

Ionița Ichim (Pingarați Roumanie)

LE RÔLE DES PROCESSUS DE MOUVEMENT DE MASSE DANS LE MODELAGE DES MONTS AU FLYSCH (CARPATES ORIENTALES)

Les monts au flysch représentent l'une des principales unités géomorphologiques des Carpates Orientales de Roumanie. Ils s'étendent dans toute la longueur des Carpates Orientales, sur une largeur allant des 25 Km (vallée de la Moldova) à plus de 100 Km (courbours carpatique). C'est dans le modelage de ces monts que les processus de mouvement de masse ont joué un rôle important, ce qui a été relevé dans une série d'ouvrages de géologie et de géographie, comme ceux de: *Gh. Macovei, Gh. Botez* (1923); *I. Dandescu* (1933); *V. Mihăilescu* (1938; 1939a); *I. Marinescu, St. Ceomagă* (1956); *Tr. Naum, Micalevich-Velcea Valeria* (1956); *L. Badea* (1957); *P. Coteț* (1957); *C. Martiniuc, P. Coteț* (1957); *N. Rădulescu* (1959); *V. Tufescu* (1966; 1968); *Gr. Posea* (1967); *I. Donisă* (1968); *M. Ielenicz* (1969); *I. Bojoi, V. Surdeanu* (1970); etc.

En ce qui nous concerne, nous mettons en discussion le problème des types de ces processus et de leurs différences d'une zone à l'autre, d'une étape à l'autre, selon les conditions géologiques et la situation morphologique, propres aux monts au flysch, en fonction des conditions climatiques que les Carpates Orientales ont connues durant le Pléistocène-Holocène.

A. Facteurs et conditions de genèse des processus

1. Conditions géologiques

La structure des monts au flysch est, en grand, celle d'un orogène de type monoclinale où les unités tectono-structurales, sous forme de nappes de charriage, chevauchent de l'ouest vers l'est. L'inclinaison des couches dépasse fréquemment 40-50°. Cette structure s'est imposée dans le relief majeur, mais aussi dans la morphologie des versants. Dans ce sens nous mentionnons un grand nombre de versants du type hogg's bak (*C. Martiniuc*, 1960; *N. Barbu*, 1970, etc.) et le phénomène d'asymétrie des vallées (*I. Ichim*, 1971 b). La structure en question a favorisé aussi de grands déplacements de paquets de couches sur les versants inséquents et des glissements sur plusieurs plans sur les versants conséquents (les monts: Vrancea; Buzău; Stînișoara, etc.).

Les principaux traits caractéristiques de la lithologie des monts au flysch sont: la fréquence des alternances de couches forcées de roches à propriétés physiques et mécaniques différentes; la domination (à l'échelle de la région) des roches marneuses avec toute la gamme de passages latéraux vers des calcaires, des grès et des argiles; l'existence de certains caractères lithologiques propres à chaque unité tectono-structurale, ce qui impose une délimitation (en grand) de l'extension des principaux types de processus en fonction de ces unités. Par exemple, l'apparition massive des conglomérats dans la «Nappe de Ceahlău», ainsi que le faciès gréseux dominant dans les monts de Tarcău, ont favorisé une action intense des processus d'éboulement et de roulement, par contre, dans le reste des unités du flysch où dominent les faciès argilo-marneux et schisteux se font remarquer surtout les glissements et d'autres processus.

À la fin du pliocène et au début du quaternaire les monts du flysch ont été affectés par d'intenses mouvements épirogénétiques, le sens positif, généralement. Ces mouvements ont continué durant tout le pléistocène et ont contribué à intensifier l'action des processus de modelage. Il y a tous les arguments pour croire que ce n'est pas par hasard que la zone où se sont manifestés les plus intenses processus de modelage se superpose à la zone où les mouvements néotectoniques se sont manifestés le plus intensément. On se rapporte en premier lieu à la courbure carpatique.

Durant certaines étapes les mouvements séismiques aient constitué la cause principale dans le déclenchement des phénomènes brutaux; c'est ainsi que s'explique l'ampleur des certaines formes engendrées par les glissements de terrains des monts de Vrancea, Buzău, Stînișoara, etc.

2. Le relief

Le relief s'est imposé comme facteur capable d'influencer le déclenchement et le déroulement des processus de mouvement de masse soit d'une manière indirecte, favorisant l'étagement morphogénétique, soit de manière directe par ses éléments: énergie (en moyenne, au dessus de 400-500 m, mais jusqu'à 1200 m et même d'avantage, valeur maximum), inclinaison des versants (en moyenne au dessus de 15-17° pour les massifs de Ciucas, Ceahlău, Bivolul-Hălăuța, Hăcigosu, Tarcău, etc. et entre 9-22° pour le reste de la masse montagneuse).

Ces monts font partie des montagnes moyennes et basses (C. Martiniuc, 1960) et à l'exception de certains massifs isolés modelés sur le faciès grés-conglomératiques de la «Nappe de Ceahlău», (Ciucas, 1956 m; Ceahlău, 1904 m, etc.) ou de certaines crêtes modelées sur des grès de Tarcău, le reste de la masse montagneuse se situe au dessous de 1500 m d'altitude absolue.

