[Trav. Lab. Géol. Grenoble,
t. 43, 1967]

Les rodingites et les ophisphérites du massif ultrabasique de la province de Mugla (Taurus occidental, Turquie) Comparaison avec des analyses chimiques récentes de rodingites des Alpes

par Jean-Pierre BASSAGET, Robert MICHEL et Frédéric RICHARD

ABSTRACT. — This paper is meant to be a contribution to the study of Rodingites, wich are, in fact, an essential member of the products of ophiolitic differenciation, though unsufficiently known due to their small volumetric importance comparingly with the bulk of ultramafics and pillow-lava bearing dolerites. Recent discovery of rodingites in the turkish Anatolids by COGULU lead to broader petrographical investigations on those found simultaneously by the authors, in the Taurids, in non-metamorphic environment, and to a comparison with alpine rodingites by chemical data. Presence of zircon and secondary albite was locally noted ; refractography and X Ray diffractography contributed to identify hydrogrossular. Petrographical and chemical similarity with the so-called ophispherites is emphasized ; the latter may result of the injection of originally spilitizated alcaline dykes (chilled margins are present) into serpentinites, with grossularization of feldspaths.

I. — Introduction.

De récentes publications (voir § II) ont attiré l'attention sur les rodingites, roches d'origine éruptive, mais ayant subi une métasomatose selon un mécanisme qui n'est pas encore bien défini.

Récemment, ce phénomène a été mis en relation avec celui même de la transformation d'ultrabasites en serpentinites, roches avec lesquelles les rodingites présentent toujours une étroite liaison sur le terrain.

Leur étude touche par conséquent directement à celle des ophiolites en général, qui se heurte encore à tant d'inconnues.

C'est pourquoi il nous paraît utile de rapporter ici nos observations faites en Turquie [1], pays particulièrement riche en roches ophiolitiques, donc a priori favorisé pour l'étude des rodingites, qui y ont été signalées pour la première fois en 1965 [COGULU et VUAGNAT].

De même, le fait qu'elles se trouvent au sein d'un massif d'ultrabasites en général très peu serpentinisées peut constituer une circonstance dont l'intérêt est à souligner.

II. — Historique.

La rodingite a été définie pour la première fois par MARSHALL [1911] en Nouvelle-Zélande, dans le massif ultrabasique de Dun Mountain, comme étant une roche à diopside et grossulaire, d'origine éruptive ; FREY [1937] la décrit comme une « variété de gabbro à diallage et grossulaire, souvent saussuritisé et renfermant alors de la prehnite, de la serpentine ».

[1] Au cours de levés effectués en 1964 et 1965 en collaboration avec le M.T.A. Enstitusu, Ankara, dont nous remercions ici la Direction des facilités accordées pour la poursuite de ces travaux.

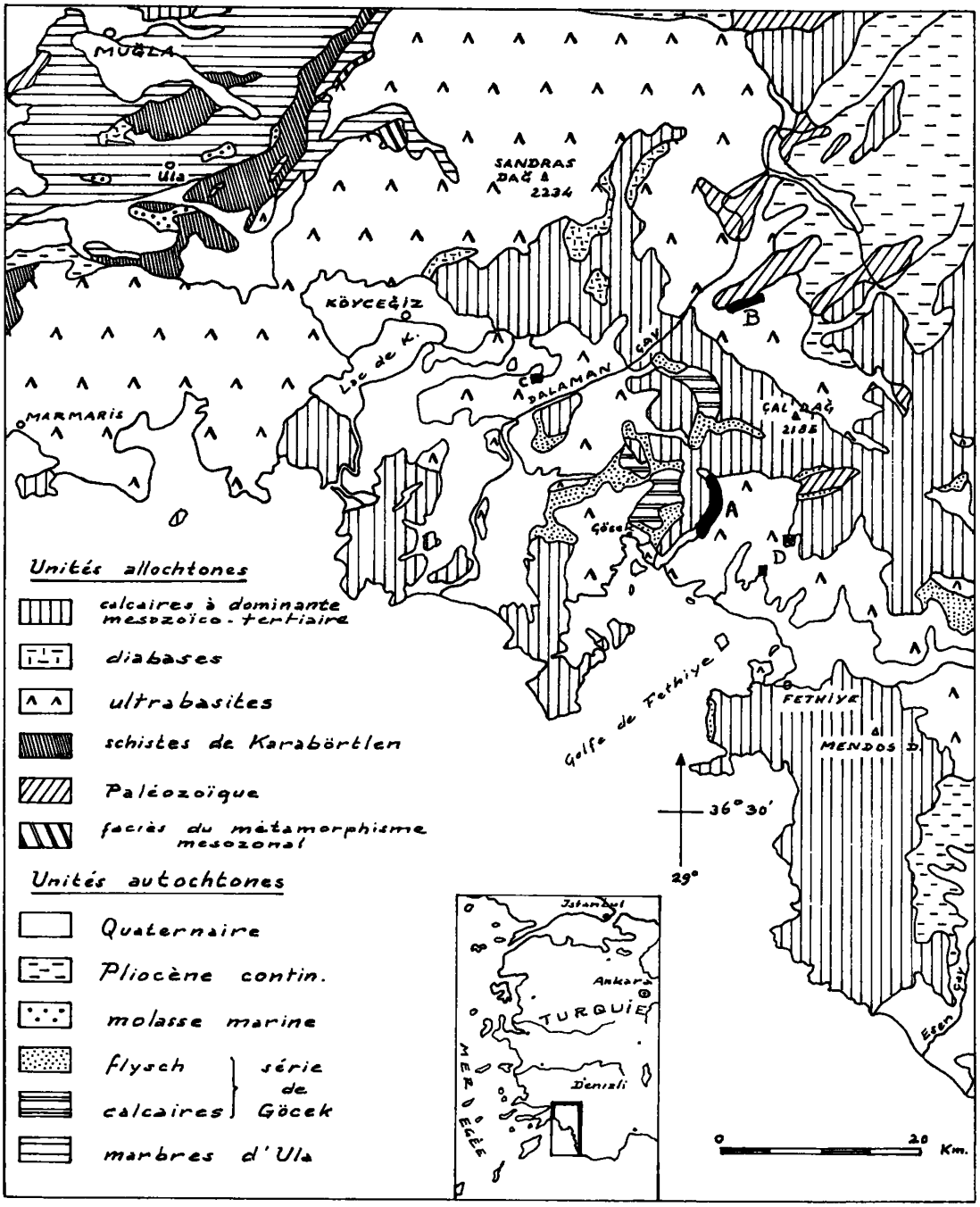

Fig. 1. — Schéma géologique de la région des ophiolites entre Mugla et Fethiye (d'après la feuille Denizli au 1/500 000e, modifiée); en noir, secteurs d'affleurement des rodingites.

A, Gökçesu ; B, Damdir ; C, Karayer ; D, Yürek-Baglali.

Depuis leur découverte, les rodingites néozélandaises ont fait l'objet de plusieurs autres études, effectuées par GRANGE [1927], HUTTON [1943] qui signale l'hydrogrossulaire, et plus récemment LAUDER [1965] qui, tout en leur donnant une origine métasomatique par grossularisation de veines de clinopyroxénolite, étend le terme de rodingite à toutes les roches leucocrates remarquables sur le terrain par leur allure en veines ou en dykes, recoupant les ultrabasites encaissantes ; elles renferment une quantité importante de grossulaire, de diopside et de serpentine, accessoirement de la prehnite, de la vésuvianite ou d'autres minéraux en quantités plus ou moins variables.

VUAGNAT [1953] attira l'attention sur un phénomène de métasomatose semblable dans les Alpes françaises, et par la suite SUZUKI [1954] signala des rodingites au Japon, BILGRAMI et HOWIE [1960] en décrivirent aux U.S.A., CRNKEVIC [1962] en Yougoslavie, DUCLOZ et VUAGNAT [1962] à Cuba, puis VUAGNAT et PUSZTASZERI [1964] et VUAGNAT [1965] à nouveau dans les Alpes franco-helvétiques. Enfin, tout récemment, NICOLAS [1966] les étudia au sein des roches vertes de la zone des schistes lustrés entre Dora Maira et Grand-Paradis, tandis que LAHONDERE [1967] et FRANCONI [1967] en signalaient en Corse.

De cette énumération, l'on ne doit pas déduire que les rodingites seraient uniquement liées aux ultrabasites alpines ; BLOXAM [1954] en a décrit en effet dans les Calédonides écossaises. Il semble donc bien que, dans leur domaine, ces roches soient ubiquistes dans l'espace comme dans le temps.

En Turquie, la première description de rodingites vient d'être donnée par COGULU et VUAGNAT [1965]. Dès 1964 nous les avons découvertes et étudiées au sein du complexe ophiolitique sud-anatolien, essentiellement dans des serpentinites liées au grand massif de péridotites de la province de Mugla, qui s'étend dans un triangle passant par la presqu'île de Resadiye (à l'Ouest de Marmaris), Fethiye à l'Est et jusque vers Denizli dans la vallée du Büyük Menderes au Nord (fig. 1).

III. — Cadre géologique.

Entre la plaine du Dalaman Cay, Fethiye et Sandras Dag, la région que nous avons eu l'occasion d'étudier comporte des ophiolites d'âge alpin, affleurant sur de larges espaces, en contact anormal sur un flysch bâtard miocène, terme final d'une série crétacéo-tertiaire autochtone [RICHARD, 1967]. Aux ophiolites sont associées des unités allochtones comme elles, appartenant à des séries carbonatées d'âge paléozoïque et mésozoïque — surtout crétacéo-tertiaire dans le périmètre qui nous intéresse, mais d'un faciès différent de la série autochtone — et constituant des écailles importantes (fig. 2).

