

## 第四章 地殻の構造

我々は地球の表皮をば岩石圈 (Lithosphere) と稱してゐるが茲で取扱はふとするのはその一部で全く固體となつてゐるもの即ち地殻であつて之を組成するものは岩石 (Rock, Gestein, Roche) である。先づ最初に我々はこの地殻を組成する物質即ち岩石の性質に就いて述べ、更にこの岩石を以て構成せられる地殻が如何なる構造を以てゐるかを論じやうとするのである。地質學では岩石を研究する學問を岩石學 (Petrography, Gesteinkunde) と稱する（昔は岩石圈を研究する學問といふことで Lithology と稱した）。而して地殻の構造を研究する學問をば構造地質學 (Structural geology) と稱す、或ひは又構造を研究するためには地層とその地史的關係を研究するため層序學 (Stratigraphy, Formationkunde) とも云つてゐる。佛蘭西でこの兩者を明かに分け構造地層學 (Stratigraphie tectonique) 及び古生物地層學 (Stratigraphie paléontologique) としてゐる。蓋し層序を研究するには化石の研究を最も必要とするからである。

### 第 10 節 岩石の種類

岩石を生成過程より大別して火成岩・水成岩及び變成岩の 3 種とする。

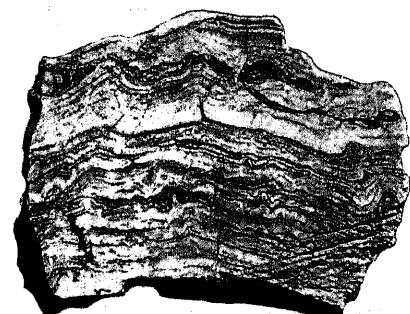
#### 1) 火成岩

火成岩 (Igneous rock) とは岩漿が固結して生じた岩石の總稱である。岩漿とは岩石の未だ熔融状態に在るもの謂で (第二章第 5 節參照)，之は冷却と共に諸礦物成分を晶出して遂に全部固結すれば岩石になるものである。その冷却の速度の相違に依つて種々の組織を異にする岩石を生じ、又冷却の途中に於ける岩漿と結晶との相互移動により化學成分・礦物成分を異にする岩石を生ずる。之を產状・成因に就いて大別し火山岩又は噴出岩 (Volcanic or Effusive rock), 深成岩 (Pulmonic rock) 及び半深成岩 (Hypabyssal rock) とする。

a) 產出狀態 (結晶度) による分類 噴出岩は岩漿が地表に近く低い壓力の下に急激に固結したもので全部非晶質の玻璃となることもあるが、小さい無數の短冊形又は粒状の顯微鏡的微晶と玻璃とから出來てゐることもある (第 209 圖)。



第 209 圖 玻璃質安山岩  
(顯微鏡寫眞)



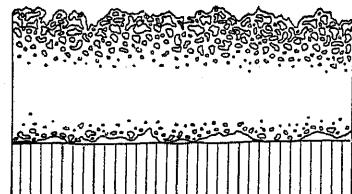
第 210 圖 流紋岩の流狀構造  
(肉眼篇)

普通地下深部に於ける緩冷時代に發達した結晶を含んでゐるものである。これを斑晶(Phenocryst)と云ひ、前述の玻璃又はガラスと微結晶とよりなる部分を石基(Ground mass)と呼ぶ。火山岩では著しく岩漿の運動した跡を示し、石基に流動組織(Flow or fluidal texture)<sup>1)</sup>が観はれるものがあり(第210及び211圖)，又斑晶が衝突のために破碎



されてゐることもある。地

下深部から急激に地表に噴出するときは、著しい圧力の減退により岩漿中に含まれた揮発成分はそのまま氣化し氣泡となり、岩石が多孔質(Porous)となることも珍らしくない(第212圖)。流紋岩(Liparite) or Rhyolite). 安山岩(Andesite) 玄武岩(Basalt)等はこの火山岩の例である。



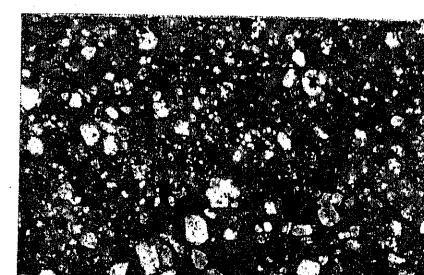
第 212 圖 熔岩流の凝固状態

(Granite)・閃綠岩(Diorite)・斑櫛岩(Gabbro)等はこれに属するものである(第213圖)。

半深成岩は前二者の中間に位するもので冷却が稍緩やかに行はれたものであつて、岩脈・貫入岩床などに見られる。斯かる岩石は組織も亦深成岩と火山岩との中間性を示し、多くは斑晶をなし微小礫物の集合よりなる完晶質の石基を有してゐる。之れを斑晶組織 (Porphyritic texture) と稱する(第214圖)。石英斑岩 (Quartz-Porphyry)・玢岩 (Porphyryite)・輝綠岩 (Diabase) 等はこれに屬



第213圖 花崗岩（肉眼寫真）



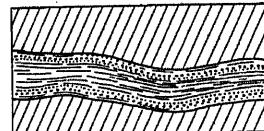
第214圖 石英斑岩(肉眼鑑定)

する(第215圖)。

之れを要するに同じ化學成分を持つ岩漿でもその冷却凝固の時の狀況によつて各々の組織を異にするだけで、同じ成分のものでも深所で凝固すれば花崗岩となるが途中なれば石英斑岩になり噴出すれば石英粗面岩になる。閃綠岩・玢岩・安山岩の關係並に斑頬岩・輝綠岩・玄武岩の關係も同前である。

深成岩・半深成岩は噴出岩に對して地中に貫入したものであるため一般に<sup>侵入岩</sup>又は<sup>貫入岩</sup>(Intrusive or intruded rock)と稱する。この他岩脈として產出する岩石は地質學的に特に脈岩(Dyke rock)と稱せられ、半深成岩又は噴出岩の性質を備へてゐる(第216圖)。第三紀前<sup>の</sup>噴出岩として現在地表に露はれてゐる

るものは新期の噴出岩に比較して侵蝕を受ける程度が大であつて、多くは其の基底部を露出し噴出岩でありながら一般に結晶度が高く變質の程度も高い(第217圖)。従つて噴出岩ではあるが屢々深成岩の性質を有してゐる。斯くの如き第三紀前の噴出岩を古期噴出



### 第216圖 岩脈と母岩との關係を示す

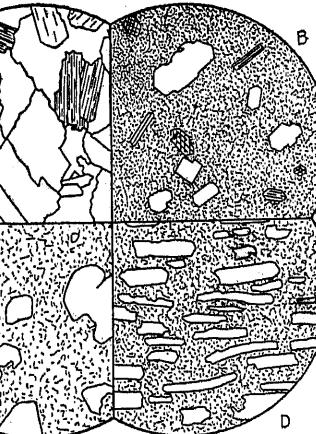
岩脈が外側の母岩との接觸部に於ては結晶質をなすが内部は流狀組織をなしてゐる。

岩、輝綠岩を此の如く地質時代を特に暗示せしめて使用することではなく、單に外觀上變化的度の高いものを古型 (Palcotypal), 新鮮なるものを新型 (Neotypal) と稱する。

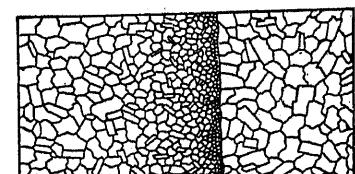
b) 化學成分(酸性度)による分類 又一方に於いて產  
状を離れ岩石中の珪酸( $\text{SiO}_2$ )の量即ち岩石酸度(Acidity)を以  
つて火成岩分類の一標準とする。即ち珪酸の量の多い岩石を酸性  
(Acid)とされ、少ないと之を礫基性(Basic)なりと云ふ。

酸度による分類は次の如し。

種類	SiO <sub>2</sub> の量
酸性岩 (Acidic rock)	65% 以上



第215圖 火成岩の結晶度と組織  
 A 完晶組織  
 B, C, D 斑晶組織  
 但し石基は(B)は玻璃質、(C)は微晶質  
 (D)流状構造



第217圖 火成岩の接觸部  
右の火成岩が先にあり左の火成岩が噴出し凝固する場合、縁部の方は急に冷えたため結晶は微密であるが内部ほど粗粒になる

中性岩 (Neutral rock)	65—52%
鹽基性岩 (Basic rock)	52% 以下

但し岩石の酸度は特に化學分析に俟たずとも大體次の如き外見的特徴に基き判定する事が出来る。

第 5 表 火成岩の肉眼的鑑定

	鹽基性岩及び過鹽基性岩	中性岩	酸性岩
色	黒っぽい	—	白っぽい
比重	比較的大	—	比較的小
礦物的特徴	有色礦物に富む (橄欖石・輝石・角閃石)	無色礦物に富む (黑雲母・石英)	

造岩礦物 (Rock forming minerals) には主成分礦物 (Essential minerals) と副成分礦物 (Accessory minerals) とがあるが、主成分礦物と上記三種の火成岩との關係を見ると上の第 5 表 のやうに酸性岩は自ら無色礦物 (Felsic minerals) 多く鹽基性岩には有色礦物 (Mafic minerals) が多い (第 11 節参照)。

又アルカリと石灰との量の割合から火成岩を二大別して、アルカリ岩 (Alkaline rocks) と石灰アルカリ岩 (Cale-alkaline rocks) とする。アルカリ岩はアルカリ特に Na が多く Ca·Fe·Mg が少なく、之に反し後者は之が比較的に多く含んでゐる。アルカリ岩に屬するものは太西洋岸地方に多く石灰アルカリ岩に屬するものは太平洋岸地方に多い。この事實からして火成岩の源となる岩漿は豫め上記の二種のものに分たれてゐたものといふ假説の下に、地質學者は世界の火成岩を太西洋型と太平洋型との二大岩石區又は岩漿區 (Petrographic or Comagmatic province) とに分けた (第四章第12節参照)。

本邦の火成岩は大部分石灰アルカリ岩でアルカリ岩の分布は限られてゐる。アルカリ岩は北朝鮮には比較的廣く發達し其他に櫛陵島・濟洲島・隱岐島・靜岡市近傍・中硫黃島位のものである。この二大岩石區の噴出地域には地質構造が關係あるものとし、即ち太平洋岸は壓縮性の褶曲山脈が多いに反し太西洋方面は引張性の地塊山脈から出來てゐることから逆入岩漿に相異を生じたと說いてゐる人もある。

生成状態と酸度とに依つて日本の火成岩の大體の分類を試みれば次頁の表の如くになる。

日本適用火成岩分類表  
Classification of Igneous Rocks applicable in Japan.

組織	酸性岩類 SiO <sub>2</sub> 66% 以上		中性岩類 SiO <sub>2</sub> 66-52%		基性岩類 Basic Rocks SiO <sub>2</sub> 53% 以下		現出狀態	
	正長石岩類 Orthoclase R.	正長石十斜長石 Two-feldspar R.	正長石 正長石(又)角閃石 (又)輝石	正長石 黑雲母(又)(及)角閃石 (又)輝石	正長石 花崗岩 Granite	正長石 花崗閃綠岩 Granodiorite	正長石 石英閃綠岩 Quartz-diorite (Tonalite)	無長石岩類 Feldsparless Rocks
先晶組織 Holo-crystalline (cor) Granitoid Structure	+ 石英	+ 石英	- 石英	- 黑雲母(又)(及)角閃石 (又)輝石	普通 + 橄欖石	普通 + 橄欖石	基性斜長石(曹灰長石) (或)灰長石	輝石(及)(又)角閃石 (及)(又)黑雲母
Porphyritic Structure	花崗斑岩 (及)石英斑岩 Granite-porphyry Quartz-porphyry			黑雲母 角閃石 及 黑雲母 Hornblende resp. Biotite porphyrite	輝綠岩 Diabase (Dolerite)	輝綠岩 Diabase (Dolerite)	輝石 岩 Pyroxenite	輝石 岩 Peridotite
Flow Structure	流紋岩 (石英粗面岩) Rhyolite (Liparite)			石英玢岩 Quartz- porphyrite	黑雲母 角閃石 及 黑雲母 Hornblende resp. Biotite-ande- site	黑雲母 角閃石 及 黑雲母 Hornblende resp. Biotite-ande- site	輝石 安山岩 Augite- andesite Dacite	輝石 安山岩 Augite- andesite Basalt
玻璃	質酸性玻璃 Acid glasses	質酸性玻璃 Acid glasses	黑耀石 Obsidian	黑耀石 Obsidian (浮石) Pumice	黑耀石 Obsidian Anesite glasses	黑耀石 Obsidian Anesite glasses	基性玻璃 Basic glasses	基性玻璃 Basic glasses (玄武岩 Scoriae 及 玄武岩 Tachylite 及 玄武岩 Basalt-obsidian 地表噴出熔岩流)

## 2) 水成岩

水成岩なる名稱は可成り廣義に用ひられてゐる。即ち既成岩石の碎屑物よりなる岩石、水中に溶解してゐる物質の沈澱して生じた岩石、動植物の遺骸の堆積又は生物の生理的作用による沈澱物よりなる岩石等を全部含んでゐる。従つて又水成岩なる名稱は必ずしも適當でないものである。例へば風の作用で陸上に運搬堆積して生じた岩石は生成に際して水の力は手傳つてゐないのであるから風成岩 (Aeolian rock) と呼び、純粹に水の作用で沈積したもののみを水成岩 (Aqueous rock) と呼ぶべきである。従つてこれらを總稱した名前としては堆積岩 (Sedimentary rock) 又は成層岩 (Stratified rock) と呼ぶ方が適當ではあるが一般には「水成岩」の方が親まれてゐるから Sedimentary rock として之を用ひる事とした。

廣義の水成岩を別つて次の如くする。

### 1. 碎屑性沈積物 (Fragmental deposits)

#### A. 火成碎屑岩 (Pyroclastic rocks)

- a. 火山岩屑 (Volcanic detritus), b. 集塊岩 (Agglomerate), c. 凝灰岩 (Tuff)

#### B. 風成岩 (Aeolian rocks)

- a. 砂漠砂 (Desert sand), b. 黄土 (Loess)

#### C. 水成碎屑岩 (Aqueous fragmental rocks)

- a. 礫質岩 (Gravelly rocks) ……礫岩 (Conglomerate), b. 砂質岩 (Sandy rocks) ……砂岩 (Sandstone), 硬砂岩 (Greywacke), アルコオス (Arkose) 等
- c. 粘土質岩 (Clayey rocks) ……粘土 (Clay), 頁岩 (Shale), 粘板岩 (Slate) 等, d. 珪質岩 (Siliceous rocks)

### 2. 有機性岩 (Organic deposits)

- a. 有機石灰質岩 (Calcareous organic rocks), b. 有機珪質岩 (Siliceous organic rocks), c. 有機炭質岩 (Carbonaceous organic rocks)

### 3. 化學的沈積岩 (Chemical deposits)

### 4. 残留堆積物 (Residual deposits)

**水成岩の固結** 軟い沈積堆積物が固結して硬い岩石となる原因には種々あるが大略次のやうなものと考へられる。

(イ) 鎳物性膠結物質の沈積  $\text{SiO}_2 \cdot \text{Ca QO}_3 \cdot \text{FeOH}$  等が沈積して砂礫又は石灰泥等を膠結して砂岩・礫岩・石灰等を生ずる。

(ロ) 水底の沈積堆積が絶えず行はれつゝある場合下層は上層による重壓によつて固結せられる。

(ハ) 地殼變動のため圧縮されて固結する。例へば褶曲・斷層の多い地方では岩石の固結度は劇

しい。

(ニ) 水成岩が火成岩の進入を受けた場合熱のため變質固結する。

### I. 碎屑性沈積物

この内には材料の如何を問はず風化の產物なる岩石の碎屑が再び堆積して固結し又は固結の途を辿りつゝあるものの全部を含む。

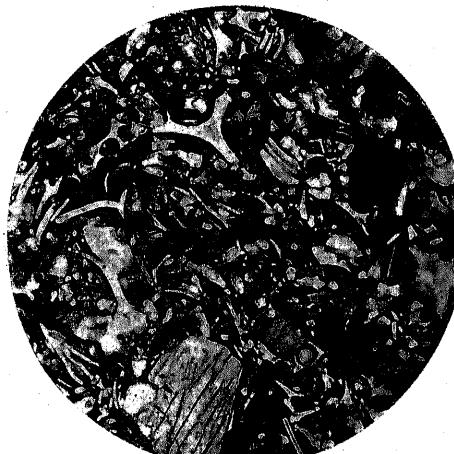
A. 火成碎屑岩 火山の爆發に際し噴出した岩塊・火山灰の類は噴火口の附近に堆積する。この堆積層は火成碎屑岩と呼ぶものであつて分類上の位置は頗る躊躇である。之が充分に固結したものの中火山岩塊を

第218圖 凝灰岩 (顯微鏡寫真) 多量に含むものを集塊岩 (Agglomerate), 火山灰程度のもののみが固結したものを凝灰岩 (Tuff) と稱し(第218圖), 凝結してゐないものは各岩片の大きさに依つて色々の名稱があるが一括して火山岩屑 (Volcanic detritus) と總稱する。

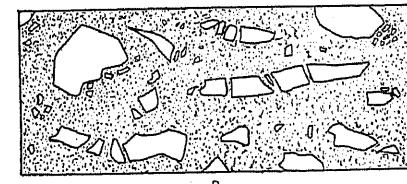
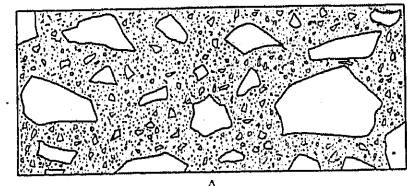
集塊岩は火山性碎岩片の堆積したものが、火山灰又は熔岩で膠結されたもので、其の火山灰で膠結されたものを集塊凝灰岩 (Agglomerate-tuff) と稱し(或ひは單に集塊岩ともいふ), 熔岩で膠結されたものを集塊熔岩 (Agglomerate-lava) といふ(第219圖)。概して粗鬆である爲水を通し易く又組成材料の大きさが頗る不整であるから風化の受け方も斑らで、この岩石からなる地方は屢々奇勝を呈する。妙義山・耶馬溪・讃岐の小豆島等の奇勝は集塊岩に起因する。

凝灰岩は火口の周囲に堆積成層する事もあるが、水中にて堆積して他の水成岩と混在する場合も極めて多い。其の場合には大體の組成成分から見て、凝灰岩質頁岩 (Tufaceous shale) 凝灰質砂岩 (Tufaceous sandstone) 等の名前が與へられる。尙この種の凝灰岩で水成層理を示すものを特に層灰岩 (Tuffite) と稱してゐる。

本邦には火山が多い爲凝灰岩の發達は著しい。之を地質時代的に見れば古生層下部をなす御荷鉢層をなす綠色の凝灰岩、古生代及中生代の輝綠凝灰岩 (Schalstein) を始め第三紀層及び第四紀層に於ては到る所に凝灰岩又は凝灰質砂岩及び頁岩の發達を見る。就中東北地方の流紋岩質凝灰岩 (Liparitic tuff), 伊豆地方の安山岩質凝灰岩



第218圖 凝灰岩 (顯微鏡寫真) 火山灰程度のもののみが固結したものを凝灰岩 (Tuff) と稱し(第218圖), 凝結してゐないものは各岩片の大きさに依つて色々の名稱があるが一括して火山岩屑 (Volcanic detritus) と總稱する。



第219圖 A. 集塊凝灰岩  
B. 集塊熔岩

B に於ては岩片が一個所に集つた儘破碎されてゐる、蓋し熔流のため現場に於て破碎されたものの盤であるかである。A に於ては四方に岩片が散在してゐる、蓋し火山爆裂のため吹き飛ばされたからである。

灰岩 (Andesitic tuff) は最も顯著である。これらの凝灰岩は軟質で細工し易く且つ火熱に強い爲石材として利用されるものが多い。下野の大谷石、伊豆の澤田石・立棒石、房州の房洲石(砂質凝灰岩)等の名で建築用材に使用される。尚輝綠凝灰岩の緻密質なものは硯材として使用される。長門の赤間石、土佐の土佐石、甲斐の雨畠石、支那の端溪硯等何れも之に屬す。

B. 風成岩 沙漠砂・黄土等は風により移動又は運搬されて堆積したものであるから之を風成岩と呼ぶ。沙漠砂の特徴としては砂粒は良く研磨されて稜角を失へる事、化石を含む事稀の二點を挙げる事が出来る。黄土 (Loess) は大陸内部に於て岩石の細塵の堆積したもので、北支那のものが最も有名で厚さ 200m に及ぶものがある(第二部第七章第20節参照)。

關東地方に廣く發達する赤土(所謂關東ロオム層)は火山灰が風に運ばれ淺海に堆積したものと考へられてゐる。著しく風化分解して居るが之を洗つて見ると、火山細礫や輝石・橄欖石等の結晶、火山玻璃の細片等を見出す事が出来る。

C. 水成碎屑岩 之は最も重要なもので通常水成岩と呼ぶのは大部分この類のものを指してゐる。主として水の作用によつて運搬され水底に沈積した岩石である。

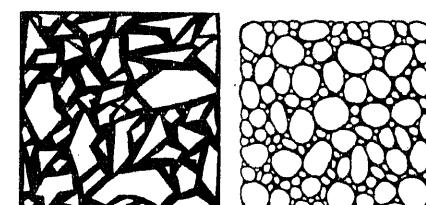
礫岩 (Conglomerate) 磯層の固結して生じた岩石を稱す。礫は概して良く洗はれてゐて角稜に乏しい。地層の境界部に基底礫岩 (Basal conglomerate) として存在してゐる事が多く、從つてその存在は地史學上重要な意義を有してゐる事が多い(第220圖)。

角礫岩 (Breccia) 磯岩と類似してゐるが礫が角稜を有するもので海岸の斷崖下に墜落堆積したものと、断層の破碎部に生じた断層角礫 (Fault-breccia) との二種がある(第220圖)。