3. Les conditions climatiques

La présence, à plus de 1000 m d'altitude absolue, de certains glaciers d'éboulis se raccordant aux terrasses du Riss, aussi bien que la présence des dépôts de

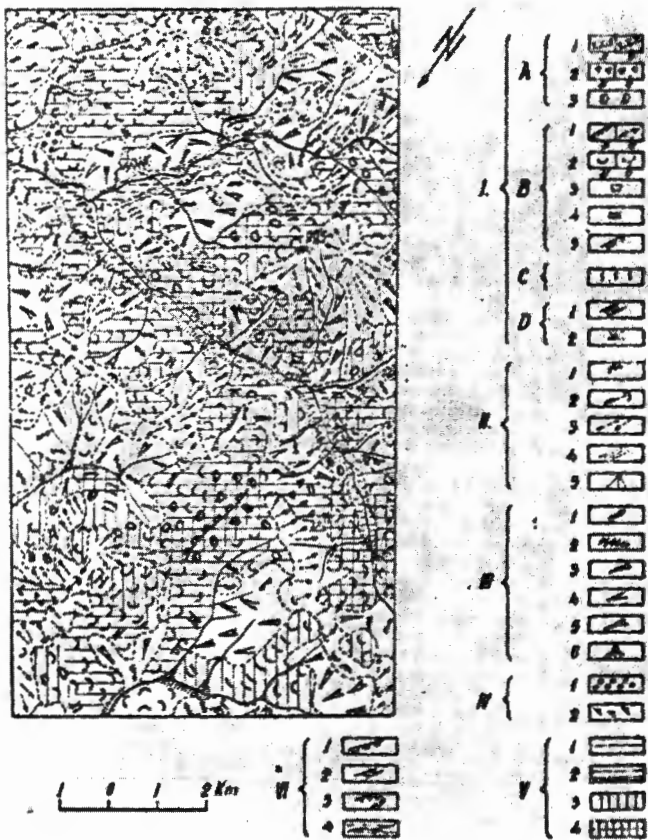


Fig. 1. Echantillon de la carte aux processus de modelage des versants et du microrelief dans les monts au flysch compris entre les vallées de la Moldova et de la Moldova.

I. Processus de mouvement de masse: A. Éboulements et roulements: 1. escarpements; 2. pentes avec éboulis (a = fixé; b = mobile); 3. blocs de pierre isolées; B. Glissement: 1. corniches (a = fixées; b = instables); 2. monticules (a = fixés; b = instable à cause de creep); 3. banquettes (terrasses); 4. «vagues» de glissement; 5. vallées de glissement; C. Pseudosolifluxions: 1. petites terrasses, lobes et corniches; D. Écoulements boueux: 1. auges avec écoulements boueux; 2. lobes boueux; II.

II. Érosion diffuse: 1. entonnoirs de versant (ces formes ont modelées durant des conditions périglaciaires par les solifluxions); 2. vallons à fond plat et profil transversal large; 3. surfaces de versant relativement planes; 4. glacis coluviaux; 5. petites cônes coluviaux;

III. Érosion torrentielle: 1. rigoles; 2. bad-land's; 3. ravines torrentielles à berges escarpés et modélés par des glissements, et parfois des éboulements et coulements boueux; 4. ravines torrentielles ramifiées; 5. vallées torrentielles à profil large et fixé; 6. cône de déjection;

IV. Processus biogènes: 1. microdépressions formés par le déracinement des arbres; 2. gradin de pacage (sentiers des vaches).

V. Épaisseur des dépôts déluviaux: (évalués seulement pour les zones modelées par des processus de mouvement de masse) 1. au dessous 5 m; 2. entre 5—10 m; entre 10—15 m; au dessus 15 m.

VI. Autres signes: 1. escarpements structuro-périglaciaires; 2. roches solitaires; 3. escarpement d'érosion fluviale; 4. fond de vallée (lit majeur et terrasses bien représentées).

solifluxion dans les terrasses fluviales du même âge (bassin de la Bistrita) prouvent que dans le Riss il y a avait des conditions optimales pour les processus d'éboulement-roulement et de solifluxion. En ce qui concerne l'interglaciaire Riss-Würm, il y a peu d'arguments concernant les conditions favorables à l'extension plus grande des glissements de terrain. Nous avons trouvé l'embouchure du ruisseau Rotarul dans la vallée de la Bistritza, des dépôts déluviaux de glissement de plusieurs mètres d'épaisseur, pris sous des dépôts loessoïdes datant du Würm. Le Würm de cette zone s'est caractérisé par deux étapes climatiques favorables aux solifluxions, aux éboulements et aux roulements (*I. Ichim, 1971 a*). Vers la fin du Würm et le début de l'Holocène sont apparues des conditions favorables, surtout durant l'Atlantique et Subatlantique, aux glissements de terrain (*T. Moraru et collab., 1964*).

B. Les processus de mouvement de masse et le microrelief qu'ils ont créé

Les processus de mouvement de masse qui ont modelé ou qui modèlent aujourd'hui encore les monts au flysch sont présentés dans le tableau I. Il est nécessaire de préciser que :

— la division du creep en *gravitationnel* et *thermique* suit l'idée de *K. Terzaghi* (1950, cf *M. Kirkby, 1967*) concernant le rôle du gel et du dégel dans le phénomène de creep. Toujours au sujet du creep, nous y avons inclus aussi le phénomène du *courbement des bouts des couches*, phénomène si fréquent dans le flysch schisteux, pour la raison qu'il est question de mouvements lents ;

— la notion de *pseudosolifluxion* a été introduite pour nommer les glissements superficiels qui «miment» les solifluxions typiques, processus considéré encore, par beaucoup de spécialistes, comme typiquement périglaciaire. Le phénomène a une grande ampleur dans le domaine des couches de Hangu et de Bisericani (Dépression Pipurig, bassin du Suha Bucovineană, etc.) durant la saison chaude (mai—novembre).

Les cartes à l'échelle 1 : 25 000 sur les processus de modelage des versants et du microrelief qu'ils créent (fig. 1) dans les monts du flysch compris entre les vallées de la Moldova et de la Bistritza (région synthétisant presque tous les traits tectonique, structuraux et morphologiques des monts au flysch) ont abouti à la conclusion que, de tous les processus de mouvement de masse, les solifluxions et les glissements de terrain ont joué un rôle de premier ordre dans le modelage des versants. C'est pourquoi nous nous sommes proposés d'insister particulièrement sur leur rôle.

1. Les solifluxions

Ces processus ne sont pas caractéristiques à l'étape actuelle de modelage des monts au flysch, mais ils ont connu une ampleur particulière dans le climat périglaciaire du pléistocène. Ce fait est démontré par les rapports existant entre les dépôts de solifluxion et les dépôts des terrasses et des cônes de déjections (fig. 2).

