

LES ROCHES MAGMATIQUES

Les roches magmatiques sont des roches "endogènes". Le terme d'endogène s'applique aux roches ayant acquis leurs caractères déterminants à l'intérieur du globe. Les roches métamorphiques, que nous étudierons à la prochaine séance, sont elles-aussi des roches endogènes.

Les roches magmatiques (ou ignées) résultent de la cristallisation d'un magma

- soit en profondeur (au sein de la croûte, le plus souvent) et l'on parle alors de roches plutoniques,

- soit en surface (à la surface des continents ou au fond des océans) et l'on parle alors de roches volcaniques.

Les magmas ont une origine profonde et ils ne se forment pas n'importe où. En effet leur genèse réclame des conditions de température et de pression qui ne sont réalisées naturellement que dans certains contextes géologiques et géodynamiques.

Quelques définitions ...

MAGMA : c'est un liquide qui provient de la fusion partielle, en profondeur de roches préexistantes (la source). La composition chimique de ce liquide dépend bien sûr de la nature de cette source. Quant à la température de formation du magma, elle dépend à la fois du point de fusion de la source ainsi que du contexte géologique dans lequel s'opère la fusion (cette température est comprise entre 700 et 1400°).

Le plus souvent, le magma, une fois formé, s'extrait spontanément de sa source (c'est un liquide dont la densité est inférieure à celle des roches encaissantes) et s'injecte dans les terrains surincombants. Si le magma reste bloqué en profondeur, il donnera naissance à des roches plutoniques. Quand il arrive à remonter jusqu'en surface, le magma alimente le volcanisme. Les laves qui s'écoulent des volcans donnent une bonne image de ce qu'est un magma.

FUSION PARTIELLE (ou "anatexie") : il s'agit d'une fusion qui, comme son nom l'indique, n'affecte qu'une partie de la source, la partie, bien sûr, la plus fusible. La partie de la source qui ne fond pas (la partie réfractaire, donc) constitue ce que l'on appelle le résidu de fusion partielle.

Une fusion partielle se définit par son taux, qui correspond au pourcentage de la source qui fond. Dans la nature ce taux n'excède qu'exceptionnellement les 30%, souvent même il est inférieur à 10%.

SOURCE : Il s'agit donc des roches qui par fusion partielle donnent un magma. Cette source peut être :

- soit mantellaire, et dans ce cas la fusion affecte les péridotites qui constituent le manteau. Ces péridotites sont elles-mêmes constituées, à plus de 90%, de silicates ferro-magnésiens - olivine et pyroxènes - et elles sont donc riches en Fe et Mg, et relativement pauvres en Si, Na, K.

- soit crustale : la fusion partielle affecte alors les roches métamorphiques (en général, riches en Si, Na, K et relativement pauvres en Fe, Mg) qui constituent les parties profondes de la croûte continentale.

COMPOSITION DES MAGMAS : Chimiquement les liquides magmatiques correspondent à un mélange de silicates fondus et de gaz. Leurs compositions exactes dépendent bien sûr de la nature de la source et du taux de fusion partielle. Les pétrologues distinguent, en fonction de leurs compositions, 3 grands types de magma : les magmas basaltiques, les magmas granitiques et les magmas andésitiques.

Contexte géodynamique de formation des magmas

Les trois types de magma (basaltique, granitique, andésitique) sont associés chacun à un contexte géodynamique spécifique.

Les magmas basaltiques se forment en contexte distensif :

- soit à la limite des plaques, au niveau des rides médio-océaniques ;
- soit à l'aplomb des points chauds, en domaine intraplaque (c'est à dire "à l'intérieur d'une plaque et loin de ses frontières") continental (Rift Est-africain, Massif central français, par exemple) ou en domaine intraplaque océanique (îles Hawaï, île de La Réunion, par exemple).

Les magmas granitiques se forment dans les zones d'épaississement de la croûte continentale, au niveau donc des chaînes de montagnes résultant de la collision de deux plaques continentales (les Alpes, l'Himalaya, la vieille Chaîne hercynienne, par exemple).

Les magmas andésitiques sont typiquement associés aux zones de subduction, soit du type "marge continentale active" (la Cordillère des Andes, par exemple), soit du type arc insulaire (l'archipel du Japon, ou celui des îles Eoliennes). Ce contexte géodynamique correspond à l'affrontement d'une plaque océanique et d'une plaque continentale, et à l'enfoncement de la première sous la seconde.

