

Kazimierz SMULIKOWSKI

LE PROBLÈME DES ÉCLOGITES

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	13
Introduction	13
Éclogites du Massif Cristalloyphyllien de Śnieżnik	17
Esquisse géologique de la région	17
Pétrographie des éclogites intercalées dans les gneiss de Gieraltów	22
Éclogites de la zone granulitique de Stary Gieraltów	33
Conclusions relatives aux éclogites des terrains crystalloyphylliens des Sudètes Orientaux	35
Quelques observations pétrographiques relatives aux éclogites d'autres régions	39
Conclusions	49
Bibliographie	51
Streszczenie	53

Résumé

L'auteur expose la diversité d'opinions dans la littérature géologique sur la genèse et les procès de formation des éclogites et discute les causes probables de cette diversité. Ensuite il présente les résultats de son étude sur les éclogites des Sudètes et sur leur situation géologique dans le massif cristalloyphyllien de Śnieżnik. Les éclogites y sont intercalées surtout au milieu des gneiss migmatiques d'origine sédimentaire, toujours associées aux amphibolites. Elles sont envisagées comme produits de la transformation polyphasée des intercalations carbonatées dans la série sédimentaire primitive, au cours d'un stade précoce du métamorphisme régional et de migmatisation de cette série, caractérisé par une métasomatose sodique. En outre, on trouve aussi dans la même région des éclogites au milieu d'une zone granulitique, liées aux granulites typiques par plusieurs termes de passage.

Ensuite sont présentés les résultats d'examen microscopique des éclogites d'autres régions de l'Europe, obtenus par l'auteur pendant son séjour à Paris. Deux exemples d'éclogites à formation tardive du grenat

ont été étudiés en détail (l'éclogite de la Compointrie en Vendée — France et celle de Lengfeld en Saxe) et les conclusions en ont été tirées sur les modes de formation du grenat dans le dernier stade d'éclogitisation des roches antérieures.

L'auteur exprime l'opinion, que le minéral-faciès éclogitique défini par Eskola n'a aucune individualité géologique ni pétrogénétique et que les pressions et les températures particulièrement élevées ne font jamais les conditions primordiales de la naissance des éclogites. Le plus probablement la formation des éclogites est conditionnée en premier lieu par deux facteurs indépendants: 1) L'existence au milieu des séries métamorphiques d'origine sédimentaire des intercalations basiques — aussi bien magmatiques que carbonatées — qui contrastent dans leur composition avec les roches encaissantes; 2) Le chimisme des solutions intergranulaires dans les stades initiaux de migmatisation ou granitisation de ces séries. Les éclogites présentent probablement un exemple spécifique de convergence pétrogénétique.

INTRODUCTION

Il est bien connu à tous les géologues que les éclogites n'affleurent nulle part en grandes masses homogènes et autonomes au point de

vue géologique. Au contraire, on les trouve habituellement en forme d'intercalations, de lentilles ou d'enclaves souvent nombreuses au

milieu de différentes roches cristallines formant les entités géologiques de premier ordre: Le plus souvent celles-ci appartiennent aux roches cristallophylliennes, surtout aux diverses sortes de gneiss et migmatites, où les éclo-gites sont presque toujours accompagnées et mêlées d'amphibolites. Un autre type d'affleurement bien caractéristique des éclo-gites est donné par les intercalations au milieu des roches ultrabasiques et holomélanocrates telles que les péridotites ou bien serpentinites. Grâce à leur composition minéralogique toute particulière — grenat rouge et pyroxène monoclinique plus ou moins verdâtre — les éclo-gites tranchent bien au fond des roches encaissantes et attirent l'attention des géologues. Déjà R. J. Haüy fut frappé par l'apparence de ces roches et il en donna le nom d'*éclogites* — „roches sélectionnées dans leur composition” ($\epsilon\kappa\lambda\omicron\gamma\eta$ = choix).

Chaque observateur d'un affleurement d'éclo-gites se demande alors quelles sont les relations génétiques entre cette roche et son entourage, quels ont été les processus qui ont conduit à cette sélection particulière de la composition minéralogique? Dans la littérature géologique mondiale on trouve une grande quantité de publications qui s'occupent de ces questions, aussi bien à l'échelle locale que générale. Il n'y manque pas des études très soignées et approfondies, à grande autorité dans le domaine de pétrographie. Mais les opinions de différents auteurs restent jusqu'à présent discordantes ou même contradictoires. Il serait difficile de trouver une autre espèce des roches qui soit aussi mystérieuse au point de vue de son origine que les éclo-gites.

Les grands maîtres de la pétrographie des roches métamorphiques, Becke et Grubenmann, ont envisagé les éclo-gites comme produits d'un métamorphisme isochimique des roches éruptives basiques, comme gabbros ou basaltes olivini-ques, dans les profondeurs les plus grandes („kata”), sous l'influence des pressions statiques très élevées, qui ont forcé les composants chimiques de se combiner en minéraux à volume spécifique le plus petit (grenat + omphacite). Cette opinion, s'accordant aux principes théori-ques physico-chimiques („loi de volume”), est jusqu'à présent la plus répandue parmi les géo-logues et minéralogistes et sur elle s'est fondée l'hypothèse de V. M. Goldschmidt sur la nature éclo-gitique de la zone plus profonde de la croûte silicatée du globe terrestre. L'adhérant de la même opinion est aussi Eskola (1920—21), le fondateur de la notion des *minéral-faciès* des roches, qui caractérise son faciès éclo-gitique comme produit des profondeurs les plus gran-des. Mais il pense en même temps que les éclo-gites peuvent cristalliser en telles conditions

directement du magma de composition gab-broïde. Cette dernière vue est aussi supportée par Harker.

La contradiction des vues sur directe ou bien indirecte provenance des éclo-gites du magma gabbroïde trouve son exemple aussi dans la littérature géologique française: M. Roques (1941) a décrit les éclo-gites de Puy Ferrière dans la Corrèze comme produits de la cristal-lisation directe du magma gabbroïde, en constatant qu'il n'y a aucune trace des minéraux ou des structures antérieures à la cristallisation d'éclo-gite. Au contraire M. Chenevoy (1958) en décrivant les éclo-gites du Monteil dans la partie Nord-Ouest du Massif Central, voit les signes d'une transformation métamorphique d'anciens gabbros, consistant en néoformation graduelle du grenat, d'omphacite et du disthène au milieu de ces roches.

Pendant plusieurs auteurs ne sont pas satisfaits d'admission que l'association minérale des éclo-gites présente la conséquence des hau-tes pressions dans des profondeurs très gran-des. Mlle Brière (1920) dans son étude d'éclo-gites françaises souligne justement que ces roches interviennent dans les formations cristal-lophylliennes du degré de métamorphisme très différent et alors la profondeur d'ajustement métamorphique et des pressions élevées qui l'accompagnent ne peuvent être la cause prin-cipale de leur formation. En utilisant la termi-nologie actuellement usitée en France on pour-rait dire que les éclo-gites s'interposent aussi bien parmi des migmatites que des ectinites des différentes zones de profondeur, comme des gneiss inférieurs et leptinites grenatiformes, des gneiss supérieurs, micaschistes et glaucophan-ites. En employant la classification d'après le minéral-faciès d'Eskola on pourrait dire, que les éclo-gites prennent part aux complexes mé-tamorphiques appartenant aux faciès diffé-rents — granulitique, amphibolitique, glaucophanitique — et par conséquent l'existence réelle d'un faciès éclo-gitique indépendant paraît bien douteuse.

Jugeant d'après l'apparition fréquente d'éclo-gites au milieu de différents gneiss et migma-tites, plusieurs auteurs proposent d'envisager les éclo-gites comme produits du métasomatisme pegmatito-pneumatolitique ou bien de migma-tisation et granitisation exercées sur certaines roches éruptives de composition ultrabasique ou gabbroïde. Une telle solution a été postulée p. ex. par Düll (1902) pour les éclo-gites du mas-sif gneissique de Münchberg dans le Fichtelge-birge, par Hentschel (1937) pour l'éclo-gite asso-ciée à une serpentinite dans le massif granuli-tique en Saxe, ou par Wieseneder (1934) pour les éclo-gites des Alpes autrichiennes. Backlund (1936) admit une forte tectonisation par les

mouvements orogéniques comme condition indispensable d'éclogitisation des roches éruptives basiques et Sørensen (1953) représente l'opinion semblable. Au contraire Switzer (1945) voit dans les éclogites de Californie, insérées dans les schistes à glaucophane au voisinage d'une masse serpentinique, les signes d'un métamorphisme hydrothermal de contact. Rappelons que Bearth (1959) admet pour les éclogites alpines de Täschtal, associées aux schistes à glaucophane et aux prasinites, l'origine directe des laves spilitiques métamorphisées et Beck-Mannagetta (1961) dans certaines roches de Koralpe proches des éclogites voit des traces des tufs basiques et d'agglomérats volcaniques.

Cependant, pour les éclogites intercalées dans les séries cristallophylliennes d'origine évidemment sédimentaire, il ne peut être exclu qu'elles proviennent par voie d'une métagénèse complexe des sédiments basiques telles que des calcaires ou d'autres roches carbonatées. P. ex. Gosh (1941) regarde les éclogites intercalées dans certaines séries charnockitiques des Indes comme produits de métamorphisme des sédiments carbonatés plus ou moins riches en fer et en magnésie. Il serait intéressant de noter que Mme Hahn-Weinheimer (1959) par ses études géochimiques a rendu probable la provenance des éclogites du massif de Münchberg (Fichtelgebirge) des intercalations carbonatées, contrairement aux auteurs antérieurs qui faisaient évoluer ces éclogites des roches éruptives basiques. En employant les analyses d'oligo-éléments et l'évaluation du rapport d'isotopes du carbone $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ dans le graphite contenu dans ces éclogites elle a constaté, que ces roches s'approchent à cet égard plus des marbres de la même région que des roches basiques éruptives. Je voudrais confesser d'avance que, pour une grande partie d'éclogites que j'ai étudié moi-même, je suis aussi incliné à les faire descendre des intercalations basiques d'origine sédimentaire.

Comment peut on expliquer une telle divergence et même contradiction d'opinions sur l'origine des éclogites? J'en vois deux causes principales bien différentes:

Premièrement, la définition la plus générale des éclogites, comme roches grenues composées essentiellement du grenat et du pyroxène monoclinique — telle quelle est en usage commun parmi la plupart de géologues — embrasse certainement les roches d'origine assez variée. Les grenats riches en chaux et les pyroxènes de la série diopside-hedenbergite constituent les *skarns* produits du métamorphisme de contact ou bien les *erlans** formés des roches carbona-

tées au cours du métamorphisme régional. Il serait faux, sans aucun doute, de les confondre avec les éclogites. Il y a certaines pyroxénites à grenat commun, où le pyroxène appartient au diallage ou à l'augite commune très pauvre en soude, comme par exemple les *ariégites*. Les roches de ce genre peuvent se former aussi bien par cristallisation directe d'un magma basique, que par voie du métamorphisme, et je pense que plusieurs d'entre elles, surtout celles associées aux roches éruptives holomélanocrates, ont été décrites improprement comme éclogites.

D'après mon avis il faudrait restreindre le terme „*éclogite*” aux roches à grenat et omphacite, c'est à dire une augite riche en soude et en aluminium hexacoordonné, autrement dit contenant une proportion importante de la molécule jadéitique en solution isomorphique. Plus rarement au lieu d'omphacite apparaît une autre variété du pyroxène à la fois riche en soude, en alumine et en fer, dite chloromélanite. Le grenat, comme il fut démontré par Eskola (1921), présente aussi une variété spéciale, riche en pyrope et grossulaire à côté d'almandin. Une telle composition simple biminérale n'est possible qu'en cas, où la composition chimique de la roche pour tous les composants chimiques est contenue entre certaines limites assez étroites. Autrement y apparaissent quelques minéraux supplémentaires, parfois en quantité importante, comme quartz, disthène, mica blanc, zoïsite, certaines amphiboles ect. La naissance de telles roches, c'est à dire des *véritables éclogites*, est liée — à mon avis — aux procès du métamorphisme régional dans le sens plus large de ce terme, y comprise la possibilité d'intervention du métagénèse.

L'autre cause de la divergence d'opinions de différents auteurs sur la genèse des éclogites consiste — j'en suis persuadé — dans le fait, qu'en réalité, suivant les cas particuliers, plusieurs matériaux primitifs dans l'écorce terrestre, bien différents au point de vue de sa genèse et même de sa composition originelle, ont pu fournir la composition minérale semblable, au moins dans le sens qualitatif. En paraphrasant la déclaration célèbre de Read (1947) sur les granites on pourrait aussi dire, qu'il y a des *éclogites et des éclogites*. Ce serait là alors encore un exemple d'une convergence dans la pétrogénèse! Il paraît inutile de débattre sur la genèse des éclogites en général, mais il faut

* Terme géologique proposé par Breithaupt, qui n'est actuellement en usage qu'en langage géologique

tschèque et polonais et qui paraît très utile pour distinguer les roches composées des silicates de calcium, formées d'anciennes roches carbonatées au cours du métamorphisme régional, des *skarns* ayant acquis à peu près la même composition par voie du métamorphisme de contact.

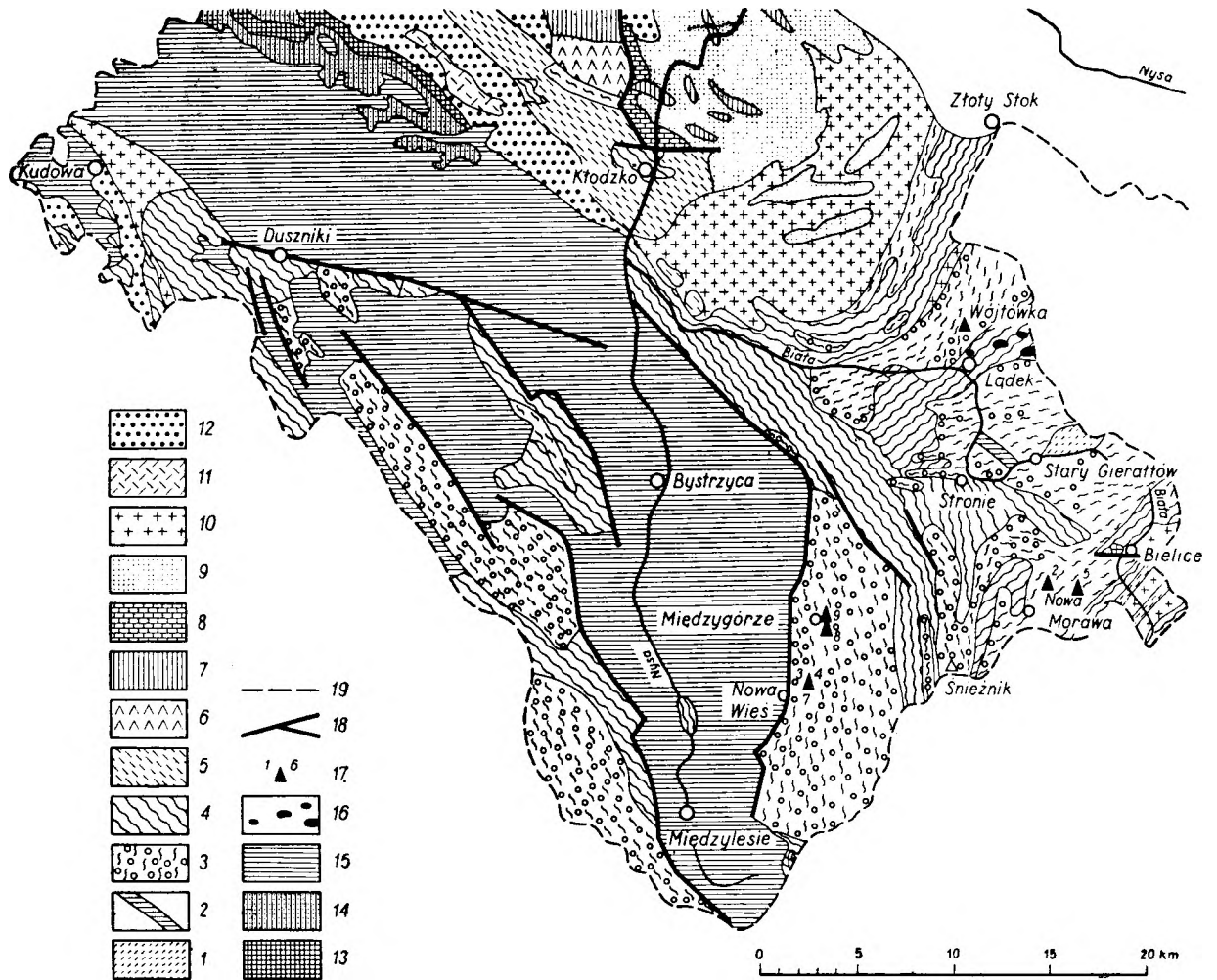


Fig. 1

Esquisse géologique de la région de Kłodzko dans les Sudètes (d'après la carte de H. Teisseyre)

1 — série granulitique, 2 — amphibolites écolitiques, 3 — gneiss migmatiques du Gieraltów (o — faciès ocellé), 4 — série schisteuse de Stronie, 5 — amphibolites, 6 — diabases cambriens, 7 — Cambrien — Silurien sédimentaire, 8 — Dévonien supérieur, 9 — Culm, 10 — granitoides hercyniens, 11 — volcanites permien, 12 — Permien inférieur, 13 — Thuringien, 14 — Grès bigarré, 15 — Crétacé supérieur, 16 — basaltes néogènes, 17 — gisements d'écolite (numérotage suivant le tableau II d'analyses chimiques), 18 — failles, 19 — frontière tchéco-polonaise

Szkic geologiczny Ziemi Kłodzkiej (według mapy H. Teisseyre'a)

1 — zespół granulitowy, 2 — amfibolity eklogitowe, 3 — migmatyczne gnejsy gieraltowskie (o — gnejsy oczkowe), 4 — łupkowa seria strońska, 5 — amfibolity, 6 — diabazy kambryjskie, 7 — skały osadowe kambro-syluru, 8 — górny dewon, 9 — kulm, 10 — granitoidy hercynskie, 11 — wulkanity permie, 12 — czerwony spagowiec, 13 — cechsztyń, 14 — pstry piaskowiec, 15 — górna kreda, 16 — bazalty neogénskie, 17 — miejsca występowania eklogitów (numeracja według tabeli II), 18 — uskoki, 19 — granica czesko-poľska

étudier minutieusement chaque affleurement d'éclogite particulier, à fin d'obtenir des indications sur les modes possibles de sa formation. Cette tâche est d'autant plus difficile, que ces roches ne démontrent presque jamais des traces quelconques des minéraux ou de structures antérieures. On est alors obligé d'étudier aussi soigneusement les roches encaissantes une intercalation d'éclogite donnée, pour définir leur genèse et l'histoire de leur développement au cours du métamorphisme régional, à laquelle l'éclogite aussi a dû prendre part à sa propre façon.

Je me propose maintenant de rapporter sur les résultats de mes recherches actuelles sur les éclogites des Sudètes polonaises, qui en partie ont été déjà publiés précédemment (1960, 1960 b, 1962). Mon étude de ces roches n'est qu'un détail d'un travail collectif sur la pétrogénèse des formations cristallophylliennes de la Basse Silésie en général, qui depuis une dizaine d'années est exécuté sous ma direction par plusieurs pétrographes du laboratoire de géologie de l'Académie Polonaise des Sciences et de l'Université de Varsovie. Cette tâche est d'autant plus grande et difficile que le *cristallophyllien pré-varisque des Sudètes* présente plusieurs graves complications tectoniques.

Ces formations cristallines appartenaient primitivement au *massif moldanubien* possédant sa propre structure tectonique d'âge pré-cambrien. Au cours de l'orogénèse calédonienne elles ont été retranchées de ce massif et coupées en fragments, qui ont été fortement disloqués, çà et là intercalés du paléozoïque inférieur et charriés les uns sur les autres. Cette structure

calédonienne, déjà bien compliquée, a été reprise et transfigurée par les mouvements varisques, et enfin par les dislocations saxonniennes post-crétacées accusant généralement des dénivellations bien importantes.

L'effet final d'une telle tectonique polyphasée est une *structure géologique „en mosaïque” des Sudètes*, où côte à côte nous rencontrons des formations d'âge ou de faciès pétrographique tout différents. Cela paraît bien profitable pour l'étude pétrographique des formations cristallophylliennes, car on peut examiner et comparer les séries métamorphiques du même âge et de la composition semblable, transformées dans les zones de profondeurs différentes. Cependant l'analyse géologique d'une telle région devient extrêmement difficile, exigeant l'emploi des méthodes diversifiées et délicates. C'est pourquoi le groupe pétrographique guidé par moi est en collaboration intime et constante avec un groupe des géologues de l'Université de Wrocław dirigé par M. le Professeur Teisseyre, réalisant des levées géologiques de haute précision et l'analyse tectonique toute moderne.

Une étude la plus approfondie, aussi bien au point de vue pétrographique que tectonique, a été accomplie par nous en dernier temps dans la partie orientale des Sudètes Silésiens dans le massif cristallophyllien du groupe montagneux de Śnieżnik, touché fortement par les complications tectoniques indiquées plus haut. C'est d'ici d'où proviennent les éclogites étudiées par moi même, que je voudrais présenter comme exemples bien définis de ce groupe de roches. A l'esquisse géologique de cette partie des Sudètes (fig. 1) les localités d'affleurement des éclogites sont marqués par petits triangles.

ÉCLOGITES DU MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DE ŚNIEŻNIK *

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Le massif en question est constitué essentiellement par deux séries cristallophylliennes de composition pétrographique différente, toutes les deux d'ailleurs d'âge pré-calédonien, probablement pré-cambrien, puisqu'elles prennent part aux plissements calédoniens en état complètement achevé. Leurs relations génétiques et leur évolution métamorphique ont été référées par moi au Congrès Géologique International à Copenhague (1960 c).

L'une, dite *série de Stronie*, est composée surtout des schistes à deux micas et des paragneiss à plagioclase en alternance multiple. En outre, elle contient des intercalations d'épais-

seur variable d'autres roches, bien différenciées dans leur composition: quartzites feldspathifères, quartzites graphiteux, schistes amphiboliques, amphibolites, marbres et erlans. C'a été alors là une série des sédiments argilo-sableux avec des intercalations de calcaires, des marnes dolomitiques et des matériaux volcaniques basiques. Les couches prépondérantes d'argiles et de grauwackes pélitiques ont fourni les schistes micacés et les paragneiss, les grès — les quartzites, les calcaires et marnes dolomitiques — les marbres, les erlans, les schistes amphiboliques ou les para-amphibolites, les volcanites basiques enfin — les ortho-amphibolites.

Suivant la nomenclature zonéographique adoptée en France on pourrait attribuer cet ensemble des schistes cristallins en général aux ectinites et, plus précisément à la zone des

* Nom allemand „Glatzer Schneegebirge”.

gneiss supérieurs. Cependant l'étude microscopique et chimique très détaillée a montré, que le plus souvent on doit ici tenir compte d'un apport des feldspaths plus ou moins important, en premier lieu d'un plagioclase sodique (oligoclase — albite), plus tard et en quantité beaucoup plus réduite du feldspath potassique sous forme de microcline. Au point de vue chimique cela signifie un apport de soude suivi par celui de potasse. On en voit des preuves aussi bien dans les analyses chimiques de différentes roches, que dans leurs images microscopiques, où les signes de remplacement des micas et du quartz par les feldspaths sont souvent très apparents.

L'autre série du massif cristallophyllien en question est composée surtout de différentes variétés de gneiss plus ou moins migmatitiques, fortement enrichies en microcline et plus pauvres en micas, quartz et plagioclase que les paragneiss de la série décrite précédemment, généralement d'une composition très proche de celle des granites monzonitiques. Les plus répandus dans cette série sont les gneiss à grain fin et plutôt uniforme, d'une couleur grise ou gris-rosâtre, appelés *les gneiss du type de Gierałtów*. Leur texture peut être franchement lamineuse, avec des lames des deux micas, ou bien de la biotite seule, bien tranchantes du fond clair composé des feldspaths et du quartz. Par endroits ce litage devient confus ou il disparaît presque complètement en donnant les modifications nébulitiques. Un autre type de gneiss très commun dans cette région, dit *gneiss du type de Śnieżnik*, est caractérisé par une structure à grain inégale, ocellée ou grossièrement lenticulaire, donnant souvent l'apparence d'un granite écrasé. En utilisant la nomenclature française on pourrait attribuer les gneiss du type de Śnieżnik aux embréchites, ceux du type de Gierałtów — en partie aux embréchites, en partie aux anatexites, ou bien aux épibolites.

Les géologues allemands étaient d'avis que les gneiss migmatiques du type de Gierałtów soient antérieurs à la série de Stronie, tandis que les gneiss ocellés du type de Śnieżnik présentent des intrusions syncinématiques calédoniennes, postérieures à la série de Stronie et, d'autant plus, aux gneiss de Gierałtów, qui ont été gneissifiées par les plissements de cette époque orogénique.

Au contraire, les études des géologues et des pétrographes polonais d'après la guerre ont démontré, que les gneisses du type de Gierałtów se sont développés des micaschistes et paragneiss de la série de Stronie, par voie d'une feldspathisation ou même granitisation plus avancée. Etude pétrographique détaillée de ces

gneiss a pu démontrer que tous les phénomènes de feldspathisation, d'abord plagioclasiq ue et successivement microclinique sont les mêmes que dans les paragneiss de la série de Stronie, seulement ici ces procès ont été beaucoup plus avancés, surtout le remplacement tardif des plagioclases par le microcline, produisant des phénomènes divers de myrmékisation et de perthitisation. Il semble alors le plus raisonnable d'admettre que la même série supracrustale, qui au cours du métamorphisme régional dans les zones moins profondes a fourni l'ensemble cristallophyllien de la série de Stronie, dans les zones plus profondes — par voie du métasomatisme plus intense — s'est transformée aux gneiss migmatiques du type de Gierałtów.

Il faudrait ajouter encore que les gneiss ocellés du type de Śnieżnik semblent d'être aussi les produits du même procès agissant sur les mêmes matériaux primitifs, mais évolués encore plus loin, jusqu'à la pegmatitisation métasomatique dans certaines zones des gneiss décrits précédemment. Toute cette évolution métamorphique et métasomatique fut achevée avant l'orogénèse calédonienne, probablement encore dans le précambrien.

Dans la série bien puissante des gneiss migmatiques du type de Gierałtów on trouve souvent les intercalations de taille variable de différentes amphibolites, plus rarement des éclogites. Au contraire on n'y trouve jamais des marbres, des schistes amphiboliques, ni des erlans, tellement caractéristiques pour la série de Stronie, qui selon toute vraisemblance représente la même formation primitive, mais transformée dans des profondeurs moindres. Cela permet de supposer, que les éclogites et une certaine partie d'amphibolites intercalées dans les gneiss migmatiques correspondent — au moins partiellement — aux intercalations des roches carbonatées dans la série sédimentaire primitive, mais, par suite d'un métamorphisme et métasomatisme plus profond et plus avancé, elles sont devenues complètement méconnaissables.

Le plus souvent on rencontre ici des amphibolites qui ne montrent pas de traces d'origine éclogitique et il paraît tout à fait possible qu'elles se sont formées sans avoir passé par un stade éclogitique. Mais on ne peut en être jamais sûr, vu que les éclogites s'amphibolisent facilement et dans un stade bien avancé de ce procès toutes les traces de leur composition minéralogique antérieure peuvent être complètement effacées. Dans d'autres amphibolites on voit encore de restes de grenat et d'interpénétrations diablastiques ou vermiculées de la hornblende avec du plagioclase formées aux frais d'omphacite, et alors leur provenance éclogitique ne laisse aucun doute.

Cependant aux plusieurs endroits on voit aussi des éclogites typiques bien conservées, avec du grenat et de l'omphacite comme minéraux typomorphes. Elles forment des lentilles n'excédant jamais 200—300 m d'étendue et 7—10 m d'épaisseur au milieu des gneiss plus ou moins migmatiques, toujours concordantes à leur stratification ou litage. Dans quelques affleurements on peut observer plusieurs intercalations parallèles d'éclogite séparées par le gneiss. Les bords des lentilles éclogitiques sont toujours fortement amphibolitisés d'une couleur vert-noire, souvent aussi biotitisés à cause d'influence de la métasomatose potassique, qui a opéré au milieu des gneiss encaissants dans le stade tardif d'évolution des ceux-ci. Les parties centrales des lentilles présentent généralement une éclogite inaltérée d'une couleur plus claire, gris-verdâtre, mais coupée de minces filons noirâtres, qui en se croisant produisent une sorte de treillis amphibolique. Ce sont les anciennes cassures et fentes dans l'éclogite le long desquelles s'est réalisée l'amphibolisation plus intense à cause d'infiltration postérieure des solutions (fig. 2).

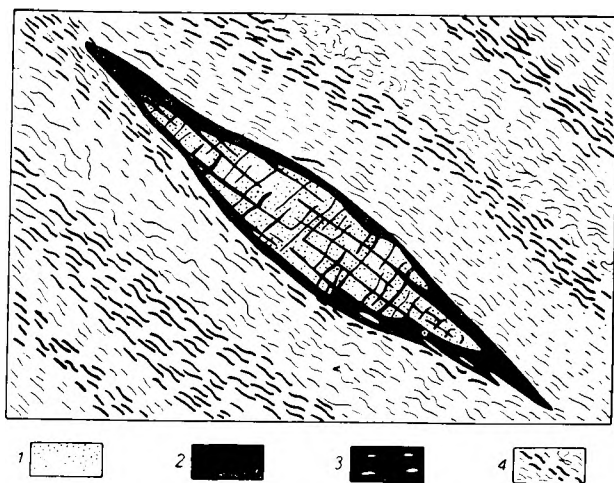


Fig. 2

Coupe schématique d'une intercalation d'éclogite dans le gneiss migmatique des environs de Międzygórze
1 — éclogite, 2 — éclogite amphibolitisée, 3 — interpositions de paragneiss, 4 — gneiss migmatiques du type de Gieraltów

Schematyczny przekrój wtrącenia eklogitowego w gnejsach migmatycznych okolic Międzygórze

1 — eklogit, 2 — eklogit zamfibolityzowany, 3 — wkładki paragnejsów, 4 — gnejsy migmatyczne typu gieraltowskiego

Dans la région étudiée par moi les éclogites sont toujours finement grenues et j'ai n'y rencontré nulle part des variétés magnifiques à gros grenats, telles comme les célèbres échantillons français de St. Philbert de Grandlieu dans la Vendée, ou allemands — de Fichtelge-

birge. Parmi les éclogites examinées par moi, d'après leur apparence mégascopique, on pourrait distinguer quatre variétés, deux premières étant complètement massives et non-orientées, deux secondes — franchement orientées et parallèlement rubannées:

A. Type microgrenu, presque aphanitique, avec phénocristaux rare-semés d'amphibole primaire grise-foncée et d'omphacite grise-verdâtre, les grenats étant trop fins pour être discernables à l'œil nu.

B. Type finement grenu à grenats rouges atteignant 1—2 mm de diamètre moulés par de l'omphacite grise-verdâtre claire.

C. Type riche en omphacite, à texture parallèle, réalisée par la concentration du grenat rouge en traînées parallèles et par disposition concordante des baguettes d'omphacite verte claire ou verte-grisâtre. Fréquemment il s'y joint encore du mica blanc en écailles arrangées suivant la même direction.

D. Type riche en amphibole primaire grise-foncée remplaçant en partie l'omphacite et donnant à la roche une couleur plus sombre. La disposition des baguettes d'amphibole et d'omphacite, ainsi que les traînées rouges du grenat sont d'habitude orientées parallèlement. Ce type forme plutôt une variété toute locale du type précédent.

Tout les 4 types sont représentés parmi les roches analysées chimiquement comprises dans le tableau II (p. 23). Le type A est représenté par les analyses 1 et 6, type B — 2 et 5, type C — 3, 7, 8, 9, type D — par une seule analyse 4.

Quelques affleurements permettent d'observer le contact immédiat d'une lentille éclogitique au gneiss encaissant. Un contact particulièrement net peut être observé à Nowa Wieś, où le gneiss présente une variété très caractéristique pour l'ensemble des gneiss de Gieraltów. Composition chimique et minéralogique de cette roche est exemplifiée dans le tableau I. C'est un gneiss migmatique rubané à biotite, composé des lames alternantes d'épaisseur de $\frac{1}{2}$ à 4 mm, très différenciées au point de vue de leur composition. Les lames micacées noires les plus minces, parallèles mais légèrement ondulées, concentrent presque toute la biotite et tous les minéraux accessoires, à côté d'une quantité notable d'oligoclase et d'un peu de quartz et de microcline. On y voit des signes de substitution de la biotite par de l'oligoclase. Les lames blanchâtres, suivant les lames micacées, sont composées surtout d'oligoclase contenant des reliquats de biotite, avec un peu de quartz et du microcline attaquant et rongant l'oligoclase, en produisant de la myrmécite ou d'autres agrégats synanthétiques. Le quartz forme à soi même des lames grises très

Tableau I

Composition du gneiss migmatique au contact d'intercalation d'éclogite à Nowa Wieś *

% en poids		% en volume					
		minéraux	lames quartzeuses	lames microcliniques	lames plagioclasiques	lames micacées	ensemble
SiO ₂	71,59	quartz	29,9	0,2	1,1	2,5	33,7
Al ₂ O ₃	13,72	microcline		16,3	3,9	1,9	22,1
Fe ₂ O ₃	1,27	feldspaths synan- thétiques		2,0	0,2		2,2
FeO	2,32				21,9	8,0	29,9
MnO	0,01	plagioclase				0,1	0,1
MgO	0,63	clinozoïsite					
CaO	1,99	biotite		trace	0,2	10,2	10,4
Na ₂ O	3,09	chlorite		0,1		0,1	0,2
K ₂ O	4,53	sphène				0,8	0,8
H ₂ O+	0,33	grenat				0,4	0,4
H ₂ O-	0,17	apatite				0,2	0,2
TiO ₂	0,33	zircon				trace	trace
P ₂ O ₅	0,26	allanite				trace	trace
	100,24		29,9	18,6	27,3	24,2	100,0

* Analyse chimique exécutée par H. Pendias. l'analyse micrométrique par l'auteur.

pures, mais en outre il participe en état de petites inclusions dans d'autres lames. Enfin le microcline forme des amas microgrenus d'une couleur rosée, constituant les lames séparées d'épaisseur très variable, gonflant localement aux lentilles de quelques millimètres pour s'atténuer quelques centimètres plus loin jusqu'à l'évanouissement presque total. On y voit des restes des plagioclases qui ont été consommés par du microcline presque entièrement (réliquats myrmékitisés). Il est remarquable que les lames microcliniques sont généralement situées entre les lames quartzeuses et lames d'oligoclase.

La composition globale de ce gneiss migmatique, aussi bien chimique que minéralogique, est celle d'un granite monzonitique tout banal (à l'exception du grenat réliquataire !). Mais la roche s'est formée d'un schiste micacé d'origine sédimentaire au cours d'une longue évolution métasomatique et métamorphique: D'abord un apport de plagioclase se faisait le long des plans de foliation, en remplaçant graduellement les micas — surtout la muscovite qui avait prédominé probablement dans les schistes antérieurs — et une partie du quartz par l'oligoclase, et en produisant des lames séparées oligoclasiques et biotitiques à côté des lames purement quartzeuses, héritées des schistes micacés. Plus tard une métasomatose potassifère venait à son tour, en commençant

à agir surtout le long des plans séparants les lames quartzeuses et plagioclasiques. Les plagioclases étaient graduellement remplacés par du feldspath potassique en forme de microcline. Une certaine mobilité interne de la roche entière a été entraînée par ces réactions — surtout dans les lits où elles se faisaient le plus énergiquement — et, par conséquent, une déformation légère ondulée a pu se produire occasionnant les formes lenticulaires des lits microclinisés.

Dans les parties périphériques des lentilles d'éclogite des environs de Międzygórze, généralement en voie d'amphibolitisation, on trouve souvent de minces intercalations des paragneiss à plagioclase riche en deux micas, contenant du grenat — almandin plus ou moins déchiqueté et de l'allanite bordée de la clinozoïsite. Ces intercalations, d'origine évidemment sédimentaire, n'ont pas subi une feldspathisation microclinique et elles ressemblent alors aux paragneiss de la série de Stronie. Evidemment c'est l'éclogite primitive qui, englobant ces intercalations, a empêché l'accès des solutions potassifères et qui par conséquent a rendu possible leur conservation dans un stade d'évolution métamorphique beaucoup moins avancé, que celui représenté par le gneiss migmatique à l'extérieur de la lentille éclogitique. Au contraire, la métasomatose calco-sodique, produisant le plagioclase aux frais des micas et

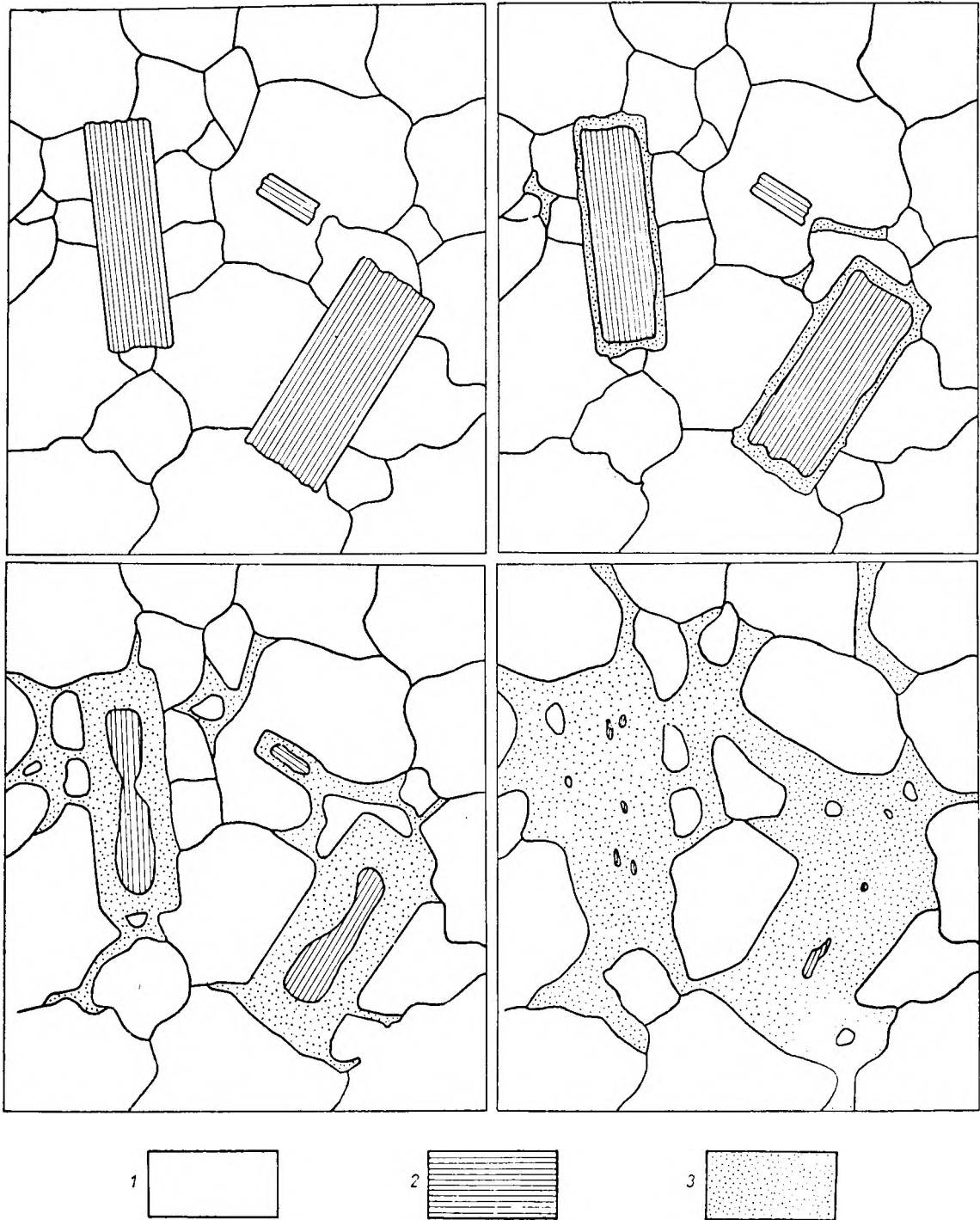


Fig. 3

Quatre stades successifs de la feldspathisation plagioclasiqne d'une interposition d'origine sédimentaire dans une éclogite amphibolitisée de Międzygórze

1 — quartz, 2 — mica, 3 — plagioclase

Cztery kolejne stadia feldspatyzacji plagioklawowej we wkładce pochodzenia osadowego wśród zamfibolityzowanych eklogitów Międzygórze

1 — kwarc, 2 — mika, 3 — plagioklaz

du quartz, a pu réagir sur cette intercalation. On peut en obtenir des preuves par l'étude microscopique des plaques minces, où les stades successifs de substitution de la biotite et de la muscovite par un plagioclase sodique sont bien apparents (fig. 3).

