

# Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales

[versant roumain]

par L. Mrazec.

(Avec deux planches.)

Je me propose d'exposer l'état actuel de nos connaissances sur les schistes cristallins du versant roumain des Carpathes méridionales, en résumant les résultats des études que nous avons entreprises, M. Murgoci et moi<sup>1</sup>).

Il est nécessaire, pour l'orientation générale et pour comprendre les faits qui seront exposés, de donner un bref aperçu de la tectonique du versant roumain des Carpathes méridionales.

---

## <sup>1</sup> Bibliographie.

- L. Mrazec et Duparc. Sur un schiste à chloritoïde des Carpathes. (C. R. Paris 1893.)
- L. Mrazec. Structura microscopică a câtor-va roce din Țarpați. (Bul. Soc. de Științe fisi. Bucuresci 1893.)
- Considerations sur la zone centrale des Carpathes roumaines. (Bul. Soc. de Științe fisi. Bucuresci 1895.)
- Feuille Verciorova-Turnu-Severin. (Bul. Soc. de Științe fisi. Bucuresci 1895.)
- Über die Anthrazitbildungen des südlichen Abhanges der Südkarpathen. (Kaiserliche Akademie der Wissenschaften Wien 1895.)
- Contributions à l'étude pétrographique des roches des Carpathes du Sud. (Bul. Soc. de Științe fisi. et Anuar. mus. de geol. Bucuresci 1896.)
- Note sur la géologie de la partie sud du haut plateau de Mehedinți. (Bul. Soc. de Științe fisi. An. V. Bucuresci 1896.)
- Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes méridionales. (Bul. Soc. de Științe fisi. An. VI. Bucuresci 1897.)
- et Murgoci. La Wehrlite du Mont Ursu. (Bul. Soc. de Științe fisi. An. VI. Bucuresci 1897.)
- Sur les gneiss à cordiérite des montagnes du Lotru. (Bul. Soc. de Științe fisi. An. VI. Bucuresci 1897.)
- Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. (Arch. des Sciences phys. et natur. T. III. Genève 1897.)
- Dare de séma asupra cercetarilor geologice din vara 1897. I. Partea de E a munților Vulcan. Bul. Soc. Ing. de mine. București 1898.

## I.

M. Uhlig a démontré par ses travaux que l'arc carpathique doit être envisagé comme formé par deux systèmes de montagnes: la zone des klippe et la zone du flysch crétacé et éogène. En nous rapportant à cette idée sur la constitution des Carpathes, nous constatons que les Carpathes méridionales sont formées presque exclusivement par une grande klippe, la klippe ou l'île du Sud, qui embrasse les Alpes de Transylvanie et les Mts. du Banat. La haute région des Carpathes méridionales, depuis la vallée de la Prahova à l'Est, jusqu'au Danube à l'Ouest, est entièrement constituée par des schistes cristallins avec des massifs intrusifs de roches éruptives; sur ces roches reposent dans cette région en discordance des lambeaux de verrucano et de formations mésozoïques pincés par endroits dans leur soubassement cristallin.

La zone du flysch ne joue qu'un rôle secondaire dans cette partie de l'arc carpathique. Ses plis qui constituent encore l'extrémité orientale des Alpes de Transylvanie, descendent vers l'Ouest depuis la vallée de la Prahova, dans la région subcarpathique (région des collines) pour disparaître à la grande dislocation transversale qu'on constate dans la vallée de la Dâmbovița.

A l'Ouest de cette vallée on rencontre le flysch formant seulement la couverture ou le manteau de la klippe. Ainsi le contour méridional de l'île est marqué par une bande de flysch crétacique et éogène, s'élevant par dessus le bord de l'île<sup>1)</sup>. Cette bande de flysch suit fidèlement

- 
- L. Mrazec et Murgoci. Dare de séma asupra cercetarilor geologice din vara 1897. III. Munții Lotrului. Bul. Soc. Ing. de mine 1898. București.  
 — Contributions à l'histoire de la vallée du Jiu. (Bul. Soc. de Științe fis. An. VIII. București. 1899.)  
 — Despre clasificarea cristalinului din Carpații meridionali. (Bul. Soc. de Științe fis. An. VIII. București 1899.)  
 — Contribution à l'étude de la depression subcarpathique. (Bul. Soc. de Științe fis. An. VIII. București 1900.)  
 G. Murgoci. Comunicare asupra tectoniceii din N. Parîngului. (Bul. Soc. Științe fis. București. 1898.)  
 — Serpentinele din Urde, Muntin și Gauri (Massivul Parîngu). Les serpentines des Urde, Muntin et Gauri (Massif du Parîngu). An. mus. de geol. București 1898.  
 — Masivul Parîngu. (Bul. Soc. Ingin. de mine. București 1898.)  
 — Grupul superior al Cristalinului în masivul Parîngu. (Bul. Soc. Ingin. de mine. București 1899.)  
 — Über die Einschlüsse von Granat-Vesuvianfels aus dem Serpentin von Parîngu-Massiv. (Bul. Soc. de Științe. Nr. 5 și 6. Tesa de doctorat. București 1900.)

<sup>1)</sup> Les conglomérats cénomaniens s'élèvent dans le massif des Bucegi jusqu'à 2510 m (Omu), à 1200 m (Mt. Frunții et Ghițu) dans la vallée de l'Argeș et à 1500 m (Sturii Olăneștilor) entre les vallées de l'Olt et de la Bistrița etc.

vers l'Ouest la bordure de l'île cristalline jusqu'au voisinage de la vallée de Bistrița (Oltenia) où le flysch disparaît tandis que le Sarmatien et le Pontien, dans leur ensemble légèrement inclinés vers le Sud, viennent s'y appuyer directement contre l'île cristalline. Dans l'intérieur de l'île, le flysch ne forme que quelques baies, comme celle de Tisesti-Brezoiu, dont les dépôts sont disloqués<sup>1)</sup>. Depuis la vallée de la Dâmbovița jusqu'à l'Ouest de la rivière Jiu, le Levantin s'appuie en général directement contre l'île cristalline. Il se trouve en position peu ou pas disloqué et discordante envers les autres terrains tertiaires, et il s'élève à 150--200 m au-dessus des vallées, jusqu'à la hauteur d'une terrasse taillée dans les roches de l'île du Sud, terrasse qui présente l'ancien rivage du lac levantin.

