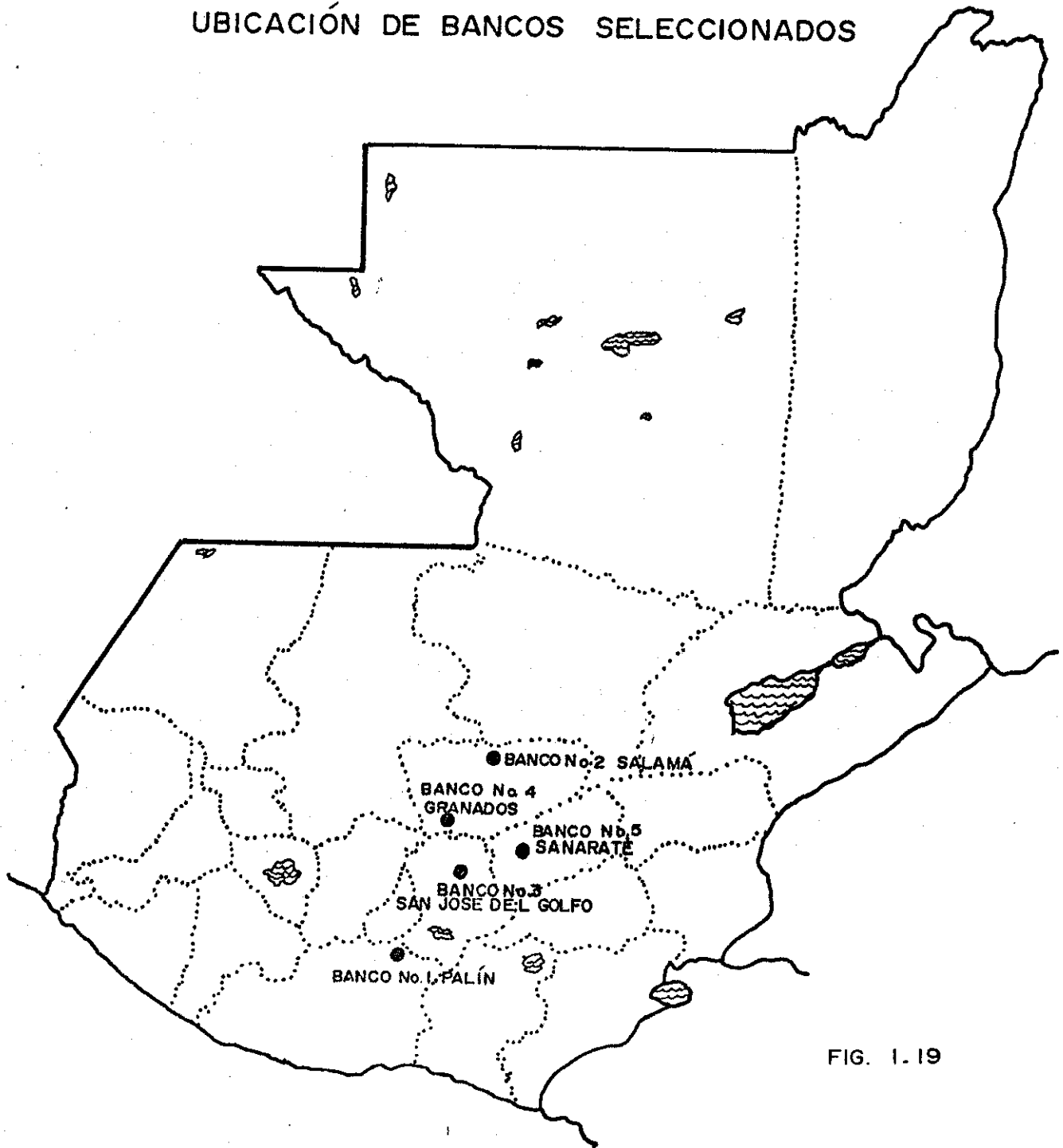


FIG. 1.19



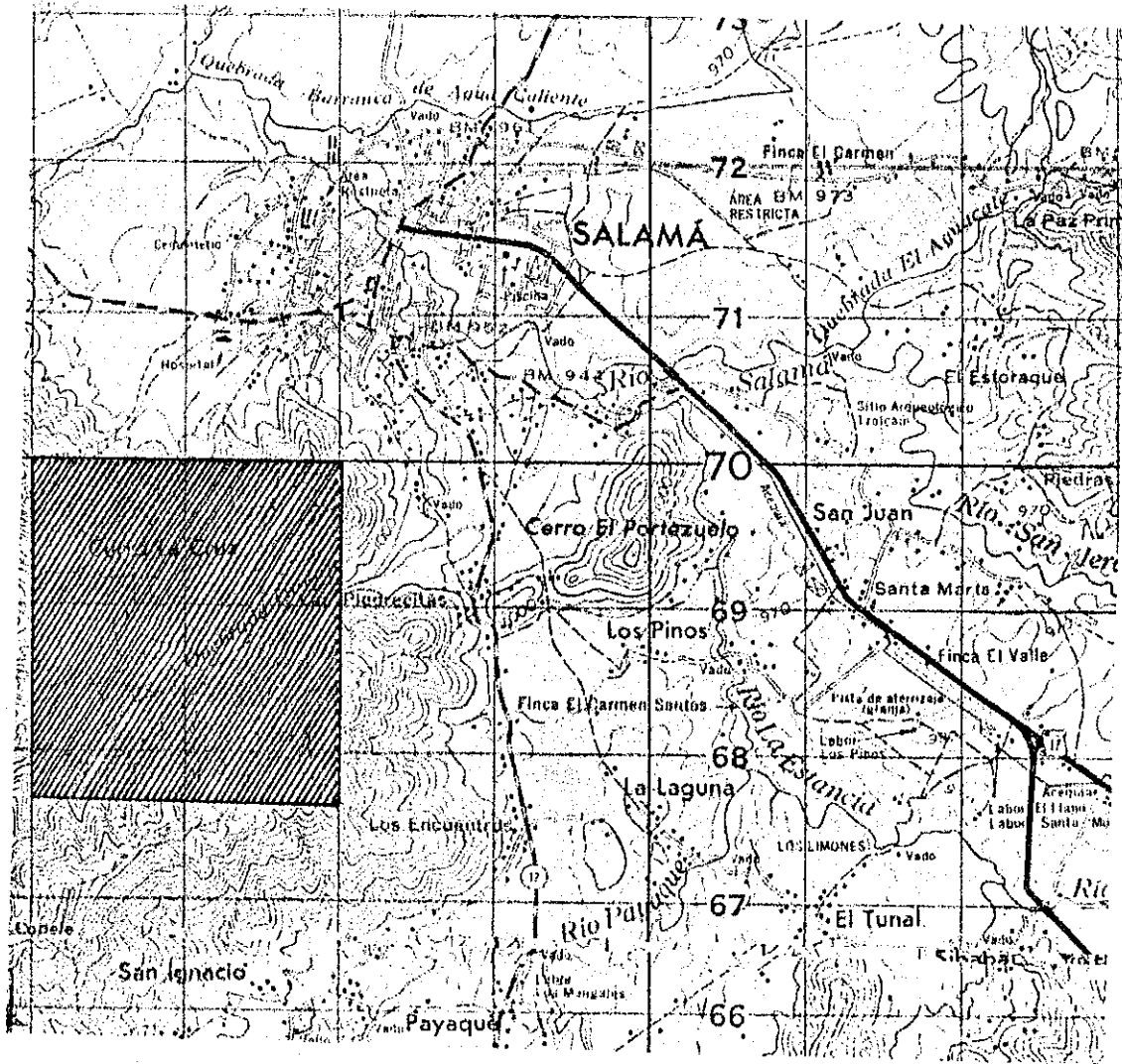
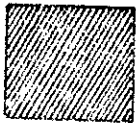


