

#### 6.4. Uwarunkowania geologiczne i charakter rozwoju osuwisk w Ciśniańsko-Wetlińskim Parku Krajobrazowym, powstałych wskutek ulewnych deszczów w latach 1997–2001

##### Geological aspects and character of the landslides development in the Ciśniańsko-Wetliński Landscape Park originated as an effect of torrential rainfall in the years 1997–2001

*Włodzimierz Margielewski*

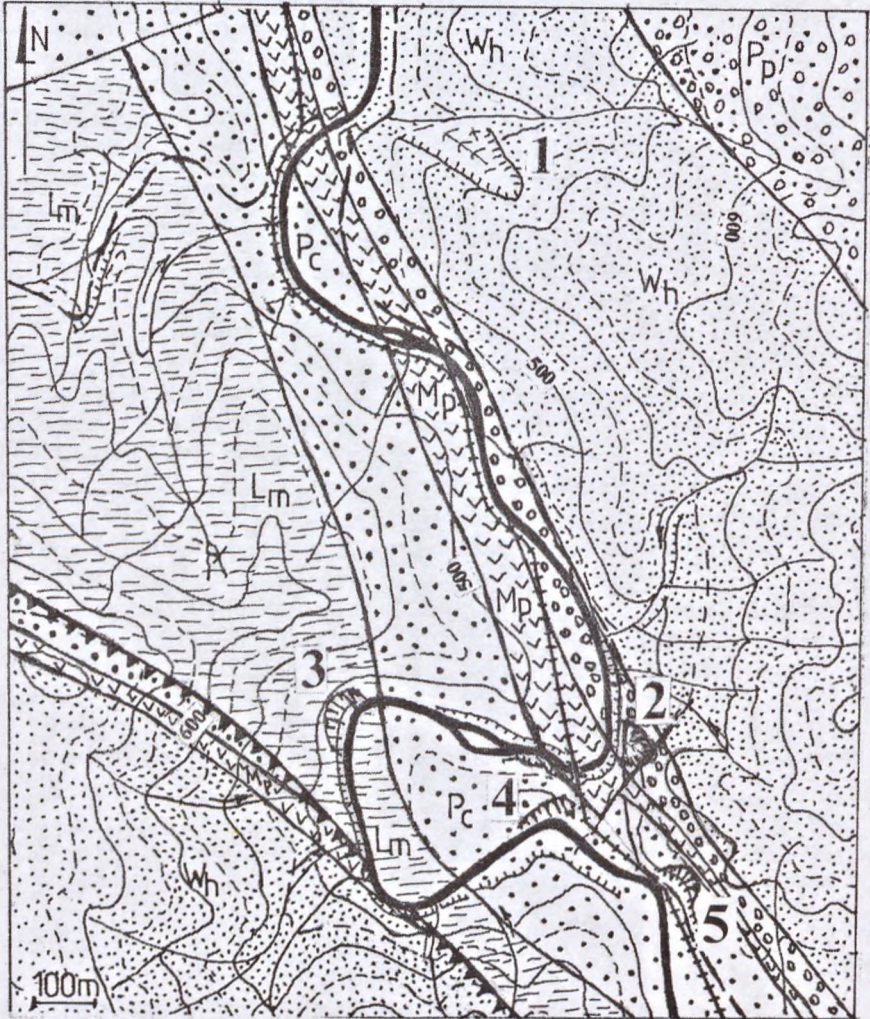
W s t ę p . Ruchy masowe, występujące powszechnie na obszarach górskich, są procesami groźnymi dla działalności gospodarczej człowieka. Ich szeroki zasięg i gwałtowny przebieg, były przyczyną wielu katastrof, szczególnie w trakcie okresowej intensyfikacji czynnika inicjalnego, jakim były nawalne, bądź rozlewne deszcze, powodujące powodzie. Stąd szczególne nasilenie ruchów masowych w Karpatach, powodujących liczne zniszczenia, rejestrowano po ulewach 1907 roku (Schramm 1925), nawalnych deszczach 1913 roku (Sawicki 1917), rozlewnych deszczach wywołujących powodzie w 1934 r. (Klimaszewski 1935), szczególnie zaś w latach 1958–1961 (Wrzosek-Matł 1961, Gerlach 1962, Ziętara 1968), jak też w roku 1974 (Jakubská 1978, Gil 1997). Szczególne natężenie ruchów masowych w Karpatach, nastąpiło po rozlewnych deszczach które spowodowały powódź w 1997 roku (Poprawa, Rączkowski 1998, Kirchner, Krejci 1998, Rybicki i in. 1998, Ziętara 1999, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2000). Następujące w efekcie trwałe zaburzenie równowagi stoków (w tym ich przesylenie wodą), spowodowało liczne uruchamianie osuwisk również w następnych latach, wskutek mniejszych ulew występujących w 2000 i 2001 r. (Orłowski 2000, Ziętara 2001).