Les lambeaux mésozoïques de l'île sont formés d'une part par des arkoses, quartzites, schistes et des grès charbonneux et calcaires, d'autre part par des schistes cristallins. De tous ces terrains le plus ancien qu'on ait pu déterminer jusqu'à ce jour appartient au Lias, tandis que le sommet du complexe mésozoïque paraît être occupé par le barrémien (Ht. Plateau de Măhădinti (?), Polovraci, Dobrița). A la base du mésozoïque on rencontre dans la partie occidentale des Alpes transylvaines, au versant roumain (Environs de Dobrița et Vălarî, Mt. Osliă—Sturu—à Tismana—Drăgoești etc.), le Verrucano dont le facies rappelle beaucoup celui des Alpes occidentales.

Les terrains mésozoïques sont disposés en plusieurs bandes et en lambeaux épars dont les plus importants sont: les massifs calcaires thitoniques-néocomiens ainsi que les dépôts barrémiens de l'extrémité Est de l'île (Piatra Craiului—Podu Dâmbovița—Nămăești—V. de Jalomița); entre les vallées de l'Olt et du Jiu sur le bord méridional de l'île, les massifs calcaires de Bistrița et de la partie de Polovraci-Cernadia, qui par les lambeaux de Lias et Malm du Mt. Zavedean se relie à la zone du mésozoïque métamorphosé de Latorița—Pârîngu—Jiu—Osliă; à l'Ouest du Jiu, toujours le long du contour méridional de l'île, comme continuation vers l'Ouest de la zone de Polovraci-Cernadia, celle de Schela—Dobrița—Tismana qui se prolonge vers le Sud-Ouest jusqu'au Danube, d'une part par le synclinal mésozoïque de Balta—Verciorova, d'autre part par la crête calcaire des Mts. de la Cerna, qui s'unit avec le synclinal faille mésozoïque des vallées Cerna—Jiu. Outre ces grandes parties on trouve encore dans les Mts. du Vulcan de petits lambeaux et pincements du Lias et du Malm (Părete, Buliga, Rafaïla etc.).

<sup>1)</sup> Le Burdigalien et Tortonien forment également de petites baies à Bahna, Balta et Tarnița dans le cristallin du Ht. Plateau de Mehedinți.

L'âge mésozoïque (Dogger, Malm, Barrémien) des zones périphériques des Alpes transylvaines est en grande partie déterminé par quelques trouvailles de fossiles. Les roches de la bande centrale (Latorița—Parîngu—Jiu—Oslia) en sont au contraire complètement dépourvues d'après nos connaissances actuelles. C'est seulement au point de vue tectonique et pétrographique qu'on a pu rattacher ses roches au mésozoïque. On trouve, en réalité, parmi ces roches fortement métamorphosées, des arkoses, grès et schistes charbonneux caractéristiques du Lias; d'autre part la liaison de cette partie avec le mésozoïque des massifs Polovraci—Cernadia est évident et enlève tout doute sur leur âge.

Au-dessous du Lias on y rencontre parfois (Oslia, Jîetu) des calcaires paléontologiquement indéterminables, faute de fossiles; mais dont l'âge triasique par leur position paraît assez probable<sup>1)</sup>.

D'après mes études il résulte que les bandes et les lambeaux mésozoïques des Alpes transylvaines ne sont pas en place. Ce sont des restes d'une couverture qui a éclaté par le soulèvement de son sous-bassement cristallin et dont la lèvre du Sud a été charriée<sup>2)</sup> et s'est glissée dans la région de l'affaissement de la Roumanie occidentale, où le mésozoïque empilé se trouve enséveli sous l'épaisseur énorme du tertiaire. Quelle que soit l'hypothèse qu'on voudrait émettre sur la cause du charriage, celui-ci est certain; il est confirmé par la forte et brusque inclinaison (30°—70°) vers le S et SE des parties mésozoïques du bord méridional de l'île, ce qui implique nécessairement la présence d'une grande dislocation, d'une faille marginale.

En rapport avec ce charriage on trouve le Verrucano, ainsi que le Lias laminés et en partie dynamométamorphosés sous l'énorme poids des calcaires jurassiques. Ceux-ci sont en général vers leur base recristallisés, ce qui peut être mis sur le compte de l'étirement auquel a été soumise la couverture calcaire. Comme effet du charriage on rencontre en outre les schistes liasiques souvent refoulés au S des trainées calcaires. Les lambeaux mésozoïques de l'extrémité orientale de l'île (Vallee de la Jalomița et de la Dâmbovița) sont moins charriés, et les effets produits par le mouvement se résument dans un écrasement et un laminage du Lias et du Dogger sans autres phénomènes de métamorphisme.

La dislocation marginale se prolonge vers le SW jusqu'au Danube; en séparant le Haut Plateau de Mehedinți des Mts. de la Cerna-

<sup>1)</sup> Voir le profil du Mt. Oslia de la Coupe III.

<sup>2)</sup> Ce phénomène est certainement antécénomannien. Il ne doit pas être confondu avec les mouvements qui se sont succédés depuis alors jusqu'au pleistocène.

Le Haut Plateau représente en quelque sorte une partie affaissée de l'île cristalline, entrant dans l'aire d'affaissement de la Roumanie occidentale. Il s'attache au type tectonique des Mts. du Banat par les plis-failles que présentent ses bandes mésozoïques.

## II.

On peut distinguer dans les Alpes transylvaines deux séries cristallophylliennes.

1. Une série probablement antécarbonique, mais certainement antémésozoïque, et

2. une série cristallophyllienne mésozoïque.