FIG 1.21



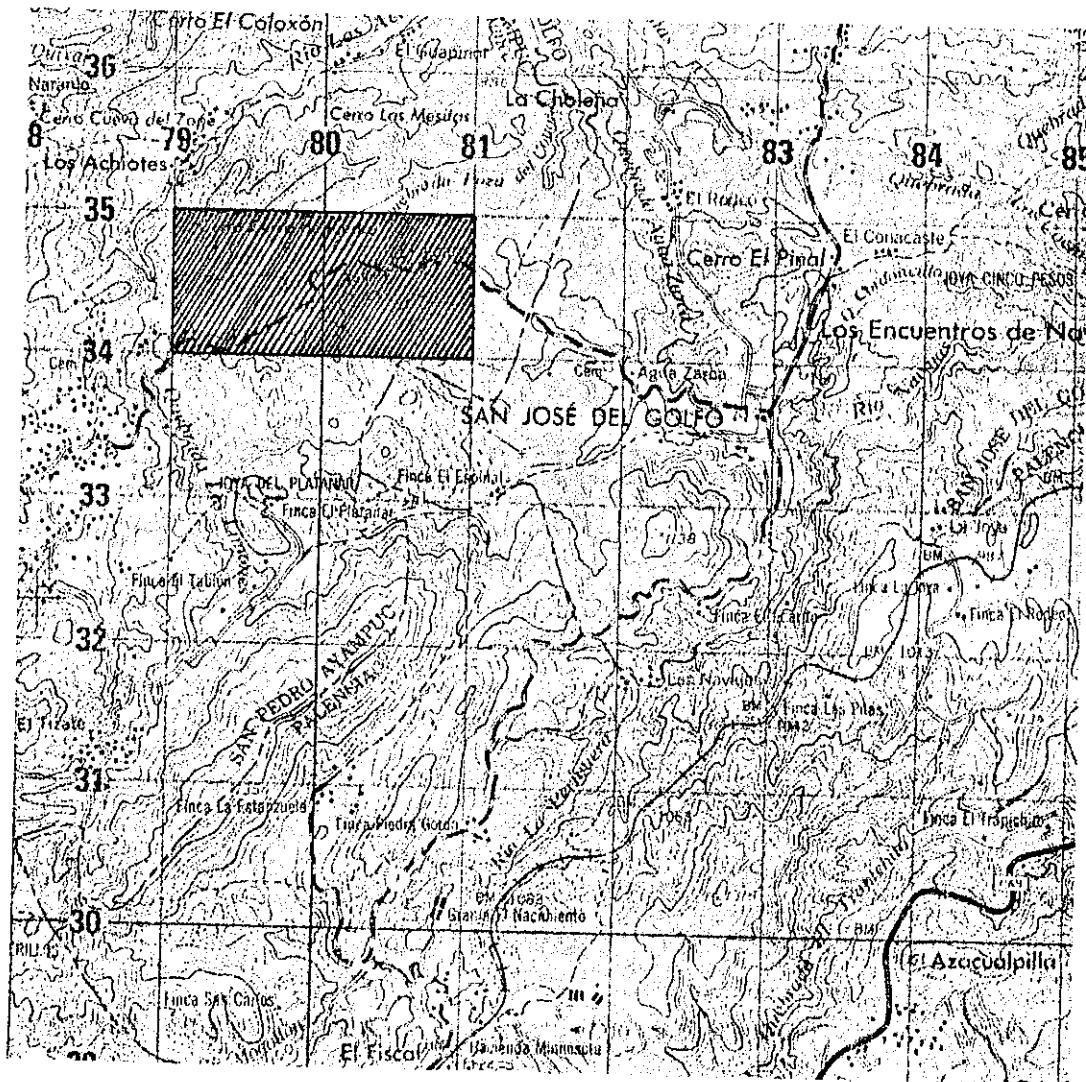
UBICACIÓN DEL BANCO

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA  
FACULTAD DE INGENIERÍA

EL USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS  
OBRAS CIVILES

UBICACIÓN BANCO No.2 SALAMÁ

ESCALA 1: 50,000



UBICACIÓN DEL BANCO

FIG. 1.22

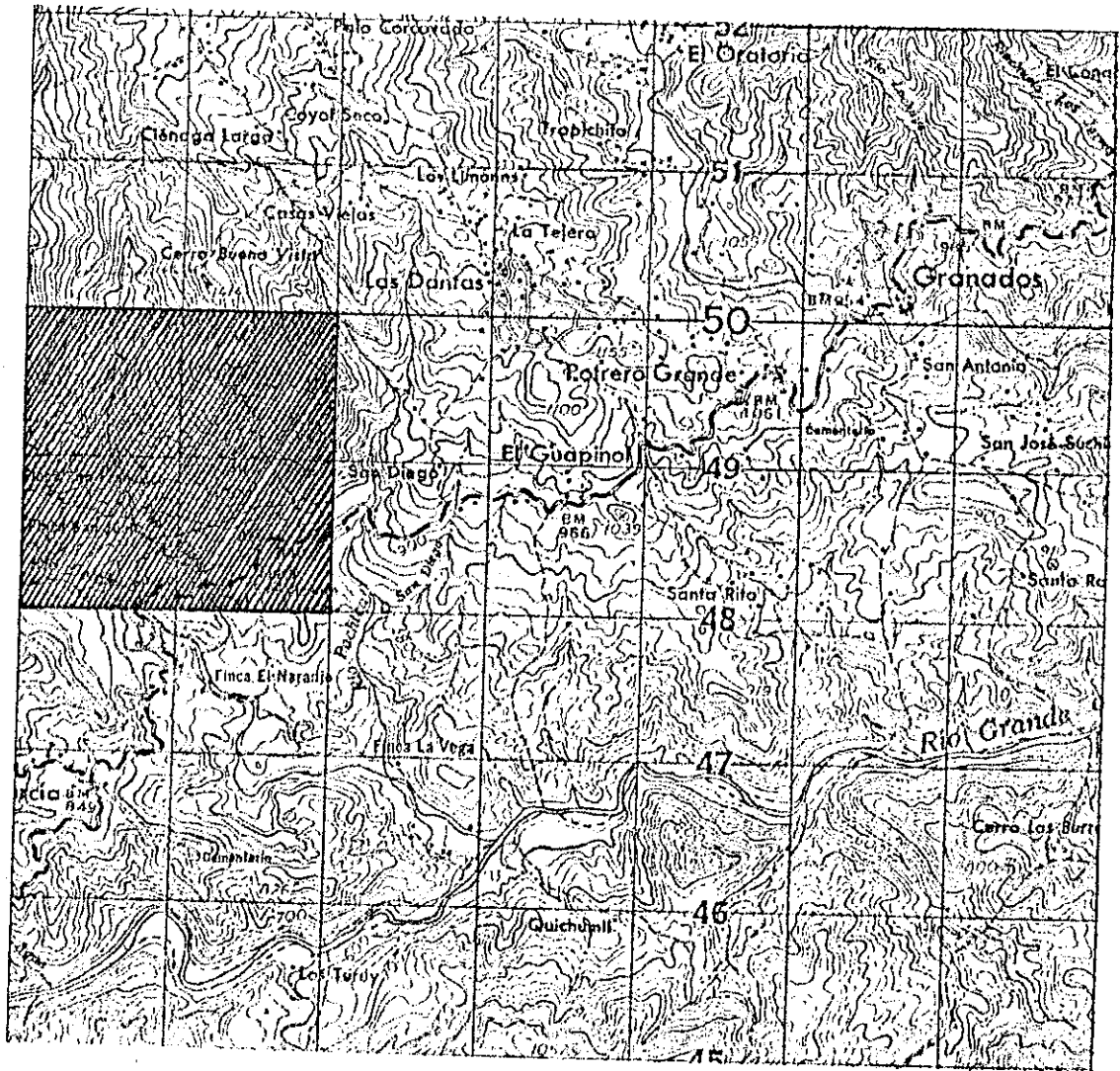
UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA  
FACULTAD DE INGENIERÍA

EL USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS  
OBRAS CIVILES

UBICACIÓN BANCO No. 3 SAN JOSE DEL GOLFO

ESCALA 1:50,000

3 / 5



UBICACIÓN DEL BANCO

FIG. 1.23

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA  
FACULTAD DE INGENIERÍA

EL USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS  
OBRAS CIVILES

UBICACIÓN BANCO No. 4 GRANADOS



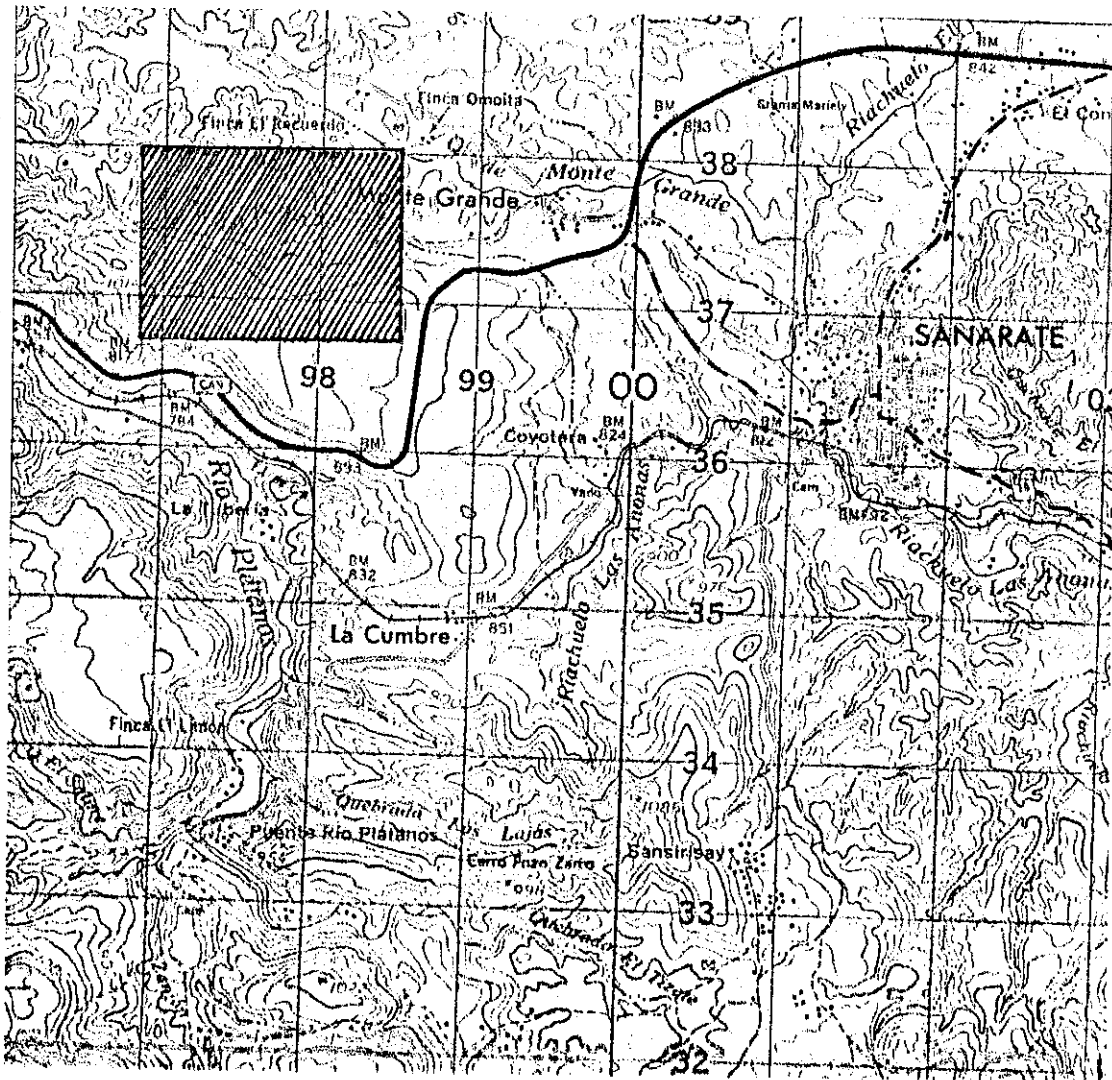
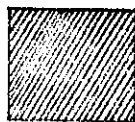


