

Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych

Włodzimierz Margielewski*

Patterns of gravitational movements of rock masses in landslide forms of the Polish Flysch Carpathians. *Prz. Geol.*, 52: 603–614.

S u m m a r y. Patterns of gravitational movements in the Flysch Carpathians are connected with tectonic and lithologic anisotropy of the rock massifs. The paper reviews the basic patterns of mass movements in the Flysch Carpathians: toppling, translational, rotational and compound sliding, sagging and complex type of mass movement, illustrated by selected forms using the structural (joints, faults) analysis. Toppling in the Carpathians is typical for double ridge and top trenches (example: Gaworzyna double ridge in the Beskid Sądecki Mts). Translational landslides with flat, „structural” sliding surface typical for shallow forms, might form along the bedding plane (example: Duszatyn and Prehuki landslides, Western Bieszczady Mts), as well as along the joints and fault surface. The classification of „structural landslides” commonly used nowadays, pertains only to translational landslides. In deep-seated landslides the shearing zone will be combined, composed of structural sections (joints, faults, bedding plane) and shearing elements. Thus, to majority Carpathians landslides develop as mixed type (non circular) grouping complex movement, involving of various types of displacement: rotational–translational–toppling. Purely rotational movements with circular failure are developed in the Carpathians flysch massifs, when thick bedded sandstones (resistant) are underlain by soft shales (example: pure rotational landslide in Mt Kostrza in Beskid Wyspowy Mts). Influence of anisotropy of these rocks on sliding surface is strong by reduced, and soft rock favours rock flow (sagging) development, usually transformed later in to a rotational type of movement (example: rotational landslide with toppling and sagging elements on Mt Muronka, in Beskid Śląski Mts). Very interesting mixed landslide on Mt Luboń Wielki (Beskid Wyspowy Mts) represents alistic (antithetic) type of landslide.

Key words: mass movements, structural control, type of movements: rotational, translational, compound, topple, rock flow, Flysch Carpathians, Southern of Poland

Charakter przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w polskich Karpatach fliszowych, był dotychczas traktowany zbyt schematycznie. W funkcjonującym modelu rozwoju osuwisk karpaccich, zasadnicze znaczenie miał bowiem tzw. „zsuw strukturalny”, zdefiniowany jako *zsuw przebiegający wzdłuż określonej, naturalnej powierzchni geologicznej, którego kierunek ruchu jest ściśle związany z budową geologiczną i następuje bez obrotu mas skalnych* (Kleczkowski, 1955; Książkiewicz, 1978; Bober, 1984; Bober i in., 1997). Dla tego typu zsuwów stworzono również normy klasyfikacyjne (Kleczkowski, 1955; Bober, 1984; Bober i in., 1997), które były dotychczas powszechnie stosowane w charakterystykach osuwisk karpaccich (Ziętara, 1968; Bober, 1984; Bober & Wójcik, 1977; Bober i in., 1997; Kukulak, 1988; Bajgier, 1989, 1993, 1994; Margielewski, 1997a; Zabuski i in., 1999; Wójcik & Rączkowski, 2001). Z powszechną stosowalnością tych norm klasyfikacyjnych, był jednak związany pewien istotny problem. Precyzyjnie zdefiniowane kryteria zsuwu strukturalnego, dotyczyły bowiem tylko wąskiej grupy osuwisk z płaską powierzchnią (strefą) poślizgu dowiązującą do powierzchni strukturalnej (lub ich kombinacji), a więc form translacyjnych *sensu* Varnes (1978), Hutchinson, (1988, 1995), Dikau i in. red. (1996), typowych głównie dla płytkich przemieszczeń. Tego typu osuwiska są oczywiście powszechne na obszarze Karpat (Ziętara, 1968, 1969; Mastella, 1975; Bober, 1975, 1984, 1986; i in. 1997; Nemčok, 1982; Kukulak, 1988; Bajgier, 1993; Wójcik, 1997; Margielewski, 1997a; 2002a, b), czy Sudetów (Synowiec, 2003). Jednakże w obrębie masywów skalnych Karpat, licznie występują rozległe i głębokie formy, powstałe często na czołach warstw (w układzie obsekwentnym), których kierunek przemieszczeń jest niezależny od przebiegu struktur (Margielewski, 1997a;

1998; 2001a; 2002a). Czysto strukturalna forma przemieszczeń w ich obrębie, jest wykluczona także ze względu na znaczną deformację ośrodka skalnego w strefie poślizgu podczas transportu grawitacyjnego, na co wskazują również modelowania numeryczne osuwisk (Zabuski i in., 1999).

Wobec braku możliwości określenia przebiegu płaszczyny (strefy) poślizgu w tych formach (zazwyczaj niedostępnej do bezpośrednich obserwacji), często stosowano „zastępcze” kryterium strukturalnych uwarunkowań rozwoju ruchów masowych, polegające na analizie zgodności przebiegu elementów liniowych osuwisk (skarpy głównej, krawędzi bocznych osuwiska, rowów rozpadlinowych etc.) i kierunków strukturalnych (Bober & Wójcik, 1977; Kukulak, 1988; Bajgier, 1989, 1993, 1994). Jednak, jak wykazały badania, w skalistych ścianach skarp osuwisk (tu: nisza) zawsze będą odwzorowane powierzchnie strukturalne, jednak ich przebieg nie zawsze będzie zgodny z kierunkiem skarp, czy rowów rozpadlinowych (Margielewski, 1998, 2001a, 2002a).

Część form osuwiskowych¹ w Karpatach ma koluwia utworzone z pakietów skalnych (bloków lub płyt skalnych — *vide* ryc. 1. 1–3AB), reprezentując tzw. osuwiska pakietowe lub pakietowo-rumoszowe *sensu* Ziętara (1969) (ryc. 1. 1–3). Analiza zmian kierunków spękań i położenia warstw w ich obrębie, w stosunku do analogicznych kierunków pomierzonych w skalistych skarpach osuwisk, pozwoliła na określenie charakteru przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych, występujących w tych formach

¹Wśród tych „form osuwiskowych” znajdują się również formy nie wykształcające powierzchni poślizgu a więc nie będące *stricto* osuwiskami. Jednakże definicja osuwisk w ujęciu Working Party on World Landslide Inventory jest szersza i przyjmuje możliwość posługiwania się terminem *landslides* dla określenia całości ruchów masowych *mass movements* (Cruden, 1991; Varnes 1978). W takim szerszym znaczeniu, autor będzie więc używał terminu „formy osuwiskowe” (*vide* również tytuł artykułu).

*Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; margielewski@iop.krakow.pl

ruchów masowych (*vide* Pulinowa, 1976; Margielewski, 1998, 2002a). Do charakterystyki ruchów masowych posłużono się nomenklaturą Varnesa (Varnes, 1978; Cruden & Varnes, 1996) i Hutchinsona (1988, 1995), która jest używana w obowiązujących obecnie kryteriach klasyfikacji ruchów masowych wprowadzonych przez International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (Dikau i in., 1996).

Typy przemieszczeń mas skalnych w ośrodkach anizotropowych

Sposób zniszczenia zbocza: rotacyjny (z obrotem mas skalnych) czy translacyjny (bez obrotu), zależy w decydującym stopniu od stopnia niejednorodności ośrodka. Zasadniczo uważa się bowiem, że w ośrodku jednorodnym, zsuwy mają charakter rotacyjny, zaś w niejednorodnym, translacyjny, bądź mieszany (Brunsdon, 1985; Hutchinson, 1995; Dikau i in. red., 1996; Zabuski i in., 1999). Ponieważ nie można sformułować praw ogólnych, pozwalających na ilościową ocenę związków pomiędzy niejednorodnością masywu skalnego a mechanizmem deformacji (*vide* Thiel, 1980; Guzetti i in., 1996; Zabuski i in., 1999), wydaje się, że dla silnie anizotropowych masywów skalnych Karpat, model ten jest jednak nieco uproszczony. O ile translacyjny charakter płytkich zsuwów przemieszczanych po powierzchniach strukturalnych jest ewidentny, charakter przemieszczeń form głębokich jest złożony i determinowany wypadkową oddziaływania dwóch zasadniczych czynników. Z jednej strony będzie to modelowa dla ośrodka jednorodnego dążność do przemieszczeń mas skalnych wzdłuż teoretycznej powierzchni cykloidalnej, determinowanej kierunkiem działania naprężeń, o stopniu krzywizny wzrastającym wraz z głębokością jej posadowienia (Bishop, 1955; Scheidegger, 1974; Hutchinson, 1995; Guzetti i in., 1996; Zabuski i in., 1999). Z drugiej strony, tendencji do przemieszczeń po krzywoliniowej powierzchni, będzie przeciwdziałać zarówno sposób inicjacji ruchów masowych związany z rozwojem szczeliny inicjalnej (szczeliny z rozciągania) w głąb masywu, jak też anizotropia tektoniczna i litologiczna ośrodka skalnego, typowa dla masywów skalnych Karpat fliszowych. Wypadkową tych tendencji, są zsuwy złożone (mieszane) o zasadniczo niecylicydrycznej obwiedni strefy poślizgu, pośrednie pomiędzy typem rotacyjnym (ryc. 1.4b) i translacyjnym (Dikau i in., 1996; Cruden & Varnes, 1996; Zabuski i in., 1999; Margielewski, 2001a). Specyfika anizotropii i następstwa litologicznego masywów skalnych Karpat, stwarza również możliwość wystąpienia form, z dominacją rotacyjnego charakteru przemieszczeń (lub wręcz osuwisk rotacyjnych — *vide* Margielewski, 2002a), pomimo iż uważa się, że ten rodzaj przemieszczenia jest typowy głównie dla ośrodków izotropowych (Scheidegger, 1974; Hoek & Bray, 1981; Hutchinson, 1995; Zabuski i in., 1999).

Charakter inicjacji ruchów masowych

Problematyce powszechnego, długotrwałego rozwoju ruchów masowych w Karpatach fliszowych wskutek propagacji szczelin z rozciągania (dylatacyjnych²), poświęcono dotychczas kilka prac opartych o badania terenowe (Margielewski, 1998, 2001a, 2002a; Margielewski & Urban, 2000; 2003a, b). Występujący powszechnie dualizm rozwoju dwóch powierzchni ograniczających

zsuw: długo rozwijanej powierzchni oderwania odwzorowanej pierwotnie w jednej ze ścian szczeliny z rozciągania, docelowo zaś w skarpie głównej osuwiska oraz powierzchni (strefy) poślizgu mas skalnych rozwijanej w trakcie przemieszczenia, powoduje, że w ich obrębie różny będzie charakter odwzorowania powierzchni strukturalnych. O ile pierwsza z powierzchni (oderwania) zawsze będzie miała charakter strukturalny, druga z nich — powierzchnia (strefa) poślizgu, będzie strukturalną jedynie w przypadku płytkich zsuwów translacyjnych, przemieszczanych po płaskich powierzchniach nachylonych w kierunku przemieszczeń (niekiedy powierzchnia poślizgu jest eksponowana na powierzchni — *vide* Margielewski, 1991; 2002a; Oszczypko i in., 2002). Zwiększanie zasięgu osuwiska w głąb masywu (anizotropowego), powinno powodować zmniejszanie udziału składowej translacyjnej przemieszczeń, skutkując zmniejszeniem udziału elementów strukturalnych (płaskich) w jej obrębie.