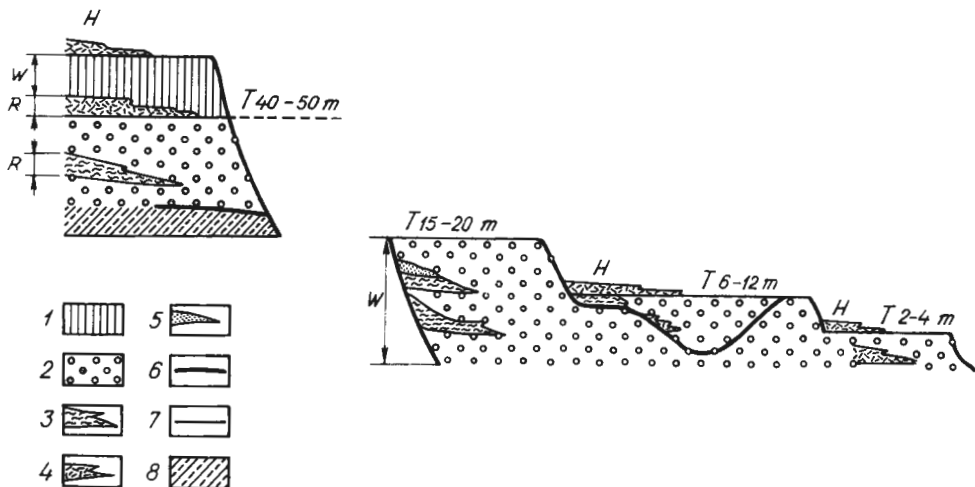


Fig. 2. Relations entre les dépôts de solifluxion, de glissement et des dépôts de terrasses fluviales (situation généralisée pour les monts au flysch-Carpates Orientales).

1. dépôts loessoides; 2. graviers fluviaux; 3. dépôts de solifluxion; 4. dépôts de glissement; 5. dépôts viaux; 6. surface d'érosion; 7. plaine d'accumulation; 8. roche in situ.

La prédominance presque exclusive des structures solifluïdales de type amorphe (I. Ichim, 1971 a) montre que les solifluxions ont eu lieu dans les conditions d'un dégel en profondeur et sur des pentes accentuées. Elles se sont produites surtout sous forme des lobes et de guirlandes et assez rarement sous la forme des nappes de solifluxion (vallées de Sălătruc-Neamț, Suha Mare, etc.). En ce qui concerne le microrelief créé par de solifluxions, il a été détruit en grande partie. On peut toutefois reconstruire quelques types, à savoir : a) les glacis; b) les vallées de solifluxion; et c) les versants de solifluxion.

a) Les glacis des solifluxion sont des glacis d'accumulation, cachés pour la plupart dans des terrasses et des cônes de déjections. Ils constituent un argument pour le rôle des solifluxions dans le rehaussement par accumulation de la base des versants pendant le pléistocène (les périodes périglaciaires) quand dans les monts au flysch les glacis ont connu une extension considérable, la dernière de ce genre qui puisse être reconstituée.

b) Les vallées de solifluxion, depuis les petits vallons jusqu'à celles qui ont atteint 1-2 Km de longueur, sont mieux conservées dans les bassins supérieurs des rivières de: Suha Bucovineană, Sabasa, Farcașa, etc. Elles peuvent être reconstituées fidèlement dans la vallée supérieure de la Negruleasa, à base des glacis de solifluxion. Il y a beaucoup de cas où les vallées d'érosion linéaire installées sur le trajet des vallées de solifluxion ne se sont pas encore approfondies au delà du niveau inférieur des dépôts périglaciaires (bassin de la Farcașa, Suha Mare, etc.).

Plus répandues sont les vallées formées par des phases alternatives d'action

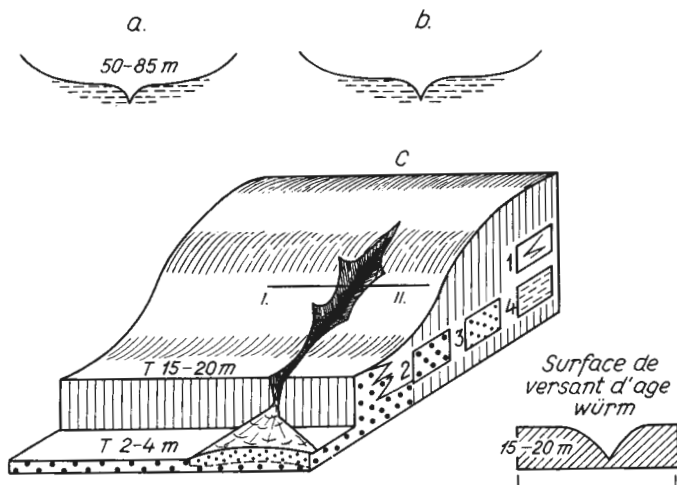


Fig. 3. Section dans des vallées de solifluxion (a), des vallées de solifluxion et d'érosion linéaire (b), bloc-diagramme représentant un versant de solifluxion (c).

1. dépôts colouviaux; 2. graviers de terrasse; 3. dépôts proluviaux; 4. dépôts de solifluxion.

des solifluxions et de l'érosion linéaire, les vallées appelées «érosivo-dérasonales» dans l'acception de M. Pécsi (1967). On peut surprendre au moins deux étapes de modelage par des solifluxions (fig. 3), mais les exemples les plus nombreux sont ceux qui indiquent une phase de solifluxion comprise entre deux phases d'érosion torrentielle.

c) *Les versants de solifluxion.* Il y a dans les monts au flysch des situations où, sur des longueurs appréciables (4 Km et même davantage) les vallées ont des versants uniformes, dont l'inclinaison moyenne a de 15-30°, fragmentés seulement par un réseau torrentiel de petite densité, peu ramifié, réseau qui à la base du versant coupe la terrasse de 15-20 m et a des cônes de déjection pénétrant dans la terrasse de 2-4 m (fig. 3). C'est donc un réseau qui a commencé à se former à la fin du Würm. Il en découle la déduction que la surface où s'enfonce le réseau actuel date du Würm et qu'elle a été modelée par les solifluxions (les vallées de Cucalea, Negrileasa, Suha Mare, etc.). Nous pensons que ce type comprend non seulement les versants à la base desquels se sont conservés des dépôts de solifluxion, mais tous les versants ayant une morphologie similaire qui présentent dans leur base une «terrasse» de glaciaire, fût-elle d'érosion, raccordée à la terrasse fluviale de 15-20 m (Dépression, Pipirig, vallée supérieure de la Farcaşa et Sabasa, etc.).

