



HAL
open science

LE JOINT INTERGRANULAIRE DANS LES ROCHES

J. Grolier

► **To cite this version:**

J. Grolier. LE JOINT INTERGRANULAIRE DANS LES ROCHES. Journal de Physique Colloques, 1975, 36 (C4), pp.C4-427-C4-439. 10.1051/jphyscol:1975444 . jpa-00216350

HAL Id: jpa-00216350

<https://hal.science/jpa-00216350>

Submitted on 4 Feb 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

LE JOINT INTERGRANULAIRE DANS LES ROCHES

J. GROLIER

Laboratoire de Pétrologie, Université d'Orléans
45045 Orléans Cedex, France

Résumé. — Vue d'ensemble sur les divers aspects du joint intergranulaire dans les roches et l'intérêt de son étude. L'irrégularité du réseau intergranulaire correspond à l'extrême variabilité de granulométrie et de forme des grains. Importance des modèles structuraux du joint et des théories de son orientation dans l'étude morphogénétique du joint et du grain. Difficulté de révéler dans sa totalité le réseau intergranulaire par des procédés automatiques, bien que le joint intergranulaire soit dans les roches un lieu privilégié pour le développement des phases mineures, l'attaque chimique, la fusion, la fissuration thermique.

Abstract. — An overall survey of some significant aspects and properties of the grain boundary in rocks. The irregular pattern of the boundary network is connected with a granulometry and a grain shape most liable to vary. The morphogenetic facts are accounted for by structural models and theories of intergranular boundary orientation. Visualizing the whole boundary network by automatic devices is no easy procedure, though the intergranular boundary in rocks is a preferential place for the growth of minor phases, chemical etching, melting and heat fissuration.

1. Introduction. — Objets du monde minéral, les roches sont des milieux complexes. Les spécialistes en définissent quelques centaines de types. L'analyse chimique des plus fréquentes donne une douzaine d'éléments présents à des teneurs supérieures à 1 % : éléments habituellement regroupés en moins d'une dizaine de phases minérales choisies, peut-on dire, parmi les quelques milliers d'espèces minérales connues.

Les roches ont, en commun avec les métaux et les céramiques, la caractéristique d'être des milieux polycristallins. A quelques exceptions près, ce sont des ensembles de grains, des agrégats ayant une certaine homogénéité. Corrélativement, on peut décrire les roches comme des réseaux de joints ; des réseaux où se répartissent les phases [1]. Le physicien peut trouver un double intérêt à l'étude des roches : d'une part préciser, rectifier ou même créer des notions qui ne s'imposent pas dans l'étude d'autres matériaux ; d'autre part, considérer un très vaste champ de compositions (silicates, carbonates, oxydes, halogénures, sulfures, sulfates), de pressions (de 1 bar à plusieurs dizaines de kbar), de températures (de 0 à 1 500 °C), de durées (depuis la fraction de seconde jusqu'au million d'années).

Les roches offrent en principe la possibilité d'observer des contacts de divers types : cristal-verre, cristal-gaz, cristal-liquide, joints entre phases identiques, entre phases différentes. Le joint est, selon le cas, intergranulaire ou intragranulaire. Il y a en effet, grain et grain. Certains grains, dans certaines roches, sont composites, c'est-à-dire constitués de plusieurs phases ; soit qu'il s'agisse

de fragments de roches hérités au cours d'une histoire ancienne dans la genèse de la roche considérée, soit qu'il s'agisse d'une démixion ou d'une réaction à l'état solide entre cristaux, au cours d'une phase tardive de l'évolution de la roche.

On se propose dans le présent article, d'examiner cette singularité majeure — souvent négligée des pétrographes — qu'est le joint intergranulaire dans les roches.

2. Joint de juxtaposition — joint de grains vrai — joint de fragmentation. — Il est tentant d'aborder l'étude du joint intergranulaire par celle de la surface des grains. Ce type d'investigation est classique en pétrographie sédimentaire et porte le nom de *morphoscopie* lorsqu'il est pratiqué à la loupe binoculaire ; d'*exoscopie* [2] au microscope à balayage. Ces méthodes s'appliquent principalement aux sables qui sont des roches où le contact entre les cristaux est de nature essentiellement mécanique, c'est-à-dire qu'il n'y a pas eu nécessairement équilibre chimique entre les grains. Le joint de grains y est un *joint de juxtaposition*.

Il est probable que l'exoscopie des grains extraits de roches compactes où l'équilibre chimique s'est réalisé, tel le granite, apporterait, si on la systématisait, des informations utiles sur le joint proprement dit ou joint de grains vrai. Mais au-delà des problèmes technologiques que pose l'extraction d'un cristal d'un agrégat cohérent, se trouve une difficulté fondamentale : le joint entre deux grains contigus A et B n'est pas la simple superposition de

la surface du grain A à celle du grain B. Au mieux, l'exoscopie de deux grains initialement contigus mais séparés pour les besoins de l'observation permettrait en *recollant* les deux images d'avoir une idée du mécanisme de séparation selon le joint.

Un autre type de joint intergranulaire ou joint de *fragmentation* est celui qui se crée par le jeu des déformations, détruisant ainsi le pourtour initial des grains. Fréquemment décrite [3] cette fragmentation ou microgranulation des zones périphériques des cristaux met en contact les grains résiduels avec une mésostase à grain fin, éventuellement plus ou moins recristallisée.

3. Réseau des joints intergranulaires. — Au sein des roches, les grains sont associés d'une quasi-infinité de manières : accolés, entrecroisés, inclus les uns dans les autres, etc. L'ensemble des frontières des grains constitue un réseau (Fig. 1), le réseau des joints intergranulaires, en bref le *réseau intergranulaire* (*boundary network* Ehrlich *et al.* [1]). Si l'on prend en considération les phases en présence — minéraux A, B, C... éventuellement fluides F, matière organique MO, matière vitreuse V — ce réseau se laisse décomposer en une réunion de sous-réseaux, définis respectivement par les différents types de contact : A/A, A/B, A/C, ... A/F, A/MO, ... F/MO.

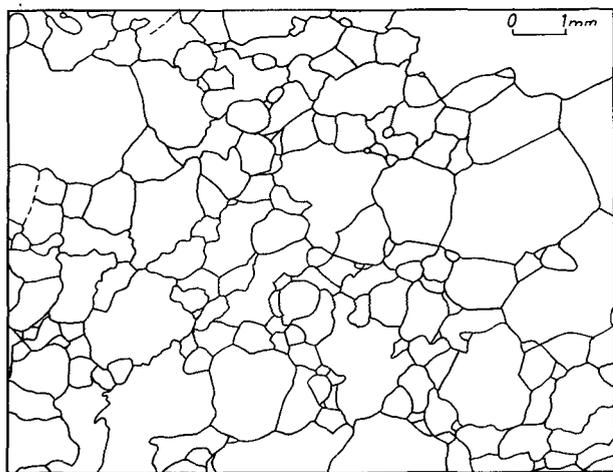


FIG. 1. — Exemple de réseau intergranulaire. Anorthosite. Egersund (Norvège).

Chacun de ces ensembles et sous-ensembles a sa configuration, ses caractéristiques géométriques et topologiques. Ce sont là des éléments d'une description objective et complète de la réalité d'une roche, au même titre que la liste de ses constituants minéralogiques. Il est probable que le réseau intergranulaire est sensible aux changements de conditions physiques de l'environnement, plus sensible même dans certaines conditions (Ehrlich *et al.* [1]) que ne l'est la composition minéralogique. Pourtant on connaît peu de choses sur le réseau intergranulaire, en raison de la difficulté qu'il y a à

percevoir, à décrire, à représenter une réalité aussi complexe que ces réseaux et sous-réseaux pétrographiques de l'espace à trois dimensions. Les concepts fondamentaux pour ce type d'étude se trouvent notamment dans les livres de Underwood [10], de De Hoff & Rhines [4], les articles de Ehrlich *et al.* [1], de Amstutz & Giger [5].

4. Dimension des cellules ou taille des grains dans les roches. — Les espèces minérales possèdent à des degrés divers une sorte d'aptitude à exister en cristaux d'une certaine taille. Ainsi, les minéraux des argiles sont petits. La grandeur des particules de kaolinite⁽¹⁾ va depuis celle de plaquettes de 50 à 100 Å d'épaisseur jusqu'à des *livres* centimétriques (Bates in Gard [17], p. 11a). Le chrysotile est en fibres de 200 à 500 Å de diamètre (Whittaker & Zussman [17], p. 161) ; l'antigorite en lattes de l'ordre du micron ([17], Fig. p. 179). Les smectites sont caractérisées par un état d'extrême division, avec pour la montmorillonite des éléments de l'ordre de 100 Å de diamètre (Méring & Oberlin *id.* p. 193 et p. 211). L'énergite, au contraire, se présente principalement en gros cristaux, de l'ordre du centimètre, parfois jusqu'à 6 cm et plus ([16], p. 577). Dans les roches métamorphiques, on observe souvent de grands cristaux (pohyroblastes de grenat, andalousite, disthène, cordiérite, feldspath ; grands relativement à leur voisinage et aussi en valeur absolue — jusqu'à plusieurs centimètres. D'autres minéraux couvrent au contraire un très vaste intervalle granulométrique, tels la chalcopyrrite et la covellite ([16], p. 530 et 669) dans les minerais et, dans les roches, le quartz, les feldspaths, les micas (millimétriques dans les granites jusqu'à métriques ou plus dans les pegmatites), la calcite (quelques fractions de micron à quelques microns dans les micrites, jusqu'à centimétrique dans les calcaires métamorphiques).