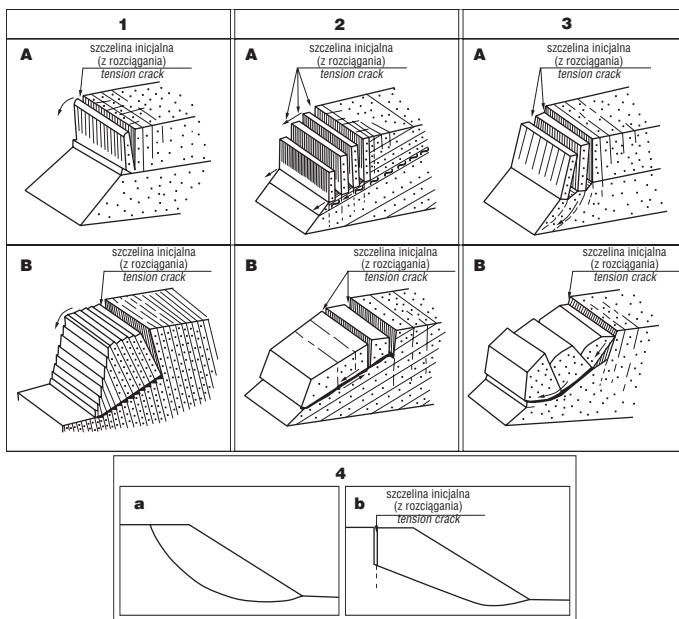
Typy przemieszczeń

Do głównych typów przemieszczeń grawitacyjnych (ruchów masowych) rozwijanych w masywach skalnych należą: obryw, rozszerzanie boczne, spływ skalny, przechył oraz zsuwy: translacyjny, rotacyjny, i złożony (mieszany): pośredni pomiędzy rotacyjnym i translacyjnym, jak też przemieszczenia będące kombinacją tych typów (ryc. 1) (Hutchinson 1988, 1995; Brunsdon, 1993; Dikau i in., 1996; Cruden & Varnes, 1996; Guzetti i in., 1996; Zabuski i in., 1999; Erisman & Abele, 2001).

Obryw. Ten typ przemieszczeń jest związany ze swobodnym spadkiem odspojonego materiału skalnego (Dikau i in., 1996; Cruden & Varnes, 1996; Zabuski i in., 1999). Występowanie tego typu przemieszczeń w Karpatach jest ograniczone do stromych stoków Tatr, czy rzadziej Beskidów Wysokich. Ze względu na specyficzny charakter przemieszczeń grawitacyjnych (spadek swobodny), typ ten nie będzie charakteryzowany w niniejszej pracy.

Inicjalne formy przemieszczeń: rozszerzanie boczne i spływ skalny. Rozszerzanie boczne (*lateral spreading*) jest związane z podziałem masywu skalnego wzdłuż szczelin i stopniowym przemieszczaniem jego fragmentów na boki wskutek ruchów poziomych (jak też ruchów pionowych, będących lokalnie efektem wyciskania podatnego podłoża) (Dikau i in., 1996; Cruden & Varnes, 1996; Zabuski i in., 1999). Przemieszczenia typu spreading, były w Karpatach obserwowane w obrębie jaskiń szczelinowych

²Szczelina dylatacyjna (dylatacja: od łac. *dilatare*: rozszerzać, rozciągać) umożliwia niezależną pracę statyczną dwóch budowli, fragmentów masywu skalnego, etc, pozwalając zachować równowagę układu: w takim też znaczeniu autor używa terminu „dylatacja” charakteryzując szczeliny z rozciągania. Należy bowiem zwrócić uwagę, że w terminologii tektonicznej termin dylatacja (ang. *dilation, dilatation*), był używany zarówno do określania zjawisk zachodzących podczas odkształcania skały w strefie zniszczenia (Hoek & Bray, 1981; Thiel, 1980; Zabuski i in., 1999), jak również dla określenia form (szczelin) z rozciągania (Tufts i in., 1998; Scheidegger, 2001; Košťák, 2002). W literaturze tektonicznej, dla określenia pierwszego ze zjawisk (tj. wzrostu objętości skały podczas odkształcania w strefie zniszczenia — poślizgu, wskutek rozwierania mikroszczelin, wytrącania ziarn z pozycji najlepszego upakowania, czy poślizgu wzdłuż nieciągłości o nieregularnych ścianach), powszechnie stosowany jest jednak termin **dylatacja** (ang. *dilatancy*); (*vide* Dadlez & Jaroszewski, 1994; Norrish & Wyllie, 1996; Crosta 1996).



Ryc. 1. Podstawowe typy przemieszczeń grawitacyjnych w obrębie masywów skalnych z udziałem szczeliny z rozciągania: A — przemieszczenia płytowe, B — przemieszczenia blokowe; 1 — przechył, 2 — przemieszczenie translacyjne; 3 — przemieszczenie rotacyjne (wg: Hutchinson, 1988; Poisel, 1990; Dikau i in. red., 1996; Cruden & Varnes, 1996). 4 — różnice w obwiedni powierzchni poślizgu osuwisk rotacyjnych (a) i złożonych (b) — o powierzchni wypłaszczonej wskutek rozwoju szczeliny z rozciągania (Hoek & Bray, 1981)

Fig. 1. The base types of the gravitational displacement in a rock mass, with tension crack: A — slab, B — block; 1 — toppling; 2 — translational; 3 — rotational (after: Hutchinson, 1988; Poisel, 1990; Dikau et al., 1996; Cruden & Varnes, 1996), 4 — the differences between slip surface of the rotational slide (a) and the compound slide (b) — which slide surface is flattened in effect of the initial tension crack development (Hoek & Bray, 1981)

(typu *crevice*), stanowiących inicjalne stadium rozwoju ruchów masowych (Margielewski & Urban, 2000; 2003a).

Z kolei spływ skalny (*rock flow, sackung*) jest związany z długotrwałym (zazwyczaj ciągłym) odkształcaniem ośrodka skalnego (fałdowaniem) wzdłuż granicy dzielącej nienaruszony masyw od jego fragmentu przemieszczanego grawitacyjnie (Zischinsky, 1969; Brühl & Scheidegger, 1972; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Noverraz, 1996; Moser, 2002). Budowa geologiczna grzbietów Karpat fliszowych (sztywne, poszczelinione piaskowce są podścielone podatnymi łupkami) będzie sprzyjała powstawaniu tego typu deformacji grawitacyjnych (Margielewski, 2001a, 2002a). Jakkolwiek obydwa typy przemieszczeń mogą prowadzić do powstania form samoistnych (Mahr & Nemčok, 1977; Dikau i in. red., 1996; Cruden & Varnes, 1996), jednak ze względu na charakter ruchu, są one zazwyczaj traktowane jako formy inicjalne prowadzące do powstania form typu przechył, oraz zsuwów: translacyjnego, rotacyjnego lub compound (Hutchinson, 1995; Crosta, 1996; Dikau i in. red., 1996). Formy te często tworzą także komponenty w obrębie przemieszczeń kombinowanych (*complex*).

Przechył (*topple*). Tego typu ruchy masowe nie wykształcają strefy poślizgu, i w pewnych warunkach również mogą stanowić formy wyjściowe do powstawania głębokich osuwisk (Hutchinson, 1995; Crosta, 1996). Ten charakter przemieszczeń grawitacyjnych jest związany z utratą stabilności mas skalnych w górnych partiach masy-

wu oraz ich odrywanie, przechylenie i przemieszczanie w dół, w formie płyt lub bloków (ryc. 1.1) (Hoek & Bray, 1981; Poisel, 1990; Cruden & Varnes, 1996; Dikau i in., 1996; Zabuski i in., 1999). Charakterystyczna dla tego typu przemieszczeń, będzie więc rotacja płaszczyzn strukturalnych (spękania, uskoki, położenie warstw) wokół osi poziomej, zachodząca w kierunku ruchu (ryc. 1.1). Powszechność rozwoju ruchów masowych w Karpatach wskutek propagacji szczelin z rozciągania, jak też występowanie skał podatnych w podłożu sztywnych piaskowców budujących wierzchołki grzbietowe wskazuje, że tego typu przemieszczenia mogą w Karpatach występować powszechnie (Margielewski, 2002a).

Gaworzyna. Charakterystyczny grzbietowy rów rozpadlinowy występuje w obrębie szczytowych partii i zachodniego stoku wzgórza Gaworzyna (963 m n.p.m.) w paśmie Jaworzyny Krynickiej. Forma powstała w obrębie gruboławicowych piaskowców ogniwa piaskowca z Piwnicznej formacji magurskiej (Golonka & Rączkowski, 1981). Jest ona dobrze eksponowana w krajobrazie (ryc. 2). W jej obrębie występuje zespół wysokich (do 20 m) prostoliniowych skarp rozwijanych sukcesyjnie, zgodnie z przebiegiem silnie zaznaczonego tu zespołu spękań skośnych D_2 o kierunku $10-20^\circ$ (ryc. 2a). Występujący u ich podnóża rozległy 30 m szerokości płaskodenny rów rozpadlinowy, oddziela od skarp rozległy pakiet skalny, przemieszczony grawitacyjnie (Margielewski, 1994) i stanowiący element podwójnego grzbietu (ryc. 2a–b). Zachodnia część przemieszczonego pakietu obcięta jest skalistą skarpą o przebiegu dowiązującym również do zespołu spękań D_2 . Szczegółowa analiza położenia płaszczyzn spękań pomierzonych w obrębie zespołu skarp głównych (ryc. 2, diagram a) oraz skarpy obcinającej przemieszczony pakiet (ryc. 2, diagram b), wskazuje, że w obrębie pakietu, płaszczyzna spękań zespołu D_2 jest nieznacznie zrotowana w kierunku ruchu (ok. $10-15^\circ$ — *vide* ryc. 2 diagramy a–b), czemu towarzyszy również stosunkowo niewielkie zmniejszenie kąta zapadania warstw w obrębie pakietu. Wskazuje to, iż zasadniczym typem przemieszczeń był tu przechył (ryc. 1.1).

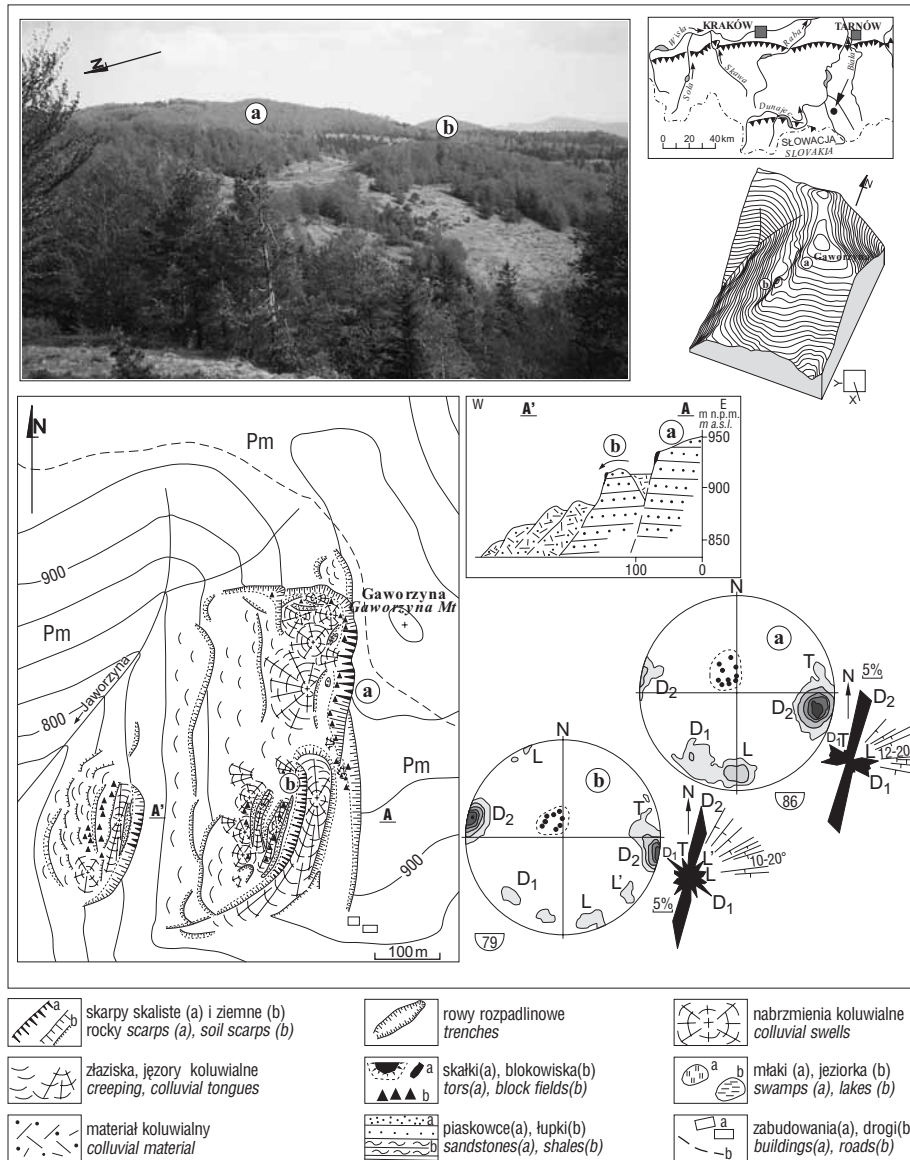
Przeprowadzone przez autora badania wskazują, że przemieszczenia typu *toppling*, są powszechne w obrębie większości rowów grzbietowych w Karpatach, w tym zwłaszcza podwójnych grzbietów (*vide* Flis, 1958; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988). Taki charakter przemieszczeń dominuje w występującym w sąsiedztwie Gaworzyny rowie grzbietowym na Zadnich Górach (Flis, 1958; Margielewski, 1997a, 2002a), podwójnym grzbiecie na Krzyżostonowie w Beskidzie Wyspowym (Margielewski, 1997b), w obrębie Izdebczyk w masywie Babiej Góry (Alexandrowicz, 1978; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988), jak również w rezerwacie Kornuty w Beskidzie Niskim (Lach, 1970).

