

CARACTÉRISATION DE LA CONTRAINTE FINIE DE CERTAINS MÉTACONGLOMÉRATS DE LA SÉRIE DE VĂRMAGA (L'ÎLE CRISTALLINE DE RAPOLT, MONTS MÉTALLIFÈRES)

RADU DIMITRESCU¹, MIHAELA DIMITRESCU², ION BERBELEAC³

Académie Roumaine¹, Calea Victoriei nr. 125, 010071 Bucarest
Institut Géologique de Roumanie², Str. Caransebeș nr. 1, 012271 Bucarest
(mihaela.dimitrescu.igr@gmail.com)
Institut de Géodynamique "Sabba S. Ștefănescu"³, Str. Jean-Louis Calderon,
nr. 19-21, 020032 Bucarest (ionberbeleac@gmail.com)

Abstract. On the base of strain analysis some evidences are provided to equalize the metaconglomerates from the Vărmaga Series (the Crystalline Island of the Rapolt) and the metaconglomerates from the Schela Formation which develops in the Vâlcan and Petreanu Mountains (the Meridionales Carpathians). Also significant differences are stressed between the Vărmaga Series and the Laminated Conglomerates Formation from the Northern Apuseni Mountains, which previously were considered similar.

Key words: metaconglomerates, Rapolt, Vărmaga Series, deformation, whole strain.

Résumé. L'analyse de la contrainte finie a démontré que les métaconglomérats de la Série de Vărmaga affleurant dans le Nord de l'île cristalline de Rapolt représentent une séquence équivalente aux métaconglomérats de la Formation de Schela, qui se développe dans les monts de Vâlcan et Petreanu (Carpates Méridionales). On a souligné les différences constatées entre la Série de Vărmaga et la Formation des Conglomérats Laminés de Monts Apuseni du Nord, antérieurement considérés comme similaires.

Mots-clés: métaconglomérats, Rapolt, Série de Vărmaga, déformation, contrainte totale.

INTRODUCTION

Dans la littérature géologique roumaine concernant les Monts Apuseni, la première notification sur la région que nous intéressent appartient aux auteurs Ghițulescu et Socolescu (1941): ils attribuent l'île cristalline de Rapolt à la "Série cristallophylienne de Mureș" où sont signalés des "serniphtes".

Berbeleac (1964) dans un premier ouvrage, mentionne aussi la présence des "serniphtes".

Sur la carte géologique Orăștie 1:200000 et dans le texte explicatif, Savu *et al.* (1968) séparent une Série de Vărmaga d'âge Paléozoïque-ante-Carbonifère supérieur de la Série de Rapolt, attribuée au Protérozoïque-Paléozoïque. Les métaconglomérats contiennent comme galets: quartz, quartzites noires et phyllites violacés.

Dans la synthèse des Monts Métallifères, Ianovici *et al.* (1969) attribuent l'île cristalline au Riphéen, à côté de toute la Poiana Ruscă.

Berbeleac (1970) décrit de nouveau les conglomérats métamorphosés qui contiennent des galets à dimensions jusqu'au 7cm diamètres de phyllites et quartzites, sans opérer la séparation d'une autre série, mais d'un "complexe phyllito-conglomératique".

Connaissant les résultats obtenus dans le massif de Poiana Ruscă, Ianovici *et al.* (1976) considèrent l'âge des mêmes formations métamorphiques comme carbonifère inférieur. Ont été retrouvés les mêmes porphyroïdes comme dans la Série de Padeș, et le complexe carbonatique a été équivalu aux dolomies de Hunedoara. Le problème de la relation de ce cristallin avec la Poiana Ruscă, avec la Série de Tulișa (des Carpatés Méridionales) et avec la Série de Păiușeni (des Monts Apuseni du Nord) est considéré nonrésolue.