On peut considérer avec Ehrlich *et al.* [1] que la taille des grains est une mesure de la réactivité de la roche ou de son aptitude à la recristallisation, mais une telle propriété, intrinsèque à la roche, ne se définit bien que si les conditions dans lesquelles se déroule le processus sont par ailleurs bien connues.

La taille finale des grains dépend [6] du taux de déformation préalable de la roche, du temps, de la diffusivité de la matière et par conséquent de la température, de la nature des éléments qui diffusent et des caractéristiques du milieu où se fait la diffusion. Le voisinage intervient également dans la taille, comme dans la forme. Ainsi dans un voisinage non pyriteux, un cristal de pyrite est généralement plus gros que dans un voisinage pyriteux [7].

(¹) Pour une description des minéraux cités, le lecteur pourra consulter Deer, Howie & Zussman (1966). *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman ed. London, 528 p. et Betekhtine (1968). — Manuel de minéralogie descriptive. Ed. Mir, Moscou, 735 p.

Tout cristal a, par nécessité, commencé d'être petit avant d'être grand. Seule la taille des plus grands individus observés dans une roche est *a priori* significative des conditions de formation et d'une hypothétique aptitude à former des cristaux d'une taille donnée.

Dans les domaines métamorphiques, la dimension des grains est significative de l'intensité du métamorphisme. A titre d'exemple, on peut citer les valeurs données par White [9] pour la taille moyenne des grains de quartz et de magnétite dans le Wologizi Range, Libéria : grains de quartz de 1 à 5 centièmes de mm dans les zones à biotite et grenat ; de 1 dixième de mm à 1 mm dans la zone à sillimanite ; grains de magnétite de l'ordre de 2 centièmes de mm dans la zone à biotite ; de l'ordre de 5 centièmes de mm dans la zone à grenat.

5. Forme des cellules ou forme des grains. — La forme des grains dans les roches est d'une extrême diversité, si bien que le réseau des joints intergranulaires est habituellement dépourvu de régularité.

La forme du grain n'est aisée à percevoir que lorsqu'on peut l'extraire sans difficulté de l'agrégat (roches meubles ou friables). De là un contraste frappant entre le volume généreux de la littérature traitant de la forme des grains dans les roches sédimentaires et la relative ignorance où l'on est de la forme des grains dans les roches à forte cohésion : principalement les roches éruptives et les roches métamorphiques et certaines roches sédimentaires (de nombreux calcaires par exemple). Dans les roches massives, en effet, la perception de la forme des grains n'est possible que par le détour des méthodes stéréologiques.

Le concept même de forme — on le sait — n'est pas facile à définir de façon précise [10]. Pourtant, l'esprit humain possède une merveilleuse aptitude à reconnaître les formes mêmes complexes, d'une façon globale, immédiate, intuitive. Comme cette faculté est plus ou moins bien développée chez les observateurs, une définition précise est nécessaire, dès que l'on envisage des études comparées ou statistiques. Le problème de l'analyse, de la nomenclature et de la représentation des formes se pose en réalité à tous les ordres de grandeur où le géologue est amené à intervenir. Quelques types fondamentaux ont été proposés dans le domaine tectonique [11]. Pour les cristaux dans les roches, une nomenclature détaillée est souhaitable : cristaux aciculaires, prismatiques, tabulaires, cristaux squelettes, cristaux tamis (poeciloblastiques), cristaux lobés, arrondis, dentelés, etc. Une expression très générale de la forme des grains est *proposée* par Whalley [12] soit $F = f(\text{Sh}, A, R, T, \text{Sp})$ où Sh désigne la relation entre les trois longueurs axiales (shape), A l'angularité, R l'arrondi, T la texture de surface et Sp la sphéricité. La mesure de la forme ou plutôt son analyse et son expression numérique sont possibles de diverses manières : calcul d'un ou

plusieurs indices de formes [13, 10], développement en série de Fourier [1, 14], morphologie mathématique [15].

Certaines espèces minérales ont une affinité pour des habitus particuliers. La stibine, la boulangérite, la millérite, la goethite, la jamesonite sont des minéraux à tendance aciculaire ([16], p. 98) ainsi que le rutile et diverses amphiboles. De nombreux phyllosilicates ont un habitus en paillettes. Mais, parmi les minéraux des argiles, ceux du groupe de la kaolinite présentent une extrême variété morphologique (Bates, in Gard [17], p. 111).

Une même espèce minérale peut avoir plusieurs formes *idioblastiques*. Elle adopte telle ou telle selon ses conditions de genèse. Cette corrélation, qui est probable dans le cas, évoqué à l'instant, de la kaolinite, a été démontrée dans deux cas au moins : celui de la blende (sphalérite) ([18], p. 55) et celui du zircon [19].

Quelques minéraux adoptent des formes tout à fait extraordinaires : la safflorite en étoiles ([16], p. 836), la cylindrite en cylindres ([16], p. 739) le béryl qui est parfois en prismes creux à section transverse en fer à cheval [18], p. 84-85).

Enfin la forme d'un cristal peut être changée ultérieurement par un processus de déformation mécanique. C'est par un étirement que Nicolas *et al.* [20] expliquent certaines formes complexes de l'olivine.

Selon que sa forme est plus ou moins polyédrique, un grain monocristallin est dit euhédral, subhédral et anhédral. L'allure de la coupe à travers un grain dépend de la forme du grain et de l'orientation et de la position du plan de coupe. C'est là un problème stéréologique difficile dont la solution complète n'est connue que pour un petit nombre de polyèdres notamment le cube, l'octaèdre et le pentagonododécaèdre [21]. En coupe dans un agrégat, le réseau intergranulaire se présente comme une mosaïque — idio, subidio —, xénotopique. Sa configuration dépend de la forme des grains, de leur mode d'empilement et de la situation du plan de coupe [22].

Les cristaux idiomorphes sont les fruits d'une croissance dite *crystallomorphique* [18]. Leur description, leur raison d'être, leurs conditions de genèse sont exposés dans les ouvrages de cristallographie, de minéralogie et dans les livres traitant de croissance cristalline ([23], par exemple). A la croissance cristallomorphique, Grigor'ev ([18], p. 53) oppose la croissance *granulomorphique*, beaucoup moins bien connue. Celle-ci intéresse spécialement le pétrographe. Quand elle se déroule au sein des roches, elle est un autre visage de l'évolution du réseau intergranulaire.

Les différentes espèces minérales ont une tendance forte, modérée ou nulle à se présenter en cristaux euhédraux. Regroupant les listes et indications de divers auteurs, on propose le classement

donné (Tableau I) de quelques minéraux par ordre décroissant de tendance à l'idiomorphisme.

En réalité, de telles listes, quelques fois présentées sous le nom de *séries cristalloblastiques* ou cristallographiques (voir notamment [6], p. 149), ne doivent pas faire illusion. Elles ne représentent que l'impression d'ensemble qui se dégage d'observations multiples sur des roches qui ne sont pas forcément comparables. On sait, en effet [23], p. 389, et suivantes) que la morphologie d'un cristal dépend de multiples influences : symétrie du milieu où il se forme, sursaturation, impuretés, éventuellement composition de la phase désordonnée (vapeur, solution, bain fondu). D'un point de vue génétique ([6], p. 140-141), on peut distinguer les formes de croissance libre (cristaux isolés) des formes de croissance antagoniste (*mutual growth forms*).

TABLEAU I

Classement de quelques minéraux par ordre décroissant de tendance à l'idiomorphisme

cobaltite
löllingite, cobaltite, glaucodot, scuterrudite, chromite, hématite, cassitérite, wolframite, corindon, zircon, covellite, énergite
rutile, pléonaste, sphène, pyrite
grenat, sillimanite, tourmaline, staurotite
épidote, zoïzite, wollastonite, arsénopyrite, magnétite, ilménite
andalousite, pyroxène, amphibole, forstérite, pyrite
muscovite, biotite, chlorite, dolomite, trémolite, disthène
calcite, vésuvianite, scapolite
plagioclase, quartz, cordiérite, blende
pyrrhotite
orthoclase, microcline, chalcopryrite
or
galène, antimoine
stannite

Un problème important, abordé par de nombreux auteurs, est celui de la forme de la cellule d'équilibre dans un réseau de joints de grains. On démontre et c'est un résultat classique (cf. Mc Nutt in De Hoff et Rhines [4], p. 265-269) que la forme théorique d'une cellule en équilibre est un polyèdre à 14 faces (tétrakaidécaèdre dont les angles entre arêtes aux sommets sont de $109^{\circ} 5'$, les angles entre faces 120° et le volume inclus le plus grand possible pour une surface totale la plus petite possible). Il existe de nombreuses variétés de tels polyèdres. La figure 2 en présente quatre exemples dont les tétrakaidécaèdres de Kelvin et de Williams qui sont bien connus.