Les schistes cristallins de la première série sont certainement plus anciens que les couches mésozoïques. Dans le Banat, d'après MM. J. Böckh, Roth de Telegd et Schafarzik, les schistes cristallins auraient fourni les éléments des conglomérats carbonifères et leur seraient par conséquent antérieurs. M. Schafarzik cite cependant des conglomérats des environs de Poiana Mărului, qu'il est incliné à considérer comme carbonifères et qui passent insensiblement aux schistes cristallins sous-jacents.

Sur tout le versant roumain des Alpes de Transylvanie le carbonifère n'est pas connu jusqu'à l'heure qu'il est. On sait seulement que le Verrucano est supérieur aux schistes cristallins de la première série<sup>1)</sup>.

La série cristallophyllienne ancienne comprend les faciès communs à la formation des schistes cristallins qui, dans leur ensemble, peuvent être classés en deux groupes dont chacun est caractérisé par un complexe de roches.

I. Le type micaschiste domine. Ce sont des micaschistes divers, très souvent chargés de matières charbonneuses, en général feldspathiques — le feldspath est alors une albite ou une oligoclase acide — à grenat, tourmaline, disthène, staurotide, cordiérite, sillimanite; parfois gneissifiés — à côté des feldspaths potassiques se trouvent aussi des plagioclases — micaschistes feldspathiques (Leptynolites), amphibolites diverses, calcaires cristallins, calcaires à silicates et micacés, ainsi que des faciès de transition entre toutes ces roches; avec des roches chlorito-sériciteuses, quartzites, schistes argileux charbonneux et calcaires compactes subordonnés. On peut distinguer dans les Mts. de Făgăras un horizon dans ce groupe où, à côté des micaschistes, on rencontre les roches de la dernière catégorie très développées.

<sup>1)</sup> Le Verrucano de la vallée de la Sușita repose sur le granite et ne montre pas des phénomènes de contact éruptif.

II. Roches phylliteuses dans lesquelles domine le type chlorito-sériciteux souvent gneissifié par injection; schistes argileux charbonneux, schistes graphiteux micacés et feldspathisés, schistes micacés à grenat, à sillimanite, calcaires cristallins à silicates et micacés, calcaires compactes et schistes marneux, cornéennes micacées et pyroxéniques parfois graphiteuses, roches rappelant des porphyroïdes et quartzites.

Les deux groupes correspondent évidemment à la formation des micaschistes et à celle des phyllites des autres régions cristallines d'Europe.

Nous appellerons ces deux groupes: premier et deuxième groupe de la série cristallophyllienne ancienne, le premier groupe comprenant le premier complexe des roches.

On voit que dans les deux groupes on rencontre des roches sédimentaires point ou peu métamorphosées à côté de roches dénotant un haut degré de métamorphisme, ce qui — lorsque les roches sédimentaires sont abondantes — rend très délicate la distinction entre les groupes.

En réalité, dans les schistes chlorito-sériciteux du deuxième groupe on rencontre des conglomérats de quartz. Dans les schistes marneux, on trouve parfois des blocs roulés de calcaires blancs. Les quartzites passent souvent à de véritables arkoses et forment dans les Mts. du Vulcan non seulement des enclaves dans les roches éruptives et des intercalations dans les schistes cristallophylliens, comme c'est le cas pour les roches précédentes, mais elles forment même des assises puissantes. Dans toute la série des schistes cristallins des Mts. de Făgăraș appartenant au premier groupe, depuis les schistes micacés sériciteux jusqu'aux mica-schistes gneissiques à tourmaline, se trouvent des lentilles et des trainées froissées d'un quartz probablement sédimentaire qu'on rencontre dans des conditions identiques dans les phyllites de la Poiana Ruska.

Le premier groupe embrasse les Mts. de Făgăraș, la partie Est et Nord des Mts. du Lotru, et le Haut Plateau de Mehedinți. La présence du deuxième groupe a été constatée sous les lambeaux mésozoïques à l'extrémité orientale de l'île cristalline, dans les vallées de la Dâmbovița et de la Jalomîța; il forme les Mts. du Vulcan et s'enfonce comme un coin au milieu des formations du premier groupe des Mts. du Lotru en suivant vers l'Est le cours de la rivière Latorița. Vers l'Ouest il s'effile dans les Monts de la Cerna.

Dans la série cristallophyllienne ancienne on rencontre les roches éruptives suivantes: Des Gneiss massifs <sup>1)</sup> et des granites accompagnées

<sup>1)</sup> Sous le nom de gneiss massifs j'entends provisoirement ce que M. Sauer a fixé comme gneiss par protoclaste et M. Weinschenk comme granite piezo-cristallisé; ces gneiss se présentent dans les Carpathes méridionales en général en grandes zones avec du granite subordonné.

par leur cortège habituel de roches filoniennes; des diabases, diabasporphyrites et peridotites. Dans les Alpes transylvaines les gneiss sont intrusifs dans les roches du premier groupe, tandis que les grands massifs de granite paraissent en général être liés au deuxième groupe.

Les roches éruptives intrusives ne se présentent en général pas sous la forme de massifs elliptiques ou de bosses, mais sous celle de traînées (zones) qui correspondent probablement à une sorte d'énorme dyk de profondeur, forme habituellement propre aux schistes cristallins et gneiss.

On y connaît une seule traînée de gneiss dans cette chaîne, le gneiss de Cozia comme l'appela Primics. La longueur de cette traînée est de plus de 100 km. Elle s'étend vers l'Ouest depuis le massif alpin du Ezeru par le Mt. Cozia, jusqu'au delà de l'Olt, où elle disparaît sous les micaschistes des Mts. du Lotru; vers le NE on peut la suivre jusque près de la vallée de l'Olt en Transylvanie. La largeur maximum ne dépasse pas 8 km.