2. Les glissements de terrain

Les glissements de terrain sont une catégorie de processus de mouvement de masse, dont les effets dans la morphologie actuelle des versants sont les plus évidents, quoique, dans les conditions climatiques actuelles, ces processus

sont subordonnés il paraît, aux processus d'érosion linéaire (*I. Ichim, 1969*). Ce fait est dû surtout aux conditions lithologiques spécifiques aux monts au flysch, conditions reflétées dans la gamme particulièrement variée des formes résultées des glissements.

La fig. 2 indique que l'interglaciaire Riss-Würm, la fin du Würm et le débout de l'Holocène et les deux périodes d'optimum climatique de l'Holocène ont créé les conditions les plus favorables pour les glissements. Mais il est douteux que les formes simples, créées par glissements se soient conservées depuis le Riss-Würm. Nous croyons que seuls les grands bassins de glissement (dans les vallées de Bistritza, Hangu, Cracău, Ozana, Suha Mică, etc.) ont commencé leur évolution au cours de cette période. Une affirmation pareille est imposée, au moins, par l'ampleur des témoins de résistance (dépassant souvent 40-60 m d'altitude relative) et l'épaisseur des déluvias (dépassant souvent 20 m) des bassins en question. Les formes simples (monticules, «banquettes», «Vagues» de glissement) se conservent probablement depuis la fin du Würm et le début de l'Holocène, et bien sûr de l'Holocène. Il est difficile de différencier de manière concrète ces générations de microformes. Il est à montrer seulement que la présence de certains lacs formés par le glissement, lacs dont la profondeur dépasse 6 m (le lac Ponoare-Cuejdiu) et dont le degré de colmatage varié, les sédiments dépassant parfois 7 m d'épaisseur (le lac Baba-Pîngărcior) constituent des preuves que le microrelief de glissement des versants actuels est dans un stade de stabilité relative. Les glissements qui ont lieu à présent, même durant les périodes très pluvieuses (1969, 1970 et 1971) ne réussissent à mettre en mouvement les déluvias que sur une épaisseur de 3-4 m et sur des superficies réduites.

a) *Formes simples de relief de glissement*

Les glissements ont créé une multitude de formes simples, rapportées à : l'inclinaison des couches, la structure lithologique, l'épaisseur, le spectre granulométrique et la plasticité des déluvias en mouvement, la configuration du lit de glissement, etc. Il y a pourtant trois catégories de microformes qui dominent :

— *les monticules* de glissement, représentant le microrelief le plus répandu. Ils atteignent fréquemment 10-20 m de hauteur, dépassant parfois 40-50 m (les bassins : Arșitza Rea-Pîngărcior, Ponoare-Cuejdiu, Hangu, etc.). Aux monticules s'associent les microdépressions de glissement, généralement desséchées, sans exclure certains accumulations permanentes d'eaux stagnantes. Quant à leur morphologie, les monticules formés de déluvias grossiers, par le glissement de masses d'éboulis à un degré avancé d'altération, ont le front très incliné (plus de 35-40°) et une tendance à favoriser les roulements.

— *les banquettes* de glissements sont des microformes apparues surtout à la suite du déplacement des paquets de couches. Ce phénomène est fréquent sur les versants inséquents où ces banquettes (terrasses) ont aussi une contre-pente légère qui permet la formation des marécages (les vallées de : Pîngărcior,

Hangu, Cracău, Neamt). Sur les versants consécutifs les inclinaisons des banquettes sont, en grand, conforme à celle du versant et les dimensions sont plus petites. Le front des banquettes de glissement a généralement 50-70 m de longueur, pouvant atteindre 150-200 m, et des hauteurs situées d'habitude entre 25-40 m.

— *les «vagues»* de glissement sont caractéristiques aux glissements qui ont entraîné des dépôts dépassant 8-10 m d'épaisseur et qui ont un degré de plasticité plus grand (bassins de : Hangu, Plotonița, Neamt, etc). Il y a des cas où, dans le «noyau» des vagues de glissement on trouve des blocs de grès. Sur le versant ouest du mont Cozla (P. Neamt), par exemple, dans les vagues formés de déluvium argileux provenant des «Couches de Bisericani», il y a des blocs de grès de Kliwa, roche de la partie supérieure du versant. Il est possible que de tels glissements se soient produits dans les conditions de gel-dégel répétés, quand les blocs détachés des masses de grès à cause de la gélifraction ont glissé dans la masse argileuse.

En général, la répartition du microrelief de glissement reflète les conditions structurales-lithologiques. De ce point de vue en partant de l'acceptation donnée par R. Souchez (1966) aux versants sur de structure homogène et hétérogène, nous allons présenter la situation existant dans la région.

— *Versants sur structure homogène modelés par glissements*

Ce type de versant est rarement rencontré dans les conditions lithologiques au flysch. On remarque pourtant à ces versants une succession en altitude, le long du profil du versant, des microformes pareilles à celle de la fig. 4 : les vagues de glissement occupent une position supérieure et reflètent l'étape de changement brusque de la plasticité des déluvium, les monticules en reflètent la situation intermédiaire des caractères vers les terrasses de glissement, quand la plasticité est sensiblement réduite et les déluvium sont moins déformés, quand la vitesse de déplacement du glissement est sensiblement réduite et l'on tend vers un équilibre relative.

