

# **Les Textures des roches cristallines**

Aspects microscopiques

© TRANSVALOR - Presses des MINES, 2011

© Photo de couverture :

60, boulevard Saint-Michel - 75272 Paris Cedex 06 - France

email : [presses@ensmp.fr](mailto:presses@ensmp.fr)

<http://www.pressesdesmines.com>

ISBN : 978-2-911256-63-9

Dépôt légal : 2011

Achévé d'imprimer en 2011 (Paris)

Tous droits de reproduction, de traduction, d'adaptation et d'exécution réservés pour tous les pays.

# **Les Textures des roches cristallines**

## Aspects microscopiques

Michel Demange

## Collection Sciences de la Terre et de l'environnement

Dans la même collection

Coordination : J. Ragot, M. Batton-  
Hubert, F. Breuil  
LES STIC POUR L'ENVIRONNEMENT

M. Chalhoub  
MASSIFS ROCHEUX

M. Demange  
LES MINÉRAUX DES ROCHES

B. Peuportier  
ÉCO-CONCEPTION DES BÂTIMENTS  
ET DES QUARTIERS

P. Jamet  
LA QUATRIÈME FEUILLE

G. Rossetti, A. Montanari  
DANCES WITH THE EARTH

Coordination : F. Guarnieri  
et E. Garbolino  
SYSTÈMES D'INFORMATION  
ET RISQUES NATURELS

Coordination : P. Duffaut  
MANUEL DE MÉCANIQUE  
DES ROCHES  
Tome 2 : les applications

B. Peuportier  
ÉCO-CONCEPTION DES BÂTIMENTS

M. Akrich, P. Jamet, C. Méadel,  
V. Rabeharisoa, F. Vincent  
LA GRIFFE DE L'OURS

L. Wald  
DATA FUSION

J. Garcia, J. Colosio  
With collaboration from P. Jamet  
AIR QUALITY INDICES

J. Garcia, J. Colosio  
avec la collaboration de P. Jamet  
LES INDICES DE QUALITÉ DE L'AIR

R. Maillot  
MÉMENTO TECHNIQUE DES  
GRANULATS

Coordinateurs : K. Scharmer, J. Greif  
THE EUROPEAN SOLAR RADIATION  
ATLAS  
Vol. 2 : Database and Exploitation  
Software

Coordination : K. Scharmer, J. Greif  
THE EUROPEAN SOLAR RADIATION  
ATLAS  
Vol. 1 : Fundamentals and maps

Coordination : F. Homand et P. Duffaut  
MANUEL DE MÉCANIQUE DES ROCHES  
Tome 1 : fondements

J. Fine  
LE SOUTÈNEMENT DES GALERIES  
MINIÈRES

# Table des matières

<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<b>CHAPITRE I - LES TEXTURES DES ROCHES MAGMATIQUES</b>	<b>9</b>
<b>I-1 Cristallisation des magmas</b>	<b>10</b>
I-1-1 Les liquides silicatés	10
I-1-2 La nucléation	11
I-1-3 Croissance des cristaux	12
I-1-4 Verres - degré de cristallinité	14
<b>I-2 Taille des différents minéraux</b>	<b>16</b>
I-2-1 Les roches volcaniques	16
I-2-2 Les roches plutoniques	17
I-2-3 Pegmatites et aplites	19
<b>I-3 Les textures propres aux différents minéraux</b>	<b>21</b>
I-3-1 Forme des minéraux	21
I-3-2 Formes de croissance	24
I-3-3 Formes de corrosion	28
I-3-4 Réactions subsolidus	29
<b>I-4 Textures de dévitrification</b>	<b>31</b>
<b>I-5 Associations de minéraux</b>	<b>32</b>
I-5-1 Textures de syncristallisation : symplectites, micro-pegmatites, textures graphiques	32
I-5-2 Agrégats de phénocristaux : glomérophénocristaux, épitaxie, syneusis	33
I-5-3 Textures pœcilitiques	34
I-5-4 Textures intergranulaires	34
I-5-5 Textures coronitiques – textures rapakivi	35
<b>I-6 Textures planaires</b>	<b>35</b>
I-6-1 Textures de flux	36
I-6-2 Textures d'accumulation	36
I-6-3 Roches ultramafiques rubanées	39
I-6-4 Schlieren	39