Les magmas basaltiques

Ils se forment donc au sein du manteau,

- aux environs de 30 km de profondeur à l'aplomb des dorsales océaniques (ce sont alors eux qui alimentent l'accrétion océanique),
- entre 100 et 200 km de profondeur sous les zones distensives continentales et océaniques (ce sont alors eux qui alimentent le volcanisme intraplaque).

La fusion partielle des péridotites du manteau a lieu à des températures de l'ordre de 1200-1400°C. Les taux de fusion sont faibles (< 20%) et les liquides obtenus sont pauvres en silice ($45 < \text{SiO}_2\% < 50$) et en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 4\%$) mais riches en fer ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 > 10\%$), magnésium ($5 < \text{MgO}\% < 10$) et calcium ($8 < \text{CaO}\% < 10$).

Ces compositions, associées aux hautes températures de formation, confèrent à ces magmas une grande fluidité qui leur permettent de remonter facilement depuis leurs sources jusqu'en surface et donc d'alimenter un important volcanisme.

Par ailleurs, cette grande fluidité fait que les gaz peuvent s'échapper facilement du magma. Le volcanisme basaltique est en conséquence peu explosif et essentiellement effusif, c'est à dire que ce volcanisme s'exprime surtout sous la forme de coulées de lave, souvent très longues et très étendues. On peut citer comme exemple d'éruptions basaltiques typiques, les éruptions fissurales d'Islande ou bien encore les célèbres éruptions hawaïennes.

Les édifices volcaniques d'où s'échappent ces coulées sont constitués, soit par l'empilement des coulées elles-mêmes (des cônes volcaniques de très grande taille peuvent alors se former - c'est le cas par exemple du célèbre volcan actif du Mauna Loa, 4168m, à Hawaï), soit par l'accumulation de projections (l'activité explosive étant peu importante, les cônes sont alors de petite taille - voir par exemple les spectaculaires mais peu dangereuses.

Une fois refroidies ces coulées, qu'elles soient aériennes ou sous-marines, apparaissent constituées d'une roche volcanique parfois massive, parfois vacuolaire, de couleur gris foncé à noir, que l'on appelle un basalte.

Quand il lui arrive d'être piégé en profondeur, ce même magma basaltique donne une roche plutonique que l'on appelle un gabbro.

Les magmas granitiques

Ils se forment essentiellement aux dépens des roches métamorphiques qui constituent la base de la croûte continentale, à des profondeurs variant généralement entre 30 et 50 km. Les températures de fusion sont relativement faibles (700-900°C) et les liquides formés ont des compositions radicalement opposées à celles des basaltes : ils sont très riches en silice ($\approx 70\%$) et en alcalins ($\text{Na}_2\text{O}\% + \text{K}_2\text{O}\% > 7$) mais par contre très pauvres en fer ($\text{FeO}\% + \text{Fe}_2\text{O}_3\% < 3$), magnésium ($\text{MgO}\% < 1$) et calcium ($\text{CaO}\% < 2$). Ces compositions, associées aux températures de formation relativement faibles, confèrent à ces magmas une grande viscosité qui rend difficile leur extraction de la source et empêche leur remontée jusqu'en surface. Le magmatisme granitique n'alimente donc qu'exceptionnellement du volcanisme. Ce type de magma cristallise très souvent à l'endroit même où il se forme (on parle alors de **granite d'anatexie**).

Quand il arrive à s'extraire de sa source, ce magma peut migrer à travers la croûte. Il constituera alors au sein de cette croûte des **amas intrusifs ou plutons**, parfois de très grande taille (plusieurs milliers de Km^3) dont la forme est variable. Si le pluton donne l'impression de s'évaser en profondeur, on parle de **batholite**, s'il a la forme d'une lentille, on parle de **laccolite**. Il est exceptionnel qu'un pluton remonte à plus de 5 Km de profondeur (le laccolite de l'Aigoual est remonté à environ 6 km de profondeur).

Ainsi, la présence de roches granitiques actuellement à l'affleurement (comme dans le cas du massif de l'Aigoual) implique que les quelques km de roches qui le recouvraient au moment de sa cristallisation ont été ultérieurement dégagés par l'érosion.