Les roches ophiolitiques comprennent, d'une part, de puissantes masses de péridotites (harzburgites) peu serpentinisées dans l'ensemble, renfermant des amas de dunite chromifère ainsi que des amas ou dykes doléritiques (diabase), et accessoirement des pyroxénolites qui semblent résulter d'un certain litage ou rubannement magmatique ; d'autre part, des roches d'épanchement basiques dont le volume est beaucoup moins important que celui des ultrabasites ; ce sont des diabases de structure intersertale en majorité, localement amygdalaires, à faciès de pillow-lava ou de hyaloclastite ; macroscopiquement, des pillow-lavas ne furent reconnus qu'en un seul endroit par l'un de nous (F. R.).

Ajoutons que des cherts radiolaritiques typiques sont toujours associés étroitement, bien que très disloqués, à ces faciès d'épanchement.

IV. — Gisement des Rodingites et des Ophisphérites.

a) *Rodingites.*

Dans la région étudiée, ces roches se rencontrent quasi systématiquement dans les contacts anormaux entre péridotites (écrasées et serpentinisées) et roches diabasiques de faciès divers, soit sous forme de petits dykes ou filons dans une gangue serpentineuse, soit plus fréquemment sous forme de simples blocs, plus ou moins ovoïdes parfois.

Les péridotites paraissent généralement chevauchantes sur les diabases qui occupent souvent des dépressions. Le contact, toujours plus ou moins écrasé et caché par les éboulis, peut renfermer des blocs caractéristiques tranchant par leur couleur blanchâtre ou gris clair ; leur volume peut varier du mètre cube au demi-mètre cube, plus rarement se réduire au décimètre cube.

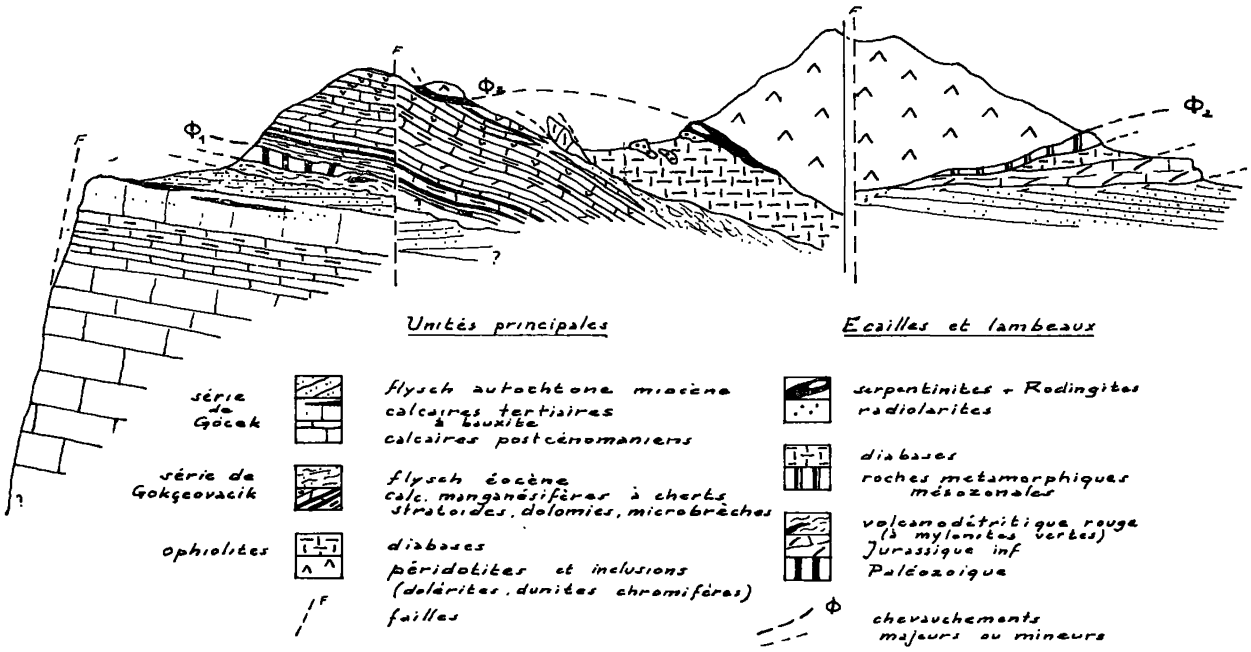

Fig. 2. — Les principales unités stratigraphiques et leur disposition tectonique entre Dalaman Cay et Kizil Dag de Fethiye (coupe synthétique non orientée).

Un exemple d'une telle disposition est donné par les blocs qu'on observe au NE d'Innice, à Kayagedik et surtout près de Kavunçukuru, sur le flanc occidental du Kizil Dag, qui représente la culmination méridionale des ultrabasites (voir fig. 3).

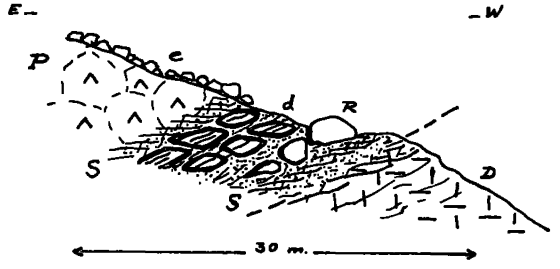

Fig. 3. — Rodingites de Kavunçukuru.

P, péridotite ; e, éboulis ; S, serpentinite ; d, dunite rubanée ; R, rodingite ; D, diabase.

Un peu plus au NW, les ophiolites reposent en klippe sur les calcaires crétacés de Gökçesu , on trouve là un petit chapeau de péridotites sur une semelle assez importante de serpentinites bordée de quelques témoins des diabases et dans laquelle on rencontre des roches effusives de faciès très divers (dont des hyaloclastites probables), parfois mylonitisées. A l'intérieur de ce mélange on rencontre quelques gros nodules ou amygdales (fig. 4 *a*) dispersés de rodingite blanche, recouverte par endroits d'une « écorce » serpentineuse vert noirâtre.

Au même endroit affleure, sur environ 3 mètres de longueur, une sorte de banc à pendage uniforme, dégagé par l'érosion des serpentinites environnantes ; il s'agit d'une rodingite également bordée d'un liséré serpentineux (fig. 4 *b*). Il paraît tout à fait plausible d'admettre qu'il s'agit ici d'un tronçon boudiné de dyke rodingitique ; les blocs plus gros que l'on peut noter à proximité presque immédiate pourraient être expliqués de la même manière comme des éléments d'un même corps pétrologique, disloqué par la tectonique. Plus au Nord, dans le secteur de Damdir (massif des péridotites d'Uçköprü), des témoins très disloqués de rodingites existent, en position assez analogue, de

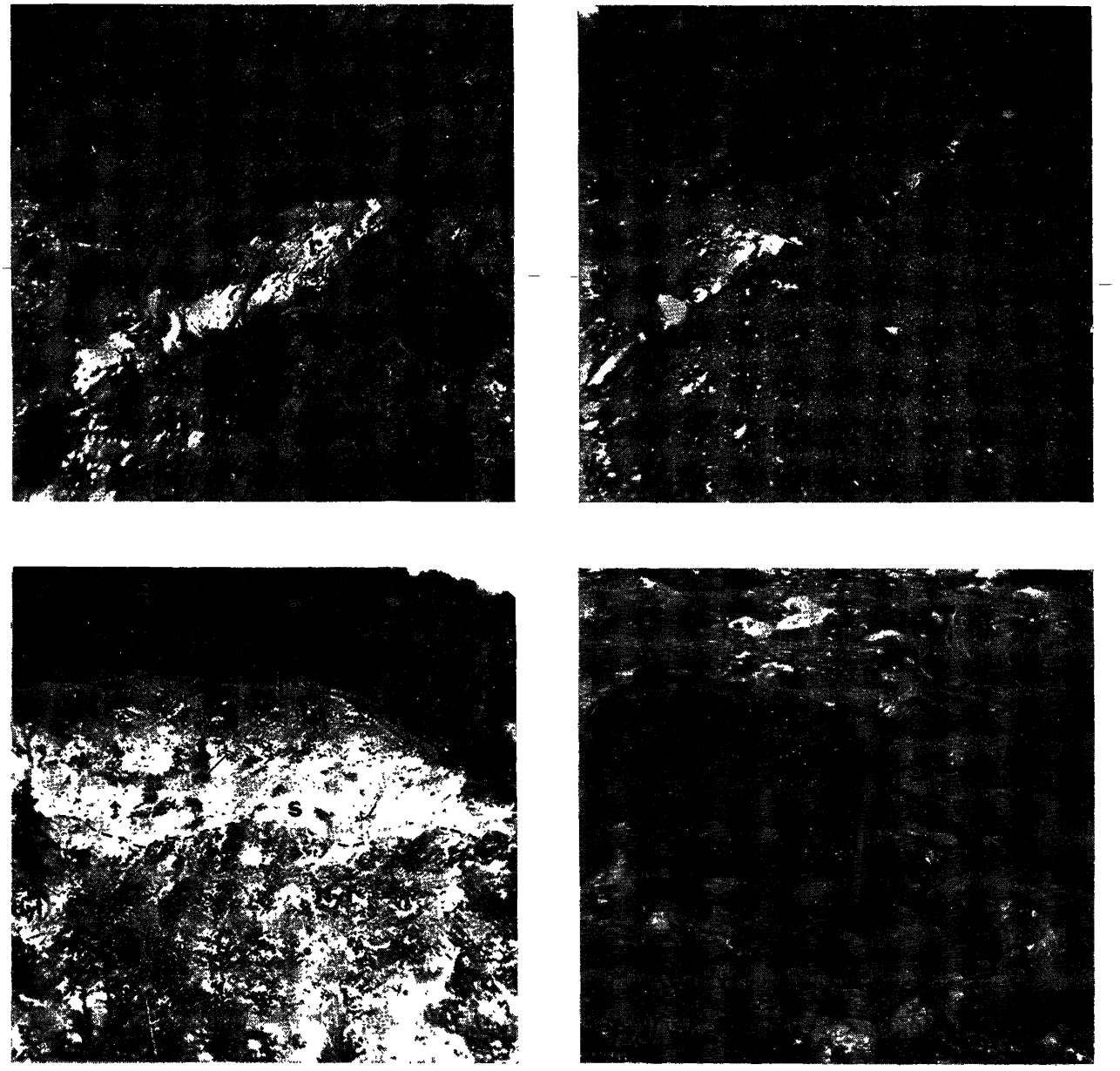

Fig. 4.