Osuwiska (zsuwy) translacyjne. Przemieszczeniom translacyjnym poświęcono dotychczas w Karpatach wiele prac. Definicja zsuwu strukturalnego, jako ... *przebiegającego wzdłuż określonej, naturalnej powierzchni geologicznej, którego kierunek ruchu nawiązuje do budowy geologicznej i następuje bez obrotu mas skalnych* — tu wokół osi poziomej (Kleczkowski, 1955; Bober, 1984), jest adekwatna właśnie do tego typu przemieszczeń po płaskiej powierzchni poślizgu. Klasyfikacja geologiczna Kleczkowskiego i Bobera (*op. cit.*) opracowana dla tych

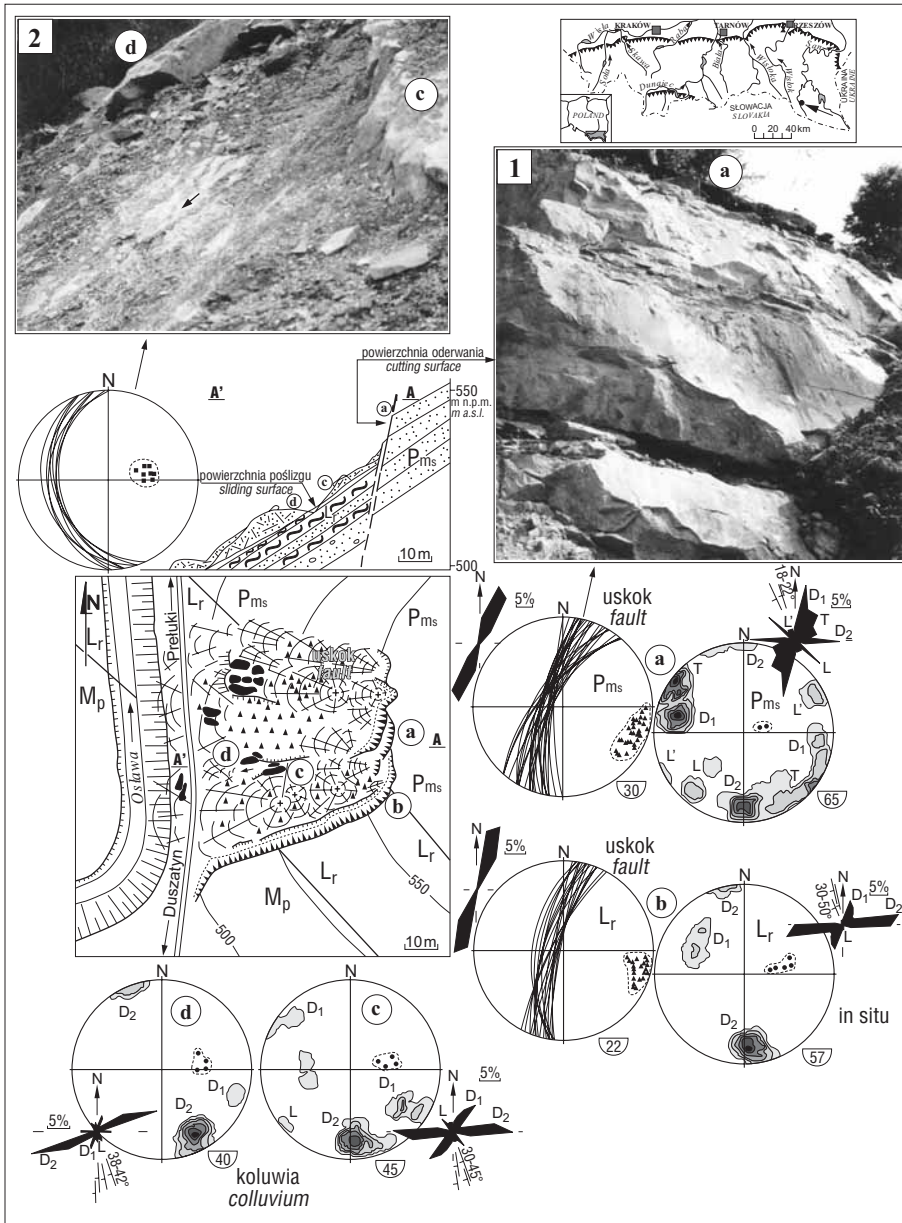
przemieszczeń, jednoznacznie definiuje zsuwy konsekwentno-ześlizgowe (konsekwentno-strukturalne) przemieszczane po powierzchniach uwarstwienia lub uławiczenia, jak też zsuwy konsekwentno-szczelinowe, przemieszczane po płaszczyznach spękań, czy powierzchniach uskoków oraz zsuwy skomplikowane, przemieszczane po kombinacjach różnych powierzchni strukturalnych (Kleczkowski, 1955; Bober,

1984). Często w przypadku strukturalnych powierzchni poślizgu stromo nachylonych w kierunku ruchu, przemieszczenia te mogły charakteryzować się znaczną redukcją etapu inicjalnego (związanego z rozwojem szczeliny z rozciągania — Margielewski, 2002a). Jednak większość form osuwiskowych tego typu, była zazwyczaj inicjowana wskutek odspajania mas skalnych wzdłuż spękań, czy powierzchni uskoków (z udziałem szczeliny z rozciągania), zaś masy skalne (ryc. 1.2) były transportowane po powierzchniach ławic (Margielewski, 2002a).

Duszatyn. Osuwisko występuje ponad zakolem Osławy, powyżej drogi łączącej Prełuki z Duszatynem (w pobliżu Komańczy) w Bieszczadach Zachodnich (Margielewski, 2002a, b). Było ono formowane w kilku etapach: jeden ze starszych etapów powstał w efekcie ulewnych deszczów latem 1997 r. (ryc. 3a), zaś odmłodzenie strefy osuwiskowej młodszym osuwiskiem nastąpiło wiosną 2000 r. (ryc. 3b–d) (Margielewski, 2002c). Ruch mas skalnych objął gruboławicowe piaskowce z Mszanki, zalegające na nich łupki z rogowcami, zaś w dolnych partiach (ryc. 3) margle podcergowskie (Ślaczka, 1968). W obrębie formy zaznacza się dualizm rozwoju powierzchni oderwania i powierzchni poślizgu mas skalnych. Oderwanie mas skalnych nastąpiło częściowo wzdłuż płaszczyzn spękań, częściowo zaś wzdłuż powierzchni uskoku, odsłaniających się współcześnie w skarpie głównej osuwiska (wys. do 10 m). Wzdłuż tych powierzchni była rozwijana szczelina inicjalna (ryc. 3.1a). Powierzchnia uskoku odsłania się zarówno w obrębie gruboławicowych piaskowców, tzn. powierzchnie zlustrowane (ryc. 3.1a), jak też łupków — brekcje tektoniczne na powierzchni uskoku (ryc. 3, diagramy: a–b). Strefie dyslokacyjnej towarzyszy również znaczna dezintegracja tektoniczna piaskowców z Mszanki, zaznaczająca się dyspersją kierunków spękań na diagramach (ryc. 3 — diagram a). Zdezintegrowane masy skalne były, w formie pakietowo-rumoszowego koluwium, przemieszczane po powierzchni ławic łupków i piaskowców, stromo spadającej w kierunku spadku stoku (ryc. 3, 2). Osuwisko reprezentuje więc typ struktural-



Ryc. 2. Forma typu przechyl: podwójny grzbiet na Gaworzynie w Beskidzie Sądeckim (Margielewski, 1994) powstały w efekcie przechyłu przemieszczanego pakietu skalnego. Na fotografii — widok na podwójny grzbiet Gaworzyny z Zadnie Gór, obok — rzut prostokątny hipsometrii wzgórza w projekcji Z. Spękania na diagramach: konturowym (projekcja równopowierzchniowa normalnych na dolną półkulę, izolinie: 2,5 — 5–7,5 — 10–12,5 > 5%) i kierunkowym wraz z ilością pomiarów. Położenie warstw na diagramach punktowych (projekcja na dolną półkulę). Spękania: L — podłużne, T — poprzeczne, D₁–D₂ — skośne do biegu warstw (zespoły spękań wg Mastella i in., 1997, bez rotacji warstw do poziomu). Pm — piaskowce magurskie — ogniwo piaskowca z Piwnicznej (geologia wg Golonka & Rączkowski, 1981) **Fig. 2.** A topple form of mass movement: double ridge on Gaworzyna Mt (in the Beskid Sudecki Mts) (Margielewski, 1994), created as toppling of the rock block fragment. On the Photo: the view on the Gaworzyna Double Ridge from Zadnie Góry Mt, with orthogonal projection of hipsometry in Z value. Joints: on contour diagram (equal area plot, projection of normal on under hemisphere, contour interval: 2.5 – 5 – 7.5 – 10–12.5 > 5%), and directional diagram, with number of measurements. Joints system: L — longitudinal, T — transversal, D₁–D₂ — diagonal (joint sets according to Mastella et al., 1997, without beds rotation to horizon). Bed locatio is shown on point diagram (projection of normal on under hemisphere). Pm — Magura Sandstone — Piwniczna Member (geology after Golonka & Rączkowski, 1981)



Ryc. 3. Przykład dualizmu rozwoju płaszczyzny odcierania i poślizgu mas skalnych w obrębie osuwiska translacyjnego, konsekwentno ześlizgowego. Powierzchnia odcierania jest założona częściowo wzdłuż powierzchni uskoku (1) i spękań: płaszczyzna poślizgu powstała na powierzchni ławic piaskowców (2). Osuwisko ponad zakolem Osławy w Duszatynie, (Bieszczady Zachodnie) (Margielewski, 2002b). Spękania na diagramie konturowym i kierunkowym (objaśnienia — ryc. 2). Położenie powierzchni odcierania (płaszczyzny z lustrami tektonicznymi — a, lub z brekcją tektoniczną — b) oraz płaszczyzny poślizgu (położenie warstw): na diagramach kołowych oraz diagramie punktowym (trójkąty dla powierzchni odcierania, kwadraty dla powierzchni poślizgu) projekcja na dolną półkulę: obok diagramów przedstawiono ilość pomiarów. Poniżej planu osuwiska — diagramy spękań w pakietach przemieszczonych w obrębie koluwium (c–d — pakiety piaskowca z Mszanki). Pms — gruboławicowe piaskowce z Mszanki; Lr — łupki z rogowcami; Mp — margle podcergowskie (geologia wg Ślącza, 1968). Objasnienia sygnatur na ryc. 2.