La Série de Vărmaga d'âge Carbonifère inférieur est séparée sur la carte géologique 1:50000 Geoagiu (Bordea *et al.*, 1978) ayant dans sa composition des phyllites sériciteux \pm graphite, des quartzites sériciteux, des métaconglomérats et des calcaires gris, stratifiés.

Le but de cet article est de présenter un nouveau point de vue concernant les métaconglomérats de la Série de Vărmaga, qui s'appuie sur les résultats de l'analyse de la contrainte finie de ces roches.

Pour ce faire, nous présentons tout d'abord le cadre général suivi de l'analyse de la géométrie de l'ellipsoïde de la contrainte. L'étude de la déformation des galets constitue la partie centrale de cet ouvrage. Ensuite nous exposons brièvement la déformation induite dans les métaconglomérats et à la fin nous discutons les critères qui, de ce point de vue font distinction entre la Formation des Conglomérats Laminés (FCL) des Monts Apuseni du Nord et la Série de Vărmaga. Pour conclure, nous proposons l'équivalence des métaconglomérats de la Série de Schela (Monts Vâlcan et Petreanu) avec ceux de la Série de Vărmaga (l'île cristalline de Rapolt).

CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE

La Série de Vărmaga affleure au long de la vallée homonyme, sur un aréal réduit, dans les environs de la localité qui port le même nom (Fig. 1). Elle est constituée par des phyllites sériciteux, parfois violet-pales, des phyllites sériciteux-graphiteux noirs-violâtres, des métaconglomérats noirs, quartzeux ("serniphtes") à galets de quartzites noirs et phyllites noirs, des quartzites blastodétritiques à séricite et de rares calcaires gris, stratifiés. Les clastes centimétriques sont arrondis, rarement anguleux, à rapport axial < 3 ; on observe communément diamètres de 2–3 cm et parfois les éléments peuvent atteindre 8 cm, mais en tout cas, rien n'indique qu'ils aient été fracturés.

Les positions moyens que nous avons mesurées sont N 45°E/50°NW et les linéations sont orientées N 60°E/22° SW (Fig. 1). La fracturation n'a pas fait l'objet d'une analyse approfondie dans le cadre de cet article, mais pour compléter l'image tectonique générale, on peut mentionner la présence de deux systèmes de fractures verticales, qui ont créé le horst bien connu de l'île de Rapolt.

La zone étudiée occupe le flanc nord-ouest de l'anticlinal Banpotoc. Les formations composantes de la Série de Vărmaga constituent des corps délimités par de failles verticales – ou presque, formations qui appartiennent à un bassin probablement plus développé par rapport à la région d'étude. Les orientations des failles montrent des directions comme E–W, NE–SW et NW–SE, celles-ci fréquemment accompagnés par de mylonites, brèches et argiles \pm minéralisations (Berbeleac, 1967).

Sur la carte présentée dans la fig. 1, nous avons rapporté des roches volcaniques acides, pyroclastiques fines, les tufs rhyodacitiques de Banpotoc et les tufs rhyolitiques de Bobâlna. Généralement, toutes les deux roches apparaissent dans des sédiments fins, plus ou moins graphiteux. Elles sont connues sous le nom de porphyroïdes et occupent la partie moyenne-supérieure de la Série de Padeş (Berbeleac, 1970).

Sur cette carte nous avons essayé d'envisager la grande diversité d'apparition des corps minéralisés et des roches porphyroïdes. Ainsi, en ce qui concerne la morphologie des minéralisations primaires, dans cette région nous avons distingué deux types principaux: 1) des lentilles quartzieuses à l'or natif, arsénopyrites aurifères et des métaux de base associés avec les dernières stades cassantes de la déformation tectonique (shear zones) et 2) des minéralisations stratiformes à pyrite \pm Au, Pb, Zn et Cu, d'origine volcanogène-sédimentaire mis en place dans le Carbonifère inférieur.

L'ensemble à dominant volcanique des roches acides (rift intracontinental) minéralisées se trouve entre la colline de Măgura et le ruisseau de Drăgilă.