Les magmas andésitiques

Ce type de magma se forme à l'aplomb des zones de subduction, à des profondeurs d'une centaine de km. Leur source est constituée par les **péridotites du manteau qui se trouvent juste au dessus de la plaque océanique plongeante**. Ces péridotites, du fait de leur position particulière, ont des compositions chimiques significativement différentes de celles d'un manteau "normal" : elles sont enrichies en eau et en un certain nombre d'éléments (tels que Na, K ...). Cet enrichissement est lié à la deshydratation de la plaque océanique plongeante au fur et à mesure de son enfoncement au sein du manteau et à la migration de ces fluides dans les péridotites situées au dessus de cette plaque. Dans ces conditions la fusion partielle s'opère à des températures voisines de 900°. Les magmas qui en sont issus ont des **compositions intermédiaires entre les magmas basaltiques et granitiques** ($\text{SiO}_2\% \approx 58$, $\text{Na}_2\text{O}\% + \text{K}_2\text{O}\% \approx 5$, $\text{FeO}\% + \text{Fe}_2\text{O}_3\% \approx 7$, $\text{MgO}\% \approx 3$, $\text{CaO}\% \approx 7$) et en conséquence des propriétés physiques intermédiaires. **Ce magmatisme va donc alimenter à la fois un volcanisme et un plutonisme importants.**

Leur composition confère aux magmas andésitiques une **viscosité relativement élevée** qui fait que les gaz ne peuvent pas s'en échapper avant d'avoir atteint des pressions très fortes. **Le volcanisme andésitique, au contraire du volcanisme basaltique, est fortement explosif et relativement peu effusif** (l'éruption actuelle du Pinatubo, aux Philippines, est l'exemple parfait d'une éruption de ce type). Les coulées de lave andésitique sont, le plus souvent, courtes et épaisses. Une fois refroidie, cette lave donne une roche, soit massive, soit finement vacuolaire, de couleur gris moyen à gris clair, que l'on appelle une **andésite**.

Quant aux cônes volcaniques andésitiques, ils sont toujours de très grande taille et essentiellement constitués par l'accumulation de produits de projection (pour exemples, le Popocatepetl, 5452m, au Mexique et le Fuji-Yama, 3778m, au Japon). Tous les volcans de la ceinture de feu péripacifique sont de ce type. Leurs éruptions en sont toujours extrêmement violentes et dangereuses.

L'équivalent plutonique des andésites s'appelle une **diorite**.

Cristallisation des magmas

Les roches magmatiques sont le résultat du refroidissement des différents magmas. Ce que les géologues appellent la **texture de ces roches** (et qui se définit par la **taille, la forme des cristaux et leurs relations mutuelles**) dépend de la manière dont refroidit ce magma. Ce refroidissement s'opère

- soit **très lentement en profondeur** (à quelques km, voire quelques dizaines de km sous la surface), au sein de **plutons** (dans ce cas, tout le **liquide magmatique a le temps de cristalliser**),

- soit **rapidement, lorsque le magma s'épanche en surface** (et dans ce cas une partie du liquide magmatique peut ne pas avoir le temps de cristalliser).

Dans le premier cas (**refroidissement en conditions plutoniques**), la roche qui en résulte est une roche **entièrement cristalline** dans laquelle tous les cristaux sont **visibles et donc identifiables à l'oeil nu**. Leurs tailles sont en général plurimillimétriques à centimétriques et leurs formes, le plus souvent, quelconques (**cristaux xénomorphes**). On qualifie ce type de texture de **macrocristalline** ou encore de **grenue**. Si tous les cristaux ont des tailles voisines, cette texture est dite **grenue équante**. Parfois sur un fond constitué de cristaux xénomorphes de taille plurimillimétrique à centimétrique se détachent quelques **cristaux plus gros (mégacristaux) automorphes** de taille pluricentimétrique (dans le cas du granite de l'Aigoual, il s'agit de cristaux de feldspath potassique). Cette texture macrocristalline est dite **grenue porphyroïde**.

