

ANALYSE ET INTERPRÉTATION DE LA CONTRAINTE TECTONIQUE DES CONGLOMÉRATS PALÉOZOÏQUES DE LA DOBROUDJA MÉDIANE

MIHAELA DIMITRESCU

Institut Géologique de Roumanie, str. Caransebeș nr. 1, Bucarest

Abstract. The Precambrian formations of the Median Dobrogea are abundant in markers of the strain such as: quartz and pelitic pebbles in the metaconglomerates, and pyrite crystals in greywackes. A comparison with local strains determined for 9 observation points shows that the type of deformation and its intensity depend of the nature of the markers. The polygeneous clast-supported conglomerates are the less deformed and have registered a volume reduction of 20%, while the most important strains appear in the conglomerates with pelitic pebbles corresponding to a volume loss of ca 60%. The two zones delimited in the studied area, Ceamurlia de Sus and Beidaud-Băltăgești are characterized by the following medium values of the principal axes dimensions of strain ellipsoids: 250% increase X, 0,5% decrease Y, 70% decrease Z for the first zone; 120% increase X, 38% increase Y and 66% decrease Z for the second one. The strain intensity diminishes from $E_s = 1,70$ in the N to $E_s = 0,85$ in the S, concomitantly with the change of deformation type from slightly prolate ($V = -0,10$) to oblate ($V = 0,5$). Despite the differences shown, the bulk regional and relatively homogeneous strain of plane-type permitted the approximation of stratigraphical thickness of the metasediments and their comparison with similar rocks of other regions.

Key words: metaconglomerates, flattening strain, volume loss, shortening, Dobrogea.

Résumé. Les formations précambriennes de la Dobrogea médiane ont des marqueurs du strain en abondance: galets de quartz et pélites dans les métaconglomérats et cristaux de pyrite dans les grauwackes. Une comparaison avec les contraintes locales déterminées pour 9 points d'observation montre que le type de déformation et son intensité dépendent de la nature des marqueurs. Les conglomérats polygènes sont les moins déformés et ont enregistré une réduction de volume de 20%, tandis que les plus importantes contraintes apparaissent dans les conglomérats à galets pélitiques, correspondant à une perte de volume d'environ 60%. Les deux zones délimitées dans l'aire étudiée, Ceamurlia de Sus et Beidaud-Baltagesti, sont caractérisées par les valeurs moyennes suivantes des axes principaux de l'ellipsoïde du strain: 250% accroissement X, 0,5% décroissance Y, 70% décroissance Z pour la première zone et +120% X, +38% Y et 66% Z pour la seconde zone. L'intensité du strain diminue de $E_s = 1,70$ dans le N à $E_s = 0,85$ dans le S, en parallèle avec le changement du type de déformation, de légèrement prolat ($V = 0,10$) à oblat ($V = 0,5$). Malgré ces différences, le strain regional total et relativement homogène de type plan a permis l'approximation de la puissance stratigraphique des métasédiments et leur comparaison avec les roches similaires d'autres régions.

Mots-clés: métaconglomérats, strain d'aplatissement, perte de volume, raccourcissement, Dobroudja.

INTRODUCTION

Nos investigations ont eu comme objet la déformation des métaconglomérats de la Formation de Histria (A. Seghedi, 1999), connue aussi sous le nom de Groupe des Schistes Verts (Mirăuță, 1964, 1965, 1969). Cette formation est constituée par une série de quelques milliers de mètres d'épaisseur de phyllades et schistes pélitiques verts, de grauwackes et quartzites verts, de microconglomérats arkosiens ainsi que de rares métaconglomérats. O. Mirăuță a subdivisé ce groupe en quatre «séries»: infragrauwackes de Dorobanțu (600–800 m), grauwackes inférieures de Istria (1200 m), grauwackes supérieures de Măgurele-Sibioara (1500 m) et supragrauwackes de Băltăgești (600–800 m).

G. Oaie et A. Seghedi (1999) admettent une autre subdivision en trois membres (de Beidaud, de Haidar et de Sibioara).

L'âge de la Formation des Schistes Verts de Histria a été considéré par les auteurs anciens comme silurien. O. Mirăuță et A. Seghedi, sur la base des données palynologiques, l'attribuent au Protérozoïque supérieur–Cambrien inférieur. Popescu et Mărgărit (1983) ont soutenu avec des arguments de même nature un âge dévonien, au moins pour une partie de la formation. Olaru (2001) en interprétant ses propres données palynologiques arrive à la conclusion que les Schistes Verts en totalité appartiennent au Cambrien inférieur.

Macovei (1912) et Murgoci (1914) ont été les premiers auteurs qui ont signalé comme élément structural prédominant dans cette formation un «clivage schisteux», différent par rapport à la stratification initiale. Ces observations ont été oubliées pour près d'un demi-siècle jusqu'à ce que la présence d'une schistosité oblique a été redécouverte par O. Mirăuță (in Ianovici *et al.*, 1961), l'image de la structure régionale étant élaborée dans les années suivantes, par le même auteur (Mirăuță, 1965, 1969).