a) Rodingite amygdalaire (r) à écorce de serpentine (S) (Gökçesu Tepe).
b) Rodingite en filon (le sac tyrolien donne l'échelle).
c) Contact entre péridotites (H) et diabases mylonitisées (S, serpentinites).
d) Ophisphérites du secteur B (Damdir).

même que plus à l'Est, au-delà de Kizil Dag [2], notamment dans le contact péridotites - diabases de Baglali et dans le contact péridotites - calcaires au Sud de Yürek, situés tous deux au Nord de la rade de Fethiye (zone D, fig. 1).

En résumé, le gisement des inclusions rodingitiques paraît bien lié à des zones d'entraînement mécanique (DUCLOZ et VUAGNAT [1962]) dues à la seule tectonique.

b) *Ophisphérites.*

Nous avons pu mettre en évidence, toujours dans la zone de contact tectonique entre laves et péridotites, marquée par une intense serpentinisation (fig. 4 *c*), des faciès particuliers d'allure sphéroïdale qui peuvent être assimilés, d'après leurs caractères macroscopiques et leurs conditions de gisement, aux ophisphérites découvertes par VUAGNAT [1954] au Montgenèvre (Hautes-Alpes) et à celles du col des Gets (Haute-Savoie) décrites par JAFFÉ [1955].

Il s'agit d'amas sphéroïdaux de 20 à 30 cm de diamètre, constitués d'une partie corticale de quelques centimètres d'épaisseur, noire, peu différente de la formation encaissante, et d'un noyau d'aspect diabasique de teinte parfois très claire. Le passage entre l'enveloppe et le noyau est soit rapide mais progressif, soit au contraire très franc.

Ces ophisphérites sont surtout localisées aux environs de Damdir, à savoir au Nord de Madenoyügu Tepe et à la limite laves - ultramafites à l'Ouest de Damdir. Les conditions d'observation les plus nettes sont réalisées au N de Madenoyügu Tepe : là, sous les péridotites, des laves brunes et friables très altérées et des diabases encore reconnaissables reposent sur des calcaires à cherts ; leur partie sommitale est représentée par une croûte noire ou verte, rognoneuse en surface, de nature serpentineuse, qui peut être directement en contact avec le substratum calcaire ; épaisse de plusieurs dizaines de centimètres, c'est elle qui englobe des ophisphérites en nombre restreint (fig. 4 *d*).

Par ailleurs, ce faciès paraît bien être présent en association avec les rodingites blanches de Gökçesu, mais dans une position plus confuse qu'à Damdir.

Nous verrons d'abord que l'étude microscopique confirmera ces observations de terrain, ensuite quels sont les arguments, autres que le gisement, qui nous ont conduits à mettre en parallèle les ophisphérites et les rodingites.

V. — Description pétrographique.

A l'échelle macroscopique, ce sont la présence éventuelle d'une croûte serpentineuse sombre d'une part, une forme plus ou moins particulière d'autre part (sphéroïdale ou filonienne au contraire) qui pourront constituer des critères de classification ; encore ceux-ci sont-ils purement arbitraires.

Nous examinerons ci-dessous les différentes variétés pétrographiques, en partant d'exemples qui nous ont paru les plus représentatifs ; comme leur aspect extérieur le laisse parfois deviner, leur faciès microscopique montre des variations qui ressortent clairement dès que l'on étudie un nombre suffisant d'échantillons de provenances diverses, comme nous avons essayé de le faire.

a) *Rodingites typiques, sans écorce serpentineuse ni morphologie particulière.*

1. A l'Est de Gökburun Tepe (Innice) affleurent assez largement, vraisemblablement grâce à un accident tardif, des serpentinites jalonnant le contact des péridotites de Kizil Dag avec les diabases de Gökbögüren Dere (zone A, fig. 1).

L'échantillon FRMT 103 provient d'une inclusion plus ou moins arrondie d'un volume ne dépassant pas 1 m^3 ; c'est une roche lourde et compacte de couleur gris blanchâtre, constituant apparemment le seul élément de rodingite des environs immédiats. Son allure au microscope est parmi les plus caractéristiques que nous ayons pu observer (fig. 5 *a*).

Composition minéralogique :

augite
hydrogrossulaire
antigorite
leucoxène
apatite.

La roche présente une structure équante, où prédomine ($\pm$ 50 %) un fond isotrope dessinant localement de façon très nette le lattis caractéristique propre aux dolé-

[2] Ceci ressort de la lecture d'un rapport de stage E.N.S.G.A.P.M., Nancy, 1961, dont les auteurs ne reconnurent pas la nature de ces roches.

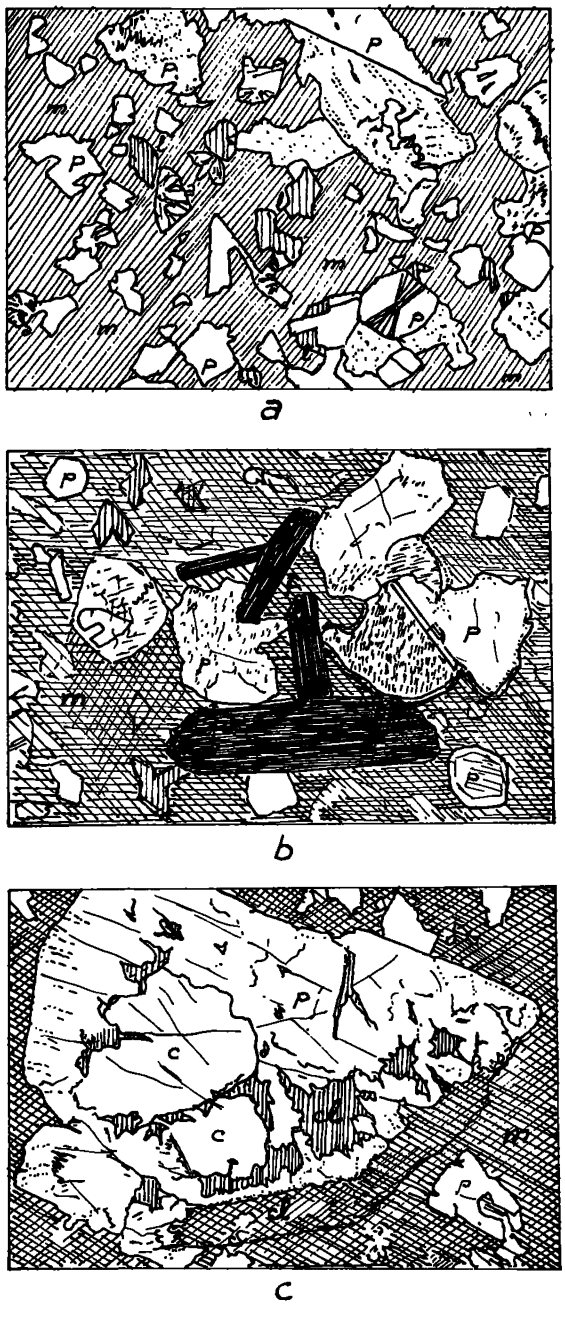

Fig. 5. — Micrographies de rodingites

a) FRMT 103 (× 10), aspect général ; p. pyroxènes (máclés) ; m, matrice à hydrogrossulaire ; l, leucoxène ; a, antigorite.
b) FRMT 66 (× 25) ; p, pyroxène (en voie de chloritisation) ; f, lattes feldspathiques pseudomorphosées par l'hydrogrossulaire ; m, matrice isotrope.
c) FRMT 66 (× 25) ; p, pyroxène en voie de chloritisation ; cl, chlorite ; c, inclusions de calcite ; m, matrice isotrope.

rites, et constitué à l'origine par les plagioclases automorphes. Ceux-ci ont été remplacés par une masse finement granuleuse de grossulaire, de couleur beige en couleur naturelle ; des phénocristaux plus ou moins équidimensionnels de pyroxène, de rares individus pouvant toutefois atteindre 1 mm ; il s'agit d'augite assez typique, maclée (100) ou en sablier, et souvent zonée. Les bordures des cristaux prennent alors une teinte beige en LN tout à fait analogue à celle du grossulaire. Ces pyroxènes montrent par ailleurs une altération à partir de fins clivages et surtout une décoloration générale qui semble être le fait d'une exsudation ferro-titanée. Le leucoxène est en effet présent avec de nombreux agrégats de cristaux de formes caractéristiques, englobant souvent du grossulaire. L'antigorite est commune, uniformément répartie en petits faisceaux ou en houppes entre le matériel isotrope ou ferromagnésien ; sa relation avec l'augite n'est pas évidente, mais elle pourrait résulter de la décomposition d'individus de taille plus petite. Localement, on note de petits cristaux automorphes d'apatite.