En réalité, le calcul de la forme théorique d'équilibre est réalisé dans l'hypothèse que la substance qui constitue le contenu des cellules est

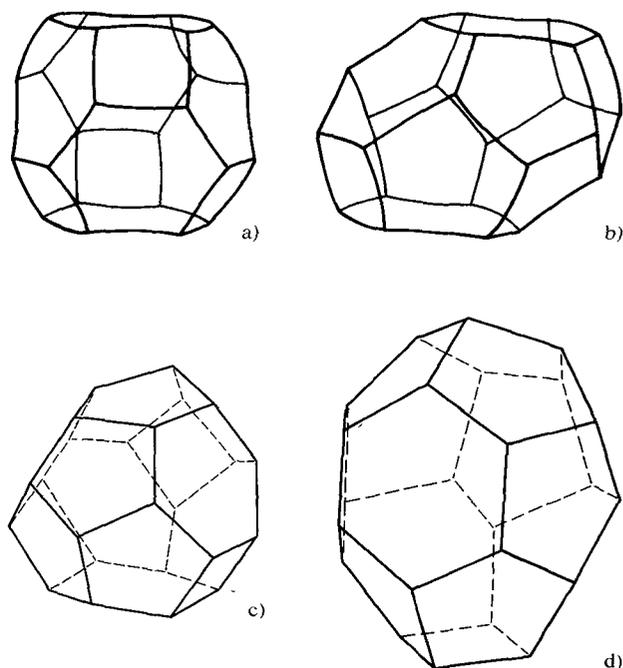


FIG. 2. — Quatre exemples de tétrakaidécaèdres : (a) polyèdre de Kelvin ; (b) polyèdre de Williams, d'après Williams (1968) in *Science* 161 1968, 276-277 ; (c) et (d) : autres formes tétrakaidécaèdres.

isotrope et que la tension superficielle est donc indépendante de l'orientation. Dans les roches, même les plus simples (roches monominérales) les grains diffèrent quelque peu par la forme les uns des autres. Jamais la texture n'a la régularité d'un empilement de tétrakaidécaèdres tous identiques. Les polyèdres de Kelvin et de Williams sont des modèles de grains intéressants, mais ni l'un ni l'autre ne saurait être le composant unique d'un modèle d'agrégat.

Diverses questions se posent à ce propos : quelle est la forme réelle des grains ? Quelle est l'orientation des joints vis-à-vis des réseaux cristallins des grains ? Une espèce minérale donnée a-t-elle une affinité particulière théoriquement prévisible dans une roche monominérale pour un type de polyèdre et en particulier pour tel ou tel type de tétrakaidécaèdre ? La réponse à la première question relève de la pétrographie et plus particulièrement de la texturologie descriptive. La méthode des coupes séries parallèles est appropriée, bien que fastidieuse, à l'étude des formes grain par grain. La réponse à la deuxième question et par voie de conséquence à la troisième, se trouve dans l'application aux minéraux de la théorie du joint optimum [24]. Cette théorie purement géométrique, ne fait entrer en ligne de compte que les caractéristiques réticulaires des cristaux en présence et l'orientation relative des deux réseaux. Dans ces conditions, les diverses orientations possibles pour le joint sont données par la théorie. Comme le voisinage de chaque grain est fait de 14 grains, il

faut pour chacun de ceux-ci se donner une orientation arbitraire du réseau par rapport au réseau central. En réalité, le problème est le même — dans une roche monominérale — pour les 14 couples de cristaux. A chacune des n positions définies par des valeurs des angles d'Euler, que l'on peut faire varier par exemple de 10 en 10°, correspondent n solutions de Bollmann pour le joint de grains, soit au total $n.p$ orientations possibles pour les faces du grain central considéré. Tout arrangement de 14 faces parmi ces $n.p$ possibles (chaque orientation pouvant être répétée) constitue un tétraaïdécaèdre prévisible pour l'espèce minérale considérée.

6. Techniques d'observation directe du joint intergranulaire dans les roches. — Les techniques courantes d'étude des roches sont celles de l'examen de lames minces et de sections polies au microscope polarisant. Elles permettent facilement, à condition toutefois que le grain ne soit pas trop fin, l'examen d'ensemble du réseau intergranulaire et l'étude morphologique de détail du joint de grain.

Sauf cas de roches extrêmement simples, ou de problèmes délibérément simplifiés, l'automatisation complète de l'analyse quantitative des textures (quantimètre, analyseur de texture) n'est pas possible directement sur les préparations pétrographiques, en l'état actuel des techniques. Les difficultés sont telles qu'il n'est pas évident qu'on puisse jamais les résoudre ([5], p. 156).

L'ordinateur est aveugle. L'observateur est lent. La seule façon de combiner l'intelligence visuelle et la rapidité est à l'heure actuelle de soumettre aux analyseurs automatiques d'images des documents préparés (photographies retouchées, dessins).

En complément des procédés optiques, les méthodes de répliques au vernis Jaquet ([25], [26], Fig. 8, p. 123-124) et d'autoradiographie (Leveque et Vigneaux cités par Derlich [27]), et de visualisation par résines fluorescentes [28] apportent des informations utiles. Mais toutes révèlent en fait l'ensemble des microfissures : intragranulaires comme intergranulaires. Leur confrontation avec les résultats de l'observation optique permet de délimiter le domaine d'intersection du *champ microfissural* [29] et du réseau intergranulaire.

Pour les roches à grain fin et d'une manière générale, pour l'étude de la morphologie de détail du joint, la microscopie électronique est indispensable. La microscopie à balayage a donné des résultats très spectaculaires dans l'étude des micrites (calcaires à grains très fins) et des oolithes [30, 31]. Dans le même type de roches, la configuration des grains et du joint a été révélé en transmission par la méthode des répliques [32]. En transmission directe, Amelinck [33] (Fig. 10, p. 313) donne la photographie de franges dues à une fine lamelle de wurtzite dans une matrice de blende (sphalérite).

Un très vaste champ d'observation s'ouvre avec la technique d'amincissage ionique [34].

7. Morphologie de détail du joint intergranulaire.

— Le joint intergranulaire présente, d'une manière générale, deux types principaux de singularités d'une part ses points anguleux (marches) et ses pseudo-points triples (extrêmités de sous-joints ou de plans de macles) ; d'autre part ses points multiples (points triples vrais, points quadruples) qui sont des lieux de rencontre avec d'autres joints de grains.

Dans le détail, l'allure du joint de grains tel qu'on l'observe au microscope est variée. Elle se laisse toutefois ramener à un petit nombre de types schématisés par ([6] Fig. 1, p. 19) : droit, courbe, échancré (*embayed*), festonné (*scalloped*), en suture lobée (*lobate*), en dents de scie (*dentate, serrated*). Une description morphologique n'a de signification que dans un certain ordre de grandeur. Ainsi un joint d'allure courbe se laisse parfois décomposer en une ligne brisée quand on l'observe à un fort grossissement (Fig. 3).

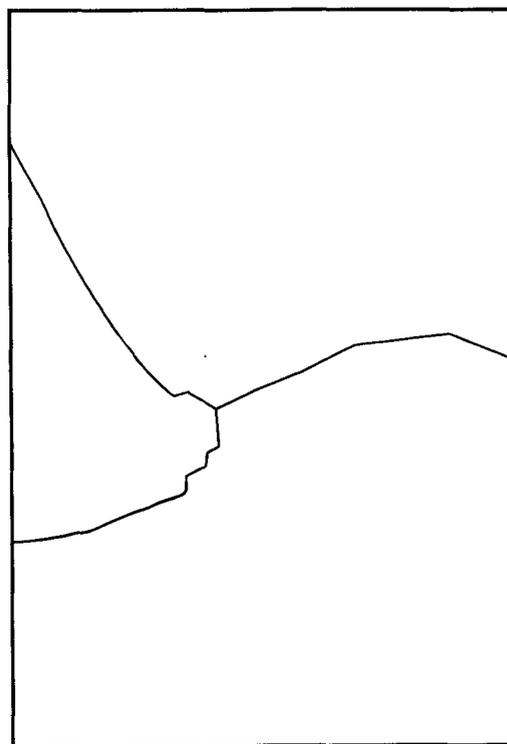


FIG. 3. — Point triple en lignes brisées dans une anhydrite, Tarascon (Ariège, France), X 1100.