Zagrożenia związane z niszczącą działalnością osuwisk wynikają z faktu, że procesy te są trudne do opanowania, zważywszy na ich częstą odnawialność, ogromny zasięg oraz trudności związane z przewidywaniem i przeciwdziałaniem ich skutkom. Oprócz okresowego nasilenia czynnika inicjalnego, również budowa geologiczna Karpat w istotny sposób wpływa na inicjację i rozwój osuwisk (Bober 1984).

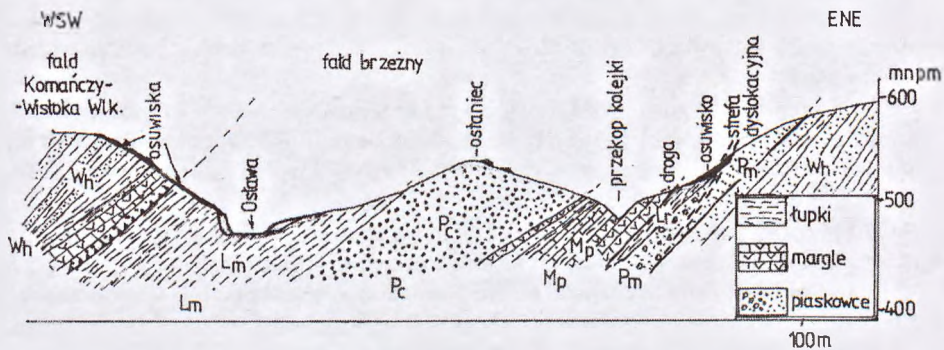
Z drugiej jednak strony, osuwiska, podobnie jak większość naturalnych procesów katastrofalnych, przyczyniają się do wzrostu geo- i bioróżnorodności środowiska przyrodniczego gór (Alexandrowicz, Margielewski 2000, 2001, Bialik 2001, German 2001). Ma to szczególne znaczenie w obrębie obszarów cennych przyrodniczo, w tym również objętych ochroną. Z jednej bowiem strony zniszczeniu ulegały drogi, znaczne połacie lasów (np. w Gorczańskim Parku Narodowym po powodzi 1997 r.), z drugiej zaś wzrastała geo- i bioróżnorodność tych obszarów (Margielewski 1999).

Jednym z obszarów chronionych w obrębie którego w latach 1997–2000–2001 powstały unikalne osuwiska, jest Ciśniańsko-Wetliński Park Krajobrazowy, z rezerwatem przyrody Przełom Osławy w Duszatynie. Ich powstanie i rozwój były związane zarówno z wystąpieniem czynnika inicjalnego (rozlewne deszcze w latach 1997, 2000, 2001), jak też z charakterystyczną budową geologiczną. W kilku przypadkach na powstanie osuwisk miała również wpływ antropogeneza.

Osuwiska występują w pobliżu wsi Duszatyn i Prełuki, a więc na obszarze, w obrębie którego rejestrowano wystąpienia katastrofalnych osuwisk (osuwisko z 1907 roku powstałe na NW skłonie Chryszczatej, spowodowało zatamowanie poto-



Ciąg dalszy ryc. na s. 201



Ryc. 6.18. Lokalizacja obszaru występowania osuwisk wraz z mapą geologiczną i przekrojem (geologia wg: Ślącza 1964, 1968, Żytкої in. 1973). Pp – piaskowce przybyszowskie, Wh – warstwy hieroglifowe, Pm – piaskowce z Mszanki, Lr – łupki liściaste z rogowcami, Mp – margle podcergowskie, Pc – piaskowce cergowskie, Lm – łupki menilitowe. 1 – 5 analizowane osuwiska.

ku Olchowego – Schramm 1925. Aktualnie w jego obrębie znajduje się rezerwat przyrody Zwieżło).