<b>I-7 Mélange ou non mélange de magmas</b>	<b>40</b>
<b>I-8 Textures de démixtion - départ de fluides</b>	<b>42</b>
I-8-1 Démixtion de magma d'oxydes, de carbonates ou de mattes sulfurées	42
I-8-2 Démixtion d'une phase fluide hydratée	43
<b>I-9 Enclaves, xénocristaux et assimilation</b>	<b>47</b>
I-9-1 Enclaves de roches magmatiques	47
I-9-2 Enclaves d'encaissant (sédimentaire, ou méta-sédimentaire)	49
<b>I-10 Ordre de cristallisation</b>	<b>52</b>
<b>CHAPITRE II - TEXTURES DE DÉFORMATION</b>	<b>57</b>
<b>II-1 Contraintes et déformation</b>	<b>58</b>
II-1-1 Analyse de la contrainte	59
II-1-2 Analyse géométrique de la déformation	62
<b>II-2 Les modalités de la déformation</b>	<b>64</b>
II-2-1 Déformation élastique - déformation fragile - déformation ductile	65
II-2-2 Déformation plastique à l'échelle du grain	67
II-2-3 Dissolution - précipitation - néoformations	70
II-2-4 Déformation d'un ensemble de grains	71
II-2-5 Orientation - réorientation des minéraux individuels	72
<b>II-3 Zones de cisaillement (<i>shear zones</i>) : cataclasites, mylonites, blastomylonites</b>	<b>73</b>
II-3-1 Définitions	73
II-3-2 Profondeur de formation des zones de cisaillement	74
II-3-3 Conditions métamorphiques	75
II-3-4 Les textures dans les mylonites et les zones de cisaillement	76
II-3-5 Structures associées aux porphyroclastes	78
<b>II-4 Schistosités et foliations</b>	<b>81</b>
II-4-1 Définition	81
II-4-2 Types de schistosités	82
II-4-3 Différenciation métamorphique ("metamorphic differentiation" - "differentiated layering" - "gneissic layering")	83
II-4-4 Réfraction de schistosité et transposition de stratification	83
<b>II-5 Schistosité et plissement</b>	<b>85</b>
II-5-1 Description géométrique des plis	85
II-5-2 Schistosité de plan axial	88
II-5-3 Foliations apparemment non associées à des plis	89

<b>II-6 Linéations</b>	<b>89</b>
<b>II-7 Origine de la schistosité</b>	<b>91</b>
II-7-1 Modèles de plis synschisteux	92
II-7-2 Mécanisme de formation de la schistosité	93
II-7-3 Rôle des hétérogénéités	94
II-7-4 Le modèle de la schistosité (de flux) dans les zones de cisaillement	94
II-7-5 Des problèmes non résolus	95
<b>CHAPITRE III - TEXTURES DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES</b>	<b>97</b>
<b>III-1 Reconnaître les roches initiales</b>	<b>98</b>
<b>III-2 Méthodes de l'étude du métamorphisme</b>	<b>101</b>
III-2-1 Isogrades	101
III-2-2 Règle des phases et faciès de métamorphisme	103
III-2-3 Établissement des réactions métamorphiques	108
III-2-4 Enchaînement des faciès de métamorphisme	108
<b>III-3 Nucléation et croissance des minéraux métamorphiques</b>	<b>109</b>
III-3-1 Nucléation des minéraux néoformés et réactions métamorphiques	109
III-3-2 Croissance, forme et taille des minéraux métamorphiques	112
<b>III-4 Les problèmes d'équilibre dans le métamorphisme</b>	<b>116</b>
III-4-1 Critères de déséquilibre observable au microscope	117
III-4-2 Problème de l'équilibre entre minéraux contemporains de phases tectoniques différentes	121
III-4-3 Critères d'équilibre	122
<b>III-5 Calage du métamorphisme par rapport aux évènements tectoniques</b>	<b>124</b>
III-5-1 À l'échelle de la carte : structures tectoniques et isogrades	124
III-5-2 À l'échelle de la lame mince : textures tectoniques en lame mince et minéraux de métamorphisme	126
III-5-3 Métamorphisme et évolution tectonique	128
<b>III-6 Les migmatites</b>	<b>132</b>
III-6-1 Définitions	132
III-6-2 Les structures des migmatites	133
III-6-3 Les textures des migmatites	134
III-6-4 Gisement des migmatites	136
III-6-5 Le problème de l'origine des migmatites	138
<b>ANNEXE 1 - CLASSIFICATIONS DES ROCHES MAGMATIQUES</b>	<b>141</b>
<b>1- Évolution des idées sur les classifications</b>	<b>141</b>