FIG. 1.24



UBICACIÓN DEL BANCO

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA  
FACULTAD DE INGENIERÍA

EL USO DE LA PIEDRA LAJA EN LAS  
OBRAS CIVILES

UBICACIÓN BANCO No. 5 SANARATE

ESCALA 1:50,000

5/5

## CAPÍTULO 2

### 2. ENSAYOS FÍSICO-MECÁNICOS DE MUESTRAS DE BANCOS SELECCIONADOS

#### 2.1 RESISTENCIA A FLEXIÓN

$$I = 1/12 (b \cdot h^3) \text{ (cm}^4\text{)}$$

$$\text{Esf.} = M \cdot C / I \text{ (kg/cm}^2\text{)}$$

$$\text{Momento Maximo (kg*cm)}$$

$$C = h / 2 \text{ (cm)}$$

#### ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC

	BASE (cm)	ALTURA (h) (cm)
I = 29.52	18	2.7
I = 32.93	18	2.8
I = 29.52	18	2.7
P1 = 960	P2 = 620	P3 = 845
	M. Max	C
Esf. = 197.53	4320	1.35
Esf. = 118.62	2790	1.4
Esf. = 173.87	3802.5	1.35

#### ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ

	BASE (cm)	ALTURA (h) (cm)
I = 13.89	18	2.1
I = 10.29	18	1.9
I = 15.97	18	2.2
P1 = 310	P2 = 475	P3 = 500
	M. Max	C
Esf. = 105.44	1395	1.05
Esf. = 197.37	2137.5	0.95
Esf. = 154.96	2250	1.1

#### ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO

	BASE (cm)	ALTURA (h) (cm)
I = 8.75	18	1.8
I = 10.29	18	1.9
I = 8.75	18	1.8
P1 = 600	P2 = 600	P3 = 300
	M. Max	C
Esf. = 277.78	2700	0.9
Esf. = 249.31	2700	0.95
Esf. = 138.89	1350	0.9

#### ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ

	BASE (cm)	ALTURA (h) (cm)
I = 17.75	23	2.1
I = 17.75	23	2.1
I = 37.73	23	2.7
P1 = 410	P2 = 250	P3 = 335
	M MAX	C
Esf. = 139.46	2357.5	1.05
Esf. = 85.03	1437.5	1.05
Esf. = 68.93	1926.25	1.35

#### ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA

	BASE	ALTURA (h)
I = 7.37	18	1.7
I = 6.14	18	1.6
I = 7.37	18	1.7

P1 = 645

P2 = 625

P3 = 530

Esf.	M MAX	C
Esf. = 334.78	2902.5	0.85
Esf. = 366.21	2812.5	0.8
Esf. = 275.09	2385	0.85

## 2.1.1 PESO ESPECÍFICO

### FÓRMULA

$$P.E. = P_{mat.} / (P_{mat.} + (P_{prob.} + h_2O) - (P_{mat.} + prob. + h_2O))$$

$P_{mat.}$  = Peso del material

$P_{prob.}$  = Peso de la probeta

$P_{prob. + h_2O}$  = Peso del agua en la probeta

### ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC

	# 1	# 2	# 3
PESO PROBETA	449	449	449
PESO PROBETA + MATERIAL	649	649	649
PESO PROBETA + MATERIAL + H2O	1035	1036	1036
PESO PROBETA + H2O	910	912	913
PESO MATERIAL	200	200	200

$$P.E. (1) = 2.667$$

$$P.E. (2) = 2.632$$

$$P.E. (3) = 2.597$$

### ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ

	# 1	# 2	# 3
PESO PROBETA	448	448	448
PESO PROBETA + MATERIAL	648	648	648
PESO PROBETA + MATERIAL + H2O	1069	1069	1069
PESO PROBETA + H2O	940	941	940
PESO MATERIAL	200	200	200

$$P.E. (1) = 2.817$$

$$P.E. (2) = 2.778$$

$$P.E. (3) = 2.817$$

### ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO

	# 1	# 2	# 3
PESO PROBETA	446	446	446
PESO PROBETA + MATERIAL	646	646	646
PESO PROBETA + MATERIAL + H2O	1072	1072	1072
PESO PROBETA + H2O	935	934	935
PESO MATERIAL	200	200	200

$$P.E. (1) = 3.175$$

$$P.E. (2) = 3.226$$

$$P.E. (3) = 3.175$$

### ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ

	# 1	# 2	# 3
PESO PROBETA	449	449	449
PESO PROBETA + MATERIAL	649	649	649
PESO PROBETA + MATERIAL + H2O	1052	1053	1053
PESO PROBETA + H2O	943	945	944
PESO MATERIAL	200	200	200

P. E. ( 1 ) = 2.198  
P. E. ( 2 ) = 2.174  
P. E. ( 3 ) = 2.198

**ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA**

	# 1	# 2	# 3
PESO PROBETA	449	449	449
PESO PROBETA + MATERIAL	649	649	649
PESO PROBETA + MATERIAL + H2O	1079	1078	1079
PESO PROBETA + H2O	939	939	938
PESO MATERIAL	200	200	200

P. E. ( 1 ) = 3.333  
P. E. ( 2 ) = 3.279  
P. E. ( 3 ) = 3.390

**2.1.2 PESO UNITARIO SUELTO**

**Fórmula**

P.U. = PESO DEL MAT. / VOL. DEL REC. (kg / m<sup>3</sup>)

**ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC**

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE ( kg )	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. ( kg )	12.9	12.9	12.9
PESO DEL MATERIAL ( kg )	9.302	9.31	9.312
VOLUMEN DEL RECIPIENTE ( m ^ 3 )	0.007	0.007	0.007

P.U. ( 1 ) = 1328.857  
P.U. ( 2 ) = 1330.000  
P.U. ( 3 ) = 1330.286

**ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ**

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE ( kg )	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. ( kg )	13.184	13.186	13.185
PESO DEL MATERIAL ( kg )	9.586	9.588	9.587
VOLUMEN DEL RECIPIENTE ( m ^ 3 )	0.007	0.007	0.007

P.U. ( 1 ) = 1369.429  
P.U. ( 2 ) = 1369.714  
P.U. ( 3 ) = 1369.571

**ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO**

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE ( kg )	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. ( kg )	12.7	12.71	12.709
PESO DEL MATERIAL ( kg )	9.102	9.112	9.111
VOLUMEN DEL RECIPIENTE ( m ^ 3 )	0.007	0.007	0.007

P.U. ( 1 ) = 1300.286  
P.U. ( 2 ) = 1301.714  
P.U. ( 3 ) = 1301.571

**ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ**

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE ( kg )	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. ( kg )	10.827	10.83	10.829
PESO DEL MATERIAL ( kg )	7.229	7.232	7.231

VOLUMEN DEL RECIPIENTE (m <sup>3</sup> )	0.007	0.007	0.007
--	-------	-------	-------

P.U. (1) = 1032.714

P.U. (2) = 1033.143

P.U. (3) = 1033.000

### ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE (kg)	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. (kg)	12.795	12.806	12.801
PESO DEL MATERIAL (kg)	9.197	9.208	9.203
VOLUMEN DEL RECIPIENTE (m <sup>3</sup> )	0.007	0.007	0.007

P.U. (1) = 1313.857

P.U. (2) = 1315.429

P.U. (3) = 1314.714

### 2.1.3 PESO UNITARIO APISONADO

#### ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE (kg)	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. (kg)	14.18	14.184	14.182
PESO DEL MATERIAL (kg)	10.582	10.586	10.584
VOLUMEN DEL RECIPIENTE (m <sup>3</sup> )	0.007	0.007	0.007

P.U. (1) = 1511.714

P.U. (2) = 1512.286

P.U. (3) = 1512.000

#### ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE (kg)	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. (kg)	14.46	14.458	14.459
PESO DEL MATERIAL (kg)	10.862	10.86	10.861
VOLUMEN DEL RECIPIENTE (m <sup>3</sup> )	0.007	0.007	0.007

P.U. (1) = 1551.714

P.U. (2) = 1551.429

P.U. (3) = 1551.571

#### ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE (kg)	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. (kg)	14.355	14.36	14.361
PESO DEL MATERIAL (kg)	10.757	10.762	10.763
VOLUMEN DEL RECIPIENTE (m <sup>3</sup> )	0.007	0.007	0.007

P.U. (1) = 1536.714

P.U. (2) = 1537.429

P.U. (3) = 1537.571

#### ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE (kg)	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. (kg)	12.29	12.295	12.289
PESO DEL MATERIAL (kg)	8.692	8.697	8.691
VOLUMEN DEL RECIPIENTE (m <sup>3</sup> )	0.007	0.007	0.007

P.U. (1) = 1241.714

P.U. (2) = 1242.429

P.U. (3) = 1241.571

**ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA**

	# 1	# 2	# 3
PESO DEL RECIPIENTE (kg)	3.598	3.598	3.598
PESO DEL RECIPIENTE+ MAT. (kg)	14.36	14.365	14.363
PESO DEL MATERIAL (kg)	10.762	10.767	10.765
VOLUMEN DEL RECIPIENTE (m <sup>3</sup> )	0.007	0.007	0.007

P.U. (1) = 1537.429

P.U. (2) = 1538.143

P.U. (3) = 1537.857

**2.1.4 RESISTENCIA A LA ABRASIÓN**

Graduación tipo B	(11 bolas)
cantidad de material	(5000 grs)
3/8 pulg	= 2500 grs
1/2 pulg	= 2500 grs

**Fórmula**

$$\% \text{ DESG.} = (5000 - \text{RET. TAMIZ \#12} / 5000) * 100$$

**ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC**

	# 1	# 2	# 3
PESO RET. # 12 grs	2710	2735	2726
MUESTRA grs	5000	5000	5000

% DESGASTE # 1 = 45.8

% DESGASTE # 2 = 45.3

% DESGASTE # 3 = 45.48

**ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ**

	# 1	# 2	# 3
PESO RET. # 12 g	2514	2580	2597
MUESTRA grs	5000	5000	5000

% DESGASTE # 1 = 49.72

% DESGASTE # 2 = 48.4

% DESGASTE # 3 = 48.06

**ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO**

	# 1	# 2	# 3
PESO RET. # 12 g	3940	3989	3967
MUESTRA grs	5000	5000	5000

% DESGASTE # 1 = 21.2

% DESGASTE # 2 = 20.22

% DESGASTE # 3 = 20.66

**ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ**

	# 1	# 2	# 3
PESO RET. # 12 g	4030	3967	3980
MUESTRA grs	5000	5000	5000

% DESGASTE # 1 = 19.4

% DESGASTE # 2 = 20.66

% DESGASTE # 3 = 20.4

**ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA**

	# 1	# 2	# 3
PESO RET. # 12 grs	3971	3990	3975
MUESTRA grs	5000	5000	5000

% DESGASTE # 1 = 20.58  
 % DESGASTE # 2 = 20.2  
 % DESGASTE # 3 = 20.5

**2.1.5 RESISTENCIA AL CORTE**

**Fórmula**

$$\text{esfuerzo de corte} = \frac{\text{carga}}{2 * \text{área}} \text{ kg/cm}^2$$

**ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC**

	# 1	# 2	# 3
carga kg	1200	1900	1900
2 * área cm <sup>2</sup>	32.2	32.2	32.2
esf. Corte # 1=	37.267		
esf. Corte # 2=	59.006		
esf. Corte # 3=	59.006		

**ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ**

	# 1	# 2	# 3
carga kg	500	875	900
2 * área cm <sup>2</sup>	29.4	29.4	29.4
esf. Corte # 1=	17.007		
esf. Corte # 2=	29.762		
esf. Corte # 3=	30.612		

**ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO**

	# 1	# 2	# 3
carga kg	2000	1000	1400
2 * área cm <sup>2</sup>	28	26.6	29.4
esf. Corte # 1=	71.429		
esf. Corte # 2=	37.594		
esf. Corte # 3=	47.619		

**ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ**

	# 1	# 2	# 3
carga kg	625	875	1200
2 * área cm <sup>2</sup>	32.2	31.24	32.66
esf. Corte # 1=	19.41		
esf. Corte # 2=	28.01		
esf. Corte # 3=	36.74		

**ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA**

	# 1	# 2	# 3
carga kg	2010	1935	1090
2 * área cm <sup>2</sup>	25.2	21	26.6
esf. Corte # 1=	79.76		
esf. Corte # 2=	92.14		
esf. Corte # 3=	40.98		

## 2.1.6 RESISTENCIA AL IMPACTO

Fórmula  $E = M g h$

energía = masa \* gravedad \* altura de falla (joules)

### ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC

	# 1	# 2	# 3
altura mts	0.22	0.25	0.23
gravedad m/s <sup>2</sup>	9.81	9.81	9.81
masa kg	2	2	2

energía ( 1 ) = 4.3164  
 energía ( 2 ) = 4.905  
 energía ( 3 ) = 4.5126

### ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ

	# 1	# 2	# 3
altura mts	0.33	0.33	0.34
gravedad m/s <sup>2</sup>	9.81	9.81	9.81
masa kg	2	2	2

energía ( 1 ) = 6.4746  
 energía ( 2 ) = 6.4746  
 energía ( 3 ) = 6.6708

### ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO

	# 1	# 2	# 3
altura mts	0.13	0.17	0.19
gravedad m/s <sup>2</sup>	9.81	9.81	9.81
masa kg	2	2	2

energía ( 1 ) = 2.5506  
 energía ( 2 ) = 3.3354  
 energía ( 3 ) = 3.7278

### ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ

	# 1	# 2	# 3
altura mts	0.24	0.2	0.23
gravedad m/s <sup>2</sup>	9.81	9.81	9.81
masa kg	2	2	2

energía ( 1 ) = 4.7088  
 energía ( 2 ) = 3.924  
 energía ( 3 ) = 4.5126

### ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA

	# 1	# 2	# 3
altura mts	0.15	0.2	0.19
gravedad m/s <sup>2</sup>	9.81	9.81	9.81
masa kg	2	2	2

energía ( 1 ) = 2.943  
 energía ( 2 ) = 3.924  
 energía ( 3 ) = 3.7278



## 2.1.7 DUREZA

### ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC

	LECTURA 1	LECTURA 2	LECTURA 3	PROM. TOTAL
	28	38	36	
	27	32	30	
	28	31	34	
	30	32	34	
	28	31	36	
PROMEDIOS	28.2	32.8	34	32

PROMEDIO DUREZA  
32 323 Kg / cm <sup>2</sup>

### ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ

	LECTURA 1	LECTURA 2	LECTURA 3	PROM. TOTAL
	45	41	34	
	44	42	34	
	51	46	30	
	51	49	34	
	50	46	32	
PROMEDIOS	48.2	44.8	32.8	42

PROMEDIO DUREZA  
42 500 Kg / cm <sup>2</sup>

### ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO

	LECTURA 1	LECTURA 2	LECTURA 3	PROM. TOTAL
	38	44	41	
	36	41	42	
	34	44	41	
	35	40	40	
	33	43	42	
PROMEDIOS	35.2	42.4	41.2	40

PROMEDIO DUREZA  
40 444 Kg / cm <sup>2</sup>

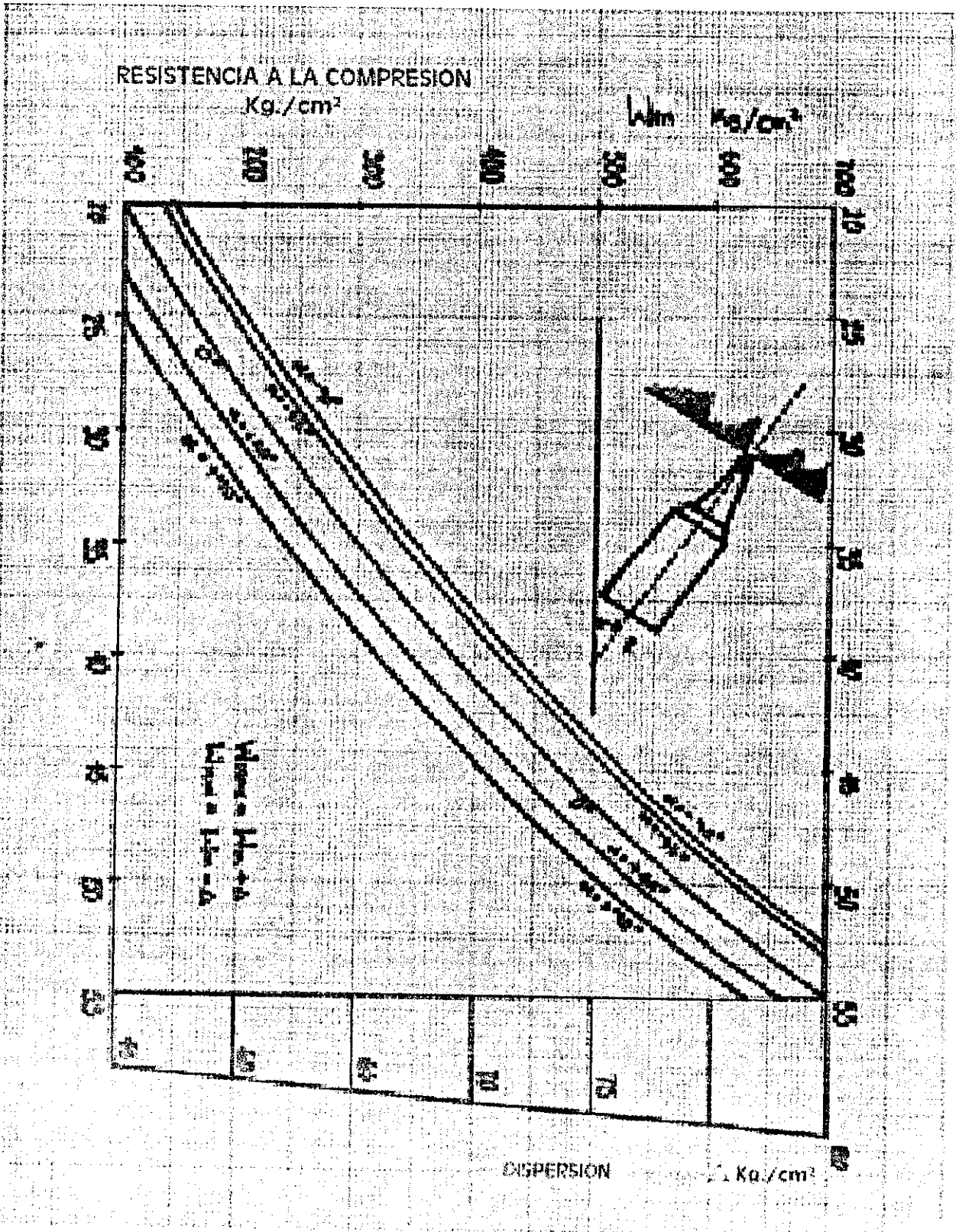
### ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ

	LECTURA 1	LECTURA 2	LECTURA 3	PROM. TOTAL
	32	41	38	
	34	44	43	
	35	36	44	
	32	38	44	
	32	32	38	
PROMEDIOS	33	38.2	41.4	38

PROMEDIO DUREZA  
38 422 Kg / cm <sup>2</sup>

### ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA

	LECTURA 1	LECTURA 2	LECTURA 3	PROM. TOTAL
	37	41	37	
	34	42	42	
	33	43	45	
	36	39	47	
	35	43	39	
PROMEDIOS	36	41.6	42	40



Gráfica 2.1 del sclerómetro mecánico para obtener el valor de dureza

PROMEDIO      DUREZA  
40              476.19 Kg/cm<sup>2</sup>

## 2.1.8 PORCENTAJE DE VACÍOS

Fórmula

$$\% \text{ vacíos} = (P.E. * 1000 - P.U. / P.E. * 1000) * 100$$

### ROCA GNEIS (Verde) SAN JOSÉ DEL GOLFO, SAN PEDRO AYAMPUC

% vacíos 1 = 43.38%  
% vacíos 2 = 42.43%  
% vacíos 3 = 41.85%

### ROCA GNEIS (blanca) SALAMÁ, BAJA VERAPAZ

% vacíos 1 = 44.97%  
% vacíos 2 = 44.19%  
% vacíos 3 = 44.98%

### ROCA ANDESITA (negra) SANARATE, EL PROGRESO

% vacíos 1 = 51.68%  
% vacíos 2 = 52.40%  
% vacíos 3 = 51.65%

### ROCA RIOLITA (gris lila) GRANADOS, BAJA VERAPAZ

% vacíos 1 = 43.56%  
% vacíos 2 = 42.75%  
% vacíos 3 = 43.57%

### ROCA BASALTO (negra) PALÍN, ESCUINTLA

% vacíos 1 = 53.83%  
% vacíos 2 = 51.38%  
% vacíos 3 = 54.64%

## **2.2 Usos potenciales de la piedra lajada en obras civiles**

La realización de ensayos dio como resultado las propiedades mecánicas de la piedra lajada y también determinó los posibles usos, siendo los de más importancia: revestimiento de muros, pisos y elementos estructurales para muros.