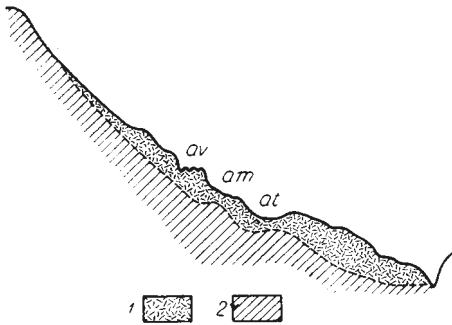


Fig. 4. Le cas plus fréquent de succession des microformes créées par les glissements sur d'un versant à structure homogène.

1. Dépôts déluvium; 2. roche in situ; av = «Vagues» de glissement; at = banquettes (terrasses) de glissement, am = monticules de glissement.

— *Versants sur structure hétérogène modelés par glissements* sont caractéristiques aux monts au flysch et le microrelief dépend, en grande, de la position des paquets des roches plus dures dans le profil au versant. Quand les roches dures se trouvent dans la partie supérieure (bassins de : Chitele, Mînzatul, Rîșca Mică, etc.) les glissements amples se font dans les éboulis qui, arrivés sur un «lit» plus argileux, et dans un stade avancé d'altération, sont entraînés dans le glissement. Quand le paquet de roches dures se trouve vers la partie inférieure

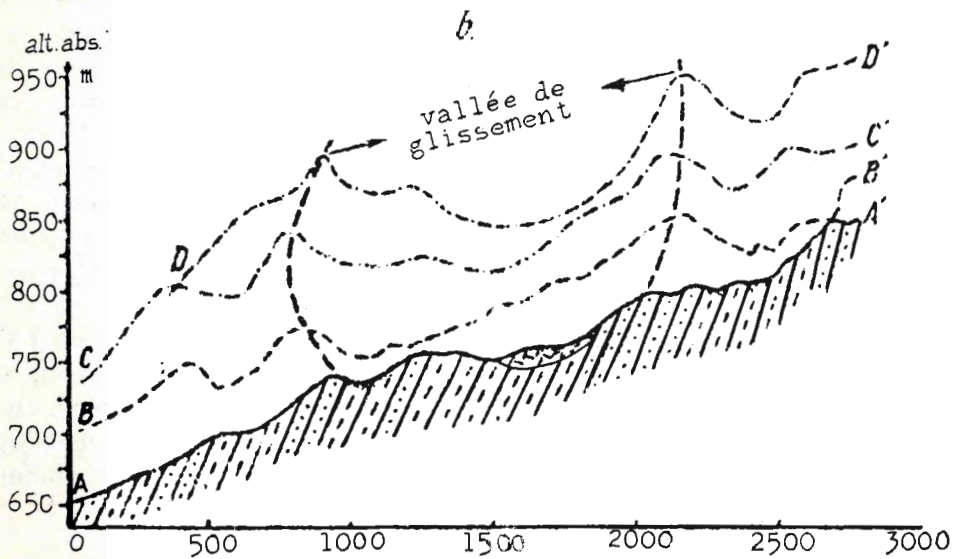
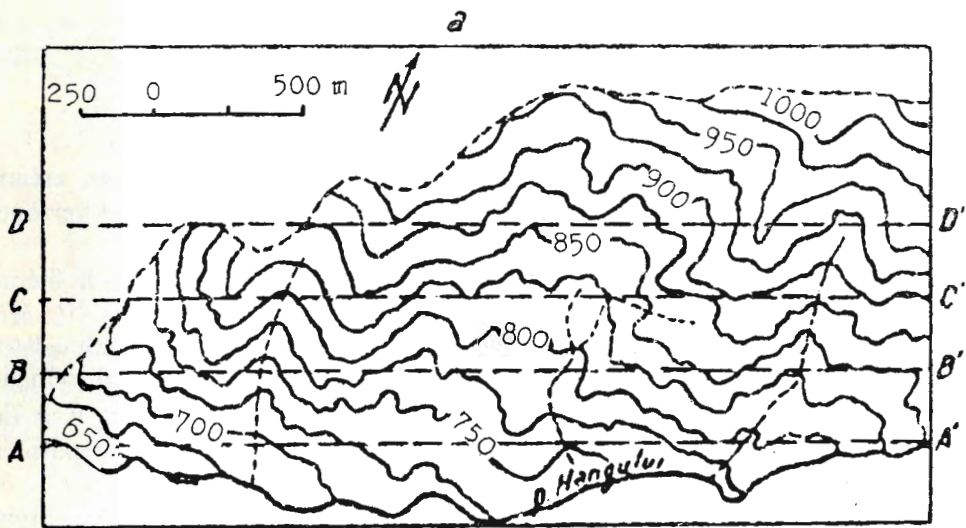


Fig. 5. Carte du relief du versant gauche de la vallée du Hangu (*a*) et profils dans la vallée de glissement de ce versant (*b*).

au versant, les glissements réussissent rarement à faire avancer les déluvias jusqu'à la base locale d'accumulation. Quand le paquet de roches dures se trouve dans la partie médiane du profil, se crée une «ceinture de résistance» qui sépare des zones à glissement superficiels (pseudosolifluxions).

L'un des caractères des versants hétérogènes est la différenciation dans la masse des dépôts de versants des complexes déluviaux à propriétés distinctes, ce qui influe sur le mécanisme des glissements. Dans la zone du village Mitocul

lui Bălan, par exemple, des déluvia rocailleux (4-8 m) reposent sur des déluvia argileux, ce qui donne au versant une stabilité précaire (*I. Ichim* 1970).