<b>2- Quelques paramètres simples</b>	<b>142</b>
2-1 Indice de coloration	143
2-2 Roches acides/ roches basiques	143
2-3 Saturation en silice	143
2-4 Saturation en alumine	144
<b>3- Principes de classification</b>	<b>145</b>
<b>4- Les roches plutoniques (et de semi-profondeur)</b>	<b>146</b>
4-1 Remarques :	147
4-2 Les roches filoniennes et de semi-profondeur	148
4-3 Les roches plutoniques à hyperstène	148
<b>5- Les roches volcaniques</b>	<b>149</b>
5-1 Remarques	150
5-2 Les basaltes, trachybasaltes et trachyandésites	150
<b>6- Traduction géochimique des classifications QAPF</b>	<b>152</b>
<b>7- Les roches ultramafiques</b>	<b>154</b>
<b>8- Roches peralcalines ultrapotassiques : kimberlites et lamproïtes</b>	<b>155</b>
8-1 Kimberlites	155
8-2 Lamproïtes	156
<b>9- Les lamprophyres</b>	<b>157</b>
<b>10- Roches à kalsilite, à mélilite</b>	<b>158</b>
<b>11- Les carbonatites</b>	<b>158</b>
<b>ANNEXE 2 - LES NOMS DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES</b>	<b>159</b>
1- La séquence des roches d'origine gréso-pélimitique	161
2- La séquence des roches carbonatées	162
3- La séquence des roches magmatiques basiques (métabasites)	163
4- Les roches métamorphiques dérivées de roches magmatiques acides	164
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	<b>167</b>
Pétrographie - Textures des Roches	167
Pétrologie	168
References bibliographiques	169
<b>INDEX</b>	<b>175</b>

# Introduction

« Nous avons vu dans l'histoire de la science que le vice de tous ceux qui se sont occupés de géologie était d'avoir recherché les causes avant de connaître les faits. »

*Cuvier, Cours au Collège de France, 1808*

La **pétrographie** est la description et la nomenclature des roches, sur la base de leurs caractères structuraux (à l'échelle de l'affleurement ou du massif), texturaux (à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince), minéralogiques et chimiques. Les sciences de la Terre sont d'abord sciences d'observation et, comme dans le domaine des sciences de la Vie, on s'est tout d'abord préoccupé de faire l'inventaire des roches : décrire, nommer, comparer et classer « de tant d'objets divers le bizarre assemblage ».

Ce but a été atteint assez rapidement au cours du XIX<sup>e</sup> siècle pour les roches magmatiques et l'on a disposé d'une classification et d'une nomenclature détaillée, au point d'être surabondante, tant pour les roches que pour leurs textures, comme en témoigne l'ouvrage de Johannsen (1939).

Les roches métamorphiques sont trop variées, trop complexes pour se prêter à une telle classification détaillée : leur taxonomie et leur systématique se sont révélées impossibles et il a fallu étudier directement les phénomènes géologiques à l'origine de la formation de ces roches.

Les progrès de la pétrologie ont aussi révélé que la nomenclature précise des roches magmatiques n'avait pas grand sens : on ne peut définir une espèce en pétrographie comme on définit une espèce en minéralogie, en botanique ou en zoologie et il est impossible d'établir une classification de tiroir. L'étude des roches magmatiques est désormais l'étude des phénomènes qui leur ont donné naissance. La nomenclature a donc été simplifiée : on utilise des noms suffisamment précis pour savoir de quoi l'on parle, mais aussi suffisamment larges pour se prêter à des études plus spécifiques.

La **pétrologie** est l'étude des phénomènes géologiques, physiques et chimiques, qui sont à l'origine de la formation et de la transformation des roches. La pétrographie est bien sûr un préalable à la pétrologie, si tant est qu'elle ne s'égare pas dans une nomenclature trop détaillée. Mais discuter la genèse des roches doit tenir compte de disciplines et données très variées :

- données de terrain, en particulier la cartographie jointe à l'analyse structurale à l'échelle du massif comme à celle de l'affleurement,
- minéralogie,

- étude des textures, qui est l'étude des rapports entre minéraux à l'échelle de l'échantillon, de la lame mince ou même à une échelle plus fine encore (microscope électronique),
- géochimie en roche totale et à l'échelle du minéral, en éléments majeurs, en traces, voire géochimie isotopique,
- données expérimentales et théoriques...