### **2.2.1 Revestimiento de muros**

Éste es el uso aplicable de piedra laja, por la falta de conocimiento de las propiedades mecánicas. En este caso, se puede decir que el uso está en los revestimientos de muros debido a que a simple vista se nota que tiene una resistencia mecánica baja, a esto se debe que éste sea el uso que con más frecuencia se le da a la piedra laja, siendo rocas metamórficas como esquistos, micas, pizarras, mármol y filitas, las más usadas en revestimiento de muros, etc.

En los ensayos realizados a la piedra laja del banco No. 4 (gneis) ubicado en Granados, Baja Verapaz, se observó que sería adecuada para revestimiento por su baja densidad, esto no implica que las rocas lajadas de los otros bancos seleccionados no se puedan utilizar como revestimiento de muros, ya que por el lajamiento que presentan se pueden obtener diferentes espesores.

### **2.2.2 Pisos**

La determinación de las propiedades mecánicas está dirigido al uso de piedra laja como piso, que por falta de conocimiento, el consumidor sólo la utiliza para revestimiento de muros, pero ha quedado demostrado que la piedra lajada se le puede dar un uso potencial como piso, para poco tráfico e intenso tráfico.

#### **2.2.2.1 Poco tráfico**

En algunos lugares de poco tráfico ya sea sótanos, caminamientos, garajes etc. se podrían utilizar rocas con resistencia baja de dureza, impacto, desgaste y flexión, pero no implica que no se pueda utilizar, sino al contrario, se debe utilizar en estos lugares por la forma de acabado que muestra la roca, la superficie no totalmente lisa sino al contrario es rugosa, dando un natural acabado único de la piedra lajada, con el tiempo podría presentar daños en su superficie, situación que puede provocar que amerite un cambio de piedra lajada.

Esta piedra lajada para piso se puede clasificar en tipo B, C, según especificaciones para ladrillo de pisos de cemento líquido de la norma F.H.A. TABLA 8 cap. VII, adaptado de un estudio del Centro de Investigaciones de Ingeniería de la Universidad de San Carlos de Guatemala (USAC).

#### 2.2.2.2 Intenso tráfico

En lugares como aceras, carreteras, oficinas, supermercados y entrada de edificios, se utiliza rocas lajadas con propiedades mecánicas altas y teniendo espesores mínimos, con variación máxima a lo largo y ancho, con alta resistencia a flexión, desgaste, impacto, absorción, y es una característica de los bancos seleccionados, pues los ensayos realizados a estos bancos dio como resultado una piedra lajada con una resistencia más grande que el piso de granito, que es considerado como el más resistente de los pisos; dándole a la piedra lajada una clasificación según la norma F.H.A en el capítulo VII, tabla 8 como tipo aceptable a utilizarse el A, teniendo la única desventaja que la superficie no es total mente lisa sino algo rugosa, con una gran durabilidad para este uso potencial.

De los cinco bancos que fueron seleccionados todos presentan propiedades mecánicas satisfactorias para el uso potencial como piso, teniendo como única restricción el costo de la piedra lajada, que debido a la forma de explotación, aumenta considerablemente el costo de la misma.

#### 2.2.2.3 Elementos estructurales para muros

Por la forma de explotación de canteras, suelen extraer elementos rocosos de grandes tamaño, que por lo tanto se pueden dar formas de bloques o elementos de levantado de muros, dándole un nuevo uso potencial a la piedra lajada en la obra civil.

De los bancos seleccionados la piedra lajada sale en grandes bloques, dando lugar de poder sacar piezas con dimensiones que se puedan adaptar al medio constructivo de muros.

## CAPÍTULO 3

### 3. ANÁLISIS DE RESULTADOS

El análisis que se hace a continuación muestra la resistencia de la roca que ha sufrido cambios con el tiempo y que ha sido poco explotada en nuestro medio, el cual cada vez se da con mayores exigencias, pues dentro de los materiales de construcción que son usados con más frecuencia, los estándares de resistencia son más altos.

#### 3.1 Análisis estadístico

Las gráficas representan los resultados de los ensayos realizados a las muestras, de los diferentes bancos seleccionados en la república de Guatemala.

Los ensayos realizados a las muestras, comparativamente en el eje de ordenadas (Y) se localizan los valores de esfuerzos a flexión, peso específico, peso unitario suelto, peso unitario apisonado, resistencia a la abrasión resistencia al corte, resistencia al impacto, dureza y porcentaje de vacíos, de igual manera en el eje de las abscisas (X) se localizan las muestras de los diferentes bancos seleccionados, encontrándose con la muestra procedente del banco No. 5, ubicado en Palín, Escuintla, siendo una roca de origen ígneo, conocida como basalto, la que mostró un valor de esfuerzo de  $334.78 \text{ kg/cm}^2$  y en su orden descendente de valores le sigue la muestra del banco No. 3, ubicado en Sanarate, El Progreso, de origen ígneo denominada andesita, con un valor de esfuerzo de  $277.78 \text{ kg/cm}^2$ , las siguientes muestras procedentes de los bancos No.1 y No. 2 de San José del Golfo, y Salamá, Baja Verapaz, respectivamente, de origen metamórfico, conocidas como gneis, con valores de esfuerzo similares siendo éstos  $197.53$  y  $197.37 \text{ kg/cm}^2$ , por último la muestra del banco No.4 ubicado en Granados, Baja Verapaz, de origen metamórfico, conocida como riolita la cual dio un valor de esfuerzo de  $139.46 \text{ kg/cm}^2$  (ver gráfica 3.1).

Para continuar con el análisis de los siguientes resultados se tomaron únicamente los valores mayor y menor de los distintos parámetros que se utilizaron en las gráficas, para el peso específico el basalto mostró un valor de 3.39 y la riolita mostró un valor de 2.198 los cuales son adimensionales (ver gráfica 3.2). El peso unitario suelto en el presente estudio se calculó como agregado grueso, siendo éste poco representativo en lo que a propiedades físico-mecánicas respecta, el cual es de mucha utilidad para conocer su porcentaje de vacíos pues no se podría realizar un ensayo sin el otro, para ello se tienen los valores de peso unitario suelto

que son para el gneis blanco de mayor valor con  $1369.71 \text{ kg / m}^3$  y el de menor valor que fue la riolita con un valor de  $1033.0 \text{ kg / m}^3$  (ver gráfica No. 3.3).

El peso unitario apisonado muestra para el gneis blanco el mayor valor que fue de  $1551.71 \text{ kg / m}^3$  y el menor valor que mostrado por la riolita que fue de  $1242.43 \text{ kg / m}^3$  (ver gráfica 3.4). Para el ensayo de resistencia al desgaste o a la abrasión, se tienen valores obtenidos de la riolita que es la más resistente al desgaste por impacto, que tiene un valor de  $19.4 \%$  y el de mayor valor de desgaste que es gneis blanco que fue de  $49.9 \%$  (ver gráfica 3.5).

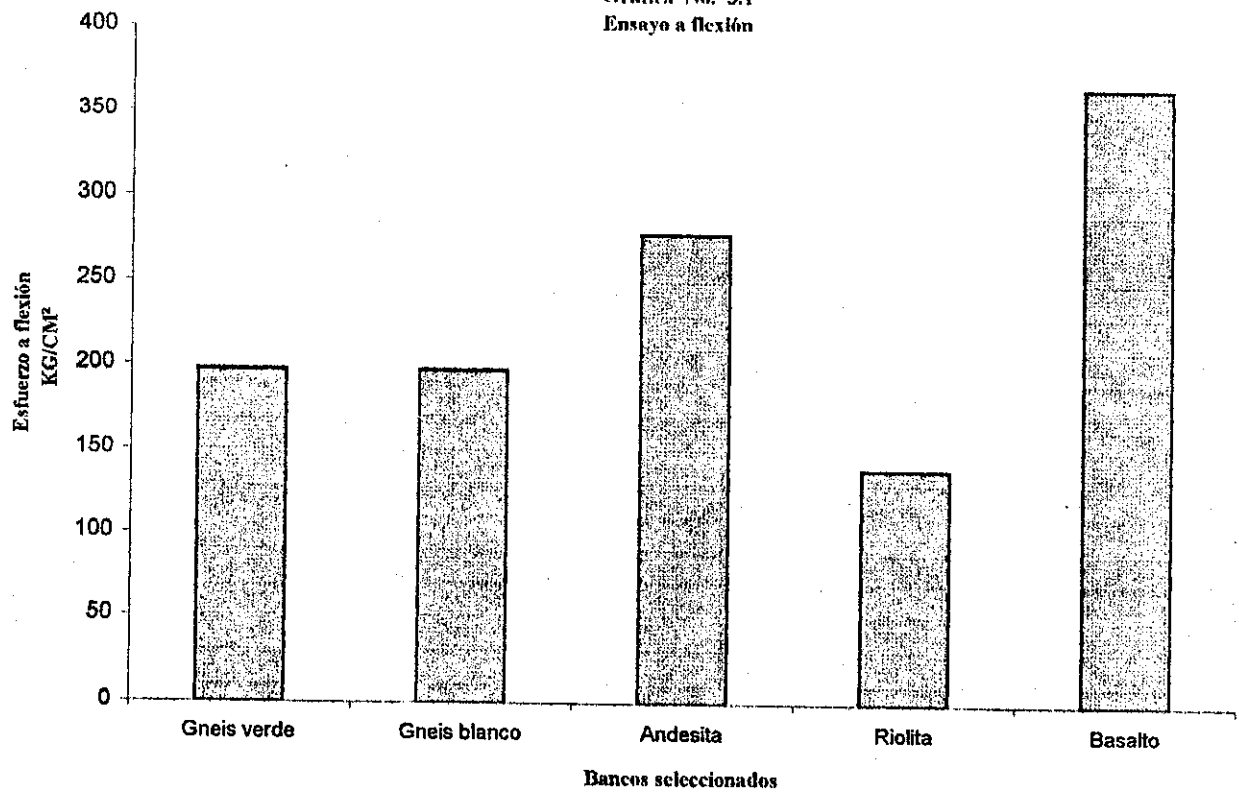
El ensayo de resistencia al corte mostró valores extremos, el basalto con  $92.14 \text{ kg/cm}^2$  siendo éste el mayor, la riolita con un valor de  $28 \text{ kg / cm}^2$  siendo éste valor el menor (ver gráfica 3.6). La resistencia al impacto se expresa en joules, el cual es un parámetro para medir energía absorbida, la cual es directamente proporcional, pues a mayor altura de falla, mayor será la energía que ésta absorbe, para ello se obtuvo el mayor valor que fue del gneis blanco con  $6.47 \text{ joules}$ , y el que menos energía absorbió fue la andesita con un valor de  $2.55 \text{ joules}$  (ver gráfica 3.7).