Du point de vue macroscopique, les roches qui affleurent dans l'aréal circonscrit à la vallée de Vărmaga, ne présentent pas des similarités avec celles de la Série de Păiuşeni des Monts Apuseni du Nord. En échange, nous avons observé des aspects ressemblants aux métaconglomérats de la Série de Schela des Carpates Méridionales (Dimitrescu, Dimitrescu, 2005; 2007). La dispersion plus large de la dernière dans le Danubien n'exclue pas son apparition dans le Supragétique (par exemple à Codlea).

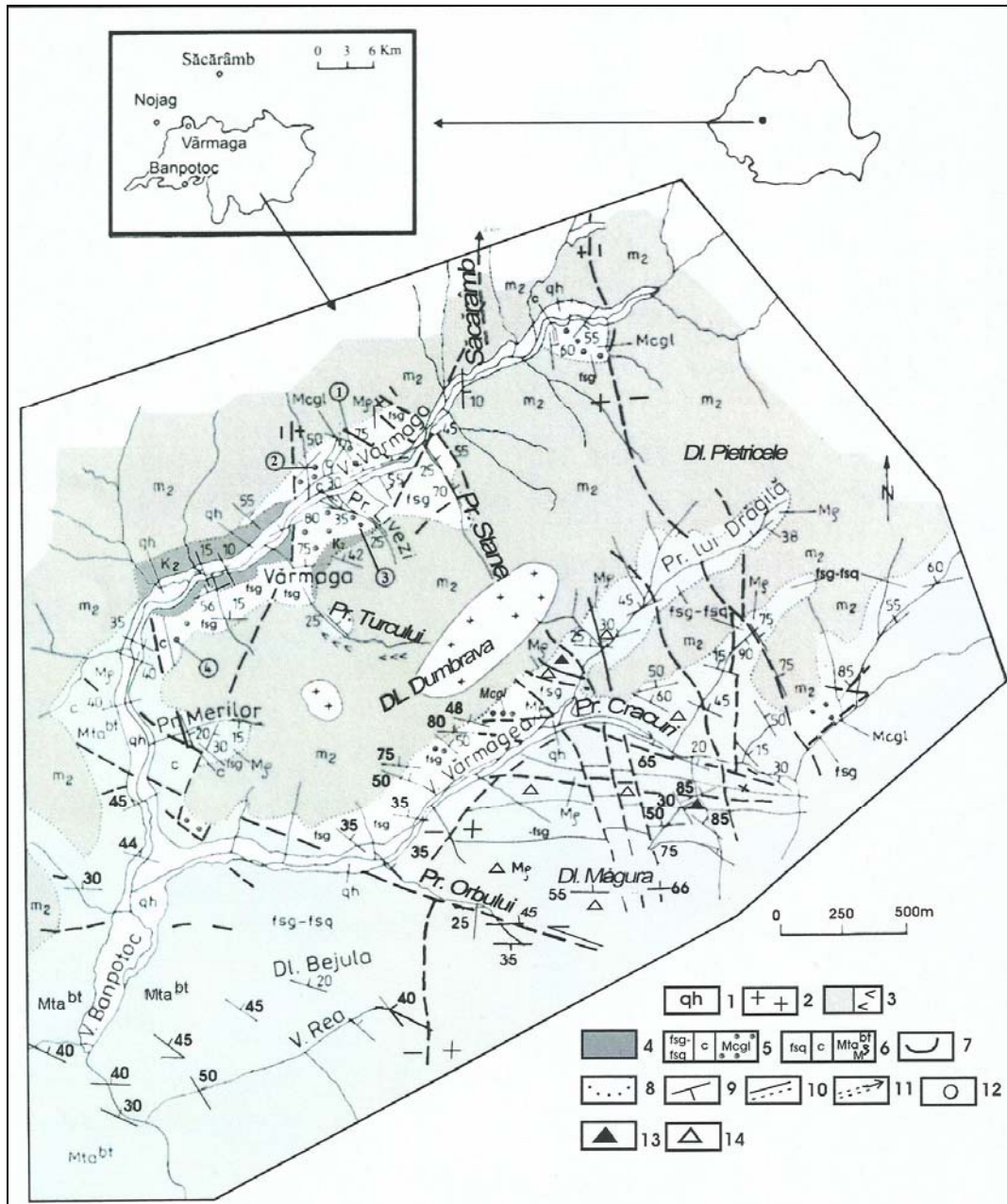


Fig. 1 – Carte géologique de la région de Värmaga (d'après I.G.R., feuille Geoagiu, 1: 50000, aux éléments supplémentaires). **1.** Alluvions quaternaires; **2.** Laves et pyroclastites andésitiques sarmatiennes; **3.** Mollasse tertiaire (m₂): 1. Complexe des Gaviers d'Almaşul Mare (Crétacé sup.-Paléogène), complexe marno-silteux (Badénien) et la formation volcano-sédimentaire (Badénien-Sarmatien); 2. Gypses (Tortonien); **4.** Crétacé supérieur (k₂): Conglomérats, grès et argiles; **5.** Série de Värmaga (Carbonifère inférieur): 1. Phyllites et schistes sériciteux-graphiteux (fsg), schistes sériciteux-quartziteux (fsq) et quartzites; 2. Calcaires gris-noirâtres stratifiés (c); 3. Métaconglomérats (Mcgl), métaarcoses et métagrawayacke; **6.** Série de Padeş (Carbonifère inférieur): 1. Phyllites et schistes sériciteux, séricito-chloriteux et séricito-graphiteux (fsg); 2. Calcaires stratifiés (c) et schistes quartziteux carbonatés-sériciteux; 3. Métatufs et métatuffites acides de Banpotoc (Mta bt); 4. Métatufs et métatuffites acides de Bobâlna (Mp); **7.** Limite de transgression; **8.** Position et pendage de la schistosité; **10.** Faille; **11.** Route Värmaga – Săcărâmb; **12.** O Point d'observations; **13.** Zone de cisaillement à Au-As-Pb-Zn-Cu; **14.** Minéralisation stratiforme à pyrite ± sphalérite-galène ± or.