L'étude au microscope des textures des roches est particulièrement importante pour la reconstitution de l'histoire d'une roche, puisque l'on peut observer en action les processus qui l'ont formée, aussi bien dans la croissance de ses minéraux que dans les rapports (texturaux) entre ceux-ci. Cette étude se justifie en soi. Elle est aussi un préalable indispensable à des études plus fines (et plus coûteuses) de minéralogie et géochimie. Il est par exemple dangereux de vouloir appliquer un thermo-baromètre à une roche métamorphique si l'on n'a pas déterminé quelles sont les paragenèses, c'est-à-dire quelles sont les associations de minéraux à l'équilibre. Comme toujours en sciences, il convient de savoir faire la part entre observation objective, hypothèses et interprétation. Toute observation se fait en fonction de la culture (géologique) que l'on a pu accumuler. En particulier, il faut savoir garder en tête, lors de l'étude d'une roche au microscope, les données de terrain et les données expérimentales. Toute la difficulté est de faire que les données acquises par ailleurs, les hypothèses et les modèles ne viennent pas distordre les observations objectives. Ce n'est qu'à ce prix que ces différentes approches indépendantes pourront s'éclairer mutuellement.

Le but de cet ouvrage est d'illustrer un certain nombre de textures classiques, bien décrites et nommées. Toutefois, la variété des textures des roches est infinie et il n'est pas possible d'en faire un catalogue exhaustif.

Les textures se lisent aussi en termes d'histoire et d'évolution des roches. Cet ouvrage a aussi pour but de montrer comment certaines textures significatives peuvent s'interpréter pour décrypter les phénomènes géologiques. Là aussi les phénomènes invoqués sont très nombreux et la bibliographie est surabondante. Certaines interprétations sont admises par la plus grande partie de la communauté scientifique, d'autres font l'objet de discussions. Il s'agit ici non point de fournir des interprétations toutes faites mais d'indiquer les éléments de cette discussion. Le doute et le questionnement sont plus créatifs que les certitudes.

Il est relativement facile d'apprendre à reconnaître les minéraux sous le microscope. En revanche, savoir analyser une texture demande une certaine expérience : il faut déjà avoir vu de nombreuses roches pour se rendre compte si un certain agencement de minéraux (et/ou une certaine association de ceux-ci) est plus ou moins banal, s'il apporte des données sur l'origine et l'évolution de la roche ou encore s'il est plus original et mérite une attention particulière. Le but de cet

ouvrage est d'aider le lecteur à acquérir cette expérience en attirant son attention sur certaines observations et les problèmes significatifs qu'elles soulèvent.

Le présent ouvrage aborde les textures des roches cristallines, c'est-à-dire des roches dont la taille des différents minéraux est suffisamment grande pour que ceux-ci puissent être étudiés au microscope : en pratique, les roches magmatiques et les roches métamorphiques.



## Les textures des roches magmatiques

On appelle **roche magmatique** (ou encore **roche éruptive** ou **roche ignée**) une roche formée à partir d'un liquide naturel d'origine endogène, ou magma. Très généralement les magmas sont des bains silicatés fondus. Il existe aussi des magmas qui ne sont pas silicatés : ils sont formés de carbonates, d'oxydes ou de sulfures (pour ces derniers on parle plutôt de mattes ou de mattes sulfurées).

On connaît des magmas naturels et les roches formées à partir de ces magmas : les **roches volcaniques**, que l'on voit se mettre en place et cristalliser à la surface de la Terre.

Dans les parties profondes des volcans, s'observent des roches de même composition chimique (et minéralogique) que les roches volcaniques associées, mais de texture différente :

- les roches volcaniques renferment des minéraux cristallisés (les uns, les phénocristaux, visibles à l'œil nu ; les autres, les microlites visibles seulement au microscope) ainsi qu'une proportion plus ou moins importante de verre, résultant de la trempe du magma ;
- les roches cristallisées dans les parties profondes des volcans (on parle de **roches de semi-profondeur**) sont au contraire entièrement cristallines, sans partie vitreuse et présentent des textures grenues.

On admet sans peine que les différences entre ces roches de semi-profondeur et les roches volcaniques viennent de conditions de cristallisation différentes : rapide, en surface pour les roches volcaniques, lente en profondeur pour ces roches grenues.