Au commencement on voit des lames assez épaisses du mica blanc et de la biotite plantées par hasard, sans aucune orientation, dans un fond grenu des grains irréguliers de quartz (1). A partir des sutures des grains quartzeux on aperçoit le plagioclase s'introduisant le long des contours des lames de biotite ou muscovite et attaquant celles-ci. Ce stade conduit à la formation d'une mince bordure plagioclasique qui sépare le mica de son entourage quartzeux (2). Les lamelles plus petites de mica qui sont emprisonnées totalement au milieu des grains plus grands de quartz et qui ne sont pas en communication avec les sutures intergranulaires des ceux-ci, ne sont pas engagées dans le procès en question. Cela prouve que les composants chimiques, qui ont rendu possible la feldspathisation des micas, ont été apportés le long des interstices intergranulaires, probablement par les solutions aqueuses („film intergranulaire" de Wegmann).

Ensuite le plagioclase remplace successivement les lames de micas à partir de leur extérieur, en les réduisant aux lambeaux de plus en plus petits, informes et déchiquetés (3). En même temps le plagioclase a fortement corrodé le quartz, en s'introduisant le long des sutures intergranulaires et en le remplaçant peu à peu. Enfin il n'y en restent que des tout petites inclusions micacées au milieu des grandes plages de pseudomorphoses du plagioclase de néoformation (4).

Voici les preuves d'un fait qui paraît bien important pour la genèse d'éclogite: Dans un stade antérieur d'évolution de l'ensemble métamorphique l'éclogite n'a pas pu empêcher les solutions sodifères de pénétrer dans son intérieur, peut être, parce qu'elle n'a pas encore existé comme telle. Tandis que dans le stade postérieur d'évolution du même ensemble l'éclogite s'est montrée imperméable pour les solutions potassifères. On pourrait alors admettre que la cristallisation d'éclogite fut achevée avant le stade de feldspathisation potassique, c'est à dire à époque, où le métasomatisme sodifère avait été encore en jeu.

PÉTROGRAPHIE DES ÉCLOGITES INTERCALÉES DANS LES GNEISS DE GIERAŁTÓW

La variabilité de texture et d'aspect mégascopique des éclogites étudiées par moi, qui permet la distinction de quatre types énumérés plus haut, est suivie d'une certaine varia-

tion de composition minérale. A côté des minéraux typiques, qui ne doivent jamais manquer dans une véritable éclogite — du *grenat* et de l'*omphacite* parmi les composants essentiels et du *rutile* comme composant accessoire — ces roches contiennent souvent plusieurs minéraux supplémentaires, qui dans certains échantillons peuvent faire complètement défaut, tandis que dans d'autres ils apparaissent en quantité notable, parfois même égalant celle des minéraux essentiels. Ceux sont: de l'*amphibole primaire*, du *quartz*, du *disthène*, de la *zoïsité*, du *mica blanc*, et en quantité toujours minime, la *calcite* les *minerais* (magnétite, pyrite ou pyrrhotine), l'*apatite* et le *zircon*.

Ajoutons encore la liste des minéraux secondaires qui peuvent apparaître dans ces éclogites en voie de leurs transformations postérieures: l'*oligoclase* ou l'*albite*, la *hornblende verte ordinaire* ou l'*actinote*, le *diopside*, la *biotite*, les *chlorites*, la *clinozoïsité* ou l'*épidote*, l'*ilménite*, le *fer oligiste*, le *sphène*, la *calcite*, la *préhnite* et l'*adulaire*. Les conditions et les procès de formation de ces minéraux secondaires, souvent très compliqués mais très intéressants au point de vue génétique, font aussi l'objet de mes études, mais cela irait trop loin de les présenter ici.

Cependant la composition chimique des éclogites étudiées par moi est relativement peu variée. On peut la constater en examinant le tableau II, qui présente les analyses chimiques de neuf exemples d'éclogite différents au point de vue de leur texture et composition minéralogique. Ils sont arrangés ici suivant leurs teneurs croissantes en alumine. Les analyses chimiques dans ce tableau sont accompagnées des compositions minérales de mêmes échantillons qui ont été analysés chimiquement. Ces compositions (représentées en pourcentages de volume) ont été déterminées par moi même par la méthode micrométrique dans les plaques minces assez grandes, avec toutes les précautions exigées par cette méthode.

On y voit que le plus différenciées sont les teneurs en alumine (de 15,07 à 18,22%) et en magnésie (de 7,99 à 12,35%), tandis que d'autres composants chimiques, en général, montrent les teneurs relativement moins variables (p. ex. SiO₂ de 47,90 à 49,70%). Les différences de la teneur en alumine parmi de différentes éclogites de la région trouvent leur explication dans la composition minéralogique de ces roches. On peut constater d'après le tableau II, que les roches les plus riches en alumine sont celles qui contiennent du disthène (No No 7, 8, 9). L'apparition du mica blanc et de la zoïsité en quantité notable augmente évidemment aussi la teneur en alumine de la roche (p. ex. éclogite No 6). Les plus pauvres

Tableau II

Composition chimique et minéralogique des éclogites du massif cristallophyllien de Śnieżnik

		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Composition chimique (pourcent. pondéraux)	SiO ₂	49,70	47,90	48,57	48,16	48,60	48,67	49,31	49,36	48,52
	Al ₂ O ₃	15,07	15,44	15,45	15,50	16,09	16,56	16,95	18,03	18,22
	Fe ₂ O ₃	2,21	3,64	1,82	2,13	0,56	0,91	2,91	0,37	1,77
	FeO	9,69	9,13	8,02	8,11	9,30	9,57	6,85	7,25	7,11
	MnO	0,19	0,15	0,06	0,09	0,18	0,20	0,08	0,21	0,08
	MgO	8,61	7,99	11,93	12,35	8,80	8,67	9,24	9,36	9,68
	CaO	11,53	11,99	10,92	10,52	11,50	8,78	11,44	10,45	11,25
	Na ₂ O	3,20	3,10	2,64	2,38	2,70	3,10	2,26	2,83	2,18
	K ₂ O	0,29	0,21	0,19	0,25	0,09	0,63	0,38	0,31	0,41
	H ₂ O+	0,15	0,08	0,10	0,12	0,20	1,00	0,13	0,23	0,16
	H ₂ O—	0,13	0,04	0,10	0,10	0,08	0,28	0,13	0,21	0,12
	TiO ₂	0,54	0,61	0,90	0,86	1,20	0,69	0,73	0,52	0,90
	P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,03	0,06	0,15	0,075	0,05	0,09	0,17
	CO ₂					0,08	0,10		0,12	
	S					0,10	0,08		0,10	
	Cr ₂ O ₃					0,05	0,045		0,05	
	V ₂ O ₃					0,045	0,035		0,06	
NiO					0,009	0,01		0,01		
CuO					0,015	0,015		0,016		
		100,38	100,39	100,73	100,63	99,749	99,42	100,46	99,576	100,57
Poids spécifique		3,359	3,308	3,435	3,424			3,427		3,384
Composition minéralogique (pourcentages en volume)	Grenat	40,8	38,9	44,1	38,9	40,7	31,6	33,6	33,3	31,6
	Omphacite	46,6	20,2	45,9	29,2	34,0	46,8	52,8	40,9	53,0
	Produits diablastiques de décomp. d'omphacite	2,7	30,4	4,9	0,1	19,2	0,3	2,5	7,5	1,6
	Amphibole primaire	—	0,8	2,5	30,2	—	8,0	2,8	4,3	5,1
	Disthène	—	—	—	—	—	—	3,2	3,9	5,5
	Zoïsite	—	0,5	—	0,1	0,3	4,5	—	0,7	—
	Mica blanc	0,5	—	—	trace	—	3,0	1,6	2,6	2,1
	Quartz	3,1	7,1	—	0,7	5,0	4,5	3,0	5,0	0,4
	Rutile	0,6	1,0	0,8	0,4	0,7	1,1	0,5	0,6	0,5
	Oxydes de fer	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2	—	0,2	0,1
	Pyrite	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—
	Apatite	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—
	Zircon	—	trace	—	—	—	—	—	—	—
Amphibole secondaire	0,6	0,5	1,8	—	—	—	—	1,0	—	

Explications du tableau II

- 1) Wojtówka, éclogite microgrenue à poeciloblastes d'omphacite (type A), relativement riche en quartz (analysée par H. Pendias). Ce gisement est signalé sur la carte géologique allemande 1 : 25 000 de 1942
- 2) Nowa Morawa, éclogite à grain fin (type B), relativement riche en quartz, à l'omphacite transformée en grande partie en agrégats diablastiques cryptocristallins (analysée par H. Pendias)
- 3) Nowa Wieś, éclogite dépourvue du quartz, rubannée d'accumulations des grenats, à l'omphacite verte (type C) (analysée par H. Pendias)
- 4) Nowa Wieś, éclogite très riche en amphibole primaire disposée parallèlement (type D) (analysée par H. Pendias)
- 5) Bielice, éclogite à grain fin (type B), à l'omphacite fortement attaquée par amphibolisation diablastique (analysée par S. Rossol)
- 6) Wojtówka, éclogite microgrenue porphyroïde (type A), à poeciloblastes d'amphibole primaire et d'omphacite, relativement riche en quartz, mica blanc et zoïsite (analysée par S. Rossol)
- 7) Nowa Wieś, éclogite rubannée d'accumulations du grenat (type C), contenant à la fois de l'amphibole primaire, du disthène, du mica blanc et du quartz (analysée par H. Pendias)
- 8) Międzygórze, éclogite à disposition parallèle d'omphacite (type C), contenant à la fois de l'amphibole primaire, du disthène, du mica blanc, de la zoïsite et du quartz (analysée par S. Rossol)
- 9) Międzygórze, éclogite à disposition parallèle d'omphacite (type C), relativement riche en disthène et l'amphibole primaire (analysée par H. Pendias). Ce gisement a été découvert par Bederke (1943)

en alumine sont les roches qui ne contiennent ni disthène ni zoïsite. En outre, l'éclogite No 6, la plus riche en mica blanc, démontre la teneur en potasse la plus élevée.

Quant à la variation de la teneur en magnésie dans les éclogites, elle est selon toute vraisemblance liée avec les différences de la composition chimique des minéraux essentiels, surtout celle des grenats. Cela trouve une confirmation dans les analyses chimiques des grenats séparés des roches No 3 et No 5, présentées dans le tableau III. On peut constater que dans l'éclogite No 3 plus riche en magnésie le grenat est beaucoup plus riche en pyrope et moins riche en almandin et grossulaire, c'est qui se manifeste d'ailleurs dans sa couleur beaucoup plus claire. Au contraire, le grenat d'éclogite No 5, moins riche en magnésie et un peu plus riche en fer, en alumine et en chaux, offre une couleur plus foncée brune-rouge et il contient beaucoup plus d'almandin et de grossulaire, mais beaucoup moins de pyrope. Il est bien remarquable que les omphacites séparées de mêmes roches offrent aussi les différences de composition chimique à certains points analogues: L'omphacite de la roche No 3 est plus riche en magnésie et moins riche en alumine que celle de la roche No 5. En même temps l'omphacite de la roche No 3 est un peu plus riche en fer ferrique ce qui signifie une certaine contenance de la molécule aegyrienne et qui se manifeste par une couleur verte beaucoup plus vive.

Voici maintenant les caractéristiques des minéraux composants des éclogites et de leurs modes d'apparition dans ces roches.

Grenat. La taille des grains de ce minéral est très variable dans de différents types d'éclogite. Dans le type A ils sont microscopiques, beaucoup plus petits que les grains d'omphacite, et ils sont englobés poecilitequement par les plages de celle-ci ou bien d'amphibole primaire. Dans le type B les grenats sont à peu près de mêmes dimensions que les omphacites et ils sont cimentés par celles-ci. Dans les types C et D ils sont de taille variable, souvent distinctement allongés dans la direction de la texture parallèle: Les formes régulières des dodécaèdres rhombiques sont développées seulement là, où les grenats sont rarement parsemés parmi d'autres minéraux. Quand ils sont serrés et concentrés en rubans parallèles, ce qui arrive fréquemment dans les types C et D d'éclogite, leurs grains deviennent tout à fait irréguliers.

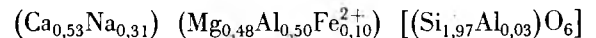
Les grenats contiennent souvent d'innombrables inclusions de différentes substances, généralement trop délicates pour pouvoir être attribuées à une espèce minérale définie. Les inclusions sombres s'accumulent surtout dans

les centres des grains, tandis que les parties extérieures sont généralement limpides. Parfois elles sont concentrées en traits parallèles concordants dans toute la plaque mince et suivant la direction privilégiée de la texture; en tel cas elles peuvent présenter des traces d'une schistosité antérieure à la cristallisation du grenat. Les plus faciles à reconnaître y sont les inclusions du rutile, parfois très abondantes dans certains grains de grenat, surtout au voisinage des grains indépendants du rutile. On peut penser qu'il y existait auparavant un grain plus volumineux d'un autre minéral titanifère (p. ex. d'ilménite ou de sphène), qui devenu instable dans les conditions de la formation d'éclogite a séparé du rutile, en partie libre, en partie emprisonnée en forme d'inclusions dans le grenat en voie de sa cristallisa-

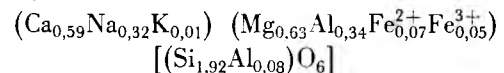
Tableau III
Composition chimique de l'omphacite et du grenat des éclogites

	% en poids			
	O ⁵	O ³	G ⁵	G ³
SiO ₂	55,73	53,58	38,82	41,76
Al ₂ O ₃	12,76	9,92	23,01	22,61
Fe ₂ O ₃	0,07	1,77	0,09	2,23
FeO	3,23	2,39	17,54	14,29
MnO	0,04	0,01	0,35	0,18
MgO	9,07	11,85	8,40	12,75
CaO	14,07	15,55	11,04	5,86
Na ₂ O	4,40	4,54	—	—
K ₂ O	trace	0,24	—	—
H ₂ O+	0,02	0,44	—	—
H ₂ O—	trace	0,02	0,04	0,29
TiO ₂	0,27	0,32	0,40	—
P ₂ O ₅	0,12	0,10	—	—
Cr ₂ O ₃	0,17	—	0,13	—
V ₂ O ₃	0,03	—	0,03	—
	99,98	100,73	99,85	99,97

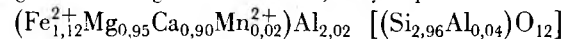
O⁵ omphacite de l'éclogite de Bielice No5, analysée par S. Rossol 1958



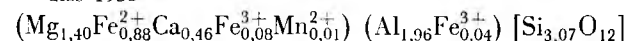
O³ omphacite de l'éclogite de Nowa Wieś No3, analysée par H. Pendas 1958



G⁵ grenat de l'éclogite de Bielice No5, analysée par S. Rossol 1958



G³ grenat de l'éclogite de Nowa Wieś No3, analysée par H. Pendas 1958



tion. Il y a aussi souvent au milieu des grenats plusieurs inclusions incolores biréfringentes, à réfringence inférieure à celle de leur hôte, qui présentent certainement les traces de minéraux antérieurs à la formation d'éclogite, consumés par le grenat. Malheureusement elles sont trop minces pour être déterminées au microscope.

Les bordures kélyphitiques franches, tellement caractéristiques pour les éclogites à grands grenats de différents gisements, n'ont été jamais observées dans les roches en considération. L'amphibolisation secondaire de ces éclogites, après avoir détruit la plupart d'omphacite, produit des grains d'une hornblende verte au contact entre les agrégats diablastiques d'après l'omphacite et les grenats, ou biens des enduits très minces de la même hornblende autour de ceux-ci, mais cela ne dépasse jamais des dimensions microscopiques et ne conduit aux structures radiales qui sont propres à une véritable kélyphite.

Les indices de réfraction des grenats en question sont relativement bas, ce qui est normal pour les grenats des éclogites en général à cause de leurs hautes teneurs en pyrope et en grossulaire. Voici quelques données* pour les grenats des roches analysées chimiquement (Tableau II) et en partie connus dans leur composition (Tableau III):

éclogite No 3 (G ³)	$n_D = 1,756$
" No 4	$= 1,759$
" No 5 (G ⁵)	$= 1,766$

Omphacite. Ce minéral se montre développé en formes variées:

1) petits grains xénomorphes formant une sorte de ciment des grains plus grands de grenat;

2) prismes allongés d'une taille médiocre aux faces prismatiques souvent bien exprimées, mais dépourvus des faces terminales, disposés plus ou moins parallèlement dans les éclogites du type C et D;

3) xénoblastes d'une taille plus grande, informes et souvent déchiquetés, renfermant de nombreuses inclusions d'autres minéraux comme grenat, rutile, quartz, mica blanc, disthène et, en outre, des points opaques d'une nature minéralogique indéterminable.

Parfois, surtout dans les éclogites de type A, on peut distinguer nettement deux temps de cristallisation des pyroxènes: Grandes plages déchiquetées d'omphacite englobent poécilitiquement de petits grenats et minces baguettes d'un pyroxène monoclinique certainement antérieur. Il me paraît bien probable que ces petits pyro-

xènes diffèrent dans leur composition chimique de grands poeciloblastes d'omphacite, étant plus proches de diopside. Cependant cela est très difficile à prouver par les méthodes microscopiques vue que dans la série isomorphe diopside-omphacite les propriétés optiques sont très peu différenciées.

Une certaine différenciation de la composition chimique d'omphacite dans les éclogites du massif de Śnieżnik est mise en évidence par deux analyses citées dans le tableau III. L'omphacite de la roche No 5 (O⁵), d'une couleur grise à peine verdâtre, est plus riche en alumine et plus pauvre en magnésie, que celle de la roche No 3 (O³) qui montre à l'oeil nu une coloration franchement verte. Cependant la teneur en soude est presque égale ainsi que le pourcentage en molécule jadéitique (No 3 — 5,1% en poids d'aegyrine et 26,1% de jadéite, No 5 — 0,2% d'aegyrine et 28,7% de jadéite). La couleur verte plus nette dans l'omphacite O³ semble d'être causée par la teneur en Fe₂O₃ un peu plus grande (molécule aegyrinique) qui d'ailleurs est inégalement répartie dans des différents cristaux. Dans les plaques microscopiques d'épaisseur normale (0,02—0,03 mm) l'omphacite paraît toujours complètement incolore. Cependant dans une plaque d'épaisseur plus grande (env. 0,1 mm) taillée de l'éclogite No 3 les xénoblastes plus grands d'omphacite montrent les taches vertes et nettement polychroïques, irrégulières, inégalement réparties et changeant d'intensité. La même particularité apparaît dans les poeciloblastes d'omphacite dans l'éclogite No 1, tandis que les petites baguettes de pyroxène du premier temps de cristallisation restent incolores même dans une plaque épaisse.

Voici quelques données optiques pour l'omphacite des roches 3, 4 et 5:

		3	4	5
Indices de réfraction	n_g	1,692	1,694	1,688
	n_m	1,674	1,677	1,673
	n_p	1,668	1,670	1,665
Biréfringence	$n_g - n_p$	0,0236	0,0251	0,0225
Angle des axes optiques	$2V$	67—69°	65—67°	71—72°
	Angle d'extinction	z/n_g	44°	38—39°
Signe optique		+	+	+

Dans toutes les éclogites l'omphacite est susceptible à une transformation en agrégats diablastiques troubles gris, plus ou moins fibreux, qui indique le premier stade d'amphibolisation de la roche et qui se fait à partir de l'extérieur des grains individuels ou bien à partir de leurs cassures. La nature minéralogique de ces produits secondaires a été déterminée diversement par de différents auteurs: les uns les ont attribués au pyroxène, les autres aux amphiboles. Quant à moi, je n'ai pas réussi à les déterminer définitivement dans le

* Toutes les constantes optiques des minéraux des éclogites citées dans ce chapitre ont été déterminées par A. Nowakowski.

stade initial de leur formation, à cause de leur développement presque submicroscopique. Ce n'est que dans le stade un peu plus avancé de leur recristallisation qu'ils commencent à réagir nettement sur la lumière polarisée sous les grossissements microscopiques plus forts et alors leur nature amphibolique devient bien reconnaissable. *Le procès d'amphibolisation* des écloğites se produisait de deux façons:

Le long des fentes et cassures des écloğites de tous les quatre types énumérés plus haut, l'amphibolisation se faisait vite, évidemment sous l'influence des solutions, qui circulaient dans les fentes et à partir de celles-ci s'infiltraient à courtes distances dans la roche adjacente, en utilisant les sutures intergranulaires. Il se formaient d'abord des agrégats troubles, recristallisant facilement en amphibole fibreuse et ensuite en xénoblastes homogènes d'une hornblende ouralitique verte claire, sensiblement polychroïque, souvent pâle olivacée. Les grenats dans cette zone d'amphibolisation étaient attaqués presque simultanément et ils participaient dans la production de la hornblende secondaire. Tout au long de la fente et parmi les grains recristallisés de hornblende s'individualisaient des tout petits grains limpides d'un plagioclase acide, fréquemment de l'albite pure, comme produit directe de la libération du composant aluminosodique (jadéite) contenu dans l'omphacite. De telle façon se sont formés des filonnets noirs coupant les lentilles écloğitiques dans de différentes directions (fig. 2).

Cependant la plupart des écloğites, surtout celles du type B, démontrent un *procès d'amphibolisation diablastique de l'omphacite* qui n'est pas lié aux cassures postérieures, mais qui se produit plus ou moins également dans toute la masse de la roche. Les grains individuels d'omphacite, chacun à soi, sont attaqués de l'extérieur par les agrégats troubles diablastiques et ce procès avance graduellement vers leurs centres. Ces agrégats prennent facilement un développement fibreux à disposition des fibres sémiparallèles ou en éventail dans de différents endroits. Dans un stade plus avancé il n'en reste que des reliquats d'omphacite aux centres de ces agrégats, limités de ceux-ci par des contours concaves, la disposition des fibres étant le plus souvent perpendiculaire à ces contours. Enfin l'omphacite disparaît complètement. Les grenats ne sont pas touchés par ces transformations dans ce stade d'amphibolisation et en général ils se montrent très réfractaires, contrairement à cela qui se passe le long des fentes ouvertes.

Vers l'extérieur de chaque agrégat diablastique après un grain d'omphacite les fibres

grossissent peu à peu et alors on reconnaît facilement leur nature minéralogique d'une amphibole presque incolore. Généralement on peut admettre qu'ils ont été amphiboliques du commencement de la transformation, lorsqu'on voit les mêmes réactions optiques se prolonger dans les agrégats orientés presque à la limite de l'omphacite intacte. Au contact des grenats les fibres d'amphibole prennent une couleur franchement verte, ce qui prouve que les grenats, malgré leur apparence, ont pris part aux réactions et ont délivré un peu de fer aux produits de décomposition de l'omphacite. Le long des contours de grains primitifs d'omphacite, là alors, où le procès de transformation de ce minéral a commencé, les fibres d'amphibole recristallisent en petites baguettes ou en grains isométriques d'une hornblende secondaire vert pâle. Parmi ces grains il s'individualise un peu d'un plagioclase acide provenant du composant sodique de l'omphacite, mis en liberté par la décomposition de celle-ci. Autour des grains du grenat cristallise une hornblende verte plus foncée et fortement polychroïque, certainement plus riche en fer, formant de minces bordures, qui peuvent être envisagées comme couronnes kélyphitiques germinales, mais qui n'ont aucune chance de se développer plus franchement.

Ensuite les agrégats troubles recristallisent peu à peu en individualisant des vermicules ou des baguettes de hornblende de plus en plus grosses, à l'orientation optique plus ou moins homogène sur certaines étendues, cimentées par un fond limpide d'un plagioclase acide. Les grenats sont graduellement réduits aux restes déchiquetés, contribuant, eux aussi, à la formation de hornblende verte. Deux sortes de hornblende au commencement bien tranchées, l'une faiblement colorée provenant de l'omphacite, l'autre verte foncée — du grenat, commencent à égaliser leur composition en recristallisant ensemble. Il en résulte une amphibolite diablastique, parfois à reliquats du grenat, et cette structure caractéristique paraît relativement stable, permettant reconnaître l'existence d'anciennes écloğites même entièrement transformées.

Ces procès de transformation des écloğites ont été décrits par plusieurs auteurs, p. ex. L. Hezner (1903), Y. Brière (1920), P. Eskola (1921). Si je me suis arrêté plus longtemps à ce sujet, c'est parce qu'il me paraît bien important pour la question de la formation des écloğites et de leurs relations génétiques aux amphibolites en général. Il n'y a aucun doute que l'amphibolisation d'écloğite de la deuxième façon se produit dans des conditions complètement statiques, sans aucune déformation, par l'action des solutions qui circulaient dans les

interstices intergranulaires et qui effectuaient une hydratation d'omphacite et de grenat en les changeant en amphibole. Si on peut attribuer cette hydratation à un certain abaissement de température et alors à un métamorphisme rétrograde, ce n'est en aucun cas une diaphtorèse. Mais d'après mes observations il me semble très probable, que l'amphibolisation diablastique d'omphacite a commencé presque immédiatement après la formation d'éclogite, c'est à dire en continuation directe de la formation d'éclogite qui, comme nous verrons plus loin, a fréquemment terminé par la cristallisation d'une amphibole primaire. En aucun cas je n'ai pas pu confirmer la présomption d'Angel (1940), que la succession des minéraux des éclogites soit inverse à celle décrite plus haut, c'est à dire que la hornblende diablastique puisse se transformer en omphacite diablastique recristallisant enfin en omphacite homogène.

Amphibole primaire. C'est une variété de hornblende assez particulière, présente dans la plupart des éclogites en quantité toute modeste, mais dans certaines de ces roches — p. ex. No 4 — fortement enrichie et devenant un composant essentiel (éclogite amphibolique). Grise foncée ou noirâtre en échantillon à l'oeil nu, dans une plaque mince elle se montre presque incolore ou très pâle, à peine polychroïque en teintes jaunâtres. Quand elle est incolore, ses sections longitudinales sont presque impossibles à distinguer de l'omphacite. Pour évaluer sa proportion quantitative par voie d'analyse micrométrique il faut tailler des plaques plus épaisses (env. 0,1 mm), où la coloration devient habituellement plus nette et polychroïque en teintes: n_p — jaunâtre très pâle, n_m — claire brunâtre, n_g — grise brunâtre ($n_p < n_g < n_m$ ou bien $n_p < n_m < n_g$). Dans certaines roches, p. ex. No 2 et No 6 la coloration est plus forte et discernable même dans les plaques minces d'épaisseur normale (0,02—0,03 mm), probablement à cause d'une teneur plus élevée en fer. D'autres données optiques sont: signe optique toujours négatif, l'angle des axes optiques très grand (80—88°), l'angle d'extinction dans le plan 010 $n_g/z = 13—19^\circ$, biréfringence $n_g - n_p = 0,0207—0,0237$.

Les hornblendes d'apparence primaire dans les éclogites ont été attribuées par différents auteurs tantôt à la *pargasite*, quand elles sont incolores (p. ex. Brière — 1920, Roques — 1941), tantôt à la *carinthine*, quand elles sont brunâtres (p. ex. Angel — 1940, 1957). Dans les éclogites étudiées par moi, la hornblende — même quand elle est incolore — ne peut pas être déterminée comme pargasite, à cause de son signe optique négatif et son angle d'ex-

inction trop petit. Pour une véritable carinthine, jugeant d'après les descriptions des auteurs autrichiens, elle semble trop faiblement colorée. Cependant, en étudiant tout récemment à Paris les plaques minces d'éclogite de Saualpe en Carinthie — localité type de la carinthine — j'ai pu constater que la hornblende primaire de cette roche est aussi très faiblement colorée, à peine polychroïque, et alors qu'elle est comparable à celle des éclogites du massif de Śnieżnik. D'ailleurs la carinthine, comme une variété particulière du groupe de hornblende, n'est pas encore suffisamment définie. Malheureusement, je n'ai pas réussi jusqu'à présent à séparer cette hornblende à l'état assez pur pour pouvoir la soumettre à une analyse chimique à fin d'obtenir une formule convenable.

Cette hornblende primaire diffère nettement de la hornblende secondaire de mêmes roches, aussi bien par sa couleur pâle jaunâtre, ou bien par son manque de coloration, que par son mode de développement. Dans les éclogites du type A (p. ex. No 6) elle forme des poeciloblastes assez grands, criblés, d'innombrables inclusions du grenat, du pyroxène, de la zoïsite, du quartz et d'autres minéraux, parfois elle se montre interpénétrée avec des grands omphacites du deuxième temps de cristallisation. Elle s'est développée certainement à la fin de la formation de la roche, en partie simultanément avec les grands xénoblastes d'omphacite. Dans les éclogites du type C et D elle forme des baguettes de même taille que celles d'omphacite, mais plutôt xénomorphes, plus ou moins parallèlement disposées avec celles-ci. Elle paraît un peu postérieure à l'omphacite, lorsqu'elle renferme des inclusions de celle-ci, tandis que l'inverse n'arrive jamais. En outre elle contient souvent des inclusions des grenats, du disthène, du quartz, du mica blanc, du rutile, ou bien elle est pénétrée des fines vermicules quartzeux.

Il en résulte, que cette hornblende existe en équilibre permanent avec tous les minéraux primaires des éclogites tels que le grenat, l'omphacite, le disthène, le mica blanc, la zoïsite, qu'elle ne remplace jamais ces minéraux et qu'elle ne démontre nulle part des traces de réactions avec eux. Au contraire, quand elle les renferme en forme d'inclusions, elle les protège à certain degré contre les transformations secondaires pendant les premiers stades d'amphibolisation de la roche, ce qui est bien compréhensible, puisqu'elle doit être appropriée aux conditions de ce procès. Elle est alors certainement un minéral primaire — autant qu'on peut le dire d'un minéral métamorphique quelconque — cristallisé vers la fin de la formation d'éclogites.

Disthène. Ce minéral ne doit apparaître que dans les élogites qui démontrent dans leur composition chimique un excès d'alumine au-dessus de la possibilité d'entrer dans la composition des minéraux tels que les grenats, l'omphacite, la zoïsite, le mica blanc. Ce principe a été déjà formulé d'une façon simplifiée par Tilley (1936). Dans les élogites étudiées par moi le disthène, en quantité plutôt modeste, apparaît habituellement dans le type C plus ou moins schisteux, si le pourcentage en poids d'alumine dépasse 16,5. Ce minéral symptomatique n'est jamais visible à l'œil nu, à l'exception de la roche No 7, où les tablettes bleuâtres de quelques millimètres ont pu être localement observées. Ordinairement il n'y se trouve qu'en dimensions microscopiques sous forme des tablettes incolores, aplaties suivant (100) et à la fois allongées suivant l'axe Z, aux arêtes arrondies, et par conséquent plus ou moins lenticulées. Le clivage et les macles suivant (100) sont très caractéristiques. Les disthènes sont souvent concentrés dans certains lits et orientés parallèlement à la disposition des baguettes d'omphacite et des tablettes du mica blanc. Les disthènes plus grands renferment souvent les inclusions de quartz et de mica blanc, les petits disthènes étant souvent inclus dans l'omphacite, le quartz et mica blanc, rarement dans les grenats.

Mica blanc. Il n'apparaît en quantité notable que dans les roches contenant plus que 0,30% en poids de K_2O . C'est alors probablement un mica ordinaire potassique, contrairement à la supposition de Y. Brière (1920) que dans les élogites françaises le mica blanc soit plutôt sodique, proche de la paragonite. Ce mica blanc offre habituellement un petit angle des axes optiques ($0-20^\circ$) et alors probablement il s'approche de la phengite. Dans les élogites du type A les tablettes de mica, petites mais relativement épaisses, sont disposées fortuitement et elles sont toujours bien conservées. Au contraire dans les élogites du type C les tablettes sont souvent assez grandes, accompagnant des plus grands amas de quartz et disposées pour la plupart parallèlement à la direction privilégiée des baguettes d'omphacite. Le mica forme souvent des inclusions au milieu du quartz, de l'omphacite, de la hornblende primaire, du disthène, plus rarement du grenat. Il est donc certainement un minéral primaire, en équilibre parfait avec tous les minéraux d'élogite. Au contraire, dès le début de l'amphibolisation d'omphacite il se transforme de dehors en une frange finement écaillée d'une biotite très pâle jaune brunâtre. Évidemment le mica blanc, qui était en équilibre avec l'omphacite et la hornblende primaire, ne l'est

plus avec la hornblende secondaire et c'est maintenant la biotite qui devient stable.

Zoïsite. Elle est un minéral très répandu, mais pas constant, apparaissant en trois formes principales:

1) grains isométriques ou prismes courts accompagnant du quartz et enchevêtrés ou interpénétrés avec celui-ci; ce mode de développement est le plus répandu dans les élogites massives du type B.

2) baguettes très allongées assez grandes, comparables à cet égard à l'omphacite et suivantes la disposition sémiparallèle de celle-ci, ce qui arrive le plus souvent dans les élogites des types C et D.

3) des tout petits bâtonnets, mélangés à l'omphacite et se concentrant localement en petits amas ou bien inclus en masse dans la hornblende primaire poecilitique, plus rarement dans l'omphacite; ce mode de développement est très caractéristique pour les élogites à hornblende primaire poeciloblastique du type A (p. ex. No 6).

Zoïsite présente toujours la modification au plan des axes optiques perpendiculaire à l'axe d'allongement Z, dépourvue des couleurs d'interférence subnormales ($n_g - n_p = 0,0065$, $2V = 15^\circ$, sign. opt. +, mod. β). C'est là un minéral certainement primaire, en équilibre permanent avec tous les composants normaux des élogites tels que l'omphacite, le grenat, le mica blanc et la hornblende primaire, en partie précédant la cristallisation des ceux-ci, en exigeant probablement un excès d'alumine et de chaux. En outre, dans les amphibolites plus ou moins biotitisées d'origine élogitique, il y apparaît une zoïsite secondaire, plus faiblement biréfringente et offrant des couleurs d'interférence subnormales (mod. α).

Quartz n'est que rarement absent dans les élogites en considération (p. ex. dans la roche No 3). Il forme au moins de petites inclusions, parfois assez abondantes dans l'omphacite, disthène, grenat, mica blanc, hornblende primaire, dans le dernier minéral aussi des filaments vermiculés rappelant un peu à la myrmékite. Le plus souvent il forme en outre des grains isolés et cachés dans les interstices parmi d'autres minéraux, ou bien des amas plus grands à structure en mosaïque, ramifiés et en cas d'une texture parallèle allongés dans la direction privilégiée. Il est alors bien sûr qu'il n'est pas été introduit dans la roche par les solutions postérieures et qu'il a existé dans la matière de la roche du commencement de sa cristallisation, à cause d'un certain surplus de silice. Bien entendu, ce n'est pas un excès de silice dans le sens „magmatique” de ce mot car, en calculant de l'analyse chimique d'après la méthode américaine la composition minéra-

logique virtuelle, on obtient toujours pour les roches étudiées par moi un certain déficit de SiO_2 , qui se manifeste par l'apparition tantôt d'olivine, tantôt même d'un peu de néphéline virtuelle. Mais pour certaines éclogites d'autres régions de l'Europe on obtient par le même procédé assez souvent un peu de quartz calculé.

Rutile. Ce minéral est présent dans toutes les éclogites, bien qu'en quantités d'habitude très restreintes. Le plus souvent il présente des tout petites granules informes se concentrant en amas allongés suivant la direction parallèle de la texture et se dissolvant en inclusions encore plus minces dans d'autres minéraux. C'est le plus frappant en cas du grenat: si un tel amas entre dans un grenat, il se dissout en tout petites inclusions, comme si le grenat en croissant les ait émiettées. Des traînées de rutile sont souvent disposées plus ou moins parallèlement, même dans les roches entièrement massives, dépourvues d'aucune trace de texture orientée. On pourrait deviner, que dans une roche primitive certains minéraux titanifères (ilménite ou sphène?) avaient été concentrés en certains lits parallèles, mais que la recristallisation postérieure d'une telle roche en éclogite, dans des conditions purement statiques, les a transformés en rutile, en conservant les traces de leur disposition primitive. Ce n'arrive que rarement, surtout dans les roches du type B et encore mieux, dans de grands amas de quartz dans ces roches, que le rutile apparaît en grands prismes ou grains mégascopiques de quelques millimètres de longueur.

Le rutile dans les roches étudiées est généralement très ferrifère, d'une couleur brune plus ou moins foncée. Au cours de l'amphibolitisation de la roche il excrète le fer à l'état d'ilménite, en se garnissant des points opaques noirs de plus en plus épais. Dans un stade avancé d'amphibolitisation cette ilménite s'entoure d'une couronne de sphène microcristallin, en utilisant la chaux délivrée par amphibolisation de l'omphacite.

Calcite primaire fut trouvée par moi tout récemment dans quelques échantillons d'éclogite intacte de Międzygórze. Elle y forme des grains irréguliers, non maclés, souvent peu homogènes et ponctués d'inclusions opaques d'une nature minéralogique indéterminable. Elle s'accumule par préférence dans les concentrations stratiformes du grenat, en remplissant les interstices parmi les grains de celui-ci. Parfois on obtient une impression d'un fond carbonaté d'une roche antérieure, duquel ont cristallisé les grenats d'éclogite. En outre, la calcite est enchevêtrée parmi les omphacites et les écailles de mica blanc, ou bien elle forme les inclusions dans

l'omphacite et le grenat. Je suis convaincu qu'il y s'agit des reliquats d'une roche originairement carbonatée qui fut transformée en éclogite et je les considère comme arguments en faveur de ma thèse antérieure, que la plupart des éclogites de la région de Śnieżnik tirent leur origine des intercalations carbonatées dans une série des sédiments argilo-sableux. Cette calcite n'est en aucun cas infiltrée postérieurement dans la roche achevée. Les infiltrations épigénétiques de calcite sont assez fréquentes le long des fissures dans les éclogites, mais en tels cas la calcite montre un développement tout différent: elle est très pure, toujours bien maclée et accompagnée de l'albite ou d'adulaire, prehnite, chlorite ect.

Minéraux accessoires. L'apatite doit être présente dans presque toutes les éclogites, jugeant après la présence presque constante d'anhydride phosphorique dans les analyses chimiques. Cependant elle n'est discernable qu'en cas, où elle forme des grains plus grands, ce qui est plutôt rare (ex. No 2). Le zircon est présent dans la plupart des roches, mais habituellement en petits grains très rare-semés, quelques-uns pour chaque plaque mince. Il est toujours fortement radioactif, ce qui se manifeste bien dans les roches fortement amphibolitisées, où les zircons donnent des auréoles polychroïques noircies dans la hornblende secondaire diablastique.

Pour compléter la description pétrographique des éclogites du massif de Śnieżnik il faudrait encore discuter leur composition chimique en les comparant à cet égard avec toutes les éclogites du monde. Neuf analyses chimiques des éclogites relativement bien conservées, présentées dans le tableau II donnent les paramètres américains suivants:

No 1	III. 5. 3(4). (4)5 [1'. '3. 2. (2)3] (2,8% de néphéline virtuelle)
No 2	III. 5. (3) 4. 5 [(1) 2. 2 (3). 2. (2) 3] (2,0% de néphéline virtuelle)
No 3	III. 5. 4. 5 [1'. 3. '2. 2.]
No 4	III. 5. 4. '5 [1(2). 3. (1)2. 2.]
No 5	III. 5. 4. 5 [1'. '3. 2. (2)3.]
No 6 (II)III.	5. (3)4. (4)5. [1'. 3'. 1(2). (2)3]
No 7	III. 5. 4. (4)5 [(1)2. 2. 2.]
No 8 (II)III.	5. 4. 5 [1. 3. (1)2. 2.]
No 9	III. 5. 4. (4)5 [1(2). 2(3). (1)2. 2.]

Au point de vue purement chimique les éclogites en question sont alors comparables aux gabbros mésocrates très riches en chaux feldspathisable et très pauvres en potasse. C'est un fait universalement accepté pour toutes les éclogites et confirmé par voie statistique par P. Lapadu-Hargues (1953). Mais si cet auteur admet (p. 166) „que l'on a à faire à un seul

type chimique pour ce genre de roche", il ne tient pas compte de plusieurs exceptions bien caractéristiques. En voici les exemples les plus frappants, bien éloignés de la composition typique des roches du groupe des gabbros:

Éclogites hyperalcalines (persodiques et déficitaires en silice), montrant l'aegyrine et la néphéline dans leur composition virtuelle, ce qui trouve une justification dans la composition minéralogique réelle (l'omphacite riche en aegyrine = chloromélanite, glaucophane ect.). Exemples en sont la roche du Cellier (Loire Inférieur) en France, analysée par Y. Brière (1920) aux paramètres (III)IV. [6. 1. 5] 2'. 1. 2(3) (3)4 et la roche de San Martin en Californie aux paramètres III'. 6. 1. 4 [2. 2. 2. 3].

Éclogites de composition théralitique (relativement riches en néphéline virtuelle) d'Oetztal en Tirol analysées par L. Hezner (1903): Burgstein — III. (5)6. 3(4). 4 [(1)2. 2(3). 2. 2] et Sulztal — III. '6. '4. 4' [2. 2(3). 2. 3].

Éclogites quartzieuses (riches en quartz virtuel), p. ex. la roche de Les Guerches en France analysée par Y. Brière — III'. 4. 3(4). 4 [2'. 1. 2. '3] ou la roche d'Eppenreuth dans Fichtelgebirge — III. 4. 3(4). 4 [1'. 1. 3. '2].