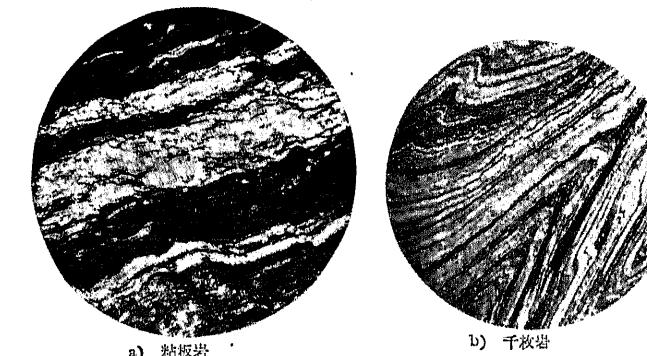
砂岩 (Sandstone) 極めて普通な水成岩で砂の凝固して生じたものであり化石を含む事も多い。固結の度著しく肉眼では砂粒が次第に認め難くなつたものは硬砂岩 (Greywacke) と呼ばれ古生層中に多い。花崗岩が分解して砂岩の材料を供給した際には花崗質砂岩 (Arkose sandstone) といふ白い砂岩になる(第222圖(a))。

頁岩 (Shale) 粘土又は泥土の凝結したものは泥岩 (Mudstone) と呼ばれるべきであるが通常之等を含め、更に多少薄層をなして剝げ易くなつた岩石を頁岩といふ。その砂質なものは砂岩に移り變り、石灰質のものは泥灰岩 (Marl) と呼ばれる。石油質の頁岩は油母頁岩 (Oil-shale) といつて之を乾溜して石油を採取する事が出来る。

頁岩の分布も砂岩と共に頗る廣域に及び第三紀層の重要な岩層である。油母頁岩は滿州撫順のものが有名である。

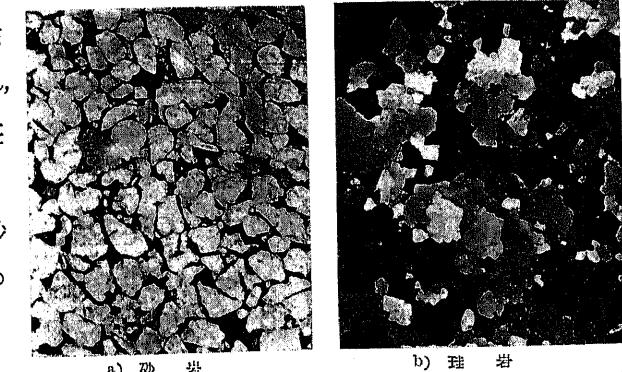


第220圖 碎屑岩の構造



第221圖 (顕微鏡寫眞)  
粘板岩より千枚岩へ石肌の變化

粘板岩 (Slate) は頁岩が更に壓力を受けて固化したもので剝理性は一層顯著である(第221圖 a))。この岩石は一層變質すれば千枚岩 (Phyllite) になるが(第221圖 b))、他方裏、花崗岩の如き火成岩の接觸化質を受けてホルンフェルス (Hornfels) に化す。粘板岩は第三紀以前の地層に多い。或るものは石材となる。本邦で有名な



第222圖 (顕微鏡寫眞)  
砂岩より珪岩へ石肌の變化

ものは陸前の雄勝濱に產する中生代の粘板岩で屋根瓦用スレートとして利用され、石の巻附近稻井のものは稻井石又は仙臺石と稱して良質の石材となつてゐる。

珪岩 (Quartzite) といふのは石英質砂岩が珪質の膠結物で間隙を充填されたものである。(第222圖(b))

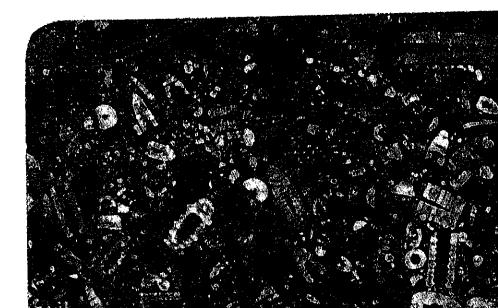
## 2. 有機性岩

### a) 有機性石灰岩 生物の作用による

岩石を有機性岩といふ。就中石灰岩 (Limestone) は地質學上極めて重要な岩石である。成因的には動物の遺骸の集積によるものと化學的沈澱の結果によるものとの 2 種ある。右生層中に發達する紡錘虫石灰岩 (Fusulina limestone), 各地質時代の地層中にある珊瑚石灰岩 (Coral limestone) 有する孔蟲其の他の微生物の遺骸の集合よりなる白堊 (Chalk) 等何れも有機的成因による石灰岩である。

本邦の古生層中所謂秩父古生層は石灰岩を挟み化石を見出す事が多い。美濃赤坂、越後青海村、長門秋吉臺等は古生代石灰岩研究の好適地である。更に中生代には島の巣石灰岩とよばれる瀝青質な含化石石灰岩 (Fossiliferous limestone) がある(第223圖)。石灰岩の石材として利用されるもの頗る多く又セメントの原料として工業上も重要である。

石灰岩は何れも純粹の炭酸石灰 ( $\text{Ca CO}_3$ ) のみではなくて不純物を相當に混じてゐる。特に炭酸



第223圖 含化石石灰岩の例  
化石は海百合 (Ornoid)

苦土 ( $MgCO_3$ ) の多いものを白雲岩 (Dolomite) と呼ぶ。

b) 有機珪質岩 有機珪質岩は有機石灰岩に比べると甚だ少く、主なるものは放散虫チャアト (Radiolarian chert) と珪藻土 (Diatom earth) である。放散虫チャアトは深海底の堆積物で通常赤色を呈し、多量の放散虫の骨格を有し堅硬な岩石をつくる。我國の古生代の地層中にも屢々之を見る(第224圖)。

### 海洋の沈積作用

陸地から運搬された岩屑・土砂の類は大部分大陸棚の部分に沈積する。

海濱沈積物 (Littoral deposit) 重に川・波浪・沿岸流による沈積物で地層となつた後には多量の生物の遺骸を埋藏する。

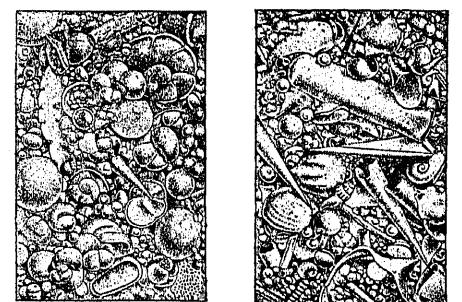
淺海性沈積物 (Shallow sea deposit) 最低汀線(即ち干潮線)から100尋線迄の海の沈積物で主に陸から運搬された土砂よりなる。現在化石を含む水成岩の大部分はこの帶地の沈積層と考へてよい。

深海性沈積物 (Deep sea deposit) 100尋以上の大深度の海底の沈積物である。比較的深い部分には陸成の細かい物質、例へば綠泥及び青泥・赤泥・灰泥の類が見られる。

遠海性沈積物 (Pelagic deposit) 最も陸地より遠い深海の堆積層で、最早や河流に運搬された土砂の影響等は全く見られないもので、浮遊生物の遺骸からなる泥土(Ooze) 例へば有孔蟲泥・珪藻泥や特有な赤色粘土 (Red clay) 等の沈積層からなる(第224圖)。尤も最深の海底になると浮遊生物の遺骸も全く稀で赤色粘土が主なるものである。これは恐らくは火山灰其の他の微塵が沈積し分解したものと考へられる。

現今發見される水成岩には深海の沈積層と見られるべきものは極めて稀であるが、この事實も既述の如き海洋の恒久性の一證據と考へられる。

c) 有機炭質岩 之れは石炭類のことであるが植物纖維 ( $C_6H_{10}O_5$ ) が水中或ひは地下で酸素の供給なしに分解すれば、H や O の大部分及び C の一部分は  $CO_2$ ,  $CH_4$  其多の瓦斯體となつて出てしまひ、最後に炭素が残るがこの分解作用のことを炭化作用 (Carbonization) と稱す。例へば我々が木炭を製造するのも實にこの人工的なものである。石炭類の種々の種類は天然の炭化作用の進行の度を表はすものでその含炭素量を植物纖維と比較すれば次の如し(第6表)。



第 224 圖  
遠海性沈積物 (有機物の遺骸)

日本適用堆積岩(水成及陸成)一覽表  
Tabular Scheme of Sediments (Aqueous and Aeolian) as applied to Japanese Rocks.

堆積物ニアラ デル角礫岩 Brecias not Sedimentary	碎屑岩 Fragmental or clastic rocks not Limestone	石灰岩類(石灰岩以外) Transition to Limestone	有機岩ト 中間物 to Limestone	新期堆積岩 Recent Tuffs		新期堆積岩 Recent Tuffs		第四章 地 海	
				固 結 Highly Consolidated	固 結 Consolidated	未 固 結 Loose	固 結 Loose	未 固 結 Loose	固 結 Consolidated
摩擦角礫岩 (又)	岩屑或 Rock waste	角礫岩 Brecia	雜色 Variegated Quartzite	貝殻及砂 Debris and Sands	磷 Phosphate and other Phosphate Rocks	岩鹽 Halite (Rock salt)	火山塊 Blocks of Vol- canic Rocks	凝灰角礫 岩 Tuff	凝灰角礫 岩 Tufaceous
斷層角礫岩 Friction- Brecia	↑ 混 合	角礫質礫岩 Conglomeratic Br. or Breciated Conglomerate	"	Calcareous Brecia	貝殼(珊瑚)角 殼 貝殼 Shell (Coral) Brecia	石膏 Gypsum 石 Stalactite 華 Calc Sinter (Travertine)	火山彈 Vol- canic Bomb 火山屑 Volcanic Detritus or Cinders	Brecia	Brecia
Fault-Brecia	漂 砾 Boulder (小石) Pebble(Gravel)	↑ 混 合	砾質砂岩 Conglomeratic Sand- stone or Grit	砾質 砾 Pebbly Quartzite Conglomerate	貝殼 貝殼 Shells or Coral Sand	非 藻 土 Infusorial or Diatomaceous Earth (或ル)角 岩 Some Cherts (或ル)相 織 Some Siners (或ル)瓦 岩 Rogovites 及 角 岩 Radularia Chart (or State)	水 化 木 Silicified Wood (或ル)角 岩 Some Cherts (或ル)相 織 Some Siners (或ル)瓦 岩 Rogovites 及 角 岩 Radularia Chart (or State)	集 塊 Tuff. agglomerate	凝灰角 岩 Tuff
Eruptive- Brecia	砂 Sands	↑ 混 合	普通 普通 砂岩 Sandstone	砾質 砾 Pebbly Quartzite	貝殼 貝殼 Shells or Coral Sand	Some Limonites	砂 狀 砾 Tuff. Sandstone Coarse Sandy Sand	砂 狀 砾 Tuff. Sandstone Coarse Sandy Sand	凝灰角 岩 Tuff
Fusion- Brecia	長 英 石 長 石	長 砂 岩 Arkose	硬 砂 岩 Graywacke	石灰質 岩 Calcareous Sandstone	砂狀灰岩 Sandy lime- stone	Some Limonites	火山 灰 Volcanic Ashes 火山塵 Vol- canic Dust	火山 沙 Volcanic Sand	凝灰質泥岩 (頁岩) Tuff
Flow-Brecia	混 合	泥質 泥質 砂岩 Argillaceous Sandstone	砂質 板岩 Arenaceous Clay slate	灰泥岩及石版 Gauze Leather Oc- leareous Oc- leareous leather	泥 灰 Pect 褐 Lignite 青 Bituminous Coal	土 瀝 青 Asphalites	火 山 灰 Volcanic Ashes 火山塵 Vol- canic Dust	火 山 泥 Mud 火 山 流 Vol- canic Mud 火 山 流 Vol- canic Flow	凝灰質泥岩 (頁岩) Tuff
Lava-Brecia	↑ 細 土 Silt	黃 土 (Loess)	泥 板 岩 Mudstone (plas- tic)	泥 板 岩 Clay Lithographic Marl Limestone (slaty)	珊瑚 礁 Coral Muds	無 烟 炭 Anthracite 白堊 Chalk	火 山 灰 Volcanic Ashes 火山塵 Vol- canic Dust	火 山 泥 Mud 火 山 流 Vol- canic Mud 火 山 流 Vol- canic Flow	凝灰質泥岩 (頁岩) Tuff

第6表 石炭類の炭素含有量

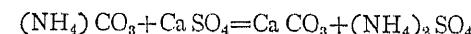
	C	H	O (%)
植物繊維 (Cellulose)	50	6	43
泥炭 (Peat)	60	6	32
褐炭 (又は亞炭) (Brown coal or lignite)	70	5	24
石炭 (又は瀝炭) (Bituminous coal)	82	5	12
無煙炭 (Anthracite)	94	3	3

### 3. 化學的沈澱岩

水底に化學作用で沈澱したもの又は鹽湖が蒸發したため生じたもの等である。此の種のものに岩鹽・石膏・加里鹽等の礦床がある。

無化石石灰岩 (Non fossiliferous limestone) は現今熱又は亞熱帶地方の淺海底でバクテリヤ的作用で沈澱しつゝある石灰泥と同様の原因で生じたもの考へられる。

このバクテリヤは海水中に溶けてゐる硝酸鹽を還元して亞硝酸鹽とし、更に之からアムモニアを生じこのアムモニアは海水中に溶けてゐる炭酸瓦斯と化合して炭酸アムモニアを生ずる。この炭酸アムモニアは更に海水中に溶けてゐる硫酸カルシウムと化合して炭酸石灰を沈澱するに至るのである。



又その外に化學的沈澱岩としては鐵分を溶かしてゐて沼澤地の水から鐵バクテリヤの作用によつて褐鐵礦を、硫化水素を含む水又は温泉から硫黃バクテリヤの作用によつて硫黃を沈澱する。

### 4. 残溜堆積物

之れは第二部第七章第19節に於いて詳述してあるがラテライトとかテラ・ロツサとかの類である。

### 3) 變成岩

變成岩 (Metamorphic rocks) とは水成岩又は火成岩が或る種の地質的作用によつて全く變質して生じた岩石のこと、その礦物成分及び物理的性質は本來の岩石と著しく異つたものに化してゐる。この變成岩の成因となる地質的作用をば専ら次の二種に分つことが出来る。

- (a) 動力變質作用
- (b) 接觸變質作用

a) 動力變質作用 動力變質作用 (Dynamical metamorphism) とは造山運動のため地殻に働く横壓力



第225圖 偏壓のため長石結晶が辯動したもの (顯微鏡寫真)



第226圖 片狀構造 (顯微鏡寫真)

のため深處の岩石が壓縮され、同時に發生した熱とこの壓力の兩者のため岩石中に含まれた間隙水の作用で變質を來す現象のことである。この際本來の岩石の礦物成分は壓力のため先づ粒碎作用 (Granulation) を受け、同時に壓力に垂直の方向に迴轉排列 (Rotation) を受け、終に熱と間隙水との作用で再結晶 (Recrystallization) を起して全く新しい礦物例へば雲母の如きものを生じ、此等の礦物も全て壓力に垂直の方向に排列するに至る(第225圖)。

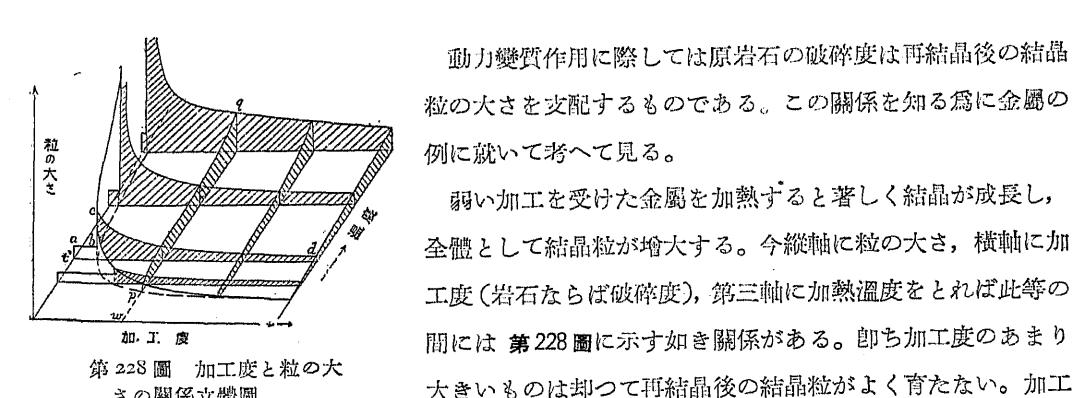
動力變質作用によつて生じた變成岩は此の如く礦物成分が受けた壓力の方向に垂直に排列するため所謂片狀構造 (Schistose structure) を示すことが特徴である。この種に屬する變成岩は結晶片岩

(Crystalline schist) が最もよくその特徴を代表してゐる(第226圖)。片麻岩の一部もこの作用に因るが千枚岩 (Phyllite)・壓碎岩 (Mylonite) の如き再結晶の進んでゐないものもこの中に含まれてゐる。粘板岩 (Clay slate) も頁岩が動力變質作用を受けて變化したもので壓力を受けた方向に對し垂直の方向に剥げ易くなつてはゐるが、その劈開面は必ずしも成層面とは一致しない(第227圖)。

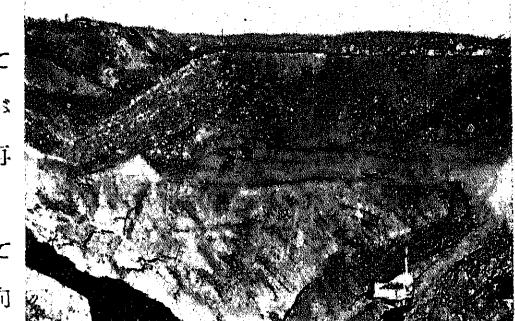
動力變質作用は成因過程から見ても廣範囲に大規模に行はれるものであるため地方的變質作用 (Regional metamorphism) とも云はれてゐる。

### 原岩石の破碎と再結晶

動力變質作用に際しては原岩石の破碎度は再結晶後の結晶粒の大きさを支配するものである。この關係を知る爲に金屬の例に就いて考へて見る。



第228圖 加工度と粒の大きさの關係立體圖

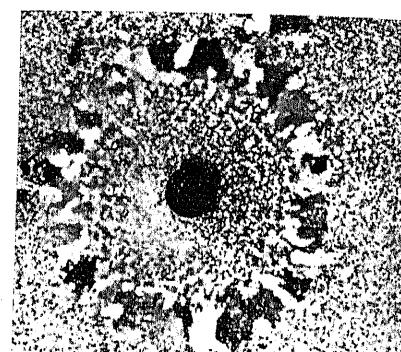


第227圖 粘板岩の頭

弱い加工を受けた金屬を加熱すると著しく結晶が成長し、全體として結晶粒が増大する。今縱軸に粒の大きさ、横軸に加工度 (岩石ならば破碎度)、第三軸に加熱温度をとれば此等の間には第228圖に示す如き關係がある。即ち加工度のあまり大きいものは却つて再結晶後の結晶粒がよく育たない。加工

度の餘り低いものも同様であるがこの方は溫度が上昇すると結晶粒は大きくなり得る。結局溫度のあまり高くないう間に適當に加工を受けたもののみがよく再結晶が進む。第229圖は錫板を銃弾で打抜き之を  $200^{\circ}$  で長時間加熱した物で、孔の周囲はあまりに變形を受けすぎてゐる爲に(即ち加工度が高すぎる爲に)却つて再結晶度が低く、孔から適當に離れた部分に於て結晶が最も良く育つてゐる(第229圖)。

同様な關係が結晶片岩に就いても考へられるものとすれば、動力變質に際しては之に先立つて受けた造山力の大小



第229圖 破碎度と結晶度

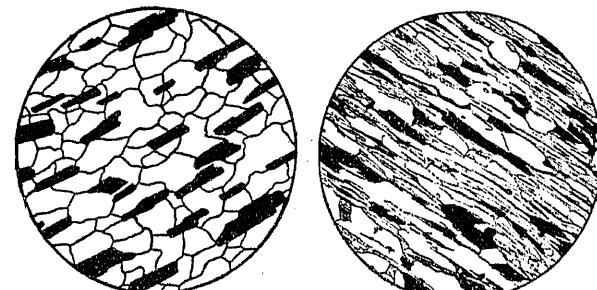
は結晶片岩の結晶粒の大小を著しく左右するものと考へられる。

b) 接觸變質作用 接觸變質作用 (Contact metamorphism) とは岩漿が地殻中に進入して徐々に冷却固結する場合(即ち深成岩の生ずる場合), 放散する熱のために周囲の岩石が再結晶を受け、結晶質礦物の集合體に變化する作用である。此の際多少の揮發性成分が岩漿から供給されることもあるが、概して原岩石と變成岩とは化學成分に著しい變化は無く、唯外觀と物理的性質が甚しく變化するものである。



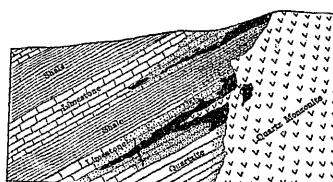
第230圖 大理石の石肌

例へば純粹の石灰岩が花崗岩の進入のため變質すれば白色結晶質の大rä理石 (Marble) 即ち方解石 ( $\text{Ca CO}_3$ ) の細い結晶集合體に變化する(第230圖)。又不純な石灰岩では  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  を含むことが多いため柘榴石・珪灰石・橄欖石等の所謂接觸礦物 (Contact minerals) を含む結晶質石灰岩を

A) 塵雲母片岩 B) ホルンフェルス  
第231圖 接觸變質岩の石肌

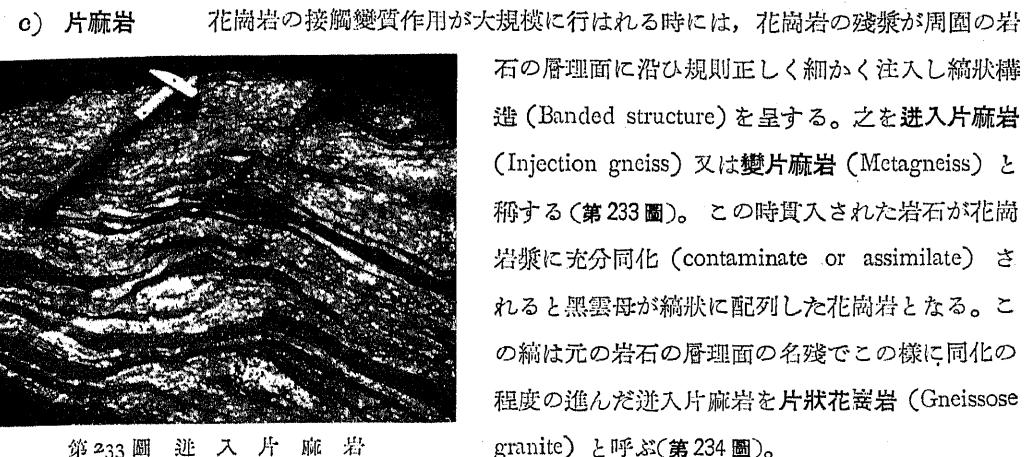
生ずる。粘板岩の如きが花崗岩進入のため接觸變質作用を受けると接觸部附近では多量の黑雲母を含む黑雲母片岩 (Biotite schist) を生ずるが、この部分が距たると變質度が低くなりホルンフェルス (Hornfels) となる(第231圖)。