Les éléments mésostructuraux des métaconglomérats étudiés ont été mesurés dans les points suivants: Ceamurlia de Sus (valea Caselor), Beidaud-Sarighiol, Mihai Viteazul, Râmnicul de Jos, vallée de Casimcea-Colțanii Mari, Nistorești, Runcu, Băltăgești et Sibioara (Fig. 1).

Ayant en vue le type de déformation, son intensité et la réduction de volume des roches de la région étudiée, nous allons montrer dans ce qui suit que la variation de ces paramètres affecte la déformation interne et que les limites lithologiques se transposent en discontinuités de la contrainte, au long desquelles les faciès adjacents peuvent enregistrer des histoires déformationnelles uniques.

Nous nous proposons de même de donner une interprétation unitaire aux effets de la contrainte sur l'épaisseur stratigraphique et de donner les tracés possibles des déformations.

DÉTERMINATION, DISTRIBUTION ET NATURE DE LA CONTRAINTE

Les roches qui affleurent dans l'aréa étudié sont caractérisées par leur stratifications, foliations, linéations d'intersection et linéations d'extension. Les métaconglomérats appartiennent à la catégorie «clast-supported» et contiennent en proportion d'environ 60% des galets de quartz détritique, de schistes cristallins, d'argillites et des fragments lithiques, auxquels s'ajoutent des cristaux de pyrite; la matrice est soit chlorite-sériciteuse, soit finement gréseuse (à quartz, chlorite, épidote), avec une texture orientée. Sur la surface de schistosité les clastes apparaissent d'habitude allongées et à dimensions comprises entre 0,5–2,7 cm pour l'axe X, respectivement 0,3–8 cm pour l'axe Y.

Les schistes verts fortement plissés dans les structures majeures (anticlinorium Cheia ou synclinorium Băltăgești) ont préservé des déformations internes considérables, reflétées dans la forme des ellipsoïdes de contrainte.

Pour la collecte des données quantitatives nécessaires à l'analyse déformationnelle des métaconglomérats nous avons mesuré vers 300 galets. Les points d'observation sont distribués quasi uniformément sur l'aire comprise entre les localités Ceamurlia de Sus, Casimcea, Băltăgești et Sibioara.

La méthode de travail n'est applicable que dans le cas d'affleurements qui permettent des mesures exactes des dimensions et orientations des éléments sur trois plans réciproquement perpendiculaires (Dimitrescu, 1995). Pour vérifier la précision des mesures, le calcul de l'inconsistance interne (I) s'impose.

$$I = \frac{1}{2} \ln X/Z - \frac{1}{2} \ln X/Y - \frac{1}{2} \ln Y/Z$$

Dans tous les cas, les erreurs dues aux imperfections des affleurements sont très basses, d'environ 1%.