Roches ultraféminiques, très pauvres en soude, dont les pyroxènes ne devraient être comptés parmi véritables omphacites et qui par conséquent appartiennent aux pyroxénites à grenat. On peut citer comme exemples la roche de Gilsberg en Saxe étudiée par Hentschel (1937) — IV. [5'. (4)5. (4)(5)] 1. 2. 2'. 1(2), la roche de Rodhaugen en Norvège décrite par Eskola (1921) — IV. [5. '5. 4] 1. 2. 2. 2 et enfin celle de l'île Hurry en Grenlande examinée par Sahlstein (1935) — IV [4. 4(5). 4] (1)2. 1. 2. '2. Il vaut bien remarquer ici que la composition semblable est propre à l'*ariégite* de la localité type dans les Pyrénées suivant l'analyse chimique publiée par A. Lacroix (1917) — IV [5. 4 (5). '5] 1. '2. 2. 1'.

Il en résulte que les éclogites du massif de Śnieżnik sont beaucoup moins différenciées que l'ensemble de ces roches du monde entier. Pour mettre en évidence cette différenciation je me servirai de deux méthodes graphiques. L'une proposée par P. Eskola, celle du triangle ACF, est généralement connue et maintes fois usitée par les pétrographes pour comparer les possibilités minéralogiques des roches de composition chimique différente dans certains „minéral-faciès". Tous les éclogites du monde entier qui ont été analysées chimiquement ont été placées dans un tel triangle, présenté par fig. 4. Les éclogites du massif Śnieżnik y sont marquées par les croisettes et pourvues des chiffres correspondants au numérotage d'ana-

lyses dans le tableau II; les numéros 10 et 11 représentent les analyses d'éclogites de la série granulitique d'une région voisine, dont il sera question plus loin.

On y voit que le champ occupé par les éclogites est plutôt restreint, c'est à dire que la différenciation de ces roches par rapport aux coordonnées A—C—F d'Eskola est assez limitée. Les points les plus proches du côté CF du triangle représentent des éclogites les plus pauvres en alumine non combinée aux alcalis, ces roches alors devant contenir une omphacite pauvre en aluminium tétracoordonné et relativement peu de tel minéraux comme grenat, disthène ou zoïsite. Les points les plus rapprochés du côté AC du triangle correspondent aux roches riches en chaux feldspathisable (anorthite virtuelle), qui offrent alors la possibilité d'apparition de la zoïsite en quantité notable. Les points les plus proches du coin F du triangle représentent les éclogites ultraféminiques, particulièrement riches en ferro-magnésiens. Les points représentatifs des éclogites du massif de Śnieżnik sont concentrés au milieu du champ total d'éclogites, c'est à dire qu'elles sont proches de la composition moyenne d'ensemble mondial de ces roches.

Mais il faut bien se rendre compte du fait que la différenciation faible dans ce diagramme est causée surtout par la méthode d'Eskola, dans laquelle les alcalis avec une somme équivalente d'alumine et de fer ferrique sont exprès éliminés du calcul des coordonnées A—C—F. Il serait profitable d'employer une autre méthode, pour ne pas camoufler les différences assez grandes et diversifiées parmi les différentes éclogites. J'ai proposé une telle méthode au dernier Congrès International de Géologie à Copenhague (1960 b), qui me paraît bien utile pour l'étude comparative de ces roches.

Chaque éclogite est composée de deux minéraux essentiels: l'omphacite, qui en principe peut être envisagée comme une solution solide isomorphique de diopside et de jadéite, et un grenat alumineux*. On peut alors calculer d'une analyse chimique d'éclogite trois composants virtuels — *jadéite, diopside, grenat* —

* Les grenats éclogitiques sont généralement très pauvres en fer ferrique, comme le montrent les meilleures analyses chimiques de ce minéral. Quand une analyse montre une quantité importante de Fe₂O₃ on peut bien soupçonner qu'il y s'agit d'une erreur analytique. En réalité l'attaque du grenat par l'acide fluorhydrique est très lente et difficile et par conséquent le dosage de FeO peut devenir trop petit, celui de Fe₂O₃ trop grand. En calculant la proportion d'un grenat éclogitique on peut négliger la possibilité d'un peu d'andradite et faire entrer tout le fer ferrique ensemble avec le fer ferreux.

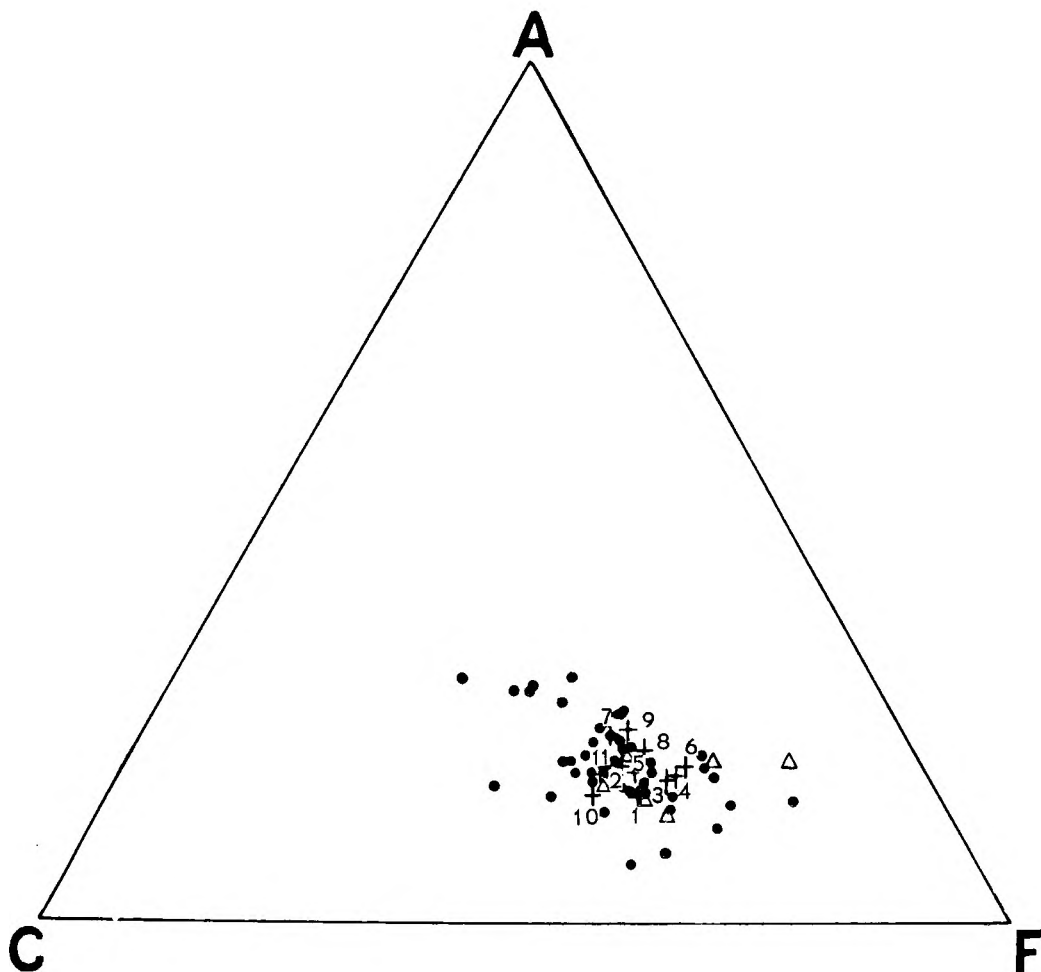


Fig. 4

Distribution des points représentatifs d'éclogites dans le triangle *ACF* d'Eskola (éclogites des Sudètes sont marquées par des croisettes, celles d'autres régions — par des points, les ariégites des Pyrénées — par de petits triangles)

Rozmieszczenie punktów projekcyjnych eklogitów w trójkącie *ACF* Eskoli (eklogity sudeckie oznaczone są krzyżykami, eklogity z innych krajów kropkami, ariegity z Pirenejów trójkącikami)

en rapports moléculaires et, après les avoir recompté à la somme de 100, les utiliser comme trois coordonnées dans un diagramme trian-

gulaire *J—D—G*. Ce calcul s'appuie sur les rapports atomiques des cations résultants de chaque analyse chimique:

<i>Formule chimique</i>	<i>Rapports moléculaires</i>	<i>Coordonnées du triangle</i>
jadéite $(\text{Na},\text{K})\text{AlSi}_2\text{O}_6$	$j = \text{Na} + \text{K}$	$J = \frac{100 j}{j + g + d}$
grenat $(\text{Fe},\text{Mg},\text{Ca},\text{Mn})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	$g = \frac{\text{Al} - j}{2}$	$G = \frac{100 g}{j + g + d}$
diopside $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Mn})\text{Si}_2\text{O}_6$	$d = \frac{(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) - 3g}{2}$	$D = \frac{100 d}{j + g + d}$

Dans les écoligites d'une composition plutôt exceptionnelle il peut arriver, qu'en calculant la composition virtuelle suivant le mode expliqué plus haut, on obtient les valeurs négatives soit pour le grenat, soit pour le diopside. Un tel cas trouve toujours une explication dans la composition minéralogique réelle de la roche et il devient très significatif au point de vue pétrographique.

La valeur négative du grenat calculé signifie que la roche est peralcaline, c'est à dire qu'il y a un déficit en alumine [(Na + K) > Al]. Dans un tel cas il n'est plus possible de former un grenat, mais il faut combiner l'excès du sodium avec le fer ferrique en formant l'aegyrine $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$. Les composants virtuels sont alors la *jadéite*, l'*aegyrine* et le *diopside* et le point représentatif franchit le côté JD du triangle. Les exemples en sont l'écoligite de Le Cellier en France et celle de St. Martin en Californie mentionnées à la page 30. La composition réelle de ces roches offre une omphacite riche en aegyrine (chloromélanite), ou bien du glaucophane, à côté d'un grenat fortement coloré riche en molécule d'andradite. Le calcul alors se fait de la façon suivante:

Cas exceptionnel (Na + K) > Al

jadéite $j = \text{Al}$

aegyrine $a = (\text{Na} + \text{K}) - \text{Al}$

diopside $d = \frac{(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) - a}{2}$

$J = \frac{100 j}{j + a + d}$, $A = \frac{100 a}{j + a + d}$, $D = \frac{100 d}{j + a + d}$.

Un autre cas exceptionnel arrive, quand par le calcul normal on obtient une valeur négative pour le diopside. La cause en est qu'il y a un tel excès d'alumine que la somme des cations bivalents et du fer ferrique ne suffit pas pour le saturer en formant le grenat

$(\text{Al} - j) > 3 \frac{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}{2}$

Il vaut bien alors d'exprimer cet excès d'alumine en forme de disthène et d'en former une coordonnée auxiliaire. C'est d'autant plus justifié, qu'en tel cas d'habitude le disthène apparaît réellement dans la composition minéralogique de la roche, ou bien de la zoisite en quantité extraordinaire. Les composants virtuels servants comme coordonnées du diagram-

me triangulaire sont alors la *jadéite*, le *disthène* et le *grenat* et le point représentatif franchit le côté JG du triangle. Les exemples en sont une écoligite très riche en disthène de Weissenstein dans Fichtelgebirge décrite par Tilley (1936) et une roche étrange de Koralpe en Autriche décrite par Wieseneder (1934) sous le nom „écoligite à diallage". Le mode du calcul est suivant:

Cas exceptionnel

$\text{Al} - j > 3 \frac{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}{2}$

jadéite $j = (\text{Na} + \text{K})$

grenat $g = \frac{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}{3}$

disthène (kyanite) $k = \frac{\text{Al} - j}{2} - g$

$J = \frac{100 j}{j + g + k}$, $G = \frac{100 g}{j + g + k}$, $K = \frac{100 k}{j + g + k}$.

Le diagramme obtenu par cette méthode de calcul est présenté par fig. 5. Les points représentatifs de toutes les écoligites montrent ici des positions très différenciées, ce qui paraît bien avantageux pour l'étude comparative de ces roches. Les écoligites dont les points représentatifs s'approchent du côté DJ du triangle sont pauvres en grenat ou bien elles contiennent un pyroxène relativement riche en aegyrine. Celles qui par les positions de leurs points représentatifs s'approchent du côté GJ sont riches en disthène, en zoisite ou en tous les deux. Les points situés très bas représentent les roches très pauvres en soude, qui ne doivent pas être envisagées comme véritables écoligites, puisque leur pyroxène est trop pauvre en jadéite pour être nommé l'omphacite. Ce sont les roches ultrafémiques dont il était la question sur la page 30. Dans ce groupement des points se trouve aussi le point représentatif de l'*ariégite* type des Pyrénées (signé par la lettre A) et il serait, peut être, convenable d'employer ce terme pétrographique spécial pour toutes les roches composées du grenat et du pyroxène pauvre en soude. Les écoligites du massif de Śnieżnik représentées par les croisettes et marquées de chiffres sont réparties au centre du triangle, ce qui signifie que leur composition moyenne est normale pour tout ce groupe de roches, bien que différenciée à certain degré. Tous les points représentatifs des ariégites des Pyrénées y sont marqués par de petits triangles.

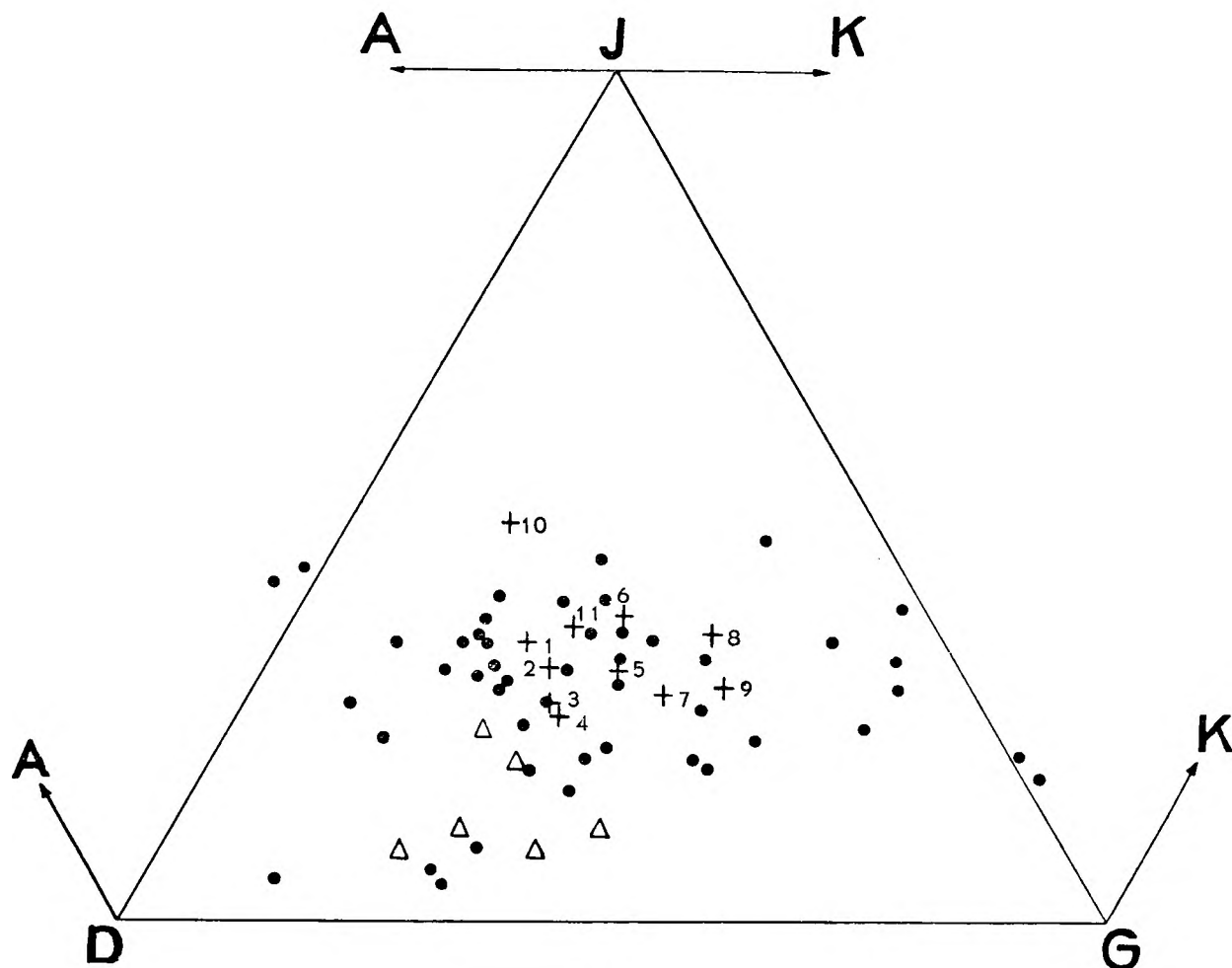


Fig. 5

Triangle *JDG* suivant la méthode de l'auteur, avec les points représentatifs d'éclogites (la même signature des points que dans la fig. 4)

Trójkąt *JDG* pomysłu autora z punktami projekcyjnymi eklogitów (oznaczenia jak w figurze 4)

ÉCLOGITES DE LA ZONE GRANULITIQUE DE STARY GIERAŁTÓW

Au nord de la région cristallophyllienne de Snieżnik, d'où proviennent les éclogites décrites plus haut, au milieu des gneiss du type de Gierałtów apparaît une zone assez étroite (2—3 km de largeur) constituée par les roches granulitiques, dans le sens anglo-saxon de ce terme. Cette zone commence sur le territoire polonais près du village Stary Gierałtów (voir l'esquisse géologique fig. 1), d'où elle s'étend dans la direction NNE passant en Tchécoslovaquie. Elle fut l'objet d'une étude pétrographique détaillée exécutée sous ma direction par M. K. Kozłowski. C'est dans cette zone que les géologues allemands ont signé sur leur carte géologique 1 : 25 000 (1942) une petite intercalation d'éclogite. Sans anticiper les résultats d'étude détaillée de cette zone on pour-

rait caractériser cet ensemble des roches de la façon suivante:

La roche principale y est une granulite, c'est à dire un gneiss leucocrate finement grenu, à grenat comme minéral coloré seul, ou bien accompagné d'un tout petit peu de biotite. Comme composants incolores elle contient du quartz, du feldspath potassique finement perthitique et de l'oligoclase. Des grains microscopiques du feldspath potassique donnent au microscope l'aspect d'une feldspath monoclinique, tandis que les blastes plus grands apparaissant çà et là, d'une formation certainement postérieure, montrent une symétrie triclinique. La texture à peine schisteuse, n'offre généralement qu'un arrangement de petits grenats bruns rouges en minces traînées parallèles. Ce ne sont pas alors les granulites tout à fait classiques, comme celles de Saxe

à quartz aplati et à mésoperthite, mais — quand même — elles appartiennent sûrement au faciès granulitique d'Escola.

Dans plusieurs endroits on voit au milieu de ces granulites claires des rubans, des intercalations ou des lentilles des roches plus foncées, parfois sinueuses et se mêlant ou s'interpénétrant d'une façon migmatique. La couleur plus foncée est causée surtout par l'enrichissement du grenat, parfois au dessus de 30 pour cent. Plus rarement il y interviennent aussi des intercalations plus massives d'une couleur verte grise foncée, contenant à côté du grenat de l'omphacite et s'approchant alors des écoligites. Les écoligites pures, presque dépourvues des minéraux incolores, semblent y être très rares, plus répandus y sont les termes de passage vers les granulites.

Une telle roche transitoire de Sary Gieraltów a été décrite dans une note préliminaire par K. Kozłowski (1958). Dans le tableau IV sont présentées ses données analytiques et — pour comparaison — une analyse chimique d'un autre échantillon d'une écoligite pure de la même localité.

On peut constater d'après les données de ce tableau que la roche examinée contient une

véritable omphacite à 26% en poids du composant jadéitique et un grenat typique pour les écoligites, renfermant 27% en poids de grossulaire. Cependant, de l'autre côté, elle est anormalement riche en quartz et elle renferme tels minéraux comme l'oligoclase, la biotite et le microcline, qui ne doivent jamais apparaître dans une véritable écoligite. Surtout l'oligoclase ne doit pas être en équilibre avec l'omphacite et il n'y doit pas se développer qu'en cas d'une décomposition totale de celle-ci. Tandis que ici, en étudiant cette roche en plaque mince au microscope, on peut s'assurer que l'oligoclase est un minéral bien équilibré, qui d'une part, mélangé du quartz et d'un peu de microperthite, forme une mosaïque microgrenue parmi les grains plus grands d'omphacite et de grenat, de l'autre part — est inclus en état assez automorphe dans les grandes plages xénomorphes d'omphacite. On ne voit nulle part des traces des réactions mutuelles entre l'oligoclase et l'omphacite; les franges d'agrégats diablastiques autour des grains d'omphacite n'ont aucune connexité avec voisinage immédiat d'omphacite et l'oligoclase, elles se forment partout aux bords des grains d'omphacite à partir des sutures intergranulaires au contact de n'im-

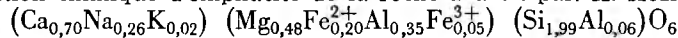
Composition des écoligites de la zone granulitique de Sary Gieraltów

Tableau IV

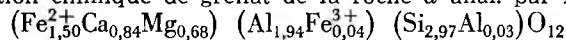
	% en volume	% en poids				
		a	b	c	d	e
Quartz	19,3	SiO ₂	52,76	38,29	56,10	54,10
Feldspath potassique	1,6	Al ₂ O ₃	8,11	21,60	13,10	13,95
Oligoclase (21% d'anorth.)	16,8	Fe ₂ O ₃	1,88	0,71	1,30	1,91
Biotite	3,1	FeO	6,50	23,20	9,27	7,56
Grenat	22,1	MgO	8,81	5,91	4,92	5,06
Omphacite	25,6	CaO	17,90	10,11	9,80	9,68
Agrégats diablastiques		Na ₂ O	3,58	—	2,67	4,31
formés aux dépens d'omphacite	10,5	K ₂ O	0,37	—	0,56	0,82
Rutile	1,0	H ₂ O	—	—	0,30	0,43
		TiO ₂	0,23	0,21	1,78	1,60
		P ₂ O ₅	—	—	—	0,23
		MnO	0,02	0,14	0,04	0,12
			100,16	100,17	99,84	99,77

a) Composition minéralogique de la roche *d* anal. par. K. Kozłowski

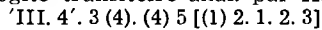
b) Composition chimique d'omphacite de la roche *d* anal. par. K. Kozłowski



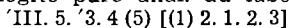
c) Composition chimique de grenat de la roche *d* anal. par. K. Kozłowski



d) Composition chimique d'une écoligite transitoire anal. par K. Kozłowski



e) Composition chimique d'écoligite pure anal. au laboratoire géochimique de Wrocław



porte quel minéral adhérent, évidemment après la cristalloblastèse totale de la roche. De plus, on peut penser que l'omphacite est, au moins en partie, postérieure à l'oligoclase et qu'en croissant elle a englobé les grains de celui-ci d'une façon poecilitique.

En résumant, la zone granulitique présente un ensemble isofacial dans le sens d'Eskola, d'une nature migmatitique, plus ou moins rubané, avec des intercalations basiques au milieu des roches leucocrates. On pourrait les comparer aux charnockites, si les pyroxènes orthorhombiques n'y faisaient complètement défaut. Cela avait été probablement une série sédimentaire argilo-sableuse aux intercalations subordonnées plus ou moins carbonatées. Sa métamorphose régionale initiale aboutit à une granitisation métasomatique sélective, c'est à dire épargnant surtout les intercalations basiques. L'ensemble granulitique serait alors semblable au point de vue génétique à l'ensemble des gneiss migmatiques du type de Gierałtów, qui encadrent la zone granulitique de l'Est et de l'Ouest. Seulement il s'accomplit dans les granulites une sorte de „grenatisation”, c'est à dire une substitution des micas par du grenat comme minéral ferro-magnésien principal. L'explication d'un tel procès paraît difficile, puisque le soi-disant „métamorphisme sec” est peu vraisemblable dans une zone tellement étroite.

En tout cas, l'ensemble granulitique de Stary Gierałtów présente toute une série lithologique isofaciale, à partir des granulites ordinaires leucocrates, par de différentes granulites plus foncées riches en grenat, aux granulites mélanocrates à l'omphacite, et finissant par les véritables éclogites presque dépourvues des minéraux incolores. Les termes éclogitiques de cette série, appartenant bien sûr au „minéral-faciès granulitique” d'Eskola, se distinguent par l'apparition simultanée d'omphacite et d'oligoclase en équilibre permanent, ce qui n'arrive jamais dans les éclogites de la région de Śnieżnik, associées aux amphibolites et intercalées dans les gneiss migmatiques micacés, qui ont été décrites dans le chapitre précédent et qui devraient être attribuées au „minéral-faciès amphibolitique” d'Eskola.

CONCLUSIONS RELATIVES AUX ÉCLOGITES DES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS DES SUDÈTES ORIENTAUX

Dans la région en considération les éclogites apparaissent en état d'intercalations de taille et de fréquence très réduites dans deux ensembles des roches métamorphiques bien différents:

1. Dans un ensemble des gneiss migmatiques micacés à microcline, ayant un développement très grand dans toute la région et appartenant au „minéral-faciès” amphibolitique.

2. Dans un ensemble des granulites, réduit à une zone de 2—3 km de largeur et de 12 km de longueur et appartenant au „minéral-faciès” granulitique.

Éclogites de ces deux ensembles diffèrent dans certains caractères pétrographiques, portant en même temps quelques traits distinctifs de leurs ensembles, ce qui fait penser à certaines différences dans les conditions de leur formation. L'existence d'un „minéral-faciès éclogitique” à part, indépendant et conditionné par une combinaison des agents de métamorphisme toute spéciale, comme c'a été postulé par Eskola, paraît alors invraisemblable.

Les éclogites d'ensemble gneisso-amphibolitique, à côté du grenat et de l'omphacite comme minéraux essentiels, contiennent habituellement quelques pourcents en volume d'amphibole primaire, qui peut s'accumuler localement au dessus de 20%, en devenant alors elle aussi un composant principal et donnant la variété d'éclogite amphibolitique. C'est là un signe de passage aux roches à l'amphibole seule, soulignant l'appartenance des éclogites de ce genre au minéral-faciès amphibolitique. Il s'y associe aussi très souvent un peu de zoisite, du mica blanc et parfois, en cas d'abondance d'alumine, de disthène. Les éclogites de ce genre sont très répandues dans toute l'Europe, dans les régions classiques des Alpes Autrichiens, de Fichtelgebirge, de la Vendée en France et ailleurs.

Cependant, il y a un autre mode de passage entre les éclogites franches et les roches amphibolitiques, qui se produit par l'amphibolitisation secondaire. Généralement il est facile de distinguer les *éclogites amphibolitiques* primaires des *éclogites amphibolitisées*, puisque la décomposition secondaire d'omphacite fournit au début des agrégats troubles microdiablastiques, qui ensuite par recristallisation produisent une hornblende verte et polychroïque, en interpénétration diablastique avec un plagioclase sodique. Une telle hornblende secondaire est bien différente de la hornblende primaire jaunâtre ou presque incolore. La texture diablastique se montre assez persistante et elle permet de distinguer facilement les amphibolites d'origine éclogitique même en état de recristallisation très avancée.

Le grenat d'éclogite paraît parfois bien réfractaire au cours de ce procès et il reste alors en abondance en grains corrodés et déchiquetés au milieu des interpénétrations diablastiques de hornblende secondaire avec des pla-

gioclasses, en fournissant la variété qui pourrait être nommée *l'amphibolite écolitique*. En d'autres cas le grenat participe facilement dans la transformation de la roche, il disparaît complètement en contribuant à la formation de la hornblende verte, et il en résulte une *amphibolite diablastique*. Ces sont probablement certaines différences dans la composition chimique du grenat qui déterminent la persistance de ce minéral au cours d'amphibolitisation d'une écoligite, mais à présent les données analytiques ne suffisent pas à préciser un règle général. En tout cas je propose de faire la distinction parmi les différentes catégories de roches décrites plus haut par les termes pétrographiques suivants:

Écoligite amphibolique („primaire“)

Écoligite amphibolitisée (à l'omphacite transformée en majeure partie en agrégats microdiablastiques à l'amphibole, mais à grenat presque intact).

Amphibolite écolitique (avec nombreux grenats reliquataires dans un fond diablastique franchement recristallisé en hornblende commune et plagioclase)

Amphibolite diablastique (dépourvue du grenat, constituée essentiellement par un mélange de la hornblende commune avec du plagioclase acide à texture diablastique).

Amphibolitisation massive d'une intercalation écolitique dans les gneiss migmatiques du type de Gieraltów se produisait toujours avant la migmatisation de ceux-ci, autrement dit, avant l'introduction métasomatique du microcline. L'écoligite elle même paraît complètement imperméable aux ions potassiques, ils ne peuvent pas s'introduire dans toute sa masse. Mais plus tard, après la formation d'une enveloppe amphibolitique, l'intercalation d'écoligite a pu être coupée des fissures, dans lesquelles pouvaient circuler les solutions potassifères, en déposant là de l'adulaire, sans réagir avec un minéral écolitique quelconque. Au contraire, l'écoligite transformée complètement en amphibolite, surtout aux bords des intercalations plus grandes ou dans les intercalations minces indépendantes, devient susceptible à l'action des solutions potassifères provenant du gneiss encaissant en voie de feldspathisation microclinique. Dans les fissures remplies de l'adulaire on voit celle-ci en état de réaction avec le plagioclase dérivant de l'amphibolitisation de l'omphacite antérieure. L'adulaire ronge le plagioclase en forme des petites veinules, rappelant parfois à l'antiperthite, et finalement elle peut le remplacer totalement.

Ces réactions peuvent se répandre dans toute la roche, probablement par voie des fissures intergranulaires; la hornblende commence à prendre part dans les réactions en fournissant de la biotite et un minéral du groupe d'épidote (zoïsite, clinozoïsite ou même l'épidote

ferrifère). La texture, originairement très serrée, commence à se résoudre peu à peu, il s'y introduit du quartz, un peu d'allanite, de plus en plus des feldspaths recristallisants en grains plus volumineux. C'est là un phénomène de granitisation d'une roche basique d'origine écolitique amenant à la formation d'un gneiss à biotite et épidote, qui renferme les reliques corrodées de la hornblende et du grenat. Il se produit le plus facilement dans des intercalations écolitiques plus minces, qui se sont amphibolitisées plus promptement. Il n'en reste enfin que des bandes plus foncées au milieu d'un gneiss migmatique ordinaire.

On peut en tirer la conclusion, que la granitisation d'une roche basique résultant d'une introduction du feldspath potassique, n'est pas possible, si cette roche n'a pas été précédemment préparée à ce procès par l'apparition d'un plagioclase. Écoligite ne peut alors se granitiser immédiatement, elle doit être d'abord totalement amphibolitisée, avec sécrétion d'un plagioclase en état bien individualisé.

L'amphibolitisation d'une écoligite est généralement attribuée par de différents auteurs à un rétro-métamorphisme ou à la diaphtorèse. Il me paraît difficile appliquer cela aux écoligites en question. L'amphibolitisation des écoligites de la région de Śnieżnik a commencé certainement avant la migmatisation et granitisation du gneiss encaissant, c'est à dire avant la culmination du métamorphisme et métasomatisme régional. Si la feldspathisation potassique présente un stade plus avancé d'évolution du métamorphisme régional de l'ensemble, gneissique entier, comme cela a été prouvé par plusieurs études détaillées, l'apparition d'écoligites et leur amphibolitisation successive ne sont que des détails spéciaux dans les stades précoces de cette évolution. En telles circonstances le terme de rétro-morphose devient absolument impropre. Au contraire, les amphibolites présenteraient ici dans métamorphisme régional progressif les produits plus „mûrs” que les écoligites.

Je m'imagine alors, que l'ensemble gneissique tout entier — les écoligites et les amphibolites y comprises — a parcouru un long procès d'évolution dans les températures relativement basses, sous influence des solutions, qui changeaient avec le temps leur composition et le mode de réaction sur la matière minérale des roches. Il est impossible, à l'état présent de notre connaissance, de préciser les changements de ces conditions, mais il paraît très vraisemblable, que dans les stades hâtifs de cette évolution les solutions apportaient surtout de la soude, dans les stades tardifs — surtout de la potasse. Les écoligites se formaient probablement au début du stade sodi-

fère, en réalisant une association minérale presque anhydre*, essentiellement de l'omphacite avec du grenat. On n'a pas besoin d'admettre dans ce stade des pressions particulièrement élevées et alors des profondeurs très grandes. Vers la fin de ce stade écolitique les conditions changeaient un peu, permettant la cristallisation d'une hornblende spéciale primaire au lieu d'omphacite. La formation métamorphique d'éclogite pouvait se produire en conditions purement statiques et alors il en résultait une texture grenue massive sans aucune orientation privilégiée. Mais parfois l'éclogite démontre un rubanement parallèle dû aux concentrations du grenat et une disposition sémiparallèle d'omphacite, de mica blanc, de disthène ect. Il est alors évident que la recristallisation se faisait dans un milieu anisotrope, conditionné tantôt par schistosité et litage de la roche primitive, tantôt par des tensions dirigées.

Les conditions des réactions métamorphiques changeaient de plus en plus en faveur de la formation des amphiboles. En cas d'une texture très serrée d'une éclogite, aux intergranulaires presque fermés, les solutions ne pouvaient pas circuler dans la roche, elle subsistait alors en état métastable. Mais si une circulation des solutions parmi les grains des minéraux d'éclogite a été possible dès le commencement de ce stade, l'omphacite a commencé à s'altérer peu à peu — toujours en conditions statiques — en produisant les agrégats troubles microdiablastiques, qui en recristallisant avec du temps ont pu fournir des interpénétrations diablastiques plus grosses de la hornblende commune avec du plagioclase. C'est là le procès d'amphibolitisation d'une éclogite et alors le stade amphibolitique d'évolution, qui peut — à mon avis — commencer en prolongement presque immédiat de la cristallisation primaire de cette roche et qui peut évoluer successivement de façon variable, comme c'a été présenté précédemment.

Il me paraît possible, que dans la même période d'évolution de l'ensemble gneissique ont pu se former aussi les amphibolites ordinaires

par voie directe, sans passer par un stade écolitique. On peut s'imaginer, que dans ce stade les solutions produisant la paragenèse écolitique n'avaient pas d'accès aux certaines parties de la formation primitive qui renfermait des intercalations à composition favorable à l'éclogitisation. Ce n'est que dans le stade postérieur, amphibolitique, que les solutions ont pu atteindre ces parties, mais les éclogites n'y pouvaient plus se former en conditions „d'équilibre amphibolitique”, il s'y produisaient directement des amphibolites ordinaires.

Il en reste encore à éclaircir une question fondamentale: quels étaient les matériaux primaires dans l'ensemble primitif des roches soumis à l'évolution métamorphique longue et compliquée, qui se sont transformés en éclogites?

La composition chimique des éclogites du massif de Śnieżnik s'est montrée relativement peu variée, en tout cas beaucoup moins, que la composition des éclogites du monde entier. Elle est plus ou moins rapprochée à la moyenne de toutes les éclogites les plus typiques du monde et alors comparable à la composition chimique des gabbros très calciques et très pauvres en potasse, montrant un faible déficit en silice. Contrairement à l'opinion de plusieurs auteurs, je ne peux pas envisager ce fait comme argument décisif de la provenance directe de ces éclogites des gabbros ou de leurs équivalents volcaniques, vu qu'elles sont intercalées dans un ensemble migmatique fortement touché par un métasomatisme bien compliqué et qu'il y a beaucoup de raisons de penser à une convergence pétrogénétique. Il faut en chercher d'autres arguments dans la géologie et pétrographie de toute la région.

Comme j'ai déjà souligné dans le chapitre consacré à la géologie du massif cristallophyllien de Śnieżnik, il y a beaucoup d'arguments d'envisager l'ensemble migmatique renfermant des intercalations d'éclogite comme l'équivalent profond d'une série supracrustale à peine migmatisée, dite série de Stronie, où l'origine de différents composants lithologiques est relativement facile à reconnaître. On y trouve au milieu des couches prépondérantes des mica-schistes et de paragneiss micacés à plagioclase, nombreuses intercalations de différents quartzites, des marbres, des erlans et des paramphibolites, tout cela d'origine évidemment sédimentaire. Des intercalations concordantes plus volumineuses d'ortho-amphibolites, dérivant selon toute vraisemblance des volcanites basiques, sont beaucoup moins fréquentes. On n'y trouve presque jamais des roches basiques qui pourraient être attribuées aux intrusions gabbroïdes ou ultrabasiques antérieures au métamorphisme régional de la série en question,

* Pour expliquer la formation des associations des minéraux anhydres on se sert souvent d'une invention du „métamorphisme sec”, qui me paraît plutôt un préjugé, résultant d'une application trop simplifiée de certaines règles physico-chimiques. L'observation des minéraux naturels, ainsi que les synthèses minéralogiques exécutées au laboratoire, fournissent d'innombrables exemples des minéraux anhydres, qui se forment en présence de l'eau ou bien cristallisent directement des solutions aqueuses. L'eau peut bien stimuler la formation de certains minéraux sans être obligée d'entrer dans leur composition. Il en est de même avec les minéraux à grande densité, dont la formation n'est pas obligatoirement conditionnée par des pressions très élevées.

sans compter évidemment les roches ultrabasi-ques postérieures, étudiées par B. Wierzcho-owski (1960).

Les plus intéressants pour la question d'ori-gine des écolgites me paraissent les marbres et les erlans étudiés par J. Teisseyre (1961). Ils présentent des intercalations de taille très variable, généralement lenticulées, parfois plus ou moins boudinées, évidemment fortement tectonisées dans les stades précoces du méta-morphisme régional. Il y a tout un passage entre les marbres purement calcitiques, plus rarement plus ou moins dolomitiques, et les erlans qui présentent équivalents silicatés de ceux-ci. Ce passage se manifeste par enrichisse-ment graduel, au milieu d'une mosaïque grenue de calcite, de tels silicates comme la zoïsite ou clinozoïsite, plagioclase basique, gros-sulaire, vésuviane, diopside, trémolite, phlogo-pite, quartz ect. Les erlans les plus typiques présentent une roche finement grenue claire, grise-verte, renfermant du diopside et de l'épi-dote peu ferrifère, avec un peu de quartz. Il s'y associe très souvent un plagioclase acide introduit par la feldspathisation saisissante toute la série de Stronie, qui enrichit en soude la roche à l'origine presque complètement dé-pourvue de cet élément. Plus tard d'ailleurs ce plagioclase a été en partie remplacé par du microcline au cours de la métasomatose potas-sifère.

Fréquemment dans la composition minéralo-gique d'erylans apparaît aussi la hornblende verte commune et elle peut s'accumuler au lieu de diopside et d'épidote en telle quantité, que la roche passe aux erlans amphiboleux, respectivement en cas d'abondance du plagio-clase — aux para-amphibolites, qui sont d'ail-leurs très répandues dans tout ensemble cris-tallophyllien de Stronie.

Toutes ces roches, à l'origine essentiellement carbonatées, calcaires et dolomites — marnes dolomitiques — marnes sidéritiques, ont été transformées en différentes roches de la série: marbres — erlans — para-amphibolites, au cours du métamorphisme régional peu profond accompagné d'une forte tectonisation, aux tem-pératures peu élevées (on n'y trouve jamais de la wollastonite!) Le métamorphisme de con-tact peut être définitivement exclus, puisqu'il n'y a aucune intrusion magmatique dans la proximité. Ensuite les roches plus riches en silicates ont subi une feldspathisation métaso-matique plagioclasifère et alors un enrichisse-ment secondaire en soude, excepté les marbres purs qui se sont montrés très réfractaires à cet égard. La différenciation pétrographique de cette série des roches est causée premièrement par les différences de la composition primitive (les rapports entre le calcium, magnésium et

fer dans les carbonates, les proportions des substances argileuses et du sable), deuxième-ment par le degré de refoulement des carbo-nates par les silicates, troisièmement par la facilité variable d'introduction du plagioclase acide au cours du métasomatisme régional.

Dans l'ensemble des gneiss migmatiques du type de Gieraltów, dérivant de la même for-mation supracrustale que la série de Stronie, mais transformé dans les profondeurs plus grandes, au cours du métasomatisme régional plus avancé et prolongé jusqu'à l'enrichisse-ment important en feldspath potassique, on ne trouve jamais des marbres, des erlans, des pa-ra-amphibolites, mais au lieu de ceux-ci, en même forme lenticulée, des intercalations soit des écolgites intactes ou amphibolitisées, soit des amphibolites tellement recristallisées, que leur origine ne peut plus être décelée. Il paraît alors le plus vraisemblable, que, dans les con-ditions du métamorphisme plus profond com-biné avec un métasomatisme plus fort, toutes les intercalations carbonatées dans la série primitive des sédiments se sont complètement dissimulées, en se transformant totalement en écolgites ou en amphibolites.

Il ne peut pas être exclu, qu'une partie de ces roches puisse provenir des intercalations basiques d'origine volcanique, qui trouvent dé-jà dans la série de Stronie leurs équivalents en forme d'ortho-amphibolites. Cependant ten-ant compte de la rareté relative de telles am-phibolites, il me semble beaucoup plus vrai-semblable, que les écolgites dérivent pour la plupart des intercalations sédimentaires plus ou moins carbonatées, qu'elles présentent alors une variété spécifique d'erylans, dans laquelle l'enrichissement métasomatique en soude s'est exprimé non dans l'apparition d'un plagioclase acide, mais dans l'introduction de cet élément chimique dans la composition du pyroxène.