2. Au NE du hameau de Kavunçukuru, se trouve la rodingite FRMT 79 dont nous avons schématisé le gisement (fig. 3) ; c'est une roche très voisine de la précédente, mais à grain plus fin et d'une structure à tendance fluidale.

Les cristaux d'augite sont plus petits, plus ou moins désorganisés en apparence, et disposés en traînées dans la masse isotrope des grenats. Dans celle-ci, on peut trouver localement un nuage de très petits cristaux (taille inférieure à 50 μ) qui peuvent être inclus également dans le pyroxène et possèdent une réfringence extrême : la comparaison avec le sphène-leucoxène, grenat et apatite exceptionnellement présents simultanément dans ces faciès montre qu'il doit s'agir du zircon, même si des halos pléochroïques font défaut.

Par ailleurs, un examen détaillé des pyroxènes fait ressortir leur altération commune en ouralite (trémolite ou actinote), le long de veinules ou de traînées témoignant vraisemblablement d'actions mécaniques. On constate qu'en lumière naturelle la teinte beige du grossulaire est à peine plus foncée que celle de l'augite. Le leucoxène commun est assez régulièrement réparti en petites masses ; l'antigorite est moins évidente et l'apatite semble absente ici.

3. Une partie de la plaque mince précédente rappelle étroitement celle correspondant à l'échantillon FRMT 65, provenant d'un affleurement lenticulaire d'une roche de couleur vert grisâtre clair rappelant les diabases, prise entre une brèche de lave amygdalaire verte et des serpentinites très schistosées, à Gökçesu.

Composition minéralogique :

chlorite
antigorite
hydrogrossulaire
leucoxène
zircon.

La majeure partie de la roche, qui présente une structure porphyrique, est constituée d'un fond microlitique rappelant celui que présentent les laves dévitrifiées, et qui paraît être un mélange de paillettes d'antigorite et de chlorite (donnant sa couleur à la roche), ainsi que d'une partie isotrope qui correspond vraisemblablement aux microlites feldspathiques ayant subi la grossularisation.

Dans ce fond, on note des fantômes, rarement volumineux mais souvent automorphes, de ce qui devait correspondre aux pyroxènes, qui paraissent pseudomorphosés par une ouralite à individus orientés, provoquant des extinctions d'ensemble comme chez la bastite des péridotites voisines. Localement on note des groupements de zircon (généralement rare) en forme de gouttelettes ou à tendance automorphe et du leucoxène très également réparti et pouvant former jusqu'à près de 5 % de la roche.

En somme, les échantillons décrits apparaissent comme pouvant former une suite continue du point de vue de la structure, le dernier faciès représentant peut-être celui de « chilled-margin » observé par plusieurs auteurs et caractéristiques des dykes intrusifs.

Nous pouvons compléter cet aperçu par la description d'une variété mylonitique (FRMT 53') trouvée dans les serpentinites de Gökçesu.

Composition minéralogique :

augite
hydrogrossulaire
ouralite
albite
zircon
(hématite, magnétite).

Une grande partie de la lame mince évoque un tuf, mais l'augite, moins décolorée que dans les autres échantillons, se montre, localement, cristallisée en de larges plages et extrêmement cataclasée ; la structure fluidale prévalant par ailleurs, nous admettrons qu'il s'agit d'une mylonite. L'altération de l'augite, dont les bords sont décolorés, commence par l'apparition de clivages nets, plus ou moins tordus localement, à partir desquels se forme de l'ouralite qui donne parfois lieu à une épigénie monocristalline au sein de l'augite ; ailleurs, l'ouralite, plus diffuse, se forme à partir d'augite broyée sur les bords. L'ouralitisation est peu poussée dans l'ensemble. En particulier dans les parties moins broyées, on voit les plages d'augite assez généralement corrodées par de l'albite qui s'insinue partout et vient englober les grains de grossulaire ; localement maclée, elle se présente également en veinules de cristaux irrégulièrement engrenés, ayant subi un début de saussuritisation. Le fond de la roche est beaucoup moins homogène que chez les autres rodingites ; le grossulaire, subdivisé en nombreux îlots séparés par un chevelu formé de matériel albito-saussuritique, est associé çà et là à de l'ouralite en petite quantité. La présence de zircon est confirmée, tant au sein des pyroxènes que dans l'albite ; les cristaux sont toujours plus ou moins groupés, mais de taille plus grande que dans les cas précédents. C'est seulement dans les veinules albitiques que le grossulaire, généralement représenté par une infinité de grains minuscules, peut former des cristaux plus gros, subautomorphes.

Nous pouvons interpréter cette roche comme un dyke de matériel diabasique rodingitisé puis ayant subi une albitisation et une cataclase syncinématiques, contemporaines du tronçonnement du dyke.

b) *Rodingites typiques et variétés possédant une écorce serpentineuse et une morphologie caractéristique.*

A une exception près, tous les échantillons décrits ici proviennent des serpentinites associées à la klippe ultrabasique de Gökçesu ; bien que ses dimensions soient des plus modestes, c'est ici en effet que nous avons trouvé les faciès rodingitiques les plus divers.

Parmi les rodingites d'allure ovoïde ou sphéroïdale, nous avons étudié un petit échantillon (FRMT 64) d'un diamètre de 40 à 50 cm environ, puis un autre plus grand (FRMT 62) enchâssé dans les serpentinites et paraissant plus aplati (fig. 4 *a*) dont la plus grande dimension était voisine de 1,50 m. Tous les deux sont recouverts, au moins en partie, d'une écorce vert noirâtre de nature serpentineuse ; la partie interne est toujours d'un blanc sale.

La première de ces rodingites a pour composition minéralogique :

pyroxène (augite)
hydrogrossulaire
pennine
leucoxène
trémolite
antigorite ?
zircon.

La plaque mince montre une structure équante dans l'ensemble, composée essentiellement (en lumière naturelle) de plages incolores à gris jaunâtre (pyroxène), beige à marron clair (grossulaire) et brunes (leucoxène). Entre

nicols croisés, la lame devient très sombre : 50 à 60 % de la surface, correspondant au grossulaire, est éteint ; les interstices sont remplis de chlorite (pennine) et de cristaux de pyroxène plus ou moins altérés, de taille relativement petite : quelques individus plus grands montrent des bords décolorés et souvent, en inclusions, de très petits cristaux de zircon. Quelques traînées d'allure fluidale diversement orientées sont marquées par la présence de grossulaire, une matière grise correspondant vraisemblablement à de l'antigorite et quelques petits cristaux de trémolite. En outre, le leucoxène, subautomorphe et également réparti, se distingue par sa quantité remarquable, qui atteint 10 % environ.

Dans le second cas (cf. analyses n°s 2 et 3), il s'agit d'une roche presque identique à la précédente dont les principaux minéraux sont augite, grossulaire, leucoxène (toujours en quantité importante), trémolite et grunerite.

La proximité du gisement permet de poser la question de savoir s'il ne s'agirait pas ici de deux éléments d'un même corps pétrologique initial, successivement boudiné et tronçonné.

Les rodingites d'allure filonienne, toujours en provenance des serpentinites de Gökçesu, sont assez analogues à celles que nous venons de décrire. Celle représentée par la figure 4 *b* (FRMT 66) est une rodingite typique dont la composition est la suivante :

pyroxène
hydrogrossulaire
antigorite.
trémolite
pennine
leucoxène
calcite
apatite ?

La roche montre un faciès porphyrique typique caractérisant le refroidissement rapide d'un filon ou d'un « chilled margin ». Dans un fond très sombre entre nicols croisés, sont disséminés des pyroxènes (augite) automorphes zonés et maclés selon (100) fréquemment, ainsi que des individus d'augite de petite taille. Ne formant guère que 10 % de la roche, ces augites montrent des traces d'une légère cataclase se traduisant par des encoches en dents de scie ou de légers rejets, sans que la matière du fond environnant ne traverse les cristaux.

Localement, il peut exister des phénocristaux d'augite contenant une plage irrégulière de calcite en inclusion (fig. 5 *c*) ; celle-ci paraît primaire, bien qu'il en existe également dans des veinules, associée à de l'antigorite en bouquets et des cristaux fibreux de trémolite. Par ailleurs, des fantômes de phénocristaux feldspathiques vont localement jusqu'à former le lattis caractéristique des laves intersertales (fig. 5 *b*) ; presque incolores en lumière naturelle, ils sont souvent envahis à partir des bords par une substance de couleur marron clair qui les corrode plus ou moins et arrive à les pseudomorphoser complètement : c'est le grossulaire, rendant isotrope jusqu'à plus de 50 % de la surface observée. Les feldspaths du fond, formant également un début de lattis localement discernable malgré le fait que la pâte présente des zones à tendance fluidale, et qui sont incolores, paraissent être chloritisés en pennine gris bleuâtre très sombre, en fines fibres, que l'on trouve aussi en filonnets. Avec elle, dans la pâte voisinent du grossulaire et du leucoxène surtout, très également réparti en petites concentrations formant presque une trame continue, qui fait que l'extinction du fond reste incomplète entre nicols croisés.

Un échantillon d'allure voisine (Gökçesu, FRMT 56, analyse n° 1), de gisement moins caractéristique, est assez remarquable par sa fraîcheur apparente.

augite
hydrogrossulaire
leucoxène
antigorite
damourite-trémolite
minéraux opaques
pennine.

Dans un fond isotrope à 50 %, les phénocristaux d'augite automorphes sont assez nombreux et rappellent ceux de la plaque précédente ; une partie appréciable de la matrice était constituée par des individus de taille plus modeste, pseudomorphosés par de l'amphibole (damourite-trémolite) qui remplit en outre des veinules ; les phénocristaux d'augite constituent environ 10 % de la roche. Une grande partie de la matrice, qui renferme également des houppes d'antigorite, est constituée de silhouettes rectangulaires dont l'extinction n'est pas encore uniforme : la pseudomorphose des plagioclases par le grossulaire n'est donc pas totale, et ceci se traduit, en lumière naturelle, par des grains très sombres, s'alignant sur l'un des cristaux encore approximativement le long des lignes de macle, ainsi que par des plages brun grisâtre correspondant au grossulaire auquel s'associe apparemment le leucoxène en quantité moins importante que dans le cas précédent.