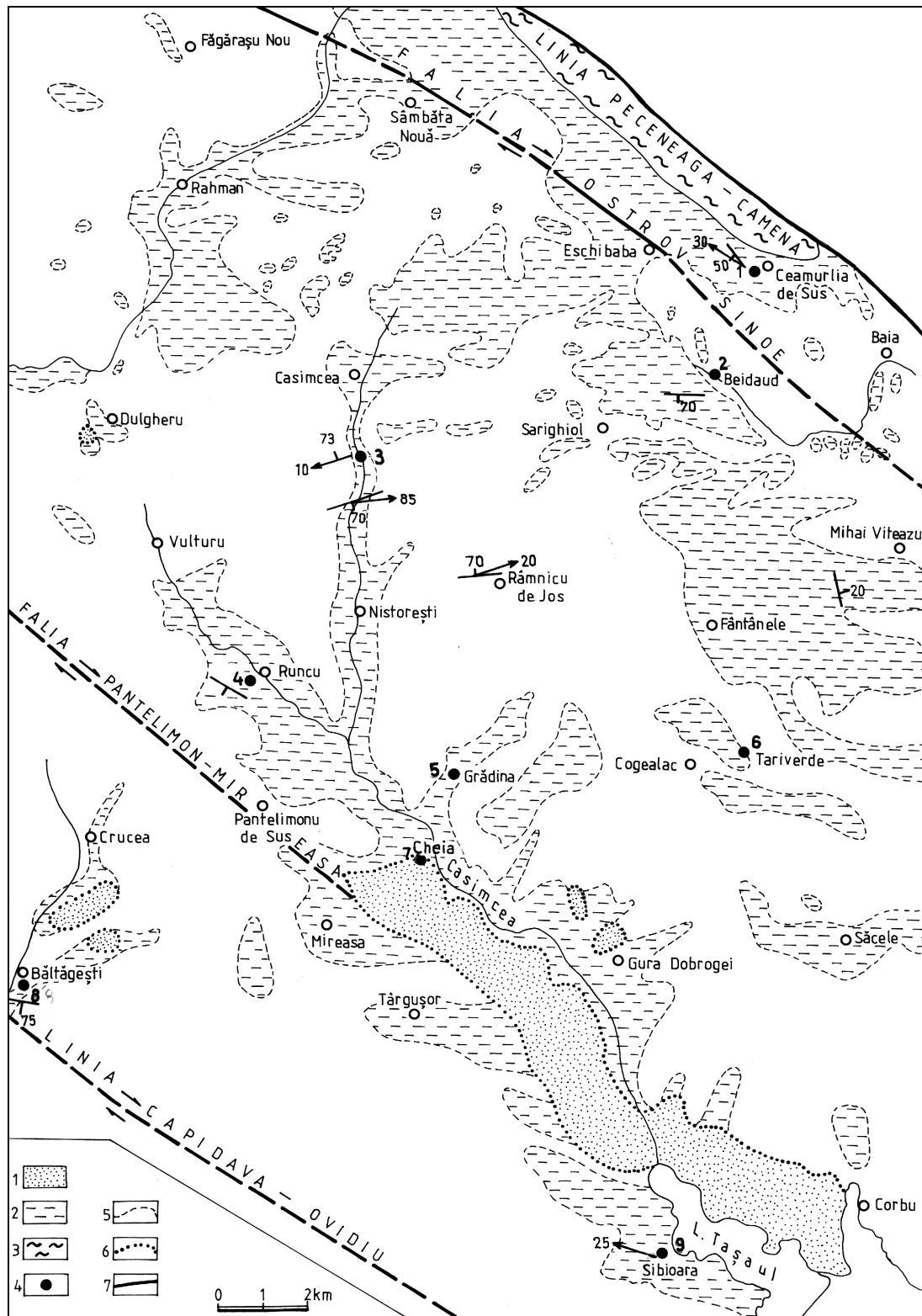


Fig. 1 – Esquisse géologique de la Dobroudja centrale. 1 – Mésozoïque; 2 – Schistes verts; 3 – Schistes cristallins; 4 – Point d'observation; 5 – Limite géologique; 6 – Transgression; 7 – Faille.

En vue de la formulation de conclusions à l'échelle régionale, les données ont été groupées par types lithologiques en fonction de la nature des repères, les paramètres compris dans le Tableau 1 étant calculés pour chaque catégorie à part.

Tableau 1

Les paramètres de la contrainte naturelle

Nr.	Localité	X/Y	Y/Z	X/Z	V	E _s	+X%	Y%	-Z%	R _s	dv%
1.	CEAMURLIA										
	g. pélitiques	3,88	2,96	9,53	-0,10	1,70	250	-0,50	70	4,5	0
	cr. de pyrite	1,53	1,25		-0,30	0,50					
2.	BEIDAUD										
	g. pélitiques	1,56	4,76	7,45	+0,55	1,50	135	+46	71	4,0	68
	g. polygéniques	1,57	2,11	5,60	+0,30	0,85	80	+13	50	4,0	30
3.	v. CASIMCEI										
	g. pélitiques	1,72	3,70	6,39	+0,40	1,35	125	+30	65	3,0	53
	g. de quartz	1,73	1,50	2,60	-0,10	0,70				3,0	
	g. polygéniques	1,84	2,54	4,78	+0,25	1,10	100	+13	57	3,0	35
	cr. de pyrite	1,75	2,30		+0,20	1,00					
4.	RUNCU										
	g. pélitiques	1,42	2,11	3,00	+0,52	1,10	88	+28	57	3,0	38
	g. de quartz	1,50	1,66	2,32	+0,10	0,65				3,0	
	g. polygéniques	1,39	1,96	2,75	+0,30	0,72	55	+13	42		30
5.	GRĂDINA										
	cr. de pyrite	1,70	2,52		+0,30	1,10					
6.	TARIVERDE										
	cr. de pyrite	2,05	2,14		+0,05	1,00					
7.	CHEIA										
	cr. de pyrite	1,33	1,60		+0,30	0,58					
8.	BĂLTĂGEȘTI										
	g. pélitiques	1,70	5,25	8,96	+0,50	1,60	150	+42	73	4,5	68
	g. de quartz	1,82	1,40	2,55	-0,20	0,70				4,5	
	g. polygéniques	1,77	1,94	3,26	+0,10	0,85	80	+0,50	68		15
9.	SIBIOARA										
	g. de quartz	1,24	1,39	1,73	+0,20	0,45					
	g. polygénique	1,32	1,83	2,41	+0,40	0,65	55	+10	40	30	

Tenant compte de la concentration moyenne des galets ($C > 30\%$), la contrainte actuelle s'approche probablement du strain de la matrice, l'orientation des clastes sur les trois plans XY, YZ, et XZ reflétant la position des axes principaux de l'ellipsoïde de la déformation totale (R_s).