Évidemment, pour expliquer les réactions pareilles, il n'y a aucune raison d'admettre des pressions et températures très élevées, et alors un plongement dans les profondeurs extrêmes, ni une forte tectonisation qui devrait accom-pagner la cristallisation de la paragenèse éco-logitique. Il y a eu, bien sûr, des mouvements très puissants, qui ont plissé toutes les forma-tions et qui ont accusé les formes lenticulaires, parfois boudinées, des intercalations basiques, aussi bien dans l'ensemble supérieur de la sé-rie de Stronie (marbres et erlans), que dans l'ensemble inférieur des gneiss migmatiques (écolgites et amphibolites). Mais la cristallisa-tion d'écolgites aussi bien que des erlans pa-raît postérieure à ces grands événements tec-toniques et elle se faisait généralement dans un milieu presque immobile. Toutes ces for-mations ont fini leur évolution métamorphi-

que entière probablement dans le pré-cambrien, en tout cas avant l'orogénèse calédonienne, qui les a reprises à l'état complètement achevé et qui n'y a causé que les déformations du type mylonitique. D'autant moins y ont pu changer les mouvements de l'orogénèse varisque, dont l'influence sur la structure interne d'anciennes formations cristallophylliennes dans cette partie des Sudètes est encore plus faible.

Toutefois le mécanisme physico-chimique de la formation de la paragénèse d'éclogite et les minéraux précurseurs aux frais desquels s'est installée cette paragénèse, n'ont pu être décelés. La cause principale en est l'absence constante des reliques de texture et de minéraux d'une roche précédente. C'est aussi pourquoi l'hypothèse de la genèse des éclogites, déduite par moi pour la région examinée des prémisses plutôt géologiques, ne peut être ni rejetée, ni confirmée d'une façon catégorique.

Tout ce qui a été référé plus haut concerne les éclogites étudiées en détail par moi même, c'est à dire les éclogites intercalées dans les gneiss migmatiques du type de Gierałtów. A cause des liaisons multiples avec les amphibolites on pourrait les désigner comme *éclogites du faciès amphibolitique*. Les éclogites intercalées dans la zone granulitique de Stary

Gierałtów, qui pourraient être distinguées comme *éclogites du faciès granulitique*, me sont beaucoup moins connues, parce que une étude détaillée de cet ensemble lithologique est encore en voie de préparation. Sans répéter la description sommaire des pages 33—35 il faut seulement souligner les caractères distinctifs de ces éclogites:

1) Passage continu des éclogites propres, à peu près holomélanocrates, aux granulites ordinaires leucocrates par l'intermédiaire des granulites mélanocrates, riches en grenat;

2) Présence constante d'oligoclase, même dans les termes très proches aux éclogites franches, où il apparaît en équilibre avec l'omphacite, ce qui ne peut jamais arriver dans les éclogites typiques du faciès amphibolitique;

3) Absence constante d'une amphibole primaire dans tous les termes de cette série, par contre la hornblende secondaire, au début fibreuse ou microdiablastique, peut se former aux dépens de l'omphacite;

4) Teneur en silice relativement élevée, au dessus de 50% en poids, causée par l'abondance du quartz même dans les termes les plus mélanocrates. Au résumé, les éclogites de l'ensemble granulitique diffèrent nettement au point de vue pétrographique des éclogites de l'ensemble gneisso-amphibolitique.

QUELQUES OBSERVATIONS PÉTROGRAPHIQUES RELATIVES AUX ÉCLOGITES D'AUTRES RÉGIONS

Tous les chercheurs s'occupant de la pétrographie des éclogites, se plaignent, comme moi même, d'absence dans ces roches de tous reliquats des textures et des minéraux antérieurs, ce qui rend impossible une détermination directe des roches mères des éclogites et, par conséquent, la compréhension des procès de leur formation. Je me suis demandé alors, si vraiment, dans toutes les éclogites d'autres régions de l'Europe, on ne pouvait jamais trouver tels reliquats? Ce fût le but principal de mon voyage récent en France: Étude microscopique des éclogites d'autres régions de l'Europe, afin de les pouvoir comparer avec les éclogites des Sudètes, et l'investigation des traces possibles des matériaux pré-éclogitiques.

La plus grande collection d'éclogites j'ai trouvée à Paris dans le Laboratoire de Minéralogie au Muséum National d'Histoire Naturelle, où j'ai pu étudier les plaques minces de plus que 70 éclogites de différentes localités de toute l'Europe, grâce à la bienveillance de M. le Professeur J. Orcel, Mme E. Jérémine et M. A. Sandrea, qui ont bien voulu me faciliter

ce travail. Dans le Laboratoire de Pétrographie à la Sorbonne dirigé par M. le Professeur J. Jung, M. le Professeur J. Ravier, a mis volontiers à ma disposition une collection magnifique d'éclogite célèbre et extrêmement intéressante de la Compointrie près de St. Philbert de Grandlieu en Loire Atlantique. Dans le Laboratoire de Géologie à l'Université de Clermont-Ferrand j'ai eu l'occasion d'étudier les éclogites de Puy Ferrières dans la Corrèze examinées par M. le Professeur M. Roques et M. M. Chenevoy m'a rendu un service extraordinaire en arrivant de Lyon à Clermont, pour me montrer les plaques minces des éclogites du Monteil en Limousin étudiées par lui et pour discuter avec moi la question de la genèse de ces roches. À tous mes Collègues Français qui m'ont montré tant de bienveillance je me propose ici d'exprimer ma profonde gratitude.

Après avoir examiné ces collections j'étais avant tout impressionné par une extrême variabilité de ces roches, aussi bien au point de vue de leur texture que de leur composition minéralogique. Cette variabilité peut se mani-

fester parfois même dans un seul échantillon, de sorte que deux plaques minces coupées de deux côtés du même morceau offrent les différences bien considérables. Dans toute la collection examinée je n'ai pu trouver que 22 échantillons d'éclogites tout à fait analogues au point de vue des minéraux composants aux roches des Sudètes que j'avais étudié en détail et 17 échantillons bien semblables à celles-ci au point de vue de texture. Je pense que cette variabilité ne peut signifier autre chose, qu'une diversité de genèse en général, c'est à dire une diversité des matériaux primitifs, des procès, des modes et des conditions de formation des éclogites.

Évidemment, mes études microscopiques étaient trop courtes et peu approfondies pour définir strictement les minéraux composants et pour mettre en évidence leur variation dans de différentes roches. Je me bornerai alors ici à signaler quelques particularités les plus frappantes, qui me semblent les plus importantes pour l'illustration de la variabilité pétrographique des éclogites et de la diversité de leur formation.

Le pyroxène monoclinique riche en soude et en alumine est un minéral obligatoire dans chaque éclogite. S'il n'y avait qu'un pyroxène très pauvre en soude (diopside, augite), la roche ne mériterait le nom d'éclogite. Normalement c'est l'omphacite, c'est à dire l'augite jadeditique, contenant plus que 15% de la molécule de jadéite, relativement pauvre en fer et par conséquent incolore dans une plaque mince. Malheureusement il est très difficile de distinguer au microscope une telle omphacite du diopside ou d'une augite diopsidique, aussi incolores, vu que leurs propriétés optiques déterminables dans une plaque mince sont très voisines. C'est, à mon avis, la cause principale d'une confusion entre les véritables éclogites et des pyroxénites à grenat, qui possèdent une autre composition chimique (très peu de soude).

La plupart des éclogites étudiées par moi contiennent une telle omphacite presque incolore. Dans quelques unes l'omphacite montre une structure franchement zonée, à cause d'une certaine différenciation de composition chimique au cours d'accroissement de ses cristaux. Parfois l'omphacite devient légèrement verdâtre dans la plaque mince, sans être visiblement polychroïque, ce qui signifie une augmentation de la teneur en fer (molécule aegyrienne). Plus rarement cette teneur monte considérablement, accusant une couleur verte franche, à polychroïsme bien distinct, et alors l'omphacite passe à *chloromélante*. Parmi les échantillons étudiés par moi à Paris quatre ont montré un tel pyroxène: Ceux sont:

- 1) Éclogite du Cellier à la Vinatière, dont l'analyse chimique (Y. Brière No 1) a montré une composition persodique (aegyrienne virtuelle),
- 2) Éclogite de Fay, Parignac (Loire Atl.),
- 3) Éclogite de Morbihan, Île de Groix, Gripe,
- 4) Éclogite de Val de Rubiana, en Piémont Sept. Parfois l'omphacite prend un développement poeciloblastique à cause de la formation tardive dans la cristallisation de la roche, de la même façon comme celle constatée par moi dans les éclogites du type A dans les Sudètes (analyse No 1 et No 6 du tableau II). Ce sont les roches 1) du Cellier, la Vinatière (Y. Brière, an. No 3), 2) de Bouvron, Bourg, Loire Atl., 3) A l'Est de la Marlière, Loire Atl.

Les amphiboles primaires sont beaucoup plus variées dans les éclogites étudiées par moi. Dans les éclogites des Sudètes je n'ai rencontré que des *hornblendes* presque incolores, pâles jaunâtres ou pâles olivâces, optiquement négatives. J'ai pu constater que la même variété est extrêmement fréquente dans la plupart des éclogites de toute l'Europe. Elle s'y est formée dans la roche plus tard que l'omphacite, parfois simultanément avec la deuxième génération de celle-ci, sans corroder aucun minéral éclogitique primaire, très souvent en forme de grands poeciloblastes. Dans quelques roches elle peut dépasser même la quantité d'omphacite, fournissant alors la variété d'*éclogite amphibolique*. C'est le cas d'éclogite de Chiron (Loire Atl.), de Fay (Parignac, Loire Atl.), de quelques échantillons de la Compointrie (St. Philbert de Grandlieu, Loire Atl.), de Fichtelgebirge en Bavière, et surtout de Saualpe en Carinthie, où j'ai étudié une plaque mince extrêmement riche en cette hornblende et presque dépourvue d'omphacite (un produit extrême de différenciation minéralogique, probablement tout à fait local). Je pense alors que c'est à cette variété de hornblende qu'on doit appliquer le terme *carinthine*, pour le moment d'ailleurs insuffisamment précisé. Beaucoup plus rarement j'ai pu rencontrer une hornblende aussi faiblement colorée, mais optiquement positive, à l'angle d'extinction un peu plus grand, à laquelle le terme *pargasite* paraîtrait convenable.

La hornblende commune olive-brune, fortement polychroïque, est très rare parmi les minéraux primaires essentiels et je n'ai la remarquée en dehors des cristaux de grenat, que dans deux échantillons: celui de Aveyron (Arviu, Massif Central) et celui de Lengfeld (Erzgebirge, Saxe). Une autre hornblende verte-émeraude foncée aux nuances un peu bleuâtres, dite *smaragdite*, est aussi rare et elle n'a pas été trouvée qu'en 4 échantillons en état primaire: Fay (Loire Atl.), La Gagnerie de

Brignon (Bouvron, Loire Atl.), Morbihan (Île de Groix, Gripe) et Saualpe (Carinthie). Cette hornblende est beaucoup plus répandue à l'état secondaire, formée au dépens du grenat, d'omphacite ou de hornblende primaire.

Au contraire, les amphiboles fortement sodiques sont beaucoup plus fréquentes dans les éclogites, surtout dans celles dont l'omphacite est plus riche en soude et en fer, plus ou moins proche de la chloromélanite. Les amphiboles de ce genre reprennent alors dans telles roches le rôle joué par la hornblende pâle dans les éclogites communes à l'omphacite ordinaire. Le *glaucothane* franc y est rare et je ne l'ai trouvé que dans deux roches (Val de Rubiana — Piémont et Morbihan — Île de Groix, Gripe). Plus fréquents sont les termes de passage du glaucothane à l'actinote ou à la hornblende pâle nommés *barroisites*, polychroïques en couleurs claires bleuâtres et verdâtres, ou bien les termes de passage du glaucothane aux hornblendes communes, que je propose désigner provisoirement comme *hornblendes glaucophaniques*, polychroïques en teintes bleues et vertes foncées et probablement plus riches en soude que la smaragdite. J'ai trouvé ces variétés d'amphibole primaire dans cinq éclogites, ex.: 1) Le Cellier (Vinatière, Loire Atl. éclogite persodique), 2) Cambon (Loire Atl.), 3) Fay (Parignac, Loire Atl.), 4) Bouvron (Loire Atl.), 5) Biella-Andorno (Piémont).

Les *amphiboles secondaires* sont moins variées dans la collection d'éclogites étudiée par moi. Les hornblendes actinolitiques pâles verdâtres formées au dépens de l'omphacite pauvre en fer directement ou bien par l'intermédiaire du diopside diablastique, sont moins fréquentes. La plus répandue y est la *hornblende verte commune*, franchement polychroïque, épigénisant les grenats, parfois en forme des couronnes kélyphitiques, ou bien résultant de la recristallisation des produits secondaires après l'omphacite et le grenat. Parfois le même rôle est joué par la *smaragdite* très foncée, probablement plus riche en fer et en soude. Au contraire je n'ai jamais rencontré de la carinthine brunâtre en forme diablastique ou franchement secondaire, comme il fut signalé par Angel (1940 et 1957) pour certaines éclogites alpines. De même je n'ai pas pu trouver dans les collections de Paris des échantillons à barroisite ni à glaucothane évidemment secondaires, ce qui fut décrit p. ex. par Bearth (1959) comme un cas bien fréquent.

Des critères d'origine primaire ou secondaire des amphiboles dans les éclogites peuvent être souvent difficiles et douteux, surtout si on accepte la possibilité mise en évidence par moi dans les éclogites des Sudètes, que l'amphibolitisation d'une éclogite peut se pro-

duire presque immédiatement après l'achèvement de la cristallisation primaire de cette roche. Cependant, pour la plupart des cas, cela me semble plutôt clair: Quand je vois une amphibole cristallisée d'une façon franche et homogène, qui englobe les inclusions de tels minéraux comme grenat, omphacite, disthène, mica blanc, ou bien qui touche à son extérieur aux mêmes minéraux sans réagir avec eux et sans les corroder, je suis persuadé qu'elle a cristallisé en équilibre avec eux et qu'elle est alors primaire*.

Le *disthène* est très fréquent dans toutes les éclogites, aussi bien dépourvues d'amphibole primaire, que franchement amphiboliques, à hornblende pâle peu sodifère. Mais il fait constamment défaut dans les roches renfermant de la chloromélanite ou une amphibole primaire riche en soude, ce qui est bien compréhensible, puisque telles roches doivent être plus ou moins déficitaires en alumine. Parmi d'autres éclogites 14 échantillons se sont montrés dépourvus du disthène, tandis que 29 en contenaient une quantité plus ou moins importante. Le plus souvent le disthène présente des formes de tablettes allongées suivant l'axe vertical, aux arêtes plus ou moins arrondies. Moins fréquentes sont les formes plus grandes et irrégulières des poeciloblastes percés et pénétrées d'autres minéraux, surtout du quartz ou de la hornblende primaire.

La *zoisite* est aussi très fréquente même dans les éclogites tout à fait intactes, non amphibolitisées, où elle peut être certainement envisagée comme un minéral primaire, aux mêmes critères que ceux concernant la hornblende. Je l'ai trouvée dans 32 échantillons examinés, 20 en étant dépourvus. Contrairement au disthène sa présence n'est pas limitée par la richesse en soude et en fer dans les pyroxènes et les amphiboles primaires, bien qu'en présence du glaucothane elle est souvent substituée par la *clinozoisite* bordée d'épidote plus ferrifère ou bien par l'*épidote ferrifère* seul, comme p. ex. dans l'éclogite à chloromélanite et glaucothane de Morbihan (Île de Groix, Gripe). La *zoisite* présente généralement des baguettes très allongées, s'accumulant par places en faisceaux. En telle forme elle est très abondante dans quelques échantillons d'éclogite de la Compointrie (St. Philbert de Grandlieu, Loire Inf.), de Fichtelgebirge et de Saualpe en Carinthie, où elle peut devenir un minéral essentiel et justifier le nom d'*éclogite zoisitique*. Plus rarement dans quelques échantillons de

* Évidemment dans un sens adapté pour les roches métamorphiques, où tous les minéraux recristallisés au cours du métamorphisme sont à vrai dire secondaires après certains composants antérieurs.

la même provenance, elle forme des grains isométriques, ou bien des grands poeciloblastes déchiquetés. L'abondance de la zoïsite résulte de la richesse à la fois en chaux et en alumine dans la roche primitive.

Le mica blanc est beaucoup moins répandu et j'en n'ai trouvé que dans 15 échantillons en petites écailles ou en lames plus épaisses, parfois assez nombreuses. Sa présence paraît indépendante de tous les autres minéraux primaires d'éclogite et je pense, que pour la plupart des roches, comme minéral potassifère unique dans les éclogites, il se forme à cause d'une abondance relative de potasse et d'alumine dans certaines parties de roches. Le mica blanc est toujours primaire dans les éclogites, en équilibre total avec tous les minéraux primaires de ces roches, comme l'omphacite, la hornblende primaire, le grenat, le disthène, la zoïsite, formant les inclusions dans leur milieu, ou bien englobant lui-même dans ses lames plus grandes les inclusions de ces minéraux. La stabilité du mica blanc au contact immédiat des pyroxènes et des hornblendes me paraît la particularité la plus caractéristique pour le faciès éclogitique. Dans le faciès amphibolitique ce n'est plus le cas et ce pour cela que dans les éclogites en voie d'amphibolitisation, où l'omphacite s'altère en agrégats diastiques, le mica blanc se transforme aussitôt en agrégats d'une biotite pâle secondaire.

Le quartz est très fréquent dans la plupart des éclogites, même en cas d'un déficit important de silice mis en évidence par l'analyse chimique (néphéline virtuelle)*. Sa nature primaire dans la roche est documentée par sa présence à l'état d'inclusions dans l'omphacite, le grenat, la hornblende primaire, le disthène, la zoïsite, le mica blanc, et on peut deviner, qu'il existait dans la roche avant la cristallisation de tous ces minéraux. En outre, il remplit souvent les interstices parmi d'autres minéraux, parfois en amas granulés plus grands, évidemment aussi primaires, criblés d'inclusions de mêmes minéraux. J'ai constaté la présence de quartz dans 31 échantillons d'éclogite, trois en contiennent uniquement en forme d'inclusions dans les grenats, 20 en sont complètement dépourvus.

Rutile est normalement le minéral titanifère unique dans les éclogites typiques et non touchées par les transformations postérieures. Par contre, au cours de l'amphibolitisation de ces roches, il excrète les points et les taches noires d'*ilménite* et ensuite il s'entoure du *sphé-*

ne. Cependant il y a des roches exceptionnelles, où ces derniers minéraux apparaissent à l'état primaire. C'est p. ex. le cas dans l'éclogite extraordinaire persodique du Cellier (La Vinatière, Loire Atl.) maintes fois mentionnée, où le rutile fait complètement défaut et l'ilménite primaire est très abondante, probablement à cause de la richesse en fer et en titane (Y. Brière, an. No 1). Dans une autre éclogite exceptionnelle, celle de Morbihan (Île de Groix) riche en chloromélanite et en glaucophane, le sphène apparaît comme seul minéral titané.

Les carbonates sont certainement très rares dans les éclogites et je ne les ai trouvés que dans 5 échantillons, presque toujours en toute petite quantité. Je ne parle pas ici des carbonates introduits par les solutions postérieures dans les fentes ou dans les interstices. Il y s'agit des carbonates enchevêtrés dans les silicates primaires de la roche, évidemment en réactions blastiques avec ceux-ci, présentant à mon avis les reliquats des roches antérieures. Jugant d'après leur aspect microscopique je suis incliné à les attribuer tantôt à la calcite, tantôt à la dolomite ou ankérite.

Dans plusieurs échantillons d'éclogite magnifique de la Compointrie près de St. Philbert de Grandlieu (Loire Atl.) j'ai observé les grains informes ou déchiquetés de la calcite ou bien de la dolomite, souvent ponctués des points opaques, englobés par la hornblende primaire pâle et évidemment attaqués par celle-ci. Les mêmes carbonates accompagnés ou pénétrés de la zoïsite apparaissent aussi dans le quartz interstitiel et on y voit la hornblende primaire, qui se développe le long du contact du carbonate et du quartz, évidemment comme produit de réaction métamorphique entre ces deux minéraux, et puis elle ronge le carbonate en le remplaçant peu à peu. On voit aussi fréquemment au milieu des grands phénocristaux de grenat les inclusions informes et corrodées des carbonates, parfois en interpénétrations avec une hornblende commune fortement polychroïque, qui n'apparaît nulle part en dehors du grenat. Tout cela prouve que les carbonates, parfois accompagnés des silicates tels que la hornblende commune et du quartz, existaient dans la roche avant la formation d'éclogite, qu'ils sont alors des reliquats des roches antérieures au moins en partie carbonatées.

Dans une éclogite de Sulztal en Tirol riche en hornblende primaire et en disthène j'ai remarqué de l'ankérite à clivage rhomboédrique net en interpénétration avec l'omphacite, la hornblende et le grenat. Dans une éclogite toute particulière de Miandrarivo en Madagascar les grenats sont comblés d'innombrables inclusions des carbonates, d'épidote et d'une hornblende verte très foncée. Il me semble

* Jadéite contenue dans chaque omphacite correspond dans le calcul normatif à la combinaison équimoléculaire de l'albite et de la néphéline: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{NaAlSiO}_4 = 2 \text{NaAlSi}_2\text{O}_6$.

le plus probable, qu'une roche carbonatée d'origine sédimentaire a donné naissance à cette éclogite.

Les grenats sont toujours les minéraux les plus caractéristiques dans toutes les éclogites et leur mode de développement donne souvent des informations précieuses relatives aux procès de formation de ces roches. Ce sont habituellement les grenats communs, pas trop riches en fer, ce qui peut être prouvé par leurs analyses chimiques, montrant une teneur élevée en magnésie et en chaux par rapport au fer ferreux. Ils sont alors très faiblement colorés en plaque mince, souvent presque incolores et leurs indices de réfraction sont relativement peu élevés. Parfois ils offrent une structure légèrement zonée, leurs noyaux étant un peu plus fortement colorés et plus ferri-fères que les zones externes, ce qui fut d'ailleurs prouvé par les analyses chimiques du grenat d'éclogite de Silberbach dans Fichtelgebirge (von Wolff — 1942). Dans la collection étudiée par moi j'ai pu constater une telle différenciation du grenat dans 4 échantillons. Cependant dans quelques éclogites, surtout dans celles qui contiennent l'omphacite plus ferrière ou même de la chloromélanite, le grenat est aussi beaucoup plus riche en fer (probablement aussi ferrique), ce qui se manifeste bien même dans une plaque mince par sa coloration plus intense. C'est le cas p. ex. dans l'éclogite persodique du Cellier (Loire Atl., Brière — anal. chim. No 1).

Les grenats des éclogites contiennent souvent beaucoup d'inclusions minuscules qui se concentrent surtout dans leurs centres, laissant la bordure presque pure. A l'exception du rutile facilement reconnaissable, la nature minéralogique de ces inclusions est souvent indéterminable. Dans d'autres cas — surtout quand les grenats sont plus gros — les inclusions sont parsemées dans toute la masse des cristaux; leur taille devient plus grande, parfois tout à fait remarquable, presque égale à celle des grains d'entourage des grenats, et alors elles peuvent être facilement attribuées aux différents minéraux. Pour la plupart ces inclusions sont constituées par les mêmes minéraux qui constituent la roche à l'extérieur des grenats: l'omphacite, la hornblende pâle primaire, le disthène, la zoïsite, le mica blanc, le quartz, le rutile. Quand il y a beaucoup de quartz dans une éclogite, les inclusions quartzeuses dans les grenats sont aussi particulièrement nombreuses. Cependant dans plusieurs éclogites les grenats renferment aussi des inclusions de tels minéraux, qui n'existent point dans la roche en dehors des grenats: une hornblende commune verte, olivacée ou brune, fortement polychroïque, du sphène, des carbonates. Parfois

la roche ne contient du disthène ou du mica blanc qu'en forme d'inclusions dans le grenat. En tels cas on peut penser que ces minéraux avaient existé dans la roche avant la cristallisation du grenat, qui en croissant les a emprisonnés, mais que plus tard ils sont devenus instables et ils ont disparu complètement, à l'exception des inclusions dans le grenat qui les a protégés contre les réactions anéantissantes („armoured relics"). Cela me paraît spécialement applicable au sphène, qui au cours d'établissement de l'équilibre éclogitique doit fournir du rutile.

Parmi les échantillons étudiés par moi à Paris j'ai trouvé 25 qui contiennent des grenats très riches en inclusions déterminables au microscope. Dans certaines roches elles sont réparties irrégulièrement, sans aucune disposition orientée. Dans d'autres elles sont disposées en traînées parallèles, marquant certainement des traces d'une ancienne schistosité d'avant de la cristallisation du grenat. Cette disposition d'inclusions dans les grenats peut accompagner l'arrangement sémiparallèle des baguettes d'omphacite, de zoïsite, de hornblende primaire dans la roche en dehors des grenats. Mais il n'est pas rare de trouver des grenats aux inclusions orientées dans les éclogites grenues complètement dépourvues d'une texture parallèle. On y a alors à faire avec des reliquats texturales dans les grenats, qui ont crû dans un milieu schisteux et qui en ont conservé des traces, tandis que d'autres minéraux de la roche, recristallisés en conditions statiques, ont effacé l'arrangement primitif. Comme exemples très caractéristiques des traces de schistosité conservées par les grenats je peux citer l'éclogite de Fay, Parignac (Loire Atl.), où le sphène finement cristallisé marque des traînées fines parallèles, extrêmement abondantes à l'intérieur des grenats et l'éclogite d'Umhausen en Tirol, où les reliquats schisteux dans le grenat, très fins et bien distincts, sont constitués surtout par l'épidote, le sphène et le quartz.

Le développement du grenat dans les éclogites, comme je l'ai présenté plus haut, fait souvent penser à une individualisation plutôt tardive de ce minéral au cours de l'histoire de la formation de ces roches. Dans les collections de Paris j'en ai trouvé plusieurs exemples bien instructifs. Je voudrais réserver cette question à une étude spéciale et ne la traiter ici que d'une manière succincte. Je vois deux modes bien différents d'accroissement tardif du grenat dans les éclogites. Comme exemple du premier mode peut servir l'éclogite magnifique de la Compointrie près de St. Philbert de Grandlieu (Loire Atl.), aux grenats atteignant parfois quelques centimètres de dia-

mètre, que j'ai pu étudier à la Sorbonne grâce à la belle collection de M. J. Ravier. Le second mode d'accroissement tardif du grenat, cette fois toujours en petits cristaux, peut être étudié le mieux dans l'éclogite de Lengfeld en Saxe (Erzgebirge).

L'éclogite de la *Compointrie* présente à l'oeil nu un fond clair gris-verdâtre, à grain plutôt fin, duquel se détachent des gros grenats bruns-rouges ou rouges foncés, de taille très variable dans de différents échantillons: Leur diamètre, ne mesurant parfois que quelques millimètres, peut s'agrandir jusqu'aux trois ou cinq centimètres. Leur forme peut être assez régulière, mais très souvent — surtout en cas des cristaux plus grands — leurs contours sont plus ou moins déchiquetés, parfois d'une façon tout à fait bizarre. Ils sont très souvent frangés d'une bordure verte-noire aphanitique, qui pourrait être envisagée comme une couronne kélyphitique de formation secondaire. L'épaisseur de celle-ci peut atteindre 3 mm, mais elle peut aussi s'atténuer au-dessous d'un millimètre et dans beaucoup de places elle fait complètement défaut.

Il n'y a aucun rapport constant entre la taille des grenats et la taille des cristaux constituant le fond clair. Même dans les échantillons aux grenats les plus gros les éléments de ce fond restent plutôt fins; au milieu des baguettes enchêvtrées grises verdâtres d'omphacite apparaissent çà et là les plages plus foncées d'une hornblende, des amas informes blanchâtres de zoïsite, accidentalement aussi des écailles éclatantes du mica blanc. Cette masse finement cristalline peut être tout à fait désordonnée, mais souvent l'arrangement parallèle des cristaux allongés des minéraux mentionnés, surtout d'omphacite et de zoïsite, se fait voir nettement, et alors la roche prend l'aspect plus ou moins schisteux, avec les grands porphyroblastes de grenat.

L'aspect microscopique de cette éclogite est assez variable dans de différents échantillons, ou même aux différentes parties de la même pièce de roche, suivant la forme et l'arrangement des minéraux, les rapports quantitatifs entre ceux-ci et leur état de conservation. L'omphacite incolore présente toujours les xénoblastes allongés, tandis que la hornblende primaire presque incolore, toujours abondante et localement prédominante, offre souvent aussi des grandes plages informes et poeciloblastiques. La zoïsite abonde presque partout en forme des baguettes fortement allongées et localement serrées en amas semi-parallèles, ou bien elle est incluse dans les poeciloblastes de hornblende. Parfois elle se présente aussi en grains plus volumineux interpénétrés avec du quartz ou de la hornblende.

Quelques prismes plus épaisses de zoïsite offrent une structure zonée avec les noyaux presque uniaxes très faiblement biréfringents et les bordures franchement biréfringentes, nettement biaxes au plan des axes optiques perpendiculaire à l'axe d'allongement (modification β). Le disthène est présent en quantité très variable, par places en grande abondance et en ce cas il forme des plages arrondies, mais ramifiées et interpénétrées avec du quartz et de la hornblende incolore, plus rarement avec l'omphacite. Certains échantillons contiennent aussi un peu de mica blanc. Le quartz est souvent assez abondant en forme d'inclusions dans tous les autres minéraux, ou en amas interstitiels plus grands à structure granulaire, mais dans certains échantillons il fait complètement défaut. Rutile est partout présent, mais toujours en toute petite quantité. Dans quelques échantillons on trouve des carbonates dont il était la question plus haut (p. 42).

Pendant, ce sont ici les gros grenats qui sont les plus intéressants. Leurs formes automorphes des dodécaèdres en rhombes sont souvent bien exprimées, surtout quand ils ne sont pas trop grands, ou quand ils sont bornés du quartz abondant, qui ne les empêche jamais d'obtenir les formes propres. Ces grenats peuvent être assez pauvres en inclusions de différents minéraux, souvent nettement enrichis dans les parties périphériques des cristaux. Dans d'autres échantillons les grenats dans toute leur masse se montrent criblés d'innombrables inclusions des minéraux tantôt identiques à ceux qui constituent le fond cristallin de la roche, comme le quartz, l'omphacite, la hornblende pâle primaire, la zoïsite, le disthène, le rutile, les carbonates, tantôt différents, comme une hornblende verte ou olivacée fortement polychroïque, le sphène, le mica blanc, qui sont absents dans le fond encaissant. Le quartz et la zoïsite ne forment jamais des inclusions dans les grenats, s'ils ne sont pas abondants dans le fond du même échantillon. Par contre, le mica blanc libre ou emprisonné dans le disthène peut être inclus dans le grenat, même en cas de son absence totale dans l'entourage de celui-ci.

Les inclusions dans le grenat sont généralement toutes petites, surtout celles du quartz et de minéraux qui ne sont pas propres à la roche, comme la hornblende fortement colorée ou le sphène. Mais souvent elles sont assez grandes, parfois du même ordre que les cristaux de mêmes minéraux dans le fond finement cristallin de la roche (omphacite, zoïsite, hornblende pâle, rutile). Il n'est pas rare d'observer, en forme d'inclusions dans les grenats, les mêmes interpénétrations poecilitiques de la hornblende avec du quartz et de la zoïsi-

te, du disthène avec du quartz et de la hornblende, ou bien des carbonates avec la hornblende, que celles qui sont typiques pour le fond englobant les grenats. Il semble alors évident que les grenats croissaient dans un milieu cristallin bien analogue à celui représenté par le fond actuel de la roche.

Encore plus significatifs sont les grenats plus grands, aux formes irrégulières, déchiquetées et engrenées avec le fond clair. On voit alors au microscope les promontoires de ce fond qui pénètrent profondément l'intérieur du grenat et qui se dissolvent graduellement en inclusions isolées des minéraux constitutifs, c'est à dire, de l'omphacite, de la hornblende, de la zoïsite, du disthène, du quartz ect. Réciproquement, le grenat s'introduit parmi les éléments du fond en forme de fiords sinueux et ramifiés, en les séparant les uns des autres et en les englobant peu à peu sous forme d'inclusions. Dans telle zone d'interpénétration le grenat forme une sorte de ciment agglomérant des cristaux d'omphacite, de zoïsite, de hornblende, de quartz ect. Vers l'intérieur du grand grenat ces cristaux sont de plus en plus rares et amoindris et enfin ils se présentent en forme des véritables inclusions au fond prépondérant du grenat.

Une image particulièrement caractéristique est fournie par des échantillons nettement schisteux, à disposition parallèle d'omphacite, de zoïsite ect. Les promontoires du fond clair entrent dans le grenat dans cette direction privilégiée et ils se dissolvent en bandes ou traînées parallèles d'inclusions plus serrées et régulièrement disposées, qui traversent le grenat d'un côté à l'autre.

Il me paraît indubitable que le grenat a cristallisé dans la période finale de la formation de cette éclogite. Tous les minéraux constituant cette roche comme l'omphacite, la hornblende pâle, la zoïsite, le disthène, le quartz ect. avaient déjà existé quand le grenat s'est approché à la fin de sa croissance. Avant cette période finale y avaient existé aussi d'autres minéraux comme hornblende fortement colorée et le sphène, qui ne sont plus visibles nulle part dans la roche, probablement à cause de leur instabilité dans les conditions d'installation de l'équilibre éclogitique. Mais le grenat les a encore trouvés dans le champ de son accroissement initial, il les a en partie englobés à l'état d'inclusions et conservés contre les réactions postérieures.

Les cristaux de grenat se sont développés dans un fond cristallin bien semblable au point de vue de composition minéralogique et de texture à celui qui se trouve maintenant au dehors de grenat. Les preuves en sont la nature, la forme et la disposition des inclusions

dans les grenats. La cristallisation de ceux-ci a commencé aux certains points de la roche et elle s'est propagée vers l'extérieur en dévorant les minéraux préexistants, en les remplaçant graduellement et n'en laissant que des reliques sous forme d'inclusions. Il serait probablement juste d'envisager les grands cristaux de grenat comme „concrétions métamorphiques” (différentiation métamorphiques d'Eskola — 1932 — „concretion principle”). En cas des grenats très gros, fortement déchiquetés et comblés de grandes inclusions, on pourrait penser que leur accroissement se faisait relativement vite, sans avoir assez de temps pour digérer les minéraux préexistants.

Il faudrait encore discuter la question, si la réaction métamorphique, produisant les grenats aux frais du fond cristallin préexistant, a pu être autonome, c'est à dire, s'effectuer par réarrangement des composants chimiques sur place, sans apport de certaines substances chimiques de dehors. Évidemment, pour résoudre cette question définitivement il faudrait exécuter l'analyse chimique du grenat pur (débarrassé d'inclusions!) et une analyse chimique moyenne du fond encaissant. À mon avis, la réponse à la question posée plus haut ne pourrait être que négative. Aucun mélange de l'omphacite et de l'amphibole pauvre en fer avec la zoïsite, le disthène et le quartz ne peut pas avoir une composition chimique d'un grenat; il y aurait certainement trop de chaux et trop peu de fer.

Pour synthétiser un grenat d'un tel mélange il faudrait y apporter surtout du fer ou faire sortir la chaux, sans parler d'autres changements moins importants. Je pense qu'un tel échange des composants chimiques a pu réellement avoir lieu dans la roche en question par voie des solutions intergranulaires. Une autre explication de la différence chimique entre le grenat et le fond remplacé par celui-ci pourrait être donnée par la supposition, que dans les endroits occupés actuellement par les grenats — à côté des minéraux stables tels que l'omphacite, hornblende pâle, disthène, zoïsite et quartz — existaient auparavant des minéraux très riches en fer, ensuite totalement disparus. Les inclusions reliquaires d'une hornblende très foncée et probablement très ferrifère, conservées fréquemment dans les grenats, pourraient supporter une supposition pareille.

L'exemple d'un mode de néoformation du grenat tout différent est donné par l'*éclogite de Lengfeld en Saxe*. C'est une roche vert-grise foncée à grain très fin et uniforme, presque aphanitique, avec des grenats minuscules à peine visibles à l'œil nu. Grâce à la bienveillance de Monsieur A. Watznauer de Frei-

berg en Saxe j'appris, que cette roche fait part d'un ensemble des gneiss, qui auparavant appartenait au complexe de „Rotgneis” d'Erzgebirge, mais qui a été soumis à une granulitisation secondaire. La plaque mince de cette roche fait voir au microscope surtout les prismes courts enchêtrés d'un pyroxène monoclinique incolore (probablement de l'omphacite), accompagnés d'une hornblende franchement polychroïque, en teintes brunâtres et olivacées, d'un peu de zoïsite et du quartz interstitiel. Le rutile assez abondant en petites granules s'accumule en amas serrés ou en traînées parcourant la roche dans plusieurs directions. Les points opaques des minerais de fer sont beaucoup plus rares.

D'un tel fond ressortent des grenats très nombreux, offrant des formes très variées et particulièrement frappantes. À côté des grains normaux, bien automorphes, renfermant souvent plusieurs inclusions de taille différente, on voit des grains creusés au milieu et remplis de tous les autres minéraux de la roche énumérés plus haut. C'est là une forme de „boîtes en grenat”, aux parois plus minces ou plus épaisses, dont les coupes dans la préparation microscopique présentent des anneaux encerclant les mêmes minéraux et de même taille, que ceux qui se trouvent dehors. On peut même constater parfois, que, par exemple, un prisme de pyroxène au milieu d'un tel anneau trouve son prolongement au dehors de ceci en orientation identique: c'a été certainement le même individu cristallin du pyroxène, qui a été coupé en deux par la paroi du grenat boîtiforme. Une autre particularité remarquable consiste dans le fait, qu'un tel grenat creusé est à son intérieur limité aussi par les faces cristallines parallèles aux faces extérieures et souvent même plus régulières que celles-ci.

Dans la même plaque mince, à côté des grenats pleins ou boîtiformes, on peut observer aussi en abondance des stades initiaux de formation de tels grenats. Ils présentent des arcs ouverts, souvent en forme de fer à cheval, non courbés d'une façon uniforme, mais anguleux, partagés en segments droits suivant les faces cristallines du grenat. Ces arcs anguleux en se prolongeant arrivent enfin à se fermer en forme d'anneaux. C'est donc une forme différente de celle décrite par plusieurs auteurs comme „grenats en atoll” (par ex. V. Sattran, 1957). Il me paraît important de souligner, que le quartz et pour la plupart aussi la hornblende brune sont situés par préférence au milieu de tels arcs ou anneaux. On y voit parfois aussi les grains informes et corrodés d'un grenat plus ancien, aux indices de réfraction plus élevés,

probablement plus riche en fer. Au contraire, la zoïsite évite constamment une telle situation.

Il est alors évident que le grenat a cristallisé ici dans le stade final d'évolution métamorphique de cette roche et c'est grâce à ce stade, que la roche est devenue une éclogite. Ce grenat de néoformation a commencé à s'installer dans les interstices des minéraux préexistants à préférence du voisinage de la hornblende et du quartz, et au début il s'est propagé en forme des secteurs, marquant dès le commencement les contours plus ou moins automorphes des grains futures et laissant le milieu libre. Après avoir accompli de telle façon le plan de la forme extérieure de leurs cristaux, les grenats ont crû vers l'intérieur, „en remplissant leurs boîtes”, évidemment par remplacement graduel des minéraux, qui ont y été inclus: de la hornblende, du quartz et du pyroxène. Ce procès de remplissage fut arrêté dans les stades bien divers pour de différents grains de grenat et c'est pour cela, que dans une seule plaque mince de la roche nous pouvons observer côte à côte les grenats particuliers dans les stades divers d'évolution. L'étude attentive des plaques minces permet de constater que la diversité de ces formes n'est pas accidentelle, causée par les différences des coupes, qui par hasard tranchent „la boîte en grenat” une fois par sont centre, l'autre fois par sa partie périphérique. Dans la figure 6 sont présentés d'une façon schématique quatre stades successifs d'évolution d'un seul grain de grenat. C'est évidemment un schème idéalisé, puisqu'en vérité on ne peut jamais observer au microscope le même grain en tous ces stades.

1. Anneau inachevé de grenat, marquant les contours automorphes du grain futur et enfermant le pyroxène, la hornblende, le quartz interstitiel et une granule informe du grenat ancien. Au dehors de l'anneau surtout de l'omphacite, un peu de hornblende et de quartz.

2. Anneau achevé, ayant coupé en deux un prisme de pyroxène, un peu élargi vers l'intérieur. À l'extérieur la forme initiale ne change plus, il n'y a pas d'accroissement de grenat.

3. Anneau fortement élargi vers l'intérieur par remplacement des minéraux emprisonnés. Le grenat ancien fut incorporé par le grenat récent. Les restes d'omphacite, de hornblende et de quartz présentent maintenant plutôt une sorte d'inclusion complexe au centre du grenat.

4. Le noyau du grenat totalement rempli, des minéraux qu'y existaient il ne reste plus que quelques inclusions toutes petites et isolées.