この接觸變質作用は前の場合に比較すると割合に局部的のものであるため局部的變質作用 (Local metamorphism) とも稱す。



第232圖 石灰岩を交代して發達する接觸礦床

礦床の生成にも大いに關係して居り接觸變質礦床 (Contact ore deposit) といふのがある(第232圖)。第四章第12節参照。

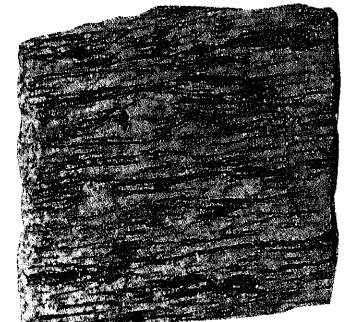
第233圖 進入片麻岩  
アブライト質の岩漿が角閃片岩の片理に沿ひ進入した状態

質の岩石は動力變質を受けてそのために縞状を示すものが多く之を正片麻岩 (Orthogneiss) と稱し、之に對して砂岩・酸性凝灰岩の如き水成岩が動力變質に依り縞状を呈するに至つたものを准片麻岩 (Paragneiss) と稱する。

d) 蛇紋岩 橄欖石 (Olivine) が分解すれば殆ど常に蛇紋石 (Serpentine) を生じ輝石類 (Pyroxenes) 又は角閃石類 (Ampiboles) も亦屢々蛇紋石に變化する。この變化は主として

結晶の劈開線 (Cleavage) 又は割目に沿つて進むものにして、この狀態は岩石薄片を顯微鏡下に檢する時は容易に觀察することが出来る。即ち橄欖石より生じたものは網目構造 (Mesh structure) と稱する特有の構造を呈し、角閃石より生じたものは略  $120^{\circ}$  に交る劈開線に相當して格子状構造 (Lattice structure) を生じ、輝石より變成せるものは殆ど直角をなせる劈開線に變じて網狀構造 (Netted structure) を作る(第235圖)。

此の如く主として橄欖石より成る橄欖岩、輝石・角閃石より成る輝岩・角閃岩等は、その一部は蛇紋石に



第234圖 片麻岩 (内眼的寫真)



第235圖 橄欖石より變質せる蛇紋岩 (顯微鏡寫真)

變化せざるものなく、若しこの蛇紋石が岩石組成の主要部分をなす時は之を蛇紋岩 (Serpentine rock) と稱す。而してこの變質作用を蛇紋化作用 (Serpentization) といふ。

斑鷺岩 (Gabbro) 閃綠岩 (Diorite) 等の如き鹽基性岩にして、前記の如き礦物を多量に含むものも蛇紋化作用を蒙ることが多い。此の如き場合は往々その造岩礦物中の石灰分が晶出し方解石を生じ、之が綠色の蛇紋岩中に斑脈状に (Ophitic) 白色の細脈を生ずる。之を蛇灰岩 (Ophicalte) と稱し建築石材に使用して居る。

總て蛇紋岩は暗綠・黃綠又は暗赤・種々の色を混じ斑状を呈し、著しき脂肪光澤と柔軟なる地質によりて容易に肉眼にて識別することが出来る。

風化作用には極めて弱く鱗片狀に剝理し、石綿又は滑石の如き外觀を呈するに至りたるものは、指頭にて容易に粉碎することを得るのみならず、水分を含む時は一種の膨脹狀態 (Colloidal state) を呈する。

從つて切取隧道工事に取つては最も不適當なる岩質である。特に隧道に於ては掘鑿後大氣に觸れる時は水分を吸收し、膨脹狀態へ推移する徑路の第一歩として體積著しく膨脹するを常としてゐる (第二部第三章第6節(9)變質岩の項参照)。

以上の記述を要約し、水成岩及び火成岩が壓碎作用を受け再結晶して結晶片岩になる過程を表にすると次の第7表の如きものとなる。

第7表 原岩石と變成岩の關係

壓碎岩		結晶片岩	
頁岩	→ 粘板岩	→ 千枚岩	→ 石墨片岩 → 含柘榴石石墨片岩
砂岩	→ 硅岩又は硅質片麻岩	→ 石英片岩	
硬砂岩	→ 片狀砂岩又は淮片麻岩	→ 含石墨網雲母曹長石・石英片岩	
礫岩	→ 磯質片麻岩(壓碎礫岩)	→ 磯質片岩	
石灰岩	→ 片狀石灰岩(壓碎石灰岩)	→ 石灰片岩 → 大理石	
酸性凝灰岩	→ 酸性凝灰片麻岩(壓碎酸性凝灰岩)		
流紋岩	→ 流紋片麻岩(壓碎流紋岩)		→ 網雲母綠泥石(角閃石)曹長石片岩
綠色凝灰岩	→ 綠色千枚岩又は綠色凝灰片麻岩(壓碎綠色凝灰岩)		
安山岩	→ 壓碎安山岩		→ 緑泥石(角閃石)綠簾石片岩
玄武岩	→ 壓碎玄武岩		
花崗岩	→ 花崗片麻岩(壓碎花崗岩)	→ 網雲母綠泥石(角閃石)曹長石片岩	
閃綠岩	→ 閃綠片麻岩(壓碎閃綠岩)	→ 綠泥石(角閃石)綠簾石片岩	
斑鷺岩	→ 斑鷺片麻岩(壓碎斑鷺岩)	→ 綠泥石(角閃石)片岩	
橄欖岩	→ 橄欖片麻岩(壓碎橄欖岩)		
輝岩	→ 輝岩片麻岩(壓碎輝岩)	→ 蛇紋石片岩, 滑石片岩	

この表のうち最後の結晶片岩は、その生成の際の物理的條件の如何により成分の上の僅かの差異により色々な礦物の組合せとなり、その生成物は一定しない。此處に掲げたものはその典型的なもののみで詳細は更に次の分類を參照され度い。

#### e) 變成岩の分類

火成岩は化學成分が略々一定の範囲内にあり、又成分の相違するものの間にも相互に成因的に關係を有するためにその分類も容易であるが、變成岩に於いてはその化學成分も岩石成分の過程も頗る複雑で系統的分類を行ふことが甚だ困難である。<sup>1)</sup> 1914年初めて Grübenmann は Becke, Van Hise の後を繼承して、變成が行はれた地殻の深さと化學成分とに應じて次の如き略々系統立つた變成岩の分類を試みた。之を變成岩分類の Depth zone system と云ふ。

第8表 Grübenmann の變成岩の分類法

原岩石	粘土質水成岩	酸性及び中性岩	鹽基性岩	過鹽基性岩
最上帶 (Epizone)	(含炭質一) 網雲母曹長石片麻岩 藍閃石曹長石片麻岩 十字石曹長石片麻岩 柘榴石曹長石片麻岩 網雲母千枚岩	綠簾石曹長石片麻岩 網雲母曹長石片麻岩 綠簾石綠泥石片岩 藍閃石片岩	曹長石角閃石片岩 綠簾石綠泥石片岩 藍閃石片岩	綠泥石片岩 滑石片岩 蛇紋石片岩
中間帶 (Mesozone)	(含石墨一) 雲母片岩 柘榴石雲母片岩	角閃石斜長石片麻岩 雲母斜長石片麻岩	黝簾石角閃石岩 柱石角閃石岩 柘榴石角閃石岩 角閃石岩 直閃石岩	角閃石(片)岩 直閃石(片)岩
最下帶 (Katazone)	(含石墨一) 珪線石片麻岩 藍青石片麻岩 柘榴石片麻岩	輝石斜長石片麻岩 角閃石斜長石片麻岩 雲母斜長石片麻岩	榴輝岩	橄欖石(片)岩 輝石(片)岩

Grübenmann の分類の特徴はその基礎が變成を起した假想的の深さにあることである。Epizone は地殻の上層部が造山運動に際して最も動き易い部分を意味し、之に屬する岩石は物理的に見れば比較的に低溫度で激しい偏壓の下に破碎され再結晶をしたものである。Kata-zone とは地殻の深部が高溫・高壓の條件を有し偏壓のない部分を云ひ、Mes-zone は兩者の中間帶で小偏壓帶である。この分類は一見甚だ合理的に見えるが其の基準が假設的であるために實際には屢々混亂をひき起し使用に耐へないことがある。即ち Epi-zone の岩石と Kata-zone の岩石が共生してゐることもあり、Epi-zone の岩石が火成岩の影響を受けて Kata-zone の性質を示すやうな場合もある。

最近物理化學の進行に伴ひ珪酸鹽類の平衡關係が次第に明らかにされる様になり、變成岩に於いても特に熱變成に關聯するものは相律的に取扱はれ、變成岩の分類も礦物共生に基盤を有するものが生れてきた。P. Es-

1) Grübenmann, Kristallineschiefer, Berlin, 1914.

kola の Facies principles, V. Goldschmidt の Mineralogical phase rule などはその代表的なものである。P. Eskola は物理的條件の變化に對してその礦物の組合せの特徴が最もよく表はれる鹽基性岩の成分を基礎に取り次の如き分類を提案した。

#### Eskola の變成岩の分類法

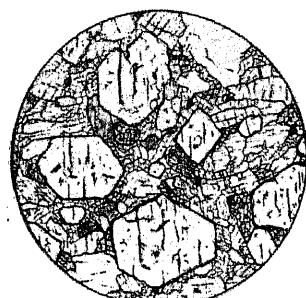
- (1) 緑色片岩相 (Greenschist facies)
- (2) プラシン片岩相 (Prasinite facies)
- (3) 角閃石片岩相 (Amphibolite facies)
- (4) 榴輝岩相 (Eclogite facies)
- (5) ホルンフェルス相 (Hornfels facies)
- (6) 玻璃長石岩相 (Sanidinite facies)

**緑色片岩相** Grübenmann の略: Epi-zone に對應するもので低溫・偏壓の條件の下に形成される岩石である。この岩相を特徴づけるものは綠泥石・綠簾石・曹長石の如き歪力礦物 (Stress minerals) で、石英・方解石は安定、基性乃至中性長石・正長石・角閃石・輝石・橄欖石・珪灰石等は不安定である。

**プラシン岩相** 緑泥石・角閃石 (藍閃石・陽起石) 曹長石・綠簾石を特徴とし前者より稍高溫型である。

**角閃石岩相** 角閃石・基性乃至中性斜長石を特徴とする。

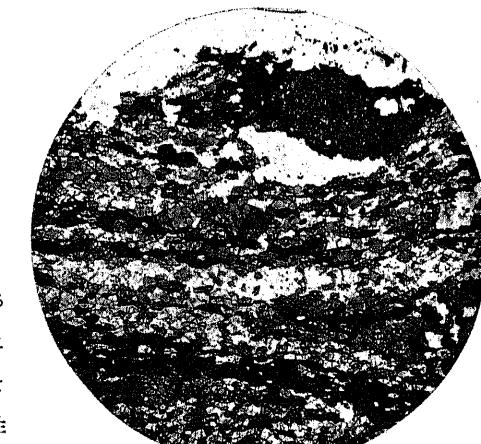
高溫低偏壓の條件で生成する岩相で花崗岩類の接觸變成岩中にも見られ、一部は地殼の稍深部 Meso-zone に對應する(第 236 圖)。



第 236 圖 角閃石岩 (顯微鏡寫真)

**榴輝岩相** 輝石・柘榴石を特徴とし、高溫・高壓に於いて安定なる岩相で、屢々水酸化して藍閃石・スマラグ角閃石 (Smaragdite)・ロオソン石 (Lawsonite)・曹達雲母 (Paragonite)・ロイヒテンベルグ石 (Leuchtenbergite)・石英・綠泥石・綠簾石等を伴ふ。輝石は透輝石乃至硬玉で一般に曹達に富み Omphacite なる名稱が特に與へられてゐる。輝石・柘榴石・橄欖石・斜方輝石・藍晶石がこの岩相の安定な礦物で基性長石・正長石・珪灰岩は存在しない(第 237 圖)。

**ホルンフェルス岩相及び玻璃長石岩相** この岩相は最も高溫のもので熱變成にのみ見られ、接觸變成岩・捕虜岩に存在する。溫度が低下するに従ひ玻璃長石岩相からホルンフェルス岩相に更に角閃石岩相へと移行する。



第 236 圖 角閃石岩 (顯微鏡寫真)

**ホルンフェルス岩相及び玻璃長石岩相** この岩相は最も高溫のもので熱變成にのみ見られ、接觸變成岩・捕虜岩に存在する。溫度が低下するに従ひ玻璃長石岩相からホルンフェルス岩相に更に角閃石岩相へと移行する。

## 第 II 節 岩石の實驗的研究法

### 1) 造岩礦物

岩石は礦物の集合體であるから岩石を知る爲には其の單元たる礦物に就いての知識を必要とする。自然界に於ける礦物の種類は頗る多い。併し乍ら岩石の重要組成となつてゐる礦物はその數種を越えず、地殼を構成する岩石の 99% 近はこれ等僅かな數の礦物から構成されてゐる。

岩石の主要組成をなす礦物を造岩礦物 (Rock forming minerals) と呼ぶ。これは主として珪酸鹽礦物で無色礦物 (Felsic minerals) と有色礦物 (Mafic minerals) に二大別する。各々に屬する主要な礦物名は次の如し。

#### A. 無色礦物

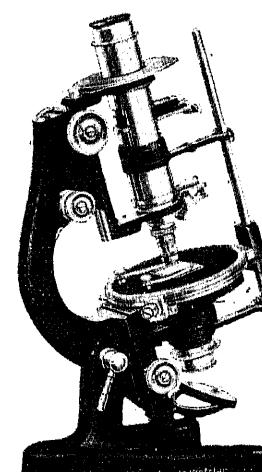
斜長石 (Plagioclase), 正長石 (Orthoclase), 石英 (Quartz), 白雲母 (Muscovite), 方解石 (Calcite), 磷灰石 (Apatite)

#### B. 有色礦物

橄欖石 (Olivine), 輝石 (Pyroxene), 角閃石 (Amphibole), 黑雲母 (Biotite), 綠泥石 (Chlorite), 蛇紋石 (Serpentine), 柘榴石 (Garnet), 綠簾石 (Epidote), 磁鐵礦 (Magnetite), 褐鐵礦 (Limonite), 楠石 (Sphene)

### 2) 礦物顯微鏡

礦物顯微鏡 (Mineralogical microscope) は單に微小體を擴大して見るといふ性能以外に、偏光を用ひて結晶體の光學的諸性質を測定するといふ最も重要な目的を持つてゐる。これが爲に二個の偏光器 (Nicol's Prism) 一或は單にニコルと云ふ一を備へてゐる。ステージの下に在るニコルを下のニコル (Polarizer) と云ひステージより上にあり鏡筒中に在るニコルを上のニコル (Analyzer) と呼ぶ事とする。兩ニコル中に於ける光の振動方向は互に直角である。偏光用ニコルは礦物顯微鏡の生命であるが、この外數個の特有な附屬物がある。検板 (Test plate) 及び同差込孔, Bertrand レンズ, コノスコオブ用コンデンサー等が之で、必要に應じて差込める様に出來てゐる(第 238 圖)。



第 238 圖 礦物顯微鏡

下のニコルのみを用ひた場合を平行ニコル (Parallel nicols) の状態と稱し、更に上のニコルをも併用した場合を十字ニコル (Crossed nicols)

の状態と云ふ。十字ニコルの状態に更にコノスコオプ用コンデンサア及びベルトラン・レンズを用ひる場合をコノスコオプ (Conoscope) と稱し、この時は特に高倍率の対物鏡を使用してコンデンサアに依り結晶に各方向から投射した光の呈する干渉図 (通常目玉) を観察且解析するに用ひられるもので、これらは後に鑑物顯微鏡に依る研究項目の項に於て詳説する。

### 3) 結晶光学

鑑物顯微鏡は既述の如く一個の光學的測定器械であるから結晶光学 (Crystallographic optics) の素養なくしては充分な活用は望まれない。而して結晶光学の理論の記述は優に大冊をなすのであるが、極めて簡単に其の必要な部分のみを記す事とする (第239圖)。

- a) 一般に結晶體は方向性を有し、等軸晶系以外の結晶は一般に一方向に二つの屈折率を有す。
- b) 二つの屈折率の相等しい方向は一般に二つあり、この二つの方向を光軸 (Optic axes) と呼ぶ (第239圖OP)。
- c) 二つの光軸を含む平面を光軸面 (Optic axial plane) と稱す。
- d) 二光軸の交りの兩二等分線及び兩光軸に直角な方向を光學的彈性軸 (Optic elasticity axes) と呼ぶ (第239圖X-Y-Z)。
- e) 或る結晶内の種々の方向の屈折率中最小の値を有するものを  $\alpha$ 、最大の値を有するものを  $\gamma$ 、光軸の方向に於ける屈折率を  $\beta$  とし、これら三つの屈折率を主屈折率 (Principal refractive indices) と呼ぶ。結晶内任意方向の二つの屈折率を  $n_1 \cdot n_2$  ( $n_1 < n_2$ ) とすれば  $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$  の値を用ひて次の式から  $n_1$  及び  $n_2$  の値を算出し得る。

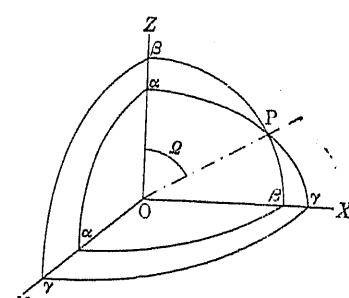
$$n_1^2 = \frac{2\gamma^2 \alpha^2}{(\gamma^2 + \alpha^2) + (\gamma^2 - \alpha^2) \cos(\phi - \phi')}, \quad n_2^2 = \frac{2\gamma^2 \alpha^2}{(\gamma^2 + \alpha^2) + (\gamma^2 - \alpha^2) \cos(\phi + \phi')}$$

但し、 $\phi$  及び  $\phi'$  は二つの光軸と今考へる方向とのなす角である。

- f) 光學的彈性軸の方向に於ては何れか二つの主屈折率を有してゐる。故に X-Y 及び Z を以て (或ひは獨立文字  $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$  を用ひる事もある) 夫々  $\beta \cdot \alpha \gamma$  及び  $\alpha \beta$  なる主屈折率を有する光學的彈性軸を表すものとする (第239圖)。

- g) Z 軸と光軸とのなす角を光軸角 (Optic axial angle) と稱し  $\Omega$  を以て表はす (第239圖)。 $\Omega < 45^\circ$  なる鑑物を光學性正 (positive) とし、 $\Omega > 45^\circ$  のものを負 (negative) とする。通常は  $2\Omega$ 、 $180^\circ - 2\Omega$  の中銳角なる方を取つて  $2V$  とする。即ち光學性正の時は  $V = \Omega$ 、負の時は  $V = 90^\circ - \Omega$  である。

- h) 上記の如く結晶内の一方向に二つの屈折率  $n_1 \cdot n_2$  を生ずるのは、一方向に二つの振動方向互に直角で速度を異なる偏光が進む爲である。光波の振動方向は Biot-Fresnel の法則に従ふ。即ち今光軸の交りを中心とする球面上の一點を以つて結晶内の一方向を代表せしめるものとすれば、その方向に進む光の中、その點と兩光軸の現はれる點とを結ぶ二大圓の交つてなす角の中、Z を含む方の角の二等分線の方向に遅い光が振動し、之と直角な方向に速い光が振動する。



第239圖 二軸性結晶

i) 光學的彈性軸と結晶軸との方向的關係を光學的方位 (Optical orientation) といふ。

j) 以上の如く光軸が二本ある結晶を二軸性結晶 (Biaxial crystals) と呼ぶのであるが (第239圖)、 $\Omega = 0^\circ$  又は  $180^\circ$  なる特別な場合を考へて見ると光軸は事實上一本のみであるが此の如き結晶を一軸性結晶 (Uniaxial crystals) といふ (第240圖)。

k) 一軸性結晶の光學的方位は C 軸と光軸とが一致してゐる。一軸性結晶は全く二軸性結晶の特殊の場合であつて、二軸性結晶に就いての前述の理論は同時に又一軸性結晶にも適用されるべき性質のものである。

### 4) 鑑物顯微鏡に依る研究項目

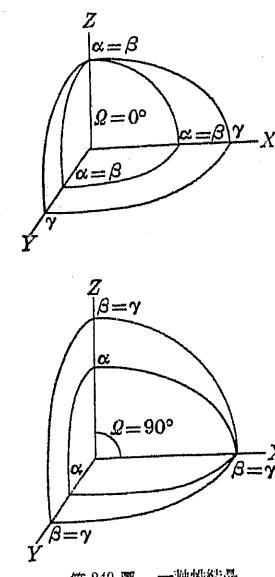
#### a) 平行ニコルの状態に於ける観察

結晶形及び粒形： 大體に於て粒狀のもの、角狀のもの、棒狀乃至針狀のもの及び板狀のものに大別される。この部分は特に第二部第八章第23節3) 組成鑑物の項に於て詳論する。

色彩及び多色性： 鑑物は透明の度により透明鑑物 (Transparent minerals) と不透明鑑物 (Opaque minerals) とに分ける。後者には鑑石 (Ore) が屬する。透明鑑物とは光線を透過し得る鑑物との意で之を無色鑑物と有色鑑物とに分ける。有色鑑物には多色性 (Pleochroism) を有するものと有せぬものとがある。多色性とは結晶の方向に依つて光の吸收恒数が異なる爲に起る現象であつて、平行ニコルに依つて得た偏光を用ひ顯微鏡のステージを廻轉して観察する。その結果は X-Y-Z の三光學的彈性軸の方向に於ける色及び吸收の強さを以て記載するを要する。