Dans son ensemble, l'île cristalline de Rapolt, quoiqu'elle soit située au nord de Mureș, elle appartient aux Carpates Méridionales et non aux Monts Apuseni, le fosse ophiolitique des Monts Métallifères ayant son tracé au nord de l'île mentionné. En tout cas, elle représente un prolongement du massif cristallin de la Poiana Ruscă, notamment de sa partie septentrionale, constitué par la Série de Padeș (Carbonifère inférieur) qui ne contient pas des métaconglomérats, mais des micrométaconglomérats.

Les travaux sur le terrain se sont déroulés pendant la campagne de l'année 2011, dans le cadre d'un projet initié par l'Institut Géologique et l'autorité tutélaire.

MESURES ET ANALYSE

Pour l'étude de la déformation des métaconglomérats de la Série de Vărmaga nous avons mesuré en deux dimensions les galets sectionnés par des surfaces parallèles aux axes de l'ellipsoïde de la contrainte, XY et YZ ou XZ. Rarement les affleurements nous ont permis la collecte des données tridimensionnelles (station nr. 3, fig. 1). En dépit de l'épaisseur convenable (Berbeleac, 1970), les séquences sédimentaires qui affleurent plusieurs fois au long des vallées Vărmaga et Vărmăgea (Fig. 1), n'offrent pas les meilleures conditions pour les travaux. Par conséquent nous n'avons pas pu réaliser une répartition uniforme des observations, ni une analyse micro-tectonique exhaustive sur la Série de Vărmaga.