El ensayo de dureza, fue realizado con un instrumento denominado esclerómetro mecánico para concreto, tomando 5 lecturas y posteriormente se consultó la gráfica 3.9 para determinar la dureza de cada muestra, encontrándose que el valor de mayor dureza fue el gneis blanco con  $500 \text{ kg / cm}^2$  y el de menor valor fue el gneis verde con  $323 \text{ kg / cm}^2$  (ver gráfica 3.8).

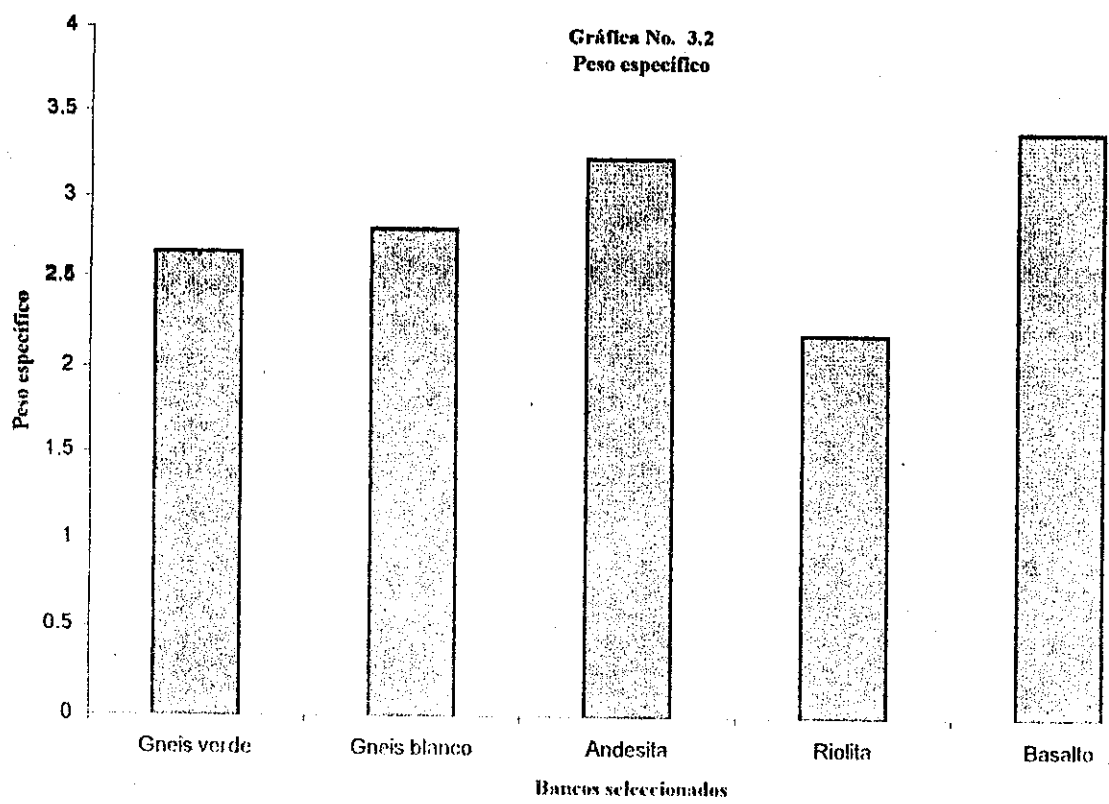
Para finalizar este análisis, se tiene el porcentaje de vacíos que se expresa en  $\%$  y está calculado con relación al peso unitario suelto y el peso específico, teniendo éste los valores extremos en el basalto con  $54.64 \%$ , siendo éste el mayor valor y el menor que corresponde a la riolita, con un valor de  $42.72 \%$  (ver gráfica 3.10).

De los resultados obtenidos se podría discutir ampliamente sobre los bancos seleccionados y determinar sobre la roca de mayor utilidad en los usos potenciales.