b) *Formes complexes de relief de glissement*

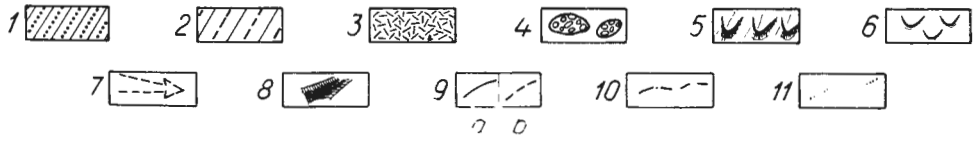
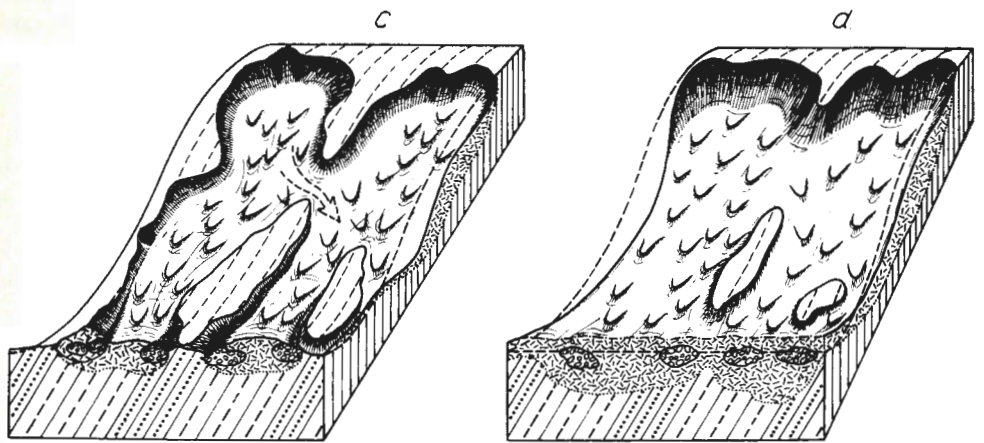
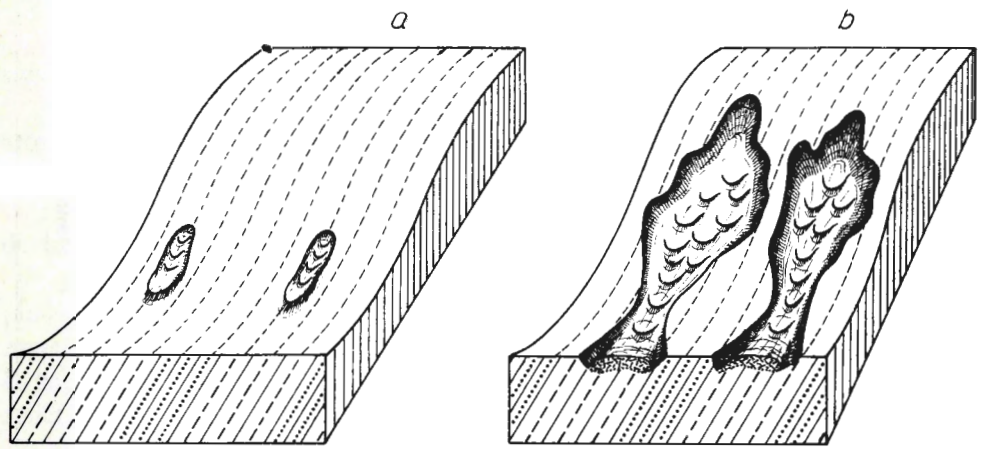
Les formes simples s'associent dans des situations très différentes, créant des formes complexes dont les plus représentatives sont les vallées et les versants de glissement.

— *Les vallées de glissement* : Ce n'est pas une notion nouvelle dans la littérature, mais son acception n'est pas la même pour tous les chercheurs. *V. Mi-hăilescu* (1942) emploie le premier en Roumanie le terme de «*glissement de vallées*» comprenant par cela des glissements qui «noient» une vallée déjà existante, leur déplacement suivant ensuite la ligne de la vallée précédente. Pour ce type de vallée *C. Martiniuc* (1954) introduit le nom de «vallée déluviale», comparable à celui de «vallée érosivo-dérasionales» attribué par *Pécsi M.* (1967)

Les recherches entreprises dans cette région (*I. Ichim*, 1969) nous montrent qu'on peut distinguer des vallées de glissement s.s. et des «vallées déluviales» ou «érosivo-dérasionales». Les vallées de glissement s.s. se forment grâce aux glissements au bout des couches (fig. 5) où il y a d'habitude une alternance des roches. Les roches dures limitent au commencement le fossé où se produisent les glissements, l'évolution ultérieure étant similaire à celle de la fig. 5. Le stade final est représenté par la désorganisation des vallées de glissement et l'apparition des versants de glissement à exemples de nombreux témoins de résistance. On peut donner comme exemple des vallées de glissement celles des bassins de Hangu, Cracău, Neamț, Plutonița, etc., et surtout la vallée de la Bistritza entre Izvorul Muntelui et Largu (versant gauche de la vallée).

— *Les versants de glissement* sont ceux où dominant les microrelief de glissement. On arrive à ce type de versants, très fréquents dans les monts au flysch (vallée de la Bistritza entre Piatra Neamț-Largu, bassin du Hangu, etc.) soit par l'évolution des vallées de glissement (fig. 6), soit par glissements qui se constituent en organismes de glissement dans une phase finale d'évolution des versants.

Fig. 6. Évolution des versants fragmentés par des vallées de glissement 1. Roches dures (surtout des s); 2. roches tendres (surtout des roches argilo-marneuses ou des argiles); 3. déluvia; 4. proluvia; 5. cônes de glissement; 6. microrelief de glissement (monticules; banquettes; «vagues», etc.); 7. sens de captation du bassin supérieur de la vallée de glissement; 8. ravines torrentielles installées après l'apparition de la vallée de glissement; 9. surface initiale du versant: a = conservée; b = cachée dans les déluvia; 10. surface du versant modelé par les glissement; 11. surface de glissement. (a) sur le trajet de petits vallonš d'érosion diffuse, à grande humidité, apparaissent des pseudosolifluxions et même des glissements plus amples; (b) à la suite dérangement de l'équilibre du versant en amont, apparaissent des bassins de glissements plus amples et la présence des couches de roches dures impose un seul fossé où le glissement se



déplace, au contact des déluvias de glissement avec la roche in situ se forment des canaux de drainage des eaux déluviales; l'organisme torrentiel dépose des dépôts proluviaux sur le cône de glissement; (c) l'enfoncement du réseau torrentiel ouvre de nouveaux horizons d'eaux déluviales et l'équilibre du versant devient précaire; les phénomènes de glissement se propagent presque en cercle, et entre les bassins de glissements voisins peuvent apparaître des phénomènes de capture; (d) excepté certains témoins de résistance, la surface du versant initial est détruite et les vallées de glissement perdent leur personnalité; se produit un rehaussement évident de la base des versants aussi bien que le ralentissement considérable du rythme de modelage par glissement, par suite d'apparition d'une multitude de bases éphémères d'accumulation et de dénudation.