Pour souligner la variabilité des rodingites, nous pouvons citer un exemple constituant un faciès de transition aux ophisphérites, du moins si l'on tient compte de la seule observation au microscope qui, avec les analyses aux Rayons X, nous a fourni la majeure partie des renseignements présentés ici.

Il s'agit d'une rodingite [3] provenant des environs de Karayer au N de Cokmesat Mezarlik.

[3] Nous remercions D. Maitre qui a bien voulu mettre cet échantillon (DM 23) à notre disposition.

L'échantillon présente un faciès classique, de couleur blanc sale, avec une écorce verte épaisse de 0,5 cm seulement.

Composition minéralogique :

(pyroxène)
pennine, clinochlore
hydrogrossulaire.

La structure, à tendance fluidale, ne montre pas la moindre trace de l'agencement intersertal souvent habituel. Entre nicols croisés n'apparaissent pratiquement que la pennine et le clinochlore, lequel paraît pseudomorphoser directement le pyroxène originel, dont seule la silhouette subsiste ; dans les craquelures de celle-ci semble s'introduire en minces filets l'hydrogrossulaire, qui constitue jusqu'à 60-70 % de l'ensemble. La pennine est omniprésente en petites touffes, associée parfois au clinochlore.

Dans la partie marginale, la structure est franchement fluidale et comprend des silhouettes nodulaires de pyroxène, toujours pseudomorphosées par le clinochlore dont l'importance décroît en faveur de la pennine. L'hydrogrossulaire y constitue 10 % de l'ensemble seulement ; son faible volume est compensé par l'abondance de pennine ; déjà très peu transparent en lumière naturelle, il devient en outre franchement opaque vers le bord, et il semble que des grains de minerai de petite taille se substituent à lui.

c) *Ophisphérites.*

Nous décrirons les caractères d'une lame mince taillée dans un sphéroïde caractéristique de ces faciès (86 B), provenant de la région de Damdir (voir analyses chimiques n°s 8 et 9). Elle montre à la fois l'écorce noire externe et la partie plus claire qui constitue le cœur.

Composition minéralogique :

(pyroxène)
hornblende verte
chlorites (pennine, ripidolite, chlorite isotrope)
antigorite
damourite
ilménite
leucoxène
apatite
talc
matrice peu identifiable.

Partie interne :

Les amphiboles abondantes ont un pléochroïsme dans les tons verts. Leurs caractéristiques optiques à la platine de Fedorov sont celles de la hornblende verte : $-2V = 75°$ $\alpha = 15°$. Elles se présentent en plages isométriques fibreuses où les clivages apparaissent nettement. Souvent elles sont chloritisées en touffes de pennine ou de ripidolite enchevêtrées, tandis que de l'ilménite de forme anguleuse se développe aux dépens de l'amphibole. Notons la présence d'un pyroxène automorphe complètement bastitisé et bordé d'une auréole chloriteuse mouchetée de granules opaques. Le reste de la roche est formé tantôt d'antigorite mélangée à un mica blanc (damourite ou talc), tantôt d'un fond granuleux cryptocristallin où les minéraux de taille très petite ont une teinte gris clair à gris foncé entre nicols croisés. En lumière naturelle, ils ont un relief élevé et sont incolores.

Ce fond n'a pas été déterminé, on y observe des fantômes quadrangulaires représentant sans doute d'anciens feldspaths soulignés par un liséré de damourite ou bordés par des amphiboles. Des plages de pennine très fraîche semblent sans rapport avec l'altération de l'amphibole verte. Des baguettes d'apatite traversent tous les minéraux sans distinction. Enfin des filonnets d'antigorite et de talc sont à signaler.

La structure intersertale des diabases de type commun apparaît encore malgré la disparition complète des feldspaths dont seule la forme subsiste. Le passage à l'écorce est net.

Ecorce :

Elle est principalement constituée de touffes enchevêtrées de chlorite, qui est soit de la pennine bleu foncé presque isotrope, soit du ripidolite de teinte violette ou cuivrée (chlorite ferrifère). Des fantômes de minéraux rappellent vaguement une structure intersertale, ce sont :

1) des écailles fibreuses de chlorite gris blanc à blanches entre nicols croisés (antigorite ?) piquetées de granules ferrugineux. Elles sont accompagnées de minéraux opaques cristallisés suivant la structure d'une amphibole. Elles résultent probablement de la pseudomorphose complète de la hornblende verte ;

2) des surfaces polygonales de chlorite isotrope rappelant la forme des feldspaths.

Le fond, granuleux, isotrope ou presque, est également chloriteux. Accessoirement, quelques granules d'épidote sont épars dans la croûte ; l'apatite est toujours présente, confirmant la nature diabasique originelle de la croûte ophisphéritique.

Cette description se rapproche de celles données pour certaines ophisphérites du Montgenèvre par VUAGNAT [1954], et des Gets par JAFFÉ [1955].

Un autre faciès caractéristique des ophisphérites, provenant de Gökçesu (FRMT 54), rappelle le précédent, mais sa composition n'est pas identique ; sa coexistence avec les rodingites typiques dans une même masse serpentineuse est ici significative. C'est une roche lourde, de couleur gris verdâtre à veinules blanches, à écorce noirâtre.

Composition minéralogique :

pyroxène indéterminable
chlorites (pennine, clinochlore, prochlorite)
antigorite
trémolite
hydrogrossulaire
ouralite
leucoxène, ilménite.

Il existe une gradation nette entre la partie périphérique de la roche (constituée par une croûte compacte très sombre, épaisse de 1 à 2 cm), et la partie intérieure qui, à son tour, montre deux variétés en allant de l'extérieur vers l'intérieur ; celles-ci se différencient essentiellement par la teneur en hydrogrossulaire qui est plus élevée au centre et correspond à la teinte plus claire.

Nous détaillerons donc ces diverses parties.

L'écorce chloriteuse :

La chlorite y est très largement prédominante (pennine) et confère la couleur sombre en masse à cette partie. Elle englobe une fine trame fibreuse d'ouralite résiduelle ; par ailleurs, elle paraît pseudomorphoser en de fins agrégats du pyroxène. Au sein des enchevêtrements de chlorite, l'ilménite est très répandue, en particulier au voisinage des résidus amphiboliques. Localement on note des plages ou des traînées allongées de bouquets de pennine d'un bleu sombre intense avec des reflets rouge-violacé, moins apparent par ailleurs, ainsi qu'une variété beaucoup plus claire d'un gris bleu acier, à tendance aciculaire ; il pourrait s'agir ici d'une pseudomorphose d'une amphibole telle que la trémolite. Apparemment, elle présente un passage continu vers la pennine typique.

Le passage entre écorce et noyau :

Sur l'échantillon, ce passage n'intéresse qu'une zone de 2 mm d'épaisseur, et l'on peut le qualifier de franc. Il ne se présente pas partout de la même façon : ainsi, dans une partie de la plaque mince, le passage est marqué nettement par la présence de nids de chlorites en paillettes palmées, parfois volumineuses (clinochlore ou prochlorite), dont certaines peuvent avoir des liserés de pennine ; ce fond à tendance sphérolitique, qui contient en outre des traînées de paillettes beaucoup plus petites, renferme généralement des baguettes de trémolite plus ou moins nombreuses, sans orientation précise et parfois très enchevêtrées. Celles-ci sont souvent pseudomorphosées par de la pennine typique, assez claire parfois mais devenant plus sombre lorsque l'évolution est plus complète. Tous les intermédiaires de ce passage sont nettement visibles en lumière naturelle où l'on voit les cristaux de trémolite gris beige se dissoudre progressivement dans le fond presque incolore.

Les abords de ces nids, qui peuvent se rencontrer aussi dans la partie centrale (plus riches alors en trémolite qu'en chlorite), sont souvent marqués par des structures orientées où les chlorites dominent, associées sur le côté interne à l'hydrogrossulaire qui fait son apparition.

Dans l'autre partie de la plaque, au contraire, le passage entre la partie externe à dominante chloriteuse et la partie interne, toujours assez contourné, est légèrement plus progressif ; après être apparu brusquement mais en agrégats de très petits cristaux, l'hydrogrossulaire prend très rapidement de l'importance, tandis que celle de la pennine décroît.