De tous les massifs granitiques le plus important est celui du granite de Susita; une granitite basique (64—65%  $SiO_2$ ) peu homogène. C'est un véritable bourrelet granitique limité au bord méridional des Mts. du Lotru et Mts. du Vulcan. Il s'étend depuis la vallée du Luncavăț à l'Est, jusqu'au Ht. Plateau de Mehedinți à l'Ouest. Cette traînée granitique dont la longueur atteint 100 km, présente des gonflements et des serremments. Elle atteint à Tismana sa largeur maximum de 17 km; en moyen elle ne dépasse pas 7—8 km. Le contour septentrional du granite est formé par les roches cristallines du deuxième groupe; son bord méridional coïncide à l'Est, jusqu'à Polovraci, avec la limite du I. groupe dont il est séparé fort probablement par une dislocation<sup>1)</sup>; d'ici vers l'Ouest sur une distance d'à peu-près 70 km son contour coïncide avec la faille marginale du Sud<sup>2)</sup>. Il ne reste de la couverture schisteuse méridionale du granite, disparue à la suite de l'affaissement produit par la faille, que des lambeaux de cornéennes micacées et de calcaires à silicates.

On doit très probablement envisager, le granite de Baia de Arama dans le Haut Plateau de Mehedinți ainsi que la lame de granite qui suit le bord NW du Haut Plateau, comme la continuation du granite de Sușita. Une autre lame de granite parallèle au granite, de la Sușita suit la vallée de la Latorița vers l'Ouest jusque dans le massif du Paringu.

Les diabases et diabasporphyrites se rencontrent en filons isolés

<sup>1)</sup> Voir le profil du Mt. Zăvedeanu de la coupe I.

<sup>2)</sup> Voir le profil près de Tismana de la coupe III.

dans les Mts. du Făgăras et ceux du Lotru mais elles forment une traînée, un faisceau de filons peu interrompu sur le bord méridional du granit de Sușita, suivant la grande faille. Dans le Haut Plateau de Mehedinți elles apparaissent variolitiques, en dyk puissant dans la vallée Turcului. Les diabasesporphyrites percent le Lias et dans la vallée Turcului elles contiennent même des enclaves de calcaire appartenant probablement au Malm.

Les péridotites et les serpentines traversent en filons les roches du premier groupe dans les Mts. Lotru (Vf. Sașa, Petrimanu, Ursu) et dans le Haut Plateau de Mehedinți (Vf. lui St. Petru, vallée de la Jidoștița etc.). Il y a en outre des serpentines qui sont intimement liés à des massifs d'amphibolites.

### III.

La série cristallophyllienne mésozoïque est formée par des cornéennes vertes et violacées à épidote et zoïsites, contenant aussi du grenat, des pyroxènes, du vesuvian, de la prehnite (Lotrite); par des épidosites et prasinites, par des amphibolites à saussurite et des tufs diabasiques altérés, par des calcaires à silicates et des calcaires micacés<sup>1)</sup>, roches intercalées dans un complexe de schistes argileux sériciteux et chloriteux charbonneux et de calcaires compactes, auxquelles sont subordonnés des arkosés, quartzites et grès charbonneux liasiques. Il n'est pas impossible que le Verrucano (permien) qui s'étend vers l'Est jusqu'aux Mts. du Lotru et qui supporte en concordance le mésozoïque ne soit compris dans la série métamorphosée.

Dans l'horizon à cornéennes se trouvent des nappes intrusives, des lentilles, parfois de véritables laccolithes de serpentine. Je considère cette roche dans ces conditions de gisement comme éruptive et consolidée primitivement et non due à une action quelconque post-volcanique. Dans les serpentines du mésozoïque on rencontre souvent des enclaves de grenatite et vesuvianite<sup>2)</sup> qui peuvent être considérées si bien comme enclaves endopolygènes qu'aussi exopolygènes. On y rencontre en outre des enclaves de schistes cristallins et de granites appartenant au premier groupe des schistes cristallins anciens, enclaves d'habitude épidotisés par le contact avec la roche éruptive.

Entre les serpentines et les roches sédimentaires on constate donc

<sup>1)</sup> G. Murgoci: Über die Einschlüsse im Granat- und Vesuvianfels aus dem Serpentin vom Parângmassiv. 1900.

<sup>2)</sup> Roche formée principalement ou exclusivement par du vesuvian avec un peu de grenat et chlorite.

des phénomènes évidents de contact éruptif, qui ont transformé les roches sédimentaires en cornéennes, etc.

On ne connaît pas avec certitude les racines des nappes de serpentines du mésozoïque métamorphosé des Carpathes méridionales comme c'est d'ailleurs le cas aussi pour les serpentines des schistes lustrés des Alpes occidentales.

On pourrait peut-être expliquer une séparation des nappes de leurs racines par le charriage qu'a subi la couverture mésozoïque, car, comme il a été déjà dit, on connaît des filons de serpentine dans le cristallin ancien. Dans des régions où le mésozoïque n'est pas charrié, comme c'est le cas pour le mésozoïque du Haut Plateau de Mehedinți, la serpentine, avant de pénétrer dans le mésozoïque, perce nettement les micaschistes à grenat du premier groupe (V. Grădinețu près de Podeni, Ilovăț). Nous considérons en conséquence la serpentine comme éruptive transformant les couches mésozoïques dans lesquelles elle a pénétré.

Les mouvements postérieurs à la venue de la serpentine, qui ont été la cause du charriage de la nappe mésozoïque, ont disloqué ses couches; les nappes et les laccolithes de serpentine, par leur forme et leur structure, ont été forcées de glisser entre les couches sédimentaires. C'est ainsi que se sont produits les irrégularités et les nombreuses dislocations que l'on observe dans les nappes de serpentines.

En ce qui concerne la distribution géologique des serpentines on remarque que dans le Ht. Plateau de Mehedinți les serpentines forment une traînée suivant la faille qui le sépare des Mts. de la Cerna. Sur la ligne de faille de l'Ouest qui borde le synclinal mésozoïque de Balta—Verciorova affleurent des bosses de serpentine. Au Mt. Oslia, la serpentine se rencontre dans les failles entre les schistes charbonneux (Lias?) et les calcaires (Trias?). Dans les Mts. du Lotru, on observe que le mésozoïque métamorphosé par la serpentine se trouve dans l'aire des grandes dislocations (Zone de la faille de Lotarița—Jietu, faille de Balota) le long desquelles la serpentine est parfois localisée. Ces observations paraissent indiquer qu'il doit exister une relation entre ces dislocations et la venue de la serpentine, son mode d'intrusion et de métamorphisme exomorphe.