La situation des principaux processus de mouvement de masse des monts au flysch (Carpates Orientales)

d'après le spécifique du mouvement et le rôle de l'eau		Les processus		Microrelief caractéristique	La période de maximum manifestation	Les zones caractéristiques
		d'après les conditions spéciales d'apparition	d'après le matériel impliqué dans le mouvement			
Eboulements		activité de sapè par des rivières; de gélification, d'éolisation.		<ul style="list-style-type: none"> - escarpement de détachement d'éboulis; - buttes d'accumulation 		
Roulements				<ul style="list-style-type: none"> - nappes d'éboulis; glacis d'éboulis; cônes d'éboulis; couloir d'éboulis; blocs soitaires, etc 	<p>Riss</p> <p>Würm</p>	<p>les monts: Ciucas; Ceahlău; Hăgigoiul-Comorii; Tarcău; etc.</p>
Creep		- gravitationel - thermique	<ul style="list-style-type: none"> - courbement de couches; - creep de délúvia 	<ul style="list-style-type: none"> - lobes, fissures, etc 	Permanent	<p>où les dépôts deluvi aux sont d'épaisseur au dessus de 2-3 m</p>
Glissements		Pseudosolifluxions	<ul style="list-style-type: none"> de délúvia; - de couches. 	<ul style="list-style-type: none"> - lobes; «vagues»; petites corniches; etc. - escarpements; monticules; banquettes; «vagues»; vallées, etc. 	<p>dans nos jours</p> <p>Intergl. Riss-Würm;</p> <p>Fin. du Würm;</p> <p>Holocène (Atl. et Subatl.)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Dépression Pipirig; bassin de Suha Bucovineană - les monts de Vrancea; Buzău; Sfinișoara; Obcinile Bucovinei; etc.
Solifluxions				<ul style="list-style-type: none"> - lobes; terrasses; glacis; vallées; etc. 	<p>Riss</p> <p>Würm</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Les monts de Sfinișoara. Obcinile Bucovinei, etc.
Écoulements boueux				<ul style="list-style-type: none"> - petites auges avec coulements boueux; lobes boueux; etc. 		<ul style="list-style-type: none"> - les monts; Buzău; Vrancea
l'augmentation du rôle de l'eau						

Les caractères principaux des versants de glissement sont brièvement les suivants :

— la présence, à la partie supérieure de leur profil, des corniches de glissement atteignant plus 60-80 m de hauteur (les bassins de: Rîșca, Cracău, Buhalnița, Hangu-Audia, etc.);

— l'apparition d'une multitude de bases «éphémères» d'accumulation et de dénudation, ce qui ralentit sensiblement le rythme de l'évolution;

— l'épaississement des déluvia, surtout vers la base des versants, (parfois plus de 20 m) où ils atteignent une «épaisseur critique» dans l'acception de R. Souchez (1966), ce qui réduit considérablement le rôle de la roche in situ dans le modelage actuel des versants; l'évolution des versants tend à conserver le relief de la base précédant l'apparition des déluvia;

— l'autonomie évidente d'évolution des versants par rapport à la base locale de modelage, représentée par le talweg des rivières autonomie accusée par la multitude de bases éphémère d'accumulation et de dénudation, par le fait que le réseau torrentiel sur le versant de glissement se forme très lentement, etc.

Conclusions

Les processus de mouvement de masse ont joué un rôle de premier ordre dans le modelage des versants des monts au flysch dans les Carpates Orientales, leur action variant en fonction des conditions structurales-lithologiques individualisées en grandes unités et en fonction des conditions climatiques. Les glissement de terrain proprement dits et les solifluxions ont eu le plus grand ampleur. Leurs phases ont été alternatives: dans le Riss et le Würm (deux étapes) les solifluxions, dans l'interglaciaire Riss-Würm, à la fin du Würm, dans l'Holocène (Atlantique et Subatlantique) les glissements.

Le microrelief crée par ces processus reflète, au moins pour les glissements, une autonomie d'évolution des versants par rapport à la base locale de modelage.