D'une manière générale, la morphologie d'un joint dépend des deux cristaux qu'il met en contact. Les relations géométriques des deux individus dépendent notamment de leur âge respectif. Si deux cristaux B naissent au voisinage d'un cristal A idiomorphe préexistant, la situation est celle représentée sur la figure 4 empruntée à Amstutz ([5], Fig. 2a). Géométriquement le joint B/B aboutit sur

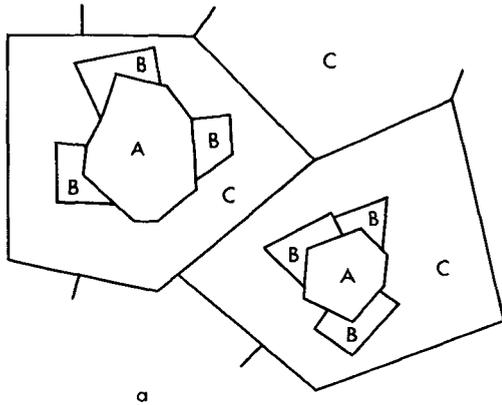


FIG. 4. — Exemple de relations géométriques et chronologiques selon Amstutz.

le contour localement rectiligne du grain A. Une situation analogue se rencontre avec des relations chronologiques inverses entre A et B : le contour du grain A plus récent que ses voisins B, recoupe comme à l'emporte-pièce la mosaïque préexistante.

Dans le cas où deux grains voisins se sont développés simultanément (Fig. 5) la surface qui

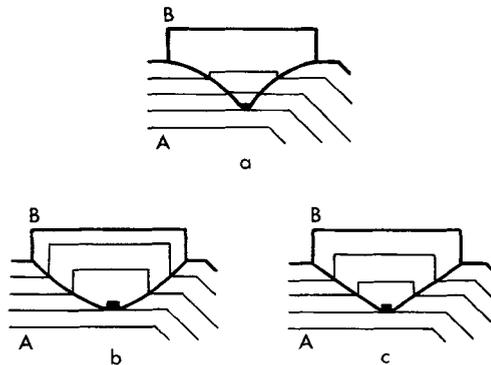


FIG. 5. — Morphologie du joint, selon la vitesse relative de croissance des deux cristaux contigus, d'après Grigor'ev [18].

les met en contiguïté est qualifiée de pseudo-face et ses frontières de pseudo-arêtes ([18], p. 186). Ces pseudo-faces sont en réalité composées de morceaux de plans cristallographiques et il en résulte une sorte de striation parallèle à la direction d'intersection des faces en contact des deux cristaux contigus. Il en est probablement de même pour certains cristaux d'olivine décrits par Nicolas *et al.* ([20], p. 56) qui remarquent que leurs contours sinueux se décomposent en réalité en une série de segments rectilignes. Des faits analogues s'observent au joint entre plagioclases dans les anorthosites, mais la discontinuité interne qui aboutit au point d'inflexion du joint est un plan de macle et non un sous-joint. Dans ces deux exemples, il faudrait dissocier les deux cristaux pour examiner leur probable striation de surface.

Parmi les différents types de voisinage entre deux phases minérales (pour leur codification voir Amstutz & Giger [5, 35]) deux cas présentent un intérêt particulier dans l'étude de la configuration générale du joint : ce sont les excroissances et les intercroissances.

Nous appelons ici *excroissance* (en un sens purement géométrique, descriptif) le prolongement, d'allure bourgeonnante, en continuité cristallographique, d'un cristal dans un cristal voisin ou dans un agrégat à grain fin (Fig. 6). Inversement on peut appeler *golfe* ou *échancrure* le creux que dessine l'invagination du joint dans un cristal. Ce golfe peut être occupé soit par l'excroissance du grain voisin, soit par un agrégat de grains plus fins ou par de la matière amorphe.

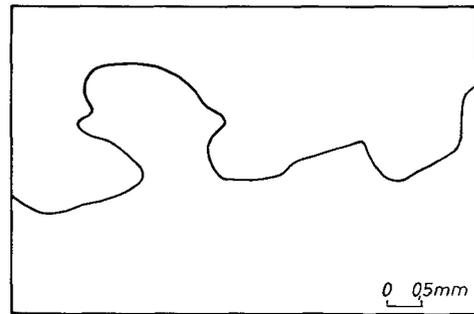


FIG. 6. — Excroissance d'un cristal de gypse dans un autre cristal de gypse, Port-Mahon près de Paris (France).

Une intercroissance est l'association de deux phases maintes fois répétée sur un petit espace et formant au total un grain composite. Les intercroissances peuvent être d'orientation particulière (*oriented intergrowth*) ou bien de configuration quelconque.

A ces types topologiques se rattachent, éventuellement en les combinant toute une variété de structures : myrmékites, myrmékitoïdes, symplectites, perthites, textures graphiques, micropegmatites. Il existe à leur sujet une abondante littérature, car leur double singularité en tant que configurations géométriques particulières et en tant que détail dans la texture d'une roche attire l'attention. En général, on les considère comme révélateurs de quelques uns des mécanismes intimes de la genèse des roches. Malheureusement, divers processus ont pu intervenir soit, de façon également plausible : cristallisation simultanée, exsolution-démixion, remplacement-métasomatose. Tout le problème est, dans chaque cas particulier, de disposer de critères fiables permettant d'en décider ([6], p. 178 et suiv. [37, 37, 38]).

8. Cristaux au joint de grain et à la périphérie des grains. — On admet que le joint de grains est un lieu privilégié pour la nucléation des cristaux. Un exemple de cristaux intergranulaires fréquemment

décrit est celui de spinelles au joint ilménite-magnétite ([16], Fig. 528, p. 892 et Fig. 531, p. 899 [39], p. 248). Mais pour Duchesne [40] les cordons (rims) d'ilménite spinellifère au contact magnétite-ilménite seraient des manifestations réactionnelles entre la magnétite et l'ilménite.

La localisation, souvent observée, de petits cristaux au joint intergranulaire s'explique ([6], p. 167), outre la facilité de nucléation, soit par une croissance rapide de la phase mineure, favorisée par la diffusion le long du joint, soit par des raisons mécaniques (glissement intergranulaire), soit par des considérations d'équilibre de surface ; soit encore par un processus d'exsolution [41].

Dans la mesure où la morphologie d'un cristal reflète pour une part les conditions de sa morphogénèse, l'étude morphologique des petits cristaux localisés dans le joint de grains est de nature à apporter quelques informations sur la structure du milieu intergranulaire, en particulier sa symétrie. C'est ainsi que, selon Toney & Aaronsen 1962, cités par Spry [6] (p. 167) il y aurait une relation entre la forme des inclusions intergranulaires et le degré de cohérence du joint où elles sont localisées : xénoblastes dans les joints de forte désorientation, idioblastes dans ceux de faible désorientation.

Points singuliers du réseau intergranulaire, les points triples sont des endroits privilégiés pour les phases mineures, ce qui s'explique de diverses manières ([6], p. 167) : la phase mineure a immobilisé le joint ; la présence d'inclusion intergranulaire aux points triples minimise l'énergie totale de surface ; la nucléation de phases nouvelles y est facilitée.

Lorsque la phase mineure forme un habillage continu autour des grains de la ou des phases principales, il s'agit selon le cas, d'un remplissage de fissures intergranulaires ou bien de réactions (couronnes réactionnelles) entre certaines phases initialement contiguës mais devenues incompatibles du fait d'un changement des conditions de pression et température.

La question des structures coronitiques a fait et fait encore l'objet de très nombreuses investigations. C'est en effet, outre l'intérêt propre que suscite la singularité de ce type de texture, un moyen d'information précieux sur les conditions de stabilité et d'évolution des roches. C'est ce qu'illustreront les travaux récents de Griffin & Heier [42], de Leyrelop, Lasnier et Marchand [43] pour ne citer que ceux-là.

9. Modèles théoriques de la structure du joint. —

La structure du joint intergranulaire dans les roches n'est guère connue que par la comparaison de la structure des phases minérales en présence. Un exemple classique est celui de l'association d'un cristal de staurotite et d'un cristal de disthène selon

un plan commun à la structure de l'un et de l'autre. En effet, la structure de la staurotite peut se représenter comme une alternance de couches de composition $\text{Fe}(\text{OH}_2)$ et de couches de disthène $\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)$ selon le plan (010) de la staurotite qui est précisément un joint staurotite — disthène observé ([8], p. 151 et 157). Dès lors, le joint d'un tel bicristal disthène-staurotite peut être imaginé comme d'une parfaite cohérence : si l'on ne regardait que la fraction silicate d'alumine de la staurotite, on pourrait même considérer que l'on a affaire à un monocristal.