Dans le cas où le magma se refroidit rapidement (**conditions volcaniques**), en plus du fait qu'une partie du liquide magmatique ne cristallise pas (cette partie reste alors à l'état d'un matériau amorphe vitreux que l'on appelle **verre volcanique**), les cristaux constitutifs sont pour la plupart invisibles à l'oeil nu : on dit que cette texture est **microcristalline**. De plus, si l'on observe une telle roche microcristalline au microscope, on constate que la plupart des microcristaux ont une forme de **petites baguettes**. Les pétrographes appellent ces microcristaux en baguette des **microlites** et la texture de ces roches est habituellement qualifiée de **microlitique**. De plus, dans la plupart des roches microlitiques la texture n'est pas **équante** : on peut voir alors, à l'oeil nu, se détachant sur un fond homogène dans lequel aucun cristal n'est distinguable, quelques **mégacristaux** (on parle ici de "**phénocristaux**") millimétriques à centimétriques. Cette texture est dite **microlitique porphyrique**.

La présence de ces phénocristaux est très importante pour la détermination macroscopique des roches microlitiques. En effet, ce sont les seuls cristaux identifiables à l'oeil nu et les types minéralogiques auxquels ils appartiennent sont spécifiques de chaque grand groupe de roches volcaniques (par exemple, les basaltes porphyriques contiennent systématiquement des phénocristaux d'olivine et/ou de pyroxène, les andésites porphyriques des phénocristaux de feldspath de type plagioclase, des phénocristaux de biotite et/ou d'amphibole, et/ou de pyroxène).

Un autre caractère spécifique des roches volcaniques est la présence quasi systématique de **vacuoles**. Il s'agit de petits trous dispersés dans la roche, de forme sphérique ou ovoïde, de diamètre millimétrique à centimétrique, et qui correspondent à d'**anciennes bulles de gaz magmatiques** qui se sont vidées de leur contenu au cours du refroidissement. Quand la quantité et la taille des vacuoles sont très importantes (c'est par exemple le cas des projections de lave basaltique expulsées hors du cratère lors des éruptions volcaniques et qui, en retombant autour du cratère édifient le cône volcanique), on qualifie ces roches volcaniques de **vacuolaires** ou de **scoriacées**.

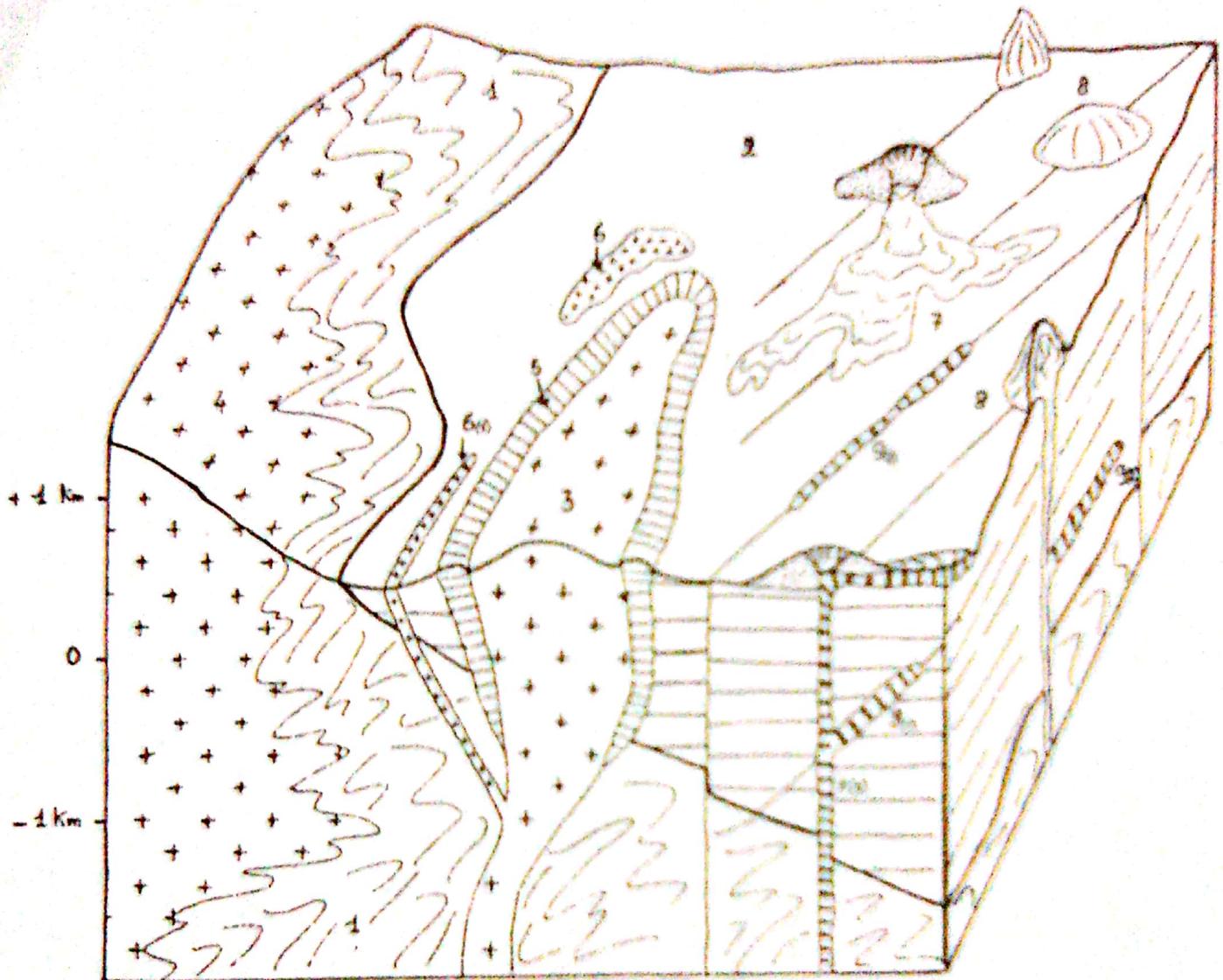
Détermination "à l'oeil nu" et classification des roches magmatiques