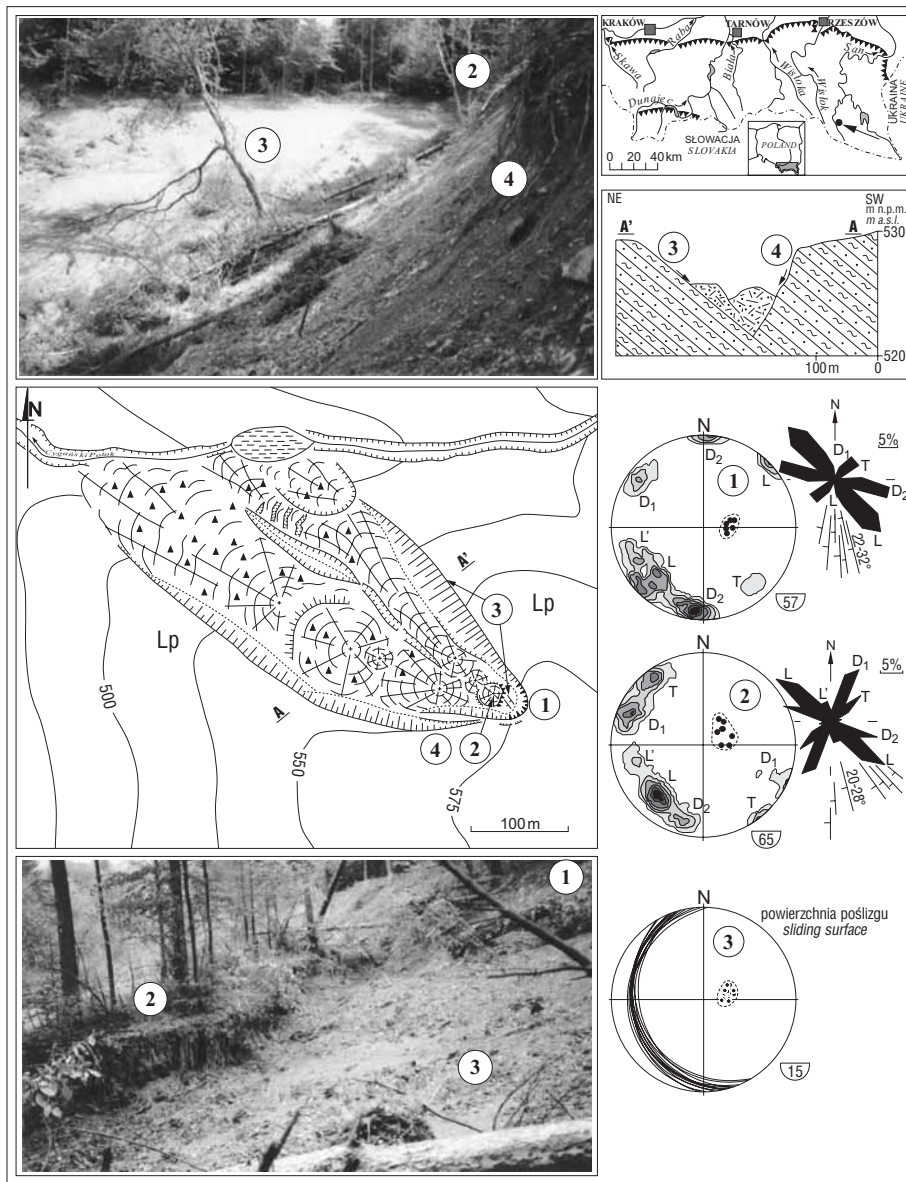
Fig. 3. The dualism of cutting and sliding surfaces development. Translational — consequent-slip landslide in Duszatyn (Western Bieszczady Mts) (Margielewski, 2002b). Cutting surface was created partly along the fault (1) and joints, sliding surface was developed along beds plane of the sandstones (2). Joints on contour and directional diagrams (see Fig. 2). Tectonic mirrors and surfaces with breccia (cutting surface) location and the dipping of the beds surface (sliding surface) are shown on the Great Circle Diagram (projection on under hemisphere, with number of measurements) and in the point diagram (triangle for cutting surface, squares for the sliding surface). Below the sketch of the landslide: joint diagrams of the rock packets in the colluvium (c–d). Pms — thick bedded Mszanka Sandstones; Lr — shales with hornstones; Mp — under Cergowa marls (geology after Ślącza, 1968). Explanation of signatures — see Fig. 2

ny, konsekwentno-ześlizgowy (vide: Kleczkowski, 1955; Bober, 1984). Elementy tektoniczne pomierzone w przemieszczonych pakietach piaskowców, wskazują na ich ześlizg translacyjny (bez rotacji wokół osi poziomej), z niewielkim obrotem pakietów wokół osi pionowej (lewoskrętnym: ok. 10°), często towarzyszącym translacji (ryc. 3 — diagramy c–d).

Preluki. Osuwisko w Cygańskim potoku (prawy dopływ Osławy) w miejscowości Preluki (koło Komańczy) w Bieszczadach zachodnich posiada charakter zsuwu klinowego (vide Hoek, 1973), rozwijanego w obrębie łupków pstrych warstw hieroglifowych (Ślącza, 1968). Zasadniczo jest ono ograniczone dwiema skarpami głównymi, tworzącymi klin (ryc. 4. 3–4). Jedna z nich (południowa, wys. 6–8 m) tworzy powierzchnię odcierania rozwiniętą w trakcie etapu inicjalnego (szczelina z rozciągania) wzdłuż spękań (skośnych D_2) w łupkach (ryc. 4. 1, 4). Druga skarpa rozwinęła się bezpośrednio na stromo zalegającej powierzchni ławicy łupków pstrych, tworząc jednocześnie główną powierzchnię poślizgu przemieszczanych mas koluwalnych (ryc. 4. 3). Po tej powierzchni zjechał rozległy, zwarty pakiet skalny, porośnięty lasem (ryc. 4. 2). Na diagramach spękań zestawionych dla powierzchni odcierania i pakietu przemieszczanego tu translacyjnie, widoczny jest niewielki obrót wzdłuż osi pionowej (prawoskrętnie) wszystkich kierunków spękań w pakiecie o ok. 10° (ryc. 4 — diagramy: 1–2). Bardzo nieznaczny przechył, jakim na diagramie spękań pakietu skalnego charakteryzują się zespoły spękań L, T, D_1 – D_2 (ryc. 4.2), może być związany z niewielkim wzrostem kąta zapadania powierzchni ławicy pstrych łupków w niższych partiach zsuwu (ryc. 4 — diagram 3).

Dolna część koluwium ma charakter detrytyczny (nabrzmienia koluwialne).

Forma będąca częściowo osuwiskiem konsekwentno-ześlizgowym (generalnie subsekwentnym), reprezentuje zsuw strukturalny *sensu* Kleczkowski i



Ryc. 4. Przemieszczenia translacyjne nachylonych powierzchni ławic. Osuwisko konsekwentno-ześlizgowe w Cygańskim Potoku w Prełukach (Bieszczady Zachodnie), powstałe wiosną 2000 r. Spękania na diagramach: konturowym i kierunkowym (powierzchnia oderwania na diagramie 1), położenie powierzchni poślizgu na diagramie kołowym (diagram—3). Lp — łupki pstre warstw hieroglifowych (geologia wg Ślącza, 1968). Objasnienia sygnatur na ryc. 2, 3

Fig. 4. Translational movement along surfaces of the beds. Consequent-sliding landslide in Cygański Stream (Gypsy Stream) in Prełuki (Western Bieszczady), created on winter 2000 year. Joints: on the contour and directional diagrams (cutting surface on diagram—1), sliding surface locatio is shown on Great Circle Diagram (diagram—3). Lp — variegated shales of the Hieroglyphic Beds (geology after Ślącza, 1968). Explanation of signatures — see Figs 2, 3

Bober (*op.cit.*). Powstała ona wiosną 2000 r. (pomiędzy 6–8 kwietnia), spowodowała zaciśnięcie doliny Cygańskiego Potoku i utworzenie jeziora zaporowego (ryc. 4) (Orłowski, 2000; Margielewski, 2002c). Powstanie osuwiska było związane z ulewnymi deszczami: w marcu 2000 r. rejestrowano tu (posterunek Komańcza) opady wynoszące 118,6 mm, zaś w pierwszym tygodniu kwietnia ca 56,5 mm, z największym natężeniem w dn. 5 kwietnia (31,1 mm) i 6 kwietnia (16,1 mm), kiedy to utworzyło się osuwisko (Orłowski, 2000). Ruchy potodne wystąpiły również w lipcu 2001 r. i spowodowały ześlizg zwartych pakietów skalnych w górnych partiach osuwiska (Margielewski, 2002c).

Osuwiska rotacyjne. W ośrodku izotropowym, kształt powierzchni poślizgu (zgodnie z kryterium zniszczenia Coulomba-Mohra) jest cykloidalny (Bishop, 1955; Dadlez & Jaroszewski, 1994; Zabuski i in., 1999). Stopień krzywizny strefy poślizgu zwiększa się wraz z głębokością (Scheidegger, 1974; Brunsden, 1985; Hutchinson, 1995). Jednakże w ośrodku anizotropowym, każda nieciągłość strukturalna zorientowana w kierunku ruchu, wpływa na odchylenie przebiegu tej strefy od teoretycznego, wklęsłocylindrycznego kształtu (Brunsden, 1985; Guzzetti i in., 1996; Zabuski i in., 1999).

Osuwiska rotacyjne są typowe dla form ścięciowych, rozwijanych w utworach jednorodnych (Hutchinson, 1995; Dikau i in., 1996; Cruden & Varnes, 1996; Zabuski i in., 1999). Stąd ich występowanie w silnie anizotropowych masywach skalnych Karpat, teoretycznie powinno być ograniczone jedynie do następujących przypadków:

1. Wtórne ujednoczenie anizotropowego ośrodka skalnego, wskutek jego dezintegracji odpężeniowej (np. z powodu nagłego odpężenia spowodowanego odprowadzeniem znacznych partii masywu wywołanych ruchami masowymi lub robotami górnictwymi), czy wpływu oddziaływania stref dyslokacyjnych, mających wpływ na znaczną dyspersję spękań. Masyw silnie spękany, charakteryzujący się znaczą dyspersją spękań, zaczyna się bowiem zachowywać jak ośrodek jednorodny (Hoek & Bray, 1981; Zabuski i in., 1999).

2. Ujednoczenie ośrodka skalnego, następuje także w obrębie silnie zdeintegrowanego i przemieszanego koluwium rozległych osuwisk.

Stąd osuwiska potomne, rozwijane w obrębie tych koluwiów, będą formami rotacyjnymi (Zabuski i in., 1999; Margielewski, 2001a; 2002a).