En ce qui suit nous allons nous rapporter à une catégorie à part de repères du strain non-ellipsoïdales qui ne se déforment pas de manière homogène avec leur matrice, notamment les cristaux de pyrite. Ceux-ci se trouvent d'habitude à la base des niveaux de grauwaacke et de conglomérats, en quantités variables d'un affleurement à l'autre (Chiriac, Lăcătușu, 1965; Ianovici *et al.*, 1967). Dans sa thèse de doctorat, I. Petreuş (1976) s'est occupé de la cristallographie, minéralogie et géochimie des pyrites sédimentaires des formations de divers âges, parmi lesquelles les schistes verts de la Dobroudja centrale.

Les résultats de l'analyse effectuée sur la base des données primaires prélevées de l'œuvre citée plus haut indiquent le fait que la forme des cristaux de pyrite représente un critère valable pour l'estimation de la contrainte totale.

Le diagramme de la Fig. 2 met en évidence aussi bien le type du strain (paramètre V) dominant au cours de la dernière déformation, que son intensité (E_s). Les points projetés représentent des rapports axiaux moyens des clastes polygéniques et des cristaux de pyrite de tous les affleurements mesurés.

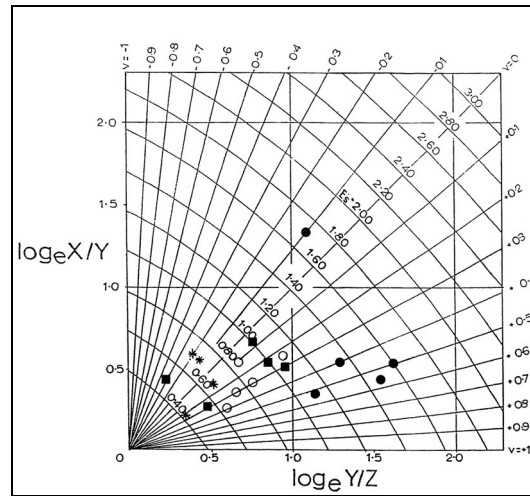


Fig. 2 – Diagramme V/E_s . ● – galets pélitiques; ○ – galets polygéniques;
* – galets de quartz; ■ – cristaux de pyrite.

La variation de la forme de l'ellipsoïde du strain est influencée par la nature des galets. Ainsi l'aplatissement des galets croît légèrement de $V=0,40$ (V. Casimcea) à $V=0,55$ (Beidaud) par rapport au groupe des galets de quartz qui montrent constamment une déformation de type plan ($-0,2 < V < +0,2$). L'absence de la déformation de type oblat peut être due au contraste de viscosité extrêmement réduit entre clastes et matrice. En ce qui concerne le point d'observation de Ceamurlia de Sus, la contrainte plane ($V=-0,1$) enregistrée par les galets nous indique l'existence de plusieurs phases de déformation superposées.

Les ellipsoïdes du strain des métaconglomérats polymictiques des points d'observation Beidaud, V. Casimcei, Runcu, Băltăgești et Sibioara se situent sans exception dans le domaine de l'aplatissement, ce qui signifierait que leur formes ont été acquises pendant une phase de déformation commune, manifestée dans la région tout entière.

La distribution sur le diagramme des rapports axiaux moyens des cristaux de pyrite dans les points d'observation Ceamurlia de Sus et Valea Casimcei soutient l'observation antérieure et, en plus, à cause de la grande susceptibilité aux variations du strain local, les particularités des affleurements sont mis en évidence. Par exemple, à Tariverde et à Grădina, la contrainte enregistrée est de type oblat ($V=+0,30$) tandis qu'à environ 1 km de distance, à Cheia, il est de type plan ($V=0$). Cette hétérogénéité peut être due au lien existant entre les formes des ellipsoïdes du strain et les structures plissées (Hudleston, 1973; Coward, James, 1974).

L'image d'ensemble offerte par le diagramme réalisé est celle que la plus grande partie des points d'observation se situent dans le champ de l'aplatissement et que seulement trois, dans le champ de la contrainte plane (Ceamurlia de Sus, Tariverde et Băltăgești).

L'intensité du strain (E_s) est un autre paramètre de la déformation qui peut être observé sur le diagramme de la Fig. 2. Dans tous les points d'observation elle dépend du type de la roche. Ainsi, pour les conglomérats à galets de quartz et de quartzites, les valeurs calculées restent subunitaires: $E_s=0,45$ à Sibioara et $E_s=0,70$ sur la vallée de Casimcea, tandis que les conglomérats à galets mous sont caractérisés par des valeurs supraunitaires: $E_s=1,35$ (V. Casimcea) et $E_s=1,70$ à Ceamurlia de Sus (Table 1).