Généralement on peut décrire les roches comme massives, polygéniques, à éléments relativement arrondis et à support matriciel. Les galets de quartz, quartzites, porphyroïdes, calcaires et schistes cristallins représentent vers 45% du volume totale et sont enrobés d'une matrice siliceuse à faible contraste de compétence.

Comme la nature pétrographique des clastes est hétérogène, nous avons observé que, lithologiquement les pourcentages descendent de 20–25 % pour les quartz et quartzites jusqu'à 15–20% pour les porphyroïdes; le reste de 3–5% revient aux calcaires et schistes cristallins.

Un aspect important pour l'analyse, doit être souligné: la dimension des clastes. Leur diamètre compris entre 0,5 et 7 cm, d'habitude mesure 2–3 cm. Les affleurements qui exposent des surfaces parallèles aux plans XY et YZ montrent des sections à contours plutôt circulaires, mais sur le plan XZ leur ellipticité est évidente.

En ce qui concerne la fabrique des métaconglomérats, dans les stations examinées nous n'avons pas identifié des structures sédimentaires, par exemple la stratification, l'imbrication de grands axes des clastes, ou des cycles grano-croissants, bien-que dans la zone on connaît quelques séquences torrentielles.

Les galets ne montrent pas des striations sur leur faces et ne sont pas friables, donc ils n'ont pas subi une intense déformation interne.

Afin d'estimer l'intensité et la symétrie de la contrainte finie et aussi pour en établir le gradient régional, l'étude réalisée s'appuie sur la mesure des formes finales des galets, qui depuis son introduction dans l'analyse structurale par Flinn (1962) et Ramsay (1967), est devenue la méthode la plus fréquemment utilisée.

La description détaillée de la déformation des conglomérats de la Série de Vărmaga a été possible grâce aux données quantitatives provenant d'environ 250 galets.

La distribution initiale aléatoire des galets sur un plan parallèle à XY (condition sine qua non de la méthode) a été vérifiée à l'aide de la formule : $\log Ri \max X/Z = \log Ri \max Y/Z$, où $Ri \max$ correspond au rapport axial initial maximum, et $Ri \max = \sqrt{(Rf \max / Rf \min)}$. Les calculs montrent que ces rapports axiaux sur les deux plans varient entre 1,29 et 1,35 pour XZ, respectivement entre 1,32 et 1,36 pour YZ. La déviation de la distribution initiale ne dépasse pas 2% et assure la correctitude de l'analyse. Ces données primaires permettent aussi de calculer le rapport du strain, R_s . Ainsi, d'après Ramsay, Huber (1983), $R_s = Rf \max / Ri \max$.

Les résultats sous la forme des rapports X/Y, Y/Z, et X/Z, sont présentés dans le Tableau 1 qui contient aussi les valeurs du paramètre k. Celui-ci décrit la forme de l'ellipsoïde du strain (Flinn, 1962):

$$k = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1)$$

Tableau 1

Les paramètres de la contrainte finie

Nr.	Station	X/Y	Y/Z	X/Z	k	Es	Ri max	Rs	RS	D
1	Vallée Värmaga	1,09	1,46	1,87	0,19	<0,4	1,33	1,84		
2	Affl. v.Värmaga	1,58	1,71	2,23	0,81	0,68	1,29	1,32		
3	Ruisseau Livezi	1,63	2,03	2,50	0,68	0,85	1,35	2,96		
	Rapolto	1,43	1,73	2,20	0,58	0,65	1,32	2,04	3,60	1,28
	Vâlcan	1,40	1,88	2,63	0,45	0,72	1,47	2,34	4,00	1,47
	Petreanu	1,38	2,36	3,28	0,27	0,90	1,50	2,32	4,00	1,46
	Apuseni (FCL)	2,33	2,12	3,53	1,18	1,15	2,92	3,95	7,00	2,48

Les valeurs projetés sur le diagramme de Fig. 2 correspondent à une certaine forme de l'ellipsoïde en chaque point d'observation. Sur le même diagramme est figuré un autre paramètre (Es), qui décrit l'intensité de la contrainte en fonction de la forme des clastes.