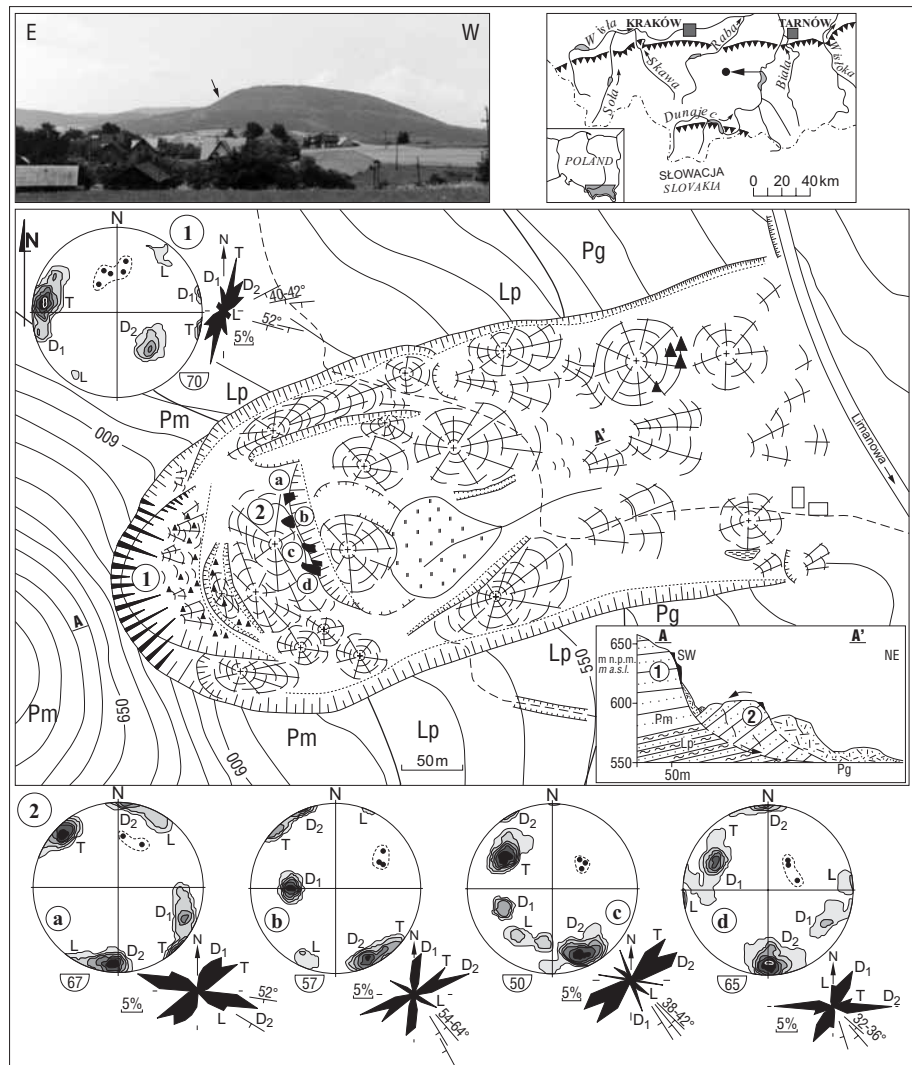
Może się zatem wydawać, że w pozostałych przypadkach, czysto rotacyjny charakter przemieszczeń nie powinien występować w anizotropowych tektonicznie masywach skalnych Karpat. Tendencji do rotacyjnego charakteru zniszczenia, będzie tu bowiem przeciwdziałać zarówno głęboki zasięg w głąb masywu szczeliny inicjalnej (z rozciągania), powodujący wypłaszczenie (teoretycznie) cylindrycznej powierzchni poślizgu, jak też silny wpływ powierzchni strukturalnych w masywie, powo-

dujących znaczne odstępstwa od modelowej, wklęsło-cylindrycznej obwodni powierzchni poślizgu. Ponadto powszechnie występujący wzrost wytrzymałości skał z głębokością, wpływa na „zniekształcenia” rotacyjnego charakteru ruchu (Zabuski i in., 1999). Z drugiej jednak strony wraz ze wzrostem głębokości w masywie maleje również udział spękań efektywnych (Niedzielski, 1974; Kleczkowski, 1979; Oszczytko i in., 1981). Może to powodować quasi-ujednoczenie masywu, w którym wraz z głębokością zmniejsza się podzielność ciosowa spękań (Scheidegger, 2001; Margielewski & Urban, 2003b).

Jak wykazały badania terenowe, w Karpatach występują osuwiska, w których rotacyjny charakter przemieszczeń (ryc. 1.3) jest dominujący (Margielewski, 2002a). Jest charakterystyczne, że powstają one głównie w masywach skalnych o typowym dla Karpat następstwie litologicznym, gdzie sztywne, silnie poszczelinione piaskowce tworzące wierzcholinowe partie wzgórz, są podścielone utworami podatnymi i odkształcalnymi: łupkami pstryimi lub drobnorytmicznym fliszem. Rotacyjny charakter przemieszczeń mas skalnych, jest efektem specyficznego wpływu anizotropii tektonicznej masywów na charakter strefy poślizgu. Jedynie wpływ powierzchni nieciągłości w sztywnych, gruboławicowych piaskowcach na przebieg strefy poślizgu, wydaje się bezdyskusyjny. W przypadku pstrych łupków, czy drobnorytmicznego fliszu, znaczna gęstość (jakkolwiek regularnych) spękań (odzworowanych indywidualnie w obrębie każdej ławicy), jak też znaczna odkształcalność utworów powodują, że ich anizotropia spękania, pomimo iż znaczna, może nie odgrywać żadnej roli w kreowaniu strefy poślizgu (Margielewski, 2001a, 2002a). Ze względu na znaczną gęstość spękań, ośrodek ten może bowiem objawiać właściwości zbliżone do quasi-jednorodnych ośrodków z silną dyspersją spękań, zaś odkształcalność utworów, sprzyja powstawaniu tu powierzchni ścięć (Zabuski i in., 1999; Margielewski, 2001a, 2002a).

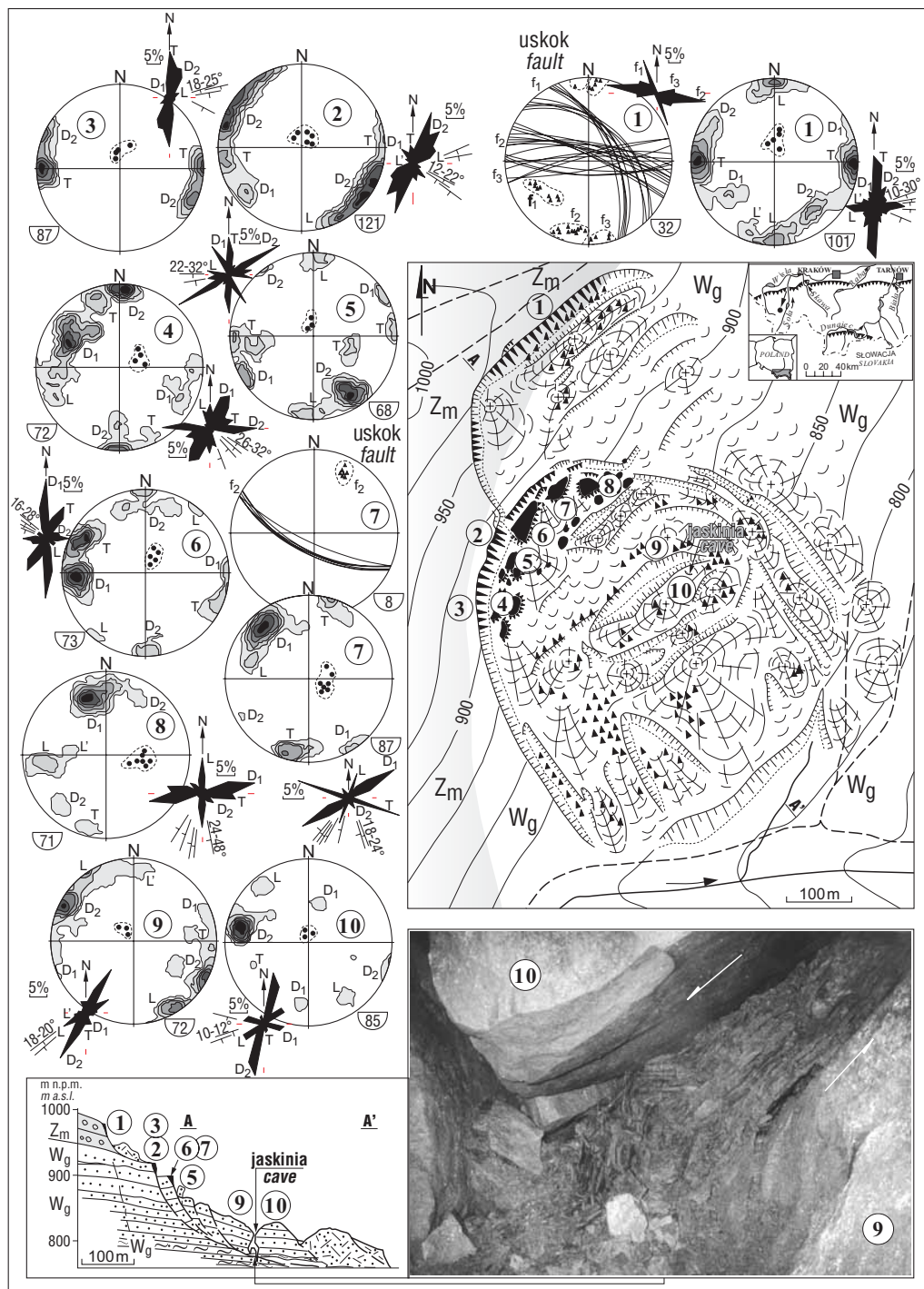
Kostrza. Forma osuwiskowa z dominacją rotacyjnego charakteru przemieszczeń mas skalnych, powstała na E stoku wzgórza Kostrza w Beskidzie Wyspowym. Osuwisko posiada stromą i wysoką (50 m) skarpe główną z pakietami skalnymi u podnóża i urozmaiconym detrytycznym koluwiem wypełniającym rynnę osuwiskową (ryc. 5). Występuje ono w strefie nasunięcia płasz-

czowiny magurskiej na Śląsk. Górne partie osuwiska (skarpa główna, górny wał koluwalny — ryc. 5: 1–2) powstały w gruboławicowych piaskowcach magurskich płaszczowiny magurskiej, zaś jego dolne partie (rynna i nabrzmienia koluwalne) zostały utworzone w obrębie łupków pstrych i piaskowców grodziskich płaszczowiny śląskiej (Burtan & Skoczylas-Ciszewska, 1964). Zasadniczo przemieszczenie następowało tu subsekwentnie (lokalnie obsekwentnie) w stosunku do położenia warstw (ryc. 5 — diagram 1), Położenie warstw i powierzchni spękań pomierzone w obrębie pakietowego koluwiu, wskazuje na wsteczne obalenie poszczególnych jego partii (ryc. 5.2 b–d). Na diagramach spękań widoczna jest wsteczna rotacja (o ok. 20–30°) zespołów spękań skośnych (D_1 i D_2), oraz lokalnie spękań poprzecznych T i podłużnych L występujących w obrębie tych pakietów (ryc. 5.2 b–d). Lokalnie towarzyszy jej również obrót pakietów (zazwyczaj prawoskrętnie) wokół osi pionowej. Przemieszczeniom rotacyjnym sprzyjały tutaj podatne łupki pstrye występujące w



Ryc. 5. Osuwisko rotacyjne na E stoku Kostrzy w Beskidzie Wyspowym. Spękania na diagramach konturowym i kierunkowym. Pm — piaskowce magurskie (płaszczowina magurska); Lp — łupki pstrye; Pg — piaskowce grodziskie (płaszczowina śląska); geologia wg: Burtan & Skoczylas-Ciszewska, 1964. Objaśnienia sygnatur na ryc. 2

Fig. 5. Rotational landslide on E slope of the Kostrza Mount (Beskid Wyspowy Mts). (joints: on contours and directional diagrams). Pm — Magura Sandstones (of the Magura Nappe); Lp — variegated shales; Pg — Grodziskie Sandstones (both: Silesian Nappe). Geology after Burtan & Skoczylas-Ciszewska, 1964. Explanation of signatures see Fig. 2