Un autre cas est celui de la croissance épitaxiale. Un exemple est l'épitaxie de la sillimanite sur la biotite. Pour qu'existe un joint épitaxial, il faut un accord paramétrique entre les deux réseaux. Diverses intercroissances orientées entre oxydes, entre sulfures s'expliquent également par des similitudes de structures ([6], p. 179-180 en cite de nombreux exemples). Classique est la correspondance de position des oxygènes dans la structure de l'ilménite et de la magnétite. Mais à la différence de l'épitaxie (nucléation et croissance sur un support) les deux phases en présence dans une intercroissance orientée sont apparues simultanément. La théorie de Bollmann [24, 44] permet — on l'a vu plus haut — de prévoir toutes les orientations possibles de joints entre deux cristaux d'orientation connue l'un par rapport à l'autre. Willaime et Brown [45] dans leur extension du modèle de Cahn à des cristaux de symétrie quelconque font intervenir l'énergie élastique de déformation due à l'accolement des deux cristaux. Ces théories ont été appliquées avec succès à divers cas de joints intragranulaires (exsolution) dans les roches.

La théorie de Bollmann s'applique en principe à tous les cas de joints, notamment les joints intergranulaires, y compris les joints entre phases identiques. Dans la théorie de Willaime et Brown, les deux cristaux contigus doivent être de paramètres réticulaires voisins mais différents, ce qui exclut le cas du joint dans les roches monominérales.

Vaste est le domaine de recherche qui consiste à transposer en pétrologie les méthodes d'investigation de la structure du joint de grains mises en œuvre par les métallurgistes et les céramistes. Mais il est douteux que l'on arrive facilement à le faire à partir d'échantillons naturels. Ce genre d'étude passe par la synthèse de bicristaux. Celle-ci ne devrait pas poser de problème technologique majeur dans le cas d'espèces dont la synthèse du monocristal (cf. Landise in Hartman [23]) est de pratique courante : quartz, zincite, corindon, grenat.

10. Propriétés physiques et chimiques du joint intergranulaire. —

La porosité du joint est une propriété que l'on peut supposer liée de très près à

sa structure. Sauf cas où une fissure intergranulaire coïncide avec le joint, il s'agit alors d'une infraporosité au sens de Goni *et al.* ([46], p. 56). C'est dire que le rayon d'entrée de pore est inférieur à 300 Å. Les caractéristiques de porosité et de perméabilité des divers types de joints intergranulaires seraient essentielles à connaître dans la discussion des modèles pétrologiques où la diffusion intervient.

Les techniques d'attaque chimique (*etching*) sont couramment utilisées pour la diagnose des minéraux en section polie. On a pu ainsi faire diverses constatations sur le rôle particulier du joint de grains ([16], p. 301) :

- l'attaque commence au joint de grains ;
- il arrive qu'en grains isolés, une phase minérale donnée soit insensible au réactif, alors qu'en agrégat de grains tous de même nature, elle réagit ;
- à plus forte raison, la réaction se produit si le grain voisin a une composition différente.

Cette sensibilité particulière du joint de grains aux agents chimiques rend possible la visualisation sélective du joint intergranulaire par attaque chimique (*grain boundary etching*, *Korngrenzenatzung*, [16], p. 301). Schneiderhöhn et à sa suite Ramdohr ont tenté de donner pour les minéraux des minerais des réactifs du joint. Ainsi, le joint de la bornite est révélé par une solution d'iode ou d'iodure de potassium ([16], p. 489), celui de la galène par l'application durant quelques secondes d'une solution d'acide nitrique et d'alcool (*id.* p. 638).

Les techniques de coloration des feldspaths et des carbonates maintenant de pratique courante en pétrographie, apportent de ce point de vue un progrès notable. Enfin, les techniques de répliques (Grandin et Galopin cités par Ramdohr [16]) pourraient être étendues avec profit à l'étude du réseau intergranulaire dans toutes sortes de roches.

Mais il reste à mettre au point une procédure générale permettant par voie chimique de révéler sélectivement la totalité du réseau intergranulaire dans les roches.

Les propriétés électriques du joint (effet de pile) expliquent pour une part sa sensibilité chimique. Mais on connaît mal, le rôle du réseau intergranulaire dans la conductivité des roches. Celle-ci est donnée par la loi empirique d'Archie [47, 48] où intervient la porosité, sans que l'on distingue la porosité intragranulaire et porosité intergranulaire.

Bien que la question paraisse assez peu connue, il semble bien que le joint intergranulaire ou du moins la bordure de certains minéraux au voisinage du joint ait des *propriétés optiques* particulières. Ainsi, dans son étude sur la réflectométrie Caye [149], p. 761 et Fig. 13, p. 62) note, dans l'examen d'une traversée galène-quartz, une culmination de l'intensité lumineuse réfléchie par la galène au voisinage du joint. Ramdohr [16] (p. 373 et 941) note que les

pléochroïsmes de réflexion de l'antimoine et de la braunite ne sont réellement bien perceptibles qu'au joint de grains. Indépendamment de ces particularités, la méthode optique est bien évidemment l'une des plus sûres pour révéler le joint de grains. Mais on ne peut photographier en une fois le réseau intergranulaire. Pour le révéler dans sa totalité, il faut opérer par retouches (rotations de la platine). C'est ainsi que le réseau intergranulaire représenté figure 1 a été dessiné à partir de trois photos en lumière polarisée sur un canevas constitué par une photo prise en lumière naturelle. L'esquisse ainsi obtenue a été ensuite complétée par l'examen direct au microscope.

Depuis les années récentes, *les propriétés thermiques* et *thermomécaniques* du joint font l'objet de recherches expérimentales que suscitent à la fois l'intérêt scientifique et l'intérêt technologique de cet aspect de la question. Les travaux expérimentaux de Mehnert *et al.* [50] et de Büsch *et al.* [51] montrent ce qui se passe au début de la fusion des gneiss et des granulites. La fusion se produit aux joints de grains, spécialement aux joints quartz-feldspaths. Pour des températures de l'ordre de 700° et $P_{H_2O} = 2\text{kbar}$, il suffit d'une heure pour que débute la fusion et d'un jour pour que les joints de grains soient remplacés par un film liquide quasi continu d'épaisseur millimétrique. Dans le cas de gneiss à biotite et hornblende [51] l'examen à la microsonde montre que le contact plagioclase-liquide se fait par l'intermédiaire d'une bordure de plagioclase enrichie en Ca, probablement par l'effet d'une dissolution sélective de Na.

Divers auteurs ont étudié l'influence de la température sur la cohésion mécanique des roches. Ils s'accordent (Jendersie & Kampf cités par Gony [52], [53, 54], [55], p. 13) pour reconnaître qu'il se produit une fissuration intergranulaire qui s'explique par l'anisotropie des propriétés mécaniques des grains.

Les propriétés mécaniques intrinsèques du joint de grains peuvent en principe être mises en évidence par trois types d'essai : résistance à la traction, résistance au cisaillement et, dans l'hypothèse où le joint est un milieu d'épaisseur non nulle, résistance à la compression.

La résistance à la traction normale au joint a été étudiée par Savanick & Johnson [56, 57] au moyen d'essais brésiliens réalisés sur des bicristaux quartz-feldspaths extraits par carottage, de pegmatites et de granites pegmatitiques. Les valeurs obtenues sont de l'ordre de 5 à 10 MN/m². La difficulté majeure dans cette technique réside, semble-t-il, dans l'échantillonnage correct d'un cylindre avec joint diamétral. D'où l'intérêt qu'il y aurait à opérer sur des bicristaux synthétiques de grande taille, pour les espèces minérales dont la synthèse est aisée.

L'essai brésilien ou essai indirect de traction est

un essai classique en Mécanique des roches, dont les avantages sont la simplicité et la faible dispersion des résultats. *Cet essai tient peu compte*, écrit Tourenq ([56], p. 35) *des microfissures existant dans les roches* et (id. p. 33) *la résistance à la traction en brésilien est conditionnée par les dimensions des vides intergranulaires et, si la roche n'a pas d'autres discontinuités que les vides intergranulaires ou si les microfissures ne sont pas plus longues que les vides intergranulaires*, la résistance à la traction directe est égale à la résistance en brésilien. Ainsi, les résultats comparés des essais de traction (directe-indirecte) sur les joints de grains puis sur l'agrégat devraient permettre de faire la part du rôle de la texture dans le comportement des roches à la traction. La seule difficulté, non insoluble comme l'ont montré Savanick & Johnson [57], est dans la miniaturisation de l'échantillonnage et de l'essai.

Les essais de dureté réalisés sur les métaux tendent à montrer ([58], p. 204-205) que la dureté au joint lui-même serait plus grande que celle des deux cristaux adjacents. Dans le cas des roches, Tourenq ([59], p. 1-6) définit la dureté comme *la résistance à l'enfoncement d'un pénétrateur dont la zone d'influence intéresse un nombre statistiquement grand de cristaux*. Il note dans ces conditions que les roches à grain plus fin sont plus dures. Cette observation confirme, dans le cas des roches, l'existence de la dureté intrinsèque élevée du joint de grains déjà observée dans les métaux.