Une particularité très intéressante de ce mode d'accroissement du grenat est le fait, que „les faces internes” de ceci, avançant vers son intérieur à mesure de remplacement graduel

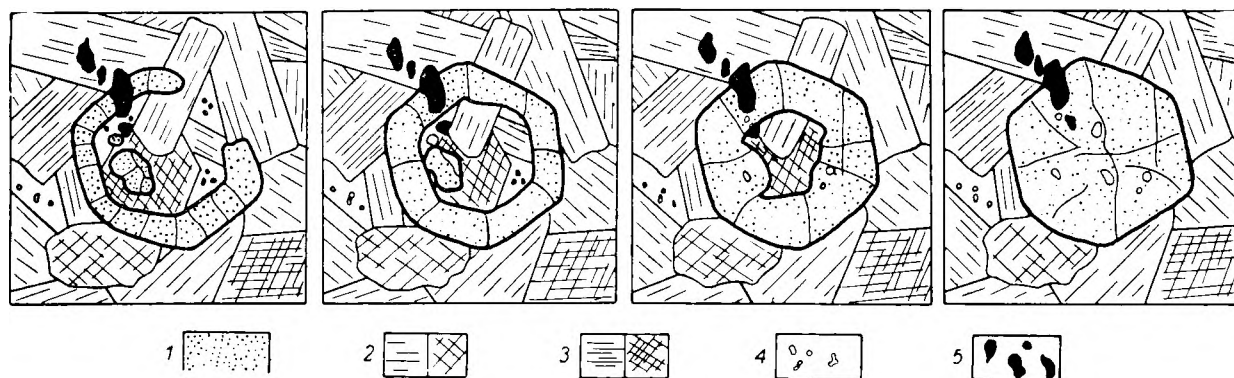


Fig. 6

Quatre stades d'accroissement tardif du grenat dans l'éclogite de Lengfeld en Saxe

1 — grenat, 2 — omphacite, 3 — hornblende, 4 — quartz aux inclusions, 5 — rutile

Cztery stadia późnego wzrostu granatów w eklogicie z Lengfeld w Saksonii

1 — granat, 2 — omfacyt, 3 — hornblenda, 4 — kwarc z inkluzjami, 5 — rutył

des minéraux inclus, conservent leur régularité cristallographique, et cela souvent au plus haut degré que les faces externes du même grenat. Je pense que c'est une question d'énergie du réseau cristallin, qui détermine la perfection de la forme des cristaux au cours de leur lutte pour la place pendant leur recristallisation métamorphique. Cette énergie est certainement plus élevée dans les grenats que dans les pyroxènes, les hornblendes et d'autant plus le quartz étant encore beaucoup plus faibles à cet égard. Le pyroxène prédomine décidément à l'extérieur des grenats, tandis que la hornblende et le quartz sont concentrés surtout au milieu des grenats. Les faces internes des grenats creusés confinent le plus souvent au quartz ou à la hornblende et alors elles peuvent se développer plus régulièrement que les faces externes bornées habituellement par les pyroxènes. Mais quand un pyroxène se trouve occlus au milieu du grenat, la limite devient très souvent irrégulière.

Cette forme d'apparition du grenat dans les éclogites n'est pas une nouveauté dans la littérature pétrographique. Dans le manuel classique de pétrographie „Elemente der Gesteinslehre” (Rosenbusch — Osann 1923, p. 717) il y a même un dessin microscopique d'une éclogite de Silberberg dans la Forêt-Noire avec de petits grenats creusés, nommés ici „squelettes et périmorphoses”. Dans l'étude de Y. Brière (1920) sont mentionnés quelques exemples de tels grenats et j'en ai vu aussi moi même à Paris dans quelques éclogites de France. Cependant la roche de Lengfeld en Saxe décrite plus haut me semble présenter l'exemple le plus typique et instructif, qui permet de tirer quelques conclusions génétiques.

Le grenat s'y est développé dans une époque finale d'évolution métamorphique de la

roche. Avant la formation du grenat la roche avait la composition d'une pyroxénite métamorphique à hornblende et quartz, dont l'origine ne peut pas être reconnue par voie purement pétrographique. Le grenat s'y installait en produisant d'abord des croûtes superficielles douées dès le commencement de la propre forme cristalline de ce minéral. Ensuite ces croûtes se remplissaient graduellement vers l'intérieur de la substance du grenat en remplaçant pas à pas les minéraux antérieurs. Un tel remplacement devrait consister dans une réaction locale autonome au point de vue chimique, c'est à dire sans échange important des composants chimiques avec l'extérieur. Le grenat s'est alors formé d'un mélange du pyroxène avec la hornblende et du quartz en proportions strictement définies et conformes à son exigence chimique. Là, où ces proportions étaient convenables, le grenat a pu utiliser tout ensemble de minéraux antérieurs à sa formation, la croûte initiale s'est rempli totalement, il s'y est formé un grain massif et achevé, ne renfermant que de tout petites inclusions des minéraux préexistant. Si il y avait un surplus d'un certain minéral antérieur (p. ex. du quartz), le grenat l'a conservé en forme d'une inclusion plus grande. Si les proportions des minéraux antérieurs étaient défavorables, le grenat est resté dans sa forme initiale des segments, des arcs, des croûtes inachevées. C'est ainsi qu'on pourrait peut être expliquer cette diversité des formes d'accroissement du grenat dans la roche en question.

On pourrait se demander, si n'importe quel mélange des pyroxènes avec de la hornblende et du quartz puisse donner une composition utilisable pour la synthèse d'un grenat quelconque. Je trouve cela impossible, parce qu'il y aurait toujours trop de silice et de chaux et

trop peu de fer et d'alumine. Lorsqu'on ne peut pas croire à un échange des composants chimiques entre les centres des grenats en voie de remplissage et leur extérieur par l'intermédiaire des solutions intergranulaires, il faut admettre qu'auparavant il y existaient dans la roche d'autres minéraux riches en alumine et en fer, mais pauvres en silice et en chaux, qui ont été complètement épuisés par le grenat de néoformation et c'est pourquoi ils ne sont plus présents dans la composition actuelle de la roche. Cette question paraît bien compliquée et elle exige une étude spéciale.

Deux exemples concrets d'éclogites présentés plus haut offrent le phénomène pétrogénétique de la formation tardive du grenat, dans le dernier stade d'évolution métamorphique de ces roches. Cependant le mode de formation, la forme du grenat et par conséquent l'aspect général sont tout à fait différents dans ces deux roches. L'une ni l'autre ne sont d'ailleurs uniques au monde. À chacune on pourrait attacher plusieurs roches semblables, de sorte qu'il faudrait parler plus généralement de deux types d'éclogites à grenat tardif.

1^{er} type de la Compointrie est caractérisé par les grenats relativement grands dans un fond clair composé d'éléments cristallins beaucoup plus petits. La cristallisation tardive des grenats commençait à certains points assez rarement repartis et elle se faisait toujours dès ces points vers l'extérieur, probablement sous influence des solutions intergranulaires, qui apportaient certains composants chimiques nécessaires à la formation des grenats et en expulsaient d'autres. La croissance de tels grenats, remplaçant les minéraux antérieurs, se faisait alors par voie d'une différenciation métamorphique ou d'une métasomatose. Il me semble bien probable que certaines éclogites d'autres localités de la Vendée en France et aussi plusieurs éclogites à grands grenats de Fichtelgebirge en Allemagne appartiennent à ce type.

II^e type de Lengfeld en Saxe diffère du précédent par sa texture finement grenue, à grenats très nombreux, mais tout petits et à peu près égaux. La cristallisation tardive du grenat a commencé en points innombrables, situés tout près l'un de l'autre, en formant d'abord les croûtes et les tessons aux contours automorphes, ou bien les grains excavés. En conditions favorables ils se remplissaient de l'extérieur vers le centre et fournissaient les grains normaux massifs, tandis qu'en conditions défavorables ils restaient en forme initiale, inachevée. La cristallisation du grenat se faisait d'une façon autonome pour chaque grain particulier, par remplacement graduel des minéraux antérieurs, sans aucun apport des substances chimiques de l'extérieur.

Néanmoins tous les deux types présentent un procès pétrogénétique qui, en terminant l'évolution de la roche, a accompli la formation d'une véritable éclogite. On pourrait distinguer ce procès métamorphique comme une *grenatisation*. Rappelons que certains pétrographes russes, par exemple Lebiediev (1951), voient dans les éclogites des produits de pyroxéno-grenatisation des roches basiques d'origine ignée, ou bien les auteurs de la grande monographie sur les gisements diamantifères de Yacoutie sous la rédaction de Sobolev (1959), qui parlent directement de l'éclogitisation des roches métamorphiques. Il faut aussi à cette occasion revenir aux observations de M. Chenevoy (1958) sur un gabbro du Monteil en voie de transformation en éclogite, où le grenat, le disthène et l'omphacite de néoformation métamorphique ont commencé à se développer. Je fus très impressionné par les plaques minces de cette roche extraordinaire, que M. Chenevoy eut la bonté de me montrer à Clermont.

Cependant je ne pense pas que le grenat dans toutes les éclogites s'est développé vers la fin de leur formation. Au contraire, dans la plupart des éclogites l'apparition du grenat a été suivie par d'autres minéraux, surtout par la hornblende pâle primaire, qui est le plus souvent le dernier minéral dans la formation de ces roches. Il n'est pas rare que l'omphacite poeciloblastique se développe aussi dans cette période tardive. Dans les éclogites renfermant de grandes tablettes de mica blanc ce minéral paraît aussi postérieur au grenat. Dans toutes les éclogites des Sudètes étudiées par moi le grenat est toujours antérieur aux minéraux mentionnés plus haut. Il y avait certainement dans l'évolution de ces éclogites une *période de grenatisation*, mais elle était suivie par le développement d'autres minéraux. En tels cas la constitution minéralogique d'une roche, qui existait avant cette grenatisation, n'est plus déchiffrable. Il est de même avec la plupart des éclogites d'autres régions de l'Europe que j'ai étudiées à Paris.

Les deux exemples d'éclogites à grenatisation tardive que j'ai décrits plus haut, très favorables de l'étude pétrogénétique de ce groupe de roches, présentent des cas relativement rares. Et même dans ces roches exceptionnelles je n'ai pu décèler que la composition minéralogique qui a précédé immédiatement la période de grenatisation. La composition des roches primaires et leur origine ne sont plus directement déterminables par l'examen microscopique. Cela ne signifie pas, évidemment, qu'elles ne seront jamais déterminables par certaines méthodes indirectes, ex. géochimiques et géologiques.

CONCLUSIONS

1. *La définition du terme pétrographique d'éclogite*, formulée originalement par Haüy en 1822 pour les roches essentiellement biminérales qui renferment surtout du grenat et du pyroxène monoclinique plus ou moins verdâtre, s'est montrée trop générale pour l'usage moderne en pétrographie. Elle embrasse des roches de composition chimique et d'origine très variées et c'est là une cause principale de la divergence d'opinions sur la genèse des éclogites. Il ne faudrait pas attribuer aux éclogites les roches très pauvres en soude, contenant à côté du grenat un diopside ou une fassaïte (augite riche en alumine mais pauvre en soude), ni même les roches d'aspect très semblable à celui d'éclogites, composées du pyrope rouge et du diopside chromifère vert, qui forment souvent des ségrégations au milieu des roches ultrabasiques du groupe des péridotites ou serpentinites. Les véritables éclogites doivent contenir absolument un pyroxène monoclinique sodifère de la série omphacite-chloromélanite, renfermant plus que 15% de la molécule théorique de jadéite. Ce fait est difficile à reconnaître par l'étude microscopique seule, vue que les propriétés optiques des omphacites sont très voisines à celles du diopside ou de l'augite diopsidique. L'identification sûre d'une éclogite peut être acquise par l'analyse chimique de pyroxène séparé de la roche, ou même par une analyse chimique de la roche globale, démontrant une teneur en soude pas trop petite, qui ne peut être attribuée à aucun autre minéral qu'au pyroxène.

2. *La composition chimique de véritables éclogites* varie entre certaines limites assez caractéristiques. Pour la plupart elles correspondent chimiquement aux gabbros méso- ou mélanocrates très riches en chaux feldspathisable et très pauvres en potasse, sans excès ni déficit en silice. Dans ce groupe moyen se trouvent toutes les éclogites des Sudètes étudiées par moi même. Parmi des éclogites d'autres régions il y a plusieurs roches qui démontrent soit un surplus de silice assez important (quartz virtuel), soit au contraire un déficit en silice (jusqu'à 13% de néphéline virtuelle — chimisme plutôt essexitique ou théralitique). La proportion d'alumine est encore plus variable, suivant certaines différences bien caractéristiques de la composition minéralogique. Quand il y a beaucoup d'alumine par rapport à d'autres oxydes métalliques (éclogites peralumineuses), il y apparaît le disthène, en cas d'abondance en chaux la zoïsite — les cas très fréquents dans les nombreuses régions d'éclogites; parmi les roches d'origine magmatique du groupe

gabbroïde, seules les roches fortement transformées du type d'allalinite puissent s'approcher à une telle composition chimique. Un cas extrême dans la direction opposée présentent les roches à certain déficit en alumine, ce qui résulte de la présence de la chloromélanite riche en soude et en fer ferrique et d'un grenat alumino-ferrique (éclogites persodiques). Il n'y a pas des roches ignées de telle composition chimique, peut être certaines shonkinites sodiques mélanocrates puissent en être comparables à certains égards.

3. *La composition minéralogique de véritables éclogites* est beaucoup plus variable que la composition chimique. Deux minéraux sont ici obligatoires: Un grenat commun alumineux plus ou moins riche en magnésie et relativement riche en chaux et un pyroxène sodifère de la série omphacite-chloromélanite. Les proportions entre ces deux minéraux sont très variables, mais habituellement le rapport grenat : omphacite ne dépasse pas les limites 1 : 4 — 1 : 1. Pour la plupart il s'y associe aussi une hornblende primaire faiblement colorée et à peine polychroïque, ou bien pâle brunâtre et olivacée du type de carinthine, plus rarement de pargasite. Le plus souvent la hornblende pâle est quantitativement subordonnée par rapport à l'omphacite, mais localement elle peut se développer en quantité égale ou même supérieure à celle-ci, en donnant naissance à la variété d'éclogite amphibolique. Dans les roches riches en soude, au pyroxène plus proche de la chloromélanite, au lieu de cette hornblende apparaissent les amphiboles sodiques de la série glaucophane-barroisite ou hornblende barroisitique — smaragdite, aussi comme minéraux primaires. Très souvent il s'y ajoute aussi de la zoïsite, parfois en quantité remarquable, surtout en cas d'abondance de la hornblende primaire, et du disthène. La clinozoïsite ou l'épidote n'apparaissent qu'en présence des amphiboles sodiques. Le mica blanc apparaît dans quelques types plutôt spéciaux, parfois assez abondamment. Le quartz est très répandu, souvent bien abondant. Les reliquats de calcite primaire sont très rares. Le rutile se présente toujours comme minéral accessoire typique, mais dans les éclogites persodiques au lieu de celui-ci apparaissent les minerais de fer ou bien du sphène. Tous les minéraux mentionnés constituent un ensemble primaire en équilibre permanent, caractéristique pour les éclogites inaltérées. Transformations postérieures entraînent plusieurs complications dans la composition minéralogique à cause d'apparition de certains minéraux secondaires.

4. *La texture d'éclogites* peut être aussi très variée. Pour la plupart elle est normalement grenue, massive, non-orientée, rappelant celle des roches magmatiques de profondeur, et laissant penser à une cristallisation dans des conditions complètement statiques, dans un milieu isotrope. Cette texture granoblastique peut être extrêmement fine, presque aphanitique, mais plus souvent le grain est plus grand, bien reconnaissable à l'oeil nu et il croît jusqu'aux plusieurs millimètres de diamètre. Le développement poeciloblastique est assez fréquent, surtout en cas de la hornblende primaire, plus rarement de l'omphacite, du grenat, du mica blanc, du disthène et de la zoïsite. La texture porphyroblastique non-orientée n'est pas rare: dans certains types d'éclogites ce sont les grands grenats, qui se détachent bien du fond plus finement cristallisé, dans d'autres — ce sont les omphacites, généralement beaucoup moins remarquables, ou bien les poeciloblastes de la hornblende primaire. Cependant il serait faux d'admettre que le manque d'une schistosité soit typique pour toutes les éclogites. Il y a beaucoup de gisements où les éclogites montrent souvent un rubanement parallèle des concentrations grenatifères, quelquefois avec un allongement concordant des grains particuliers de grenat, et en outre une disposition franchement parallèle des prismes d'omphacite, de hornblende et de zoïsite, des lamelles de mica blanc et de disthène, offrant parfois une texture nématoblastique, nettement schisteuse. En tels cas il serait difficile à nier que la roche mère d'éclogite a été schisteuse, ou bien s'il n'a pas été ainsi, que la cristallisation d'éclogite se faisait en mouvement dans une certaine direction.

5. *Le faciès d'éclogite*. Sans aucun doute l'ensemble des minéraux primaires dans les éclogites, présenté sous le point 3 de ce chapitre, est tout à fait spécifique. L'équilibre permanent et mutuel entre les minéraux tels comme omphacite, hornblende toute spéciale, mica blanc, disthène, zoïsite, grenat, en absence totale de feldspath quelconque, n'est possible dans aucune roche sauf l'éclogite. Il est bien justifié alors de parler d'un *faciès éclogitique des produits basiques du métamorphisme*. Cependant ce n'est pas dans le sens des „minéral-faciès” d'Eskola qu'on puisse utiliser ce terme. L'ensemble des minéraux typomorphes établi par Eskola (1920, 1921) pour son „minéral-faciès” éclogitique est bien différent de celui défini plus haut dans cet ouvrage. Si nous avons de preuves à la fois géologiques et pétrographiques que les éclogites peuvent s'installer dans les séries cristallophylliennes des profondeurs bien diverses et que — en utilisant le langage d'Eskola — les éclogites peuvent s'as-

socier aux séries appartenant une fois au „minéral-faciès amphibolitique”, l'autre fois — „glaucophanitique”, encore une fois — „granulitique”, il faudrait en tirer la conclusion que le „minéral faciès éclogitique” tel quel a été établi par Eskola, n'existe par en réalité. Les conditions des pressions énormes, des températures très élevées, et par conséquent des profondeurs les plus grandes dans l'écorce terrestre, postulées par Eskola pour son „minéral-faciès éclogitique”, ne sont qu'un effet de spéculation purement théorique, basée sur le principe, que les minéraux anhydres cristallisent dans les températures très élevées et que les associations des minéraux à grande densité se forment sous l'influence des hautes pressions.

6. *Roches mères des éclogites*. Habituellement il paraît impossible de reconnaître directement les substances premières desquelles se sont formées les éclogites. Leur évolution métamorphique prolongée a généralement effacé toutes les traces de la composition primitive. Ce n'est qu'une exception, quand on réussit à observer le passage direct d'une roche originelle à l'éclogite, comme le passage d'une spilite observé par Bearth (1959), ou le début d'éclogitisation d'un gabbro décrit par Chenevoy (1958). Parfois, en étudiant les inclusions dans les minéraux d'éclogites, surtout dans les grenats, on réussit à déterminer quelques minéraux antérieurs qui ont précédé immédiatement la cristallisation finale de ces roches. De cette façon en cas singuliers je pus déduire avec une certaine probabilité, que l'éclogite s'est développée d'une roche métamorphique antérieure, qui contenait de la hornblende verte commune, du quartz, du sphène et des carbonates; cela était probablement un schiste amphibolique ou une amphibolite riche en quartz, possiblement d'origine sédimentaire. Mais ce ne sont que les indices très douteux qui ne permettent pas déterminer la roche primaire.

La plupart des auteurs discutant l'origine d'éclogites regardent les gabbros ou les diabases comme les roches mères des éclogites, en se fondant surtout sur la ressemblance chimique. Cet argument ne peut être jamais décisif, si l'éclogite forme actuellement une intercalation dans les schistes ou migmatites d'origine sédimentaire, qui évidemment ont été soumis aux modifications métagénétiques très prononcées. Je crois volontiers, qu'une grande partie de telles intercalations s'est formée des diabases, des coulées basaltiques ou même des tufs de composition semblable, parfois des roches ultrabasiques d'origine ignée, comme les péridotites et les serpentinites. Mais je pense, qu'un nombre au moins aussi grand des éclo-

gites a évolué des intercalations basiques plus ou moins carbonatées d'origine sédimentaire — pas nécessairement d'une façon directe, mais aussi par l'intermédiaire des erlans et des para-amphibolites — sous l'influence d'une métasomatose régionale. C'est le cas, selon toute probabilité, des éclogites de la région de Śnieżnik dans les Sudètes, étudiées par moi en détail.

7. *Les conditions et les processus de la formation d'éclogites.* Il n'y a pas de doute que les véritables éclogites se sont formées au cours du métamorphisme régional, le plus souvent combiné d'un métasomatisme migmatissant ou granitissant, des grands massifs cristallophylliens d'origine essentiellement sédimentaire. Elles présentent un équilibre particulier obtenu par les intercalations basiques d'origine diverse dans les stades précoces d'évolution métamorphique de ces massifs. C'est là un procès stadal qui peut être nommé *l'éclogitisation*. Les intercalations ignées de composition gabbroïde, ayant dès le commencement le chimisme favorable à la formation de la paragenèse éclogitique, ont pu s'éclogitiser par le réarrangement sur place de la composition primitive (pyroxène + plagioclase basique + minerais de fer ± olivine), sans apport important de substances chimiques de dehors. En cas d'intercalations ultrabasiques d'origine magmatique, ou d'intercalations carbonatées d'origine sédimentaire (p. ex. des marnes et des dolomies marneuses) l'éclogitisation n'est pas possible sans apport de certains composants chimiques, surtout de la soude, qui en effet se montre souvent en migration dans les stades initiaux de la migmatisation régionale. Les stades postérieurs du même procès évolutif dépassent les conditions d'équilibre éclogitique, ils facilitent d'abord la cristallisation d'une hornblende tardive dans les éclogites sans détruire les minéraux antérieurs, et plus tard, ils entraînent une amphibolitisation secondaire des roches entières, en les transformant graduellement en amphibolites diablastiques. Une telle amphibolitisation ne peut pas être attribuée au métamorphisme regressif.

Une période particulière dans le procès l'éclogitisation est marquée par l'enrichissement de la roche en grenat, c'est à dire par une *grenatisation*. Ce procès particulier a pu se produire à la fin du stade éclogitique, mais le plus souvent il a précédé la cristallisation de la hornblende primaire et même celle de l'omphacite. On ne trouve jamais des arguments géologiques quelconques d'une pression très élevée et alors des profondeurs très grandes, dans lesquelles se soit passé le procès d'éclogitisation. Il n'y a pas aussi des preuves d'une tectonisation très forte comme condition fondamentale de ce procès. Si il y avait eu une telle tectonisation, ayant accusé par exemple la forme lenticulée des intercalations d'éclogite, elle a dû se passer avant la formation de cette roche ou dans la période initiale de sa formation; la période finale de la cristallisation d'éclogite s'est passée ordinairement dans un milieu plutôt tranquille.

Quelles sont alors les conditions fondamentales déterminant l'éclogitisation des intercalations basiques quelconques, si ni des grandes profondeurs avec leurs températures et pressions élevées, ni des mouvements tectoniques très prononcés, ni même la composition primitive des roches mères ne semblent avoir une importance décisive pour la formation des éclogites au cours du métamorphisme régional?

Il me semble pour le moment le plus probable, que la formation des éclogites typiques est conditionnée en premier lieu par l'existence au milieu des séries schisteuses d'origine supracrustale des intercalations basiques, qui contrastent dans leur composition avec les roches encaissantes, et par le chimisme des solutions intergranulaires dans les stades initiaux de migmatisation ou granitisation de ces séries, opérant entre certaines limites de pression et de température, toutes les deux jamais très élevées. Je pense, qu'en cas d'éclogites nous avons à faire avec un exemple bien spécifique de *convergence pétrogénétique*, qui permet la production des roches à composition tout à fait semblable des matériaux primitifs très différents, par des procès d'évolution métamorphique bien compliqués.

Institut des Sciences Géologiques
de l'Académie Polonaise des Sciences
Varsovie, mars 1962.

BIBLIOGRAPHIE

ANGEL F., 1940 — Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. *Wiss. Jb. Univ.*, p. 251—304.
ANGEL F., 1957 — Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der Österreichi-

schen Alpen. *Neues Jb. Miner. Abh.* 91, p. 151—192.
BACKLUND H. G., 1936 — Zur genetischen Deutung der Eklogite. *Geol. Rdsch.* 27, p. 47—61.
BEARTH P., 1959 — Über Eklogite, Glaukophan-

- schiefer und metamorphe Pillowlaven. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 39, p. 267—286.
- BECK-MANNAGETTA P., 1961 — Zur Deutung der Eklogite im Korallenkristallin (Zentralalpen) Tschermak's miner. petrogr. Mitt., III Folge 7, p. 437—450.
- BEDERKE E., 1943 — Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. Geol. Rdsch. 34.
- BRIÈRE Y., 1920 — Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique; leur origine. Bull. Soc. franc. Miner. 42, p. 72—222.
- CHENEVOY M., 1958 — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie Nord-Ouest du Massif Central Français. Mém. Carte géol. dét. France.
- DÜLL E., 1902 — Über die Eklogite des Münchberger Gneissgebietes. Geogn. Jh. 19.
- ESKOLA P., (1920—21) — The mineral facies of rocks (Norsk Geol. Tidsskrift v. 6, p. 143—194).
- ESKOLA P., 1921 — On the eclogites of Norway. Vidensk. Skr. I Mat. — Nat. Kl. No 8.
- ESKOLA P., 1932 — On the principles of metamorphic differentiation. Bull. Com. Géol. Finl. 97, p. 68—77.
- FINCKH L., FISCHER G., MEISTER E., BEDERKE E., 1942 — Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000, Blatt Glatz, Königshain, Reichenstein u. Landeck. H. 343, Erläuterungen. Berlin.
- GOSH P. K., 1941 — The charnockite series of Bastar State and W. Jeypore. Rec. Geol. Surv. India 75, Prof. Pap No 15.
- HAHN-WEINHEIMER P., 1959 — Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen u. basischen Gesteinen der Münchberger Gneissmasse — Fichtelgebirge. Neues Jb. Miner. Abh. 92.
- HENTSCHEL H., 1937 — Der Eklogit von Gilsberg im sächsischen Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungsstufen. Miner. Petrogr. Mitt. 49, p. 42—88.
- HEZNER L., 1903 — Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite. Tschermak's Miner.-Petrogr. Mitt. 23, p. 437—471 et 505—580.
- KOZŁOWSKI K., 1958 — On the eclogite-like rocks of Stary Gieraltów (East Sudeten). Bull. Acad. Pol. Sér. Sc. chim. 6, p. 723—728.
- LACROIX A., 1917 — Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives qui les accompagnent. C. R. Acad. Sc. 165, p. 381.
- LAPADU-HARGUES P., 1953 — Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. Bull. Soc. Géol. Fr., 6^e série, v. III, p. 153—173.
- ЛЕБЕДЕВ В. И., 1951 — К вопросу о процессах образования друзитов, пироксено-гранатовых амфиболитов и амфиболитов. Тр. Ленингр. Общества Естествоиспытателей, 68, в. 2. Отд. Геологии и Минералогии, стр. 238—282.
- READ H. H., 1948 — Granites and granites. Mem. Geol. Soc. of America, 28.
- ROQUES M., 1941 — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central Français. Mém. Carte géol. dét. France. Paris.
- ROSENBUSCH H., OSANN A., 1923 — Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart.
- SAHLSTEIN T. G., 1935 — Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneisen des südwestlichen Liverpool-Landes in Ost-Grönland. Medd. om Grönland 95, No 5.
- SATTRAN V., 1957 — K petrogenesi některých krušohorských amfibolitů a eklogit-amfibolitů. Sborn. Ústř. Ust. Geol. Sv. XXIV/1 p. 135, 140.
- SMULIKOWSKI K., 1960 a — Petrographical notes on some eclogites of the East Sudetes. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. géol.-geogr., v. 8, p. 11—19.
- SMULIKOWSKI K., 1960 b — Comments on eclogite facies in regional metamorphism. Report of Intern. Geol. Congress XXI Session, part XIII. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI K., 1960 c — Evolution of the granite gneisses of the Śnieżnik Mts. — East Sudetes. Report of Intern. Geol. Congress XXI Session, part XIV. Copenhagen.
- СОБОЛЕВ В. С., 1959 — (научный редактор) Алмазные Месторождения Якутии. Министерство Геологии и Охраны Недр СССР стр. 194—254.
- SØRENSEN H., 1953 — The ultrabasic rocks at Tovuqussacq. West Greenland. A contribution to the peridotite problem. Medd. om Grönland 136.
- SWITZER G., 1945 — Eclogite from the California glaucophane schists. Amer. Journ. Sc. 243, p. 1—8.
- TEISSEYRE J., 1961 — The lime-silicate rocks of the Śnieżnik Mts in the Sudetes. Arch. Miner. 23, p. 190—195.
- TILLEY C. E., 1936 — The paragenesis of kyanite-eclogites. Miner. Mag. 24, No 155, p. 422—432.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1960 — Ultramafic rocks of the neighbourhood of Bielice (Eastern Sudeten). Arch. Miner. 22, p. 432—438.
- WIESENEDER H., 1934 — Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. Miner. Petrogr. Mitt. 46, p. 174—211.
- von WOLFF TIELMANN FREIHERR, 1942 — Methodisches zur quantitativen Gestein- und Mineraluntersuchung mit Hilfe der Phasenanalyse ein Beispiel der mafischen Komponenten des Eklogits von Silberbach). Miner. Petrogr. Mitt. 54, p. 1—122.

Kazimierz SMULIKOWSKI

ZAGADNIENIE EKLOGITÓW

SPIS TREŚCI

Streszczenie	53
Wstęp	53
Eklogity masywu krystalicznego Śnieżnika	55
Eklogity w kompleksie gnejsów typu gieraltowskiego	55
Występowanie eklogitów	55
Skład eklogitów	57
Proces amfibolizacji eklogitów	60
Chemizm eklogitów	62
Eklogity z kompleksu granulitowego Starego Gieraltowa	64
Geneza eklogitów śnieżnickich na tle ewolucji metamorficznej otaczających je gnejsów typu gieraltowskiego	65
Obserwacje mikroskopowo-petrograficzne dotyczące eklogitów innych krajów	69
Wnioski ogólne	74

Streszczenie

Autor przedstawia obecne rozbieżności poglądów na genezę eklogitów i na procesy ich powstawania i dyskutuje powody tej rozbieżności. Następnie referuje wyniki swych dotychczasowych własnych badań nad eklogitami krystaliniku Śnieżnika i dochodzi do wniosku, że są one prawdopodobnie produktami wielofazowej przebudowy metamorficznej węglanowych wtrąceń w serii pochodzenia osadowego, podczas wczesnego stadium regionalnego metamorfizmu i migmatyzacji, odznaczającej się dopływem sodu. Dla porównania omawia też krótko eklogity wtrącone w kompleksie granulitowym okolic Starego Gieraltowa.

Dalej autor przedstawia swe obserwacje mikroskopowe dotyczące występowania eklogitów różnych innych miejsc w Europie, bardziej szczegółowo omawiając dwa osobliwe przykłady późnego wydzielania się granatu w tych skałach. Wyprowadza stąd wnioski o procesie eklogityzacji skał starszych, w obrębie którego pewien szczególnie etap rozwojowy, raz

wcześniejszy, raz późniejszy, może być nazwany granatyzacją.

Wniosek końcowy sprowadza się do twierdzenia, że nie ma oddzielnej eklogitowej facji mineralnej w znaczeniu Eskoli i że wielkie ciśnienia i wysokie temperatury nie stanowią głównych warunków tworzenia się eklogitów. Najprawdopodobniej dwa niezależne czynniki są tutaj decydujące:

1. Obecność w seriach metamorficznych pochodzenia osadowego wtrąceń silnie zasadowych — tak krzemianowych i magmowych, jak i węglanowych — wybitnie kontrastujących ze swym otoczeniem pod względem składu chemicznego;

2. Chemizm roztworów międzyziarnowych we wczesnych stadiach metamorfizmu metasomatycznego, migmatyzacji lub granityzacji, związany z poważnym uruchomieniem sodu. Eklogity więc powstawać mogą z rozmaitych materiałów pierwotnych w różny sposób, stanowiąc specyficzny przykład konwergencji petrogenetycznej.

WSTĘP

Wiadomo powszechnie, że eklogity nigdy nie tworzą większych jednolitych mas skalnych o samodzielnym znaczeniu geologicznym, lecz

wtrącone są w postaci niewielkich na ogół interkalacji, soczewek lub enklaw w obrębie innych skał krystalicznych tworzących komplek-

sy litologiczne pierwszego rzędu. Najczęściej występują one w rozmaitych seriach regionalnie zmetamorfizowanych, przede wszystkim w różnych gnejsach i migmatytach, a zawsze współwystępują i są zmieszane z amfibolitami. Nierzadkie są wystąpienia eklogitów w związku ze skałami ultrazasadowymi i holomelanokraticznymi pochodzenia magmowego, głównie z serpentynitami. Jeśli eklogity budzą zawsze wielkie zainteresowanie geologa i łatwo zwracają na siebie jego uwagę, dzieje się to nie ze względu na ich doniosłość w budowie geologicznej terenu, lecz z powodu frapującego wyglądu i składu mineralnego, przedstawiającego ziarnistą mieszaninę czerwonego granatu z zielonkawym piroksenem jednoskośnym. Ten uderzający skład jest przyczyną tego, że już w początkach ubiegłego stulecia R. J. Haüy uznał skałę tę za niezwykle i obrał dla niej nazwę „eklogit”, tzn. skała o wyszukany składzie mineralnym (*εκλογη* — wybór).

Każdy geolog obserwujący eklogit w terenie zadaje sobie pytanie, jaki jest stosunek tej skały do banalnego zwykle pod względem petrograficznym otoczenia i jakie procesy mogły doprowadzić do takiego niezwyklego wyselekcjonowania jej składu. W literaturze światowej bardzo wiele jest prac poświęconych temu tematowi, lecz opinie poszczególnych autorów są bardzo rozmaite, częstokroć diametralnie sprzeczne. Mało jest skał, których pochodzenie byłoby dotychczas jeszcze tak tajemnicze, jak pochodzenie eklogitów.

Wielcy klasyficy petrografii skał metamorficznych, jak F. Becke i U. Grubenmann, uważali eklogity za produkty izochemicznego metamorfizmu zasadowych skał magmowych, takich jak gabra i bazalty oliwinowe, w najgłębszych strefach litosfery (kata), wykrystalizowane pod wpływem największych ciśnień statycznych, które zmuszały składniki chemiczne do łączenia się w minerały o najmniejszej objętości właściwej (labrador + diopsyd + oliwin → omfacyt + granat). Ten pogląd, opierający się na teoretycznych zasadach fizyczno-chemicznych (tzw. prawo objętościowe), jest do dziś dnia najbardziej rozpowszechniony wśród geologów. Zwolennikiem jego był również P. Eskola (1920—1921), twórca pojęcia *facji mineralnych* w skałach, gdy charakteryzował osobną fację eklogitową jako produkt największych głębokości. Był on zresztą zdania, że eklogity nie są tylko produktami metamorfizmu skał gabrowych, lecz mogą też krystalizować bezpośrednio z magmy o tymże składzie w warunkach szczególnie wysokich ciśnień. Ten ostatni pogląd podzielał również A. Harker.

Wielu autorów jednak, zwłaszcza późniejszych, wątpiło w konieczność istnienia bardzo wysokich ciśnień przy tworzeniu się eklogitów.

Y. Brière (1920) w swej szczegółowej pracy o eklogitach francuskich wyraźnie podkreślała, że eklogity spotyka się w kompleksach metamorficznych o bardzo różnym stopniu metamorfizmu i że wobec tego wielkie głębokości nie muszą być niezbędnym warunkiem ich powstawania. Opierając się na częstym występowaniu drobnych wtrąceń eklogitowych wśród rozmaitych gnejsów i migmatytów, szereg badaczy uważało je za produkty metasomatyizmu pegmatytowo-pneumatolitycznego albo procesów migmatytyzacji i granityzacji działających na wtrącenia skał magmowych o składzie ultrazasadowym lub gabroidalnym. Takiego zdania był E. Düll (1902) w odniesieniu do sławnych eklogitów z Gór Fichtelskich (Münchberger Gneismasse), H. Wieseneder (1934) co do eklogitów z Alp austriackich, H. Hentschel (1937) w stosunku do eklogitu z Gilsberg skojarzonego z serpentynitem w obrębie granulitowego masywu Saksonii. H. G. Backlund (1936) przyjmował silną tektonizację przez ruchy orogeniczne w połączeniu z migmatytyzacją jako konieczny warunek eklogityzacji zasadowych skał magmowych, a zbliżony pogląd został później podtrzymany przez H. Sørensen (1953).

G. Switzer (1945) uważał eklogity z Kalifornii, wtrącone w łupki glaukofanowe w sąsiedztwie serpentynitu, za produkt hydrotermalnego metamorfizmu kontaktowego. Dla kompletu różnorodności poglądów dodajmy jeszcze, że P. Bearth (1959) w eklogitach, należących do ofiolitowego kompleksu Alp Walijskich i współwystępujących z glaukofanitami, prazynitami i serpentynitami, dostrzegł ślady struktur poduszkowych (*pillow lavas*) i wywodzi je wprost ze zmetamorfizowanych spilitów. P. Beck-Mannagetta (1961) zaś dopatruje się śladów zasadowych tufów i aglomeratów wulkanicznych w pewnych zbliżonych do eklogitów skałach z Koralpe.

Wszystkie omówione opinie za produkt wyjściowy dla tworzenia się eklogitów uważają jakieś zasadowe lub ultrazasadowe skały pochodzenia magmowego. W przypadku jednak, gdy eklogity tkwią w zmetamorfizowanych lub zmigmatytyzowanych kompleksach pochodzenia osadowego, nie można wykluczyć, że powstały one przez gruntowne przeobrażenie metasomatyčno-metamorficzne jakichś wtrąceń skał węglanowych. Takiego zdania co do wtrąceń eklogitowych w kompleksach czarnokitowych południowej Indii jest np. P. K. Gosh (1941). P. Hahn-Weinheimer (1959) w swych badaniach geochemicznych nad eklogitami w masywie gnejsowym Münchberg w Górach Fichtelskich podkreśliła duże prawdopodobieństwo pochodzenia ich ze skał węglanowych. Zawierają one zresztą drobną ilość grafitu, który swym izotopowym stosunkiem $^{12}\text{C} : ^{13}\text{C}$ zgadza się z grafi-

tem występującym w marmurach tego samego obszaru. Autor niniejszej pracy również zalicza się do zwolenników takich poglądów i dla eklogitów masywu Śnieżnika w Sudetach przyjmuje za najbardziej prawdopodobne pochodzenie z wtrąceń węglanowych w pierwotnym kompleksie osadowym, który przez wieloetapowe przeobrażenia metasomatyczno-metamorficzne przeszedł w różnego typu gnejsy.

Studium eklogitów w krystalniku śnieżnickiego może wnieść wiele nowych argumentów

do ogólnoświatowej dyskusji na temat pochodzenia i procesów tworzenia się eklogitów, gdyż petrografia otaczających je skał gnejsowych jest opracowana bardziej drobiazgowo, niż większość analogicznych obszarów gdzie indziej na świecie. Wprawdzie moje badania nad tutejszymi eklogitami nie są jeszcze ukończone we wszystkich szczegółach, jednakże już dotychczas zebrane fakty dostarczają wielu ważnych i interesujących wskazówek oraz możliwości interpretacji petrogenetycznej.

EKLOGITY MASYWU KRYSTALICZNEGO ŚNIEŻNIKA

W niemieckiej literaturze geologicznej tego obszaru (mapa 1:25 000 z 1942 r. i artykuł E. Bederkego z 1943 r.) wymienione są 3 punkty występowania eklogitów: Wojtówka na północ od Łądka Zdroju, Międzygórze w obrębie gnejsów typu gieraltowskiego, oraz Stary Gieraltów wśród granulitów. Powojenne badania polskich geologów na tym obszarze (J. Ansilewski, W. Frąckiewicz, L. Kasza, J. Oberc, H. Teisseyre) doprowadziły do wykrycia szeregu innych jeszcze wystąpień eklogitów (patrz szkic geologiczny fig. 1, str. 16). Zostały one przeze mnie szczegółowo petrograficznie zbadane, a wyniki obserwacji podane są w skrócie niżej. Eklogity spośród granulitów Starego Gieraltowa zostały zbadane przez K. Kozłowskiego (1958). Niektóre oznaczenia danych optycznych dla minerałów eklogitowych wykonane zostały przez A. Nowakowskiego.

EKLOGITY W KOMPLEKSIE GNEJSÓW TYPU GIERALTOWSKIEGO

Występowanie eklogitów

Skały te tworzą w gnejsach soczewkowane wtrącenia zgodne z laminacją tychże, nie przekraczające nigdy 200—300 m rozciągłości i 7—10 m miąższości, zazwyczaj jednak znacznie mniejsze. W niektórych miejscach można obserwować kilka równoległych wtrąceń poddzielanych gnejsami. Brzegi soczewek eklogitowych są z reguły silnie zamfibolizowane, barwy zielonkawoczarnej, nierzadko poza tym zbiotytizowane wskutek metasomatozy potasowej, która działała w otoczeniu gnejsowym. Środki soczewek przedstawiają eklogit niezmienny, drobnoziarnisty, stosunkowo jasny, zielonkawoszary z drobnymi ziarenkami czerwonego granatu, normalnie jednak pocięty w krzyżujących się kierunkach przez czarniawe żyłki, dające często obraz jak gdyby kraty amfibolitowej. Są to dawne spękania i szczeliny

ciosowe w eklogicie, wzdłuż których dokonała się silniejsza amfibolizacja wskutek późniejszej infiltracji roztworów. Schematyczny obraz takiej soczewki przedstawiony jest na figurze 2 (str. 19).