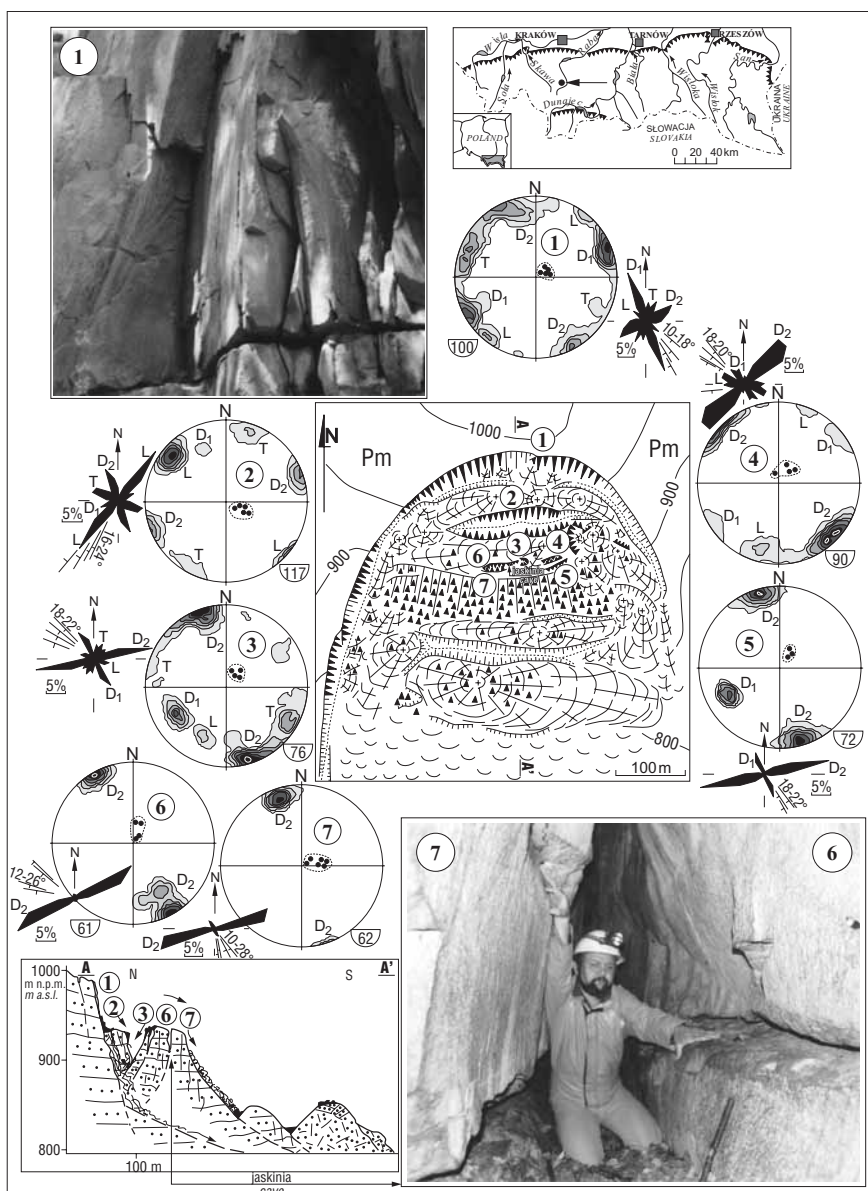


Ryc. 6. Osuwisko z dominującym typem przemieszczeń rotacyjnych. E stoki Muronki w Beskidzie Śląskim. Na fotografii widoczna strefa fałdowań łupków w obrębie wtórnej powierzchni poślizgu osuwiska (typowe dla spływu skalnego) spagowe partie (16 m poniżej powierzchni terenu) jaskini Chłodnej typu talus, w pakietowym koluwium osuwiska (vide Margielewski, 2001a, 2002a). Spękania na diagramach: konturowym i kierunkowym, położenie lusterek tektonicznych (zespoły: f_1 – f_3) na diagramie kołowym. Wg — warstwy godulskie górne; Zm — zlepieniec malinowski (geologia wg Burtan i in., 1956). Objaśnienia sygnatur na ryc. 2

Fig. 6. Landslide with the dominant of rotational type of displacement. E slopes of the Muronka Mount (Silesian Beskid Mts). On the Photo is visible the folding zone of shales developed as sagging form in secondary landslide slip: bottom parts (16 m below surface) of the Chłodna cave (talus type) within landslide colluvium (see Margielewski, 2001a; 2002a). Joints: on contour and directional diagrams (see Fig. 2), tectonic mirrors locatio (f_1 – f_3) is shown on the Great Circles Diagram (see Fig. 3). Wg — Upper Godula Beds; Zm — Malinowski Conglomerate (geology after Burtan et al., 1956). Explanation of signatures — see Fig. 2

podłożu gruboławicowych piaskowców magurskich (vide ryc. 5 — przekrój).

Muronka. Osuwisko z dominacją rotacyjnego charakteru przemieszczeń powstało na E stoku wzgórza Muronka (1017 m n.p.m) w Beskidzie Śląskim. Jego główna część



Ryc. 7. Osuwisko złożone (mieszne) *compound* typu *listric* w Rezerwacie Luboń Wielki w Beskidzie Wyspowym (Starkel, 1960; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988), z pilastym odwzorowaniem ścian skarpy głównej (1). W obrębie jaskini szczelinowej (fot. poniżej: 6–7) rozwiniętej w pakiecie głównym, powierzchnia ławicy piaskowca skorupowego jest widoczna w ścianie „dostkowej” (6) ca 0.5 m niżej aniżeli w odstokowej (7). Spękania na diagramach: konturowym i kierunkowym. Pm — gruboławicowy piaskowiec magurski (geologia wg Paul & Ryłko, 1986). Objaśnienia sygnatur — *vide* ryc. 2

Fig. 7. Compound landslide, *listric* type in the Luboń Wielki Nature Reserve, Beskid Wyspowy Mts (Starkel, 1960; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988), with the saw shape of the head scarp (photo — 1). In the fissure cave talus type developed in main colluvial packet (a Photo below), the crustal sandstone level is visible on upper side wall (6) ca 0.5 m below, than in the under side cave’s wall (7). Joints: on contour and directional diagrams (see Fig. 2). Pm — thick bedded Magura Sandstone (geology after Paul & Ryłko, 1986). Explanation of signatures — see Fig. 2.

została utworzona w obrębie piaskowców i łupków warstw godulskich górnych z wkładką gruboławicowego zlepieńca malinowskiego (Burtan i in., 1956). Forma osuwiskowa ma charakter sukcesyjny, zaś masy skalne były przemieszczone subsekwentnie (lokalnie konsekwentnie) w stosunku do zalegania warstw (ryc. 6, diagramy 1–3). W starszym etapie powstało osuwisko kształtujące podszczytowe partie Muronki (w obrębie gruboławicowego zlepieńca malinowskiego). Ma ono skalistą, liniową skarpy główną (wys. ok. 12 m) porożcinaną poprzecznie dyslokacjami

(ryc. 6 — diagram 1, położenie płaszczyzn z lustrami tektonicznymi³: f1–f3). W dolnych partiach (w obrębie warstw godulskich górnych) powstało młodsze osuwisko posiadające amfiteatralny zarys skarpy głównej (wys. 8 m), o częściowo falistym przebiegu dowiązującym do kierunków ciosu odprężeniowego (ryc. 6 — diagram 2) (Margielewski, 2001a, 2002a). Rozległe pakiety skalne występujące u jej podnóża, charakteryzują się wstęcznym obaleniem ca 10–15° (zespołu spękań poprzecznych T, skośnych D₁, D₂, lokalnie podłużnych L), widocznym na diagramach spękań i położenia warstw (ryc. 6 — diagramy: 4, 6–8). Lustra tektoniczne stwierdzono dotychczas w dolnym osuwisku zaledwie w obrębie jednego pakietu skalnego (ryc. 6, 7), zaś ich położenie w stosunku do analogicznych powierzchni w starszym osuwisku (ryc. 6, 1, zespół luster f2), potwierdza wsteczne obalenie (rotację) przemieszczanego bloku skalnego. Lokalnie występujące przemieszczenia typu przechył mają płytki charakter i są ograniczone do pojedynczych form skałkowych (ryc. 6 — diagram 5). Dolne partie koluwium charakteryzują się niewielkim wstęcznym obaleniem pakietów skalnych (rotacja) sięgającym głębszych partii osuwiska. Charakter przemieszczenia (rotacyjny) można tu obserwować, zestawiając spękania pomierzone w obrębie dostokowych (diagram — 9) i odstokowych (diagram — 10) partii ścian jaskini Chłodnej (typu *talus*), powstałej w obrębie rowu rozpadlinowego dzielącego pakietowe koluwium (*vide* Pulina red., 1997). Pakiet skalny występujący w odstokowej części jaskini (tworzący niższe partie

koluwium), jest wyraźnie wstęcznie obalony w stosunku do jej dostokowych partii (ryc. 6 — diagramy — 9–10). W spągu tej jaskini (16 m poniżej powierzchni terenu) widoczna jest wtórna strefa poślizgu osuwiska (Margie-

³Diagram położenia luster jest zbiorczy dla całej skarpy: nazwy poszczególnych płaszczyzn zlustrowanych f1–f3 są umowne. Jedyne przebieg płaszczyzny f1 wydaje się nawiązywać do jednego z kierunków zespołu uskoków skośnych D_R, typowego dla zachodniej części Karpat polskich (*vide* Mastella & Szyrkaruk, 1998).

lewski, 2001a, 2002a). Łupki fałdowane tam na kontakcie z blokami piaskowców przemieszczanych grawitacyjnie, tworzą strukturę charakterystyczną dla spływu skalnego, rozwijanego tu w utworach podatnych (*vide* fot. na ryc. 6) (Zischinsky, 1969; Crosta, 1996; Dikau i in., 1996). Tego typu „plastyczne” struktury sprzyjają przemieszczeniom rotacyjnym (Margielewski, 2001a). W przypadku osuwiska Muronka, występowanie fałdowań grawitacyjnych typu *sagging*, zdeterminowało rotacyjny charakter przemieszczeń w obrębie formy (ryc. 6).

Osuwisko Muronka jest przykładem kombinacji kilku typów przemieszczeń: rotacyjnego (dominującego), z elementami przechyłu oraz spływu skalnego. Reprezentuje więc formę typu *complex* z udziałem kilku typów ruchów, wśród których dominujące były przemieszczenia rotacyjne (Dikau i in., 1996).

Te dwa przedstwiłone powyżej osuwiska z dominującym udziałem przemieszczeń rotacyjnych, nie są odosobnione w Karpatach fliszowych. Pomimo, iż brak pakietowego koluwium w większości form najczęściej nie pozwala na określenie charakteru przemieszczeń grawitacyjnych w ich obrębie, cykloidalne, czy w kształcie kotła (zbieżne u podstawy) obwiednie nisz osuwiskowych typowe dla form rotacyjnych, występują w Karpatach dość często. Formy z takim zarysem nisz (tu: szarp głównych) występują w zespole osuwisk Barnowca w Beskidzie Sądeckim (Margielewski, 1998), na północnym stoku Pękalówki w Beskidzie Makowskim (Margielewski, 2001b) na zachodnim stoku Ćwilina w Beskidzie Wyspowym (Starkel, 1960; Margielewski & Kowalukh, 2003), były opisywane również z Beskidu Śląskiego (Skrzyczne) (Bajgier, 1989) i Żywieckiego (Wójcik, 1997).