Gráfica No. 3.1  
Ensayo a flexión

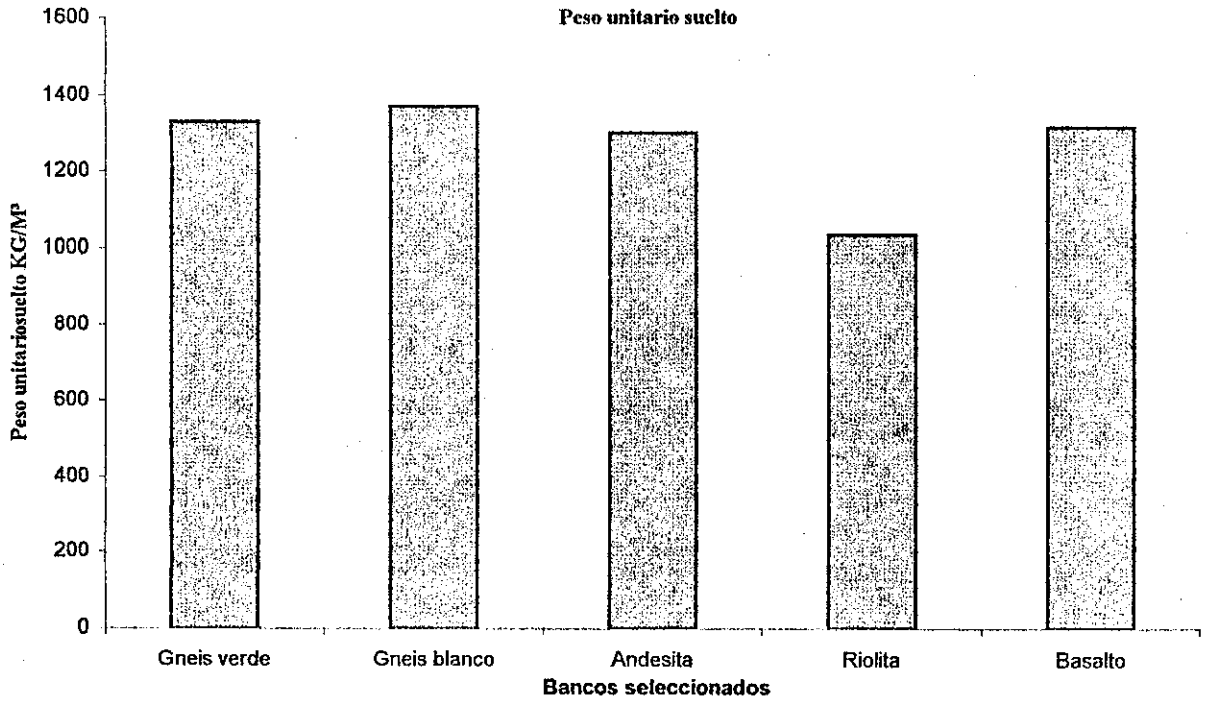


Gráfica No. 3.2  
Peso específico

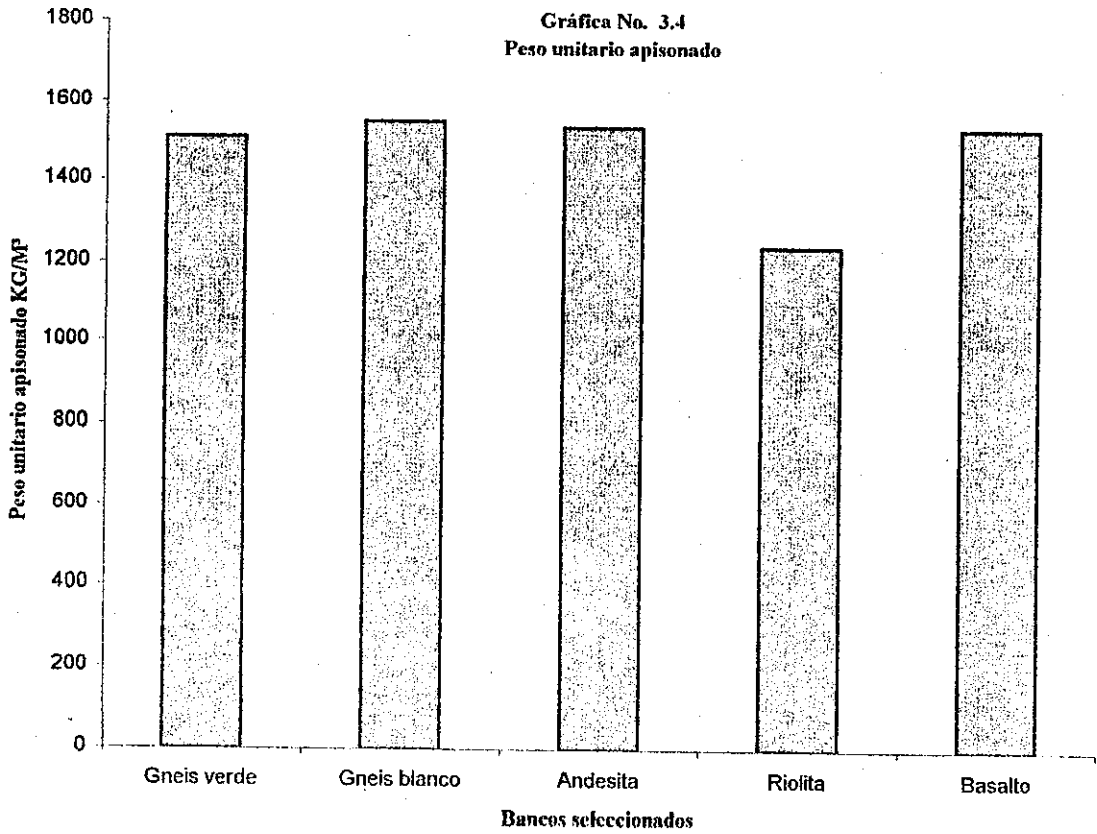


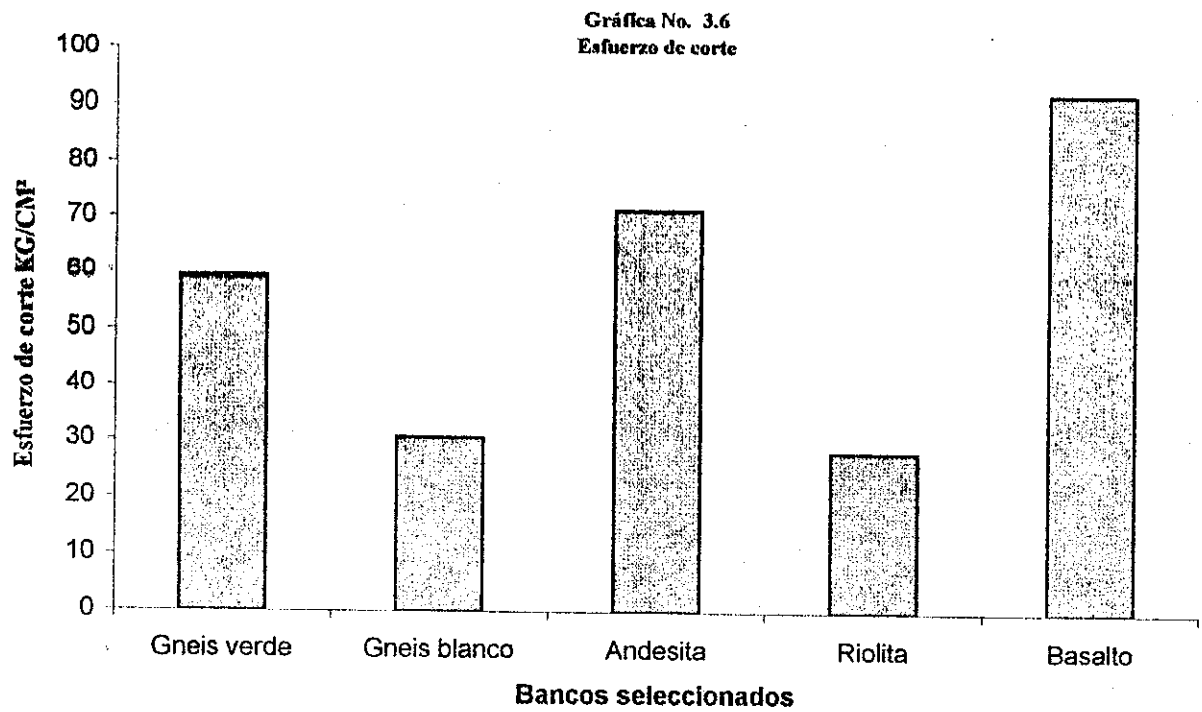
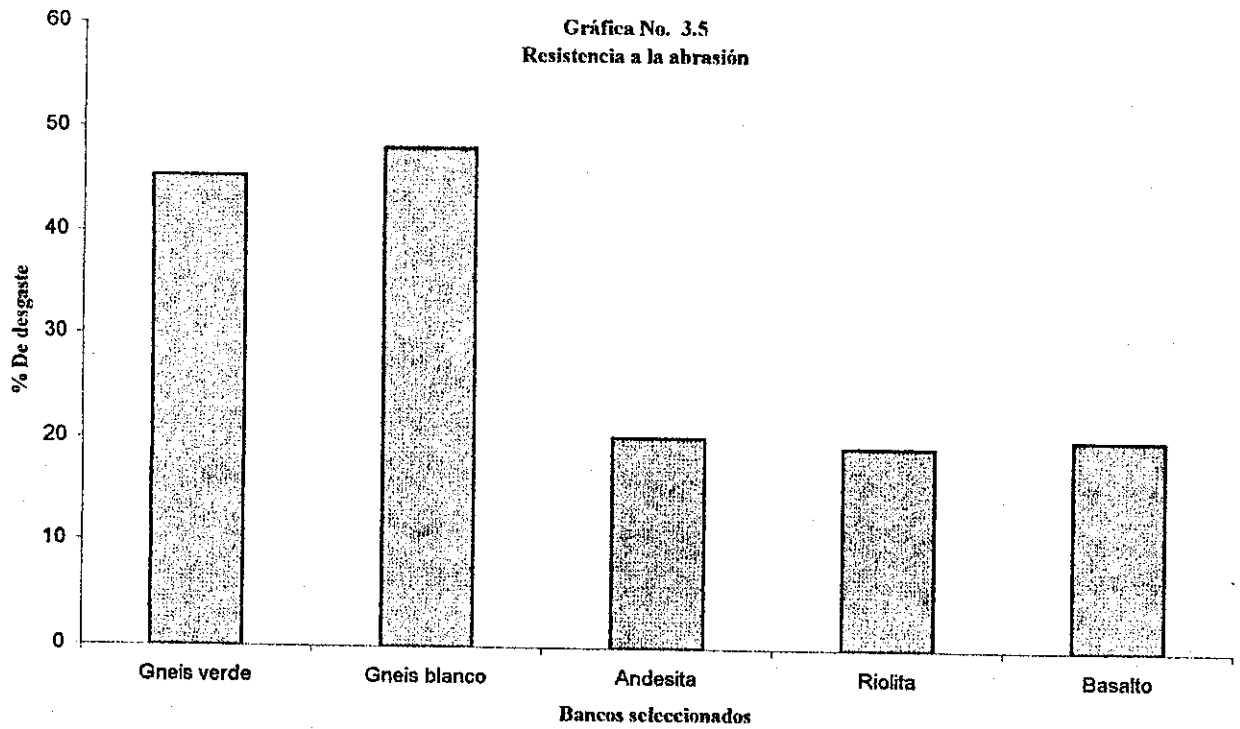