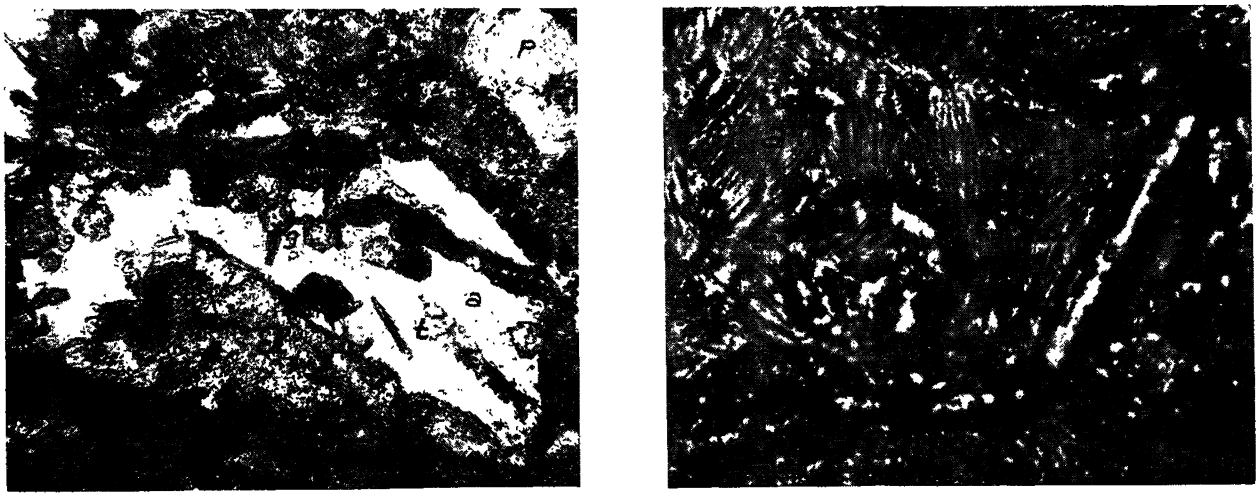

Fig. 6. — Micrographies d'ophisphérites (FRMT 54, Gökçesu).

a) Hydrogrossulaire automorphe dans une veinule d'antigorite (a) ; t, trémolite ; cl, chlorite ; p, prochlorite (× 30).
b) *Idem* (× 135) ; g, hydrogrossulaire ; t, trémolite ; a, antigorite.

Le noyau :

L'aspect général rappelle d'assez près les rodingites examinées précédemment, par l'abondance du matériel isotrope (30 35 %) en particulier, ainsi que par la nature équante rappelant celle de certaines diabases altérées, où les produits secondaires sont également nombreux. Cependant, la roche montre des zones où la structure fluidale, parfois accusée, prévaut. Par ailleurs, l'abondance en chlorite et antigorite constitue un trait distinctif par rapport aux rodingites citées. Avec ces minéraux, c'est l'hydrogrossulaire qui forme le fond de la roche, remplaçant apparemment le feldspath dont nulle trace n'existe ; il se présente en petits agrégats de cristaux plus ou moins équidimensionnels souvent automorphes, ce qui est particulièrement bien visible lorsque l'hydrogrossulaire se présente au sein ou en bordure de filonnets, où des houppes de chlorite ou antigorite ont pu cristalliser largement (fig. 6). Dans cette matrice, de rares cristaux de pyroxène automorphes sont encore reconnaissables comme tels, tandis que les autres, de taille plus petite généralement, sont tous altérés en ouralite qui s'imbrique étroitement avec le grenat. L'apparition de fins clivages dans les pyroxènes qui apparaissent comme autoclasés annonce cette altération ; localement, il semble que le stade ouralite soit très passager, puisqu'on voit de l'antigorite se former entre les fragments de l'ancien pyroxène. Ce dernier paraît même pouvoir être pseudomorphosé par de la chlorite (pennine), très abondante, peut-être après ouralitisation transitoire. La pennine va jusqu'à former 30 % de la roche. Les paillettes ou fibres de chlorite et d'antigorite (dérivant manifestement de l'ouralite) s'infiltrent partout en rendant la structure confuse. En même temps que se forme l'antigorite en houppes auxquelles s'associe un matériel résiduel sombre non déterminable avec exactitude, prend naissance de la trémolite en aiguilles, localisée surtout dans des plages ou des veinules.

L'ilménite, initialement assez abondante en cristaux automorphes de taille supérieure à la moyenne, est généralement pseudomorphosée par du leucoxène.

Dans une zone encore plus interne, située à plus ou moins 3 cm de la limite précédente mais après un passage beaucoup moins tranché avec la zone que nous venons de décrire, la roche devient encore plus claire. On constate que l'hydrogrossulaire envahit tout, jusqu'à constituer 80 % de surface éteinte en nicols croisés. Des nids ou veinules à chlorite/antigorite/trémolite existent comme avant, mais le grossulaire automorphe s'y associe systématiquement ; il est souvent concentré par ailleurs en traînées multidirectionnelles. La structure d'ensemble est plus ou moins nébulitique.

En conclusion, l'étude pétrographique fait apparaître quelques nouveautés, comme la présence de zircon et d'albite secondaire ; par contre, nous n'avons pas observé des minéraux tels que la vésuvianite, le stilpnomélane, la prehnite ou les zéolites, signalés dans certaines descriptions ; il est bien évident que de telles différences sont essentiellement fonction de la composition du magma initial, ou encore dues à la présence éventuelle d'un métamorphisme général, dont nous n'avons relevé aucune trace dans le secteur qui nous intéresse.

Par ailleurs, l'étude au microscope n'a pu suffire pour mettre en évidence l'hydrogrossulaire que seuls des moyens d'investigation physiques nous ont permis, après concentration du minéral, de distinguer du grossulaire : la diffractographie aux Rayons X ainsi que la réfractométrie par liqueurs de référence [4] montrent qu'il s'agit bien d'un hydrogrossulaire (groupe de la hibschite) ; ainsi se trouve vérifiée la constatation de YODER (DEER, HOWIE et ZUSSMAN [1962], I, p. 106) selon laquelle beaucoup de grossulaires observés seraient en fait des hydrogrossulaires.

Pour ce qui concerne nos rodingites, l'étude au microscope tend à établir un lien certain entre rodingites et ophisphérites ; on constate par ailleurs que les traits caractéristiques sont répartis sur plusieurs roches, de constitution variable. Apparemment, une gradation existe à des échelles diverses, si bien qu'il paraît prématuré de vouloir donner une description synthétique de ces roches tant que les détails et les limites de cette gradation ou de la variabilité minéralogique ne sont pas encore exactement connues.

VI. Composition chimique des Rodingites.

L'analyse chimique effectuée sur deux échantillons (FRMT 56 et FRMT 62, cf. tableau, n°s 1 et 2) provenant de Gökçesu montre l'étroite parenté existant entre ces roches, dont l'aspect macroscopique n'est cependant pas identique. Dans le premier cas, nous avons affaire à une roche blanchâtre à cristaux indiscernables à l'œil nu et à écorce serpentineuse vert foncé (le passage étant graduel entre les deux), tandis que dans le second cas c'est une roche gris clair dans l'ensemble, où des cristaux de teinte variable sont nettement visibles.

---

[4] La première méthode fait apparaître les raies 2,989 et 2,67 du grossulaire, mais les autres (2,55 — 2,44 — 2,34 — 1,94 — 1,65 — 1,60 — 1,33) indiquent une certaine distorsion du réseau ; de la seconde méthode il résulte que $1{,}674 < N < 1{,}700$, ce qui exclut le grossulaire.

Analyses chimiques

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	35,05	32,90	39,30	37,74	37,48	37,80	36,50	38,90	30,95	38,25	36,66	39,13
Al_2O_3	13,50	12,65	1,70	1,89	15,47	11,85	12,40	13,40	11,75	19,60	10,85	2,21
Fe_2O_3	6,55	9,65	5,60	6,91	5,60	9,65	15,84	4,00	3,85	3,79	1,87	5,44
FeO	4,80	0,85	1,00	0,60	2,62	0,81	5,83	6,10	7,35	3,11	5,81	3,28
MnO	0,20	0,15	0,15	0,11	0,12	0,17	0,37	0,65	0,85	0,18	0,17	0,14
MgO	6,75	9,15	37,00	36,73	7,86	5,26	3,17	5,95	31,10	12,78	26,46	34,72
CaO	27,50	27,45	1,10	1,84	25,87	30,80	20,43	12,60	0,40	14,76	4,55	0,56
Na_2O	0,30	0,20	0,30	0,06	0,05	0,14	1,08	0,40	0,35	1,51	1,09	0,54
K_2O	0	0	0,05	0,10	tr.	0,04	0,08	0,05	0,05	0,09	0,04	0,10
TiO_2	1,45	1,15	0,05	0,10	0,84	0,83	1,86	1,30	1,25	2,05	2,45	0,13
P_2O_5	0,25	0,20	0,05	0,01	0,05	0,06	1,07	0,20	0,20	0,31	0,28	0,01
CO_2	—	—	—	1,39	—	—	0,26	—	—	—	—	—
H_2O+	4,15	6,10	13,05	12,27	3,47	2,11	1,00	6,20	11,60	3,26	9,18	12,19
H_2O-	0,20	0,30	1,05	0,53	0,05	—	—	0,40	0,55	0,26	0,84	1,34
	100,70	100,75	100.40	100,28	99,48	99,52	99,89	100,15	100,25	99,95	100,21	100,24

I. — *Rodingites.*

1. — FRMT 56 : Gökçesu. Analyse nouvelle : B. USELLE, Grenoble, 1966.
2. — FRMT 62 : Gökçesu (partie centrale). Analyse nouvelle : F. KELLER, Grenoble, 1966.
3. — FRMT 62 : Gökçesu (bord). Analyse nouvelle : F. KELLER, Grenoble, 1966.
4. — Alp Champatsch (serpentinite), in VUAGNAT [1965].
5. — Alp Champatsch (centre), *ibid.*
6. — Mihaliççik (bord), in COGULU et VUAGNAT [1965].
7. — Alpes piémontaises, 27 A, in NICOLAS [1966].

II. — *Ophisphérites.*

8. — 86 B : Damdir (noyau). Analyse nouvelle : B. USELLE, Grenoble, 1966.
9. — 86 B : Damdir (écorce). Analyse nouvelle : F. KELLER, Grenoble, 1966.
10. — C 27 : Col des Gets (noyau), in JAFFÉ [1955].
11. — C 27 : Col des Gets (écorce), *ibid.*
12. — Ba 2 : Col des Gets, *ibid.*

En faisant la comparaison de ces roches avec d'autres rodingites récemment décrites tant en Turquie, mais en pays métamorphique, que dans les Alpes [5], l'analogie de composition chimique est frappante (voir tableau des analyses).