#### b) 十字ニコルの状態に於ける観察

複屈折率の大小： 既述の如く結晶體内に於て二方向に二つの屈折率  $n_1 \cdot n_2$  を生ずる事は、要するに二つの偏光の傳播速度が異なる事に起因し、速度の異なる事は波長の異なる事を表はしてゐる。今厚さ  $d$  なる薄片に  $\lambda_0$  なる波長の光が投射し二つの偏光に分れたとすると、速い方の光の波長を  $\lambda_1$ 、遅い方の光の波長を  $\lambda_2$  とすれば、兩方の光が厚さ  $d$  の結晶を透過したる迄には遅い方の光は  $(\frac{d}{\lambda_2} - \frac{d}{\lambda_1})$  だけ餘計に振動してゐる。空氣中に於ける波長は  $\lambda_0$  であるから速い方は  $\lambda_0 \left( \frac{d}{\lambda_2} - \frac{d}{\lambda_1} \right)$  だけ空氣中を先んじて進んでゐる。この距離を行差 (Retardation) と稱し  $R$  を以て表はす。但し  $\lambda_2 = \frac{\lambda_0}{n_2}$ 、 $\lambda_1 = \frac{\lambda_0}{n_1}$  なる關係があるから  $R = d(n_2 - n_1)$  と書く事が出来る。行差を生じた二つの偏光 (振動方向互に直角) は上のニコルの振動の方向の分力のみを通つて顯微鏡を見るが、それ等の分力は同一平面内に於ける位相の異つた振動となる爲干涉を起し色付いて見える。之を干渉色 (Interference colours) と稱し  $R$  の大きさに依つて異なるが、 $R$  は  $(n_2 - n_1)$  に比例するのであるから。



第240圖 一軸性結晶

干渉色は複屈折率( $n_2 - n_1$ )の大きさを示す事になる。 $R$  の大きさは  $d$  が一定ならば  $(n_2 - n_1)$  の値に依つて異り、 $(n_2 - n_1)$  の値は結晶内の方に依つて異なるのであるがこの干渉色は礦物を決定するのに重要な實用的價値を有してゐる。

消光角： 十字ニコル下に於ては礦物は一般に色付いて見へるが、ステエジを廻轉してみると一廻轉に四度暗くなる方向がある。結晶學的輪郭又は劈開の明瞭な礦物に於ては、此の如き結晶學的方向と暗黒になる方向との角を測定して消光角(Extinction angle)と呼ぶ。消光角  $0^\circ$  のものを直消光(Straight extinction)をなすといふ。

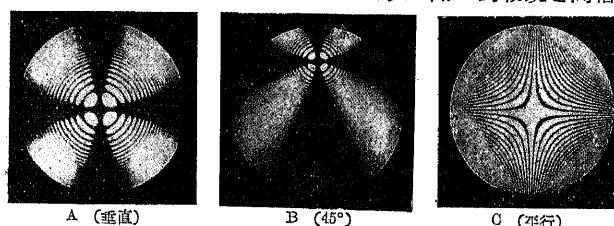
延長の正負： 直消光をなす礦物に就いてのみ調べる。即ち此の如き礦物の延びてゐる方向を検板の方向と一致せしめて置けば、検板の速い方の振動方向と結晶の速い方の振動とが一致する時は干渉色は相加となり、結晶の速い方の振動方向と一致せしめれば相減となる。前者の場合を延長の性質(Elongation character)負といひ、後者の場合を正と稱す。

### c) コノスコオプに依る觀察

以上の觀察は薄片に垂直に光を當てた場合の現象を觀測するものであるが、之をオルソスコオプ(Orthoscope)に依る觀測と稱する種々の方向から光を投射させてそれに依る現象を觀測するを要する場合がある。これがコノスコオプに依る觀察である事は既述せる如く、前記の裝置の他に更に Bertrand レンズ及びコノスコオプ用コンデンサアを入れ對物鏡を高倍率にして觀察する。

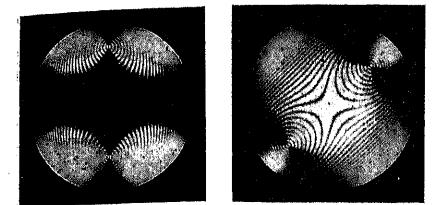
干渉像： 平面鏡の代りに凹面鏡を用ひ對物鏡を高倍率に取換へ、コノスコオプ用レンズを挿入して對眼鏡及び Bertrand レンズを取除いて十字ニコルの下に薄片を見ると小さな圓形の像が見える。之の像を干渉像(Interference figures)と云ひ、尙 Bertrand レンズ及び對眼鏡を入れれば更に擴大して明瞭に見る事が出来る(第241圖)。

一軸性結晶に於ては結晶主軸 C に垂直、斜、平行の三つの方向の薄片に就いて干渉像を見れば夫夫第241圖 A, B, C の如くなる。即ち一般に單色光を用ひれば黒十字と明暗の同心輪、白色光を用ひれば黒十字と同心光帶輪とを生ず。像上の各點は各一方を代表するもので、中心は顯微鏡筒に平行なる方向、中心から D なる距離に在る點は垂直方向と  $i$  なる角をなす點を代表し、 $D \propto \sin i$  なる關係あり  $i$  の値は像の縁部に於て  $45^\circ$  以内なるを普通とする。像内各點の狀態即ち、明暗、同心輪の色等は各點の示す方向に於ける二光波の行差と振動方向に依り決定され、振動方向は既述の Biot-Fresnel の法則により得られる。光の振動方向が上下ニコルの振動方向と一致する點では暗黒となり黒十字を生ずる。C は結晶主軸に平行な薄片に於ける場合であるが、本圖は C



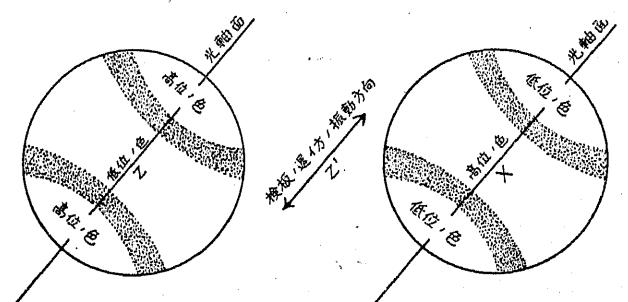
第241圖 一軸性結晶の干渉像(目玉)

軸をニコル振動方向に對し  $45^\circ$  に置いた場合である。この時は振動方向は像の全部に於てニコルの振動方向に近い故暗部を生ぜず、この位置より  $45^\circ$  回轉すると像全體が暗黒になる(第241圖)。



A (光軸面とニコルの振動方向と一致せる場合)  
B (光軸面がニコルの振動方向と  $45^\circ$  に斜交した場合)

第242圖 二軸性結晶の干渉像(目玉)  
二軸性結晶に於ては薄片の方向に依つて夫々複雑な像を生ずる。光軸面に垂直又は之に近い薄片では兩光軸間の角が小なる時は第242圖 A, B の如き像を生ずる。但し A は光軸面と一方のニコルの振動方向とを一致せしめた場合であり、B はその位置よりステエヂを  $45^\circ$  延長せしめた時の像である。光軸に相當する點は干渉色輪の中心を成し、この點をメラトオブ(Melatope)と呼ぶ(第242圖)。薄片が Z に垂直なるか、X に垂直なるかに依つて中心からメラトオブ迄の距離は夫々  $\beta \sin \Omega$ ,  $\beta \cos \Omega$  に比例する。B の如き像に検板を差し込めば暗黒體を境として中心部及び外部は干渉色輪の色が相加又は相減となるから、Biot-Fresnel の法則に基いてこの中心が X であるか、Z であるかを判定する事が出来る(第243圖)。これ丈では結晶の光學性の正負は決定する事は出來ないが、この方向が二光軸の鋭角二等分線の方向なるか鈍角二等分線の方向なるかを知れば定義に依つて結晶の光學性を決定出来る。



第243圖 検板の挿入による光軸の鑑定

これらの場合は觀測に最も好都合な場合であるが、實際には at random な方向に礦物の薄片を見る場合が多いので、光學性の決定には結晶光學の理論を用ひてその時々に善處しなければならぬ。

### 5) 屈折率測定法



第244圖 屈折率測定用浸液瓶

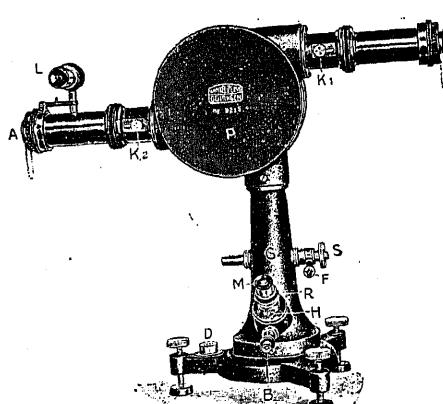
一般に礦物の主屈折率は最も重要な基礎的光學恒数であつて、其の決定は礦物の識別上極めて重要なものである。

屈折率測定の最も簡便な方法は浸液法(Immersion method)である。浸液法の要旨は既知屈折率を有する液中に透明礦物の粉を浸し、液の屈折率と礦物のそれを比較し、兩者が略々相等しくなる迄液を取換へるのである(第244圖)。一般に透明體を液中に浸し顯微鏡で覗きつつ絞りを用ひて視野を稍々暗くすれば、兩者の屈折率が等しい時は物體の輪郭は見えず、反之兩者が等しくない程輪郭次第に

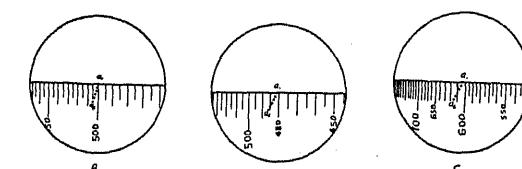
明瞭となり、境界に沿ひ明るい細帯を生ず。この帶をベツケの線 (Becke's line) といふ(第245圖)。今鏡筒を僅かに上げればベツケの線は屈折率の低い媒體より高い媒體の方へ移動する。此の現象を利用して屈折率既知の液を適當數用意すれば(第245圖), 之等と順次屈折率を比較する事に依り或る範圍内に於て屈折率を決定することが出来る。併し連續的に屈折率の異なる液を豫め用意する事は事實上不可能な事で(通常液の屈折率は小數點以下三桁で約3宛の違ひに作る), 更に精密に知らんとする場合は以上的方法では測定し得ない。勿論單に礦物名を決めるには前記の方法で充分であるが, 更に固溶體をなせる物質の化學的成分を知らんとする場合の如き, 例へば斜長石 (Plagioclase) は  $Ab_{100} \cdot An_0$  から  $Ab_0 \cdot An_{100}$  まで順次變化しそれに従つてその屈折率も變化する。かかる場合に屈折率を測定して化學成分を知るには可成り精密に測定する必要がある。これには種々の方法があるが中でも坪井教授の分散法 (Dispersion method) は最も有利である。<sup>1)</sup>

液及び礦物の屈折率は波長に依つて異り波長の連續的變化に従つてその屈折率も亦連續的に變化するものである。即ち分散 (Dispersion) を示す。併しその變化量は礦物と液とに於て相等しからず, 従つて或る波長に就いて兩者の屈折率が異つてゐても或る波長の光に對しては相等しい場合がある。この事を前記浸液法に利用した方法で, これに要する主な裝置は第246圖に示す如きモノクロマトオル (Monochromator) である。コリメタア  $E$ , スリット  $s_1$  及びレンズ  $K_1$  を経た光は  $P$  中の屈折プリズム, 及び全反射プリズムに依つて各單色光に分解され, これが  $K_2$ ,  $s_2$ , を経て出て来る。

$S$  は迴轉用ハンドルで之を廻せば  $P$  内のプリズムは迴轉し, それにつれて  $A$  から各種の波長の光が出る。その光に相當する波長は下部の  $M$  なる望遠鏡で乾電池で照された内部の目盛を讀んで知る



第246圖 モノクロマトオル



第247圖 波長検定盤(モノクロマトオル附屬)

事が出来る(第247圖)。その目盛は第246圖に示す如く  $M$  を調節すれば六つの一列に並んだ黒點

1) S. Tsuboi: A Dispersion Method of Discriminating Rock-Constituents and its Use in Petrographic Investigation, Jour. Faculty of Science, Imp. Univ. of Tokyo, Vol. I, Part 5, 1926.

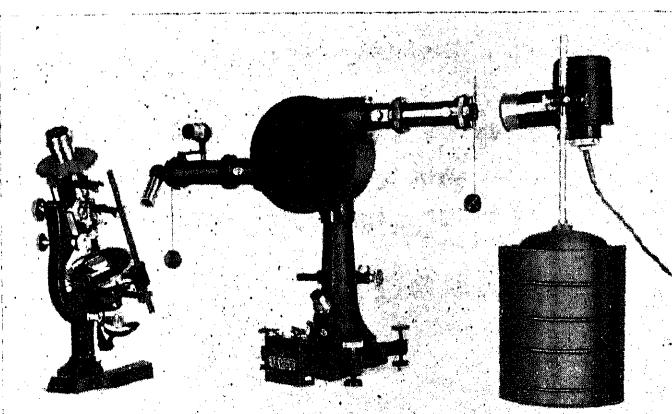
が尺度の上に重つて見える。その最上部の一點は固定され  $R$  を廻せばこの點を中心として點線にて旋轉する。これに依つて波長を細かく讀む事が出来る。即ち第247圖 A に示す如く固定點  $a_1$  が丁度線上にある場合は當然  $500\mu\mu$  を示し,  $B$  の如き場合には  $a_1$  と  $480$  との距離が  $a_6$  と  $485$  のそれと等しくなるやうに點線を旋轉し, その時  $485$  の線が點線と交はる點を讀み若し  $a_5$  ならば求むる波長は  $481\mu\mu$  であり,  $C$  の如くなれば  $604\mu\mu$  となる(第247圖)。尙  $A$  部には別に光の方向轉換器をつける事が出来て便利である(第246圖)。

尙他に光源, 偏光顯微鏡(第248圖)及び浸液の屈折率を測定する屈折計等がある。アッペの屈折計 (Abbe's refractometer) (第249圖)は屈折率  $n_L=1.75$  のフリンント硝子の同形プリズム  $A$ ,  $B$ ,  $z$  管の間に僅か  $2, 3$  滴の試液を入れ  $O_C$  を眺めながらハンドル  $T$  を廻せば視野に明暗の境界が見えて来る。 $T$  をそのままにしてハンドル  $M$  を廻せば境界線は青から赤へ, 又は赤から青へと變化する。その中間の黒い位置に止めて再び  $T$  を廻しその黒線を鏡筒の十字線に一致せしめる。その時の  $L$  より見たる目盛板  $S$  上の讀みが該液の  $D$  線に対する屈折率を示し,  $Z$  に表はれる度數がその液の  $(n_F-n_c)$  即ち分散率 (Dispersion) の或る函數値を示す。

使用後はベンゼンを以て充分に洗ふ必要がある。併しこのプリズムは極めて軟質の硝子であるから例令脱脂綿と雖も決して觸れてはいけない。

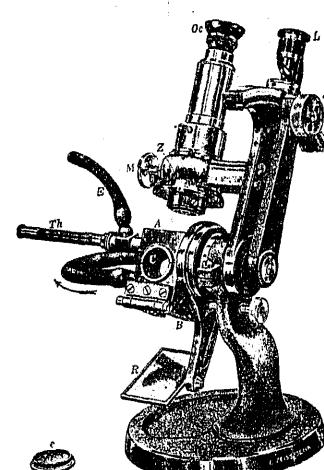
屈折率は又温度に依つて著しく變化するものであるから精確に屈折率を測定せんとする場合は, 是非共室温を一定するか又は諸器械の測定部分の温度を同一に保たしめる必要があり, そのためには恒温装置を要する。

以上の諸方法で得られた諸デエタは礦物の既知の諸性質を集めた文献と比較して礦物名を決定するのである。重要な文献としては次の書籍を擧げる事が出来る。



第248圖 分散法に依る屈折率を決定する裝置

(左より礦物用偏光顯微鏡・モノクロマトオル・光源)



第249圖 アッペの屈折計

## 参考書

Winchell, Elements of Optical Mineralogy, II &amp; III, 1927-1929.

Iddings, Rock Minerals 1911.

Rosenbusch-Mügge, Mikroskopische Physiographie der petrographische wichtigen Mineralien Bd. I. Heft. 2, Spezieller Teil, 1927.

Niggli, Lehrbuch der Mineralogie. II. Spezielle Mineralogie, 1926.

Niggli, Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie, 1927.

坪井誠太郎, 鐵物及び岩石の光學的鏡検法, 岩波地質學講座

## 6) 岩石の物理的性質

## a) 火成岩の比重

	(Daly)	(Becke)
花崗岩	2.660	2.647
花崗閃綠岩	2.741	—
石英閃綠岩	—	2.763
モンゴニ岩	2.805	—
閃綠岩	2.861	2.875
斑禲岩	2.933	3.001
橄欖斑禲岩	2.948	—
橄欖岩	3.176	3.308

## b) 彈性係數

岩石	产地	種類	ヤング率 E	平均ヤング率
始原代岩石				
石英片岩	秩父	變成岩	$\times 10^{11} \text{ (G.S)}$ 10.48-7.07	$\times 10^{11}$ 8.78
石英片岩	群馬	變成岩	8.41-8.40	8.41
蛇紋岩	秩父	火成岩(變質)	7.73-7.72	7.72
雲母片岩	茨城	變成岩	6.49-5.92	6.21
綠泥片岩	秩父	變成岩	8.63-5.39	7.01
橄欖片岩	久慈	火成岩(變質)	6.73-5.83	6.28
綠泥片岩	秩父	變成岩	7.03-6.29	6.66
斑禲岩	秩父	火成岩	6.21-5.57	5.89
石墨片岩	秩父	變成岩	5.12-4.93	5.03
石墨片岩	秩父	變成岩	3.69-3.37	3.53
雲母片岩	秩父	變成岩	1.29-1.16	1.23
古世代岩石				
粘板岩	近江	水成岩	10.71-9.08	9.90
花崗岩	御影	火成岩	4.31-3.66	3.99
石灰岩	秋田	水成岩(變成)	4.14-3.65	3.90
大理石	久慈	水成岩(變成)	3.51-3.24	3.38

岩石	产地	種類	ヤング率 E	平均ヤング率
輝綠凝灰岩	近江	水成岩	3.09-2.39	2.74
輝岩	群馬	火成岩	2.96-2.91	2.94
花崗岩	香川	火成岩	2.30-2.10	2.20
石灰岩	群馬	變成岩	2.06-1.92	1.99

第三紀 岩石					
砂岩	秩父	水成岩	3.55-3.51	3.53	
複輝石安山岩	青森	火成岩	4.04-2.38	3.21	
凝灰岩	伊豆	水成岩	1.39-1.36	1.38	
石英粗面岩	越前	火成岩	0.90-0.77	0.84	
砂岩	紀伊	水成岩	0.68-0.57	0.63	
砂岩	銚子	水成岩	0.34-0.20	0.27	

第四紀(洪積世)					
安山岩	群馬	火成岩	4.36-4.31	4.34	
安山岩	群馬	火成岩	0.68-0.63	0.66	

(以下下部四郎太氏による)

c) 岩石の強度 (kg/cm²)												
抗壓			抗剪			抗曲			許容應壓強度			
Hanisch			Bauschinger			Foerster			Bauschinger			
最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均	
石英斑岩	1344	2326	1835	500	2000	1250	250	1000	1500	25	120	58
花崗岩	1232	2041	1581	772	1855	1258	800	2000	1400	32	141	83
閃綠岩	1300	2900	2400	920	4570	2600	1000	2000	1500	40	150	38
玄武岩	560	2600	1700	480	2260	1200	600	1800	1200	50	96	71
安山岩	65	1915	704	250	1600	785	400	1800	1100	25	120	58
石繆砂岩	283	1004	618	151	1470	593	390	1300	794	20	80	50
白雲岩	201	1839	990	390	1300	794	40	80	60	80	9	9

許容應壓強度 市街地建築物 法許容強度												
抗曲			抗張			楚石柱			拱細き柱			
Hanisch			Bauschinger			Bauschinger			Foerster			
最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均	
石英斑岩	161	220	191	76	229	158	6.4	45	30	20	80	50
花崗岩	101	243	158	53	178	115	32	80	57	60	45	25
閃綠岩												
玄武岩												
安山岩												
片麻岩												
石灰岩	30	210	97	33	162	77	15	69	42	16	72	44
石繆岩	47	129	80									
砂岩	18	215	35	9.5	178	53	4.7	36	15	24	72	48
白雲岩												

(Foerster, Taschenbuch für Bauingenieur Band. II. 及び Stiny, Technische Gesteinkunde に據る)

## 第12節 火成岩成因論

我々の目撃し得る地殻の本質的構成物である火成岩が如何にして生じたるものであるか、その成因を追求することは興味ある問題で、近代岩石學に於て最も興味ある研究の對照は「岩漿から火成岩への経路」であるかの様に見える。

第18世紀以後、火成岩の地質的關係を觀察しその成分組織を検し命名記載する博物學的岩石學の發達に伴ひ、その成因に關しても色々議論が行はれ假説も提唱されるに至つたが、何れも科學的基礎のない漠然たるものが多く科學として體系を整へるに足る成因論がなかつた。而も19世紀後半に於て H. Rosenbusch により偏光顯微鏡が利用され記載岩石學が急速に發達し、それらの岩石學的諸事實は實驗的基礎を有する物理化學的法則の下に是非とも統一されねばならない運命についた。此の時に當り、1874年 W. Gibbs により發表せられたる熱力學を基礎とする相律 (Phase rule)<sup>1)</sup> は、岩石學者に次第に利用されるに至り N. L. Bowen 一派の展開する火成岩成因論の礎石となつた。即ち種々の火成岩熔融體又は複雜なる珪酸鹽熔融體を實驗室に於て冷卻し諸礦物の晶出する狀況を明かにし、相律的立場から「岩漿より火成岩への経路」を推知しやうとする實驗的岩石學が生れるに至り、C. Doelter, J. H. L. Vogt, P. Niggli, N. L. Bowen 等により次々に實驗的事實が蓄積され、次第に綜合統一されて現在見るが如き重要な假説的科學體系が成立し、已に多くの岩石學的現象に満足なる説明を與へてゐるのである。以下岩漿分化の大略を示し、然る後<sup>2), 3)</sup> の基礎となる實驗岩石學上の事實を述べ岩漿より火成岩への経路、岩漿進化の過程を推論することにする。尙詳細は坪井教授の著述を參照されたい。

### 1) 岩漿の分化

總ての火成岩の本源である一元的岩漿の化學成分は直接に之を知ることは出來ないが、略、地球上の火成岩の總平均化學成分に近く主なる成分は  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  で、其の他に若干の揮發性成分 (Volatile components) を含んでゐるものと考へられる (第9表)。此等の揮發性成分は火山瓦斯、後火成作用 (Post-igneous action) 等に依り知られる如く  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{Cl}_2$ ,  $\text{F}_2$ ,  $\text{NH}_3$  等である。即ち岩漿は化學的に見れば多量の揮發性成分を含む複雜な珪酸鹽の混合物であつて、地下に於いて貫入現象が起ると徐々に冷卻して、其の溫度壓力に於いて相律の示す如く、最初に飽和した礦物より順次晶出して行くのである。冷卻し初め

1) Bowen, The Evolution of the Igneous Rocks, New York, 1928.