Il existe par ailleurs des massifs de roches grenues, analogues à celles que l'on rencontre au cœur des volcans, mais sans liaison avec aucune roche volcanique. On admet que ces roches proviennent également de la cristallisation de magmas, mais que ce magma a cristallisé à des niveaux plus ou moins profonds de l'écorce terrestre : ce sont les **roches plutoniques**. L'origine des roches plutoniques a pu être discutée ; l'accord est aujourd'hui unanime pour leur reconnaître une origine magmatique. Toute roche plutonique a son équivalent volcanique et réciproquement toute roche volcanique a son équivalent plutonique.

Les magmas évoluent et les roches magmatiques se forment par différents processus : fusion partielle, cristallisation fractionnée, accumulation, assimilation,

démixtions de liquides et/ou de fluides, etc. L'étude des textures au microscope montre ces processus en action et permet de discuter, en commun avec les autres méthodes de la pétrologie, leur rôle relatif dans la genèse de ces roches.

## I-1 CRISTALLISATION DES MAGMAS

### I-1-1 Les liquides silicatés

Les liquides silicatés, ou magmas, sont formés essentiellement d'une dizaine d'éléments : O, Si, Al, Ca, Na, K, Fe, Mg, Ti, Mn, OH. La silice et l'oxygène sont associés en des tétraèdres  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ . L'aluminium peut occuper la place du silicium dans ces tétraèdres, dans certaines familles, du moins. Ces tétraèdres forment des chaînes polymérisées, chaque tétraèdre étant associé à ses voisins par un oxygène situé au sommet ; certains oxygènes ne participent pas à la chaîne. Les autres ions assurent l'équilibre électrique mais ne participent pas à ces chaînes. Les chaînes sont plus ou moins distordues au voisinage de ces ions.

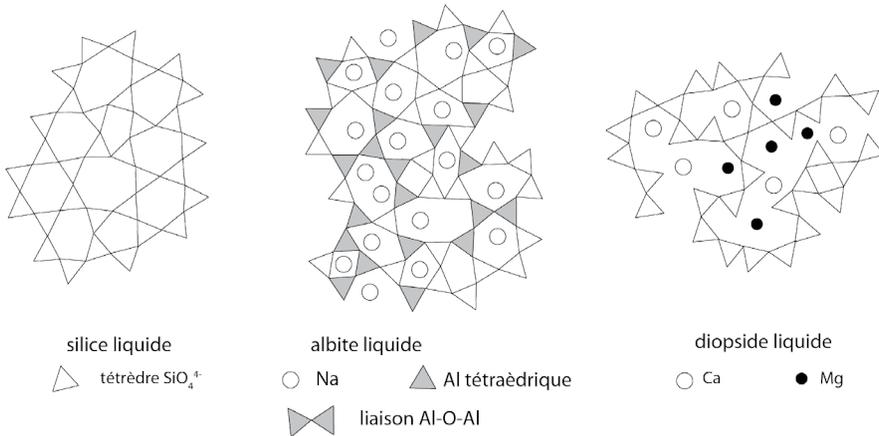


Fig. I-1 – Structure des liquides silicatés (d'après Lee, 1964, Carmichael et al. 1974, et Henderson et al., 2006, modifiés)

Les liquides basiques (pauvres en silice, à composition de basaltes) contiennent surtout des tétraèdres isolés et, dans certains cas, des chaînes de type pyroxène  $n [\text{SiO}_3]^{2-}$ . Les liquides acides (à composition de granite ou de rhyolites) sont riches en chaînes polymérisées. De telles chaînes polymérisées ressemblent d'ailleurs aux chaînes de tétraèdres des tectosilicates (quartz, feldspaths, feldspathoïdes) qui constituent la plus grande partie des roches felsiques<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Une roche felsique est une roche composée essentiellement de quartz, feldspaths, feldspathoïdes.

Les liquides pauvres en chaînes polymérisées cristallisent plus facilement et sont moins visqueux que ceux qui sont riches en ces chaînes.

Les éléments volatils (essentiellement OH<sup>-</sup> et F<sup>-</sup>) se substituent aux ions oxygène dans ces chaînes et en réduisent la polymérisation. La plupart des minéraux qui cristallisent étant anhydres, ces éléments volatils se concentrent dans les magmas. Leur concentration dans les magmas peut atteindre la saturation ; il se produit alors une démixtion de ces éléments volatils et une augmentation de la pression de fluide et de la viscosité de la lave : le volcanisme felsique est violemment explosif.