Osuwiska złożone. Obok scharakteryzowanych powyżej osuwisk przemieszczanych po płaskich (translacyjnych) lub cykloidalnych (rotacyjne) powierzchniach poślizgu, występują również osuwiska złożone (*compound*), pośrednie pomiędzy typem rotacyjnym i translacyjnym (według Crudena & Varnesa, 1996: — *vide* również Dikau i in., red. 1996). Reprezentują one formy określane ogólnie jako niecylicydryczne (ryc. 1.4b) (Mencl, 1966; Hutchinson, 1988, 1995; Dikau i in., red., 1996; Cruden & Varnes, 1996; Zabuski i in., 1999). Ich powierzchnia poślizgu będzie kombinowana i złożona (w różnym stopniu) z odcinków strukturalnych odwzorowujących kierunki anizotropii tektonicznej (modyfikowanych jednak zjawiskiem dyatacji) i ścięciowych, związanych z kruchym pękaniem masywu (Terzaghi, 1950; Thiel, 1980; Brunnsden, 1985; Margielewski, 2001a).

Ze względu na powszechną inicjację ruchów masowych w Karpatach, rozwijanych wskutek propagacji szczeliny z rozciągania, jak też silną anizotropię tektoniczną masywów skalnych (Margielewski, 2001a, 2002a; Margielewski & Urban, 2000; 2003a), większość głębszych osuwisk (z wyjątkiem form rotacyjnych rozwijanych w utworach podatnych) powinno tu posiadać niecylicydryczną obwiednię powierzchni poślizgu (ryc. 1.4b). Przebieg powierzchni poślizgu będzie powodował, że w obrębie tych osuwisk zmniejszony będzie udział przemieszczeń ze wstecznym obaleniem mas skalnych na korzyść przemieszczeń translacyjnych czy typu przechył, lub spływ skalny (Mencl, 1966; Hutchinson, 1988; Dikau i in. red., 1996).

Specyficznym przejawem mieszanych przemieszczeń grawitacyjnych typu złożonego, są formy listric, z udziałem antytetycznego charakteru przemieszczeń, rozwijanych wzdłuż kilku powierzchni poślizgu (Hutchinson, 1988). Jakkolwiek ogólna obwiednia ich powierzchni poślizgu nie jest cylindryczna, antytetyczny charakter zsuwów związany jest z udziałem wtórnych przemieszczeń o charakterze rotacyjnym, występujących w obrębie silnie zdezintegrowanych tektonicznie pakietów skalnych koluwów (Hutchinson, 1988; Dikau i in., 1996; Cruden & Varnes, 1996).

Luboń Wielki. Osuwisko z najbardziej znanym w Karpatach pseudogoloborzem, powstało na południowym skłonie wzgórza Luboń Wielki w Beskidzie Wyspowym (Starkel, 1960; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988). Forma została utworzona w obrębie gruboławicowych piaskowców magurskich (Paul & Ryłko, 1986) i w stosunku do zalegania warstw ma najogólniej charakter subsekwentny — lokalnie quasi-konsekwentny (*vide* ryc. 7 — diagram 1). Wykształciła ona wysoką (20 m), skalistą skarpe główną z rowem rozpadlinowym u podnóża, oddzielającym od niej rozległy pakiet skalny, na skłonie którego występuje blokowisko skalne — pseudogoloborze (ryc. 7; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988).

Analiza położenia płaszczyzn spękań, pomierzonych w skarpie głównej o pilastym przebiegu (ryc. 7. 1), w obrębie pakietu u jej podnóża (ryc. 7. 2) oraz poszczególnych części pakietu głównego (ryc. 7. 3–7) wskazuje na złożony typ przemieszczeń grawitacyjnych. Rotacyjnym charakterem przemieszczeń charakteryzuje się niewątpliwie pakiet skalny u podnóża skarpy głównej obramujący rów rozpadlinowy od północy (ryc. 7. 2), oprócz niewielkiego wstecznego obalenia, nastąpił tu również jego znaczny obrót wokół osi pionowej, lewoskrętnie ok. 90° (*vide* ryc. 7 — diagram 2).

Wstępna analiza diagramów spękań głównego pakietu może sugerować, iż został on przetransportowany *en bloc* w formie przechyłu (*vide* ryc. 7 — diagram 3), przy udziale przemieszczeń translacyjnych (ryc. 7 — diagramy 1, 5). Szczegółowa analiza kierunków spękań w pakiecie głównym wskazuje na dominację rotacyjnego (aczkolwiek nieznacznego) typu przemieszczeń mas skalnych w jego obrębie, prowadzących do powstania form antytetycznych. W obrębie pakietu występuje jaskinia szczelinowa („Jaskinia w Luboniu Wielkim” — Pulina red., 1997). Pomiary kierunków spękań i położenia warstw wykonane w jej ścianach: dostokowej (ryc. 7 — diagram 6) i odstokowej (ryc. 7 — diagram 7), wskazują na rotacyjne przemieszczenie wewnętrznej partii pakietu, z niewielkim, wstecznym obaleniem płaszczyzn spękań (D_2) w kierunku przeciwnym do głównego przemieszczenia o ok. 10–20°. Potwierdza to również różnica położenia poziomu piaskowca skorupowego występującego ok. 0,5 m niżej w obrębie dostokowej ściany jaskini (*vide* fot. jaskini na ryc. 7. 6–7). Analogiczny układ spękań występuje w obrębie północnego obramowania pakietu, przy czym w jego zachodnich partiach widoczne jest wsteczne obalenie (w kierunku przeciwnym do ruchu osuwiska) płaszczyzn spękań skośnych D_1 (ryc. 7 — diagram 3), zaś we wschodnich analogiczna rotacja płaszczyzn spękań skośnych D_2 (ryc. 7 — diagram 4), przy jednoczesnej nieznaczonej rotacji płaszczyzn spękań wokół osi pionowej (we wschodniej części pakietu w znajdującej się tu kolejnej jaskini Borkowskiego — *vide* Pulina red.,

1997 — ryc. 7.4, poziom piaskowca skorupowego występuje ok. 20 cm niżej na ścianie dostokowej, co dodatkowo potwierdza występujący w pakiecie skalnym rotacyjny typ przemieszczeń o charakterze antytetycznym). Porównanie diagramów spękań skarpy głównej (ryc. 7 — diagram 1) i odstokowej części „Jaskini w Luboniu Wielkim” (diagram 7) wskazuje na nieznaczny rotacyjny charakter przemieszczeń w brzeźnych, południowych partiach zdeintegrowanego pakietu, zachodzący wtórnie również w kierunku ruchu osuwiska.

Wnioski

Charakter przemieszczeń mas skalnych w Karpatach jest zróżnicowany i warunkowany sposobem inicjacji, budową geologiczną oraz głębokością zasięgu ruchów masowych w obrębie masywu skalnego. Jest on wypadkową dążności mas skalnych do przemieszczeń grawitacyjnych wzdłuż hipotetycznie cykloidalnej powierzchni (typowej dla materiału jednorodnego), której przeciwdziałają: głębokość zasięgu szczeliny inicjalnej (z rozciągania) w głąb masywu, jak też wpływ anizotropii tektonicznej i litologicznej skał, które mogą powodować odstępstwa od modelowej, cykloidalnej obwiedni strefy poślizgu.

W płytkich (i średniogłębokich) osuwiskach, anizotropia tektoniczna masywów skalnych może w znaczny sposób determinować charakter zsuwu, powodując dominację przemieszczeń translacyjnych nad rotacyjnymi. Czysto translacyjne zsuwy są przemieszczane po powierzchniach poślizgu zdominowanych przez powierzchnie strukturalne zapadające w kierunku ruchu (powierzchnia uwarstwienia, uławicenia, spękań, uskoku, jak też ich kombinacje). Jedynie dla tego typu przemieszczeń, adekwatna jest terminologia powszechnie stosowana dotychczas przy charakterystykach „zsuwów strukturalnych” *sensu* Kleczkowski i Bober (*op. cit.*), o typie konsekwentno-ześlizgowym, czy też konsekwentno-szczelinowym.

W osuwiskach głębokich, charakter ruchu będzie zależny od właściwości ośrodka skalnego. W sztywnych skałach anizotropowych (gruboławicowe piaskowce i zlepieńce), przemieszczenia będą posiadały charakter złożonych (mieszanych) zsuwów niecylicylnicznych, o charakterze strukturalno-ścięciowym, rozwijanych z udziałem kombinacji przemieszczeń translacyjnych i rotacyjnych (niekiedy z udziałem przemieszczeń typu: przechył, spływ skalny). Z kolei w ośrodku podatnym (łupki, drobnorytmiczny flisz), jak też silnie zdeintegrowanym tektonicznie (strefy przydyslokacyjne, zdeintegrowane koluwium), ruchy masowe mogą być zdominowane przez przemieszczenia rotacyjne o charakterze ścięciowym, rozwijane przy współdziałaniu spływu skalnego i w mniejszym stopniu, innych typów przemieszczeń. W efekcie wśród osuwisk karpaccich częste będą przemieszczenia kombinowane, grupujące kilka typów ruchów masowych.

Pomimo specyfiki silnie anizotropowych ośrodków skalnych (która teoretycznie powinna sprzyjać dominacji przemieszczeń translacyjnych), w masywach Karpat fliszowych mogą rozwijać się wszystkie typy ruchów maso-

wych: translacyjne, rotacyjne, złożone, jak również rozszerzanie boczne, przechył, spływ skalny oraz kombinacje tych typów przemieszczeń — *vide* International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (Dikau i in., 1996). W tym aspekcie należy zwrócić uwagę na nadużywanie dotychczas przez badaczy osuwisk karpaccich, terminologii zarezerwowanej wyłącznie dla zsuwów strukturalnych, a więc, jak to zostało wykazane, reprezentujących osuwiska translacyjne, stanowiące jedynie jeden z wielu typów przemieszczeń grawitacyjnych.

Autor składa podziękowania dr J. Urbanowi z IOP PAN oraz mgr J. Pukowskiemu z Zarządu Zachodniobeskidzkich Parków Krajobrazowych, za pomoc w trakcie badań terenowych.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S. W. 1978 — The northern slope of Babia Góra Mt as a huge rock slump. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 12: 134–147.
- ALEXANDROWICZ Z. & ALEXANDROWICZ S. W. 1988 — Ridge Top trenches and Riffs in the Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 207–228.
- BAJGIER M. 1989 — Wpływ morfostruktury na rozwój głębokich osuwisk na stokach Skrzycznego w Beskidzie Śląskim. *Folia Geogr. Ser. Geogr. Phys.*, 21: 61–77.
- BAJGIER M. 1993 — Rola struktury geologicznej w ewolucji rzeźby wschodniego skłonu Beskidu Śląskiego i zachodniej części Kotliny Żywieckiej. *Kwart. AGH, Geologia*, 19: 1–69.
- BAJGIER M. 1994 — Rozwój osuwisk w czołowej strefie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu górnej Soły. *Prz. Geogr.*, 66: 375–388.
- BISHOP A. W. 1955 — The use of the slip circle in the Stability Analysis of Earth slopes. *Geotechnique*, 5: 7–17.
- BOBER L. 1975 — Metody określania budowy geologicznej zboczu osuwiskowych w Lipowicy, Kotelnicy i Dobzycach. *Materiały badawcze IMGW, Seria Specjalna*, 4: 113–135.
- BOBER L. 1984 — Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. Inst. Geol.*, 340: 115–158.
- BOBER L. 1986 — Bustryk — osuwisko „Bustryk” na Podhalu Zachodnim. *Przewodnik 57 Zjazdu Pol. Tow. Geol. — Pieniny, Wycieczka C*: 252–256.
- BOBER L. & WÓJCIK A. 1977 — Structural landslides in the region of the Prusów Ridge (Beskid Żywiecki Mts). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 11: 155–166.
- BOBER L., THIEL K. & ZABUSKI L. 1997 — Zjawiska osuwiskowe w Polskich Karpatach fliszowych. *Geologiczno-inżynierskie właściwości wybranych osuwisk*. IBW PAN: 1–102.
- BRÜCKL E. & SCHEIDEGGER A. 1972 — The Rheology of Spatially Continuous Mass Creep in Rock. *Rock Mechanics*, 4: 237–250. Springer, Wien.
- BRUNSDEN D. 1985 — Ruchy masowe. [W:] C. Embleton and J. Thorne (red.) *Geomorfologia dynamiczna*, PWN.
- BRUNSDEN D. 1993 — Mass movements; the research frontier and beyond: a geomorphological approach. *Geomorphology*, 7: 85–128.
- BURTAN J. & SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. 1964 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Limanowa, wydanie tymczasowe. *Wyd. Geol. Warszawa*, 1966.
- BURTAN J., SOKOŁOWSKI S., SIKORA W. & ŻYTKO K. 1956 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, Arkusz Miłówka. *Wyd. Geol. Warszawa*, 1959.
- CROSTA G. 1996 — Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposal. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 19: 297–313.
- CRUDEN D. M. 1991 — A simple definition of a landslide. *Bull. Intern. Ass. Engineer. Geology*, 43: 27–29.
- CRUDEN D. M. & VARNES D. J. 1996 — Landslide types and processes. [In:] A. K. Turner & R. L. Schuster (eds) — *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transport. Res. Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., Special Report, 247: 36–75.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — *Tektonika*. *Wyd. PWN, Warszawa*.

- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M. L. (eds) 1996 — Landslide recognition. Identification, Movement and Causes. J. Willey & Sons: 1–251.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. 1994 — Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Engineering Geology*, 38: 231–243.
- ERISMANN T. H. & ABELE G. 2001 — Dynamics of Rockslides and Rockfalls, pp. 316. Springer, Berlin, Stuttgart.
- FLIS J. 1958 — Formy terenu wywołane grawitacyjnymi ruchami mas skalnych w Sudecczyźnie. *Rocz. Nauk. — Dydak. WSP Kraków, Geografia*, 8: 35–54.
- GOLONKA J. & RĄCZKOWSKI W. 1981 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Piwniczna. Wyd. Geol.
- GUZZETTI F., CARDINALI M. & REICHENBACH P. 1996 — The influence of structural setting and lithology on landslide type and pattern. *Environm. and Engineer. Geosciences*, 2: 531–555.
- HOEK E. 1973 — Methods for the rapid assesment of the stability of three — dimensional rock slopes. *Quat. J. Engineer. Geol.*, 6: 243–256.
- HOEK E. & BRAY J. 1981 — Rock slope engineering. London.
- HUTCHINSON J. N. 1988 — Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. [In:] Bonnard C. (ed.) *Proc. 5th International Symposium on Landslides*, 1: 3–35.
- HUTCHINSON J. N. 1995 — Deep-seated mass movements on slopes. *Mem. Soc. Geol. It.*, 50: 147–164.
- KLECZKOWSKI A. 1955 — Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd. Geol.
- KLECZKOWSKI A. 1979 — Hydrogeologia ziem wokół Polski. Wyd. Geol.
- KOŠT'ÁK B. 2002 — Cycles, trends, impulses in rock movement monitoring. [In:] J. Rybař i in. (eds) *Landslides: 603–609*. A. Balkema publ. Lisse.
- KŚIAŻKIEWICZ M. 1978 — Geologia Dynamiczna. Wyd. Geol.
- KUKULAK J. 1988 — Powiązania morfostrukturalne w rozwoju osuwisk zachodniego Podhala. *Folia Geogr. Ser. Geogr. Phys.*, 20: 33–49.
- LACH J. 1970 — Fazy rozwoju form skalnych w Magurze Wątkowskiej. *Rocz. Nauk. Dydak. WSP, Kraków, Pr. Geogr.*, 5: 22–33.
- MAHR T. & NEMČOK A. 1977 — Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatra Mts. *Bull. Int. Assoc. Engineer. Geology*, 16: 104–106, Krefeld.
- MARGIELEWSKI W. 1991 — Landslide forms on Połoma Mountain in the Sine Wiry Nature Reserve, West Bieszczady. *Ochr. Przyrody*, 49: 23–29.
- MARGIELEWSKI W. 1994 — Ochrona osuwiska Gaworzyna w paśmie Jaworzyny Krynickiej. *Prz. Geol.*, 42: 189–193.
- MARGIELEWSKI W. 1997a — Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu. *Kwart. AGH, Geologia*, 23: 45–102.
- MARGIELEWSKI W. 1997b — Ochrona elementów rzeźby osuwiskowej Mogielicy (Beskid Wyspowy). *Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, 53: 85–97.
- MARGIELEWSKI W. 1998 — Rozwój form osuwiskowych w Barnowcu (Beskid Sudecki, Karpaty zewnętrzne), w świetle analizy strukturalnych uwarunkowań osuwisk w Karpatach fliszowych. *Prz. Geol.*, 46: 436–450.
- MARGIELEWSKI W. 2001a — O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk — implikacje dla Karpat fliszowych. *Prz. Geol.*, 49: 515–525.
- MARGIELEWSKI W. 2001b — Late Glacial and Holocene climatic changes registered in forms and deposits of the Klakłowo Landslide (Beskid Średni Range, Outer Carpathians). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 35: 63–79.
- MARGIELEWSKI W. 2002a — Geological control of the rocky landslides in the Polish Flysch Carpathians. *Folia Quaternaria*, 73: 53–68.
- MARGIELEWSKI W. 2002b — Geologiczne uwarunkowania rozwoju form morfologicznych w rezerwacie przyrody „Przełom Oslawy pod Duszatynem” w Bieszczadach Zachodnich. *Rocz. Bieszczadzkie*, 10: 283–300.
- MARGIELEWSKI W. 2002c — Uwarunkowania geologiczne i charakter rozwoju osuwisk w Ciśniańsko-Wetlińskim Parku Krajobrazowym, powstałych wskutek ulewnych deszczów w latach 1997–2001. [W:] Z. Denisiuk (ed.) — *Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi*, pp. 199–210.
- MARGIELEWSKI W. & URBAN J. 2000 — Charakter inicjacji ruchów masowych w Karpatach fliszowych na podstawie analizy strukturalnych uwarunkowań rozwoju wybranych jaskiń szczelinowych. *Prz. Geol.*, 47: 268–274.
- MARGIELEWSKI W. & URBAN J. 2003a — Crevice — type caves as initial forms of rock landslide development in the Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 54: 325–338.
- MARGIELEWSKI W. & URBAN J. 2003b — Direction and nature of joints controlling development of deep seated mass movements: a case study of Diabla Dziura Cave (Polish Flysch Carpathians). *Geomorphologia Slovaca*, 3: 58–59.
- MARGIELEWSKI W. & KOVALYUKH N. N. 2003 — Neoholocene climatic changes recorded in landslide's peat bog on Ćwilin Mount (Beskid Wyspowy Range, Outer Carpathians). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 37: 59–76.
- MASTELLA L. 1975 — Osuwiska konsekwentno-strukturalne na wschodnim Podhalu. *Biul. Geol. UW*, 18: 259–270.
- MASTELLA L. & SZYNKARUK E. 1998 — Analysis of the fault pattern in selected areas of the Polish Outer Carpathians. *Geol. Quater.*, 42: 263–276.
- MASTELLA L., ZUCHIEWICZ W., TOKARSKI A., RUBINKIEWICZ J., LEONOWICZ P. & SZCZĘSNY R. 1997 — Application of joint analysis for paleostress reconstructions in structurally complicated settings: case study from Silesian Nappe, Outer Carpathians, Poland. *Prz. Geol.*, 45: 1064–1066.
- MENCL V. 1966 — Mechanics of landslides with non-circular slip surfaces with special reference to the Vajont slide. *Geotechnique*, 16: 329–337.
- MOSER M. 2002 — Geotechnical aspects of landslides in the Alps. [W:] J. Rybař i in. (eds) — *Landslides*. A. Balkema publishers.
- NEMČOK A. 1982 — Zosuvy v Slovenskych Karpatoch. Veda, Bratislava, 1–329.
- NORRISH N. I. & WYLLIE D. C. 1996 — Rock slope stability. [W:] A. K. Turner & R. L. Schuster (eds) — *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transport. Res. Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., Special Report, 247: 391–424.
- NOVERRAZ F. 1996 — Sagging or deep seated creep: fiction or reality. [In:] K. Senseet (ed.) — *Proc. of 7th Intern. Symp. on landslides*. Trondheim: 821–828. A. Balkema Publish. Rotterdam.
- NIEDZIELSKI H. 1974 — Wodochłonność skał fliszowych w wybranych rejonach Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44: 115–139.
- ORŁOWSKI E. 2000 — Osuwisko i jezioro w potoku Cygańskim w Prelukach jako osobliwość geologiczno-przyrodniczą w lasach Nadleśnictwa Komańcza. *Stow. Inż. i Techn. Leśn. i Drzewn., Komańcza 2000*: 1–5.
- OSZCZYPKO N., CHOWANIEC J., & KONCEWICZ A. 1981 — Wodonośność piaszczyców magurskich w świetle badań wodochłonności. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51: 273–302.
- OSZCZYPKO N., GOLONKA J. & ZUCHIEWICZ W. 2002 — Osuwisko w Lachowicach (Beskid Zachodni): skutki powodzi z 2001 r. *Prz. Geol.*, 50: 893–898.
- PAUL W. & RYŁKO W. 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, Arkusz Rabka. Wyd. Geol.
- POISEL R. 1990 — The dualism discrete-continuum of jointed rock. [W:] H. P. Rossmanith (ed) — *Mechanics of jointed and faulted rock*. A. Balkema: 41–49.
- PULINA M. (red.) 1997 — Jaskinie polskich Karpat fliszowych. Wyd. PTPNoZ, Warszawa, 1: 1–250, 2: 1–228.
- PULINOWA M. Z. 1976 — Application of the small tectonic analysis in the study of landslides in flysch rocks. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan*, 10: 103–114.
- SCHEIDEGGER A. E. 1974 — Geomorfologia teoretyczna. PWN Warszawa.
- SCHEIDEGGER A. E. 2001 — Surface joint system. Tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations. *Geomorphology*, 38: 213–219.
- STARKE L. 1960 — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Pr. Geogr. IG PAN*, 22: 1–239.
- SYNOWIEC G. 2003 — Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych. *Prz. Geol.*, 51: 59–65.
- ŚLĄCZKA A. 1968 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Bukowsko. Wyd. Geol.
- TERZAGHI K. 1950 — Mechanism of landslides. [In:] S. Paige (red.) — *Application geology to Engineering practice*. *Geol. Soc. Amer. (J. Berkey Memory Volum)*: 83–122, Washington DC.
- THIEL K. 1980 — *Mechanika skał w inżynierii wodnej*. PWN Warszawa.
- TUFTS B. R., GREENBERG R., HOPPA G. & GEISSLER P. 1998 — Litospheric dilation on Europa. *Lunar and Planetary Lab. Univ. of Arizona, Tucson. ICARUS*: 1–38.
- VARNES D. J. 1978 — Slope movements: type and processes. [W:] R.L. Schuster & R., J. Križek (eds) — *Landslides: Analysis and Control*. Transport. Res. Board, Nat. Acad. of Sci., Washington D.C., Spec. Rep., 176: 11–35.
- WÓJCIK A. 1997 — Osuwiska w dorzeczu Koszarawy — strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 376: 5–42.
- WÓJCIK A. & RĄCZKOWSKI W. 2001 — Osuwiska w dolinie Wiśloki na terenie projektowanego zbiornika w Kątach (Beskid Niski). *Prz. Geol.*, 49: 389–394.
- ZABUSKI L., THIEL K. & BOBER L. 1999 — Osuwiska we fliszu Karpat polskich. *Geologia, modelowanie, obliczenia stateczności*. Wyd. IBW PAN, Gdańsk: 1–171.
- ZIĘTARA T. 1968 — Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 60: 5–116.
- ZIĘTARA T. 1969 — W sprawie klasyfikacji osuwisk w Karpatach fliszowych. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 3: 21–29.
- ZISCHINSKY U. 1969 — Über Sackungen. *Rock Mechanics*, 1: 30–52.