Cependant, le fait qu'à Mihaliççik seule la partie périphérique de l'échantillon (analyse n° 6) correspond à la composition de la partie centrale des échantillons de Gökçesu et de Champatsch (analyses n°s 2 et 5) montre que parfois la transformation n'est pas complète ; ce fait pourrait être plus ou moins directement lié à la formation d'un « chilled margin » dû à un refroidissement plus rapide, qui paraît ne pas exister partout.

Par contre, tout ce qui s'individualise comme partie bordière dans les deux cas précédents est de la serpentine de composition quasi identique pour l'échantillon FRMT 62 (analyse n° 3) et celui de Champatsch (analyse n° 4), et se distingue par la forte proportion en MgO et H_2O, tandis que celles de Al_2O_3 et de CaO varient en sens contraire.

Composition chimique des ophisphérites.

La comparaison des valeurs d'analyse des ophisphérites trouvées par l'un de nous (J.-P. B.) aux environs de Damdir et celles provenant du col des Gets (en particulier l'échantillon C 27 de F.-C. JAFFÉ [1955]) met en évidence, comme pour les

[5] Voir : VUAGNAT [1965], pour la région d'Alp Champatsch (Engadine), COGULU et VUAGNAT [1965], pour la région de Mihaliççik (Eskisehir, Turquie), NICOLAS [1966], pour les Alpes piémontaises.

rodingites *sensu stricto,* l'analogie de composition entre ces différentes roches. Lorsqu'on va du centre au bord de l'échantillon, les valeurs des constituants principaux varient dans le même sens : elles diminuent pour Al_2O_3, SiO_2 et CaO, tandis qu'elles augmentent pour MgO et H_2O ; seules les variations de MnO et de TiO_2 constituent une anomalie difficile à expliquer, mais celle-ci ne paraît pas altérer la similitude d'ensemble.

Sur l'affinité entre rodingites et ophisphérites.

VUAGNAT et PUSZTASZERI [1964] ont déjà mis en parallèle ces roches en avançant des hypothèses préalables quant à l'explication de leur origine, sans toutefois fournir de données numériques.

Nous voyons que les ophisphérites sont notablement plus pauvres en CaO et plus riches en MgO que les rodingites ordinaires ; les rapports Fe_2O_3 varient également de manière inverse. Par contre, on constate immédiatement que la gangue serpentineuse des ophisphérites des Gets et celle formant l'enveloppe des rodingites ont des compositions chimiques très voisines. Ainsi, du point de vue purement chimique, les ophisphérites constitueraient en quelque sorte une étape intermédiaire entre les rodingites et les serpentinites, sous forme d'un faciès particulier dont le noyau et l'écorce représenteraient des termes plus apparentés respectivement aux unes et aux autres.

Compte tenu de l'hypothèse, fondée avant tout sur des données pétrographiques, selon laquelle les rodingites dériveraient par métasomatose [6] de gabbros ou de diabases, nous devons examiner si cette origine peut ou non s'étendre aux ophisphérites. Ici encore, en observant les variations des constituants principaux en passant d'une diabase moyenne à une ophisphérite ou rodingite, le parallélisme assez frappant constitue la présomption d'une origine commune.

Le tableau suivant résume l'augmentation ou la diminution des constituants dans le cas de la transformation de diabase en ophisphérite (colonne D → O) et celle de diabase en rodingite classique (colonne D → R).

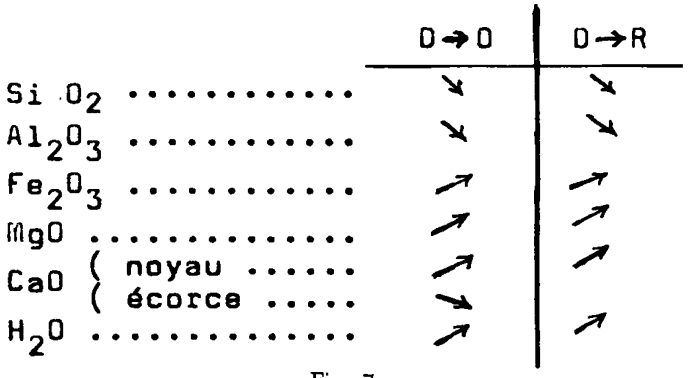

Fig. 7.

Les différences essentielles entre ces transformations sont les suivantes :

1° La transformation en ophisphérite n'est pas uniforme pour le CaO : il y a « rodingitisation » du centre seulement, tandis que la périphérie ne laisse cristalliser pratiquement que la chlorite, minéral de basse température ; il apparaît ici une analogie avec les pillow-lavas spilitiques, qui s'ajoute à ce que l'on pourrait qualifier de convergence morphologique ;

2° Surtout, le fait que la teneur en MgO augmente peu dans le cas des rodingites, alors qu'elle devient très forte chez les ophisphérites. Nous verrons par la suite que cela peut s'expliquer grâce à de nouvelles données touchant à la genèse des rodingites et qu'il paraît donc justifié de faire des ophisphérites un faciès particulier des rodingites *sensu lato,* ainsi que le suggéra VUAGNAT [1965], dans la mesure où ces roches dérivent effectivement de gabbros ou de diabases.

[6] VUAGNAT [1965] montra que c'est bien ce phénomène qui doit être invoqué.

VII. — Genèse des Rodingites.

a) *Matériel originel.*

L'étude pétrographique montre que la structure intersertale des gabbros et diabases associées aux ultrabasites se retrouve de façon souvent assez nette dans les rodingites.

C'est l'origine de l'hypothèse avancée par la plupart des auteurs [7] pour chercher dans ces mêmes roches plus ou moins leucocrates l'origine des rodingites, par métasomatose calcique.

Dans notre région, les roches basiques (diabases) se trouvent d'une part sous forme de dykes plus ou moins tronçonnés au sein des péridotites, d'autre part sous forme de massifs correspondant vraisemblablement à des coulées. Nous avons pu montrer par ailleurs qu'il s'agissait là d'un même matériel.

Les autres arguments tendant à faire dériver les rodingites de ces diabases sont :

1° leur gisement en dykes ou filons au sein des ultrabasites, évident dans certains cas ;

2° le fait qu'il paraît possible d'interpréter les ophisphérites de leur côté comme le résultat d'une différenciation contemporaine de la mise en place de ces dykes, homologue de celle qu'on observe entre les paragenèses des microgabbros doléritiques et des pillow-lavas de nos diabases courantes.

b) *Mécanisme.*

Tout récemment, des calculs pétrochimiques dus à Nicolas [1966] ont montré que le phénomène de « rodingitisation » est directement lié à une serpentinisation [8] des roches ultrabasiques se déroulant selon le schéma ci-dessous et s'accompagnant d'une augmentation de volume de 30 %.

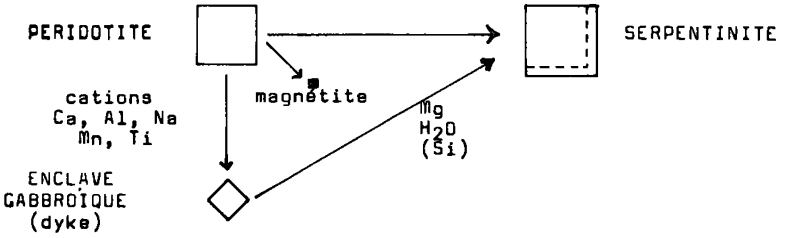

Fig. 8.

Quant aux variations de la teneur en MgO, elles peuvent être interprétées ainsi : dans le cas des rodingites, la teneur augmente peu car les ions Mg sont drainés (d'après Nicolas) par la serpentine en voie de formation ; dans le cas des ophisphérites, on peut penser que le drainage ait été freiné par le fait que la serpentinisation n'a pu intervenir dans les échanges, soit que le milieu extérieur des diabases ait changé (absence de péridotites ?), soit que leurs conditions intérieures aient subi une transformation, par exemple à la suite d'un drainage de H_2O provenant du milieu extérieur.

Cette métasomatose calcique est liée au gisement en dykes ou en filons du matériel originel, donc aux ultrabasites encaissantes ; en effet, on ne voit jamais de rodingites dans les diabases massives (coulées).

La genèse du grossulaire répondant à des conditions de température ou de pression assez sévères, la métasomatose a dû s'effectuer dès le stade fluide de l'intrusion en dyke, en « milieu serpentineux », c'est-à-dire probablement le long d'une zone broyée par des actions tectoniques contemporaines ou déjà antérieures à cette intrusion.

---

[7] Par exemple : Franchi [1895], Lauder [1963], Vuagnat et Pusztaszeri [1964] ; l'origine magmatique ou hydrothermale est parfois invoquée par d'autres (Turner et Ver Hoogen [1960] ; Bloxam [1954]).

Signalons au passage qu'Avias [1955] mentionne parmi les enclaves diverses des serpentinites situées entre ultrabasites et roches volcano sédimentaires (à dolérites et radiolarites) de Nouvelle Calédonie, des faciès à grossulaire et zoïsite se caractérisant par une forte teneur en Ca et en Al. Il est vraisemblable qu'il doive s'agir ici de rodingites.

[8] Il s'agit d'une transformation à tétraèdres constants, s'opposant à celles se faisant à volume constant invoquées par de nombreux auteurs pour la serpentinisation en général ; il semble toutefois que dans les massifs ultrabasiques l'on doive superposer les diverses possibilités de transformation (Nebert [1959]), celles-ci étant plus ou moins directement fonction des aléas de la tectonique locale.