Le passage de l'état liquide (magma) à l'état solide (roche) est la cristallisation et comprend deux processus : la nucléation et la croissance des cristaux.

## I-1-2 La nucléation

La nucléation est la formation de nucléi, agrégats d'atomes arrangés de façon périodique (ayant donc une structure cristalline) à l'échelle du nanomètre. On parle aussi de nucléation pour la démixtion d'une phase fluide (gazeuse) sous forme de bulles.

La nucléation hétérogène se produit à partir de germes (ou de bulles) préexistants dans le magma ou encore à partir des parois de la chambre. La présence de macles de croissance (I-3-2-2) favorise la nucléation hétérogène : c'est ainsi que les feldspaths potassiques des roches magmatiques présentent très couramment la macle de Carlsbad.

La nucléation homogène se produit directement à partir du magma, sans présence de site de nucléation préexistant.

La nucléation homogène suppose une surfusion. En effet, l'énergie d'un germe sphérique de rayon  $r$  comprend deux termes : l'énergie liée à la cristallisation et l'énergie de surface :

- l'énergie de cristallisation est liée au volume du germe :

$$E_v = - Lm = - L\rho \frac{4}{3}\pi r^3$$

où  $L$  est la chaleur latente de cristallisation,  $m$  la masse du germe,  $\rho$  sa densité,

- l'énergie de surface est lié à sa surface :

$$E_s = \sigma 4\pi r^2$$

où  $\sigma$  est la tension superficielle.

Pour que le germe soit stable il faut que  $E_v + E_s < 0$ , donc que son rayon soit supérieur à un rayon critique  $r = 3\sigma / L\rho$  en-dessous duquel le germe est instable et se résorbe dans le magma.

Or, la tension superficielle  $\sigma$  décroît avec la température, de sorte que la nucléation homogène se produit à une température inférieure à celle du liquidus. Le taux de nucléation est nul au liquidus, croît à mesure que la température diminue, passe par un maximum, puis diminue à température plus basse.

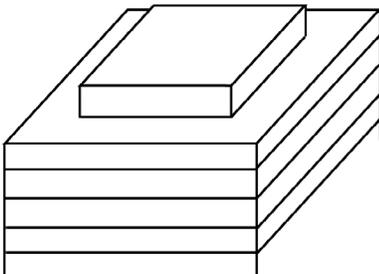
La nucléation hétérogène se produit sur une surface solide préexistante qui réduit l'énergie de surface du contact germe - liquide et donc, stabilise les germes à plus haute température que la nucléation homogène ; elle est donc plus facile.

La répartition des microlites dans un liquide est bien différente selon que la nucléation s'est faite de façon homogène ou hétérogène : répartition équilibrée dans le premier cas, tendance à former des agrégats dans le second cas.

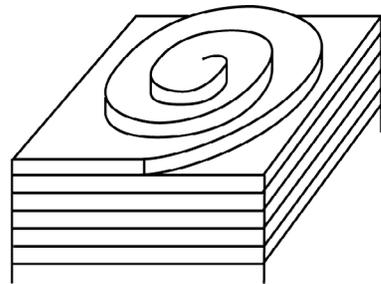
### I-1-3 Croissance des cristaux

Afin de diminuer l'énergie de surface, les grands cristaux ont tendance à se développer aux dépens des plus petits (mûrissement d'Ostwald / « Ostwald ripening »).

Lors de la croissance d'un cristal à partir d'un liquide, les atomes qui nourrissent le cristal, doivent s'ordonner régulièrement à la bonne place avec la bonne orientation. Plusieurs modèles sont possibles : croissance couche par couche (*planar grow*) où les atomes viennent se déposer sur une surface plane ajoutant une nouvelle couche d'atomes au cristal, ou croissance sur des surfaces très irrégulières ou le long de dislocations. Dans ce cas, les atomes viennent s'ajouter le long de ces irrégularités aboutissant à une croissance en spirale qui maintient ces irrégularités (*spiral or screw dislocation growth*). La modélisation thermodynamique montre que fréquemment ce second modèle est le plus probable.