Le mésozoïque métamorphosé est restreint dans les Alpes transylvaines à la zone synclinale Latorița—Parîngu—Jiu—Oslia. Les couches mésozoïques du Haut Plateau de Mehedinți paraissent être moins métamorphosées par la serpentine; mais des phénomènes post-volcaniques qui se traduisent surtout par une kaolinisation profonde des assises schisteuses, sont au contraire très développés par endroits.

## IV.

La carte géologique schématique ci-jointe montre déjà que c'est le premier groupe qui est le plus développé dans les Alpes de la Transylvanie. Un coup d'œil jeté sur cette carte, nous laisse l'impression que le deuxième groupe occupe dans son ensemble une position synclinale vis-à-vis du premier groupe, d'apparence un fossé bordé en partie par des traînées et zones de granite. La coupe des Mts. du Lotru parle en faveur de cette supposition (voir coupe I). L'aire d'extension du deuxième groupe coïncide en outre jusqu'à une certaine mesure (Mts. du Vulcan et du Lotru) avec le synclinale du mésozoïque métamorphosé, avec la traînée Latorița--Parîngu—Jiu—Oslia.

Il paraît donc très plausible d'attribuer une importance à cette disposition tectonique, d'admettre des relations entre la formation du fossé et la venue des roches éruptives.

Si l'on en juge principalement d'après les travaux des géologues hongrois sur le cristallin du Banat, les deux groupes de la série cristallophyllienne ancienne présentent des horizons stratigraphiquement différents, et le deuxième groupe est plus jeune que le premier.

M. J. Böckh et M. de Inkey ont donné, le premier, une classification des schistes cristallins du Banat, et le second, une classification de ceux des Alpes transylvaines. Moi-même j'ai cherché à démontrer, en 1897 et en 1900, que dans les Alpes transylvaines il n'existe que deux groupes de schistes cristallophylliennes qui correspondent au groupe supérieur et au groupe moyen de M. Böckh. Le groupe inférieur de sa classification comprend des gneiss et des roches amphiboliques, que je considère, dans les Alpes transylvaines, comme éruptives. Le premier groupe de M. Inkey, le groupe le plus ancien de sa classification comprend des granites et tombe par conséquent de soi-même.

La classification de M. Böckh correspond en général aux classifications admises ailleurs pour les schistes cristallins, où on a pu démontrer (Erzgebirge, Forêt noire) la présence de gneiss sédimentaires à la base des micaschistes. Je ne connais jusqu'à présent aucun exemple de gneiss sédimentaires inférieures aux micaschistes du premier groupe dans les Alpes transylvaines, mais des conglomérats principalement quartzeux, laminés, d'aspect gneissique se rencontrent dans le deuxième groupe du cristallin ancien.

Il n'est pas même toujours prouvé que des roches caractéristiques pour le deuxième groupe sont supérieures aux micaschistes correspondants au premier groupe. On connaît au contraire, d'après les travaux de M. Schafarzik, des exemples, comme à Poiana Mărului dans le Banat, où les roches du premier groupe reposent sur ceux du deuxième groupe. Dans le Banat même au Mt. Fulgu, ainsi que dans

les Mts. du Lotru, il y a évidemment chevauchement du premier groupe par-dessus le deuxième. Il resterait à fixer pour les environs de Poiana Mărului si la disposition stratigraphique qui nous fait paraître le deuxième groupe comme inférieur au premier, n'est pas due à des dislocations analogues.

Pour ce qui concerne l'origine de la série cristallophylienne antémésozoïque, il est nécessaire de nous occuper de près des relations entre les massifs éruptifs intrusifs et leur couverture schisteuse.

La zone du gneiss de Cozia se trouve, comme il a été déjà dit, entièrement enveloppée par les roches du premier groupe. Le gneiss, à mesure qu'il s'abaisse vers l'Ouest sous les micaschistes, passe à un gneiss glanduleux très micacé, formant transition aux micaschistes. Le facies glanduleux se développe principalement dans l'axe de la zone gneissique, tandis que transversalement on passe en général très rapidement aux micaschistes.

Dans le massif même il y a alternance des parties granitiques avec des parties plus micacées ou amphiboliques. Des amphibolites feldspathiques forment des traînées assez importantes dans le gneiss (Gorges de l'Argeş). On remarque en outre des enclaves de micaschistes feldspathiques et plus rarement de vesuvianites (Poiana Scroafei sur le Plaiu Jipelor près de Corbeni). Les micaschistes du voisinage du gneiss possèdent une certaine homogénéité; ils sont riches en tourmaline, en staurotide etc. Lorsqu'on s'éloigne du Cozia gneiss vers le Nord, les micaschistes perdent de leur homogénéité et ils alternent avec des roches (voir coupe II) dénotant une moindre cristallinité ou même avec des roches nettement detritiques qui forment la crête des Mts. de Făgărăş.

La structure parallèle du gneiss est primaire, due à la protoclaste, comme l'admet M. Sauer pour certains gneiss de l'Allemagne et M. Weinschenk pour les gneiss de la zone centrale des Alpes. Le passage latéral aux micaschistes qui se fait graduellement et par alternance, ainsi que la gneissification des micaschistes (micaschistes glanduleux) de la clef de voute, parlent en faveur d'une injection granitique sous l'influence des mêmes forces qui ont produit la structure parallèle dans le granite consolidé ainsi sous forme de gneiss.

Par le fait que dans les Alpes transylvaines ces gneiss paraissent en général être liés aux schistes du premier groupe, l'hypothèse que les roches du premier groupe pourront naître dans des conditions identiques à celles sous lesquelles s'est consolidé la roche éruptive devient très plausible.