2) 坪井誠太郎、火成岩成因論、岩波地質學講座。

てより完全に固結するまで岩漿中に於て成分の移動がないならば、同一岩漿よりは同一種の岩石を生すべきであるが、天然に於いては

	Washing-ton	Knopf	Clarke
無水珪酸 ( $\text{SiO}_2$ )	59.09	61.64	59.12
鈣土 ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ )	15.35	15.71	15.34
第二酸化鐵 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )	3.08	2.91	3.08
第一酸化鐵 ( $\text{FeO}$ )	3.80	3.25	3.80
苦土 ( $\text{MgO}$ )	3.40	2.97	3.49
石灰 ( $\text{CaO}$ )	5.08	5.06	5.08
曹達 ( $\text{Na}_2\text{O}$ )	3.84	3.40	3.84
加里 ( $\text{K}_2\text{O}$ )	3.13	2.65	3.13
水 ( $\text{H}_2\text{O}$ )	1.14	1.26	1.15
無水炭酸 ( $\text{CO}_2$ )	0.102	—	0.102
酸化チタニウム ( $\text{TiO}_2$ )	1.05	0.73	0.450
ジルコニア ( $\text{ZrO}_2$ )	0.039	—	0.039
五酸化磷 ( $\text{P}_2\text{O}_5$ )	0.30	0.26	0.299
鹽素 (Cl)	0.056	—	0.048
弗素 (F)	0.078	—	0.030
硫黃 (S)	0.053	—	0.052
セリヤ及びイットリア [ $(\text{Ce}, \text{Y})_2\text{O}_3$ ]	—	—	0.020
酸化クロオム ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ )	0.056	—	0.055
酸化ヴァナデウム ( $\text{V}_2\text{O}_3$ )	0.032	—	0.026
酸化マンガン ( $\text{MnO}$ )	0.125	0.16	0.124
酸化ニッケル ( $\text{NiO}$ )	0.025	—	0.025
重土 ( $\text{BaO}$ )	0.055	—	0.055
ストロンシア ( $\text{SrO}$ )	0.022	—	0.022
リシア ( $\text{Li}_2\text{O}$ )	0.007	—	0.007
銅 ( $\text{Cu}$ )	—	—	0.010
亞鉛 ( $\text{Zn}$ )	—	—	0.004
鉛 ( $\text{Pb}$ )	—	—	0.002

冷卻の途中盛んに成分の移動が行はれ、その結果同一岩漿より夫々礦物成分を異にする種々の岩石を生ずるのである。此の如き現象を

岩漿の分化 (Differentiation of magma) と稱する。岩漿の分化を惹き起す原因は種々考へられるが、その最大のものは晶出作用 (Crystallization)

に聯關係する重力の作用である。岩漿中に早期に晶出する礦物は順次重力

の作用により岩漿溜 (例へば底盤) の下底に沈み、下部には橄欖石・輝

石の如き有色の苦鐵質礦物即ち有色

礦物に富む鹽基性の岩石即ち橄欖

岩・輝岩・斑岩等の濃色の岩石を

生じ、上部には比較的 Ca, Mg に

乏しく  $\text{SiO}_2$  に富む残漿 (Residual magma) が残り、それは固結して酸

性度の大なる花崗岩質の岩石を形成する。

尙重力以外に晶出作用に聯關係して岩漿の分化を可能ならしめる二三の因子が考へられる。其の一つは地殼運動に伴ふ擠り出し (Squeezing out) の效果で、早期の結晶を混へた粥状の岩漿が地殼の造山運動のために壓縮される時には殘液のみがより多く擠り出され、結晶は比較的多量に一部に蓄積される結果となり原岩漿に比し鹽基性度の高い火成岩を形成し、他方擠り出された液は反對に酸性度の高いものとなることが考へられる。其の二は岩漿内の擴散作用 (Diffusion) で、岩漿貫入の際その周邊部は早く冷却し最初に晶出すべき一定の礦物を晶出す。此の時その部分の殘液は高溫の中心部の岩漿に比しその礦物成分に相等するだけ化學成分を異にすることになり、擴散作用により順次その成分は中心部より補はれその結果周邊部は特に該礦物に富むに至る。この現象も岩漿分化の一原因となり得ると考へられてゐる。

以上述べたる所は岩漿から諸種の礦物が順次結晶する作用即ち分別晶出作用 (Fractional crystallization) に關して行はれる分化であつて之を晶出分化説 (Crystallization-differentiation theory) と稱する。

又岩漿が之に接する周邊の岩石の破片を摂取し、之を熔融し消化し以つて自岩漿の成分の一部とする時、其の量が多ければ著しく成分の異なる岩漿を生じ得るものである。之を同化作用 (Assimilation) と云ひ岩漿分化の大なる一要因とする。Daly 一派の地質学者の主張する如く、特にこの同化作用を以て岩漿分化の主因となし總ての岩漿分化を説明せんとするものを同化分化説 (Assimilation theory) と云ふ。

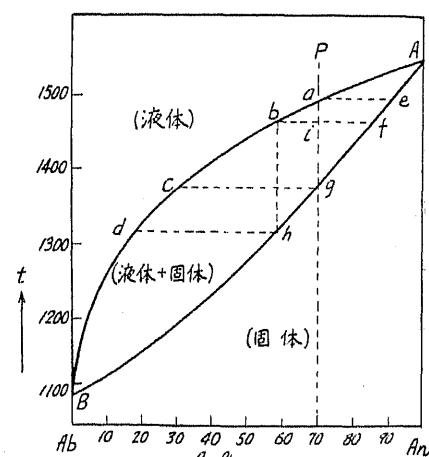
## 2) 岩漿の物理化學

### a) 硅酸鹽類の平衡關係

イ) 二成分系 萊長石—灰長石系 (斜長石系) Albite (Ab)  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  — Anorthite (An)  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

曹長石と灰長石とは完全混晶 (Complete solid solution) をなし、結晶の状態に於いても又熔融の状態に於ても常に任意の割合に融合するものである。第250圖はその平衡關係圖で横軸は成分を表し右端 An は純粹の灰長石、左端 Ab は純粹の曹長石を示し、數字は斜長石中に含まれる曹長石の量 (%) を示す。例へば曹長石 30%、灰長石 70% の組成は P にて表はされる。縦軸は溫度を示す。Aabedb 線より上の區域では液體のみが存在することを示し、Aabedb 線と AefghB 線で挟まれたる區域では固體と液體とが共存し、AefghB 線以下では固體のみが存在する。Aabedb 線は液相線 (Liquidus) と呼ばれ各成分に於ける液體から凝固の初まる溫度の軌跡で、AefghB 線は固相線 (Solidus) と呼ばれ凝固の完結する溫度の軌跡である。

故に P なる成分の溶液を冷却すると a の溫度で結



第250圖 N. L. Bowen による曹長石—灰長石系の平衡圖

晶を晶出し初め、g の溫度で液體が無くなり固結してしまふ。以下 P なる成分の熔融體が溫度の降下につれて如何に變化するか、その冷却史 (Cooling history) を述べる。

#### i) 完全に平衡を保ちつつ冷却する場合

a の溫度にて e なる成分の斜長石を晶出し初め、更に溫度が降ると斜長石は生長すると共に残液

と反応して ef 線に沿つて成分を變へ次第に Ab 分 (曹長石分) に富んで行く。それと同時に液體は ab 線に沿ひ成分を變へ、溫度 i になると f なる成分の斜長石と b なる成分の殘液とが共存し、粥狀の液體と結晶の混合物となる。その時の液體と斜長石の結晶との量の比は if:bf である。g の近くまで溫度が降ると c に近い成分の値かの殘液と大部分の g に近い成分の斜長石とよりなり、g の溫度にて遂に c なる成分の液を最後として結晶作用が終り g 成分即ち初めの P 成分の斜長石の集合體となる。以上の記述で理解することが出来る如く斜長石の熔融體を冷却すると直ぐその成分の斜長石として固結せず、一度著しく早期 (Earlier stage) の灰長石 (An) 分に富む斜長石として晶出し、又固結の終る頃には曹長石 (Ab) 分に富む晚期 (Later stage) の成分の溶液が出来るのである。

#### ii) 不完全平衡の下に冷却する場合

若し冷却の途中で、已に晶出した斜長石が此の化學系外に取り出されるが如き場合、例へば溫度が i まで降つた時それまでに晶出してゐた斜長石 (成分 i) が沈澱し上部に液體 (成分 b) が残され、更に其等が別々に冷却を續けて行く時には下部の結晶の集積した部分は f に近い成分の斜長石の集合物となるに反し、上部の殘液は結局 b なる成分の溶液の冷却であつて b (即ち h) なる成分の斜長石即ち完全平衡の場合よりも遙かに Ab 分に富む斜長石の集合體となり、その固結の溫度は低下し生ずる殘液は遙かに Ab 分に富むものとなる。

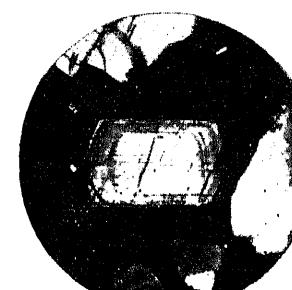
若し溫度の降下が稍、急激で結晶體内の分子の擴散が容易に行はれず液と斜長石との反応が不充分なる場合は、理論的には晶出する斜長石が順次この化學系外に出された事になり結局上述の場合の連續的繰返しだある。この時には早期に晶出した斜長石を新しい斜長石が包み累帶構造 (Zonal structure) を生じ (第251圖)、最後に晶出する斜長石即ち斜長石の外套は g よりも又殘液は c よりも遙かに Ab 分に富むものとなり、極端なる場合には B に一致し斜長石の内核は灰長石  $\text{An}_{90}$  (成分 e)、周邊帶は曹長石  $\text{Ab}_{90-100}$  となる。

この斜長石は造岩礦物として最も大切なもので、上述の平衡關係は火成岩の成因を考察する上に極めて重大なる役割を演するものである。

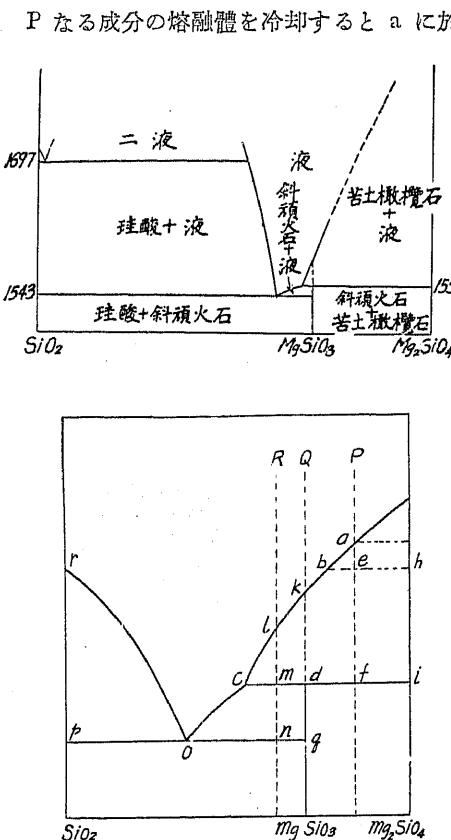
#### ロ) 二成分系 硅酸—苦土橄欖石系 Silica ( $\text{SiO}_2$ )—Forsterite ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ )

この系では硅酸と苦土橄欖石との間に一つの化合物斜頑火輝石が出来る。平衡關係は第252圖の如くである。

#### i) 完全平衡の場合



第251圖 長石の累帶構造

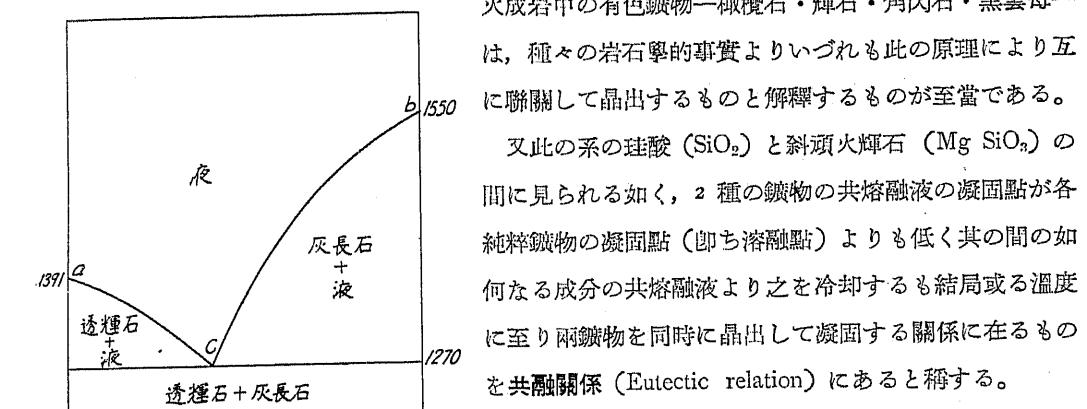
第252圖 二成分系 ( $\text{SiO}_2$ - $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ )

: md となり、次いで暫く一定であつた温度が降下し初め順次斜頑火輝石を晶出し、残液は co 線に沿ひ成分を變へて行く。液の成分が o に來ると再び温度は一定となり、斜頑火輝石の外に更に珪酸を晶出し、この温度で固結を完成し結局 np:nq なる量比の斜頑火輝石と珪酸の混合體を得ることになる(第252圖)。

## ii) 不完全平衡の場合

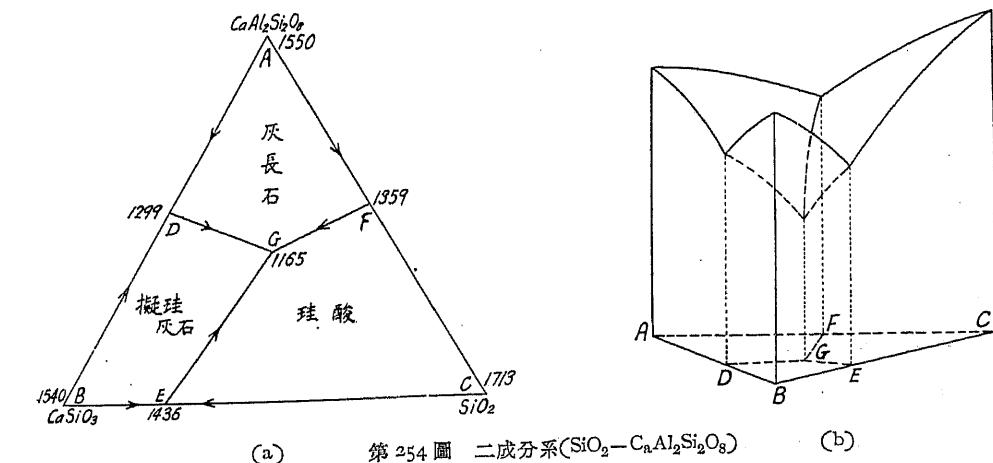
晶出作用の途中に於いて結晶例へば橄欖石が此の化學系外に出て溶液中に沈澱するとか、又は急冷のために液との反応を遮られ殘留 (Relict) するが如き場合には、初め P なる成分にて結晶し始めた溶液も橄欖石分が減少し、結局 Q なる成分の熔融液の冷却史を辿ることになり、o まで晶出作用を續け最後に珪酸を晶出するに至る。斯くて結晶の一部が沈澱することにより一方は橄欖石に富む橄欖石・輝石の礦物組合せ (Mineral assemblage) となり、他方は珪酸と輝石の組合せとなる。又一部結晶が殘留することにより完全なる平衡關係に於ては考へられる珪酸・輝石・橄欖石の三礦物の組合せを生ずるに至る。

上記の苦土橄欖石と斜頑火輝石の關係の如く、一度晶出した礦物が或る温度にて液と反応し再び消失し、他の礦物を新しく晶出すると云ふ關係を反應關係 (Reaction relation) と稱し、それらの礦物は反應系列 (Reaction series) をなすと云ひ、又斯かる一定の晶出の規則を反應原理 (Reaction principle) と言ふ。天然の火成岩に於て見られる礦物の晶出は此の原理に基盤を有するものが多く、



第253圖 二成分系 ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) 長石系 (Diopside  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ -Anorthite  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) 及び珪酸-長石系 (Silica  $\text{SiO}_2$ -Anorthite  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) に於ても見られる。

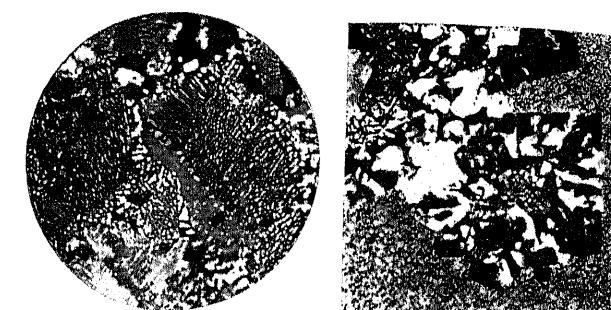
その共熔融液を冷却する場合には、兩端の成分のいづれかの結晶を先ず晶出しつゝ液は凝固線 (第253圖の ac 又は bc) に沿つて成分を變へ最後に共融點 (第253圖の c 點) まで來ると兩方の結晶を同時に晶出する。この共融關係は天然岩漿の未期珪酸に富む殘漿に於いて現れ、花崗岩質岩漿より分化した脈岩ペクマタイト (Pegmatite) にその關係を暗示する所の岩石學的に特徴のある構造を殘す。即ち同時に二礦物の晶出現象が起るため、互に異結晶の嗜合つた文象構造 (Graphic

第254圖 二成分系 ( $\text{SiO}_2$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )

texture) が之である(第255圖参照)。

この關係は第256圖に示す如く、三成分系 (Ternary system) に於いても起り得るものである。

ハ) 三成分系 透輝石—曹長石—灰長石系 (Diopside  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  — Albite  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  — Anorthite  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )



第255圖 微ベグマタイト構造

第256圖は曹長石—灰長石系に更に

透輝石を加へた平衡關係を示すものである。正三角形の各頂點は夫、純粹の成分を示すもので A は透輝石、B は曹長石、C は灰長石である。任意の P は三成分の混合の割合を示し其の點より各邊に下した垂線の長さ  $P_a$ ,  $P_b$ ,  $P_c$  は夫、A, B, C の量でその和は常に正三角の高さに等しくなる。

溫度を示す軸を探り立體的にすると第252圖に似たものが出来るが此處には簡単にその凝固曲面を

平面に投影したもの用ひ、等温線によるその曲面の彎曲度を示すに止める。

透輝石區域内に於ける成分 P なる熔融液の結晶徑路を吟味すると、先づ透輝石を結晶しその量を増加するとともに、残液は透輝石分を失ひ直線 AP 線上 d に向つて進む。d の溫度・成分に達すると、それと平衡にある g なる成分の斜長石を結晶出し、以後一定成分の透輝石と成分可變の斜長石とを結晶しつゝ残液は de 線に沿つて變化し、割々結晶する斜長石は次第に酸性になり Ab 分に富み g より h へと成分を變へて行く(第256圖參照)。

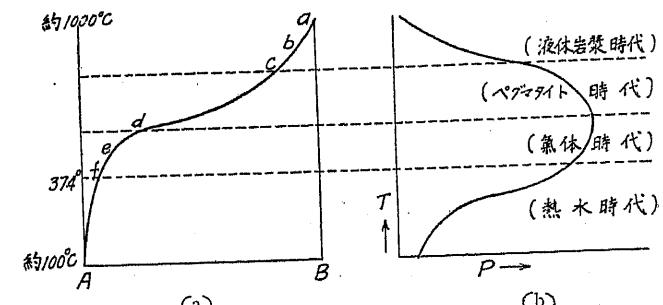
斜長石が h に來ると残液は e となり遂に結晶作用を完結し、その量比  $AP:hP$  なる斜長石 (成分 h) と透輝石の集合物となる。

若し結晶の途中、斜長石の結晶が液との反応が不完全で累帶構物を起すとか、又は殘留する様なことがあると第252圖の場合と同様に残液は Ab 分に富み、最後の液は e よりも遙かに左に偏し、最後に結晶する斜長石もそれに應じ BC 線上 h よりも左に寄る。

#### b) 岩漿末期の分化

以上は主として難揮發性成分である珪酸鹽類のみの化學系に就いて述べ、途中自然現象に就いて若干の推論をさへ試みた。實際の岩漿は更に複雑な成分で揮發性成分を含んではゐるが、岩漿より火成岩への進化の初期には殆んど揮發性成分の影響を受けないも

のと考へて差支ない。併し珪酸鹽類の晶出が進むに従ひ無視する事の出來た揮發性成分は次第に濃縮されて、進化の末期には重要な役割を演ずるに至るものである。この方面的研究は特に獨の P. Niggli に負ふ所が多く、珪酸鹽類に揮發性成分(主として水)を加へた化學系の平衡關係の實驗的研究が種種行はれた。彼により概念的に示された岩漿平衡關係は第257圖(a)の如くで、之によつて略岩漿固結の末期時代の岩漿の溫度・壓力に伴ふ變化を充分に理解することが出来る。



第257圖 岩漿末期の平衡關係

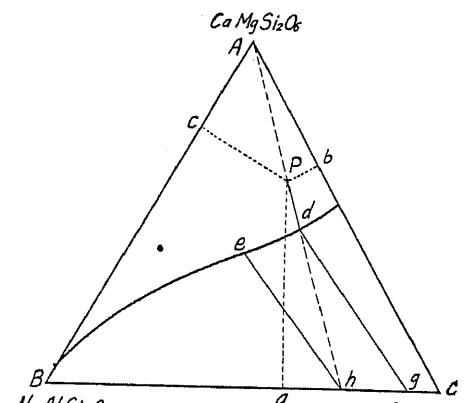
A は揮發性成分である  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,