La déformation totale des métaconglomérats (RS), qui a été déterminée graphiquement (Fig. 3), complète notre analyse. Le contraste de compétence entre les clastes et matrice étant réduit, nous avons sélectionné le coefficient de la viscosité $m = 2$ (Treagus, Treagus, 2001), pour refléter mieux le comportement des métaconglomérats étudiés.

INTERPRÉTATION DE LA DÉFORMATION

La comparaison des paramètres k, Es et RS des métaconglomérats de la Série de Värmaga avec ceux de la Formation de Schela d'une part, et avec FCL d'autre part constitue le noyau de ce chapitre.

Les valeurs des rapports axiaux X/Y et Y/Z (Tableau 1) justifient la répartition des ellipsoïdes de la contrainte à deux types (Fig. 2):

1. L'ellipsoïde pour lequel $k < 1$ caractérise les métaconglomérats de la Série de Värmaga et de la Formation de Schela. Dans la région de Rapolto on peut corrélérer la géométrie de l'ellipsoïde avec le gradient réduit de la schistosité.

2. L'ellipsoïde pour lequel $k \approx 1$ caractérise les roches plissées et a été calculé exclusivement pour FCL.

Le rapport axial X/Z ne varie pas significativement entre les points d'observations situés au long de la vallée de Värmaga. En échange, entre les valeurs moyennes pour les métaconglomérats de l'île de Rapolto ($X/Z = 2,2$) et des Monts Apuseni du Nord ($X/Z = 3,53$), on constate une importante différence, due à la déformation interne des galets qui marque FCL (Dimitrescu, thèse, 1998).

Les paramètres k et Es donnent des informations en ce qui concerne la géométrie de l'ellipsoïde du strain et en même temps sur l'histoire de la déformation.

Généralement, les ellipsoïdes ont les axes principales X à peu près égales (le rapport X/Y compris entre 1,38 et 1,43 à Rapolto) et les axes moyennes Y constantes. Les seuls qui se sont modifiées par raccourcissement sont les axes Z: le rapport X/Z croît de 2,2 à Rapolto jusqu'à 3,28 dans les Monts Petreanu. Cette observation montre que la modification des axes a été produite par un faible aplatissement dont l'intensité se situe entre $Es = 0,65$ à Rapolto et $Es = 0,90$ à Petreanu.

L'intensité de la contrainte tectonique a été estimée graphiquement (Fig. 2). Les valeurs très proches $\epsilon_s = 0,65$ et $\epsilon_s = 0,72$ déduites pour la déformation des clastes de la Série de Vărmaga et de la Formation de Schela mettent en évidence une analogie accentuée. En échange, les métaconglomérats de FCL ont eu une histoire de la déformation plus compliquée, l'ellipsoïde de la contrainte en reflétant un strain plan typique, produit par cisaillement simple progressif (Dimitrescu, thèse, 1998).

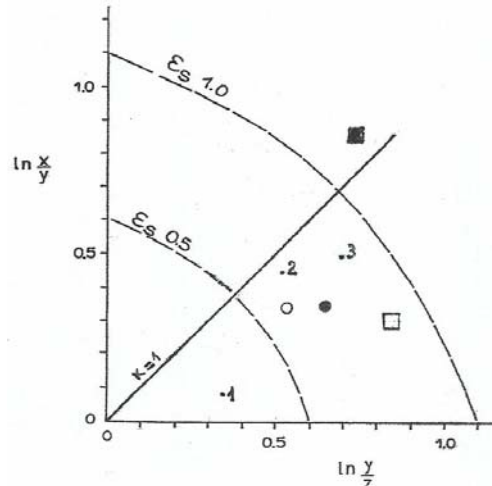


Fig. 2 – Diagramme du paramètre k. O = Rapolt, ● = Vâlcan, □ = Petreanu, ■ = Monts Apuseni du Nord (Formation des Conglomérats Laminés).