La classification des roches magmatiques est basée à la fois sur l'identification de la texture et sur la détermination de la composition minéralogique.

L'identification de la texture permet de savoir si l'on a affaire à une roche plutonique (texture grenue) ou à une roche volcanique (texture microcristalline microlitique).

La classification minéralogique des roches magmatiques est très simple. Elle se présente sous la forme d'un tableau (voir document joint). Les colonnes de ce tableau se définissent en fonction de la présence ou de l'absence du quartz, les lignes en fonction de la nature des feldspaths. Mais, en raison de l'impossibilité de faire la différence à l'oeil nu entre feldspath potassique et plagioclase (sauf dans deux cas particulier*), on utilise en plus, pour définir ces lignes, les silicates ferromagnésiens. Ainsi, la première ligne se caractérise par la présence de feldspath potassique, de plagioclase et de biotite, la seconde par la présence de plagioclase et d'amphibole, la troisième par celle de plagioclase et de pyroxène (\pm olivine).

Autre information apportée par ce tableau : l'abondance relative des différents minéraux, symbolisée par des triangles situés en marge. On peut voir ainsi que, lorsque l'on "descend" dans le tableau de classification, la teneur en silicates ferromagnésiens croît (le triangle "biotite-amphibole-pyroxène" s'élargit) ; par contre la teneur en plagioclase décroît. Cette variation traduit, bien sûr, l'évolution du chimisme de ces roches : un gabbro (ou un basalte) est plus riche en Fe et Mg qu'une diorite (ou une andésite). Par contre, un granite, qui provient de la cristallisation d'un magma riche en Si, Na, K, ne contient que peu de silicates ferro-magnésiens (de la biotite, dans ce cas), mais, par contre, est riche en minéraux contenant Na et K (le plagioclase et le feldspath potassique) et du Si (le quartz). Ceci explique aussi pourquoi certains minéraux sont totalement incompatibles : c'est le cas de l'olivine et du quartz, qui ne peuvent donc jamais coexister dans la même roche.



LES DIFFERENTS GISEMENTS des ROCHES IGNÉES

- 1 Roches métamorphiques
- 2 " sédimentaires
- 3 Massif plutonique à contours nets (dégagé par l'érosion) : granite intrusif
- 4 " granitique " " diffus " " " : granite diagenetique
- 5 Auréole de métamorphisme de contact
- 6 Roches périplutoniques : (a) Filon
- 7 Cône volcanique et coulée de lave.
- 8 Constructions péleennes (cône, sigille)
- 9 Roches hypovolcaniques (dégagées par l'érosion) :
 - 9(1) dyke
 - 9(2) Sill
 - 9(3) cheminée d'accès de la lave.