11. Morphogenèse du joint, morphogenèse du grain. — Dans une roche à grains initialement jointifs, le développement de grains nouveaux peut se décrire par le déplacement local ou d'ensemble des joints.

Il faut distinguer deux cas, selon qu'existe ou n'existe pas un fluide intergranulaire susceptible d'apporter (croissance) ou d'enlever (dissolution) des éléments aux cristaux. Dans le cas où un tel fluide existe, les points de contact solides entre grains sont tout de même nombreux. A ces points de contact se produit une surpression, cause d'une solubilité accrue du minéral. En conséquence, les cristaux tendent à se dissoudre (retrait du joint) aux points de contacts solide/solide et à s'accroître (avancée du joint), aux contacts liquide-cristal.

Tel est le processus de *pression-solution*, souvent invoqué par les géologues pour expliquer diverses particularités structurales des roches. Connue également sous le nom de *Principe de Riecke*, ce principe est en réalité un théorème. Sa démonstration et ses conditions de validité ont été récemment revues par Paterson ([60], p. 368-369). Comme le fait remarquer Rast ([62], p. 94) le processus de pression-solution est lié au concept de *force de cristallisation*. Ceci amène à évoquer ici par la même occasion, la notion de pouvoir de cristallisation ou d'énergie potentielle de cristallisation (*power of*

crystallization [6], p. 129). Chacune des expressions de *pouvoir de cristallisation* et de *force de cristallisation* a été dans le passé entendue de diverses manières ([6], p. 129 et 149 [6], p. 91). Plusieurs notions s'entremêlent donc :

— le principe de Riecke	}	<i>power of crystallization</i>
— la tendance à donner de grands cristaux		
— la tendance à donner des faces planes		
— la force (ou la pression exercée par un cristal sur son voisinage)	}	force de cristallisation
— la surpression qu'un cristal peut supporter sans se dissoudre [62].		

— la force qui conduit un cristal à se développer dans et à la place de son voisinage, soit en se substituant chimiquement à lui, soit en l'écartant mécaniquement ;

— la tendance d'un grain à repousser les inclusions fluides à la périphérie ou au contraire à les englober (poikiloblaste) sans les déplacer.

Une présentation particulièrement claire du concept de force de cristallisation est donnée par Grigor'ev ([18], p. 95) à qui sont empruntées les figures 7a et b. Dans ce système, chaque interface

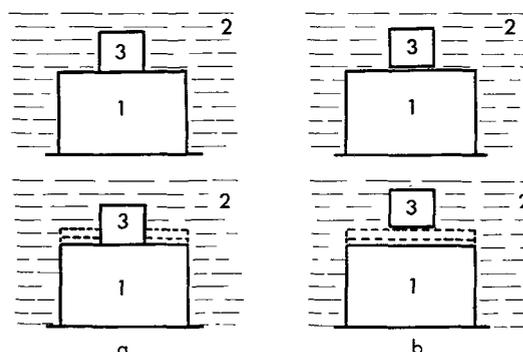


FIG. 7. — La force de cristallisation selon Grigor'ev [18].

a une énergie libre spécifique de surface. Le corps inerte 3 adhère (Fig. a) directement au cristal 1 si l'énergie de l'interface 1/3 est inférieure à la somme des énergies des interfaces 1/2 et 2/3. Il est lié au cristal 1 par un liquide, si elle est supérieure à cette somme. Dans ce dernier cas (Fig. b) le cristal peut continuer de croître, puisque la solution continue d'être partout en contact avec lui. L'objet 3 est repoussé.

Cette notion de force de cristallisation, au sens de force qu'exerce le cristal sur son voisinage au point qu'il le repousse est très spectaculairement illustré par les *pipkrakes*, faisceaux d'aiguilles de glace qui, l'hiver, soulèvent dans le sol de petites mottes de terre. Elle l'est également par l'expérience de Schuiling et Wensink, citée par Rast ([61],

p. 92) expérience dans laquelle un cristal de sulfate de cuivre déplace son voisinage de sable. C'est en se fondant sur le concept de force de cristallisation, quelque peu intuitif et ainsi justifié expérimentalement, que l'on a souvent dans le passé interprété la virgation des feuillets micacés au voisinage des grenats dans les schistes cristallins, comme l'indice d'une grande force de cristallisation du grenat considéré ainsi comme ayant littéralement repoussé les feuillets micacés. Puis, à la suite des remarques de Rast et de Zwart ([62], p. 92), il est apparu que la même figure pouvait s'interpréter tout aussi bien par la déformation de la matrice autour des porphyroblastes de grenat faisant fonction de corps durs. A l'heure actuelle, la question fait encore l'objet de controverses. Ainsi, pour Shelley [63], la courbure du schiste au voisinage du grenat s'explique soit par l'aplatissement mécanique du schiste pendant ou après la croissance du porphyroblaste, soit par l'aplatissement *physicochimique* du schiste résultant de la diffusion de matière vers le porphyroblaste en cours de croissance. Pour Shelley, il n'est donc pas nécessaire de faire appel à la force de cristallisation. Pour Misch [64] au contraire la force de cristallisation s'exerce simultanément et contribue elle aussi à la courbure du schiste. C'est possible, mais on ne saurait envisager une relation de cause à effet entre la diffusion de matière du schiste vers le grenat et la force (force de cristallisation) exercée sur son voisinage par le porphyroblaste en cours de croissance, puisque, selon les physiciens [65, 66], une augmentation de pression a pour effet de réduire la diffusion et non de l'augmenter.

Dans les roches, les contraintes sont en général réparties de façon inhomogène, de sorte que l'évolution du joint de grain, sa position, son orientation, sont déterminées, lors de l'apparition de nouveaux cristaux, par les lois de la nucléation et de la croissance sous contrainte non hydrostatique (*piézocristallisation* au sens de Hartman et Den Tex [67]). De nombreux auteurs se sont penchés sur cette question controversée, depuis les travaux de Gibbs et à la suite de McDonald [68] et de Kamb [69]. La revue critique des fondements de quelques unes des théories en présence a été présentée par Paterson [61]. Récemment, la théorie de Goguel [70, 71, 72] a été confrontée à celle de Ito, à propos des micas [73]. Hartman et Den Tex [67] ont appliqué la théorie de Kamb au cas de l'olivine et représentent par le schéma figure 8 qui leur est emprunté l'évolution de la texture d'un agrégat d'olivine (péridotite) soumis à une pression uniaxiale. Mais selon Nicolas [74], le processus essentiel serait celui d'une déformation par glissements et réorientations intragranulaires.

Parmi les théories traitant de l'orientation des cristaux nucléés sous contrainte non hydrostatique — ce qui, par voie de conséquence contribue à

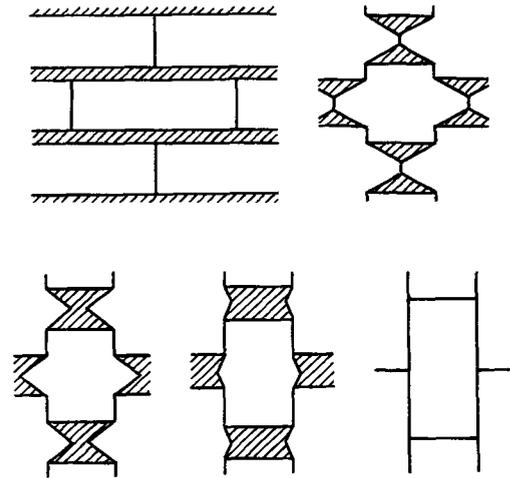


FIG. 8. — Evolution du réseau intergranulaire dans une péridotite, selon Hartman et Den Tex [67].

déterminer l'orientation, la configuration du joint de grains dans les roches — une place doit être faite à la théorie de Bienfait et Kern [75]. Pour ces auteurs, la sélection pendant la germination serait due à l'anisotropie de la forme des cristaux qui est elle-même très sensible au champ de tension (*id.*, p. 161).

La *recristallisation* est un aspect important de l'évolution du réseau intergranulaire. Elle en réduit la surface. Les nouveaux cristaux peuvent être des phases identiques aux anciennes ou bien des phases différentes. Dans le sens restreint du terme ([6], p. 115 et 122 ; [18], p. 158-159, [61], p. 77) — et c'est le sens habituellement retenu par les physiciens du solide — il n'y a pas de changement de phase. Un certain nombre de données expérimentales concernant la recristallisation des minéraux sont rapportées par Spry [6] (p. 123) qui en dégage quelques règles générales (existence d'une température critique de recristallisation, abaissement de cette température critique par une déformation préalable, etc.). Là encore, selon leur aptitude à la recristallisation (ou plutôt selon la fréquence des textures de recristallisation observées dans les minerais et les roches), on peut classer les espèces minérales selon un certain ordre ([18], p. 184). Une corrélation complexe existe avec la dureté : en général les minéraux de dureté moyenne (galène à pyrrhotite) recristallisent facilement. Les minéraux mous et les minéraux très durs recristallisent moins facilement ou pas du tout ([16], p. 65). Ainsi la molybdénite et le graphite ne recristallisent pas, *parce que trop mous* ; la cassitérite et la chromite non plus *parce que trop durs*.