$\text{SO}_2$  等を表し、B は難揮發性成分である珪酸鹽類を表す。原岩漿は充分 B に富む溶液であるから、B に接近した成分の所より晶出現象が初まるものとし、今その成分を b と假定すると、珪酸鹽類の晶出が行はれるに従つて残液の成分は bc 線上を c に向つて變つて行く。溫度が次第に降下し de 附近になると晶出作用は殆んど完成に近く、残液は著しく A 即ち氣化し易い成分を多量に含むに至る。此の附近ではその揮發性成分は未だ水の臨界溫度 (f) よりも高く氣體の状態で存在してゐる。

更に溫度が降下し f に來ると水の臨界溫度に達し、残液の中に含まれてゐた高壓の水蒸氣は液化して水となり、この溫度以下では残液は水溶液の形態を取る。

この冷却の途中の各時期に於ける残漿の壓力は第257圖(b)により示されてゐる。bc 附近では成分の變化に對して溫度傾斜が急で壓力を著く増大することはないが、cd 間では溫度傾斜が緩やかになり溫度が僅かに降つても晶出作用は急激に進行し、揮發性成分が一時に增加することとなり壓力もそれに應じて上昇する。斯くして d 附近に於いては岩漿中の壓力は最大となり、それ以下では溫度傾斜が急峻となり溫度が降下するも揮發成分を著しく増加せず、残漿内の氣體は冷却と共に其の活動性を失ひ壓力が降下し初める。溫度が f 附近まで達すると揮發性成分は順次各自の臨界溫度に達し液化し、壓力もそれに應じて減退する。

bc 間の主として晶出作用のみ行はれ残漿の氣體の作用の活潑でない時代を、液體岩漿期 (Liquid magmatic stage) 又は正岩漿期 (Ortho-magmatic stage) と稱し  $1000^{\circ}\text{C}$  内外の溫度である。cd 間は晶出作用の進むと同時に著しく残漿内の氣體が活性を帶びて來る時代で、之をペグマタイト期



第256圖 三成分系 ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )

(Pegmatite stage) と呼び  $800^{\circ}\text{C}$ — $500^{\circ}\text{C}$  位の温度である。この時代には流動性を有する残漿がその内圧の助けを借り、周囲の岩石又は已に固結した岩石中の裂隙を利用し、酸性の分化岩脈であるペグマタイト及びアプライト (Aplite) を盛んに形成する。

此等のペグマタイト中の或るものは、残漿中に揮發性化合物として集中せしめられた種々の貴重なる放射能を有する稀有元素を含有し、屢々 ペグマタイト礦床 (Pegmatitic deposit) として採掘利用される。df 間は残漿が造岩原料である珪酸鹽類の大部分を失ひ主として揮發性成分によつて代表されてゐる時代で、之を氣體期 (Pneumatolytic stage) と呼び温度は  $500^{\circ}\text{C}$ — $374^{\circ}\text{C}$  位である。此の時代には揮發性分は各自臨界温度以上にあり如何に壓力が増加するも液化せず氣體の状態で存在し、残漿は岩漿の全冷却史中最も粘度が小さくなり盛んに周囲の岩石に作用して之を交代變質せしめる。此の時代の残漿中に集中する金属元素は沸化物・鹽化物の如き形をとり氣體化して存在してゐるが、水蒸氣の作用により酸化せられて酸化物となり、硫化水素と作用して硫化物となり、又直接附近の岩石と作用して種々の珪酸鹽となり錫石 (Cassiterite)・ウォルフラム鐵礦 (Wolframite) の如き有用鉱物を生成し、一方に於いて鹽素・弗素・硼素を含む鉱物、黃玉 (Topaz)・柱石 (Scapolite)・螢石 (Fluorite)・電氣石 (Tourmaline)・斧石 (Axinite) 等を脈石 (Gangue mineral) として同時に形成する。斯くして已に固結した岩漿の周邊部や周囲の水成岩中の裂隙を利用して之を氣成鉱脈 (Pneumatolytic vein) を作る。

更に温度が降下して水の臨界温度 ( $374^{\circ}\text{C}$ ) 附近になると、今まで水蒸氣としてのみ存在してゐた水は高圧のために液化する。この時代は熱水溶液期 (Hydrothermal stage) と稱せられ、有用なる鉱床の大部分は此の時期に生ずるのである。充分に高溫高壓であるこの水溶液は甚だしく活性で周囲の岩石を溶かし次第に自己の成分を變じ、この成分の變化は温度の降下と相伴つて其の中に含まれる金属化合物の溶解能を失はしめ、溶解度の小さい鉱物から順次に金屬鉱物即ち黃銅礦 (Chalcopyrite)・閃亞鉛礦 (Zincblende)・方鉛礦 (Galena) 等を沈澱して遂に熱水鉱床 (Hydrothermal deposit) を形成する。金石英脈鉱床、銅・亞鉛・鉛の諸鉱床は此の時代の比較的初期の高溫度の水溶液より導かれ、金銀石英脈、アンチモニイ・水銀等の諸鉱床は末期の低溫度の溶液より形成されるものである。若し火成岩の貫入を受けた岩石が化學的に抵抗の弱い石灰岩である時には、熱水溶液による溶解作用も亦金属の沈澱作用も特に顯著で大規模に鉱床が發達し、スカルン (Skarn) と稱せられる特徴のある脈石即ち珪灰石 (Wollastonite)・柘榴石 (Garnet)・透輝石 (Diopside)、綠簾石 (Epidote)・透角閃石 (Tremolite) 等の石灰珪酸鉱物 (Limesilicate mineral) を伴つて来る。斯く石灰岩は母岩とする熱水期初期の鉱床は特に接觸鉱床 (Contact deposit) 又は交代鉱床 (Metasomatic deposit) と呼ばれる(第232圖参照)。

此の熱水溶液は貫入岩體に近く所々に金属鉱床を造るが、同時に廣くその周囲の岩石即ち母岩を

變質せしめ、其の中に曹長石 (Albite)・綠簾石 (Epidote)・綠泥石 (Chlorite)・絹雲母 (Sericite) 等の二次的鉱物を形成し特徴のある變質現象を起す。

更に低溫度の溶液からは非結晶質の珪酸を沈澱し珪化作用 (Silicification) を起す。已に此の時期の溶液は岩漿末期の残漿とは云へ、純粹の岩漿水ではなく途中にて色々の成分を置きかへ攝取して來てゐるものであつて、それが經て來た岩石の性質により夫々色々の鉱物を沈澱する。例へば石灰岩を多分に置きかへてきた熱水液は方解石を沈澱して炭酸化作用 (Carbonification) を起し、長石に富む火山岩を變質せしめて明礬石化 (Alunitization) 陶土化 (Kaolinization), パイロフィライト化 (Pyrophyllitization) 等を起す。又屢々、火山岩地方では沸石化 (Zeolitization) の現象が見られ安山岩中の裂隙や穴洞に沸石を見ることがある。

### 3) 岩石の化學的性質

a) 岩石の化學成分 地表の岩石は火成岩・水成岩・變成岩に分類されるが、地殻の大部分を占めるものは火成岩であつて Clarke<sup>1)</sup> の計算によると岩石圈の組成は火成岩 95% 水成岩及び變成岩 5% と推定されてゐる。主なる火成岩及び水成岩に就いて夫々平均化學成分を示し、同時にそれらの諸岩石の地表に於ける露出面積を計算して導いた地殻の總化學成分を併記すると第10表の如くである。

第10表 岩石の平均化學成分

	深成岩								噴出岩								水成岩			
	花崗岩	石英モザイク岩	花崗閃綠岩	閃綠岩	モンゴニ岩	玢岩	巖漿岩	石英粗面岩	石英岩	石英斑岩	安山岩	玄武岩	岩漿玄武岩	頁岩	砂岩	石灰岩	岩石圈 推定成分			
SiO <sub>2</sub>	70.47	67.41	65.82	57.56	55.62	48.95	42.60	73.72	73.16	67.67	60.35	49.87	42.62	58.10	78.33	5.19	59.09			
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.51	0.55	0.85	0.60	0.98	1.20	0.30	0.33	0.33	0.78	1.38	1.65	0.65	0.25	0.06	1.05			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90	15.76	15.99	16.90	16.64	18.15	4.97	14.10	14.33	16.81	17.54	15.96	12.43	15.40	4.77	0.81	15.35			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.63	1.93	1.66	3.20	3.05	3.21	4.10	1.45	1.57	2.47	3.37	5.47	5.84	4.02	1.07	0.54	3.08			
FeO	1.68	1.96	2.69	4.46	4.40	6.04	7.39	0.83	1.02	1.35	3.17	6.47	7.53	2.45	0.30	—	3.80			
MnO	0.13	0.06	0.05	0.13	0.15	0.13	0.10	0.12	0.09	0.04	0.18	0.32	0.56	5.00	1.63	0.77	1.14			
MgO	0.98	1.43	2.19	4.23	4.23	7.62	33.43	0.40	0.53	1.23	2.78	6.27	11.60	2.44	1.16	7.89	3.40			
CaO	2.17	3.54	4.71	6.83	7.24	11.15	4.59	1.34	1.39	3.31	5.87	9.09	12.28	3.11	5.50	42.57	5.08			
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.45	3.86	3.44	3.50	2.59	0.51	3.59	2.88	4.18	3.63	3.16	3.48	1.40	0.45	0.05	3.84			
K <sub>2</sub> O	4.10	3.76	2.32	2.15	4.14	0.90	0.99	4.09	4.61	2.53	2.07	1.55	1.34	3.24	1.31	0.33	3.13			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.19	0.16	0.25	0.43	0.28	0.12	0.06	0.09	0.08	0.26	0.46	0.67	0.17	0.08	0.04	—			

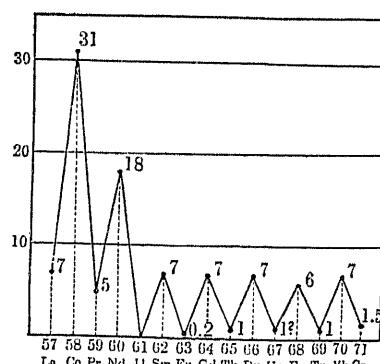
1) Clarke, The Data of Geochemistry, U. S. G. S. Bulletin 695, 1920.

b) 岩石區 上記の如く火成岩は其の化學成分に於いて夫々異つてゐるが、同一礦物成分で同一名稱の下に呼ばれる火成岩に於いても、その地理的分布又は地質時代に懸隔のあるものは化學成分の上に若干の相違が見られるものである。同一時代又は接近した地域の火成岩には、種類の異なる岩石間に於いてさへ何處か共通の特徴が存在することが珍らしくない。斯く空間的に又時間的に相關聯してゐる幾種かの火成岩を岩石群又は岩石區 (Petrographic suit or province) と呼ぶ。例へば太平洋岩石群・太西洋岩石群・北極岩石群等に於いては同一岩種でも化學成分の上に夫々著しい特徴を有してゐる。日本の火成岩 (花崗岩・流紋岩・安山岩等) は太平洋岩石群に屬し、一般に歐洲のものに比較して石灰 ( $\text{CaO}$ ) が多くアルカリ ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) の量が少ない。

斯かる事實は一岩石區中の諸岩石が成因上互に關係してゐることを示すもので、各岩石區の母岩漿 (Parent magma) の化學成分が本質的に若干相違してゐて、それから導かれ分化する多種類の岩

第 258 圖 地殼中の稀土類の元素存在量

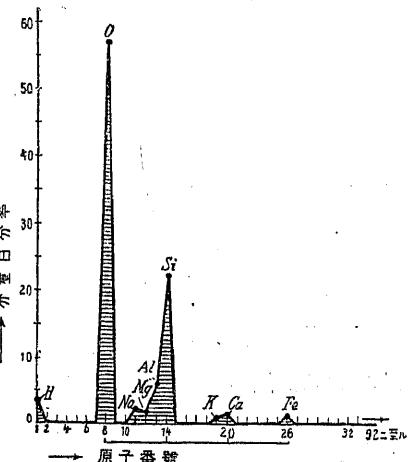
O	49.42	W	0.0055	Sb	0.000023
Si	25.75	Li	0.0050	Eu	0.000020
Al	7.51	Rb	0.0034	Cd	0.000011
Fe	4.70	Ce	0.0027	I	0.000006
Ca	3.39	Th	0.0025	U	0.000005
Na	2.64	Hf	0.0020	Ag	0.000004
K	2.40	Co	0.0018	Nb	0.000004
Mg	1.94	Nd	0.0017	Bi	0.0000034
計	97.85	B	0.0017	Hg	0.0000027
H	0.88	計	99.99	Se	0.0000025
Ti	0.53	Pb	0.0008	Ta	0.0000012
Ce	0.188	Mo	0.00072	In	0.0000009
P	0.12	La	0.0006	Ne	0.0000005
計	99.62	Sm	0.0006	He	0.00000042
C	0.087	Gd	0.0006	Au	0.0000001
Mn	0.080	Dy	0.0006	Ga	0.0000001
S	0.048	Yb	0.0006	Te	0.000000085
Ba	0.047	Br	0.0006	Te	0.000000060
Cr	0.033	Sn	0.0006	Kr	0.000000020
N	0.030	As	0.00055	Pt	0.000000008
F	0.027	Er	0.0005	Ge	0.000000003
Zr	0.023	Be	0.0005	Xe	0.0000000024
Ni	0.018	Pr	0.0004	Os	0.0000000006
Sr	0.017	A	0.00036	Ir	0.0000000003
V	0.016	Cp	0.00014	Rh	0.00000000090
Cu	0.010	Tb	0.0001	Pd	0.00000000085
計	99.96	Tm	0.0001	Ru	0.00000000023
Zn	0.0057	Se	0.000075	Ra	0.00000000002
Y	0.0055	Cs	0.000070		

第 258 圖  
地殼中の稀土類の元素存在量第 258 圖  
地殼中の稀土類の元素存在量

決定し、白金屬の元素に就いては白金礦の多數の分析から之を推定し、今まで試みられなかつた地殼中のすべての元素の存在量を推定し第 259 圖の結果を出した。

これらの元素の含有量の多寡に關して、之を原子番號の順に並べて見ると面白い關係が見られる。原子番號が奇數である元素は周期律表に於いてその前後に位する偶數番號の元素に比べて存在量が少ない。例へば稀土類の元素に就いて之を見ると第 258 圖の通りである。之をハーキンスの法則 (Harkins' law) といふ。

又 P. Niggli は地殼の主要元素の存在量に就いて、第 259 圖の如き關係圖を發表してゐる。百分率を縦にとり原子番號を横にとると、原子番號 1 (H), 8 (O), 14 (Si), 20 (Ca) に存在量の極大があり、原子番號に就いて 6 宛の差がある。この場合にも勿論ハーキンスの法規があつてはまつてゐる。これらの事實は元素の安定度に關係するもので、物質の構造に關して化學界に新しい材料を提供してゐる。

第 259 圖  
地殼中の主要元素存在量

### 第 13 節 地質構造

#### 1) 地層

a) 地層の生成 地殼を構造する岩石を風化して生じた碎屑物は流水に運搬されて水底に堆積し水成岩をつくる。水成岩は多くは板状又は層状の地層 (Stratum, Schicht, Couche) として相重つて産する (第 260 圖)。水成岩は沈積の環境により次の 4 種に分ち各々特徴を有してゐる。

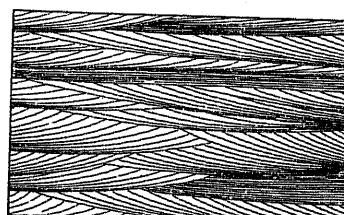
- 1) 河成層 (Fluvial deposits)
  - 2) 湖成層 (Lacustrine deposits)
  - 3) 沿岸成層 (Strand deposits)
  - 4) 海成層 (Marine deposits)
- 岩石圈の 95 % 近は火成岩からなり、水成岩は火成岩から二次的に導來されたものであつて地殼の小部分を構成するに過ぎないが、今日地表に現はれてゐる部分には水成岩頗る多く、その含有する化石は地球發達史を語る重要な文字として地史



第 260 圖 日向國青島に於ける地層の露出

學の成立を可能ならしめてゐる(第261圖)。何となれば地層は堆積の原状態に於ては下部程時代が古く上部程新しい。故にこの様な新舊の順序の判つた地層から得られた化石を系統的に研究して置けば某地層と他の地層との新舊關係を知ることが出来る。

地層は元來水平に堆積したものであるが、現在迄その狀態を保つてゐるものは稀で多くは傾斜してゐる。傾いてゐる地層に於ては走向と傾



第261圖 化石(Ammonites)を含む岩石

斜とを測定する。走向(Strike)とは地層面と水平面との切合つて出来る線の走る方向を云ひ、傾斜(Dip)とは地層面の水平面に對する傾きの角を云ふ。

b) 水成岩相 地質學的に同一時代に沈積したと

第262圖 (a) 水成偽層の断面

見られる水成岩は同一層準(Horizon)に在ると云ふ。同一層準にあり且つ互に接近した位置に在る二つの地層を比較して見ると岩質に於て可成りの相違を認める事がある。此くの如き場合には兩者は相(Facies)が異なるといふ。同一地層を横に追跡して行くと次第に厚さが薄くなつて消える事もあり(之を地層の尖滅(Thinning out)と呼ぶ)相が變化する事もある。

(イ) 浅海性堆積物 海岸や河口の堆積物を指して浅海性堆積物といふ。一般に砂礫層・砂岩等から成り、若し海岸に断崖でも存在してゐた場合には夥しい礫を堆積せしめる。特に沈降海岸の場合にはこの傾向は顯著で厚い基底礫岩層を構成する。河流の運搬物は一種の膠質状態をなして沈澱を妨げられて



第262圖 (b) 交叉層の露頭

居たものであるが、一度海水に遇ふと鹽類の作用に依つて容易に凝固沈澱する。故に河口附近の堆積は著しく三角洲を作る。かゝる沈積物の粒徑は河口からの距離に従つて分級されるべきであるが流波の影響を受けて屢々不規則な偽層(False bedding)又は交叉層(Cross-bedding)をなす(第262圖(a)(b))。

(ロ) 深海性堆積物 海岸からの距離の大きい海洋中の堆積物は沈泥以下の微粒子よりなる事がが多いが、海流の變化・河水の大洪水等の際には相當の粗粒子も海洋中に運搬される。この外石灰岩其の他の化學的乃至有機的整層岩を夾む事も多い。

#### c) 整合及び不整合

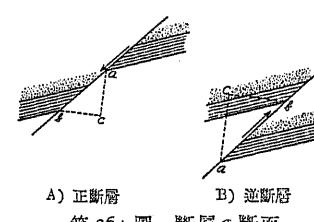
或る地質時代の陸地面が水底に没して新に水成岩の堆積を受けると、凹凸のある侵蝕面(舊陸面)の上に新しい水平な地層の堆積を受ける。この様な場合には新しい地層は古い地層を不整合に被覆してゐると呼ぶ。不整合(Unconformity)に對する言葉を整合(Conformity)といふ。整合とは上下兩地層が互に平行して居り兩者の境に侵蝕を受けた痕跡の見られない状態を指すのである。

地層の整合・不整合は地史學上頗る重大な意味を有してゐる。即ち整合の場合には上下の地層は時間的間隙なく引續いて沈積したものと考へてよいが、不整合の場合には兩地層の間に時代的に甚しい間隙があつたものと考へねばならぬ。何となれば不整合面は舊侵蝕面であること既述の如くであるから、不整合面下の地層の堆積後地殻變動があつて水底堆積層が陸上に出で、之が侵蝕された後再び水底に没して上の地層の堆積を受けたと考へられるからである。

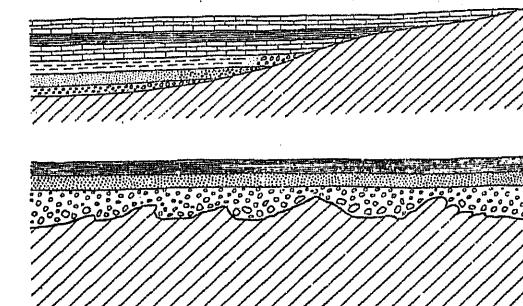
不整合面の直上には基底礫岩(Basal conglomerate)と呼ばれる礫岩層が載つてゐることが極めて普通である(第263圖)。

#### 2) 断層

断層(Fault, Verwerfung, Faille)とは地層の喰ひ違ひの現象を云ふ。その原因は地殻に働く伸張力の事もあり又逆に側壓の爲である場合もある。断層は地質構造的なもので内因的原因に基くものである。地殻は重力の下に不安定の状態に在つた土地が安定の位置迄移動する現象であるから、この時生ずる龜裂及び上下の喰ひ違ひは極めて表面的な現象であつて必ずしも地質構造とは關係はなく、断層とは地質學的意義



A) 正断層 B) 逆断層  
第264圖 断層の断面



第263圖 不整合と基底礫岩

が異なる。

a) 断層各部の名稱 断層の辺り面を断層面 (Fault plane) といひ之が地表との交りの線を断層線 (Fault line) と呼ぶ。縦層面は時には鏡肌といつて鏡面の様に磨かれてゐる事もあるが、多く断層角礫を伴つた断層帶 (Fault zone) を形成してゐるもので必ずしも面と考へる必要はない。

断層面が傾斜してゐる時は断層面の上に来る方の地塊を上盤 (Hanging wall), 下の地塊を下盤 (Foot wall) とよぶ。上盤が下方に滑落するか又は相対的に下盤が上昇したと考へられる如き断層を正断層 (Normal fault) といひ、反之、上盤が下盤に對して相対的に上昇した如き位置を占めてゐる断層を逆断層 (Reverse fault) 又は衝上断層 (Thrust fault) と呼ぶ。後者に於ては同一地層が相重複する傾向がある。この關係は第264圖で示されてゐる。A は正断層、B は逆断層を示してゐる。圖中

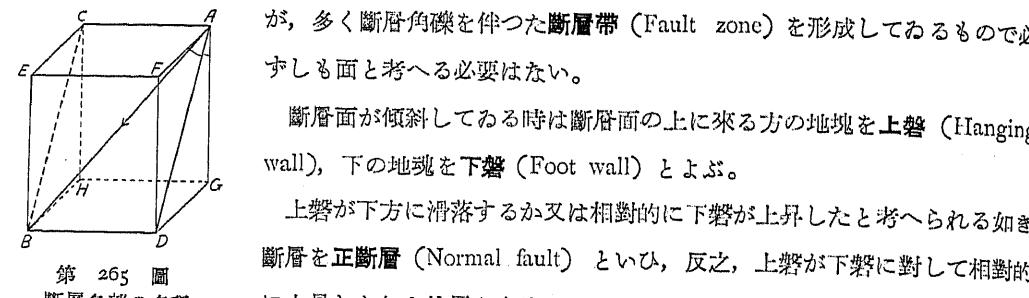
ab: 實移動 (Displacement), ac: 落差 (Throw) 或は垂直移動距離 (Vertical displacement), dc: 水平轉位 (Heave) 或ひは水平移動距離 (Horizontal displacement),  $\angle abc$ : 傾斜角 (Dip),  $\angle bac$ : 僂角 (Hade) (第284圖參照)