Les conglomérats à galets pélitiques qui affleurent dans la zone Beidaud-Băltăgești ont enregistré une déformation, l'intensité moyenne de laquelle est $E_s=1,39$. Ce groupe de clastes est caractérisé par une relative homogénéité, l'observation étant soutenue par nos données de terrain desquelles il résulte que les roches plus intensément déformées de Beidaud et de Băltăgești présentent

des foliations bien développées tandis que à Sibioara les schistosités sont variables et, en général, moins développées. À l'échelle de la région, la tendance du paramètre est de croissance au voisinage des failles Peceneaga-Camena et Capidava-Ovidiu et de diminution vers la zone centrale.

Le degré réduit de dissémination des points sur le diagramme montre le fait que le strain décrit dans la région des tracés simples, les hétérogénéités signalées étant dues aux variations faciales. Celles-ci, lorsqu'elles sont importantes, font s'accroître les différences entre les catégories de clastes du simple au double, comme c'est le cas à Valea Casimcei et à Runcu, soulignant l'importance du contrôle lithologique sur les déformations.

Pour les métaconglomérats à galets pélitiques, le strain longitudinal déterminé graphiquement (Fig. 3) prend des valeurs élevées à Ceamurlia de Sus $X = +250\%$ et Băltăgești $X = +150\%$, atteignant le minimum à Runcu $X = +88\%$. Le raccourcissement moyen perpendiculaire au clivage montre des variations corrélables à celles de l'intensité de la contrainte. La plus importante réduction de l'axe Z d'environ -70% a été enregistrée à Ceamurlia de Sus et à Băltăgești tandis que la plus réduite, d'environ -57% , à Runcu, la valeur moyenne étant de $Z \approx -66\%$.

Les grands axes (X) et les moyens (Y) ont enregistré des extensions en moyenne de 125% , respectivement de 25% pour les roches à galets mous qui affleurent dans la zone Beidaud-Băltăgești.

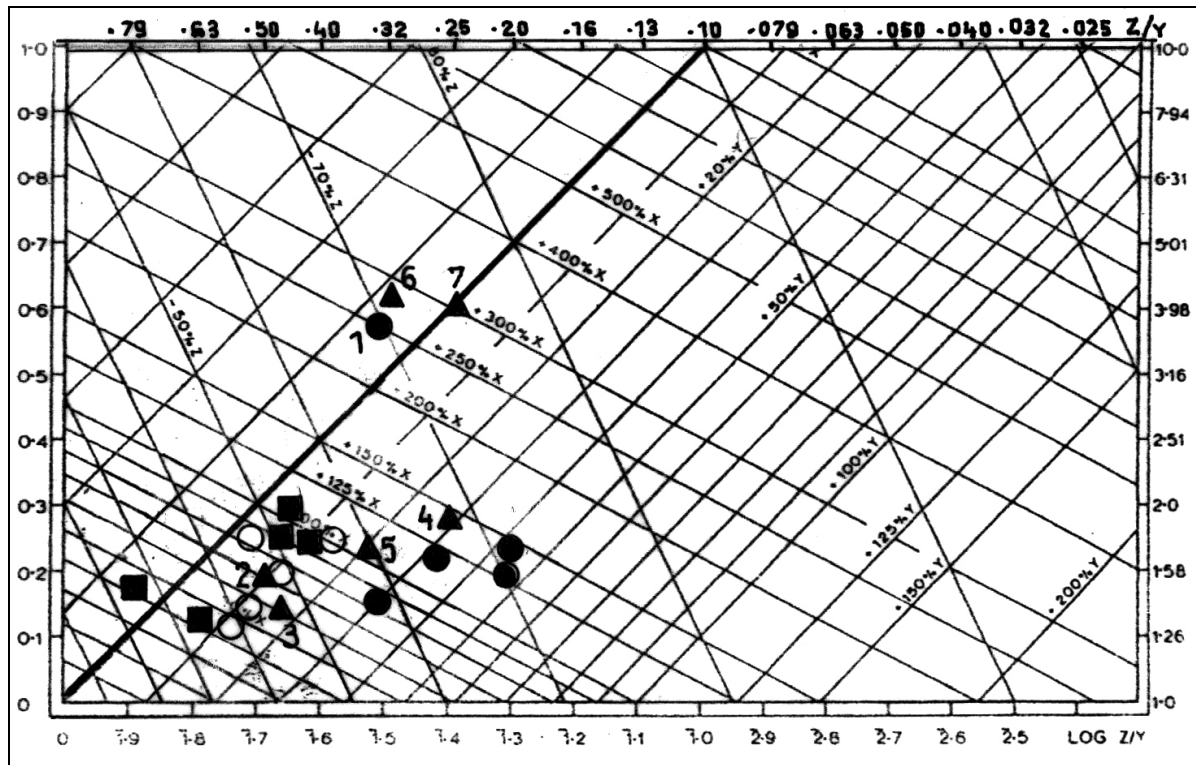


Fig. 3 – Diagramme Wood. ● – galets pélitiques; ○ – galets polygéniques; ■ – cristaux de pyrite; ▲ : 2 – zone Beidaud-Băltăgești; 3 – Tobisch *et al.*, 1977; 4 – Wood, 1974; 5 – Paterson *et al.*, 1989; 6 – Holst, 1985; 7 – Wood, 1973.