W brzeźnych zamfibolizowanych partiach soczewek eklogitowych, szczególnie w okolicy Międzygórze, spotyka się miejscami cienkie wkładki drobnoziarniste, szarobrunatnawe, bogate w drobnutki łuseczki miki. Mikroskopowe badanie pozwala je określić jako dwumikowe paragnejsy plagioklazowe, prawie zupełnie bezkierunkowe, podobne raczej do paragnejsów serii strońskiej niż do gnejsów typu gieraltowskiego, które z zewnątrz otaczają soczewkę eklogitową. W paragnejsach tych miejscami można doskonale śledzić stopniowe zastępowanie obu łyščzyków i stykającego się z nimi kwarcu przez plagioklaz, przy czym postępuje ono wzdłuż przestrzeni międzyziarnowych. Pierwotna skała, bogata w kwarc i łyščzyki a uboga w plagioklaz, a więc o składzie bliskim do pierwotnego materiału osadowego, ulegała feldspatyzacji plagioklazowej i przechodziła stopniowo w paragnejs. Schematyczny obraz tego procesu przedstawiony jest na figurze 3 (str. 21).

Trudno wątpić, że mamy tu do czynienia z metasomatycznym dopływem sodu, który był doprowadzany z zewnątrz wzdłuż przestrzeni międzyziarnowych. Natomiast brak w paragnejsach skalenia potasowego świadczy o tym, że do paragnejsów zamkniętych w eklogitach nie docierała późniejsza metasomatoza potasowa, która powszechnie ogarnęła gnejsy typu gieraltowskiego znajdujące się na zewnątrz soczewki eklogitowej. Eklogit nie przeszkodził więc penetracji roztworów sodonośnych, prawdopodobnie dlatego że jeszcze wówczas nie istniał w postaci dokończonej, natomiast nie dopuścił już do swego wnętrza późniejszych roztworów potasonośnych. Stąd wniosek, że krystalizacja eklogitu zakończyła się przed eta-

pem feldspatytacji potasowej, a więc jeszcze w czasie gdy działała metasomatoza sodowa.

Całkiem inaczej przedstawia się sprawa z gnejsami typu gieraltowskiego osłaniającymi eklogit z zewnątrz, których przypuszczalną ewolucję opisałem w 1960 r., jako zamykającą się obfitą produkcją metasomatyycznie wytworzonego mikroklinu. Najbardziej typowy taki gnejs w kontakcie z soczewką eklogitową można obserwować w okolicy Nowej Wsi. Jest to *wstęgowany gnejs migmatyczny*, złożony z naprzemianległych lamin czterech rodzajów o silnie wyselekcjonowanym składzie mineralnym: cienkie czarne laminy wzbogacone w biotyt i minerały akcesoryczne, białawe laminy wzbogacone w oligoklaz z resztkami wypieranego biotyту i kwarcu, szare laminy prawie czystego kwarcu i różowe soczewkowato grubiejące laminy wzbogacone w mikroclin z relikdami wypartego plagioklazu. W tabeli I (str. 20) podany jest globalny i przeciętny skład chemiczny całego gnejsu, skład mineralny i ilościowy stosunek poszczególnych rodzajów lamin oraz skład ogólny skały, wyznaczony przy pomocy analizy mikrometrycznej w bardzo dużej płytce cienkiej.

Skład globalny, chemiczny i mineralny tego gnejsu odpowiada składowi zwykłego granitu monzonitowego. Jednakże skała ta wytworzyła się z łupku mikowego pochodzenia osadowego w toku długiej ewolucji metasomatycznej i metamorficznej. Najpierw dokonywał się dopływ plagioklazu wzdłuż płaszczyzn foliacji łupku, przy podstawianiu łuszczyków — głównie muskowitu, który przypuszczalnie dominował w pierwotnym łupku. Dzięki temu pomiędzy laminami biotyту i laminami kwarcowymi odziedziczonymi po pierwotnym łupku wytworzyły się laminy oligoklazowe. Później nastąpiła metasomatoza potasowa, rozpoczynająca swe działanie głównie wzdłuż granic pomiędzy laminami kwarcowymi i plagioklazowymi. Plagioklaz był wówczas stopniowo wypierany przez skałki potasowe w postaci mikroklinu. Reakcje te wywołały w skałce pewną ruchliwość wewnętrzną, zwłaszcza w miejscach większego nasilenia, wskutek czego wytworzyła się słaba falista deformacja laminarnej tekstury, powodująca soczewkowate nabrzmienia lamin mikroklinowych.

Oprócz wtrąceń eklogitów wśród gnejsów gieraltowskich, zawsze na brzegach zamfibolizowanych, spotyka się też — i to o wiele częściej — wtrącenia samych amfibolitów. W niektórych z nich widzi się relikty granatów i charakterystyczne diablastyczne wykształcenie zielonej hornblendy, co świadczy, że wytworzyły się one wtórnie z eklogitów. W innych wtrąceniach nie ma już tych śladów, hornblenda i plagioklaz wykrystalizowane są

normalnie, można więc przypuszczać, że wykształciły się one w postaci amfibolitowej, bez uprzedniego stadium eklogitowego. Jest to całkiem możliwe, choć nigdy nie można być tego zupełnie pewnym, gdyż daleko zaawansowane procesy rekrytalizacji mogą całkowicie zatrzeć delikatne struktury reliktowe.

Jeśli chodzi o właściwe, nieprzeobrażone eklogity, to na omawianym obszarze wyróżnić w nich można następujące 4 typy megaskopowe:

A. *Typ mikrogranularny*, prawie afanitowy o teksturze bezładnej, z rzadko rozszanymi fenokryształami ciemnoszarego amfibolu pierwotnego i szarozielonego omfacytu; granaty są zbyt drobne, by można je było dostrzec gołym okiem.

B. *Typ drobnoziarnisty o teksturze bezładnej*, z czerwonymi granatami średnicy 1—2 mm, zlepionymi jasnym szarozielonkawym omfacytem.

C. *Typ drobnoziarnisty o teksturze równoległej*, wywołanej skupianiem się różowego granatu w równoległe pasemka i uporządkowaniem kierunkowym słupków jasnozielonego lub zielonkawoszarego omfacytu. Często dołącza się też biały łuszczyk w drobnych łuszczykach uporządkowanych w tym samym kierunku.

D. *Typ drobnoziarnisty o teksturze równoległej* wywołanej tymi samymi przyczynami co w typie poprzednim, lecz różniący się od niego obfitością pierwotnego ciemnoszarego amfibolu, który w wysokim stopniu zastępuje omfacyt i nadaje całej skałce ciemniejszy szarozielony odcień. Typ ten tworzy drobne i lokalne partie w obrębie typu poprzedniego.

Nie spotkano dotąd na omawianym obszarze gruboziarnistych odmian eklogitów z granatami o średnicy wielu milimetrów, które we wszystkich kolekcjach petrograficznych uchodzą za najbardziej typowe. W istocie nie są one najpospolitsze nigdzie na świecie.

Wymienione 4 typy megaskopowe eklogitów rozmieszczone są w sposób dość charakterystyczny w obrębie całego obszaru występowania, co bez wątpliwości odpowiada pewnym różnicom w sytuacji geologicznej. Typ A znaleziony został na razie tylko w Wojtówce na północ od Łądka Zdroju. Nie ma tu żadnej odkrywki, a bloki eklogitu rozsiane są na zalesionym zboczu wzdłuż pewnego pasa. Typ B występuje w niewielkiej odkrywce na południowy zachód od Bielicy i w kilku skałkach w trudno dostępnej dolinie na północny wschód od Nowej Morawy. Typy C i D charakterystyczne są dla okolic Międzygórza i Nowej Wsi, gdzie znajduje się kilkanaście dobrych odkrywek, jak się zdaje w pewnym określonym poziomie stratygraficznym tamtejszych gnejsów gieraltowskich.

Skład eklogitów

Ze zmiennością struktury, tekstury i megaskopowego wyglądu, wyrażoną w wymienionych wyżej typach eklogitów, łączy się pewna zmienność w składzie mineralnym i w sposobie wykształcenia poszczególnych minerałów. Oprócz minerałów specyficznych, których nie może brakować w żadnym prawdziwym eklogicie — granatu i omfacytu oraz rutylu wśród minerałów pobocznych — skały te zwykle zawierają różne minerały dodatkowe, których w pewnych próbkach może brakować zupełnie, w innych zaś może się ich nagromadzać bardzo wiele, tak że mogą się one stać minerałami głównymi. Należą tu: *hornblenda pierwotna*, *kwarc*, *dysten*, *jasny łyszczyk* i *zoizyt*. Akcesoryczne są *magnetyt*, *piryt* lub *pirotyn*, *apatyt* i *cyrkon*. W ostatnim czasie zebrano w Międzygórzu kilka próbek eklogitu typu C, zawierających *kalcyt pierwotny*. Tworzy on reliktywne wrostki w omfacycie i granacie i jest atakowany przez omfacyt lub hornblendę, co wskazuje, że był on w skale obecny przed przeobrażeniem się jej w eklogit. Popiera to tezę autora o pochodzeniu tutejszych eklogitów z osadów bogatych w węglany. Jako minerały wtórne występować mogą *albit* lub *oligoklaz*, *zwyczajna zielona hornblenda*, *aktynolit*, *diopsyd*, *biotyt*, *chloryt*, *epidot*, *klinozoizyt* lub *zoizyt*, *ilmenit*, *hematyt*, *tytanit*, *kalcyt*, *premit* i *adular*. Powstawanie tych minerałów wtórnych jest ważne z punktu widzenia genetycznego, lecz często bardzo skomplikowane, toteż mowa o nich będzie tylko w przypadkach szczególnie ważnych.

W tabeli II (str. 23) zestawiono 9 analiz chemicznych dobrze zachowanych eklogitów wszystkich czterech typów (A-2, B-2, C-4, D-1). Analizy uporządkowane są według wzrastającej zawartości glinki. Dla każdej chemicznie zanalizowanej skały podałem jej ilościowy skład mineralny, oznaczony metodą mikrometryczną w płytkach cienkich. Widać tu dość duże różnicowanie w składzie mineralnym, stosunkowo niewielkie zaś w składzie chemicznym.

Największe zróżnicowanie wykazują zawartości Al_2O_3 (15,07—18,22% wag.) i MgO (7,99—12,35% wag.). Zmienność glinki łatwo tłumaczy się zmiennym udziałem minerałów glinowych. Największą zawartość glinki mają eklogity z dystenem (analizy 7, 8, 9), średnią — eklogity pozbawione dystenu, lecz zawierające stosunkowo dużo zoizytu i jasnego łyszczyku (analiza 6), najmniejszą — skały bardzo ubogie w wymienione minerały lub zupełnie ich pozbawione (analizy 1—4). Eklogity zawierające łyszczyk mają zarazem nieco podwyższoną zawartość potasu (analizy 6—9).

Mniej oczywiste są powody dużych różnic w zawartości magnezu, ukryte przede wszystkim w zmienności składu minerałów głównych, omfacytu i granatu. Ujawnia to tabela III (str. 24), podająca skład tych minerałów w przykładowo dobranych dwu eklogitach nr 5 i nr 3. Mniejsza zawartość magnezu w ryczałkowej analizie nr 5 niż w analizie nr 3 znajduje swój odpowiednik w zmniejszonych proporcjach tego składnika zarówno w omfacycie, jak i w granacie. Natomiast omfacyt i granat eklogitu nr 5 mają wyraźnie wyższe proporcje FeO . Inne znamienne różnice w składzie omfacytu obu tych minerałów dotyczą glinki i żelaza trójwartościowego. Omfacyt eklogitu nr 5 jest bogaty w glinę, eklogitu nr 3 — bogatszy w Fe_2O_3 , co jest przyczyną wyraźniejszego jego zielonego zabarwienia (domieszka cząsteczki egirynowej). Granat ze skały nr 5 jest bardziej zbliżony do almandynu i zgodnie z tym ma barwę ciemniejszą brunatnoczerwoną, granat ze skały nr 3 — jest bardziej zbliżony do piropu i zgodnie z tym zabarwiony na jasnoróżowoczerwoną.

Przejdźmy teraz do krótkiej charakterystyki petrograficznej wszystkich minerałów w zbadanych eklogitach, nie tylko chemicznie zanalizowanych.

Granaty mają w różnych wymienionych typach różne wykształcenie. W typie A są one mikroskopowo drobne i poikiloblastycznie obrastane przez duże ziarna hornblendy pierwotnej, omfacyty lub łyszczyki. W typie B są one większe, co najmniej równe wymiarom omfacytu i cementowane przez ten minerał. W typach C i D mają wymiary zmienne, często zagęszczają się w zwarte smugi tracąc wówczas regularność postaci, natomiast tam, gdzie z rzadka tkwią w przeważających ziarnach omfacytu, osiągają prawidłowe formy dwunastokątianu rombówego. Granaty mogą być zupełnie czyste i jednorodne, często jednak zamykają niezliczone ciemne wrostki, skupiające się szczególnie w środkach ziarn w szare mętne plamy. Miejscami porządkują się tu one w krótkie czarne kreseczki kierunkowo ustawione, co pozwala się w nich domyślać reliktywów łupkowej kierunkowości w jakichś poprzednio istniejących skałach. Najłatwiej tu rozpoznać małe wrostki rutylu, koncentrujące się szczególnie w granatach sąsiadujących z większymi ziarnami rutylu. W takich przypadkach można by domyślać się, że w pierwotnej skale istniało w tym miejscu większe ziarno jakiegось innego minerału tytanowego (może ilmenitu lub tytanitu?), które w czasie ustalania się równowagi eklogitowej przestało być trwałe i zredukowało się do rutylu; ten po części uformował ziarenka osobne, po części zaś został w postaci rozdrobnionej uwięziony w ziar-

nach rosnącego równocześnie granatu. Ponadto często dostrzega się w granatach malutkie wrostki innych dwójłomnych minerałów o niższych od granatu współczynnikach załamania, które również przedstawiają relikty mineralne skał pierwotnych, pochłonięte lecz niezupełnie strawione przez rosnący granat. Niestety są one zbyt drobne, by można było mikroskopowo oznaczyć ich mineralogiczną naturę. Współczynniki załamania światła trzech granatów podane są na stronie 25 tekstu francuskiego.

Omfacyt wykształcony bywa w różnej postaci:

— małe ziarenka ksenomorficzne zlepiające większe ziarna granatu,

— wydłużone słupki różnej wielkości o prawnidlowych ścianach pasa słupowego, lecz pozabawione ścian terminalnych,

— duże ksenoblasty o konturach często rozczłonkowanych, poikilitowo zamykające drobniejsze ziarna innych minerałów, najczęściej granatu, nierzadko rutyłu, kwarcu, łyszczyku, dystenu, zoizytu oraz drobnitkie ciemne nieoznaczalne wrostki.

W typie A zdarzają się dwie wyraźnie różne generacje piroksenu: duże ksenoblastyczne ziarna niewątpliwego omfacytu, poikiloblastycznie zamykające drobnitkie granaty i malutkie mikrolity jednoskośnego piroksenu, niewątpliwie wcześniej wykryształizowane. Wydaje się, że te ostatnie powinny mieć inny skład niż poikiloblasty, być może bardziej zbliżony do diopsydu. Trudno to jednak stwierdzić mikroskopowo, gdyż w serii izomorficznej diopsydaugit-omfacyt wszystkie własności optyczne są zbyt mało różnicowane. Dane optyczne niektórych omfacytów podane są na stronie 25 tekstu francuskiego. W płytkach cienkich omfacyty zawsze są bezbarwne, w grubszych czasem objawiają zielonkawą plamistość. Omfacyt okazuje się w eklogitach mało trwały i łatwo ulega przeobrażeniu w diablastyczne agregaty amfibolowo-plagioklazowe. Pierwszą tego oznaką są szare, mętne submikroskopowo-agregatowe obwódki dokoła ziarn omfacytu, będące łatwo uchwytną cechą diagnostyczną tego minerału przy oglądaniu płytek cienkich. Dokładniejszy opis tego zjawiska podany będzie nieco dalej przy omawianiu całości wtórnych procesów w eklogitach.

Amfibol pierwotny. Jest to dość szczególna odmiana hornblendy, obecna w większości eklogitów śnieżnickich w ilości podrzędnej, niekiedy jednak lokalnie obficie nagromadzona i stająca się minerałem głównym, równorzędnym z omfacytem (typ D — eklogit amfibolowy). Megaskopowo ciemnoszara lub czarniawa, w płytce cienkiej pod mikroskopem staje się prawie bezbarwna i niepleochroiczna albo bladożółtawa z ledwie widocznym pleochroizmem.

W pierwszym przypadku podłużne przekroje jej słupków są prawie nie do odróżnienia od słupków omfacytu. Dlatego chcąc mikrometrycznie oznaczyć ilościowe stosunki pomiędzy tymi dwoma minerałami, trzeba się posługiwać preparatami grubości około 0,1 mm, gdzie zabarwienie i pleochroizm hornblendy stają się wyraźne (α — bardzo bladożółtawa, β — jasnobrunatnawa, γ — szarobrunatna lub oliwkowa), podczas gdy omfacyt pozostaje nadal bezbarwny albo ujawnia nieregularną zieloną plamistość, pochodzącą od nierówno rozmieszczonych domieszki egirynowej. Hornblenda ta jest zawsze optycznie ujemna, o kącie $2V\alpha$ bardzo wielkim ($80-88^\circ$) w płaszczyźnie 010, $z/\gamma = 13-19^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0207-0,0237$. Jest to przypuszczalnie błada odmiana *karyntynu*, taka zresztą jak w miejscowości typowej dla tego gatunku „Saulpe”, skąd próbki eklogitu miałem możliwość badać w zbiorach paryskich.

Hornblenda ta różni się wybitnie od wtórnej zielonej hornblendy zwyczajnej, powstającej powszechnie w eklogitach zamfibolizowanych. W eklogitach typu A (próbka nr 6) tworzy ona dość duże poikiloblasty gęsto przetkane niezliczonymi mikrolitami granatu, piroksenu, zoizytu, kwarcu, i powstawała bez wątplenia pod koniec krystalizacji skały. W eklogitach typów C i D wykształcona jest ona w postaci pręcików podobnych wymiarami do omfacytu i zgodnie z nim kierunkowo uporządkowanych, lecz bardziej ksenomorficznych i przypuszczalnie nieco później od niego wykryształizowanych. Zawiera ona częściej niż omfacyt wrostki granatu, dystenu, łyszczyku, kwarcu, rutyłu i nierzadko przerośnięta jest delikatnymi „robaczkami” kwarcowymi. Wynika stąd, że znajduje się ona w pełnej równowadze z wszystkimi innymi minerałami eklogitów, że nie powstaje nigdy na miejsce któregoś z nich i nigdzie nie wchodzi z żadnym we wtórne reakcje. Przeciwnie, gdy zamyka je w postaci wrostków w swym wnętrzu, chroni je od przeobrażeń związanych z wczesnymi stadiami amfibolizacji skały, co jest oczywiście łatwo zrozumiałe, gdyż powinna ona być lepiej dostosowana do warunków równowagi amfibolitowej. Krótko mówiąc jest ona na pewno minerałem pierwotnym*, dostosowanym i należącym do paragenezy eklogitowej.

Dysten zjawia się tylko w eklogitach dysponujących nadmiarem glinki ponad możliwość wchodzenia tego składnika w inne minerały glinowe, takie jak granat, omfacyt, łyszczyk i zoizyt. W eklogitach śnieżnickich spotykałem

* Oczywiście w znaczeniu dostosowanym do warunków metamorficznych, w których ściśle biorąc cały zespół minerałów nowo utworzonych jest właściwie wtórny po jakimś zespole sprzed metamorfozy.

go tylko w ilościach umiarkowanych, i to głównie w skałach typu C. Z wyjątkiem próbki eklogitu z Nowej Wsi (nr 7), gdzie lokalnie dostrzegałem go w kilkumilimetrycznych niebieskawoszarych tabliczkach, stwierdza się jego obecność dopiero w badaniach mikroskopowych. Widzi się go wówczas w postaci drobnych tabliczek spłaszczonych według płaszczyzny (100) i wydłużonych według osi Z, z zaokrąglonymi krawędziami i wskutek tego mniej lub więcej soczewkowatych, wybitnie kierunkowo ułożonych zgodnie z uporządkowaniem innych składników. Bardzo charakterystyczna jest łupliwość według płaszczyzny (100) i zbliżenie według tego samego kierunku. Większe ziarna dystenu często zawierają wrostki kwarcu i jasnego łyszczyku, mniejsze są same uwięzione w omfacycie, hornblendzie, kwarcu i jasnym łyszczyku, rzadko natomiast w granacie.

Jasny łyszczyk zjawia się w pokaźnej ilości w tych eklogitach, które zawierają powyżej 0,3% K_2O . W skałach typu A małe, lecz stosunkowo grube płyteczki łyszczyku rozmieszczone są dowolnie i zawsze dobrze zachowane; w eklogitach typu C płytki są większe, szczególnie często związane ze skupieniami kwarcu i wybitnie uporządkowane zgodnie z pręcikami omfacytu i zagęszczeniami granatu. Mały kąt osi optycznych spadający często do zera, w połączeniu z zupełną bezbarwnością, pozwala przypuszczać, że łyszczyk ten zbliża się składem do magnezowego *jengitu*. Tworzy on często wrostki w kwarcu, omfacycie, hornblendzie pierwotnej, dystenie, rzadziej w granacie i sam zamyka wrostki kwarcu, granatu, dystenu i rutylu. W skałach niedotkniętych wtórnymi przeobrażeniami nie wykazuje żadnych oznak reakcji z tymi minerałami, nie ulega więc wątpliwości, że jest minerałem pierwotnym w pełnej równowadze z innymi minerałami, należącym do normalnej paragenezy eklogitowej. Natomiast od samego początku wtórnej amfibolityzacji omfacytu przestaje być trwałe i szybko przeobraża się od zewnątrz w bardzo delikatne agregaty jasnobrunatnego biotyту, trwałego w warunkach paragenezy amfibolityzacji.

Zoizyt ograniczony jest do eklogitów zawierających jednocześnie dość dużo glinki i wapna. Występuje on w trojakim wykształceniu:

— krótkie grube słupki lub izometryczne ziarna, zwykle stowarzyszone z kwarcem i nawzajem z nim poprzerastane (głównie w typie B),

— silnie wydłużone pręciki wielkości zbliżonej do ziarn omfacytu i zgodnie z nim uporządkowane (głównie w typie C i D),

— malutkie mikrolity pręcikowate zmieszane z omfacytem lub skupiające się miejscami

w zwarte zespoły, często wrosnięte w poikloblastyczną hornblendzie pierwotnej, rzadziej w takimże omfacycie (głównie w typie A).

Prawie zawsze jest to odmiana pozbawiona subnormalnych barw interferencyjnych, z płaszczyzną osi optycznych prostopadłą do osi Z, optycznie dodatnia, $2V\gamma = 15$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0065$ (a więc tzw. zoizyt β). Jest to również minerał niewątpliwie pierwotny, w trwałej równowadze z innymi minerałami paragenezy eklogitowej. Natomiast w amfibolitytach pochodzenia eklogitowego, mniej lub więcej zbiotyzowanych, zjawia się zoizyt wtórny, słabiej dwójłomny i wykazujący często subnormalne barwy interferencyjne (tzw. zoizyt α).

Kwarc rzadko kiedy jest zupełnie nieobecny w eklogitach śnieżniczkich (próbka nr 3). Występuje on przynajmniej w postaci drobnych wrostków we wszystkich minerałach eklogitowych, zwłaszcza w omfacycie, łyszczyku, w dystenie, granacie i hornblendzie pierwotnej. Tę ostatnią ponadto draży niejednokrotnie krętymi, robaczkowatymi, bardzo cieniutkimi kanalikami, przypominającymi poniekąd myrmeokit. Najczęściej jednak kwarc tworzy ponadto osobne ziarna ukryte w zakątkach pomiędzy zianami innych minerałów, albo nawet większe gniazda o strukturze mozaikowej, rozgałęzione, lub, w przypadku tekstury kierunkowej, wyciągnięte w uprzywilejowanym kierunku. Nie ulega wątpliwości, że nie został on do skały doprowadzony przez później cyrkulujące roztwory, lecz że istniał w skale od samego początku krystalizacji paragenezy eklogitowej, jako wyraz pewnego, niewielkiego zresztą zwykłego, nadmiaru krzemionki ponad potrzeby innych krzemianów tej paragenezy.

Rutyl obecny jest we wszystkich bez wyjątku eklogitach, choć zazwyczaj w ilościach całkiem niewielkich. Ponieważ zgodnie z twierdzeniem wszystkich badaczy tytan nie wchodzi w struktury sieciowe żadnych krzemianów paragenezy eklogitowej, wykazana w analizie chemicznej pozycja TiO_2 informuje zarazem o ilości rutylu w skale (0,5—1,2% wag.). Najczęściej rutyl tworzy drobne niekształtne ziarenka, grupujące się w skupienia wydłużone w pewnych kierunkach i rozprzyskujące się w delikatne wrostki w obrębie innych minerałów. Najbardziej uderzające jest to w przypadku granatów. Jeśli takie skupienie rutylowe wchodzi do granatu, rozdrabnia się ono tam na najdelikatniejsze wrostki, tak jak gdyby rosnący granat je wytrawił. Rutyl w eklogitach jest zwykle silnie żelazisty, ciemny o rudobrunatnym zabarwieniu. W toku amfibolityzacji wydziela on z siebie żelazo w postaci czarnych plamek i obwódek ilmenitu, a w dalszych stadiach tego procesu otacza się skorupką tytanitową, użytkując przy tym zapewne krze-

mionkę i wapno uwolnione przy amfibolizacji omfacytu.

Minerały akcesoryczne. Apatyt powinien być obecny we wszystkich eklogitach, jeśli sądzić na podstawie chemiczno-analitycznie wykazanych pozycji P_2O_5 . Nie dostrzega się go jednak prawie nigdzie w mikroskopie, z wyjątkiem przypadków gdy tworzy ziarenka szczególnie wielkie, jak np. w skale nr 2. *Cyrykon* jest obecny w większości skał, lecz zazwyczaj w malutkich, bardzo rzadkich ziarenkach, po parę na każdą płytkę ciekłą. Zawsze jest silnie promieniotwórczy, co można stwierdzić tylko w eklogitach silnie zamfibolizowanych, gdzie wrostki cyrykonu we wtórnej zielonej hornblendzie wykazują wybitne, przyczernione obwódki pleochroiczne.

Należałoby teraz omówić jeszcze minerały wtórne w eklogitach i procesy ich powstawania. Jest to jednak temat zbyt skomplikowany i trudny, by można go było rozwinąć w całej pełni w niniejszej pracy. Ograniczę się tu głównie do omówienia procesu amfibolizacji eklogitów i jego mineralnych produktów, gdyż wydaje mi się on szczególnie ważny dla zilustrowania ewolucji metamorficznej wtrąceń eklogitowych i powiązania jej z ewolucją otaczających kompleksów gnejsowych.

Proces amfibolizacji eklogitów

We wszystkich tutejszych eklogitach omfacyt okazuje się bardzo podatny na przeobrażenie w mętne, szare agregaty diablastyczne, mniej lub więcej włókniste, które wskazują na pierwsze stadia procesu amfibolizacji skały i które występują na brzegach poszczególnych ziarn omfacytowych lub na pęknięciach w ich środku. Różni badacze rozmaicie określali naturę mineralogiczną tych początkowych produktów, zaliczając je bądź to do amfiboli, bądź do diopsydu. Jestem przekonany, że obie te ewentualności są możliwe i sam stwierdziłem diopsydową diablastykę w niektórych eklogitach zagranicznych. W eklogitach śnieżnickich stwierdziłem ten typ diablastyki wyjątkowo tylko i lokalnie w pewnej nietypowej próbce użyłonego eklogitu z Nowej Morawy, gdzie jest on zresztą dość grubo skryształizowany i być może odrębnego pochodzenia. Poza tym początkowy prawie submikroskopowy rozwój wtórnych agregatów we wszystkich eklogitach śnieżnickich nie pozwala na pewne rozpoznanie ich natury. Staje się to możliwe dopiero przy pewnym pogrubieniu ich struktury, lecz wtedy zawsze stwierdza się amfibolową ich naturę. Proces amfibolizacji eklogitów odbywał się na dwa sposoby:

1. Wzdłuż szczelin i spękań eklogitów wszyst-

kich typów amfibolizacja odbywała się stosunkowo szybko, pod wpływem roztworów, które krążyły w szczelinach i od nich poczynając wnikały na małych odległościach w przyległą skałę, wykorzystując cieniutkie luzy międzyziarnowe. Najpierw kosztem omfacytu tworzyły się owe mętne agregaty, które łatwo rekryształizowały w amfibol włóknisty i dalej w bardziej jednorodny blasty bładozielonej hornblendy uralitowej. W takich miejscach granaty były atakowane niemal jednocześnie i uczestniczyły w produkcji wtórnej zielonej hornblendy. Wzdłuż pierwotnych szczelin infiltracyjnych oraz między ziarnami zrekrystalizowanej hornblendy wtórnej wydzielaly się drobne, czyste kryształki kwaśnego plagioklażu, często nawet czystego albitu, jako bezpośredni produkt uwolnienia sodowo-glinowego składnika omfacytu (jadeitu). W ten sposób powstały owe cienkie czarniawe żyłki, przecinające środki soczewek eklogitowych w różnych krzyżujących się kierunkach (fig. 2) (str. 19).

2. W całej masie skalnej eklogitu każde ziarno omfacytu z osobna otaczane jest od zewnątrz mętными kryptodiablastycznymi agregatami, które stopniowo ze wszystkich stron rozrastają się ku środkowi każdego ziarna. Te początkowe agregaty łatwo przyjmują strukturę włóknistą, z prawie równoległym lub wachlarzowato rozbieżnym ułożeniem włókien w rozmaitych sektorach wypieranego ziarna pierwotnego omfacytu. W bardziej zaawansowanym stadium pozostają już tylko drobne relikty omfacytu w środku tych agregatów, odgraniczone od nich konturami wklęsłymi, przy czym ułożenie włókien jest bardzo często prostopadłe do tych konturów. W końcu omfacyt znika całkowicie. Granaty nie są wyraźnie dotknięte tymi procesami w tym stadium przeobrażania eklogitu, a okazują się na nie bardzo odporne, w przeciwieństwie do tego co się dzieje wzdłuż otwartych szczelin.

Ku brzegom pierwotnego ziarna omfacytu włókna zastępującego je agregatu diablastycznego grubieją stopniowo i wówczas można już w mikroskopie rozpoznać, że utworzone są one z bardzo bladego, prawie bezbarwnego i niepleochroicznego amfibolu jednoskośnego, prawdopodobnie bliskiego aktynolitowi. Na ogół można przypuścić, że miały one od początku procesu tę samą naturę, gdyż często widać, jak te same reakcje optyczne w zorientowanych agregatach włóknistych przedłużają się prawie do granicy z nienaruszonym omfacytem. W miejscu zetknięcia z granatem włókna amfibolowe przyjmują barwę wyraźnie zieloną, co dowodzi, że granaty, wbrew swemu pozornie nienaruszonemu wyglądowi, brały jednak częściowo udział w reakcjach, używając trochę

swego żelaza amfibolowym produktom rozkładu.

Wzdłuż konturów pierwotnych ziarn omfacytowych, to jest w miejscu gdzie rozpoczyna się proces ich przeobrażenia, włókna amfibolowe przekształcają w małe pręciki lub izometryczne ziarenka bladej zielonej hornblendy aktyolitowej. Między nimi zaś wyodrębnia się nieco bezbarwnego plagioklaz silnie sodowego, pochodzącego z glinowo-sodowej składowej omfacytu uwolnionej przez jego rozpad. Można się domyślać, że plagioklaz ten istniał od początku w mętnych włóknistych produktach rozkładu omfacytu, jako słabo łamiące tło dla submikroskopowych włókienek amfibolowych, które gęsto rozmieszczone kryły go i czyniły niewidocznym. Dopiero po rekrytalizacji tych włókienek tło to wyodrębniło się na tyle, by móc się uwidocznić w obrazie mikroskopowym. Wokół granatów wykrystalizowała hornblenda zielona, ciemniejsza i wyraźnie pleochroiczna, bez wątpliwości wzbogacona w żelazo pochodzące z granatu, tworząc cienkie rąbki, które można by uważać za zarodkowe obwódki kelyfitowe, nigdy zresztą nie mające tu szans pełniejszego rozwoju.

W dalszym ciągu procesu włókniste agregaty po omfacycie stopniowo rekrytalizują w całej swej masie, wyodrębniając pręciki lub robaczki coraz większych rozmiarów, o orientacji optycznej mniej lub więcej zgodnej na pewnych polach, zlepione bezbarwnym tłem kwaśnego plagioklaz. Teraz granaty są silnie nadgrzane. Redukują się do niekształtnych rozczłonkowanych relików i przyczyniają się już wyraźnie do powstawania zielonej hornblendy wtórnej. Dwa rodzaje wtórnej hornblendy, początkowo wyraźnie oddzielone — jedna słabo zabarwiona pochodząca z omfacytu i druga, mocno zabarwiona pochodząca z granatu — zaczynają wyrównywać swój skład przez równoczesną i łączną krystalizację. Powstaje stąd amfibolit diablastyczny, czasem z relikami granatu; charakterystyczna struktura skały wydaje się stosunkowo trwała i pozwala rozpoznać istnienie dawnych eklogitów nawet w zupełnie przeobrażonych wtrąceniach zasadowych.

W opisanym procesie biorą udział również inne dodatkowe minerały eklogitów i to każdy z nich w sposób sobie właściwy i charakterystyczny.

Pierwotna bladobrunatnawa hornblenda jest bardzo nań odporna, będąc najwidoczniej długo w równowadze z normalną paragenezą amfibolitową. Nawet w eklogitach gruntownie przeobrażonych w diablastyczne amfibolity można widzieć jeszcze duże jej poikiloblasty z zakonserwowanymi wrostkami granatów lub przynajmniej z wyraźnymi pseudomorfozami

po granatach. Dopiero w bardzo dalekich stadiach rekrytalizacji amfibolitowej, gdy zaczynają zacierać się struktury diablastyczne i wszystko rekrytalizuje w grubsze ziarna hornblendy zwyczajnej i plagioklaz, sama hornblenda pierwotna zaczyna również brać udział w tej rekrytalizacji i traci swą indywidualność. Równie odporny jest zoizyt, który najwidoczniej również jest trwały w paragenezie amfibolitowej.

Przeciwnie natomiast *jasny łyszczyk* i *dysten* okazują się bardzo wrażliwe na ten proces i znikają już zwykle w pierwszych fazach amfibolizacji, przeważnie nim znikną jeszcze resztki omfacytu. Płytki łyszczyku zostają wówczas obrębione frędzlą jasnego biotyty w drobnołuseczkowatych, nieuporządkowanych agregatach, przy czym przeobrażenie to szybko postępuje w głąb i ogarnia całą ich masę. W dalszym ciągu agregaty te rekrytalizują w drobne lepiej zindywidualizowane łuski, wśród których ujawnia się słabo dwójłonne mętne tło, mające najprawdopodobniej naturę kwaśnego plagioklaz. Kształty pierwotnych płytek muskowitu zacierają się i rozłączają, tworząc bardziej nieregularne plamy zabarwione z diablastyką hornblendowo-plagioklazową. Charakterystyczne, że w sąsiedztwie dawnych wrostków rutylu biotyty uzyskuje mocniejsze czerwobrunatne zabarwienie, niewątpliwie wskutek przyjęcia do swego składu tytanu i żelaza. Dysten od razu w pierwszych fazach amfibolizacji skały otacza się albo bezbarwnymi drobniutkimi łuseczkami nieoznaczalnej natury, albo też wytwarza dokoła siebie aureolę drobnoagregatowego albitu, odznaczając się od niej czarniawą, prawie nieprzeświecającą obwódką reakcyjną. Dokładniejsza charakterystyka tych reakcji wymaga osobnych uciążliwych studiów. Faktem jest, że w bardziej zaawansowanych stadiach amfibolizacji ślady po dystenie nikną zupełnie.

Rutyl wrośnięty w diablastyczne agregaty po omfacycie zaczyna wydzielać plamki i obwódki czarnych tlenków żelaza, przypuszczalnie ilmenitu, lecz utrzymuje się dość długo. Przy rekrytalizacji agregatów w grubsze struktury diablastyczne, podczas której następuje szybki zanik granatu, dokoła częściowo zaczernionych ziarek rutylu tworzą się coraz grubsze obwódki agregatowego tytanitu. Nie ulega wątpliwości, że w amfibolitowej paragenezie prawdziwie trwały jest tylko tytanit, lecz w środkach agregatowych skupień tytanitowych rutyl może utrzymywać się bardzo długo, jako „relikt opancerzony”, nawet w amfibolitach pochodzenia eklogitowego bardzo gruntownie przekrytalizowanych, z silnie zatartą strukturą diablastyczną.

Z przytoczonych opisów wynika, że amfibol-

lityzacja eklogitów odbywała się w warunkach zupełnie statycznych, bez żadnej deformacji, pod wpływem roztworów, które krążyły w przestrzeniach intergranularnych eklogitów i które stopniowo dokonywały hydratyacji omfacytu i granatu, zamieniając je na kombinację mineralną hornblenda zwyczajna — plagioklaz. Jeśli tę hydratyzację można wiązać z pewnym obniżaniem się temperatury, a więc z pewnego rodzaju metamorfizmem regresyjnym, to w żadnym przypadku nie można jej nazwać diaforezą. Jednakże najbardziej prawdopodobne wydaje się, że opisana amfibolityzacja diablastyczna omfacytu rozpoczęła się tuż po utworzeniu się eklogitu i była prawie bezpośrednim jej dalszym ciągiem. Krystalizacja eklogitu, jak wynika z opisu, najczęściej kończyła się wydzieleniem pierwotnej bladej hornblendy, a bezpośrednio po tym niewielka tylko zmiana warunków i składu krążących roztworów wystarczała, aby przy zachowaniu stabilności tej hornblendy omfacyt utracił swą trwałość i zaczął się rozpadać na amfibol wtórny i plagioklaz. Nie ma więc żadnych dowodów na to, że przejście paragenezy eklogitowej w paragenzę amfibolitową dokonało się wskutek jakiejś szybkiej i gruntownej zmiany warunków metamorfizmu, wywołanej np. jakąś fazą ruchów górotwórczych. Było ono raczej łagodne, a zmiana warunków bynajmniej nie zasadnicza.

Chemizm eklogitów

Aby dopełnić opisu petrograficznego eklogitów śnieżnickich należałoby jeszcze omówić ich skład chemiczny na porównawczym tle chemizmu eklogitów całego świata. Zestawione w tabeli II (str. 23) analizy chemiczne dobrze zakonserwowanych eklogitów z kompleksu gnejsów gierałtowskich Gór Śnieżnickich, wykazują — jak już poprzednio podkreśliłem — niewielką zmienność. Parametry amerykańskie obliczone dla wszystkich dziewięciu skał potwierdzają niewielkie wahania ich chemizmu:

parametry saliczne: od (II)III. 5. 3(4). (4)5 do III. 5. 4. 5
parametry femiczne: od [1. 2. 1(2). 2] do [(1)2. 3. 2. (2)3]

Skały te można porównać ze względu na skład chemiczny z gabraami oliwinowymi o silnie wapiennych plagioklazach. Przegląd 47 analiz chemicznych różnych eklogitów całego świata pozwala stwierdzić, że większość ich ma skład bardzo podobny do eklogitów śnieżnickich, odpowiadający chemicznie takiemu samemu typowi gabr, i że wobec tego eklogity naszego terenu przedstawiają typ najpospolitszy w skali światowej. Jest jednak w tym zbiorze światowym kilkanaście w pełni wiarygod-

nych analiz, wykazujących chemizm osobliwy. A więc na całym świecie eklogity nie są tak monotonne, jak to zazwyczaj podaje się w podręcznikach. Wśród tych anormalnych eklogitów można wyróżnić 4 odrębne typy.

Eklogity peralkaliczne (persodowe), niedosyczone gliną i krzemionką, tzn. zawierające w swym składzie normatywnym egiryn i nefelin — (III) (IV). 6. 1. (4) (5). Nieznane są dotąd skały magmowe o tak skrajnym składzie.

Eklogity o składzie teralitowym, silnie niedosyczone krzemionką, tzn. zawierające stosunkowo dużo normatywnego nefelinu — III. 6. 4. 4. Należą tu niektóre eklogity Alp austriackich.

Eklogity kwarcowe, tzn. wybitnie przesycone krzemionką o składzie rzadkich gabr kwarcowych — III. 4. (3) 4. 4.

Ultrafemiczne skały granatowo-piroksenowe — IV. 5. (4) (5). (4) 5. Są one tak ubogie w sód, że piroksen ich nie może być omfacytem. Wobec tego określenie ich w literaturze jako eklogitów musi budzić zastrzeżenia. Są to raczej piroksenity z granatami, podobnie jak skały z Pirenejów nazwane przez A. Lacroix (1917) *ariegitami*.

Zmienność chemiczną eklogitów w ogóle, a na tym tle pozycję eklogitów śnieżnickich, najlepiej zilustrować za pomocą metod graficznych, a zwłaszcza przy pomocy odpowiednio dobranych trójkątów koncentracyjnych.