Le diagramme de la fig. 3 représente les paramètres du strain des galets (R_s) et total de la roche (RS) en fonction du contraste de compétence (m), facteur qui contrôle la viscosité du système (clastes et matrice).

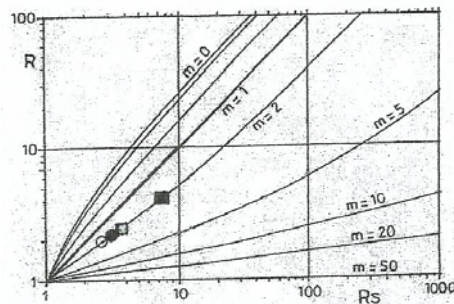


Fig. 3 – Diagramme de la contrainte totale (d'après Treagus, Treagus, 2001).
○ = Rapolt, ● = Vâlcan, □ = Petreanu, ■ = Monts Apuseni du Nord
(Formation des Conglomérats Laminés).

La concentration moyenne des galets par rapport au volume total de la roche est aussi un facteur qui influence significativement la viscosité des conglomérats déformés. Dans les régions comparés, les pourcentages des éléments varient de 35 dans FCL à 45 dans la Série de Vărmaga.

La composition minéralogique de la matrice qui, grâce à sa finesse favorise la déformation homogène, situe les roches étudiées dans la catégorie des conglomérats à faible contraste de compétence, caractérisé par $m = 2$ (Treagus, Treagus, 2001).

Sur le diagramme R_s/RS on observe la concentration des points qui correspondent aux régions de Rapolt, Vâlcan et Petreanu sur la courbe $m = 2$, à la différence de la quatrième région (Monts Apuseni du Nord), qui occupe une position légèrement excentrique.

En tenant compte du fait que l'intensité du strain ne varie pas fortement d'une région à l'autre, nous considérons que la différence constatée entre la déformation totale des métaconglomérats de FCL où $RS = 7,0$ et les roches qui appartiennent à la Formation de Schela avec $RS = 4,0$ et à la Série de Vărmaga ($RS = 3,6$), est moins due à la contrainte tectonique et plutôt à l'influence du rapport axial initial des clastes. Ainsi, pour les régions de Rapolt, Petreanu et Vâlcănuș nous avons calculé des valeurs très petites $1,32 < Ri_{max} < 1,50$ (Tableau 1), caractéristiques aux roches nondéformées (Lisle, 1985). A la différence de celles-ci, pour FCL nous avons obtenu une valeur moyenne beaucoup plus grande, $Ri_{max} = 2,92$.

Les résultats présentés montrent que les galets sous-sphériques se sont déformés moins, et ceux avec les rapports axiaux $Ri_{max} > 2$ ont souffert de grandes modifications de leur formes.

Un nouveau argument pour soutenir la ressemblance entre les conglomérats de la Série de Vărmaga et ceux de la Formation de Schela, se trouve dans la variation de la déformation en fonction du protolite de la Série de Schela (D), identifié sur la vallée de Prislop dans les Monts Vâlcănuș (Dimitrescu, Dimitrescu, 2005).

La comparaison faite à la base du paramètre D (considérant comme norme le rapport $X/Z = 1,59$), nous a révélé d'une part la similarité des roches pour les régions des monts Vâlcănuș et Petreanu où $D = 1,47$ respectivement $D = 1,46$, et d'autre part le rapprochement évident ($D = 1,28$) entre les métaconglomérats de la Série de Vărmaga et le protolite de la Formation de Schela.

Enfin, de ce point de vue, entre les métaconglomérats de l'île de Rapolt et ceux des Monts Apuseni du Nord les différences augmentent ($D = 2,48$), car la forme initiale et finale des galets de FCL ont joué un rôle très important dans leur réponse au strain.