La recristallisation se ramène, localement, à un déplacement et à une extension, un développement du joint. La mobilité du joint dépend des phénomènes de diffusion et des impuretés. La vitesse de déplacement est déterminée aussi par le rayon de courbure du joint. Le résultat est une diminution de

l'énergie libre du système. Tout ceci est vrai des roches comme des autres types de matériaux.

On considère habituellement ([61], p. 88) qu'un joint en équilibre est un joint droit. Il faut toutefois faire remarquer que les grains idéaux (tétraèdres de Kelvin, Williams, etc.) ont nécessairement une légère courbure des arêtes et donc des faces pour satisfaire aux conditions géométriques et énergétiques d'équilibre.

On connaît peu de choses sur la migration expérimentale du joint de grains dans les systèmes minéraux. En 1970, Sun et Bauer ont montré ([76], p. 481-484) que la mobilité du joint dans NaCl dépend de sa nature et de sa structure. On admet habituellement que la migration du joint et donc sa configuration à l'état d'équilibre, ainsi que la ségrégation d'impuretés au joint dépendent de l'énergie de surface des cristaux en présence ([6], p. 35 et suiv., [78]). De l'expérience des céramistes, on sait ([77] id. p. 185) que l'ajout de Cr_2O_3 diminue l'énergie de surface des céramiques réfractaires, que l'ajout de Fe_2O_3 l'augmente ; que les joints de haute énergie, c'est-à-dire fortement désorientés, piègent mieux que les autres les impuretés. Spry ([6], p. 35 et suiv., p. 41 et suiv. tab. 2 et 3) expose comment pour les métaux et les céramiques, l'observation des angles aux points triples permet d'apprécier les valeurs relatives des énergies de joint de grains. La valeur absolue (32 erg/cm^2) de l'énergie d'un joint de 15° de désorientation dans le bicristal de KCl a été mesurée de façon ingénieuse par Anthony et Cline [78] dans une expérience où la migration des inclusions fluides piégées au joint de grains est provoquée par un gradient thermique. Les inclusions fluides sont nombreuses dans les roches et ce type d'expérience devrait pouvoir être renouvelé dans d'autres systèmes pétrographiques (à condition d'arriver à isoler le bicristal de la roche, sans trop le perturber !).

Le déplacement des joints de grains jusqu'à leur position d'équilibre a pour résultat que, en principe, trois surfaces intergranulaires convergent en une même arête ce qui, en coupe, correspond à trois lignes convergeant en un même point. Il arrive toutefois que l'on observe des points quadruples et même quintuples, dont la signification pose problème [32] [79].

12. Conclusions. — Toutes les roches, à condition qu'on les examine avec les moyens d'observation appropriés, peuvent être décrites comme un système de joints de grains. De là l'importance de l'étude du système intergranulaire, tant au point de vue théorique que technologique.

Les processus ne sont jamais neutres vis-à-vis des grains et du système intergranulaire : selon le cas, ils sont générateurs (cristallisation à partir d'un magma ou d'une solution), destructeurs (fusion) ou

les deux à la fois (altération, métamorphisme). Ainsi le joint intergranulaire peut-il inspirer de nombreux thèmes de recherche. A l'heure actuelle, les lois du déterminisme des textures (lois de recristallisation, de migration du joint de grains, de déformation plastique des agrégats, de piézocristallisation) commencent à se dégager. On voit donc l'intérêt qu'aurait en Pétrologie, une classification structurale des joints où les types morphologiques et structuraux de joints seraient reliés de façon indubitable aux processus génétiques.

Les concepts et les méthodes utilisées dans la science des textures (texturologie) — et c'est pour une bonne part la science du joint intergranulaire — sont les mêmes pour tous les agrégats polycristallins, qu'il s'agisse de céramiques, de métaux ou de roches. On assiste de la sorte à un regroupement d'un vaste secteur de la Science et cela exige des pétrographes qu'ils suivent les progrès en physique des céramiques et des métaux.

Le joint intergranulaire n'est pas seulement unificateur de la Science, il n'est pas seulement la frontière entre les grains dans les agrégats. C'est aussi le lieu de rencontre de la minéralogie ou science des phases minérales et de la pétrologie ou science des roches.

Paradoxalement, au moment où la science des roches rejoint celle d'autres types d'agrégats, il semble que les spécialistes de diverses origines qui sont amenés à étudier les roches en viennent à des conceptions différentes de ce que recouvre le concept même de roche.

Ainsi, en Mécanique des roches, les classifications pétrographiques traditionnelles seraient d'une médiocre utilité, en raison de l'importance primordiale de l'état de fissuration sur les propriétés mécaniques ([80], p. 64 ; [81], p. 60). Mais les roches que décrivent les manuels de pétrographie sont des roches idéales et c'est à ces roches idéales, parfaites même c'est-à-dire sans défaut, qu'on a donné des noms.

Par opposition, la roche réelle — celle qui se rencontre avec sa déroutante diversité et toute sa complexité aux affleurements, dans les sondages, ou sur les chantiers — c'est une composition chimicominéralogique et tout à la fois une texture, un état de fissuration, un état d'altération.

Dans la description de cette réalité complexe, le réseau intergranulaire et le joint occupent une place particulière. Dans son dessin d'ensemble, comme dans sa morphologie de détail, le joint de grains apporte des informations sur ce qu'est la roche, sur son comportement éventuel en tant que matériau, sur ce que furent ses conditions de formation, en particulier dans les aspects cinétiques et énergétiques.

Les lois de l'évolution du réseau intergranulaire

ne sont autres que celles des morphogenèses minérales parmi les plus répandues. Mais la science des agrégats attend son René Thom. Comme la biologie [82], la pétrologie gagnera à se référer à la topologie et à la géométrie différentielle.

Remerciements. — L'auteur remercie tous ceux dont il a recueilli les avis durant la préparation de cet article, en particulier R. Caye, P. L. Guillot, M. Hucher, J. M. Prevosteau, J. Riss, J.-C. Touray.