**Gráfica No. 3.3**  
**Peso unitario suelto**

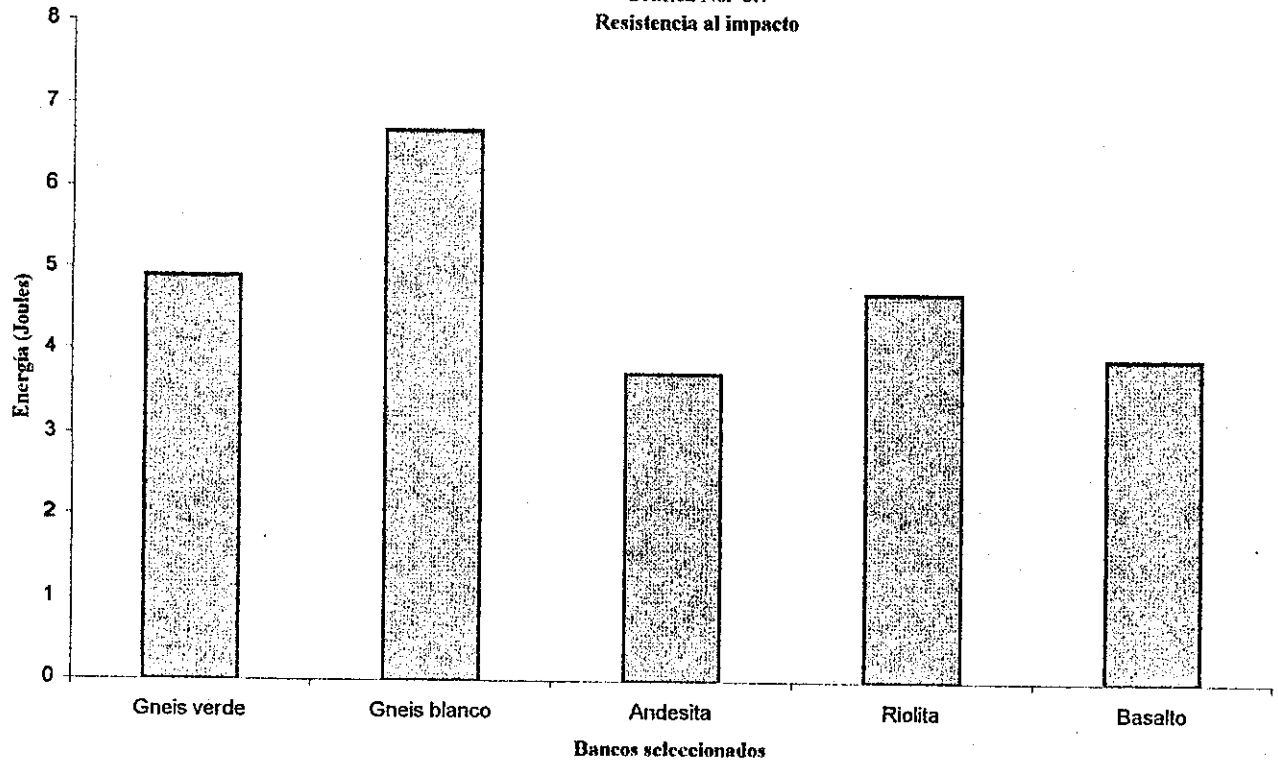


**Gráfica No. 3.4**  
**Peso unitario apisonado**

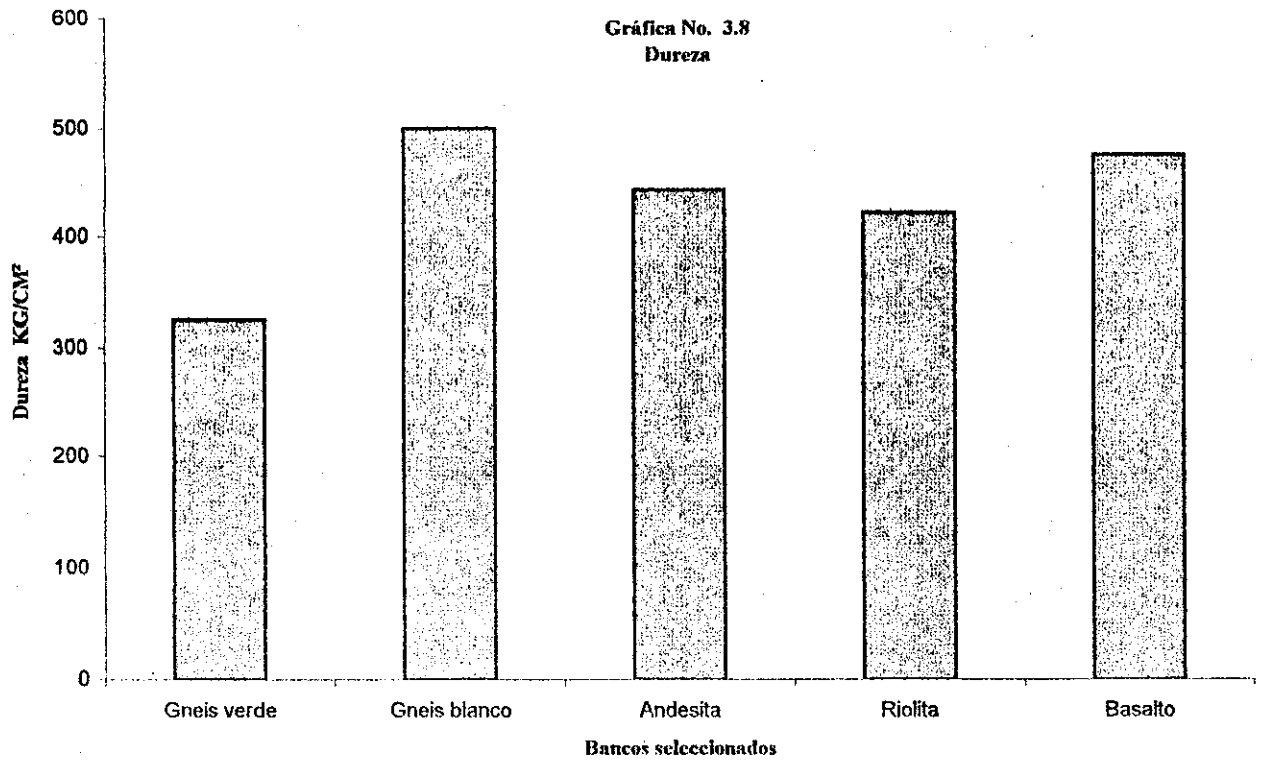




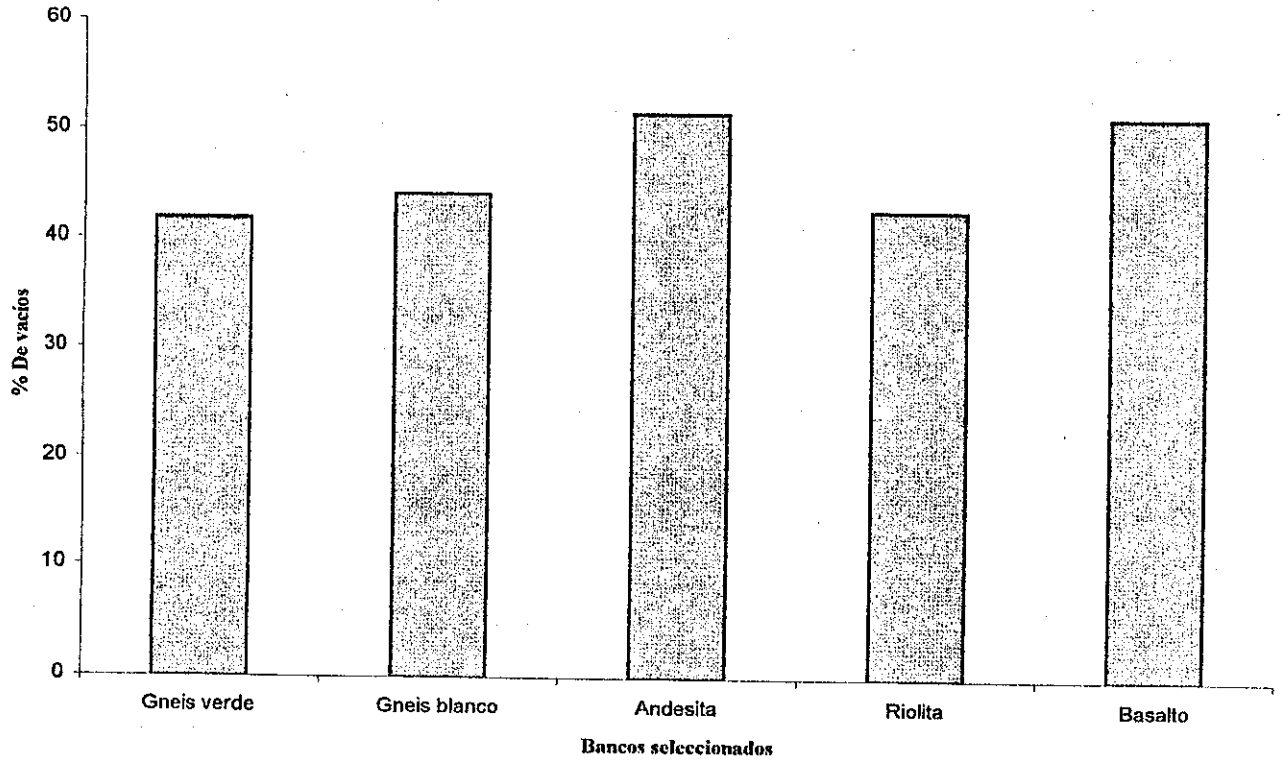
Gráfica No. 3.7  
Resistencia al impacto



Gráfica No. 3.8  
Dureza



Gráfica No. 3.10  
% De vacíos



## CONCLUSIONES

1. Las propiedades físico-mecánicas de las piedras lajadas resultan ser mayores comparativamente con las propiedades de las baldosas de cemento líquido, según estudios realizados a los bancos seleccionados.
2. Las probetas ensayadas en el laboratorio fueron obtenidas por el método natural y se determinó que tienen el inconveniente que se requiere un control riguroso de supervisión, pues en la etapa de muestreo se extraen del banco en forma de bloques, lo que dificulta que tenga las dimensiones que requieren los ensayos.
3. Al obtener los resultados de las probetas en estudio, las propiedades superan a las baldosas de cemento líquido, por lo cual se concluye que pueden ser utilizadas además de revestimiento de muros, como pisos de poco tráfico e intenso tráfico y como otro uso potencial la utilización como elementos estructurales para muros, con la única diferencia que su costo es muy elevado por la explotación de los bancos, que es de manera artesanal.
4. El basalto y la andesita son las rocas que presentan propiedades superiores de los cinco bancos seleccionados, la riolita es la roca que presenta bajas propiedades.
5. La resistencia al desgaste e impacto son propiedades de mucha importancia en la utilización de piedra lajada como piso, en los ensayos realizados a los bancos seleccionados se determinaron resultados que dan confianza en el uso de estos tipos de rocas en obras civiles.

## RECOMENDACIONES

1. Que en los estudios geológicos se utilice la metodología adecuada para el planteamiento de estudios geológicos, como el presente estudio de tesis.
2. Implementar en la facultad de Ingeniería de la Universidad de San Carlos de Guatemala cursos obligatorios, enfocados al estudio de la geología, geomorfología y geología estructural.
3. A partir de la culminación de este estudio, que se realicen proyectos para la explotación de bancos de roca lajada en distintos puntos del interior de la república, en especial en las comunidades indígenas, aprovechando que gran parte del territorio es de naturaleza volcánica.
4. Elaborar una guía para la explotación de piedra lajada, ya que ésta puede satisfacer grandes demandas en estos tiempos de auge en la construcción, por lo tanto, debe cuidarse de ello para un mejor aprovechamiento.

## BIBLIOGRAFÍA

- BELTRAMENA, Julio S. Apuntes de geología. (Adaptada a la república de Guatemala), Guatemala, C.A. Universidad de San Carlos de Guatemala. 1,968.
- COATES, PF. Mecánicas de las rocas; Centro de Investigaciones Minera, Ministerio de Minas, Editorial Blume Rosario 17, Madrid, España. 1,970.
- FREILE, Alfonso: Geomorfología y elementos de geología, Santiago Chile, Editorial Universitaria. 1,957.
- HUANG, Walter T. Petrología Centro Regional de Ayuda Técnica; Agencia para el Desarrollo Internacional (A.I.D.). Editorial Hispanoamericana. 1,968, primera edición.
- LEET, Don L. y Sheldon Judson; Fundamentos de geología. Versión española de Luis Benavides García, México. Limusa 1,986.
- LEGGET, Robert F. Geología para Ingenieros, relaciones entre los estudios geológicos y la ingeniería. Versión de Ingles por Pedro de Novo. Segunda edición. Barcelona, 1,956.
- SITTER, L. U. Geología estructural. Traducción Agustín Navarro, Casanova Barcelona. 1,969.
- STAGG, Zeinkiewiez. Mecánica de las rocas en la Ingeniería practica. Traductor José María Rodríguez Ortiz. Editorial Blume. Primera edición española. 1,970.
- THEFETHEN, Joseph. Geología para Ingenieros. Editorial CECSA, México. 1,972.
- TOBAR J. Carlos A. Copias del curso de geología. Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas, facultad de Ingeniería. USAC, 1985.
- WILLIAMS, Hawel, Francis J. Turnen, Charles M. Gilbert. Petrografía, estudio de las rocas en secciones delgadas. Primera edición en Español. Agosto de 1,968.