以上は断面に於ける名稱であるが断層による地塊の移動は水平移動と垂直移動との合成運動である事が多いから第265圖の如く立體的に考へる必要がある。圖中 A C B D 面は断層面で A は B 迄移動したものとする。然る時は

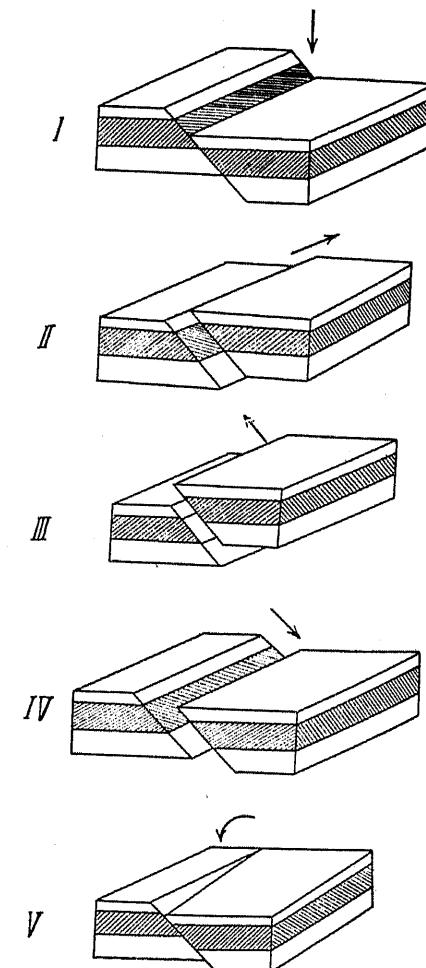
AB : 實移動, GD : 水平轉位, AG : 落差, AC : 走向移動 (Strike slip), AD : 傾斜移動 (Dip slip),  $\angle FAD$  : 傾斜角,  $\angle GAD$  : 僂角 (第265圖參照)

b) 断層の種類 断層はそれを惹き起した力の種類に依つて異なる型式を取る。之を表示すれば大體次の様に考へられる (第266圖)。即ち

- I) 重力により……正断層 (Normal fault)
- II) 張力により……水平断層 (Horizontal fault)
- III) 圧縮作用により……逆断層 (Reverse fault) 又は衝上断層



第265圖  
断層各部の名稱



第266圖  
断層の種類

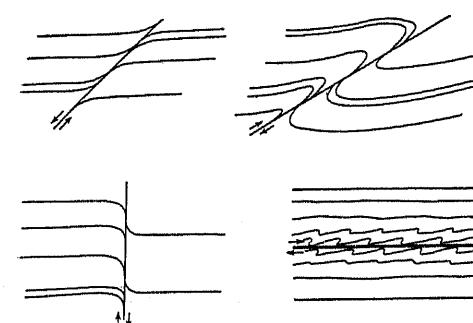
(Thrust fault)

IV) 以上の中二者の合力により……斜行断層 (Diagonal fault)

V) 振力により……蝶番断層 (Hinge fault)

断層により地塊が死る時地層は曳引を受ける事

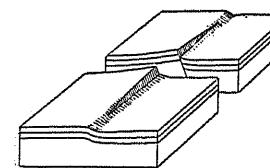
がある。この状態は第267圖に依つて示される。この様な断層を生ずる前には正断層の場合には地層は先づ撓曲をなし然る後に曳引断層 (Drag



第267圖 断層による地層の曳引

fault) をつくり、逆断層をつくる場合には地層は著しい摺曲状態から遂に衝上断層に移る場合がある (第267圖)。

断層を追跡していくと落差が少なくなつて遂に摺曲 (Flexure) に移る場合がある (第268圖)。これは一寸振轉断層のやうに見えるが全く別のものである。

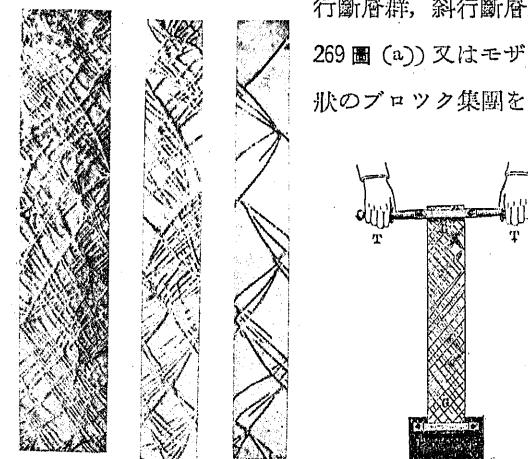


第268圖 摺曲

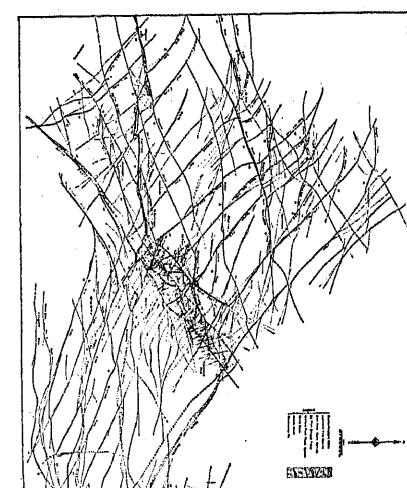
c) 断層群及び断層帶

我々が模型に就て実験した結果に據つても判る通り元來断層といふものは單獨に存在するものではなくて、大抵複數断層 (Multiple fault) をなしてゐる。即ち並行断層群、斜行断層群 (第

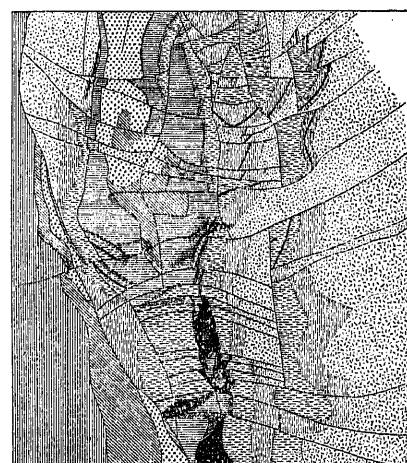
269圖 (a)) 又はモザイック状のブロック集団をして



(a) 硝子板の挿り  
第270圖 Daubrée の実験



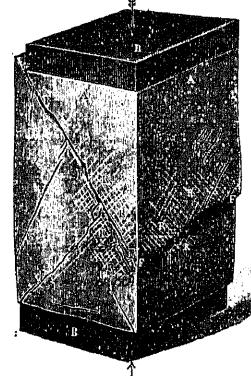
(a) 並行及び斜行断層群



(b) モザイック状ブロック集団  
第269圖 断層群

(第269圖(b)), 主断層あれば必ず副断層が之に伴ひ全體として所謂断層破碎帶 (Shattered zone) を形成してゐる。

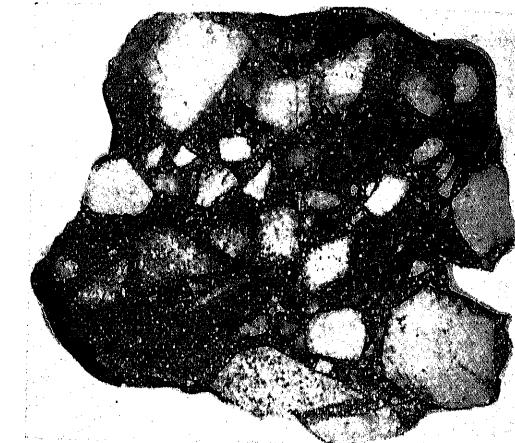
<sup>1)</sup> Daubrée の實驗によると薄い硝子板に蠟を塗り、その一端を固定し他端に於て之に振力を加へて見ると、無數の稍規則的な割目がこの蠟の中に這入つた (第270圖(a))。蠟を地殻に擬へるならば天然に於ける断層の状態も恐らくこうした系統に従つて發達してゐるものだ



第271圖 Daubrée のブロック壓縮實驗  
らうと推定される (第270圖(b))。又四角形のブロックの表面に同様に蠟を塗り、上下の方向から水壓で壓縮して見ると第271圖の様な割目が出來た。即ち主断層 (Main fault) があれば之と



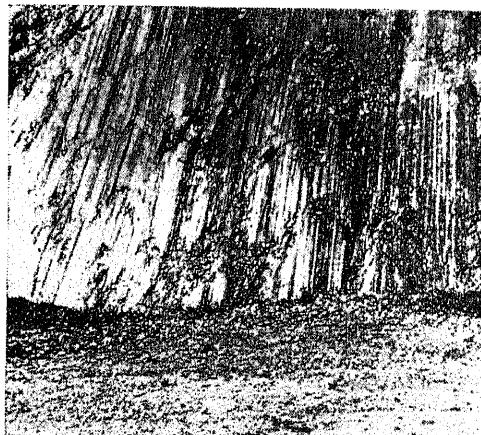
(a) 断層角礫の露頭



(b) 断層角礫

或る角度をなす多數の副断層 (Subfault) 群があつて、全體として断層帯をなしてゐることが想像される (第271圖)。

d) 断層の證跡 断層を發見する地質學的方法としては先づ地質調査により地質の急變部を見出すことである。二種の岩層が相接して露出してゐる際には、若しも地質の種類が水成岩である際には不整合によるものか又は断層によるものであるかを、又火成岩同志或ひは火成岩と水成

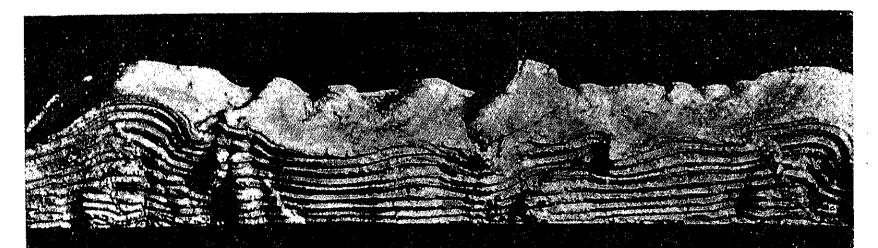
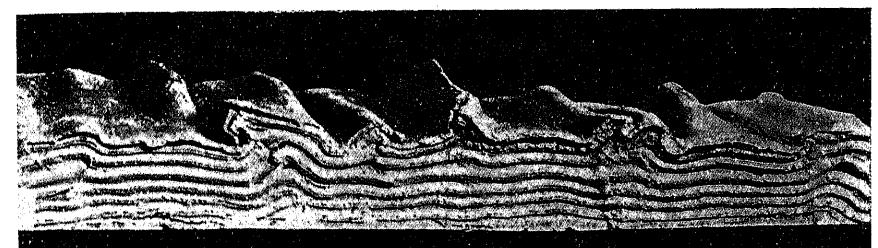


第273圖 断層鏡面の條痕

<sup>1)</sup> Daubrée, Études synthétiques de Géologie expérimentale, Paris, 19

岩との場合には火成岩の噴出によるものか、断層に起因するものであるかを確かめることが是非必要である。

水成岩の走向の急變は断層又は不整合に基くものであり、傾斜の急變はこの



第274圖 地層褶曲の模型實驗 (原寸を2/3に壓縮せるもの)

外に褶曲に起因することがあるから直ちに断層と断定は出来ない。

断層角礫 (Fault breccia) 又は摩擦粘土 (Friction clay) (第272圖)(a) & (b), 断層鏡面 (Slicken-side) (第273圖) の存在は明かに断層の證據である。断層角礫は断層運動の際磨擦に依つて生じた角礫で摩擦粘土と共に断層の間隙部を充填してゐる。

第275圖 a) 春斜層の露頭

水の侵蝕に対する抵抗は小さいから、速かに侵蝕され谷や澤になる場合が多い。直線的に走る谷は之を注意して調査すると断層谷であることが屢々発見される。其他地形的特徴は第三章第7節5)断層地形の項に詳細述べてあるから参照されたい。

### 3) 褶曲

地層は成生の當初は水平に成層してゐるが後に造山力を受けて屈曲する。これを地層の



第275圖 b) 向斜層の露頭



第 276 圖  
褶曲層の型式  
a...Syncline d...Anticline b,c...Limb

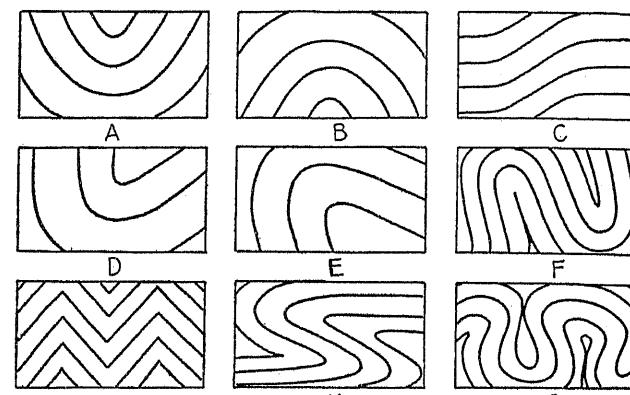
褶曲作用 (Folding, Faltung, Plissement) とよぶ。褶曲は當然地殻の圧縮部に發達するもので、古くから地塊として變動の受け方の少ない地方には殆んど褶曲を受けてゐない地層もあるが、地塊の間に夾まれた造山帶では地

向斜地域に堆積した水成岩が造山力の爲に大褶曲を行ひ、今日の山脈の主なるものを形成してゐる (第 274 圖)。

褶曲にはこの様に大山脈を形成する程大きなものから路傍の斷崖に見られる程のもの或ひは更に小規模なものもあるが、通常の地質圖に見られるものは野外に於て地層の走向・傾斜を測定しその結果から判定し得たものである。

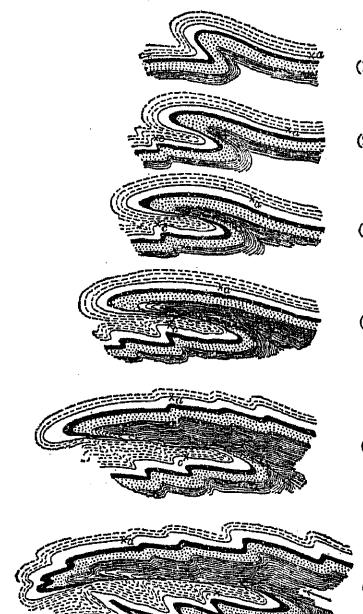
#### a) 褶曲各部の名稱

褶曲の波頂部を背斜 (Anticline)



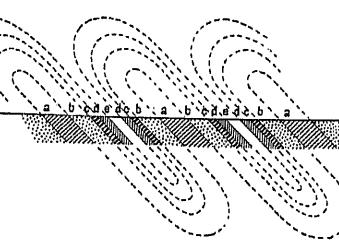
第 277 圖 褶曲の種類

- A) 直立向斜, I) 直立背斜, C) 單斜褶曲
- E) 傾斜向斜, J) 傾斜背斜, D) 等斜褶曲
- G) 和似褶曲, H) 橫臥褶曲, J) 扇狀褶曲



第 279 圖 衛上断層が遂に横臥褶曲になる経路

(Axial plane of



第 278 圖 等斜褶曲



a) 扇狀褶曲  
第 280 圖  
扇狀褶曲

fold) と呼ぶ。

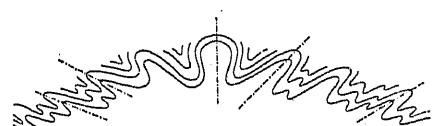
#### b) 褶曲の種類

褶曲 (Fold, Falte, Pli) には次の種類がある。

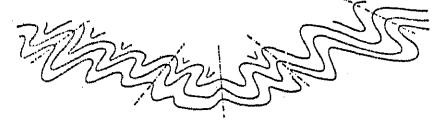
A. 單成褶曲: 單純な褶曲

B. 合成褶曲: 單純な褶曲が集つて全體として大きな褶曲を形成してゐるもの

C. 複成褶曲: 褶曲軸或ひは褶曲軸面が更に褶曲してゐる即ち三次元的な褶曲。



(a) 複背斜



(b) 複向斜

第 281 圖 合成褶曲

單成褶曲 (Simple fold) に次のものがある (第 277 圖)。

(1) 直立又は對稱褶曲 (Up-right or symmetrical fold) 褶曲軸面が垂直であるもの、例へば直立又は對稱向斜又は背斜 [第 277 圖(A)(B)]。

(2) 傾斜褶曲 (Inclined fold) 褶曲軸面が傾斜してゐるもの、例へば單斜層 [第 277 圖(C)] 及び傾斜又は非對稱向斜又は背斜 [第 277 圖(D)(E)]。

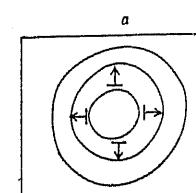
(3) 等斜褶曲 (Isoclinal fold) 一種の傾斜褶曲であるが、著しく壓縮されて翼部の各層が互に平行するに至り、一見單純に一方のみに傾斜せる如く見えるもの (第 277 圖(F)及び第 278 圖)。

(4) 橫臥褶曲 (Overturned fold, Liegende Falte, Charriage ou Pli couché) 傾斜褶曲が更に著しく倒れたもので、この時は同一地層に拘らず上下の關係が出來て来る。Alps 山脈ではこれが大規模に發達してゐるが、我が國でも山口縣秋吉臺にこの構造のあることが小澤義明君により發見された (第 279 圖)。

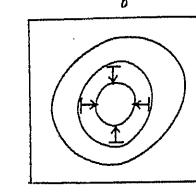
横臥褶曲はその褶曲の程度が激しくなると遂に地層が切斷されて衝上斷層に移るものである。

(5) 扇狀褶曲 (Fan-shaped fold) 頂部及び谷部で開いた褶曲 (第 280 圖)。

合成褶曲 (Composite fold) は細かい褶



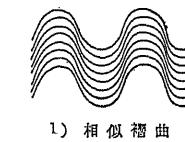
a) 背斜構造  
窓隙構造



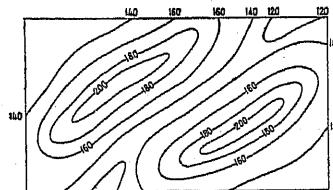
b) 盆地構造  
複成褶曲



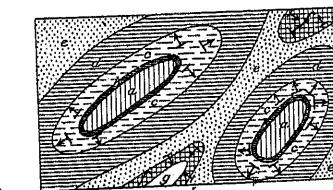
a) 平行褶曲



b) 相似褶曲  
複成褶曲

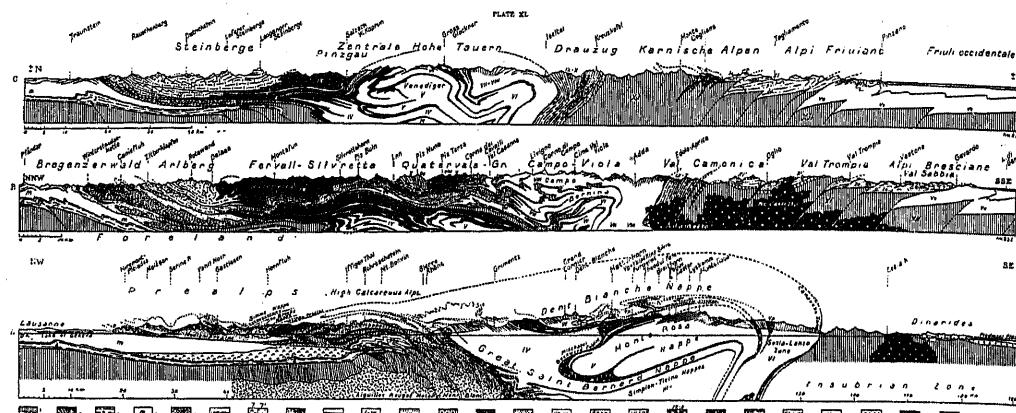


a) 周邊褶曲地の地形圖



b) 周邊褶曲地の地質圖

第 283 圖  
週邊褶曲地の構造



第 285 図 アルプス山脈の大褶曲構造



第286圖 アルプス山脈マッターホルンの大崩廻標

従つて傾斜の方向も大體ある中心的に向つて集中されるか逆にある中心から外方に向ふ。前者は盆地構造 (Basin structure) であり、後者は穹窿構造 (Dome structure) である(第282圖)。地下水の鑿泉には盆地構造を擇ぶべく、石油の鑿井には穹窿構造部が最も有望である(第283圖)。

尙極めて特殊な場合として第284圖に示すが如き平行褶曲 (Parallel folding) 相似褶曲 (Similar folding) の場合があり得る。

實在の褶曲山脈の構造は上述の如く簡単でない。第285圖はアルプスの大褶曲の實例である。實に複雑な褶曲構造であつて Stratigrapher に取つては最も興味ある研究對象である、彼の有名なマッタア・ホルンが大横臥褶曲であることは地質學者のみが味ひ得る面白さであらう（第286圖）。

#### 4) 節理

岩石には屢々規則正しい割れ目が發達して居り之を節理 (Joint, Absonderung, Fente) と呼んでゐる。俗に「目」と稱してゐるものの中には節理、水成岩の層理及び單なる割目の三者が含まれてゐる。水成岩の層理と節理とは容易に判別出来るが、節理と割れ目(裂隙) (Fissure and Crack) とは混同され易い。裂隙には規則的な方向はな

いが節理の場合には山全體に規則的な割れ目が發達してゐるものである。

節理は概して石質の均等な岩石に多いもので花崗岩・安山岩・頁岩・粘板岩によく見られる。時には肉眼的には見えない潜在的な節理もあるので、このことは石切場に於て重要な事柄である。尚節理が河の流路を支配してゐることも尠くない。地下水の移動には重要な通路をなしてゐる。何となれば雨の滲透水・湧水・地下水等は直接岩石の組織中を移行するものは極めて僅で大部分は節理・層理其の他の裂隙に沿つて流れるものと考へてよい。

節理の種類は型態的に見ると次の如きものがある。

1. 不規則多面塊狀節理 (Lenticular joint) 花崗岩等
  2. 板狀節理 (Platy joint) 主として水成岩・安山岩
  3. 柱狀節理 (Columnar joint) 主として火山岩
  4. 球狀節理 (Spheroidal joint) 主として岩石の露頭部