croissance couche par couche



croissance en spirale  
le long d'une dislocation

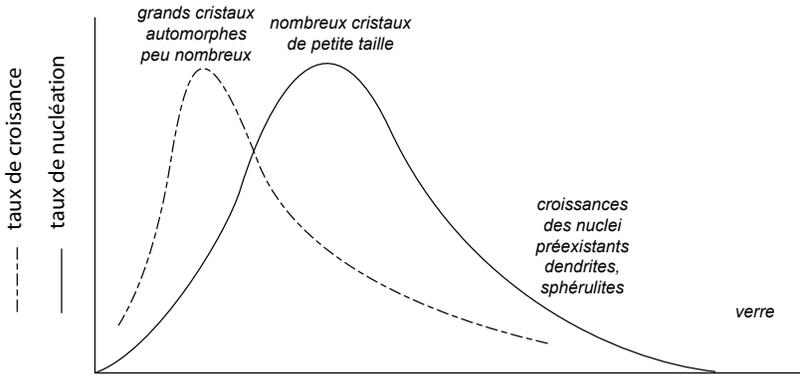
Fig. I-2 – Croissance d'une face d'un cristal

La croissance des cristaux dépend :

- de *l'écart de température* par rapport au liquidus  $\Delta T$  (la vitesse est proportionnelle à  $\Delta T$  en cas de croissance couche par couche, à  $\Delta T^2$  dans le cas de croissance en spirale ou sur dislocation) ;
- de *la chaleur latente (ou plutôt enthalpie) de cristallisation* ;
- de *la façon dont s'élimine cette chaleur* : si la chaleur s'élimine par le cristal, celui-ci est plus froid que le liquide et toute excroissance du cristal (froide, dans un liquide chaud) sera dissoute : les cristaux auront alors des faces pratiquement planes ; si, au contraire la chaleur s'élimine par le liquide (le liquide à une certaine distance du cristal, est plus froid que le solide, ce qui est le cas d'une trempe rapide), la croissance se produit sur une faible interface solide-liquide et l'on observe une cristallisation en dendrites ; toute excroissance en direction de la zone froide se développe à vitesse croissante ;
- de *la diffusion des éléments dans le liquide* : apport des éléments constitutifs du cristal, évacuation des autres éléments ; cette diffusion est rapide pour les ions (cations) isolés, lente pour les chaînes polymérisées ; si  $\Delta T$  est faible, les températures sont élevées (proches de la température du liquidus) et le taux de diffusion est fort ; si au contraire  $\Delta T$  est fort, les températures sont plus faibles, la viscosité plus élevée et le taux de diffusion est faible : les arêtes et coins des cristaux sont plus aptes à attirer les atomes à partir d'un plus grand volume de liquide que les faces planes et l'on observera une cristallisation dendritique ; par ailleurs, la présence d'éléments volatils (en particulier de l'eau) abaisse la viscosité du liquide et favorise la diffusion.

La vitesse de refroidissement intègre ces différents paramètres : à vitesse de refroidissement lente se forment des cristaux automorphes, à vitesse de refroidissement forte des cristaux dendritiques, et à vitesse très forte il y a trempe et persistance d'un verre.

La formation de cristaux à partir de nuclei et leur croissance supposent donc un certain degré de surfusion mesuré par  $\Delta T$ . Le taux de nucléation et taux de croissance sont nuls à la température d'équilibre entre solide et liquide ( $\Delta T = 0$ ). Ils croissent ensuite avec  $\Delta T$ , passent par un maximum puis diminuent pour des  $\Delta T$  élevées : basse température, taux de diffusion dans le liquide faible, viscosité importante. En général, il semble que le taux de croissance augmente plus vite avec  $\Delta T$  que le taux de nucléation, avec un décalage des maxima de ces deux paramètres en fonction de  $\Delta T$ . Avec un taux de nucléation faible et un taux de croissance élevé, il se forme en petit nombre de grands cristaux automorphes ; lorsque le taux de nucléation est élevé et celui de croissance plus faible, les roches sont composées de nombreux cristaux automorphes de taille relativement petite.