Cependant, tout n'est pas résolu, car l'on constate en fait une brutale disparition du Na, existant en proportion notable dans les laves non altérées, ce qui doit correspondre à la pseudomorphose des plagioclases. Celle-ci est attestée, pour VUAGNAT, par la kaolinite résiduelle et par le grossulaire lui-même qui pourrait donc avoir une origine autométasomatique.

Enfin, s'il est permis d'émettre une hypothèse au sujet de la variabilité à grande échelle du chimisme et de la texture des rodingites, ou encore du polygénisme marqué, à échelle plus réduite, des ophisphérites, nous pensons qu'elle serait explicable si l'on tient compte non pas tant des variations physico-chimiques intrinsèques au système gabbro-serpentine, que des variations intrinsèques affectant le magma basique dans sa montée. Plutôt que d'imaginer des brèches polygéniques de gabbros-diabases ou bien l'intervention de morceaux arrachés à la roche encaissante par « l'intrusion froide » de serpentinite (VUAGNAT et PUSZTASZERI [1964]), nous serions enclins à faire intervenir le phénomène de spilitisation (TANE [1963]) du magma basique pendant son cheminement, à travers les ultrabasites en l'occurrence, vers la surface où il va s'épancher. En particulier dans le cas des ophisphérites, cette différenciation pourrait s'accompagner de la formation d'une paragenèse froide (chlorite), de boudinage et / ou de tronçonnement, ou même représenter une évolution en pillow-lavas (tout comme pour les diabases ordinaires) dans une zone très superficielle de serpentinites (d'origine autométamorphique ?) dont on pourra supposer l'existence au contact de l'hydrosphère, dans l'hypothèse d'ultrabasites épanchées par exemple.

VIII. — Datation des Rodingites.

Ce qui précède nous conduit à voir quelles sont les relations les plus probables dans le temps de nos rodingites avec les roches encaissantes ou associées.

a) *Datation relative.*

La métallogénie des diabases nous apprend que la rodingitisation est pénécontemporaine de la mise en place des diabases. On a signalé que celles-ci peuvent recouper des amas de chromitite formés plus ou moins tardivement au cours de la cristallisation des ultrabasites. Si celle-ci a pu s'accompagner d'une serpentinisation précoce (vers la fin de la mise en place ou même pendant la montée) dans les zones vraisemblablement périphériques, rien n'indique que la métasomatose soit l'effet de cette serpentinisation précoce.

Compte tenu de la différenciation des diabases, qui a nécessité obligatoirement un certain temps au sein du réservoir magmatique hypothétique initial, il paraît plus vraisemblable d'admettre pour ces dernières une mise en place différée, liée à une deuxième période d'activité tectonique ayant pour effet de morceler la masse ultrabasique et d'amorcer une nouvelle serpentinisation aux abords des dislocations, que vont emprunter les filons diabasiques dans leur montée, accompagnés de gaz carbonique actif dans la serpentinisation. Le boudinage pourrait être, lui, encore postérieur (NICOLAS [1966]).

Ce que nous ignorons précisément est le temps écoulé entre ces deux étapes géotectoniques, ou encore l'amplitude du télescopage des paragenèses ultrabasiques et basiques successives.

b) *Datation absolue.*

La présence de zircon dans plusieurs de nos échantillons (FRMT 79, 65, 53′, 64, 10) constitue un trait nouveau ; rappelons qu'elle ne paraît pas basée sur une erreur de détermination (d'autant plus que sphène, grenat et apatite, tous minéraux à réfringence élevée, sont exceptionnellement présents ensemble de surcroît). Même si elle n'est pas signalée dans les rodingites jusqu'ici à notre connaissance, la présence de zircon n'est pas pour nous surprendre dans ces roches éruptives.

Nous pourrions envisager dès lors d'exploiter ce fait pour des mesures d'âge absolu, à condition notamment de pouvoir récolter des quantités suffisantes de matériel en vue de l'extraction du zircon.

IX. — Conclusions.

Jusqu'à présent, les études concernant les rodingites sont restées peu nombreuses, peut-être parce que ces roches ne forment qu'une partie infime du volume de la plupart des complexes ophiolitiques et sont considérées par conséquent comme d'intérêt secondaire.

Ce fait est néanmoins paradoxal, si l'on pense que les rodingites font partie intégrante du cortège ophiolitique et que leur étude systématique pourrait peut-être contribuer à résoudre une partie des problèmes concernant les relations entre les différents termes de ce cortège, tels que les péridotites et les dykes doléritiques qui les traversent.

Une telle étude, qui devra s'appuyer sur des analyses chimiques nombreuses, se heurte à des difficultés pratiques liées notamment à la connaissance encore insuffisante des affleurements, en particulier en Turquie, ou à l'interprétation parfois un peu hasardeuse de certaines paragenèses observées.

Elle serait cependant pleine d'intérêt et, à notre avis, les rodingites mériteraient, du point de vue de la pétrographie des roches éruptives, de devenir un faciès aussi classique du milieu ophiolitique qu'est celui des cherts radiolaritiques en pétrographie sédimentaire.

Institut Dolomieu,
Laboratoire
de Géologie - Minéralogie - Pétrographie
de la Faculté des Sciences de Grenoble.
(Laboratoire de Géologie alpine associé au C.N.R.S.)

Manuscrit déposé le 30 mars 1967.

BIBLIOGRAPHIE

AVIAS (J.) (1955). — Relations minéralogiques et géochimiques entre les serpentines et les péridotites de Nouvelle-Calédonie, leurs inclusions, leurs enclaves (*Sc. de la Terre,* Nancy, n° hors série, p. 213-235).

BELL (J.M.), CLARKE (E.C.), MARSHALL (P.) (1911). — The Geology of the Dun Mountain subdivision (*New-Zealand Geol. Survey,* 12).

BILGRAMI (S.A.), HOWIE (R.A.) (1960). — Mineralogy and petrology of a rodingite dike (*Amer. Mineral.,* 45, p. 791-801).

BLOXAM (T.C.) (1954). — Rodingites from the Girvan-Ballantrae complex, Ayrshire (*Mineralogical Magazine,* 227, p. 525-529).

COGULU (E.), VUAGNAT (M.) (1965). — Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilayet d'Eskisehir, Turquie) (*Bull. suisse Min. Pétr.,* 45, p. 17-20).

CRNKEVIC (S.), GRCEV (K.), KARAMATA (S.), SIMIC (J.) (1962). — Rodingites from the Ljuboten serpentinite massif (*Ve Congr. géol. Rép. féd. pop. yougoslave, Min. Pétr.,* p. 91).

DEER (W.A.), HOWIE (R.A.), ZUSSMAN (J.) (1962). — Rock-forming minerals, I, Longmans, London, 333 p.

DUCLOZ (Ch.), VUAGNAT (M.) (1962). — A propos de l'âge des serpentinites de Cuba (*Archives des Sciences,* Genève).

FRANCHI (S.) (1895). — Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nell'Alpi occidentali (*Boll. R. Comit. Geol. Ital.,* 26, p. 181-204).

FRANCONI (A.) (1967). — Etude géologique des ophiolites et schistes lustrés de la Casaluna entre Ponte-Leccia et Sermano (Corse) (Thèse 3e cycle, Grenoble).

FREY (R.) (1937). — Classification moderne des roches éruptives (*Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* 44, 123 p.).

GRANGE (L.I.) (1927). — On the « rodingite » of Nelson (*Trans. N-Z. Inst.,* 58, p. 160-166).

HUTTON (C.O.) (1943). — Hydrogrossular, a new mineral of the garnet-hydrogarnet series (*Trans. Roy. Soc New-Zealand,* 73, p. 174-180).

JAFFÉ (F.C.) (1955). — Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets (*Bull. suisse Min. Pétr.,* 35, p. 1-150).

LAHONDÈRE (J.C.) (1967). — Les formations cristallophylliennes et les roches vertes de la région de Lancone Olivaccio (Corse) (Thèse 3e cycle, Montpellier).

LAUDER (W.R.) (1965). — The geology of Dun Mountain, Nelson, New-Zealand (*New-Zealand Journ. Geol. Geogr.,* vol. 8, p. 3-34 et 475-504).

NEBERT (K.) (1959). — Beobachtungen über die Serpentinisierung ultrabasischer und basischer Gestein massen (*M.T.A. Bull.,* 52, p. 45-47).

NICOLAS (A.) (1966). — I : Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand-Paradis (Alpes piémontaises). — Tectonique et Métamorphisme. — II : Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand-Paradis (Alpes piémontaises) (Thèses, Grenoble).

RICHARD (F.) (1967). — Découverte d'un horizon à *Microcodium* dans la série carbonatée crétacéo tertiaire de Gocek (province de Mugla, Turquie) (*C.R. Acad. Sc.*, 264, p. 1133-1136).

SUZUKI (J.) (1954). — On the rodingitic rocks within the serpentinite masses of Hokkaido (*Journ. Fac. Sc. Hokkaido Univ.*, ser. IV, 8, p. 419-420).

TANE (J. L.) (1963). — Sur la genèse des 'aves spilitiques du massif du Pelvoux (Alpes du Dauphiné) (*C.R. 88e Cong. Nat. Soc. sav.*, Clermont, p. 191-199).

TURNER (F.J.), VERHOOGEN (J.) (1960). — Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill, 694 p.

VUAGNAT (M.) (1953). — Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Montgenèvre (Hautes Alpes) (*Bull. Soc. franç. Min. Crist.*, 76, p. 438 450).

VUAGNAT (M.) (1965). — Remarques sur une inclusion rodingitique de l'Alpe Champatsch (Basse Engadine) (*Ecl. Geol. Helv.*, 58, p. 443-448).

VUAGNAT (M.), PUSZTASZERI (L.) (1964). — Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes (*Bull. suisse Min. Pétr.*, 44, p. 12 15).