M Duparc et moi, nous avons démontré<sup>1)</sup> que, d'une part, l'injection granitique dans la couverture schisteuse du Mt. Blanc, dont nous avons, — en le précisant, — établi tout le mécanisme, et d'autre part, la mise en place du granite, sont dues principalement aux forces orogéniques qui sont la source première des lames gneissiques incluses dans le granite central, ainsi que des lames gneissiques observées dans le manteau cristallin du massif. MM. Weinschenk et Salomon sont arrivés, indépendamment, à des vues analogues pour certains massifs éruptifs intrusifs des Alpes orientales. Les forces orogéniques facilitent la pénétration des minéralisateurs dans les couches en plissement, intensivement métamorphosées par ces agents. Puis au fur et à mesure du plissement le magma monte et s'injecte dans les roches préalablement métamorphosées.

La gneissification des micaschistes par l'injection magmatique doit donc être logiquement la plus forte dans la direction verticale et la moindre dans la direction transversale; cela explique l'arrangement zonaire du gneiss massif ainsi que la présence de nombreuses lames de gneiss dans les micaschistes. Dans ce cas, les roches du premier groupe des Mts. de Făgăraș nous présenteraient des roches sédimentaires: quartzites, phyllites, schistes argileux et calcaires métamorphosés par l'intrusion d'un magma granitique, conséquence naturelle des effets orogéniques. Tous les faits parlent pour un métamorphisme exercé dans une grande profondeur avec apport dû principalement aux minéralisateurs.

Cette interprétation est-elle applicable aussi à d'autres régions où sont développés des micaschistes? C'est encore discutable, car il n'est nullement prouvé par l'exemple cité que ces roches ne peuvent naître que dans ces conditions. Toutefois je crois que dans les régions où l'on peut démontrer des plissements intensifs et profonds, synchroniques à l'intrusion d'un magma éruptif, les roches cristallophylliennes se sont formées dans des conditions analogues.

La mise en place du granite de Sușița dans le deuxième groupe du cristallin ancien paraît avoir eu lieu dans des conditions différentes.

Le granite est inhomogène; il est basique et criblé par des filons de pegmatites et des filons de microgranulites, et passe vers son bord septentrional sur toute son étendue à un granite à amphibole qui entoure comme une écorce un noyau granitique acide, dont on rencontre le type principalement dans les environs de Tismana (voir coupe III). La couverture du massif granitique est traversée par un réseau de pegmatites et aplites; elle est fortement impregnée par la roche éruptive et on rencontre dans l'immense auréole de contact tous les facies des roches

---

<sup>1)</sup> Sur le phénomène d'injection et métam. exercé p. la protog. Arch. sc. phys. 1898 — Le Mont Blanc, Mem. sec. phys. Genève 1898.

de contact métamorphique depuis les cornéennes micacés jusqu'aux gneiss, dont les éléments phylliteux sont le plus souvent empruntés aux roches sédimentaires primitives. Les schistes argileux charbonneux sont transformés en schistes graphiteux feldspathisés (Buliga, Crête du Copiletu etc.), les calcaires sont intimement liés à la naissance d'amphibolites (p. e. V. Oslîța, V. du Jiu).

Le caractère éminemment inhomogène d'une grande partie du massif granitique, les nombreuses enclaves de quartzites et phyllites, la pénétration en filons et en lames du granite dans la couverture métamorphosée me paraissent des arguments qui parlent en faveur d'une montée lente du magma granitique accompagné des phénomènes endomorphes et exomorphes et non à une ascension directement due au forces orogéniques.

Ce sont des phénomènes analogues à ceux décrits par MM. Michel Levy et Lacroix comme caractéristiques pour le contact des granites des massifs du Plateau central et des Pyrénées, par MM. Löwl et Weinschenk pour les Alpes orientales, par M. Termier, Duparc et moi pour les Alpes occidentales.

Dans les Alpes transylvaines nous ne connaissons les roches d'une cristallinité supérieure du deuxième groupe que dans le voisinage des roches intrusives. Ses sédiments non métamorphosés formant la couverture de l'aureole de contact exomorphe, sont traversés par des filons isolés d'aphtes ou de pegmatites; il est à remarquer que contrairement à ce qu'il a été dit pour le gneiss de Cozia, les roches sédimentaires de la clef de voûte paraissent être moins métamorphosés que celles qui se trouvent sur les flancs.

Font exception à cet état de chose, les roches du deuxième groupe de l'extrémité Est de l'île cristalline, dans les vallées de Jalomîța et de Dâmbovița où l'on rencontre principalement des schistes chlorito-sériciteux peu métamorphosés.

En résumant nos observations, il paraît que le deuxième groupe ne représente dans les Alpes transylvaines qu'un complexe de phyllites, schistes chloriteux, sériciteux, quartzites, calcaires compactes et marneux, schistes et grès charbonneux qui ont subi autour du granite des phénomènes de contact. Celui-ci les a transformé en cornéennes micacés, schistes micacés graphiteux et feldspathisés, amphibolites etc. Mais le granite aussi par assimilation de ses salbandes présente des modifications endomorphes profondes, développées surtout sur son versant Nord. L'éruption du granite est très probablement plus récente que celle du Coziagneiss et si la mise en place de ce dernier s'est produit dans une grande profondeur, la mise en place du granite paraît avoir été dans des couches plus voisines de la surface.

Entre les roches métamorphiques des deux groupes anciens, les amphibolites occupent une place importante. On peut distinguer, tant au point de vue géologique qu'au point de vue pétrographique deux catégories d'amphibolites :

I. Amphibolites en massifs formant des corps elliptiques ou des traînées qui occupent en général une position axiale dans les schistes cristallins (Vallée du Jiu, Mt. Parîngu, Ht. Plateau de Mehedintzi, Mt. de Făgăraş). Ce sont des amphibolites feldspathiques ou parfois gneissiques, rubannés, dont l'élément blanc est un plagioclase en général complètement saussuritisé. J'ai pu cependant, dans des cas isolés, déterminer de l'andesine basique. Outre ces roches on rencontre de véritables diorites, des facies aplitiques, des hornblendites, des amphibolites micacés et des serpentines.