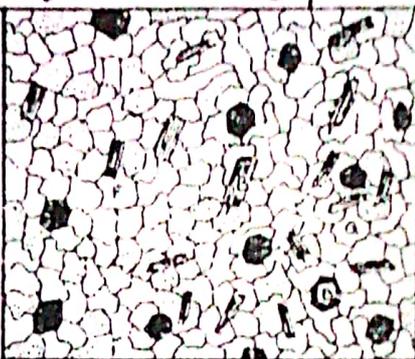


LES ROCHES IGNÉES

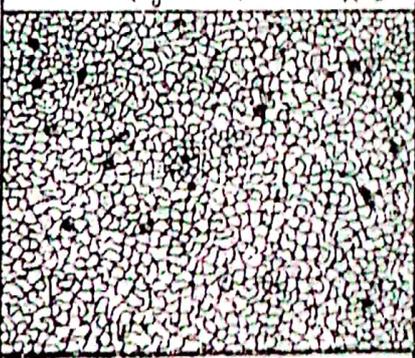
a) texture grenue à grain moyen (granite) x3

b) texture grenue porphyroïde (granite) x3

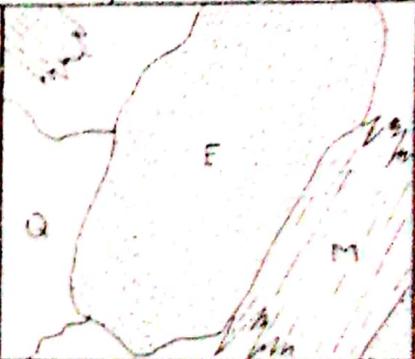
TEXTURES



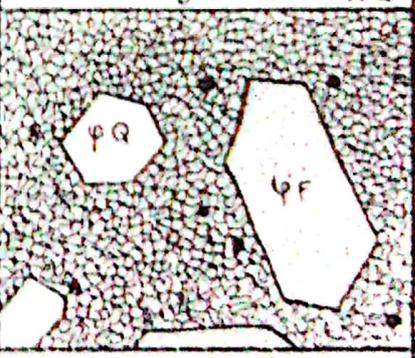
c) Textura grenue aplitique (granite) x5



e) Texture microgranite aphanitique (Microgranite) x20



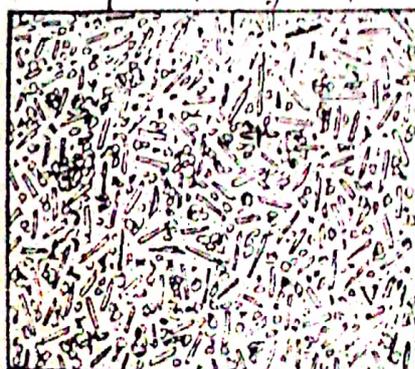
d) Texture grenue pegmatitique (granite) x1



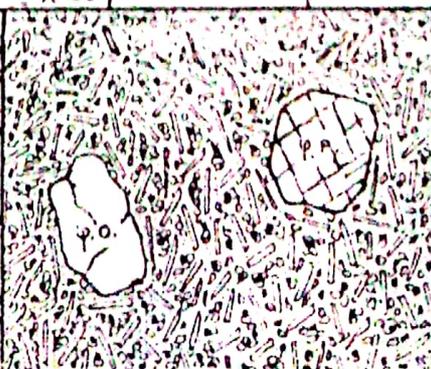
f) texture microgrenue porphyrique (Microgranite) x20

LEGENDE

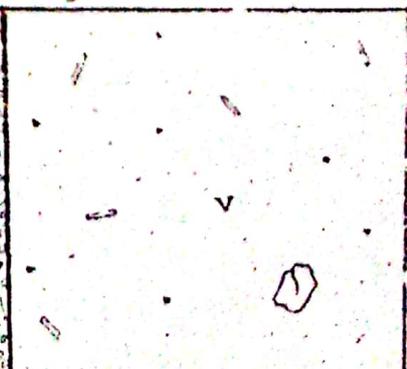
- Q. Quartz
- F. Feldspath
- B. Biotite
- M. Muscovite
- Py. Pyroxène
- O. Olivine
- φ. Phénocriste
- μ. Microlite
- V. Verre