1. Metoda trójkąta *ACF* Eskoli jest dobrze znana wszystkim petrografom, gdyż w różnych podręcznikach i pracach oryginalnych jest ona powszechnie używana dla porównywania możliwości składu mineralnego przy zmiennym składzie chemicznym w różnych facjach mineralnych. W trójkącie takim, przedstawionym na figurze 4 (str. 31) naniesiono wszystkie punkty projekcyjne eklogitów śnieżnickich (w postaci krzyżyków opatrzonych numerami), innych eklogitów całego świata (małe punkty) oraz ariegitów z Pirenejów (trójkąci). Widać tu, że wszystkie punkty eklogitów mieszczą się w bardzo ograniczonym polu trójkąta, co oznacza, że pod względem współrzędnych *A-C-F* są one stosunkowo mało zróżnicowane. Eklogity śnieżnickie skupiają się w środku tego pola, gdyż wszystkie zbliżone są do przeciętnej eklogitów z całego świata.

2. Takie małe zróżnicowanie jest jednak głównie wynikiem metody Eskoli, w której Al_2O_3 i Fe_2O_3 połączone z cząsteczkowo równoważną ilością alkaliów zostają wyeliminowane z obliczenia współrzędnych. Aby uwidocznić zróżnicowanie eklogitów w należytej skali należałoby zastosować inną metodę graficzną, np. taką jaką w 1960 r. zaproponowałem na Kongresie Międzynarodowym w Kopenhadze

i którą z pewnym drobnym udoskonaleniem przedstawiam niżej.

Każdy eklogit można sobie w uproszczeniu przedstawić jako mieszaninę dwu głównych minerałów: granatu glinowego i omfacytu będącego izomorficznym roztworem stałym diopsydu i jadeitu. Taką uproszczoną „normę mineralną” jadeit — diopsyd — granat można obliczyć z analizy chemicznej każdego eklogitu w postaci stosunków cząsteczkowych i po przeliczeniu ich na sumę 100 użyć jako współrzędnych trójkąta koncentracyjnego $J D G$. Rachunek można oprzeć na stosunkach kationowych każdej analizy:

Wzór chemiczny *

jadeit $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_2\text{O}_6$

granat $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Mn})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

diopsyd $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})\text{Si}_2\text{O}_6$

Stosunki cząsteczkowe

$$j = \text{Na} + \text{K}$$

$$g = \frac{\text{Al} - j}{2}$$

$$d = \frac{(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) - 3g}{2}$$

Współrzędne trójkąta

$$J = \frac{100j}{j+g+d}, \quad G = \frac{100g}{j+g+d}, \quad D = \frac{100d}{j+g+d}$$

Istnieją jednak eklogity wyjątkowe, gdzie obliczając „normę” eklogitu w sposób wyżej wskazany otrzymuje się wartości ujemne albo dla granatu albo dla diopsydu. Takie anomalie znajdują zawsze uzasadnienie w rzeczywistym składzie mineralnym skały i dla interpretacji petrograficznej mają istotne znaczenie.

Ujemny parametr granatu otrzymuje się wtedy, gdy skała jest peralkaliczna, tzn. gdy istnieje niedomiar glinki $[(\text{Na} + \text{K}) > \text{Al}]$. W takim przypadku nie można tworzyć granatu, lecz trzeba połączyć nadmiar sodu z żelazem w egiryn $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. „Norma” eklogitu składa się wówczas z jadeitu, diopsydu i egirynu, a punkt projekcyjny wykracza poza bok $J D$ trójkąta. W rzeczywistym składzie wyraża się to obecnością omfacytu bogatego w cząsteczkę egirynową, czyli tzw. chloromelanitu, oraz ciemno zabarwionego granatu, zawierają-

* Nie wyodrębnia się tu żelaza trójwartościowego od dwuwartościowego i łącznie wstawia się je w skład granatu i diopsydu. Stanowi to uproszczenie bliskie rzeczywistości w ogromnej większości eklogitów, gdzie Fe^{3+} w granatach i piroksenach odgrywa rolę zupełnie nieistotną.

cego sporo domieszki izomorficznej andradytu. Obliczenia współrzędnych dokonuje się wówczas w sposób następujący:

$$\text{jadeit} \quad j = \text{Al}$$

$$\text{egiryn} \quad a = (\text{Na} + \text{K}) - \text{Al}$$

$$\text{diopsyd} \quad d = \frac{(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) - a}{2}$$

$$J = \frac{100j}{j+a+d}, \quad A = \frac{100a}{j+a+d}, \quad D = \frac{100d}{j+a+d}$$

Ujemny parametr diopsydu otrzymuje się wtedy, gdy skała ma taki nadmiar glinki, że wszystkie kationy dwuwartościowe nie mogą wystarczyć, by wysycić ją do formuły granatu

$$\left[(\text{Al} - j) > 3 \frac{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}{2} \right] \text{ W takim}$$

przypadku trzeba nadmiar glinki wyrazić w postaci dystenu i wprowadzić go jako osobną współrzędną wykresu. Jest to tym bardziej uzasadnione, że najczęściej w składzie rzeczywistym skały pojawia się wówczas istotnie dysten, albo też zoizyt w ilości niezwykłej. Współrzędnymi wykresu są wtedy jadeit, granat i dysten, a punkt projekcyjny przekracza bok $J G$ trójkąta. Obliczenia współrzędnych dokonuje się wówczas w sposób następujący:

$$\text{jadeit} \quad j = (\text{Na} + \text{K})$$

$$\text{granat} \quad g = \frac{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}{3}$$

$$\text{dysten} \quad k = \frac{\text{Al} - j}{2}$$

$$J = \frac{100j}{j+g+k}, \quad G = \frac{100g}{j+g+k}, \quad K = \frac{100k}{j+g+k}$$

Wykres otrzymany tą metodą przedstawia figura 5 (str. 33). Punkty projekcyjne wszystkich eklogitów są tu szeroko rozsiane po polu trójkąta, co jest bez wątpienia korzystne dla studium porównawczego tych skał. Eklogity, których punkty zbliżają się do boku $J D$ trójkąta, są albo ubogie w granaty, albo też zawierają omfacyt bogaty w egiryn (chloromelanit). Te, których punkty zbliżają się do boku $J G$, są bogate w dysten lub zoizyt, albo w oba te minerały naraz. Te wreszcie punkty, które leżą bardzo nisko, tj. blisko $D G$, są bardzo ubogie w sód i nie odpowiadają właściwym eklogitom, gdyż piroksen ich nie zasługuje na nazwę omfacytu. Tu również skupia się większość punktów odpowiadających ariegitom pirenejskim. Eklogity śnieżnicke również i w tym wykresie grupują się w środku trójkąta, co oznacza, że skład ich odpowiada najzwyczajszemu i przeciętnym eklogitom.

EKLOGITY Z KOMPLEKSU GRANULITOWEGO STAREGO GIERAŁTOWA

W kompleksie granulitowym, ciągnącym się od Starego Gierałtowa w kierunku NNE na terytorium Czechosłowacji, mapa niemiecka w skali 1 : 25 000 (arkusz Łądek) wykazuje jedno drobne soczewkowane wtrącenie eklogitu. Dokładniejsze badania geologów polskich wykazały, że wtrąceń takich w tym kompleksie jest znacznie więcej. Szczegółowe badania petrograficzne całego kompleksu prowadzone przez K. Kozłowskiego zostały już ukończone, lecz wyniki ich nie ukazały się jeszcze w druku. Aby nie ubiegać tej publikacji, ograniczę się tu tylko do stwierdzeń ogólniejszych, które przeważnie zostały już zasygnalizowane przez K. Kozłowskiego w tymczasowym komunikacie z 1958 r.

Główna masa kompleksu składa się z silnie leukokratycznych i drobnoziarnistych gnejsów, które według przyjętych w geologii światowej zwyczajów można nazwać *granulitami*. Zawierają one granat jako przeważający minerał barwny. Granatowi towarzyszą zazwyczaj drobne ilości niepozornie wykształconego biotyty, reprezentującego dwie oddzielne generacje. Jedna generacja jest starsza od granatu i jej kosztem głównie powstał ów granat, druga natomiast jest młodsza od granatu i przeważnie z niego wtórnie wytworzona. W ewolucji metamorficznej skał tego kompleksu był więc pewien okres, gdy granat był jedynym trwałym minerałem żelazowo-magnezowym i w tym właśnie okresie wykształciły się granulity. Jako składniki jasne, przeważnie w przygniatającej przewodzie, występują: kwarc, kwaśny oligoklaz i jednoskośny skałen potasowy o wyglądzie jednorodnym. Taki wygląd mają przeważnie tylko drobne ziarenka tego skalenia; w wielu skałach jednak występują też większe blasty, niewątpliwie nieco później powstałe, odznaczające się symetrią trójskośną (mikrolin) i delikatnym a gęstym użytkowaniem pertytowym, tak charakterystycznym dla granulitów całego świata. Tekstura słabo kierunkowa, głównie dzięki kierunkowemu uporządkowaniu granatów w równoległe smużki. Nie są to więc całkiem klasyczne granulity, takie jak np. w Saksonii, z płytkowo wykształconym kwarcem i mezopertytowym rozwojem obu skaleni, a jednak mimo to należą one niewątpliwie do granulitowej facji mineralnej w znaczeniu Eskoli.

Wśród jasnych granulitów spotyka się w wielu miejscach wstęgi, płaskie wtrącenia lub soczewki skał ciemniejszych, o kształtach niekiedy sfalowanych, mieszające się z jasnym tłem na sposób migmatyczny. Ciemna ich barwa spowodowana jest głównie wzbogaceniem

w granat, nierzadko powyżej 30%. Zdarzają się tu jednak także wtrącenia bardziej zbite o barwie ciemnej zielonoszarej, zawierające obok granatu omfacyt i zbliżające się do eklogitów. *Eklogity* czyste, prawie pozbawione jasnych składników, zdają się być tutaj bardzo rzadkie, bardziej rozpowszechnione są typy przejściowe pomiędzy eklogitami a granulitami. Taka przejściowa skała została w 1958 r. opisana przez K. Kozłowskiego. W tabeli IV (str. 34) podany jest jej skład mineralny (a), pełna analiza chemiczna (d), oraz analizy wyodrębnione z niej omfacytu (b) i granatu (c). Dla porównania jest tam również przytoczona analiza prawie czystego eklogitu (e) z tej samej miejscowości.

Z tych danych analitycznych wynika, że omawiana skała zawiera prawdziwy omfacyt z zawartością około 26% jadeitu oraz typowy dla eklogitów granat z zawartością około 27% grossularu, a więc zespół mineralny typowy dla eklogitów właściwych. Z drugiej strony jednak jest ona niezwykle bogata w kwarc i zawiera takie minerały, jak oligoklaz, biotyt, skałen potasowy, które nie powinny pojawiać się w prawdziwych eklogitach. Zwłaszcza oligoklaz nie powinien tu istnieć w równowadze z omfacytem; studiując jednak omawianą skałę w mikroskopie stwierdzić można, że oligoklaz tworzy wraz z kwarcem i mikropertytem drobną mozaikę pomiędzy ziarnami omfacytu i granatu, a ponadto w dość automorficznych ziarnach obrośnięty jest przez duże ksenomorficzne ziarna omfacytu. Nigdzie nie widać śladu reakcji wzajemnej pomiędzy omfacytem a oligoklazem, oba te minerały są na pewno w trwałej równowadze ze sobą, przy czym można przypuszczać, że omfacyt krystalizował nieco później, skoro obrastał mniejsze oligoklasy w sposób poikilitowy. Omfacyt wprawdzie często ma na brzegach frędzle mętnych agregatów diablastycznych — zjawisko normalne w eklogitach całego świata — tworzy się ona jednak nie tylko na kontakcie z oligoklazem, lecz wszędzie na brzegach omfacytu już po zakończonej blastezie paragenezy eklogitowej, pod działaniem późniejszych roztworów intergranularnych.

Jakkolwiek przytoczone opisy są bardzo krótkie i fragmentaryczne w porównaniu z opisami wtrąceń eklogitowych w kompleksie gnejsów gierałtowskich, można jednak z nich wyprowadzić kilka ważnych wniosków.

Zespół granulitowy Starego Gierałtowa przedstawia izofacjalną serię litologiczną, która rozciąga się od jasnych granulitów ubogich w granat, tworzących zasadnicze tło skalne zespołu, poprzez o wiele radsze granulity ciemne bogate w granat, granulity jeszcze ciemniejsze obfitujące w granat i omfacyt, aż do najrzadszych prawie typowych eklogitów ubogich

w minerały jasne, a składających się głównie z omfacytu i granatu. Zespół ten, zawierający ciemne wstęgi i wtrącenia wśród przeważających skał jasnych, często faliście powyginane, nawzajem z nimi przenikające się i mieszające, przedstawia obraz kompleksu migmatycznego. Przed metamorfizmem był to prawdopodobnie kompleks osadów piaszczysto-ilastych lub mułkowatych, z wkładkami o składzie zasadowym, bądź węglanowych i marglistych, bądź tufów bazaltowych. W toku metamorfizmu doznał on przypuszczalnie (zapewne w różnych fazach) feldspatyzacji selektywnie działającej na materiały o różnym składzie. W ogólnym zarysie genetycznym przypomina on więc kompleks gnejsów typu gierałtowskiego, który go zewsząd otacza, różni się jednak tym, że w pewnym etapie ewolucji metamorficznej we wszystkich skałach — nawet najjaśniejszych — zaistniały warunki dla masowej krystalizacji granatu, a w zasadowych wtrąceniach — również omfacytu. Ten etap, który można by nazwać *granatyzacją*, zdecydował o granulitowej facji całego zespołu.

Na obszarze krystaliniku Gór Śnieżnickich mamy więc do czynienia z dwojakiego rodzaju eklogitami:

1. *Eklogity w obrębie kompleksu gnejsów typu gierałtowskiego*, który w klasyfikacji facjalnej Eskoli musi być zaliczony do mineralnej facji amfibolitowej, odznaczają się przede wszystkim tym, że zawierają pierwotny amfibol w równowadze z omfacytem, a także zoizyt i muskowit, nigdy zaś nie zawierają pierwotnego plagioklaz w równowadze z omfacytem.

2. *Eklogity w obrębie kompleksu granulitów*, który w klasyfikacji facjalnej Eskoli należy oczywiście do mineralnej facji granulitowej, odznaczają się głównie tym, że nigdy nie zawierają pierwotnego amfibolu w równowadze z omfacytem, ani też zoizytu i muskowitu, natomiast zawierają plagioklaz w równowadze z omfacytem.

Jeśli więc eklogity scharakteryzowane krytyczną kombinacją granat + omfacyt mogą równie dobrze należeć do kompleksów facji amfibolitowej jak granulitowej, oznacza to, że osobna eklogitowa facja mineralna, w takim sformułowaniu, jak ją definiował Eskola, nie ma racji bytu. Parageneza eklogitowa nie zależy więc głównie od wysokich temperatur i szczególnie wielkich ciśnień, lecz jakieś inne czynniki muszą decydować o możliwości jej rozwoju.

GENEZA EKLOGITÓW ŚNIEŻNICKICH NA TLE EWOLUCJI METAMORFICZNEJ OTACZAJĄCYCH JE GNEJSÓW TYPU GIERAŁTOWSKIEGO

Stwierdziliśmy, że eklogity śnieżnickie z gnejsów gierałtowskich powinny być zali-

czone do amfibolitowej facji mineralnej w znaczeniu Eskoli. Poparte to jest faktem bardzo częstego występowania w nich pierwotnej błado zabarwionej hornblendy, która w niektórych miejscach nagromadza się tak dalece, że góruje nad omfacytem i sygnalizuje przejścia do skał granatowo-amfibolowych, których oczywiście nie należałoby nazywać eklogitami.

Z drugiej jednak strony eklogity wtrącone wśród gnejsów gierałtowskich okazują nietrwałość, zwłaszcza w przypadku wtrąceń drobnych lub cienkich, i łatwo ulegają amfibolizacji, przy której parageneza: *granat + omfacyt* (ewentualnie *hornblendą pierwotną + dysten + muskowit + zoizyt*) przeobraża się w paragenezę: *wtórna zielona hornblendą + kwasny plagioklaz* (ewentualnie *biotyt + epidot*). Powstałe dzięki temu amfibolity właściwe należą oczywiście również do amfibolitowej facji mineralnej. Amfibolizacja eklogitu odbywa się zatem w ramach jednej i tej samej facji mineralnej, bez jakiegoś większego przeskoku, w warunkach statycznych, za sprawą roztworów intergranularnych, nieraz jak gdyby w bezpośrednim dalszym ciągu blastezy paragenety eklogitowej. Stąd wniosek, że przesunięcie się trwałości z paragenety eklogitowej na paragenezę amfibolitową polega głównie na zmianie składu i właściwości krążących w skałach roztworów intergranularnych.

Pożyteczne wydaje się przy okazji usystematyzować terminologię petrograficzną różnych typów skał w zakresie zmienności eklogit — amfibolit:

Eklogit właściwy — bez hornblendy pierwotnej.

Eklogit amfibolowy — z dużą ilością hornblendy pierwotnej.

Eklogit zamfibolizowany — z omfacytem w większej części przeobrażonym w mikrodiablastyczne mętne agregaty amfibolowe, lecz z granatem prawie nie naruszonym.

Amfibolit eklogitowy — z licznymi relikdami granatu w tle diablastycznym wybitnie zrekrystalizowanym na zieloną hornblendę i plagioklaz. Pewne pochodzenie z eklogitu.

Amfibolit diablastyczny — bez granatu, zbudowany głównie z diablastycznej mieszaniny zielonej hornblendy z plagioklazem. Pewne pochodzenie z eklogitu.

Amfibolit właściwy — grano- lub nematoblastyczna mieszanina zwyczajnej hornblendy z plagioklazem, bez granatu. Pochodzenie z eklogitu wątpliwe, lecz niewykluczone (gruntowna rekrystalizacja).

Amfibolit granatowy — grano- lub nematoblastyczna mieszanina zwyczajnej hornblendy z plagioklazem i granatem, który nie ma ponadżeranych form reliktowych, lecz formy pełne, skryształizowane w równowadze z pozostałymi składnikami, co wyklucza bezpośrednie pochodzenie skały z eklogitu.

Jak wynika ze szczegółowych studiów petrograficznych, typowe gnejsy gierałtowskie powstały najprawdopodobniej w wyniku długiej i wieloetapowej ewolucji metamorficzno-metasomatycznej jakichś pierwotnych skał osadowych, przypuszczalnie ilasto-mułkowo-piaszczystych. Końcowym akordem tej ewolucji by-

ła metasomatyczna migmatytyzacja lub granityzacja mikroklinowa, w większej części postkinematyczna, nałożona na dokonaną w poprzednim etapie blastezę i feldspatyzację plagioklazową dawnego parałupkowego materiału. W historii gnejsów gierałtowskich można więc wyróżnić *etap wcześniejszy*, kiedy krążyły w skałach roztwory sodonośne, umożliwiające blastezę i nagromadzenie się kwaśnego plagioklazu kosztem łyszczyków i kwarcu, i *etap późniejszy*, gdy roztwory doprowadzały potas i wytwarzały mikroclin, korodując i po części wypierając starsze plagioklasy.

Badania kontaktów wtrąceń eklogitowych z otaczającymi je gnejsami gierałtowskimi pozwalają stwierdzić, że amfibolizacja ich dokonała się głównie przed etapem metasomatozy potasowej w gnejsach. Brzegi soczewek eklogitowych były już całkowicie zamfibolizowane, gdy napływające z gnejsów roztwory potasonośne dokonywały na kontaktach biotytacji hornblendy. Masowa amfibolizacja eklogitów przypada więc niewątpliwie jeszcze na wcześniejszy etap ewolucji gnejsów, tj. na etap krążenia w skałach roztworów sodonośnych. Świadczy o tym również opisane na stronie 55 zjawisko wypierania przez plagioklaz łyszczyków w kwarcowo-łyszczykowych wkładkach zamkniętych w zamfibolizowanych eklogitach (fig. 3).

Zarówno eklogity, jak produkty ich amfibolizacji, których rekrytalizacja nie doprowadziła jeszcze do wyraźnego wyodrębnienia się wtórnego plagioklaz, wydają się nieprzenikliwie dla roztworów potasonośnych; krążenie ich wzdłuż przestrzeni intergranularnych nie odbywa się. Możliwa jest natomiast ich infiltracja w otwierające się później pęknięcia, które wypełniają się wówczas adularem o typowej budowie sektorowej. Z minerałami eklogitów adular nie reaguje tu wcale, w amfibolitach jednak reakcje takie stają się możliwe. Z przeciętych adularową żyłką wtórnych amfiboli wrastają do środka adularu cieniutkie igły amfibolowe o wyglądzie bardzo charakterystycznym. Tam gdzie żyłka adularowa przecina wtórnie wydzielony plagioklaz, można nieraz obserwować nagryzanie plagioklaz przez adular cieniutkimi żyłkami, przypominającymi formy antypertytowe, a w skrajnym przypadku całkowite wypieranie go. Można stąd wyprowadzić wniosek, że skała nie jest podatna na metasomatyczne wzbogacanie w skałen potasowy, o ile przed tym nie została do tego przygotowana przez pojawienie się plagioklaz. Eklogit nie mógł przeto podlegać granityzacji, o ile poprzednio nie został zamfibolizowany z wydzieleniem plagioklaz w postaci dobrze zindywidualizowanej.

Natomiast wtrącenia eklogitowe po zupełnej

amfibolizacji i daleko idącej rekrytalizacji mogły być od zewnątrz atakowane przez potasonośne roztwory, dokonujące granityzacji w przyległych gnejsach gierałtowskich. Hornblenda reagowała z nimi produkując biotyt i jakiś minerał epidotowy (zojzyt, klinozojzyt). Struktura, początkowo bardzo zwarta, rozluźniała się stopniowo. Wprowadzane były kwarc, allanit i skalenie rekrytalizujące w grubszych ziarnach. W ten sposób dokonywała się *granityzacja zasadowej skały pochodzenia eklogitowego*, prowadząca do wytworzenia gnejsu epidotowo-biotytowego ze skorodowanymi relikami hornblendy i granatu. Proces taki oczywiście atakował najłatwiej drobniejsze wtrącenia eklogitowe, gdyż takie najszybciej ulegały amfibolizacji. W końcu pozostały z nich już tylko ciemniejsze wstęgi wśród zwykłego gnejsu migmatycznego.

Wynika stąd, że proces amfibolizacji eklogitów w obrębie gnejsów gierałtowskich trudno zaliczyć do objawów metamorfizmu regresywnego. Proces ten bowiem poprzedził etap kulminacyjny ewolucji metamorficznej całego kompleksu, jakim była jego regionalna feldspatyżacja mikroklinowa i granityzacja. Tworzenie się eklogitów i ich następna amfibolizacja należą do wcześniejszych stadiów tej ewolucji, przy czym właśnie amfibolity przedstawiają w metamorfizmie progresywnym produkty bardziej dojrzałe niż eklogity.

Można więc sobie wyobrazić, że cały kompleks gnejsowy, wraz z wtrąconymi w nim eklogitami i amfibolitami, przeszedł długi i skomplikowany proces ewolucji w temperaturach niezbyt wysokich, pod wpływem roztworów, które z upływem czasu zmieniały swój skład i sposób reagowania z materiałem skalnym. Przy obecnym stanie naszych wiadomości niepodobna bliżej określić tych zmian, jednakże wydaje się najbardziej prawdopodobne, że we wczesnych stadiach ewolucji roztwory zawierały głównie sól, w późnych — głównie potas.

Eklogity formowały się prawdopodobnie z początkiem stadium sodowego realizując bezwodną * kombinację mineralną omfacyt — granat. Pod koniec *etapu eklogitowego* warunki

* W celu wyjaśnienia powstawania kombinacji minerałów bezwodnych w skałach metamorficznych niektórzy badacze często posługują się pomysłem tzw. *metamorfizmu suchego*, który wydaje mi się przesadnym wynikającym ze zbytniego uproszczenia pewnych ogólnych reguł fizyczno-chemicznych. Obserwacje minerałów naturalnych, jak i laboratoryjne syntetyz mineralów, dostarczają niezliczonych przykładów minerałów bezwodnych, które tworzą się w obecności wody albo wprost krystalizują z roztworów wodnych. Woda może doskonale warunkować tworzenie się pewnych minerałów, nie potrzebując wcale wchodzić w ich skład chemiczny.

zmieniły się nieco, umożliwiając krystalizację szczególnej hornblendy pierwotnej zamiast omfacytu. Następnie warunki reakcji metamorficznych dalej zmieniały się w tym samym kierunku, przesuając coraz bardziej równowagę na korzyść amfiboli. W przypadku bardzo zwartej tekstury eklogitu, przy prawie zupełnie zamkniętych przestrzeniach intergranularnych, roztwory nie mogły krążyć w skale, pozostawała więc ona w stanie metastabilnym. Jeżeli jednak od początku tego etapu cyrkulacja roztworów była możliwa, omfacyt zaczynał się stopniowo rozkładać, produkując mętne agregaty diablastyczne, które rekrytalizując z upływem czasu mogły dostarczać grubszych przerostów diablastycznych zwyczajnej hornblendy z plagioklazem. W ten sposób rozpoczęła się amfibolizacja eklogitu, a więc *amfibolitowy etap ewolucji*, który według mego przekonania mógł się ustalać w bezpośrednim prawie następstwie blastezy eklogitowej.

Wydaje mi się możliwe, że w tym samym okresie ewolucji całego kompleksu gnejsowego mogły się tworzyć także na drodze bezpośredniej amfibolity właściwe, bez pośrednictwa etapu eklogitowego. Można bowiem sobie wyobrazić, że w tym etapie roztwory produkujące paragenezę eklogitową nie miały dostępu do niektórych części pierwotnej formacji, zawierającej wtrącenia zasadowe o składzie podatnym na eklogityzację. Dopiero w późniejszym amfibolitowym etapie roztwory zdołały tam dotrzeć, lecz w warunkach równowagi amfibolitowej eklogity nie mogły się już tworzyć i powstawały bezpośrednio amfibolity właściwe.

Pozostaje jeszcze do omówienia pytanie zasadnicze — jakie były materiały wyjściowe w pierwotnym kompleksie skalnym, które po długiej i skomplikowanej ewolucji metamorficznej dostarczyły eklogitów? Stwierdzono, że eklogity śnieżnickie mają mało zróżnicowany skład chemiczny i na równi z najpospolitszymi eklogitami całego świata odpowiadają pod tym względem gabrom silnie wapiennym i bardzo ubogim w potas, odznaczającym się przy tym niewielkim niedomiarem krzemionki. Większość autorów wyciąga stąd wniosek, że eklogity powstawały bezpośrednio z wtrąceń magmowych o składzie gabrowym czy też bazaltowym. Trudno mi się pogodzić z tak uproszczonym wnioskowaniem, zwłaszcza w obliczu faktu, że cały kompleks skalny podlegał długim i skomplikowanym procesom metasomatycznym. Należy raczej poszukiwać innych argumentów natury geologicznej i petrograficznej.

Jak starałem się uzasadnić w swym ostatnim artykule na temat ewolucji metamorficznej granitognejsów Gór Śnieżnickich (1960 c), gnejsy typu gierałtowskiego są prawdopodobnie

produktem metasomatyczno-metamorficznego przeobrażenia takiego samego pierwotnego kompleksu suprakrustalnego, jak seria strońska tego obszaru, lecz dokonanego na większych głębokościach i dalej w ewolucji zaawansowanego. W serii strońskiej, która została słabiej dotknięta procesami regionalnego metasomatyizmu i prawie wcale nie zmigmatyzowana, pochodzenie i natura różnych jej składowych litologicznych są stosunkowo łatwe do odtworzenia. Tak więc *łupki i paragnejsy mikowe*, stanowiące podstawowe tło całej tej serii, pochodzą niewątpliwie z osadów ilasto-piaszczystych, *kwarcyty* — z piaskowców, *łupki i kwarcyty grafitowe* — z mułowców obfitujących w materiał organiczny, *marmury i erlany* — z różnych osadów węglanowych, *paraamfibolity* i *łupki hornblendowe* z margli żelazisto-dolomitycznych, a *ortoamfibolity* (według mego przekonania stosunkowo nieliczne) — z sillów dolerytowych lub law i tufów bazaltowych.

Dla zagadnienia teraz dyskutowanego najbardziej interesujące wydają mi się *marmury i erlany serii strońskiej*, te ostatnie zbadane dokładniej przez J. Teisseyre'a (1961). Przedstawiają one wtrącenia różnej wielkości, zwykle soczewkowate, niekiedy „zbudinażowane”, niewątpliwie silnie zaburzone tektonicznie we wczesnych stadiach metamorfizmu regionalnego. Widzi się w nich różne przejścia od czysto kalcytowych marmurów, rzadko mniej lub więcej dolomitycznych, aż do erlanów przedstawiających ich skrzemianowane odpowiedniki. Te przejścia wynikają ze stopniowego nagromadzenia się wśród mozaiki ziarn kalcytowych krzemianów takich, jak diopsyd, aktyolit, epidot lub zoizyt, zasadowy plagioklaz, wezuwian, grossular, flogopit, kwarc itp.

Najbardziej typowe erlany spod Śnieżnika przedstawiają drobnoziarnistą jasnoszarzieloną skałę złożoną z diopsydu i słabo żelazistego epidotu z odrobiną kwarcu. Bardzo często dołącza się jeszcze plagioklaz kwaśny, doprowadzony przez feldspatyzację plagioklazową ogarniającą regionalnie całą serię strońską, wskutek czego skała pierwotnie prawie zupełnie pozbawiona sodu zostaje weń wtórnie wzbogacona. Później zresztą plagioklaz ten zostaje po części zastąpiony mikroklinem, w następstwie metasomatozy potasowej. Często w składzie mineralnym erlanów pojawia się także zwyczajna zielona hornblenda, a może się ona nagromadzać w miejsce diopsydu i epidotu w takiej ilości, że skała przechodzi w erlany amfibolowe, albo — w przypadku obfitości plagioklazu w — paraamfibolity, które zresztą są bardzo rozpowszechnione w zespole łupkowym serii strońskiej.

Wszystkie te skały, pierwotnie głównie wę-

glanowe — *wapienie i dolomity, margle dolomityczne, margle żelaziste* — zostały przeobrażone w różne skały metamorficzne serii — *marmury, erlany, paraamfibolity*. Przeobrażenie to dokonało się podczas metamorfizmu regionalnego, połączonego z silną tektonizacją, w temperaturach dość niskich (nigdzie nie ma wollastonitu!). Później skały bogate w krzemiany doznały metasomatycznej feldspatyzacji plagioklazowej i wzbogaciły się wtórnie w sól (marmury czyste były bardzo odporne na ten proces).

Zróznicowanie petrograficzne wymienionej serii skalnej miało przyczyny trojaki:

1) zmienność składu pierwotnego osadów węglanowych (stosunki wapna, magnezu, żelaza w węglanach, zmienny udział domieszek ilastych i piaszczystych);

2) stopień zastąpienia węglanów przez krzemiany;

3) różna podatność na późniejsze doprowadzenie kwaśnego plagioklazu związane z dopływem sodu z zewnątrz.

W obrębie kompleksu gnejsów typu *gierałtowskiego*, pochodzącego najprawdopodobniej z analogicznej formacji suprakrustalnej jak seria strońska, lecz przeobrażonego w większych głębokościach, w toku silniejszego regionalnego metasomatyzy, posuniętego aż do intensywnej potasowej feldspatyzacji i granityzacji, nigdzie nie spotyka się marmurów, erlanów i paraamfibolitów. Zamiast nich, w podobnej postaci soczewkowatej spotyka się albo *eklogity*, albo *amfibolity* do tego stopnia przekryształizowane, że ich pochodzenie nie da się odczytać. Wydaje się więc najbardziej prawdopodobne, że w warunkach głębszego metamorfizmu połączonego z silniejszym metasomatyzyem wszystkie węglanowe wtrącenia w pierwotnej serii osadowej zostały zupełnie zamaskowane, przechodząc całkowicie w eklogity lub amfibolity.

Nie można wprawdzie wykluczyć, że część tych skał pochodzić może z zasadowych wtrąceń pochodzenia wulkanicznego, które już w serii strońskiej znajdują swe odpowiedniki w postaci ortoamfibolitów. Ze względu na rzadkie raczej występowanie takich amfibolitów w tej serii wydaje mi się znacznie bardziej prawdopodobne, że większość eklogitów pochodzi z wtrąceń osadowych mniej lub bardziej węglanowych i wobec tego przedstawia pewien szczególny rodzaj erlanów, w którym wzbogacenie metasomatyczne w sól wyraziło się nie w pojawieniu się sodowego plagioklaz, lecz we wprowadzeniu tego pierwiastka w skład pikrosenu. Ostatnie odkrycia w niektórych eklogitach reliktów kalcytu starszego od granatu

i omfacytu jest mocnym argumentem na rzecz tej hipotezy.

Aby wytłumaczyć tego rodzaju reakcje nie ma powodu przyjmować ciśnień i temperatur bardzo wysokich, a więc pogrążenia na szczególnie wielkie głębokości, ani też silnej tektonizacji, która miałaby towarzyszyć blastezie paragenezy eklogitowej. Odbyły się tam bez wątpienia silne ruchy, które sfałdowały wszystkie formacje i wytworzyły formy soczewkowate, niekiedy „budinaż” w dużej skali wtrąceń zasadowych, i to zarówno w płytszym kompleksie serii strońskiej (marmury i erlany), jak i w głębszym kompleksie migmatycznych gnejsów gierałtowskich (eklogity i amfibolity). Jednak ostateczna krystalizacja zarówno erlanów, jak i eklogitów dokonywała się już po tych wielkich wydarzeniach tektonicznych, w ośrodku skalnym przeważnie wolnym od wewnętrznych ruchów dyferencjalnych. Cała ta ewolucja metamorficzna zakończyła się najprawdopodobniej w prekambrze, a w Kazymirze zaś przed orogenezą młodokaledońską, która zastała te formacje w postaci zupełnie już gotowej i co najwyżej spowodowała w nich tylko deformacje sztywne typu mylonitycznego.

Niepodobna już dzisiaj odtworzyć mechanizmu fizyczno-chemicznego reakcji, które doprowadziły do utworzenia paragenezy eklogitowej, ani też jakości minerałów bezpośrednio poprzedzających jej powstanie. Głównym powodem tego jest zupełny brak reliktów mineralnych i strukturalnych skał poprzednich. Dlatego też przedstawiona wyżej hipoteza pochodzenia i procesu tworzenia się eklogitów w Górach Śnieżnickich, wyprowadzona raczej z przesłanek geologicznych, nie może być sprawdzona przy pomocy bezpośrednich obserwacji petrograficznych. Na brak reliktów w eklogitach, uniemożliwiający odtworzenie genezy eklogitów, skarżą się zresztą wszyscy prawie badacze tych skał na całym świecie.

Zadałem sobie pytanie, czy rzeczywiście w eklogitach różnych innych regionów Europy nie uda się nigdy odnaleźć takich reliktów? Udałem się więc jesienią 1961 r. do Francji, aby w tamtejszych zbiorach o tym się przekonać. Przejrzałem w mikroskopie szlify różnych eklogitów francuskich na Uniwersytecie w Clermont-Ferrand, na Sorbonie i przede wszystkim bogaty zbiór eklogitów z różnych miejscowości i krajów Europy, zgromadzony w Muzeum Narodowym Historii Naturalnej w Paryżu. Oczywiście obserwacje te były zbyt pobieżne i nie poparte studiami w terenie, by mogły z nich wynikać jakieś ogólniejsze i dobrze uzasadnione wnioski, mimo to jednak nasunęły mi one szereg myśli, które wydają się ważne dla zagadnienia eklogitów w ogólności. W dużym skrócie przedstawiam je niżej.

OBSERWACJE MIKROSKOPOWO-PETROGRAFICZNE
DOTYCZĄCE EKLOGITÓW INNYCH KRAJÓW

Studiując różne eklogity w zbiorach francuskich byłem przede wszystkim zaskoczony niezwykłą różnorodnością tych skał, tak pod względem struktury, jak i składu mineralnego. Zmienność eklogitu może zaznaczać się nawet w obrębie tego samego okazu, do tego stopnia, że płytki cienkie wycięte z dwu różnych jego krańców mogą się różnić od siebie bardzo poważnie w wyglądzie mikroskopowym. W całym zbadanym zbiorze (ponad 70 okazów) znalazłem tylko 22 skały całkiem podobne do eklogitów śnieżnikich pod względem składu mineralnego, a tylko 17 — pod względem struktury i tekstury. Wydaje mi się, że tak wielkie urozmaicenie nie tylko ilościowe, lecz i jakościowe, musi świadczyć o różnorodności genezy, w szczególności o różnorodności materiałów wyjściowych, procesów, sposobów i warunków powstawania eklogitów. Nie ma więc celu silić się na wynalezienie jakiejś jednej ogólnej recepty petrogenetycznej na tworzenie się eklogitów, czego próbowało wielu badaczy, jak dotychczas bez powodzenia. Trzeba stwierdzić, że nazwa eklogit obejmuje w tej chwili skały petrograficznie urozmaicone. Trzeba postarać się dokonać trafnego podziału eklogitów na odpowiednie typy i dla każdego z tych typów oddzielnie — na podstawie pełnego i szczegółowego opisu petrograficznego i rozpoznania sposobu geologicznego występowania w terenie — starać się odtworzyć możliwe warunki jego powstania. Takiej klasyfikacji nie podjąłbym się jeszcze dokonać w chwili obecnej. Ograniczę się tylko do zasygnalizowania zmienności składu mineralnego w przejrzanym zbiorze.

Piroksen jednoskośny. W prawdziwych eklogitach piroksen ten powinien zawierać sód i glin w ilości godnej uwagi (powyżej 15% cząsteczki jadeitowej), tzn. powinien być *augitem jadeitowym* czyli *omfacytem*. Niestety bez analizy chemicznej, na podstawie samego studium mikroskopowego, nie da się to pewnie rozpoznać, gdyż mikroskopowo uchwytné cechy omfacytu zbyt mało różnią się od cech diopsydu lub augitu diopsydowego. Stąd w przypadku przestudiowanych przeze mnie skał, dla których nie było analiz chemicznych, nigdy nie mogłem być pewnym czy mam do czynienia właśnie z omfacytem i czy skała została właściwie nazwana eklogitem. W niektórych skałach omfacyt wykazuje lekki odcień zielonkawy wskutek podwyższonej zawartości żelaza. Rzadziej zabarwienie staje się wybitnie zielone, z dostrzegalnym pleochroizmem w płytkach cienkich, wskutek poważnej domieszki cząsteczki egirynowej. W takim przypadku jest

to odmiana zwana *chloromelanitem*. Eklogity z takim piroksenem nie są częste i odznaczają się z reguły odmiennym, silniej zabarwionym granatem, obecnością sodowych amfiboli, tak pierwotnych, jak wtórnych, i szeregiem jeszcze innych szczególnych cech petrograficznych. Analizy chemiczne takich eklogitów wykazują peralkaliczny ich charakter; geneza ich jest zapewne również specyficzna, dotychczas dokładnie nie sprecyzowana. W przestudiowanych zbiorach napotkałem tylko 4 takie eklogity.

Amfibole pierwotne. Podobnie jak w eklogitach śnieżnikich, tak i w eklogitach innych krajów w Europie, najpospolitsza jest hornblenda bezbarwna lub bladeżółtawa w płytce cienkiej, która tworzy się nieco później od omfacytu, albo też równocześnie z najpóźniejszą jego generacją. W niektórych skałach jest ona nawet w przewadze nad omfacytem (eklogity amfibolowe), a w jednej płytce cienkiej z Saualpe omfacyt w stosunku do niej jest zredukowany do roli składnika podrzędnego. Na podstawie płytek cienkich eklogitów z tej miejscowości wydaje mi się uzasadnione zaliczyć ją do odmiany nazwanej *karyntynem*. Bez porównania rzadszy bywa *pargasyt*, również prawie bezbarwny, lecz optycznie dodatni, o większym kącie z/γ . Brunatnooliwkowa *hornblenda zwyczajna*, silnie pleochroiczna, jest wyjątkowa w roli głównego składnika; w dwu napotkanych przypadkach, wobec braku analizy chemicznej skały, nie można być pewnym, czy współobecny z nią piroksen jest omfacytem i wobec tego czy skała zasługuje na nazwę eklogitu. Częściej spotyka się tę hornblendę wyłącznie w postaci skorodowanych wrostków wewnątrz granatów, co świadczy, że nie była ona trwała w paragenzie eklogitowej. Równie rzadka w roli składnika pierwotnego jest niebieskoszmaragdowa hornblenda zwana *smaragdytem*. Natomiast o wiele częściej spotykane są amfibole sodowe, głównie *barroisyt*, ogniwo przejściowe pomiędzy aktynolitem a glaukofanem, pleochroiczny w bladych kolorach zielonych i niebieskich, oraz odmiana pośrednia pomiędzy hornblendą zwyczajną a glaukofanem, którą można by nazwać *hornblendą glaukofanową*, silnie pleochroiczną w intensywnych kolorach niebieskich i zielonych. Rzadki jest *glaukofan właściwy*, napotkany w postaci pierwotnej w dwu tylko okazach. Ogólnie można powiedzieć, że pierwotne amfibole sodowe występują w eklogitach silnie alkalicznych, w których omfacyt jest bogatszy w sód i żelazo i zbliża się już do chloromelanitu.