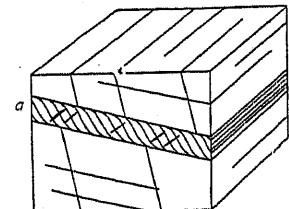
のであるがその機巧は次の如くである。

a) 壓力に因る節理

イ) 岩石が化學的に變質し體積が膨張する際周圍に壓力を及ぼして割目を生ずる。



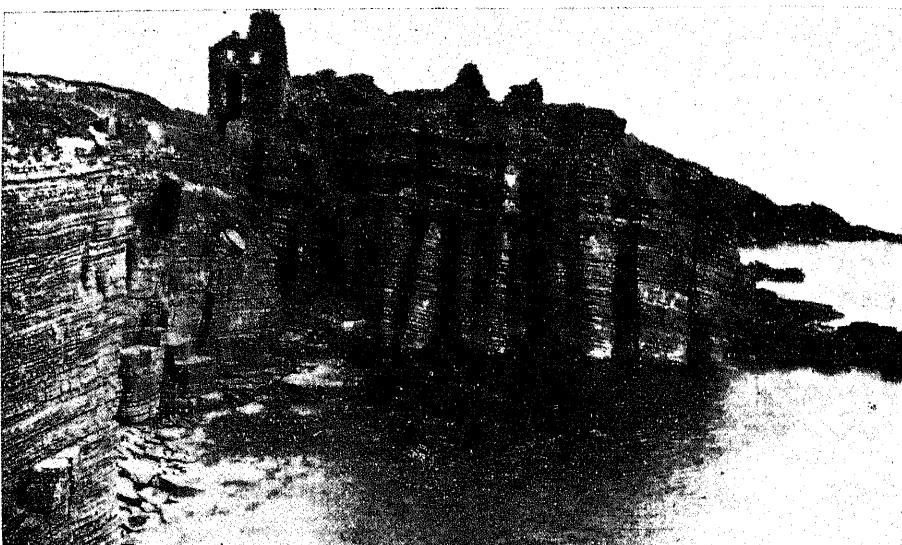
第 290 圖 玉葱狀節理



### 第287圖 厚き二つの 硬岩層に挿まれた薄 き軟岩層の節理



第289圖 硬砂岩の節理



第291圖 板 狀 節 理

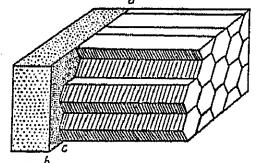
る。之は砂岩層の荷重が特に頁岩層のみに働く爲である(第287圖)。

ハ) 一般に水成岩内に生ずる規則

正しい割目之れは走行節理と斜行節理(第288圖)とがあるが、多くの場合兩者の混成した四方向の節理を生ずるものである(第289圖)。水成岩層に於ける節理の

基因は重疊する地層が地中深く埋没しその増温率による温度の影響、或ひは岩層の荷重に由る脱水收縮作用に據るもの等である。

以上の如き压力作用によ



第293圖 (a) 火成岩の六角柱状節理 a-c 他の岩状石の接觸部



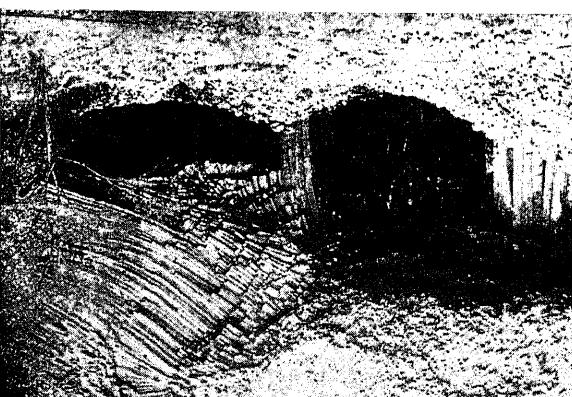
第292圖 花崗岩の節理

る節理を圧縮節理(Compression joint)と呼ぶ。

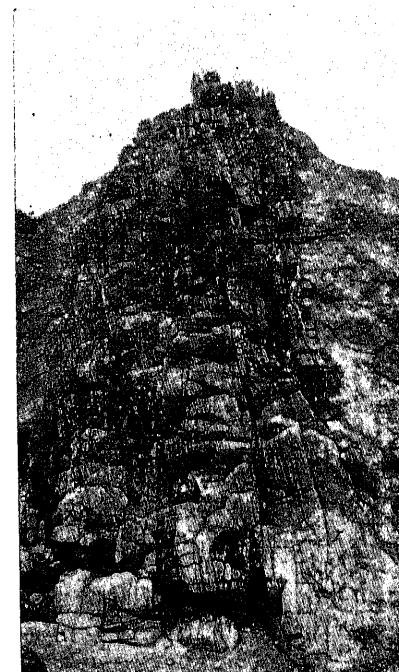
#### b) 張力に因る節理

イ) 岩石露頭部に於ける收縮作用に基く玉葱構造の節理(第290圖)

ロ) 体積の変化による節理 水成岩・火成岩共に生成後多少の体積変化を受けるものである。例へば水成岩は沈積後その上に新しい沈積を受けて孔隙は減少し



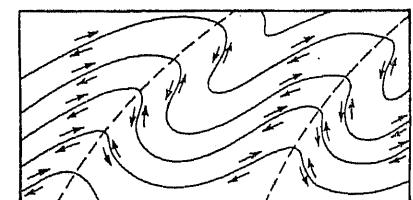
第293圖 (b) 但馬玄武洞の玄武岩の柱状節理

第294圖 (a) 梯子形節理  
花崗岩を貫く黒玢岩脈第294圖 (b) 走向節理  
集塊岩を貫く安山岩脈

體積は減る(第291圖)。火成岩體は各部から冷却するから體積減少を來して等冷却線に並行な張力節理(Tension joint)が出来る(第292圖)。玄武岩には極めて規則的な六角柱状の節理を見る事があり但馬の玄武洞、筑前芥屋の大門等何れもその好例である(第293圖(a)(b))。この種の節理は材木岩・俵石等の俗稱を有することが多い。安山岩には多數の平行な節理(板状節理)が發達してゐることがある。信濃の鐵平石、陸奥岩木山の兼平石はその例である。

火山岩の節理の發達状態は熔岩の粘度・溫度・厚さ・均質度・冷却速度等の要素に支配される。

火山岩の柱状節理が最も多く正多角柱(特に六角形)をなす所以を考へるに、熔岩が冷却固結する時冷却面上の諸點は其の條件を一にする爲冷却の中心は等距離の



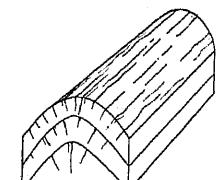
第295圖 褶曲に際し層理に沿つて地層が走る圖

點として現はれ、その四邊に於てはこの點を中心として收縮し各中心よりの張力相等しい點で切斷される(即ち節理を生ずる)。此の如き切斷される點の軌跡を求めれば $120^{\circ}$ に交する直線で囲まれた正六角形をなし、冷却面が次第に内部に進行すると共に六角柱を形成する。

尚岩脈の節理はその幅によつて異り狭い際は走行に直角となる。即ち梯子形節理(Ladder joint)となり[第294圖(a)], 幅が廣い際は走向に平行なる即ち走向節理(Strike joint)となる[第294圖(b)]。

#### c) 褶曲層に生ずる節理

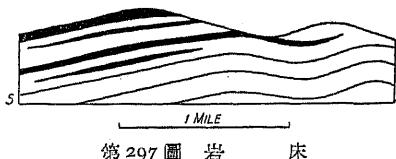
地層の褶曲に際しては背斜・向斜の頂部は張力を受けて放射状の節理を生ずる(第295圖)。地層の一枚一枚が薄い時は層理に沿つて多小動き得るから節理は少ないが、厚い砂岩層の場合等はこの種の放射状節理が著しい(第296圖)。



第296圖 褶曲による放射状節理

## 5) 進入岩體

a) 火成岩進入の機巧 火成岩進入 (Igneous intrusion) 機巧及び形態は岩漿の性質によりその趣を夫々異にしてゐる。種々の地質的事實を総合し分類して見ると、花崗岩の進入は主として造山運動に際して當時張應力を受けたと思はれる所に生じてゐることが多く、地質構造線と



第297圖 岩床

關係を有し正斷層に伴はれるものと信ぜられてゐる。これに對し、超基性岩類は造山運動に於いて特に剪應力が働いたと想像される所に見られ、逆斷層に沿つて存在してゐるのが一般にある。

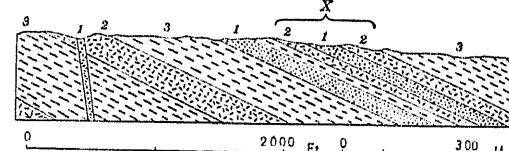
此等の事實を見ると、岩漿の化學成分はその進入の形態や機巧と何等かの因果關係があるものと推定され、従つて化學平衡的岩漿分化の研究に對して一方火成岩の進入形態及び機巧の地質的觀察が要求されるのである。Daly一派の地質學者は此の方面の研究を特に重視して、それらの地質的事實から火成岩種々相の成因を説明しやうとさへ試みてゐる。

以下種々の火成岩の進入形態を分類して掲げると

## b) 進入火成岩體

## イ) 整層進入岩體

岩床 (Sill, Sheet), 餅盤 (Laccolith), 盆狀體 (Lopolith), 扁豆狀態 (Phacolith)



第298圖 岩床 (Xは合成岩床)

1) 斑岩 2) パラスカイト斑岩 3) 砂岩及び貝岩 (British Columbia, Kettle River 附近ノ断面圖)

## ロ) 非整層進入岩體

底盤 (Batholith), 岩株 (Stock), 舌狀態 (Apcophysc, Toungue), 岩脈 (Dyke, Dike), 脈狀體 (Intrusive vein), 管狀體 (Pipc, Neck), 桿狀體 (Bysmalith), 岩型體 (Chonolith), 漏斗狀體 (Ethmolith)

イ) 整層進入岩體 岩床 (Sill or sheet) は水成岩の層理に平行に貫入した板状の火成岩體で、時にその厚さが數百米に達する大規模のものを見る。此の形態を取る火成岩はその岩漿が充分に流動性に富み成層面間に薄く擴がり得る必要があるため、多くは玄武岩・輝綠岩の如き超基性岩である(第297圖)。

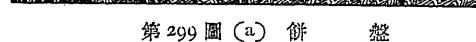
單一の成分からなり唯一の進入により成立したものを單成岩床 (Simple sill or sheet), 幾回も繰返し同一面中に重なり进入したものを複成岩床 (Multiple sill or sheet) と稱し、成分を異にする

岩床が幾回に亘り重なり进入したものを合成岩床 (Composite sill or sheet) と呼ぶ(第298圖)。

この單成・複成・合成なる語は以下各进入岩體に



第299圖 (a) 餅盤



第299圖 (b) 餅盤

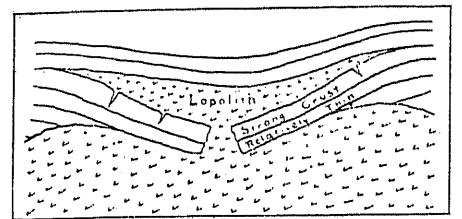
について適用される。

餅盤 (Laccolith) 地層に平行に进入し、その上部の地層を持ち上げ餅状の形態をなすものを云ひ、其底は略々圓形又は橢圓形

第299圖 (b) 餅盤  
アメリカ Montana, Kelly Hill の断面圖

に擴がつてゐる(第299圖 (a)(b))。

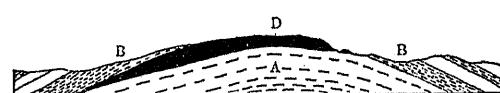
盆狀體 (Lopolith) 餅盤を逆にした如き形態で地層が下方に捲曲し、その際生じた裂隙より岩漿が注入して生じたものである(第300圖)。



第300圖 盆狀體

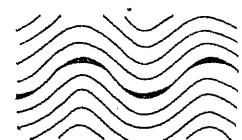
に生じた空隙を埋めて發達する扁豆狀火成體で超基性岩に多い(第301及び302圖)。

## ロ) 非整層進入岩體

第301圖 扁豆狀體  
イギリス Shropshire に發達する  
扁豆狀體の一例 D 粗粒玄武岩 B 混灰を伴  
ふ安山岩 A 貝岩

## 底盤 (Batholith)

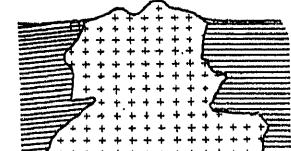
<sup>2)</sup> Suess の提唱した形態で、彼の説明によると廣大な面積を占めて露出し、その下底が限りなく地下に續くものと想像される巨大なる貫入岩體であ



第301圖 扁豆狀體

る。この形をとるものは花崗岩岩漿で普通その周辺部の岩石に接觸變成作用を及ぼし、进入は片麻岩を形成する(第303圖)。

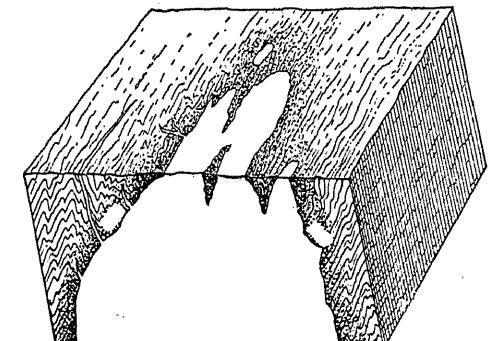
初めは地下深部の基底のない貫入體と考へられて提唱されたのであるが、最近では一派の地質學者は底盤は單に餅盤の大規模のものに過ぎず基底が偶然に見られないもの



第302圖 岩床

と考へ、底のない花崗岩なる觀念に疑問をもつてゐる。

岩株 (Stock) 前述の底盤の小規模のもので不規則な进入岩の形態である(第304圖)。



第303圖 典型化した底盤

1) Harker, Natural History of Igneous Rocks, London, 1909.

2) E. Suess: Sitzungsberichte der K. K. Akad. der Wissenschaften, Vol. 104, 1895, P. 52.

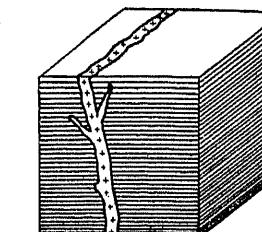
## 舌状體 (Apophyse, Toungue)

底盤又は岩株の如き火成岩體

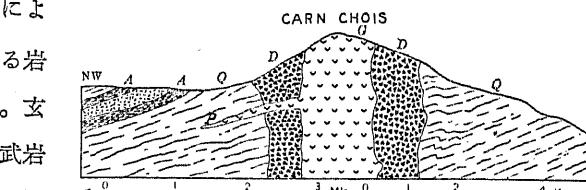
から分枝して生じた規模の小なる岩脈を云ふ(第305及び306圖)。

## 岩脈 (Dyke, Dike)

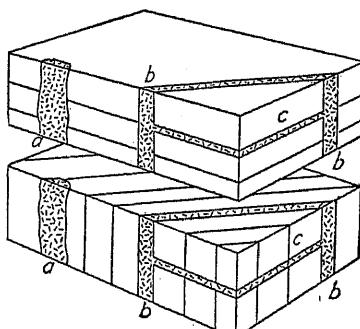
地層を切つて略板状に逆入してゐる火成岩體で板状體とも云はれる。勿論局部的に地層に平行になつてゐることもある。岩脈は屢々、岩質が部分的に異り分化してゐる(第307圖)。一般に幅が狭く延々と長く續いてゐることが稀らしくない。種々の火成岩體と岩漿溜との連絡は多くこの岩脈によ



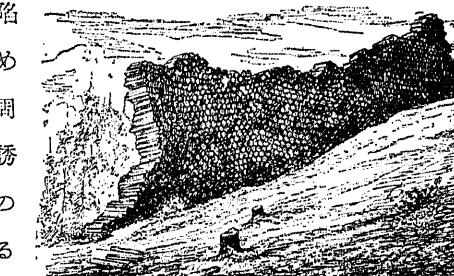
第305圖 岩脈及び舌状體

第306圖 舌状體の一例 (P), スコットランド  
Grampian Hills の岩株断面  
G. 花崗岩 D. 閃綠岩 Q. 硅岩 A. 角閃岩

は特に大規模に發達することが多く、その長さが數百米に及ぶものがある(第308圖)。時に兩端が連結し環状に發達し環狀岩脈 (Ring dyke) を形成すことがある。これは地層の一部が陥没しそのため

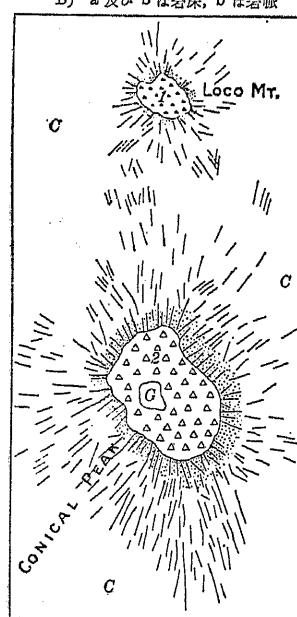
第307圖 岩脈と岩床の區別  
A) a 及び b は岩脈, c は岩床  
B) a 及び b は岩床, b は岩脈

に生ずる陥没地帯周辺の弱所に岩漿が誘導されて出來たものと解釋されてゐる(第309圖)。又中性

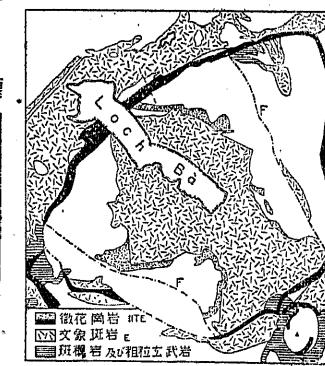


第308圖 玄武岩の岩脈

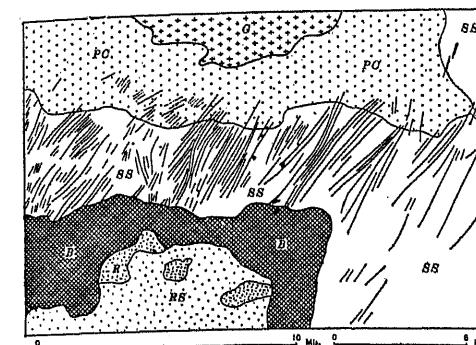
乃至酸性の火成岩體の周邊に一群の岩脈が放射状に配列してゐる場合も見られる。これは岩漿の貫入により地層が著しく持ち上げられ、其の際生ずる放射状の裂隙を岩漿の一部が利用したものであらう(第310圖)。一般に岩脈は地層の弱線や亀裂を利用して形成されるもので、その發



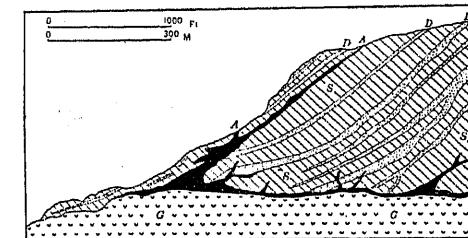
第310圖 放射状岩脈



第309圖 環状岩脈



第311圖 北米 Stuart 附近に發達する玄武岩の平行岩脈 G 花崗岩 SS 砂岩 B 玄武岩 RS 砂岩及び頁岩 R 流紋岩

第312圖 脈状體 (A)  
A アブライト  
G 花崗閃緑岩 D 閃綠斑岩 S 石灰岩

達してゐる地方の斷層系統や岩石の節理の方向に平行に幾本も走つてゐるのが普通である(第311圖)。

## 脈状體 (Intrusive vein)

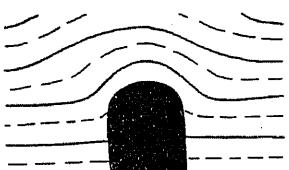
岩脈は裂隙を利用するために略平板状をなすが、不規則に波動状に曲つて發達するものを特に脈状體と呼ぶ。過酸性乃至酸性岩に多く見られる形態で簡単な裂隙を埋めた岩漿の冷却物ではなく、後期の極めて流動性に富む岩漿が母岩の一部を溶解しつゝ發

達して行つたものと考へられる(第312圖)。Jukes<sup>1)</sup>の提唱したものであるが、Geikie<sup>2)</sup>は之を同期岩脈 (Contemporaneous vein) と呼んでゐる。

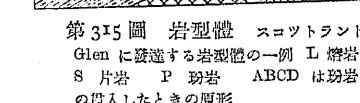
## 管状體 (Pipe)

火山岩の噴出道を充たした火成岩類のとる形

態で管状をなしてゐる。岩



第313圖 管状體又は岩頭 (スコットランド Fifeshire の海岸の断面) T 集塊岩及ビマ灰岩 B 玄武岩

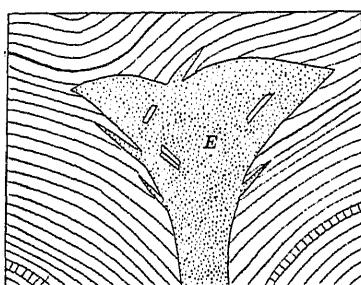


第314圖 桿状體

頸 (Neck) とも云ふ(第313圖)。

桿状體 (Bysmalith)<sup>3)</sup> Iddings<sup>3)</sup>の提唱した語で火山岩が地表に噴出せずに凝固したと考へられる圓錐状の火成岩體で、管状體の上部がドーム形を呈するものを云ふ(第314圖)。

<sup>1)</sup> J. B. Jukes, Manual of Geology, 1872, P. 263.<sup>2)</sup> A. Geikie, Text-book of Geology, 4th Ed., London, 1903, P. 738.<sup>3)</sup> Iddings, Igneous rocks, New York, 1920.



第316圖 漏斗狀體

岩型體 (Chololithn) <sup>1)</sup> Daly の提唱にかかり断層面に沿ひ、又は火成岩と水成岩との境に沿ひ進入し、上部で開き下部で小さくなる倒圓錐状の火成岩體を云ふ（第315圖）。

漏斗狀體 (Ethmolith) 岩型體の一種で漏斗狀を呈し上部の地層が下方に彎曲してゐるもの、Salomon の名稱にかかる（第316圖）。

1) R. A. Daly, Igneous Rocks and their Origin.

2) W. Salomon, Sitzungsber. k. preuss. Akad. Wiss. phys.-math. Classe, Vol. 14. 1903, P310.