g) Texture microlitique aphanitique (Basalte) x20

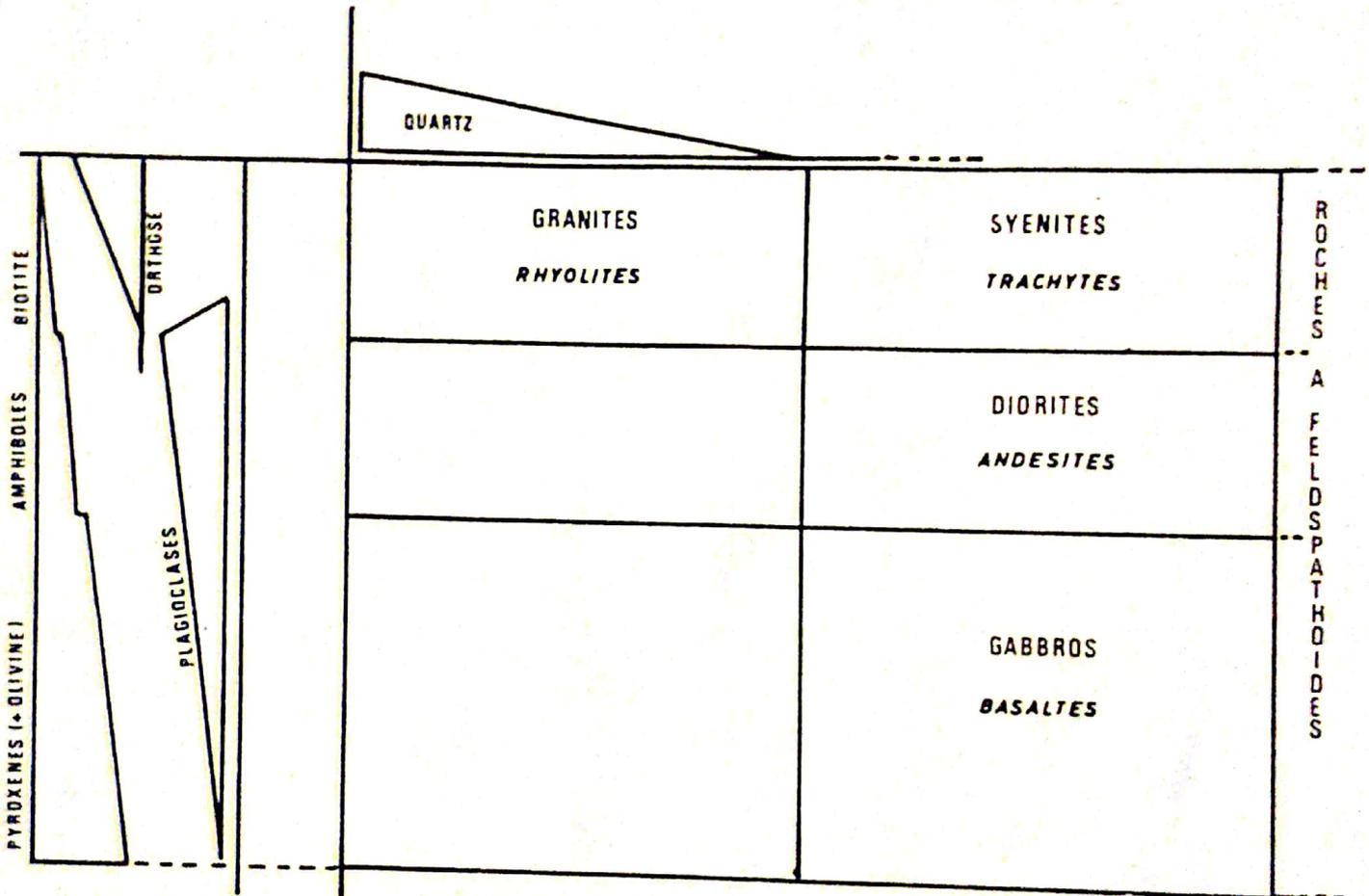


h) Texture microlitique porphyrique (Basalte) x20



l) Texture hyaline (Obsidienne) x20

Classification simplifiée des roches éruptives



Nom de roches en italique : roches effusives (laves) .