En ce qui concerne les métaconglomérats polymictiques, l'axe principal Z de l'ellipsoïde de la contrainte a été diminué d'environ 47% , en ensemble ce type de roches se situant dans le champ du strain légèrement oblat ($X = +70\%$; $Y = +9\%$; $Z = -47\%$) symétrique par rapport à la position occupée par les métaconglomérats pélitiques de Ceamurlia de Sus.

Comme il était à prévoir, les galets de quartz ont souffert des déformations légères de type plan, l'axe principal Y restant à peu près constamment dans l'intervalle -5% $+7\%$ (Tableau 1).

En conclusion, en ce qui concerne les dimensions des axes principaux Z des ellipsoïdes de strain, on peut constater le fait que les galets pélitiques se sont comportés de manière presque identique, le raccourcissement des axes dans le cadre du groupe ne variant qu'extrêmement peu, de -73% à Băltăgești à -57% à Runcu. Cette homogénéité relative des valeurs indique une déformation tectonique unique de toutes les roches étudiées, notamment avec une première phase pour les métaconglomérats de la vallée de Casimcea (Colțanii Mari), Runcu et Băltăgești, respectivement comme une seconde phase pour celles de Ceamurlia de Sus.

La détermination du strain total (R_s) a été faite en tenant compte de plusieurs facteurs, parmi lesquels seraient la concentration des galets dans les affleurements, la proportion clastes mous/clastes durs et le contraste de compétence entre les deux phases, clastes et matrice.

La distributions des points sur le diagramme de la Fig. 4 (Treagus et Lan, 2000) qui permet l'estimation du strain total des roches étudiées en fonction du rapport axial final et le contraste de compétence (m), démontrent leur comportement similaire – jusqu'à identique – ($3,0 < R_s < 4,5$) pendant les dernières déformations ductiles souffertes.

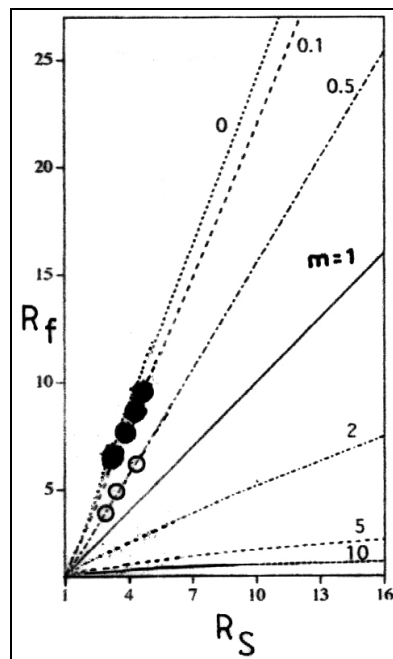


Fig. 4 – Diagramme du strain total. ● – galets pélitiques; ○ – galets polygéniques.

Prises en ensemble, bien que les faciès différents alternatifs sur de courtes distances les caractérisent, les corps de conglomérats se sont déformés de la même manière.

DISCUSSION

La distribution des points sur le diagramme de la Fig. 3 ne montre qu'une variation peu significative de la forme des ellipsoïdes du strain, les valeurs moyennes des rapports axiaux X/Y et Z/Y pour les galets polygéniques correspondant à un accroissement de 73% en direction de l'axe principal X, d'un accroissement de 10% en direction de l'axe intermédiaire Y et d'un raccourcissement de 46% perpendiculaire à la foliation. Ces dimensions sont très approchées de celle de l'ellipsoïde de contrainte moyen déterminé par Tobisch *et al.* (1977) pour les roches volcanoclastiques métamorphiques du Ritter Range (California).

En rapport avec des roches similaires étudiées par Wood(1974) et Paterson *et al.* (1989) qui se projettent dans le champ d'applatissement, les métaconglomérats des schistes verts dobrogéens se situent dans le champ de la contrainte plane. En échange, d'autres exemples cités dans la littérature (Wood, 1973; Holst, 1985) se regroupent dans l'immédiat voisinage de notre point d'observation de Ceamurlia de Sus, tous étant caractérisés par un strain légèrement prolat, mais avec des intensités plus élevées comme suite aux déformations successives.

Quant aux dimensions moyennes des ellipsoïdes de déformation pour les pyrites, on peut préciser que les axes principaux X ont cru de 70%, Y de 5%, Z étant diminué de 43%. Elles sont similaires aux valeurs obtenues pour les galets polygéniques, confirmant l'empreinte de la contrainte de type plan sur les roches de l'aréal étudié.