Bibliographie

- [1] EHRlich, R., VOGEL, T. A., WEINBERG, B., KAMILI, D. C., BYERLY, G., RICHTER, H. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **83** (1972) 665-676.
- [2] LE RIBAULT, L. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* **XXX** (1) (1974) 373-416.
- [3] ANTHONIOZ, P. M., *Sci. de la Terre*, **XVI** (1971), 109-155.
- [4] DE HOFF, R. T., RHINES, F. N., *Microscopie quantitative*, (Masson) 1972, 404 p.
- [5] AMSTUTZ, G. C., GIGER, H., *J. Microsc.* **95** (1972), 145-164.
- [6] SPRY, A., *Metamorphic textures* (Pergamon Press) 350 p., 65 fig., 24 pl. photo, 1969.
- [7] VOKES, F. M., *Earth Sci. Rev.*, **5** (1969) 99-143.
- [8] DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J., *Rock-forming minerals* (Longmans, London). **1** (1962) p. 333.
- [9] WHITE, R. W., *Geol. Survey Bull.* (1973) 1302.
- [10] UNDERWOOD, E. E., *Quantitative stereology*. (Addison Wesley Publ., Reading, Mass. U.S.A.) 1970, 274 p.
- [11] LILLIES, F., 2^e réunion annuelle des Sci. de la Terre, Pont-à-Mousson, (1974) 264.
- [12] WHALLEY, W. B., *Sediment. Petrol.* **42** (1972) 961-965.
- [13] HOUPERT, R., MONTARGES, R., *Sci. de la Terre*, **X** (1965) 89-103.
- [14] EHRlich, R., WEINBERG, B., *J. Sediment. Petrol.* **40** (1970) 205-212.
- [15] SERRA, J., Introduction à la morphologie mathématique. *Les cahiers du Centre de morphologie mathématique de Fontainebleau*, fasc. 3, 160 p. (1969).
- [16] RAMDOHR, P., *The ore minerals and their intergrowths* (Pergamon Press) 1969, 1174 p. 637 fig.
- [17] GARD, J. A., The electron-optical investigation of clays. *Mineralogical Society Monograph* 3, London, 383 p. (1971).
- [18] GRIGOR'EV, D. P., *Ontogeny of minerals*, (1961), Traduct. (1965), Jerusalem 250 p. 195 fig..
- [19] PUPIN, J. P., TURCO, G., *Pétrologie*, **I** (1975) 139-156.
- [20] NICOLÁS, A., BOUCHEZ, J. L., BOUDIER, F., MERCIER, J. C., *Tectonophysics*, **12** (1971) 55-86.
- [21] ZIMMERMAN, R. A., AMSTUTZ, G. C., *N. Jb. Miner. Abh.* **120** 1, 15-30.
- [22] GROLIER, J., HUCHER, M., *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.* **96** (1973) 105-122.
- [23] HARTMAN, P., *Crystal growth: an introduction* (North Holland) 1973, 531 p.
- [24] BOLLMANN, W., *Surf. Sci.*, **31** (1972) 1-11.
- [25] TOURENQ, C., *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.* **5** (1967) 285.
- [26] PANET, M., *Bull. Liaison Labo. Pts et Chaussées*, **42** (1969) 115-145.
- [27] DERLICH, S., Cahier 4 du Comité français de Mécanique des roches, *Rev. de l'Industrie minière* (1972) 3-12.
- [28] CAYE, R., PIERROT, R., PREVOSTEAU, J. M., RAGOT, J. P., *Bull. Soc. fr. Minér. Crist.* **93** (1970) 571-578.
- [29] GONT, J., GUILLEMIN, C., RAGOT, J. P., SIMA, A., *Rev. Indust. Minière*, cahier 2 du Comité français de Mécanique des roches, (1970) 40-51.
- [30] LOREAU, *C.R. Hebd. Séan. Acad. Sci.* **274** (1972) 810-813.
- [31] LOREAU, J. P., *Sci. de la Terre*, **XVIII** (1973) 213-244.
- [32] FOURMENT, D., Essai d'interprétation de quelques micrites jurassiques au microscope électronique par transmission, thèse 3^e cycle, Univ. Toulouse, 166 p. (1972).
- [33] AMELINCKX, S., *Surf. Sci.* **31** (1972) 296-354.
- [34] PAULUS, M., *Spectra* **2000**, **7** (1974) 43-53.
- [35] AMSTUTZ, G. C., GIGER, H., in *Experimental and Natural Rock Deformations*, edited by Paulitsch (Springer Verlag) 1970, 496-516.
- [36] WIDENFALK, L., *Lithos*, **5** (1972) 255-257.
- [37] ASHWORTH, J. R., *Geol. Mag.*, **109** (1972) 45-62.
- [38] SECLAMAN, M., CONSTANTINESCU, E., *Amer. Mineralogist*, **57** (1972) 932-940.
- [39] MUKHERJEE, S., MUKHERJEE, S. K., BLATTACHARYYA, D., *Neu. Jb. Mineral. Monatsch.* **6** (1972) 247-256.
- [40] DUCHESNE, J. C., *Annales de la Soc. Géol. de Belgique* **93** (1970) 527-544.
- [41] SMITH, J. V., STEELE, I. M., *Amer. Mineralogist*, **59** (1974) 673-680.
- [42] GRIFFIN, W. L., HEIER, K. S., *Lithos*, **6** (1973) 315-335.
- [43] LEYRELOUP, A., LASNIER, B., MARCHAND, *Pétrologie*, **1** (1975) 43-56.
- [44] BOLLMANN, W., *Crystal defects and crystalline interfaces*, (Springer-Verlag), 1970, 254.
- [45] WILLAIME, C., BROWN, W. L., *Acta Crystallogr. A* **30** (1974) 316-331.
- [46] GONT, J., RAGOT, J. P., SIMA, A., *Bul BRGM*, **4** (1968) 51-92, section II.
- [47] KELLER-FRISCHKNECHT, *Electrical methods in Geophysical prospecting* **10** (1966) 1-60.
- [48] WARD & FRASER, *Mining Geophysics*, **2** (1967) 197-223.
- [49] CAYE, R., Contribution au développement de la micro-réflectométrie sous incidence oblique, pour l'étude des minéraux. Thèse Univ. Paris VI, 185 p., 48 fig., 8 pl. (1973).
- [50] MEHNERT, K. R., BUSCH, W., SCHNEIDER, G., *N. Jb. Miner. Mh. Jg* **4** (1973) 165-183.
- [51] BUSCH, W., SCHNEIDER, G., MEHNERT, K. R., *N. Jb. Miner. Mh., Jg.* **H 8** (1974) 345-370.
- [52] GONY, J. N., *Influence des effets thermiques sur la fragmentation des matériaux*. Rapport interne BRGM, 41 p. (1971).
- [53] PERAMI, R., *Symposium Soc. Intern. Mécanique des Roches*, Nancy, (1971) 1-6, 11 p.
- [54] GROS, J. C., *Contribution à l'étude par autoradiographie de la microfissuration des roches sous l'effet de gradients thermiques*. Thèse 3^e cycle, Univers. Bordeaux I, 243 p. 134 fig. ht.
- [55] TOURENQ, C. et DENIS, A., Rapport de recherche n° 4, Labo Central des Pt. et Ch., 40 p., (1970).
- [56] SAVANICK, G. A., JOHNSON, D. I., *Bureau of Mines*, Report of investigation 7709, 16 p., (1972).
- [57] SAVANICK, G. A., JOHNSON, D. I., *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Astr.* (1974) 173-180.
- [58] MOTT, B. W., *Micro-indentation hardness testing* Butterworths scientific Publi. London, 272 p., 152 fig. (1956).
- [59] TOURENQ, C., *Bull. Liaison Labo. Pts et Ch.* **19** (1966) 1-1 à 1-12.
- [60] PATERSON, M. S., *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **11** (1973) 355-389.
- [61] RAST, N., *Controls of Metamorphism*, Symposium edited by W. S. Pitcher and G. W. Flinn (Oliver & Boyd), 1965, 368 p.
- [62] RAMBERG, H., *The origin of metamorphic and metasomatic rocks* (The university of Chicago Press.), 1952, 317 p. 130 fig.
- [63] SHELLEY, D., *Geol. Soc. Amer. Bull.* **83** (1972) 919-920.
- [64] MISCH, P., *Geol. Soc. Amer. Bull.* **83** (1972) 921-922.
- [65] GIRIFALCO, L. A., *Atomic migration in crystals* (Blaisdell Pub., New-York) 1964, 162 p.
- [66] MARTIN, G., LAZARUS, D., MITCHELL, J. L., *Phys. Rev. B* **8** (1973) 1726-1731.

- [67] HARTMAN, P., DEN TEX, E., *Int. Geol. Congr. Rep. Sess. India 22nd*, p. 84-114, 1964.
- [68] MACDONALD, G. J. F., *Amer Jour. Sci.* **255** (1957) 266-281.
- [69] KAMB, W. B., *Jour. Geophys. Res.*, **66** (1961) 259-271.
- [70] GOGUEL, J., *C.R. Hebd. Séan Acad. Sci.* **260** (1965a) 6145-6147.
- [71] GOGUEL, J., *Bul. Soc. Géol. Fr.* **VII** (1965b) 747-752.
- [72] GOGUEL, J., *Bul. Soc. Géol. Fr.* **IX** (1967) 481-489.
- [73] HUCHER, M., GROLIER, J., *Bul. Soc. fr. Minér. Cristallogr.* (à paraître en 1975).
- [74] NICOLAS, A., *Réun. annuelle Sc. de la Terre*, Paris, (1973) 318.
- [75] BIENFAIT, M., KERN, R., *Minera. Magazine, IMA Symposia* 1966 (1968) 153-162.
- [76] SIMPSON, C. J., AUST, K. T., *Surf. Sci.* **31** (1972) 479-497.
- [77] BYERLY, G. R., VOGEL, T. A., *Lithos*, **6** (1973) 183-202.
- [78] ANTHONY, T. R., CLINE, H. E., in *The Nature and behaviour of grain boundaries*, edited by Hsun Hu (Plenum Press), 1972, p. 440.
- [79] MATSCHINSKI, M., *C.R. Hebd. Séan Acad. Sci., D*, **276** (1973) 1241-1244.
- [80] HABIB, P., *Ann. Inst. techn. du bâtiment et des travaux publics*, suppl. **306** (1973) 64-70.
- [81] BERNAIX, J., Rapport général du thème 1. Congrès de mécanique des roches, Denver, Septembre 1974, 64 p.
- [82] THOM, R., *Stabilité structurelle et morphogénèse. Essai d'une théorie générale des modèles.* (Benjamin éd. Reading, Mass. U.S.A.) 362 p.
- [83] WILLAIME, C., BROWN, W. L., *C.R. Hebd. Séan Acad. Sci.* **275** (1972) 627-629.

DISCUSSION

D. SMITH : It seems to me that many of the problems you mention concerning the changes of structure which occur in rocks would be clarified by knowing the structure and nature of the crystal lattice defects which exist as a consequence of the deformation which the rocks have undergone. I would say that you need a high voltage electron microscope !