La structure générale des massifs est fluidale-bréchoïde (schlierig). Dans les amphibolites on rencontre des enclaves de schistes sériciteux-graphiteux et des calcaires parfois magnésiens, ceux-ci souvent accompagnés par du talc. Les calcaires se présentent dans les amphibolites de la vallée du Jiu en lambeaux irréguliers empâtés dans des amphibolites feldspathiques à structure extrêmement fluidale. Ils sont corrodés et une hornblende verte et brune associée à des feldspaths saussuritisés pénètre de toute part dans le calcaire dans lequel se développe l'augite, de l'albite et un peu de mica blanc; l'hornblende est rare dans le calcaire et probablement développée seulement près du contact. Tous les phénomènes parlent en faveur d'une corrosion du calcaire par un magma éruptif. L'amphibole est un produit endomorphe de contact au détriment du calcaire assimilé, tandis que le calcaire même par le métamorphisme exomorphe se transforme en calcaire cristallin à pyroxène. Les amphibolites de la vallée du Jiu passent latéralement et par alternance à des schistes chlorito-sériciteux et quartzites qui forment leur couverture; ce passage latérale est insensible tandis que le passage vertical est brusque. Tous ces faits militent en faveur d'une montée d'un magma dioritique (granitique ?) dans un voussoir sédimentaire principalement calcaire, dont il assimile les parois.

Je crois que c'est seulement par cette hypothèse qu'on peut expliquer la structure de la roche, les enclaves de calcaires et de schistes graphiteux, ainsi que les multiples et complexes phénomènes de différenciation magmatique, dont la serpentine accompagnant ces amphibolites nous présente précisément un exemple. J'ajouterai que des filons de diorites sont connus dans le premier groupe du cristallin ancien au voisinage immédiat du massif amphibolique de la vallée du Jiu.

II. La deuxième catégorie d'amphibolites comprend les amphibolites intercalés en couche ou lentilles dans les micaschistes auxquels

elles forment en général tous les passages de transition. Elles ne sont pas accompagnées par des serpentines. Dans les Monts de Făgăraș ces amphibolites sont le plus développées dans les horizons du premier groupe les plus riches en calcaires cristallins. Déjà Primies a remarqué cette curieuse coïncidence, d'où il tirait la conclusion qu'il doit exister une relation génétique entre la présence des calcaires et la naissance des amphibolites. Cette hypothèse n'est cependant pas complètement confirmée par l'étude microscopique de quelques calcaires dépourvus d'amphibole, mais qui sont chloriteux, micacés ou qui contiennent des traînées d'épidote; ces roches passent même aux micaschistes. Dans le deuxième groupe du cristallin des Mts. Vulcan l'amphibole se développe autour des calcaires compactes de l'auréole des contacts du granit de Sușita.

Nous sommes encore loin de pouvoir donner une interprétation satisfaisante pour la naissance de toutes ces amphibolites. Ce sont en grande partie probablement des sédiments plus ou moins calcaires, qui ont subi le même métamorphisme que les micaschistes etc.

Je ne puis pas toujours admettre, que les couches d'amphibolites d'une épaisseur parfois tout-à-fait insignifiante ne soient que des gabbros ou diabases métamorphosés. On trouve dans les Mts. de Făgăraș des diabases traversant des amphibolites; mais la roche éruptive n'est pas toujours altérée et ne présente pas les caractères des amphibolites.

## V.

Les résultats de nos études nous conduisent donc à voir toute la série cristallophyllienne ancienne comme formée par des sédiments métamorphosés. Les roches primitives, en jugeant *a*) d'après les enclaves dans les granites, diorites et gneiss, *b*) d'après les roches nettement sédimentaires ou peu métamorphosées qui sont intimement liées aux schistes cristallins des deux groupes, sont, comme il a été déjà dit, des quartzites, parfois de véritables arkoses, des phyllites, des schistes chlorito-sériciteux, des schistes argileux, des calcaires compactes, dolomies et marnes, roches qui en général contiennent toutes des matières charbonneuses. Il est difficile pour le moment de donner une division exacte dans la série de ces roches, car, outre qu'elles sont métamorphosées en majeure partie, on a affaire, selon toutes les apparences, à un complexe de roches caractérisées par une alternance de facies silicieux, argileux et calcaires.

D'après mes observations dans les Mts. Vulcan je crois qu'il existe ici un niveau calcaro-argileux à la base surmonté par un horizon quartziteux sériciteux. Cette question d'ailleurs ne peut être probablement pas résolue d'une manière satisfaisante que par l'étude du cristallin de la région de Sud-Ouest de la Transylvanie où le groupe

des phyllites peu ou point métamorphosés par des roches éruptives, est très développé.

Comme les roches sédimentaires se rencontrent dans les deux groupes du cristallin ancien sous des facies très analogues, comme d'autre part, d'après ce que j'ai exposé sur le métamorphisme exercé par l'intrusion du gneiss et du granite, l'état métamorphique des schistes cristallins ne paraît pas dépendre d'un horizon stratigraphique mais principalement des conditions de métamorphisme, j'arrive à la conclusion qui me paraît très vraisemblable, que les deux groupes du cristallin ancien nous présentent deux facies métamorphiques d'une même série sédimentaire, dues à un métamorphisme différent. D'après ces considérations, je crois que le premier groupe peut être plus ancien que le deuxième, mais cela ne doit pas être pris comme une règle, car la différence pétrographique entre les deux groupes ne réside pas dans l'âge des roches mais exclusivement dans les effets des métamorphismes différents.

## VI.

Tous les schistes cristallins, les roches éruptives ainsi que le Verrucano et les formations mésozoïques, présentent d'habitude des déformations intenses dues au dynamométamorphisme. C'est surtout le long des lignes des grandes dislocations que les effets du dynamométamorphisme atteignent leur maximum d'intensité. (Faille marginale du Sud, le long de la faille de la Cerna, faille du Ht. Plateau de Mehedinți, F. Latorîța — Jiețu — Jiu — Oslia etc.)

Le dynamométamorphisme efface la structure cristalline des roches éruptives et des schistes hautement cristallisées. Les granites deviennent schisteux mais ne se transforment jamais en gneiss.