Bibliographie

- Atanasiu I. (1961) — *Cutremururile de pământ din România, București.*
- Badea L. (1957) — *Observații asupra unor alunecări din bazinul Buzăului, Probleme de geografie, vol. V.*
- Barbu N. (1970) — *Aspecte morfostructurale și morfolitologice în Obcina Feredeului, An. șt. Univ. „Al. I. Cuza” secț. II, serie nouă, t. XVII.*
- Băncilă I. (1958) — *Geologia Carpaților Orientali, București*
- Bojoi I., Grasu C., Mihăilescu Fl. (1968) — *Alunecarea de teren de la Pădurărie (valea Doamnei), Com. de Geogr., vol V.*
- Bojoi I, Surdeanu V. (1970) — *Considerații asupra reliefului din bazinul hidrografic al Tarcăului, Lucrările Stațiunii de cercetări „Stejarul”, vol. 3.*
- Cemekov Iu. (1969) — *Bazișt denudații i acumulații, Izv. Akad. Nauk., seria gheograficeskaia, nr. 1*
- Ciocîrdel R., Esca Al. (1966) — *Essai de synthese des données actuelles concernant les mouvement récents de l'écorce terrestre en Roumanie, Révue Roum. de Géol., Géoph., Géogr., serie Géoph., t. 10, nr. 1.*
- Coteț P. (1957) — *Procese morfogenetice actuale pe teritoriul țării noastre, An. Rom—Sov., seria geol—geogr., nr. 4.*
- Czudek T. et collab. (1965) — *Study of the development of the Carpathians relief in Moravia, Geogr. Polonica, nr. 9.*
- Dandescu I. (1933) — *Alunecările de straturi din Muntele Cozla, Anuarul Liceului „Petru Rareș” Piatra Neamț.*
- Donisă I. (1968) — *Geomorfologia văii Bistriței, București*
- Ielenicz M. (1969) — *Contribuții la studiul porniturilor din bazinul superior al Buzăului, Rev. Păd. nr. 2.*
- Ichim I. (1969) — *Quelques aspects géomorphologiques des versants de la région montagneuse de sud-est de la Stînișoara, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol III.*
- Ichim I. (1970) — *Quelques aspects concernant le rôle des processus de mouvement de masse dans le modelage des versants des monts au flysch compris entre les vallées du Cujețiu et du Nemțior, Lucrările Stațiunii de cercetări „Stejarul”, vol. 3.*
- Ichim I. (1971/a) — *Rôle des solifluxions dans le modelage du relief des monts a flysch compris entre les vallées de la Moldova et de la Bistrița, Revue de Géol. Géoph. Géogr., serie de Géographie, nr. 2.*
- Ichim I. (1971/b) — *Asupra asimetriei văilor din munții flișului cuprinși între valea Moldovei și valea Bistriței, Lucrările Stațiunii de cercetări „Stejarul”, vol. 4.*
- Ionescu Sisesti G., Staicu I. (1958) — *Agrotehnica, Vol. II, București.*
- Ionesi L. (1971) — *Flișul paleogen din bazinul văii Moldova București.*
- Jahn A. (1968) — *Denudational balance of slopes, Geogr. Polonica, 13.*
- Jiğarev R. (1967) — *Pricini i mehanizmi razvittii soliflucții, Moskva.*
- Kirkby I. M. (1967) — *Measurement and theory of soil-creep Journ., Geol., vol. 75, nr. 4, julie.*
- Macovei Gh., Botez Gh. (1923) — *Comunicare asupra feneomenelor de alunecări și prăbușiri de teren din județul Rîmniceul Sărat, D. S. Inst. Geol. Rom., vol. VI.*
- Marinescu I., Ciomaga St. (1956) — *Deplasări de teren caracteristice văii Buzăului și locul lor în clasificările existente, D. S. Inst. Geol., Rom., vol. XLIII.*
- Martiniuc C. (1954) — *Pantele deluviale. Contribuții la studiul degradărilor de teren, Probleme de geografie, vol. 1.*
- Martiniuc C. (1960) — *Raionarea geomorfologică a teritoriului R. P. R., Monografică geographiă a R. P. R., partea I-a Geografie fizică, București.*
- Martiniuc C., Coteț P. (1957) — *Cîteva observații asupra munților Ciucaș-Zăgan și împrejurimi, Probl. de Geografie, vol. IV.*
- Martiniuc C., Băcăoanu V. (1961) — *Porniturile de teren și modul cum pot fi prevenite și stabilizate, Natura, seria geologie-geografie, nr. 4.*
- Mihăilescu V. (1938) — *Grohotișurile de pe valea Slănicului Moldovenesc., B. S. R. G., t. 57.*

- Mihăilescu V. (1939/a) — *Porniturile de teren din regiunea Nehoiaș*, B. S. R. G., t. 58.
- Mihăilescu V. (1939/b) — *Porniturile de teren și clasificarea lor*, Rev. Rom. Geogr., an II, f. II-III.
- Moraru T., Diaconeasa B., Gîrbacea V. (1964) — *Age of land-slidings in the Transylvanian Tableland*, Rév. Roum., de Géol. et Géoph. Géogr., Ser. Géogr. t. 8.
- Moraru T., Gîrbacea V. (1967) — *Processus d'évolution des versants en Roumanie*, L'évolution des versants. Colloque international de géomorphologie tenu a l'Univ. de Liège, 1966.
- Naum Tr., Micalevich-Velcea V. (1956) *Contribuții la problema degradărilor de teren din bazinul superior al Buzăului*, An. Univ. „C. I. Parhon“, nr. 9.
- Pécsi M. (1967) — *The dynamic of quaternary slope evolution and its geomorphological representation*, L'évolution des versants. Colloque international de géomorphologie tenu a l'Univ. de Liège, 1966.
- Pop E. (1960) — *Mlaștinile de turbării din R. P. R.*, București.
- Posea Gr. (1967) — *Glissements, meanders et voies de communications dans la vallée du Buzău*, Travaux du Symposium international de Géomorphologie Appliquée, Bucuresti, 1967.
- Rapp A. (1960) — *Recent development of mountains slopes in Käkevagge and Surroundings northern Scandinavia*, Geografiska Annaler, vol. XLII, nr. 2—3.
- Rădulescu N. (1959) — *Răspîndirea alunecărilor de teren în R. P. R.*, Probleme de geografie, vol. VI.
- Simionescu I. (1903) — *Contribuții la geologia Moldovei dintre Siret și Prut*, Fond Adamachi, Iași.
- Souchez R. (1966) — *Réflexions sur l'évolution des versants sous climat froid*, Rév. de Géogr. Phys. et de Géol. Dynam. (2), vol. VIII, nr. 4
- Starkel L. (1966) — *Post-glacial climat and moulding of European relief*, Royal Meteorological Society, Proceedings of the International Symposium on world climate.
- Starkel L. (1969) — *L'évolution des versants des Carpates a flysch, au quaternaire*, Biul. Perigl. nr. 18.
- Tricart J. (1963) — *Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guill (H-tes Alpes)*, Zeitschrift für Geomorphologie, Band 5, Heft 4.
- Tufescu V. (1966) — *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, București.
- Tufescu V. (1968) — *Coulées boueuses dans les Carpates du flysch et les Subcarpates de Roumanie*, Rév. Roum., de Géol., Géoph., et Géogr., serie de Géogr., t. XII, nr 1.
— *Harta geologică a României*, sc. 1/200.000., București.