Amfibole wtórne w przestudiowanej przeze mnie kolekcji eklogitów są mniej urozmaicone. Najpospolitsza jest tu zwyczajna *hornblendą zieloną*, wyraźnie pleochroiczna, czy to w postaci diablastycznych agregatów po omfacycie, czy też jako składnik obwódek kelyfitowych dokoła granatu. Niekiedy tę samą rolę odgrywa *smaragdyt* bardzo ciemnoniebieskozielony, prawdopodobnie bogatszy nieco w sód i żelazo. Bładozielonkawa i słabo pleochroiczna *hornblendą aktywnolitowa* jest mniej rozpowszechniona. Nigdzie nie spotkałem, opisywanych przez innych autorów jako wtórne brunatnawego karyntynu, barroisytu ani glaukofanu. Trzeba jednak zaznaczyć, że kryteria rozstrzygnięcia wtórnej czy też pierwotnej natury amfiboli w eklogitach mogą być nieraz trudne lub wątpliwe, zwłaszcza jeśli się uwzględni podkreślona przeze mnie możliwość, że amfibolizacja eklogitu może się rozpoczynać niemal bezpośrednio po zakończeniu pierwotnej jego krystalizacji. W większości jednak przypadków sprawa wydaje mi się jasna. Kiedy widzę amfibol jednorodnie skryształizowany, który zamyka wrostki pierwotnych minerałów eklogitowych albo w ogóle zrasta się z tymi minerałami bez nadgryzania ich i wchodzenia z nimi w reakcje, jestem przekonany, że krystalizował on w równowadze z nimi i wobec tego jest pierwotny.

Dysten jest bardzo pospolity w eklogitach, zarówno pozbawionych pierwotnej hornblendy, jak też i silnie amfibolowych. Napotkałem go w 29 różnych eklogitach. Brak go jednak zawsze w skałach zawierających chloromelanit lub silnie sodowe amfibole pierwotne, co jest oczywiście zrozumiałe, gdyż takie skały powinny się odznaczać względnym niedomiarem gliniki. Najczęściej *dysten* występuje w postaci tabliczek wydłużonych według osi Z, o krawędziach zaokrąglonych, podobnie zatem jak w eklogitach śnieżnickich. Rzadsze są duże nieregularne ksenoblasty obficie poprzerastane innymi minerałami, głównie kwarcem i hornblendą pierwotną.

Zoizyt pierwotny jest również bardzo rozpowszechniony; znalazłem go w 32 eklogitach z różnych miejscowości. Najczęściej wykształcony jest w postaci silnie wydłużonych słupków, skupiających się miejscami w wiązki. W tej postaci nagromadza się on w niektórych eklogitach tak obficie, że staje się minerałem głównym, równorzędnym omfacytowi, i taką skałę słusznie można nazywać *eklogitem zoizytowym*. Rzadziej tworzy on ziarna izometryczne lub duże poikiloblasty. W skałach wybitnie peralkalicznych, zawierających pierwotny glaukofan, jest on zwykle zastąpiony przez *klinozoizyt* z obwódkami epidotowymi lub przez

pistacyt. Oba te minerały wydają się również pierwotne.

Jasny łyszczyk jest znacznie mniej rozpowszechniony w eklogitach, w drobnych łuszczykach, albo też w grubszych płytkach. Znalazłem go tylko w 15 zbadanych skałach. Trwałość jego w kontakcie z omfacytem, pierwotną hornblendą i granatem wydaje mi się jedną z najbardziej symptomatycznych właściwości paragenety eklogitowej. Jego obecność wydaje mi się zupełnie niezależna od któregokolwiek z innych pierwotnych minerałów, sądzę więc, że jako jedyny minerał potasowy eklogitów, tworzy się on wskutek względnej obfitości potasu w pewnych partiach skały.

Kwarc jest bardzo pospolitym składnikiem eklogitów, nawet takich, których analizy chemiczne przy przeliczeniu na normę mineralną skał magmowych wykazują poważny niedomiar krzemionki. Jest to spowodowane tym, że zawarty w omfacytach *jadeit* przy obliczaniu normy dać musi równoważne cząsteczkowo ilości albitu i nefelinu*. *Kwarc* w postaci swobodnej spotkałem w 31 zbadanych eklogitach, a nadto w 3 wyłącznie w postaci wrostków. Jego natura pierwotna jest udowodniona obecnością jego wrostków w omfacytach, granatach, hornblendach pierwotnych, dystenach, zoizytach i łyszczkach, przy czym domyślać się można, że istniał w skale jeszcze przed wykrytym wykształceniem tych wszystkich minerałów.

Rutyl jest normalnie we wszystkich eklogitach jedynym pierwotnym minerałem tytanowym i dopiero w czasie ich amfibolizacji wydziela płamki ilmenitu, a następnie oskorpia się tytanitem. Natomiast w rzadkich eklogitach peralkalicznych z chloromelanitem i glaukofanem oba te minerały mogą stać się pierwotnymi minerałami tytanowymi. Jedna spośród zbadanych takich skał okazała się szczególnie obfita w *ilmenit* jako jedyny pierwotny minerał tytanowy, druga zaś bogata w pierwotny *tytanit*. W niektórych eklogitach o dużych granatach stwierdzono *tytanit* tylko w postaci rozdrobnionych wrostków w tym mineralu. Wydaje się, że w tych wypadkach *tytanit* istniał w pierwotnych skałach przed blasteżą granatów, lecz w czasie ich wzrostu przestał być trwały i zachował się tylko w ich wnętrzu w postaci opancerzonych relikwów.

Węglany pochodzenia pierwotnego — nie doprowadzone do skały przez późniejsze roztwory wodne — są w eklogitach bardzo rzadkie. Napotymano je albo w postaci kalcytu, albo dolomitu czy ankerytu. Widzi się je wśród innych minerałów eklogitu w postaci nieregularnych

* $2 \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{NaAlSiO}_4$
 Jadeit Albit Nefelin

ziarn, wyraźnie nadgryzanych i drażonych przez krzemiany, zwłaszcza przez pierwotną hornblendę lub zoizyt. Częściej spotyka się je tylko w postaci reliktowych wrostków w granatach. Można sobie wyobrazić, że węglany te — najczęściej kalcyt — wchodziły w skład skał pierwotnych, lecz zostały zlikwidowane w czasie ich eklogityzacji i zachowały się tylko tu i ówdzie w postaci reliktyw. Osobliwy eklogit z Miandrarivo na Madagaskarze ma granaty tak przepełnione wrostkami kalcytu, epidotu i ciemnozielonej hornblendy, że słuszne jest domyślać się jego pochodzenia z jakiejś skały węglanowej pochodzenia osadowego.

Granaty są we wszystkich eklogitach minerałami najbardziej charakterystycznymi, a ich sposób rozwoju dostarcza niekiedy cennych informacji o sposobie tworzenia się eklogitu. Normalnie są to granaty zwyczajne, niezbyt bogate w żelazo, bezbarwne lub bardzo słabo zabarwione w płytkach cienkich, o współczynnikach załamania stosunkowo niskich. Niekiedy wykazują słabą budowę pasową, przy czym jądra są nieco silniej zabarwione i bogatsze w żelazo, co zresztą zostało przez Wolffa (1942) analitycznie udowodnione dla eklogitu z Silberbach w Górach Fichtelskich. Tego rodzaju różnicowanie granatu stwierdziłem naocznie tylko w próbkach z czterech miejscowości. W niektórych eklogitach, zwłaszcza zawierających chloromelanit, widziałem granaty znacznie bogatsze w żelazo (przypuszczalnie też Fe_2O_3), o brunatnym zabarwieniu, wyraźnym nawet w płytkach cienkich.

Granaty eklogitów zawierają często niezliczone małe wrostki, koncentrujące się zwłaszcza w środkach kryształów, brzeżne partie kryształów są zupełnie czyste. Z wyjątkiem rutylu, wrostki te są z reguły nierozpoznawalne. W innych przypadkach, zwłaszcza w granatach dużych, wrostki są rozsiane w całej ich masie, ich wymiary są większe, niekiedy prawie równo wymiarom ziarn otoczenia granatów, i wtedy ich mineralogiczna natura jest łatwo oznaczalna. Przeważnie wrostki składają się z tych samych minerałów, które występują w skale na zewnątrz granatów. Są to: omfacyt, blade hornblenda pierwotna, dysten, zoizyt, jasny łyszczyk, kwarc i rutil. Gdy w eklogicie jest dużo kwarcu, wrostki kwarcowe w granacie stają się również szczególnie liczne. Jednakże w wielu eklogitach granaty zawierają również wrostki takich minerałów, które poza tym w skale nie istnieją, jak np. zwykła hornblenda zielona lub brunatna silnie pleochroiczna, tytanit i węglany. W takich przypadkach można myśleć, że minerały te istniały w skale przed krystalizacją granatu, który rosnąc uwieźił je w sobie, lecz później przestały one być trwałe i zanikły zupełnie, z wyjątkiem wrost-

ków w granacie, który je zdołał uchronić od niszczących reakcji (relikty opancerzone). Stosuje się to zwłaszcza do tytanitu, który w toku ustalania się równowagi eklogitowej powinien dawać zawsze rutil.

Wśród próbek eklogitów zbadanych przeze mnie w Paryżu było 25 eklogitów z dużymi granatami, bardzo bogatymi w mikroskopowo oznaczalne wrostki. W jednych skałach wrostki te są rozmieszczane w granatach w sposób zupełnie chaotyczny, w innych układają się w równoległe smugi zaznaczające niewątpliwie ślady dawnej łupkowatości sprzed krystalizacji granatów. Takie kierunkowe uporządkowanie wrostków może być zgodne z uporządkowaniem pręcikowych minerałów w tle skały na zewnątrz granatów. Nierzadko jednak spotyka się granaty z kierunkowo uporządkowanymi wrostkami w skałach poza tym całkiem pozabawionych tekstury kierunkowej. Ma się w tych przypadkach do czynienia z teksturalnymi relikdami w granatach, które wzrastały w obrębie skały poprzednio łupkowatej i które zakonserwowały tę dawną teksturę, podczas gdy reszta skały, rekrytalizując w warunkach statycznych, zupełnie zatraciła pierwotne uporządkowanie.

Takie wykształcenie granatów w niektórych eklogitach pozwala wnioskować o stosunkowo późnym rozwoju tego minerału w historii tworzenia się tych skał. Widzę dwa różne sposoby późnego wzrostu granatów w eklogitach, które postaram się scharakteryzować na podstawie dwu konkretnych przykładów spośród skał zbadanych w Paryżu.

Eklogit z Compointrie koło St. Philbert de Grandlieu (dep. Dolnej Loary). Jest to wyjątkowo okazały i piękny typ eklogitu, w którym okiem nieuzbrojonym widzi się duże krwiste granaty, często obrębione czarniawymi obwódkami kelyfitowymi, w stosunkowo jasnym szarozielonym, drobnokrystalicznym tle innych składników. Tło może być albo zupełnie bezładne, albo wybitnie kierunkowo uporządkowane, nematoblastyczne, prawie łupkowate. W tle tym badanie mikroskopowe stwierdza bardzo zmienne w różnych miejscach skały stosunki ilościowe pomiędzy minerałami głównymi, którymi są omfacyt, prawie bezbarwna hornblenda, bardzo obfity zwykle zoizyt i dysten. Rutylu jest zawsze bardzo mało, jasny łyszczyk sporadyczny, węglany rzadkie. Kwarc nie zawsze jest obecny, często jednak w pokaźnej ilości. Wtórny rozkład omfacytu prowadzi zwykle do powstania diablastyki piroksenowej.

W niektórych partiach skały granaty są szczególnie duże, w skrajnych przypadkach do 5 cm średnicy, prawie zawsze przepełnione

wrostkami mikroskopowo dobrze oznaczalnymi. Wrostki te wielkością nieraz prawie dorównują osobnikom otaczającego granaty tła skalnego i, w przeciwieństwie do normalnego dla eklogitów objawu, skoncentrowane są raczej w peryferycznych częściach granatów. Przeważnie są to wzrostki tych samych minerałów, które składają się na tło skalne, a więc omfacytu, bladej pierwotnej hornblendy, zoizytu, dystenu, kwarcu itp. Kwarc i zoizyt nigdy nie tworzą wzrostków w granacie, o ile nie są pospolite w otaczającym go tle skalnym. Zdarzają się jednak w granacie wzrostki minerałów, których wcale nie ma w tle skalnym, np. intensywnie zielono lub oliwkowo zabarwionej zwyczajnej hornblendy lub tytanitu, w niektórych okazach węglanów. Widać stąd, że granaty wzrastały w skale o prawie gotowym już składzie mineralnym, lecz zawierającym jeszcze niekiedy minerały nietrwałe będące w zaniku.

Najbardziej charakterystyczne są duże granaty o kształtach jak gdyby powygryzanych, mackowato pozazębianych z otoczeniem. W mikroskopie widać wówczas, jak z zewnątrz wchodzi do granatów wypustki tła rozluźniające się stopniowo na poszczególne osobniki minerałów, które ku środkowi każdego granatu stają się coraz rzadsze, coraz mniejsze i przyjmują postać właściwych wzrostków. Na odwrót, granat wciska się pomiędzy kryształy tła wzdłuż szwów intergranularnych, w postaci „fiordów” powyginanych i rozgałęzionych, oddziela od siebie poszczególne kryształy i stopniowo zamyka je w postaci wzrostków, tworząc jak gdyby spoiwo oddzielnych ziarn omfacytu, hornblendy, zoizytu, kwarcu itp. Szczególnie znamienne jest to w przypadkach kierunkowej tekstury tła. Wypustki tła wkraczą wówczas do granatu bez zmiany uprzywilejowanego kierunku i rozluźniając się na wzrostki poszczególnych minerałów przenikają go na wskroś od jednego brzegu do drugiego.

Wydaje mi się więc rzeczą niewątpliwą, że granat wzrastał w końcowym okresie blastezy eklogitu, kiedy wszystkie inne minerały były już w skale wykształcone. Przed tym końcowym okresem istniały tam jeszcze inne minerały, nietrwałe w warunkach ostatecznej równowagi eklogitowej, takie jak hornblenda zwyczajna i tytanit. Granat zastał je jeszcze w polach swego wzrostu i zamknął po części w postaci wzrostków, wskutek czego uchroniły się one od reakcji, które poza granatami zlikwidowały je zupełnie. Krystalizacja granatu rozpoczęła się w pewnych punktach skały niezbyt gęsto rozmieszczonych i rozwijała się od nich na zewnątrz, pożerając minerały poprzednio tu istniejące, wypierając je i zostawiając tylko ich relikty w postaci wzrostków. Duże granaty są więc jak gdyby „*konkreccjami meta-*

morficznymi” (zasada „*konkreccji*” przy dyferencjacji metamorficznej w ujęciu Eskola — 1932). W przypadku bardzo dużych granatów, o kształtach silnie postrzępionych, można sobie wyobrazić, że wzrost ich odbywał się stosunkowo szybko, gdyż brakowało czasu na całkowite strawienie istniejących uprzednio minerałów.

Należałoby jeszcze zastanowić się, czy reakcje metamorficzne wytwarzające granat kosztem preegzystującego tła skalnego mogły być autonomiczne, tzn. dokonywać się przez przebudowę składników chemicznych na miejscu, bez dopływu pewnych substancji z zewnątrz? Odpowiedź na to pytanie powinna być moim zdaniem przecząca, gdyż zmieszanie w jakimkolwiek stosunku ilościowym głównych minerałów tła, tzn. omfacytu, bladej hornblendy, zoizytu, dystenu i kwarcu, nie dałoby nigdy składu chemicznego granatu. Na pewno byłoby zbyt dużo wapna i sodu, a zbyt mało żelaza. Aby z takiej mieszaniny dokonać syntezy granatu trzeba by doprowadzić żelazo, a odprowadzić wapno i sód. Myślę, że tego rodzaju wymiana składników odbywała się tu istotnie za sprawą roztworów intergranularnych. Inna, mniej prawdopodobna możliwość polegałaby na tym, że przed rozwojem granatu, oprócz minerałów, które dziś w skale są widoczne, istniały tam jeszcze inne minerały bogate w żelazo, które następnie zupełnie zanikły.

Eklogit z Lengfeld w Rudawach w Saksonii. Jest to skała megaskopowo bardzo drobnoziarnista, jednolita, ciemnozielonoszara, z malutkimi granacikami ledwie dostrzegalnymi okiem nieuzbrojonym. Studium mikroskopowe płytki cienkiej pozwala stwierdzić przede wszystkim obecność bezbarwnego piroksenu jednoskośnego (prawdopodobnie omfacytu) w towarzystwie hornblendy zwyczajnej wyraźnie pleochroicznej w tonach brunatnych i oliwkowych oraz kwarcu interstycjalnego. Jest tam jeszcze trochę rutylu w drobnutkich granulach skupionych w gromadki i smużki przecinające skałę w różnych kierunkach oraz trochę czarnych tlenków żelaza. Na takim tle widnieją bardzo liczne i gęsto ułożone drobne granaty o kształtach urozmaiconych i zastanawiających.

Obok ziarn granatu normalnych, automorficznych i pełnych, choć zawierających często liczne duże wzrostki, widoczne są w przewodzie ziarenka wydrążone i wypełnione w środku innymi wyżej wymienionymi minerałami. Są to jak gdyby „*puzderka*” granatowe o ściankach grubszych lub cieńszych, których przekroje w płycie cienkiej dają obraz pierścieni zamykających ziarna mineralne tego samego rodzaju i tej samej wielkości, jak znajdujące

się na zewnątrz. Czasem można stwierdzić, że słupki piroksenu zostały po prostu przecięte ścianką „puzderka” granatowego, gdyż część słupka zamkniętego w środku znajduje swe uzupełnienie na zewnątrz w identycznej orientacji optycznej. Inna osobliwość „puzderek” granatowych polega na tym, że zarówno zewnętrzna jak i wewnętrzna ich powierzchnia utworzona jest przez prawidłowe ścianki krystaliczne, przy czym niekiedy wewnętrzne są nawet bardziej regularne niż zewnętrzne.

W tej samej płycie cienkiej obok pełnych i „puzderkowatych” granatów można obserwować także licznie występujące początkowe stadia wykształcenia tych struktur, w postaci łuków otwartych, podkowiastych, nie okrągłych jednak, lecz kanciastych i podzielonych na prostolinijne segmenty, stosujące się do kształtów krystalograficznych granatu. Jest to więc forma odmienna od tzw. granatów atolowych, opisywanych przez różnych autorów z granulitów i eklogitów. Zamykanie się tych łuków prowadzi do utworzenia pierścieni przedstawiających intersekcję wydrążonych i „puzderkowatych” granatów. Brunatna hornblenda i kwarc najchętniej lokują się wewnątrz pierścieni. Tu i ówdzie można tam także zauważyć niekształtne i skorodowane ziarenka starszego granatu o wyższych współczynnikach załamania, zapewne bogatszego w żelazo.

Nie ulega więc wątpliwości, że granat wzrastał w tej skale w końcowym stadium jej ewolucji metamorficznej i że dzięki temu stadium dopiero skała stała się eklogitem. Nowy granat rozpoczynał krystalizować w interstycjach minerałów wcześniej istniejących. Z początku rozrastał się w postaci odcinków zaznaczających od razu kontury automorficzne przyszłych swych ziarn, pozostawiając środek wolny. Dopiero zaznaczywszy w ten sposób plan zewnętrznej formy ziarn, granat zaczynał narastać ku środkowi, wypełniając „puzderka”, oczywiście kosztem minerałów tam zamkniętych. Ten proces wypełniania zatrzymywał się w różnych ziarnach na różnych stadiach i dlatego w jednym preparacie można widzieć obok siebie różne stadia rozwojowe poszczególnych ziarn granatu. Uważne studium pozwala wykluczyć taką ewentualność, że różnorodność ukształtowania spowodowana jest różnicami przypadkowych przekrojów, które raz przecięły „puzderka” przez środek, drugi raz przy brzegu. Na figurze 6 (str. 47) przedstawione są schematycznie cztery kolejne stadia ewolucji jednego ziarna granatu. Jest to oczywiście schemat wyidealizowany, gdyż w rzeczywistości nigdy nie można oglądać jednego i tego samego ziarna w kolejnych stadiach jego rozwoju.

Taka forma pojawiania się granatu nie jest zupełną nowością w literaturze petrograficz-

nej. W klasycznym podręczniku petrografii *Elemente der Gesteinslehre* (Rosenbusch — Osann 1923, str. 717) przedstawiony jest nawet rysunek mikroskopowy eklogitu z Silberberg w Czarnym Lesie z małymi wydrążonymi granatami, które tu określone są jako „szkielety i perymorfozy”. Y. Brière (1920) także wspomina o podobnym wykształceniu granatów w niektórych eklogitach francuskich, których cienkie płytki miałem zresztą sposobność oglądać w Paryżu. Jednakże skała z Lengfeld w Saksonii przedstawia najlepszy i najbardziej pouczający przykład takiego rozwoju granatów, który pozwala wyciągnąć kilka ważnych wniosków genetycznych. Profesor A. Watznauer z Freibergu okazał dużą uprzejmość, udzielając mi listownej informacji, że skała z Lengfeld należy do kompleksu, który pierwotnie należał prawdopodobnie do zespołu tzw. gnejsów czerwonych, lecz później podlegał wtórnej granulitacji. Sądząc na podstawie dzisiejszego składu mineralnego, skała ta przed blastezą granatu była jakimś metamorficznym piroksenitem z hornblendą i kwarcem lub amfibolitem z piroksenem i kwarcem, którego pierwotne pochodzenie nie da się odgadnąć.

Granat rozwijał się tu w końcowym etapie rozwoju skały, najpierw tworząc skorupki od początku wyposażone we właściwą formę krystaliczną, które następnie, rosnąc ku środkowi kosztem zamkniętych tam minerałów, wypełniały się do ziarn całkowitych, co najwyżej zawierających nie strawione relikty w postaci wrostków. Tego rodzaju wzrost ku środkowi powinieli polegać na autonomicznej przebudowie na miejscu bez wymiany składników chemicznych z otoczeniem. Granat musiałby się tworzyć z mieszaniny piroksenu, hornblendy i kwarcu w stosunkach ściśle określonych, poddyktowanych wymaganiami składu granatu. Tam gdzie stosunki te były odpowiednie, granat mógł użytkować cały zespół poprzednio istniejących minerałów i wypełniwszy całkowicie swą początkową skorupkę utworzyć ziarno masywne. Gdy istniał nadmiar któregoś minerału wcześniejszego (np. kwarcu), granat pozostawiał go w postaci większego wrostku, tam zaś wszędzie gdzie stosunki dawniejszych minerałów były nieodpowiednie, nie mógł on wzrastać ku środkowi i pozostał w swej początkowej postaci segmentów, łuków i skorup niedokończonych. Tak można by wytłumaczyć ową różnorodność formy i stopnia wypełnienia przestrzeni przez granat.

Kłopot tylko z tym, że minerały dziś faktycznie w skale obserwowane — piroksen, hornblenda, kwarc — nie mogą, w żadnym stosunku zmieszane, dać globalnego składu jakiegokolwiek granatu. Zawsze musi tu być za dużo krzemionki, za mało zaś glinki i żelaza.

Jeśli się więc uzna, że niemożliwe było doprowadzanie i odprowadzanie pewnych składników chemicznych za sprawą roztworów intergranularnych do środka wypełniających się „puzderek” granatowych, trzeba przyjąć, że przed rozpoczęciem krystalizacji granatu musiały w skale istnieć jakieś inne jeszcze minerały ubogie w krzemionkę i wapno, a bogate w glinę i żelazo, które zostały następnie doszczętnie zużyte przez rosnący granat i dlatego dziś już są zupełnie niewidoczne. Sprawa ta jest bardzo skomplikowana i wymagałaby studiów szczegółowych.

Przytoczone dwa przykłady przedstawiają dwa odrębne typy późnej blastazy granatów w eklogitach. Nie są one zresztą wyjątkami, gdyż do każdego z nich można by dobrać inne konkretne przypadki analogiczne.

1. *Typ Compointrie*, o dużych granatach stosunkowo rzadko rozsianych w drobnokrystalicznym jasnozielonkawym tle skalnym. Późny wzrost granatów odbywał się z pewnych punktów w skale na zewnątrz, pod wpływem roztworów intergranularnych, które doprowadzały do tych punktów potrzebne dla granatów składniki (głównie żelazo), a odprowadzały składniki inne (głównie wapno i sól). Wypieranie składników skały przez rosnące granaty odbywało się więc przy udziale dyferencjacji metamorficznej lub metasomatozy.

2. *Typ Lengfeld*, droбноziarnisty z małutkami gęsto ułożonymi granatami. Późna blastaza granatów rozpoczynała się naraz w bardzo licznych i gęsto rozmieszczonych punktach, przez wypieranie na miejscu starszych minerałów bez wyraźnej metasomatozy, tzn. bez dopływu i odpływu pewnych składników chemicznych. Najpierw tworzyły się tylko skorupki granatu o automorficznych zarysach lub ziarna

silnie wydrążone, które — w przypadku odpowiednich stosunków chemicznych w mieszaninie wypieranych starszych minerałów — rozrastały się ku środkowi tworząc pełne ziarna granatu, w przypadku zaś stosunków nieodpowiednich pozostały w początkowej niedokończonej postaci.

Oba typy ujawniają szczególnie proces petrogenetyczny, który kończąc ewolucję skały doprowadził do tego, że stała się ona eklogitem. Proces ten można by nazwać granatyzacją. Stanowi on pewien bardzo charakterystyczny etap dłuższego i bardziej złożonego procesu, który jakąś pierwotną skałą zasadową doprowadza do końcowego składu eklogitu. Ten cały bardziej długotrwały i złożony proces można nazwać eklogityzacją.

Nie we wszystkich eklogitach, tak jak w opisanych dwu przykładach, granatyzacja stanowi ostatni etap eklogityzacji. Przeciwnie, taki przypadek nie należy bynajmniej do częstych. Zazwyczaj po granatach dopiero krystalizują inne minerały eklogitów, jak omfacyt, zoizyt, pierwotna hornblenda itp. Tak właśnie było również w eklogitach masywu Snieżnika, gdzie ksenoblasty omfacytu lub duże poikiloblasty pierwotnej hornblendy krystalizowały przy samym końcu ewolucji skały, zamykając w sobie wcześniej wydzielone drobne granaty. Tu również w ewolucji skał zaznaczył się etap granatyzacji, lecz odbył się on dawniej i nie położył na rozwoju skały piętna ostatecznego. Dlatego prawdopodobnie nie można tu wykryć reliktyw pierwotnej skały sprzed okresu tworzenia się granatów. Jakie czynniki decydowały o kolejności w jakiej wydzielaly się różne minerały, składając się łącznie na proces eklogityzacji skały poprzednio istniejącej, to ciągle jeszcze pozostaje tajemnicą.

WNIOSKI OGÓLNE

1. *Definicja terminu eklogit*, sformułowana pierwotnie przez R. J. Haüy dla skał w zasadzie dwuskładnikowych z zielonym piroksenem jednoskładnikowym i czerwonym granatem, okazuje się zbyt ogólnikowa dla użytku współczesnej petrografii. Obejmuje ona skały o składzie i pochodzeniu bardzo różnorodnym i to właśnie jest główną przyczyną rozbieżności poglądów na temat ich genezy. Nie należałoby zaliczać do eklogitów skał bardzo ubogich w sól, zawierających obok granatu diopsyd lub fassait, ani nawet skał o wyglądzie bardzo podobnym, złożonych z pirophu i zielonego diopsydu chromowego, które nierzadko tworzą smugi, gniazda i segregacje w skałach ultrasasadowych

typu perydotytów i serpentynitów. Prawdziwe eklogity powinny stanowczo zawierać jednoskośny piroksen sodowy z serii omfacyt-chloromelanit z udziałem ponad 15% teoretycznej cząsteczki jadeitowej. Fakt ten trudno stwierdzić za pomocą samej tylko analizy mikroskopowej, wobec okoliczności, że własności optyczne omfacytów są bardzo podobne do diopsydu i augitu diopsydowego. Pewną identyfikację skały można uzyskać przez analizę chemiczną wyodrębnionego piroksenu, albo nawet przez ryczałtową analizę skały, która wykaże niezbyt niską zawartość sodu, nie dającą się przyporządkować do żadnego innego poza piroksenem minerału.

2. *Skład chemiczny prawdziwych eklogitów* waha się w pewnych dość charakterystycznych granicach. Po większej części odpowiadają one chemicznie gabrom mezo- lub melanokratycznym, bardzo bogatym w wapno skaleniowe, a ubogim w potas. W tej grupie mieszczą się też wszystkie przestudiowane przez mnie eklogity masywu Śnieżnika. Wśród eklogitów innych krajów wiele ujawnia dość wyraźny nadmiar krzemionki (kwarc normatywny) albo niedomiar krzemionki (nefelin normatywny). Udział glinki jest jeszcze bardziej zmienny w związku z pewnymi charakterystycznymi różnicami w składzie mineralnym. Gdy jest dużo glinki w porównaniu do innych tlenków metalicznych (eklogity peraluminowe), zjawia się dysten, w przypadku równoczesnej obfitości wapna — zoizyt. Skrajny przypadek w kierunku przeciwnym przedstawiają skały o pewnym niedomiarze glinki (eklogity persodowe) zawierające chloromelanit i granat bogaty w żelazo.

3. *Skład mineralny prawdziwych eklogitów* jest bardziej urozmaicony niż skład chemiczny. Dwa minerały są tu obowiązkowe: zwykły granat glinowy stosunkowo bogaty w magnez i w wapno oraz piroksen sodowy z serii omfacyt-chloromelanit. Stosunek ilościowy tych dwu minerałów bywa zmienny, lecz zazwyczaj proporcja objętościowa granat : omfacyt nie wykracza poza granice 1 : 4 — 1 : 1. Przeważnie dołącza się również pierwotna hornblenda biała i słabo pleochroiczna o barwach oliwkowo-brunatnych ledwo dostrzegalnych w płytkach cienkich, zbliżona do karyntynu, bardzo rzadko do pargasytu. Normalnie jest ona podrzędna w stosunku do omfacytu, lecz lokalnie może się rozwijać w ilościach równych lub nawet przeważających nad omfacytem, dając odmianę eklogitu amfibolowego. W skałach bogatych w sód, o piroksenie bliskim chloromelanitowi, zamiast tej hornblendy zjawiają się amfibole sodowe z serii glaukofan — barroisyt lub hornblenda barroisytowa — smaragdyt, także zawsze jako minerały pierwotne. Bardzo często dołączają się dysten i zoizyt. Epidot lub klinozoizyt pojawiają się tylko w obecności amfiboli silnie sodowych. Jasny łuszczek, zwykle zbliżony do fengitu, występuje w kilku typach raczej specjalnych, niekiedy w dość znacznej ilości. Kwarc jest bardzo rozpowszechniony, często dość obfity. Reliktowy kalcyt pierwotny pojawia się raczej wyjątkowo. W bliskich eklogitom skałach wtrąconych w kompleks granulitowy Starego Gierałtowa stwierdzono w równowadze z granatem i omfacytem również oligoklaz i minimalne ilości mikroklinu. Podobnego faktu nie dostrzegłem nigdzie w obfitym zbiorze eklogitów z całej Europy obejrzanym w Paryżu. Rutyl jest zawsze niemal obecny w roli minerału dodatkowego, lecz w eklogitach perso-

dowych zamiast niego może się zjawiać ilmenit lub nawet tytanit. Wszystkie wymienione minerały stanowią zespół pierwotny w równowadze trwałej, typomorficzny dla eklogitów nieprzeobrażonych. Późniejsze przeobrażenia powodują rozmaite komplikacje w składzie mineralnym wskutek pojawiania się różnych minerałów wtórnych nie zawsze będących w równowadze.

4. *Struktura i tekstura eklogitów.* Po większej części skały te są normalnie ziarniste, masywne, nieuporządkowane kierunkowo. Przypominają głębinowe skały magmowe i nasuwają przekonanie, że krystalizacja odbywała się w warunkach statycznych i w środowisku izotropowym. Ta struktura granoblastyczna może być bardzo drobna, prawie afanitowa, częściej jednak ziarno jest grubsze, dobrze widoczne gołym okiem i może rosnąć do przeciętnej średnicy paru milimetrów. Rozwój poikiloblastyczny jest dość pospolity, szczególnie w przypadku pierwotnej hornblendy, rzadziej omfacytu, łuszczyku, dystenu i zoizytu. Tekstura porfiroblastyczna nie należy do rzadkości: w niektórych eklogitach wielkie granaty odcinają się od drobnokrystalicznego tła, w innych porfiroblasty należą do omfacytu, albo do pierwotnej hornblendy. Byłoby jednak błędem przypuszczać, że brak łupkowatości jest typowy dla wszystkich eklogitów. W wielu wystąpieniach eklogity wykazują równoległe wstęgowanie od nagromadzeń granatowych, niekiedy też z kierunkowym wydłużeniem poszczególnych ziarn granatu, a poza tym wyraźnie równoległe ułożenie słupek omfacytu, hornblendy i zoizytu, ubocznie też tabliczek dystenu i łuszczyku, co stwarza budowę nematoblastyczną, nierzadko wybitnie kierunkową. W takich przypadkach trudno byłoby zaprzeczyć temu, że pierwotna skała była łupkowata albo, jeśli tak nie było, krystalizacja eklogitu odbywała się wśród ruchów w pewnym kierunku.

5. *Facja eklogitowa.* Nie ulega wątpliwości, że wymieniony w punkcie trzecim tego rozdziału zespół minerałów pierwotnych w eklogitach jest całkiem szczególny. Trwała równowaga wzajemna między takimi minerałami, jak omfacyt, specyficzna hornblenda, jasny łuszczek, zoizyt, dysten, granat, przy zupełnej nieobecności jakiegokolwiek skalenia, nie jest możliwa w żadnej innej skale poza eklogitem. Można więc mówić o facji eklogitowej zasadowych produktów metamorfizmu regionalnego. Jednakże nie należałoby używać tego terminu w znaczeniu *facji mineralnej* Eskoli. Zespół minerałów typomorficznych ustalony przez Eskolę (1920—1921) dla jego eklogitowej facji mineralnej jest odmienny od tego, który został wyszczególniony w pracy niniejszej. Jeśli istnieją dowody zarówno geologiczne, jak i petrogra-

ficzne, że prawdziwe eklogity mogą się pojawiać w seriach łupków krystalicznych bardzo różnych stref głębokościowych i że — mówiąc językiem Eskola — eklogity mogą być stowarzyszone z seriami należącymi raz do „*facji mineralnej amfibolitowej*”, drugi raz — do „*glaukofanitowej*”, a jeszcze gdzie indziej — do „*facji granulitowej*”, należy stąd wyciągnąć wniosek, że osobna *facja mineralna eklogitowa* — tak jak określił ją Eskola — w rzeczywistości nie istnieje. Warunki ogromnych ciśnień i bardzo wysokich temperatur, a więc największe głębokości w skorupie ziemskiej, postulowane przez Eskolę dla jego „*eklogitowej facji mineralnej*”, są tylko wynikiem spekulacji opartej na czysto teoretycznej zasadzie, że minerały bezwodne krystalizują w temperaturach bardzo wysokich i że zespoły mineralne o dużych gęstościach tworzą się pod wpływem wysokich ciśnień.

6. *Skały macierzyste eklogitów*. Zazwyczaj okazuje się niemożliwe bezpośrednie rozpoznanie pierwotnych skał, z których wytworzyły się eklogity. Ich długotrwała ewolucja przeważnie zatarała wszelkie ślady materiałów pierwotnych. Do zupełnych wyjątków można zaliczyć możliwość obserwowania bezpośredniego przejścia skały wyjściowej w eklogit, jak to się udało P. Bearthowi (1959) dla przeobrażenia ze spilitu lub M. Chenevoy (1958) przy wykryciu początków eklogityzacji gabra. Niekiedy śledząc wzrostki w minerałach eklogitów, zwłaszcza w granatach, można z pewnym prawdopodobieństwem odtworzyć niektóre minerały, które bezpośrednio poprzedziły ostateczne ukształtowanie się tej skały. W ten sposób w pojedynczych przypadkach udało mi się odgadnąć, z pewną dozą prawdopodobieństwa, że eklogit rozwinął się np. z amfibolitu lub łupku amfibolowego pochodzenia być może osadowego. Wszystko to jednak są wskazówki bardzo wątpliwe, nie pozwalające określić skały początkowej.

Większość autorów rozważających pochodzenie eklogitów uważa gabra lub diabazy za skały macierzyste, a to głównie ze względu na podobieństwo chemiczne. Argument taki nie może być nigdy przekonywający w przypadku, gdy eklogit tworzy dziś wtrącenie w łupkach lub migmatytach, które najwidoczniej były poddane modyfikacjom metasomatycznym. Jestem skłonny wierzyć, że znaczna część takich wtrąceń utworzyła się z sillów diabazowych, potoków bazaltowych albo nawet z tufów o podobnym składzie, czasem może z ultrabazytów pochodzenia magmowego, jak perydotyty i serpentynity. Myślę jednak że co najmniej równa ilość eklogitów rozwinęła się z wtrąceń węglanowych w seriach osadowych — nie koniecznie bezpośrednio, lecz także za pośrednic-

twem erlanów i paraamfibolitów — pod wpływem regionalnego metasomatyizmu. Tak właśnie ma się sprawa, według wszelkiego prawdopodobieństwa, z eklogitami Śnieżnika, które są przedmiotem moich szczegółowych studiów.

7. *Warunki i procesy tworzenia się eklogitów*. Nie ulega wątpliwości, że prawdziwe eklogity tworzyły się w warunkach metamorfizmu regionalnego, najczęściej połączonego z metasomatyzmem migmatytyzującym i granityzującym wielkie kompleksy łupkowe, głównie pochodzenia osadowego. Przedstawiają one pewną szczególną równowagę fizyczno-chemiczną uzyskaną przez wtrącenia zasadowe rozmaitego pochodzenia we wczesnych stadiach rozwojowych ewolucji metamorficznej tych kompleksów. Jest to właśnie proces stadialny zwany eklogityzacją. Wtrącenia gabroidalne, mające od początku chemizm sprzyjający tworzeniu się eklogitów, mogły się eklogityzować przez przebudowę starego składu mineralnego, na miejscu bez istotnego dowozu jakichkolwiek składników z zewnątrz. W przypadku wtrąceń ultrazasadowych pochodzenia magmowego, albo wtrąceń węglanowych pochodzenia osadowego (margle lub dolomity margliste), eklogityzacja nie jest możliwa bez doprowadzenia pewnych składników chemicznych, szczególnie sodu, który w istocie wykazuje skłonność do migracji we wczesnych okresach regionalnej migmatytyzacji. Stadia późniejsze tego procesu ewolucyjnego wykraczają już poza warunki równowagi eklogitowej. Najpierw ułatwiają one krystalizację późnej hornblendy pierwotnej w eklogitach, jeszcze bez rozkładania minerałów wcześniejszych; trochę później powodują wtórną amfibolityzację eklogitów, przeobrażając je stopniowo w amfibolity diablastyczne. Taka amfibolityzacja nie może być zaliczona do metamorfizmu regresywnego, gdyż odbywa się zwykle przed punktem kulminacyjnym metamorfizmu regionalnego, polegającego na migmatytyzacji potasowej.

Szczególny etap w toku procesu eklogityzacji jest zaznaczony produkcją w skale granatu, czyli granatyzacją skały. Ten szczególny etap może się dokonać przy końcu eklogityzacji, lecz najczęściej wyprzedza on krystalizację hornblendy pierwotnej, a nawet omfacytu. Nigdy nie znajduje się żadnych geologicznych wskazówek co do bardzo silnych ciśnień ani też zwiększonych głębokości, w których by miała się odbywać eklogityzacja. Nie ma też dowodów na silną tektonizację jako na podstawowy warunek tego procesu. Jeśli taka tektonizacja istotnie się dokonała, wykształcając np. formy soczewkowane wtrąceń eklogitowych, odbyła się ona jeszcze przed eklogityzacją lub w jej stadiach początkowych; końcowy etap

krystalizacji eklogitu odbywał się z reguły w warunkach statycznych.

Jakie więc były główne warunki decydujące o eklogityzacji jakichkolwiek wtrąceń zasadowych, jeśli ani wielkie głębokości z ich wysokimi ciśnieniami i temperaturami, ani silne ruchy tektoniczne, ani wreszcie pierwotny skład skał macierzystych nie zdają się mieć zasadniczego znaczenia dla tworzenia się eklogitów w toku metamorfizmu regionalnego?

W obecnym stanie znajomości rzeczy wydaje mi się najbardziej prawdopodobne, że tworzenie się eklogitów jest uwarunkowane:

1° istnieniem w obrębie serii łupkowych pochodzenia suprakrustalnego wtrąceń zasado-

wych, które pod względem składu chemicznego silnie kontrastują ze skałami otaczającymi,

2° chemizmem roztworów intergranularnych krążących w seriach łupkowych we wczesnych stadiach migmatytyzacji i granityzacji i działających w pewnym ograniczonym zakresie ciśnień i temperatur, nigdy zresztą zbyt wysokich.

Myślę również, że w przypadku eklogitów mamy do czynienia ze szczególnym przypadkiem konwergencji petrogenetycznej, która umożliwia powstawanie skał o składzie bardzo zbliżonym z materiałów pierwotnych bardzo rozmaitych i wśród procesów ewolucji metamorficznej bardzo skomplikowanych.