Les roches sédimentaires au contraire recristallisent jusqu'à une certaine mesure ce qui est dû non seulement à leur structure et composition minéralogique, mais aussi, et peut-être principalement, au pouvoir de contenir des grandes quantités d'humidité. Les grès quartzeux du Lias deviennent par laminage schistes sériciteux, les schistes charbonneux se chargent à Rafaila dans la V. du Jiu, de chloritoïde et les grès charbonneux sont transformés en un aggregat de chloritoïde et séricite dans lequel sont noyés des grains et des galets de quartz. Le Verrucano passe par laminage à des conglomérats gneissiques chloriteux. Les calcaires de la nappe mésozoïque deviennent par les effets du charriage, cristallins; entre les Verrucano et les calcaires se produit alors par dynamométamorphisme une véritable soudure. (Vaideni s. la Șușita.)

En somme les termes extrêmes des roches cristallines et sédimentaires dynamométamorphosées tendent ma-

croscopiquement, à l'exception des calcaires, vers le même type pétrographique, type des phyllites.

En général le dynamométamorphisme n'efface cependant pas complètement la structure détritique des sédiments. On peut dire que la différence entre un sédiment dynamométamorphosé et la roche primitive est toujours plus petite qu'entre le premier et un membre quelconque de la série cristallophyllienne. Dans les sédiments dynamométamorphosés on n'a jamais rencontré de véritables cornéennes. D'autre part il est parfois tout-à-fait illusoire de vouloir distinguer des termes extrêmes de roches cristallines et sédimentaires laminées, les unes des autres.

## VII.

L'âge de la série cristallophyllienne ancienne est difficile à déterminer. Il n'est pas encore exclu qu'elle ne comprenne même par endroits le paléozoïque supérieur. Très probablement la majeure partie, si non la totalité, des schistes cristallins appartient à un système paléozoïque inférieur au carbonifère. Dans tous les cas on n'a aucun argument pour prouver, qu'ils seraient archéens. Toutes les séries cristallophylliennes présentent, avec les séries des autres régions alpines des ressemblances frappantes. Le premier groupe des Carpathes méridionales trouve un équivalent pétrographique dans les micaschistes  $\xi^2$  de la carte géologique française, dans le „*ältere Glimmerschiefergruppe*“ de l'Archéen des géologues et pétrographes autrichiens. Le deuxième groupe rappelle en grande partie l'X (précambrien) de la carte française et certains faciès des schistes de Casanna des Alpes Valaisannes; c'est le groupe des phyllites et en partie la „*Schieferhülle*“ des gneiss centrales des géologues autrichiens.

Le mésozoïque métamorphosé nous rappelle tant par la pétrographie de ces assises que par la présence de la serpentine, certains faciès caractéristiques des schistes lustrés des Alpes occidentales et certains faciès de schistes supérieures (*Matreier Schiefer*) de la „*Schieferhülle*“ des géologues autrichiens; le métamorphisme est cependant dans les Carpathes beaucoup plus restreint. Dans les Alpes transylvaines comme dans les Alpes occidentales et très vraisemblablement dans les Alpes orientales on connaît du mésozoïque non métamorphosé à côté du mésozoïque métamorphosé; comme dans les régions des Alpes le métamorphisme du mésozoïque paraît être restreint dans les Carpathes méridionales à des régions très disloquées. On devrait très probablement se tenir pour la classification des schistes cristallins des Alpes à la classification de M. Termier qui admet une série cristallophyllienne antécarbonifère, une série permocarbonifère et finalement le groupe des schistes lustrés qui comprend le mésozoïque et l'éocène metamorphosé.

On peut, au point de vue pétrographique comparer en outre les deux groupes cristallins anciens des Carpathes méridionales aux schistes cristallins extra-alpins d'Europe. Toutefois les gneiss sédimentaires du cristallin du Erzgebirge et de la Forêt noire si magistralement décrits par M. Rosenbusch et Sauer ne se trouvent pas à la base du premier groupe des Alpes transylvaines.

D'après notre hypothèse sur la naissance des schistes cristallins il serait nécessaire pour déterminer l'âge du métamorphisme des sédiments paléozoïques, de connaître l'âge de l'intrusion des gneiss et des granites dans les schistes cristallins. Nous n'avons dans les Alpes transylvaines qu'un indice qui nous permet d'éloigner l'hypothèse d'une éruption tertiaire. C'est que dans les conglomérats du céno-manien on rencontre des galets et des blocs de roches de tous les groupes cristallins. Les éruptions doivent donc coïncider avec des phases de mouvement antécénomaniennes. S'il était prouvé que les blocs des schistes cristallins des conglomérats carboniques du Banat proviennent en réalité des schistes cristallins des groupes anciens, et non pas d'autres schistes cristallins antérieurs, et si, d'autre part, on pouvait démontrer leur liaison avec les formations dévoniennes de la Transylvanie l'âge des séries cristallophylliennes serait fixé. Mais je rappelle que dans le Banat on connaît des éruptions granitiques tertiaires et il n'est pas impossible qu'une partie des schistes cristallins soit très jeune. Je rappellerai encore que M. H. Böckh a démontré que les schistes micacés et les gneiss des environs de Schemnitz sont des couches de Werfen métamorphosés par l'injection de granites et de diorites néogènes.

La question de l'âge du métamorphisme reste donc ouverte pour la série cristallophyllienne ancienne, l'hypothèse la plus vraisemblable étant que la majeure partie des schistes cristallins s'est formée avant le carbonifère.

Pour ce qui concerne les schistes cristallophylliennes mésozoïques leur métamorphisme est certainement antétertiaire et probablement postbarrémien.

Pendant l'impression de cette note a paru l'esquisse géologique des environs de la vallée du Danube du côté du Banat, par M. Schafarzik<sup>1)</sup>. C'est avec plaisir que je constate que mon honoré confrère considère aussi le premier groupe des schistes cristallins de M. Böckh comme éruptif ce que du reste a été déjà exprimé par moi en 1897. Quant à la nature et la genèse du deuxième et du troisième groupe du savant directeur de la carte géologique hongroise, on trouverait mes idées exposées dans l'article précédant.

<sup>1)</sup> Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tor an der unteren Donau. Földt. Közlöny. 1903. 7—9, pag. 404.