Nous avons déjà signalé l'hétérogénéité du strain dans les paquets de roches à faciès différents, comme c'est le cas à Băltăgești. Nous allons maintenant essayer de donner d'autres explications liées aux pertes volumétriques souffertes (dv %). Il résulte de la Fig. 5 que la modification de 68% du volume pour les métaconglomérats à galets pélitiques de Beidaud et Băltăgești ne se réduit qu'à seulement 30% pour l'ensemble des schistes verts de la zone respective. Les différences entre affleurements vont de $dv = -38\%$ à Runcu jusqu'à $dv = -68\%$ à Băltăgești et entre zones, de $dv = 0\%$ à Ceamurlia de Sus jusqu'à $dv = -30\%$ dans la zone Beidaud-Sibioara. Nos données sont compatibles avec celles de Tobisch *et al.* (1977), Boulter (1986), Paterson *et al.* (1989).

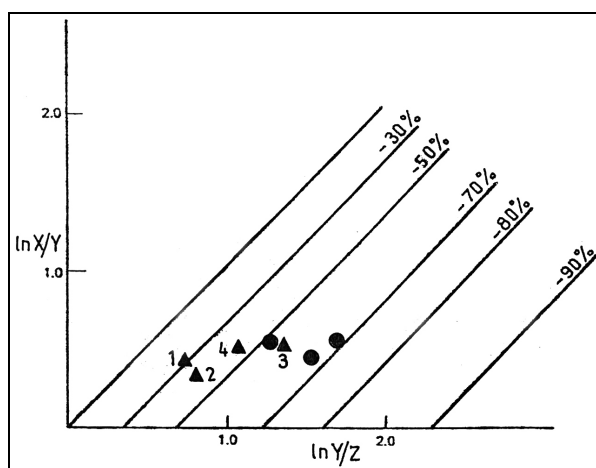


Fig. 5 – Diagramme de la réduction volumétrique. ● – galets pélitiques; ▲ : 1 – zone Beidaud-Băltăgești; 2 – Tobisch *et al.*, 1977; 3 – Wood, 1974; 4 – Paterson *et al.*, 1989.

Après l'application de la correction imposée par Ramsay et Wood (1973), concernant le strain dû à la compaction, la variation de la perte en volume dans notre région oscille entre 0% et 20%.

L'estimation de la perte en volume met en premier plan une constatation se référant au contraste entre les intensités du strain déterminés avant et après l'application de la correction mentionnée. Pour toutes les catégories de repères connues, les différences s'estompent à partir de $E_s=1,73$ à $E_s=1,10$ dans le cas des galets pélitiques de Băltăgești, ou de $E_s=1,10$ à $E_s=0,90$ dans le cas des galets polygéniques de V. Casimcei ce qui signifie que dans la zone Beidaud-Băltăgești le strain plan enregistré ne s'est pas superposé sur une déformation préexistante.

En tenant compte du fait que la déformation à l'échelle régionale a été de type plan, relativement homogène et pénétrative, en appliquant la variation volumétrique sur l'épaisseur actuelle d'environ 4300 m des schistes verts de la zone Beidaud-Băltăgești-Sibioara, nous avons obtenu une épaisseur totale pré-strain minima d'environ 5400 m.

CONCLUSIONS

À la suite de notre étude on peut formuler les conclusions suivantes:

1. Bien que l'aire de terrain investiguée est restreinte, l'observation des relations systematiques entre déformation et structures régionales a été possible, comme l'interdépendance entre clivage et intensité du strain ou entre type de strain et développement relatif de la schistosité.
2. La contrainte minima calculée (de type plan) a une intensité réduite.
3. Les galets de quartz des affleurements ont été les témoins d'une déformation unique de type plan, tandis que les galets pélitiques se sont placés dans le champ d'aplatissement à cause de l'importante réduction en volume.
4. Comme repères du strain régional, les galets mous apportent des preuves claires de déformations multiples tandis que les cristaux de pyrites contribuent à établir les plus fines variations du strain local.
5. Le strain total déterminé reflète des variations insignifiantes en ce qui concerne le comportement des roches dans leur ensemble.

Remerciements. Ma reconnaissance va à l'académicien Dan Bălteanu pour avoir mis à ma disposition les possibilités de l'Institut de Géographie de l'Académie Roumaine en vue d'entreprendre cette recherche. Monsieur Dănuț Călin, du même Institut, m'a guidé avec abnégation au cours de la campagne de terrain.

Je remercie aussi Monsieur le Professeur Dr. Ion Petreuş pour la permission d'utiliser ses données sur les pyrites des schistes verts de la Dobroudja.