$\Delta T$  = différence entre la température de surfusion et la température de cristallisation

Fig. I-3 – Taux de nucléation - taux de croissance

Ces paramètres sont très différents selon les minéraux. Les minéraux à chaleur latente de cristallisation élevée comme le sphène, la magnétite ou l'ilménite ont des taux de nucléation élevés : on observe effectivement nombreux petits cristaux automorphes précoces dans la plupart des roches magmatiques. Pyroxènes et olivines ont des chaleurs latentes de cristallisation plus faibles mais très supérieures à celles des feldspaths ou des différentes formes de la silice : pour un même  $\Delta T$ , pyroxènes et olivines ont un taux de croissance élevé et tendent à former de grands cristaux automorphes relativement peu nombreux alors que les feldspaths qui ont au contraire un taux de nucléation fort et un taux de croissance faible, forment de nombreux petits cristaux. C'est ce qui s'observe couramment dans les basaltes ou encore dans les ophites où de grands pyroxènes englobent de nombreux petits plagioclases.

### I-1-4 Verres - degré de cristallinité

Lorsque  $\Delta T$  devient très important la viscosité du liquide augmente considérablement et le taux de croissance des nuclei, qui est commandé par la vitesse de diffusion dans le liquide, tend à s'annuler. Le liquide en surfusion se comporte alors comme un solide et l'on parle de *verre*. En pratique, on admet que l'état de verre est atteint lorsque sa viscosité atteint  $10^{13}$  poises. Le passage de l'état de liquide surfondu à celui de verre est une transition thermodynamique du second ordre (sans discontinuité des paramètres thermodynamiques). La température pour laquelle cet état est atteint est le point de transformation vitreuse  $T_g$  (g pour glass). Pour un verre de composition rhyolitique (obsidienne) dont la température de cristallisation est de  $1050^\circ\text{C}$ , cette température de transformation vitreuse est de l'ordre de  $700^\circ\text{C}$ .

Les roches qui sont entièrement formées de phases cristallisées, sont appelées *holocristallines*. Les roches qui sont entièrement formées de verre sont des roches *vitreuses* (ou *holohyalines*). Les roches qui contiennent à la fois des cristaux et du verre sont appelées *hypocristallines*. Les roches hypocristallines présentent une grande variété de textures due aux différentes proportions de verre et de cristaux et à l'arrangement entre ceux-ci. De nombreux termes sont utilisés pour les décrire (dus pour la plupart à Rosenbusch, 1877-1898) : il peut y avoir beaucoup de verre dans lequel flottent de nombreux microlites de feldspath (texture hyalopilitique) ; dans le cas de texture pilotaxitique, il y a en plus des microlites de feldspath une quantité importante d'augite, magnétite et peu de verre ; dans les textures intersertales, les tablettes de feldspath forment un bâti entre lesquels se trouve du verre, associé ou non à des minéraux ferro-magnésiens. Dans les textures lamprophyriques, les minéraux ferro-magnésiens automorphes délimitent des espaces plus ou moins polygonaux où cristallisent des minéraux à grain plus fin, biotite, titanomagnétite et où peut subsister du verre interstitiel. Ces termes sont quelque peu surabondants, d'autant plus que des textures différentes peuvent se rencontrer dans un même échantillon.

Les roches vitreuses montrent souvent des textures de retrait lors d'un refroidissement du verre et/ou de son hydratation, en particulier lorsque la lave entre en contact avec de l'eau (eau de mer ou eau douce). Ces fissures de retrait font apparaître des petites sphères, ou sphérulites, dont le diamètre peut atteindre quelques millimètres. De telles textures sont appelées *textures perlitiques*.

Les verres sont un état métastable. Ils peuvent plus ou moins largement recristalliser donnant naissance à des textures de *dévitrification* – nous y reviendrons plus loin avec les textures subsolvus.

Le degré de cristallinité des roches magmatiques dépend de la viscosité des magmas dont elles dérivent et de la vitesse de refroidissement. Elle est donc caractéristique de leur niveau de mise en place : les roches plutoniques sont holocristallines, les roches de semi-profondeur sont holocristallines ou hypocristallines. Les roches volcaniques sont hypocristallines ou vitreuses. Les roches volcaniques basiques, refroidies rapidement (taux de nucléation important, taux de croissance faible) contiennent de nombreux petits cristaux (microlites) et une proportion plus ou moins importante de verre. Lorsque ces roches basiques entrent en contact avec de l'eau, le refroidissement très rapide produit une roche entièrement vitreuse : c'est le cas des laves en coussins (pillow lavas) ou des bordures de dykes ou de sills. Les roches volcaniques acides ont une viscosité très importante ; les taux de nucléation et de croissance cristalline sont extrêmement faibles ; elles sont en général largement vitreuses (obsidiennes) mais contiennent souvent de minuscules cristaux (parfois très abondants) appelés cristallites.