CONCLUSION

À la suite de cet étude on conclue que les observations macroscopiques concernant les métaconglomérats de la Série de Vărmaga et de la Formation de Schela peuvent être mises en corrélation avec les résultats de l'analyse du strain et permettent l'équivalence des deux séquences lithologiques comparées.

REMERCIEMENTS

Les aspects techniques de la recherche se sont trouvés facilités par la diligence de l'académicien Dan Bălăceanu, directeur de l'Institut de Géographie de l'Académie Roumaine et du monsieur Dănuț Călin du même Institut.

BIBLIOGRAPHIE

- Berbeleac, I. (1964), *Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul insulei de Rapolt*. D. S. Inst. Geol., **49** (1961-62), 3-14, București.
- Berbeleac, I. (1970), *Aspecte petrografice și metalogenetice ale insulei cristaline Rapolt (Munții Metaliferi)*. D. S. Inst. Geol., **54/4** (1966-67), 5-21, București.
- Bilby, B.A., Eschelby, J.D., Kundu, A.K. (1975), *The change of shape of a viscous ellipsoidal region embedded in a slowly deforming matrix having a different viscosity*. Tectonophysics, **28**, 265-274, Amsterdam.
- Bordea, J., Berbeleac, I., Borcoș, M., Mantea, G., Stancu, J., Rogge-Țăranu, E. (1978), *Harta geologică a României sc. 1:50000, foaia Geoagiu*, I.G.R., București.
- Dimitrescu, M. (1998), *Studiul petrologic al metaconglomeratelor paleozoice din munții Bihor* (thèse), Univ. București.

- Dimitrescu, M. (2008), *Détermination de la viscosité totale de certains métaconglomérats des Carpates Roumaines*. Rev. Roum. Géologie, **48–49** (2004–2005), 29–39, București.
- Dimitrescu, M., Dimitrescu, R. (2005), *Studii structurale asupra unor metaconglomerate paleozoice și mezozoice din Munții Tulișa și Vâlcan*. Stud. Cerc. Geol., **48** (2003), 3–20, București.
- Dimitrescu, M., Dimitrescu, R. (2007), *Studii structurale asupra unor metaconglomerate paleozoice și mezozoice în Munții Petreanu*. Stud. Cerc. Geol., **49–50** (2004–2005), 3–13, București.
- Flinn, D. (1962), *On folding during three-dimensional progressive deformation*. Quart. J. Geol. Soc., **118**(4), 385–433, London.
- Ghițulescu, T., Socolescu, M. (1941), *Étude géologique et minière des Monts Métallifères*. An. Inst. Geol. Rom., **21**, 181–464, București.
- Ianovici, V., Giușcă, D., Ghițulescu, T., Borcoș, M., Lupu, M., Bleahu, M., Savu, H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*. Ed. Academiei, 742 p., București.
- Ianovici, V., Borcoș, M., Bleahu, M., Patrulea, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976), *Geologia Munților Apuseni*. Ed. Academiei, 632 p., București.
- Lisle, R.J. (1985), *Geological strain analysis. A manual for the R_f/Φ technique*. Pergamon Press, 1–100, London.
- Lisle, R.J., Rondeel, H.E., Doorn, d., Brugge, J., van de Gaag, P. (1983), *Estimation of viscosity contrast and finite strain from deformed elliptical inclusions*. Journal of Structural Geology, **5**, 603–609, Oxford.
- Ramsay, J.G., Huber, M.J. (1983), *The Techniques of Modern Structural Geology, vol. 1, Strain Analysis*, 307 p., Academic Press, London.
- Savu, H., Pavelescu, M., Stancu, J., Lupu, D. (1968), *Harta geologică a României, sc. 1:200000, foaia Orăștie, hartă și text explicativ*, 1–61, I.G.R., București.
- Treagus, H.S., Treagus, E.J. (2001), *Effects of objects ellipticity on strain, and implications for clast-matrix rocks*. Journ. Struct. Geology, **23**, 601–608, Oxford.