BIBLIOGRAPHIE

- Boulter, C. A. (1986), *Strain paths during slaty cleavage formation – the role of volume loss: Discussion*. J. Struct. Geol., 8, 719–720, Oxford.
- Chiriac, M., Lăcătușu, A. (1965), *Contributions à la connaissance des schistes verts dans la partie Sud de la Dobrogea Centrale*. Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr. – Géologie, 9, 2, 121–139, București.
- Cosma, S., Teodoru I., Brestoiu, C. (1962), *Cercetări geologice în Dobrogea centrală*. D. S. Com. Geol., 46 (1958–59), București.
- Cosma, S., Vâlceanu, P., Popescu, I. (1983), *La tectonique de la Dobrogea centrale et septentrionale*. An. I.G.G., 60, 41–49, București.
- Coward, M. P., James, P. R. (1974), *The deformation patterns of two archaean greenstone belts in Rhodesia and Botswana*. Precambrian Research, 1, 235–258, Amsterdam.
- Dimitrescu, M. (1995), *Variația formei galeților metaconglomeratelor paleozoice din Bihorul de Sud*. Stud. Cerc. Geol., 40, 3–18, București.
- Dimitrescu, M. (1998), *Studiul petrologic al metaconglomeratelor paleozoice din munții Bihor* (teză de doctorat). Univ. București.
- Dimitrescu, M. (2005), *Détermination de la viscosité totale de certains métaconglomérats des Carpates Roumaines*. Rev. Roum. Géologie, tomes 48–49 (2004–2005), 29–39, București.
- Holst, T. B. (1985), *Implications of a large flattening strain for the origin of a bending-parallel foliation in the Early Proterozoic Thomson Formation, Minnesota*. J. Struct. Geol., 7, 3/4, 375–383, Oxford.
- Hudleston, P. J. (1973), *Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development*. Tectonophysics, 16, 1–46, Amsterdam.
- Ianovici, V., Giuscă, D., Mutihac, V., Mirăuță, O., Chiriac, M. (1961), CBGA, Congr. V, *Ghidul excursiilor D – Dobrogea*, 1–84, București.
- Ianovici, V., Ionescu, C., Ignat, V., Codarcea, V. (1967), *Studiul proceselor de deformare plastică a șisturilor verzi din Dobrogea centrală*. Stud. Cerc. Geol., 12/1, 31–40, București.
- Macovei, G. (1912), *Observațiuni asupra liniei de încălecare Peceneaga-Camena*. D. S. Inst. Geol., 3, 1–9, București.
- Mirăuță, O. (1964), *Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele*. D. S. Inst. Geol., 50/2 (1962–1963), 259–275, București.
- Mirăuță, O. (1965), *Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria-Bălăgești*. D. S. Inst. Geol., 51/1 (1963–1964), 257–277, București.
- Mirăuță, O. (1969), *Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea centrală*. An. Inst. Geol., 37, 7–36, București.
- Murgoci, G. (1914), *Cercetări geologice în Dobrogea Nordică*. An. Inst. Geol. Rom., 5/2, 305–494, București.
- Olaru, L. (2001), *Using Acritharch assemblages to correlate Upper Proterozoic and Lower Paleozoic metamorphic sequences in Romania*. Proc. of the IX Intern. Palyn. Congress, 115–127, Houston.

- Paterson, S. R., Tobisch, O.T., Bhattacharyya, T. (1989), *Regional structural and strain analyses of terranes in the Western Metamorphic Belt*, Central Sierra Nevada, California. *J. Struct. Geol.*, 11, 3, 255–273, Oxford.
- Petreuș, I. (1976), *Pirita sedimentară. Cristalografie, mineralogie, geochimie*. Edit. Academiei R. S. R., 134 p., București.
- Popescu, I., Mărgărit, M. (1983), *Date noi privind vârsta șisturilor verzi din zona Peceneaga-Dorobanțu*. *Stud. Cerc. Geol.*, 28, 94–101, București.
- Ramsay, J. G., Wood, D. S. (1973), *The geometric effects of volume change during deformation processes*. *Tectonophysics*, 16, 263–277, Amsterdam.
- Seghedi, A. (ed.) (1999), *Overview of the geology of Dobrogea. Europrobe TESZ, PANCARDI and GEORIFT projects*. Dobrogea., 1–72, Bucharest.
- Tobisch, O. T., Fiske, R. S., Sacks, S., Taniguchi, D. (1977), *Strain in metamorphosed volcanoclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 23–40, Boulder.
- Treagus, S. H. (2002), *Modelling the bulk viscosity of two-phase mixture in terms of clast shape*. *J. Struct. Geol.*, 24, 57–76, Oxford.
- Treagus, S. H., Lan, L. (2000), *Pure shear deformation of square objects, and applications to geological strain analysis*. *J. Struct. Geol.*, 22, 105–122, Oxford.
- Wood, D. S. (1974), *Current views on the development of slaty cleavage*. *Ann. Rev. Earth Sci.*, 2, 369–401.

Reçu: 29.03.2010