Budowa geologiczna obszaru. Geologicznie, fragment obszaru Ciśniańsko-Wetlińskiego Parku Krajobrazowego z rezerwatem przyrody (Przełom Osławy pod Duszatynem), znajduje się w strefie występowania dwóch struktur jednostki dukielskiej Karpat fliszowych: fałdu brzeżnego i (marginalnie) fałdu Komańczy- Wistoka Wielkiego (Ślącza 1968). W kierunku północnym znaczna część Parku leży w obrębie płaszczowiny śląskiej (ryc. 6.18). Osuwiska na analizowanym obszarze powstały w obrębie struktur jednostki dukielskiej (ryc. 6.18).

Warstwy skalne zalegają tu stosunkowo stromo ( $20 - 40^\circ$ ) ku SW. Najstarsze z nich odsłaniają się w NW części obszaru, jak również w obrębie jego SW partii (ryc. 6.18). Są to gruboławicowe piaskowce przybyszowskie (ryc. 6.18 – Pp). Ponad nimi występują warstwy hieroglifowe górne (eocen górny) wykształcone jako cienko- i średnioławicowe piaskowce, przekładane łupkami zielonymi lub szarzielonymi (ryc. 6.18 – Wh). W niższej części warstw hieroglifowych występują wkładki łupków czerwonych, tworząc serię pstrą. Ku górze serii zwiększa się ilość kompleksów łupkowych. Na analizowanym obszarze miąższość warstw hieroglifowych górnych wynosi *ca* 115 m (Ślącza 1968).

Powyżej warstw hieroglifowych zalega kompleks piaskowców z Mszanki (eocen-oligocen) (ryc. 6.18 – Pm). Są to piaskowce jasnoszare, gruboławicowe, często zlepieńcowate, lokalnie przewarstwione ciemnobrunatnymi, ilastymi łupkami, zaś ich miąższość nie przekracza 30 m (Ślącza 1973). Ponad piaskowcami z Mszanki, występuje kilkunastometrowy wkład czarnych, liściastych łupków z rogowcami z wkładkami piaskowców z Mszanki lub rogowcami (ryc. 6.18 – Lr).

Margle podcergowskie (oligocen) występujące powyżej, tworzą kilkadziesiątmetrowy kompleks twardych, grubołupliwych, brunatnych i szarobrunatnych margli z rogowcami (Ślącza 1968). W górnej części margle podcergowskie są przeławiczone łupkami ilastymi, rogowcami i piaskowcami cienkoławicowymi (ryc. 6.18 – Mp). Powyżej margli rozwinęty jest około 300 m miąższości kompleks gruboławicowych piaskowców

cergowskich (oligocen) (ryc. 6.18 – Pc). Są one reprezentowane przez piaskowce grubo-ławicowe, średnio- i drobnoziarniste, lokalnie skorupowe i przeławiczone cienkimi wkładkami łupków.

Łupki menilitowe górne występujące ponad piaskowcami cergowskimi, są reprezentowane przez ciemnobrunatne, ilastokrzemionkowe łupki z rogowcami, tworzące kilkudziesięciocentymetrowe warstwy (ryc. 6.18 – Lm). Wkładki piaskowców występują tu podrzędnie, niekiedy tworząc soczewki.

Fałd brzeźny, którego utwory dominują przestrzennie na badanym obszarze, jest łuską nasuwającą się pod kątem  $ca\ 45^\circ$  na swoje przedpole (Ślęczka, 1968). Charakterystycznym elementem analizowanej struktury jest silne wygięcie łuski (tzw. sigmoida) na północ od Komańczy: z kierunku NW–SE na N. Wygięciu temu towarzyszy strefa uskoka występująca pomiędzy Osławą i Osławicą, która na analizowanym obszarze kontuuje się w obrębie piaskowców z Mszanki.

Fałd Komańczy – Wisłoka Wielkiego (występujący jedynie w SW części badanego obszaru) i charakteryzuje się silną redukcją NE skrzydła; w jego obrębie występują tu warstwy hieroglifyowe (ryc. 6.18).

Analiza kierunków tektonicznych wykazała, że dominującymi kierunkami spękań we wszystkich utworach, są dwa silnie zaznaczone zespoły spękań skośnych w stosunku do biegu warstw: D1 o kierunku  $180\text{--}210^\circ$  i upadzie  $ca\ 75\text{--}85^\circ$  na SE oraz zespół D2 o zasadniczym kierunku  $260^\circ$  i płaszczyznach nachylonych pod kątem  $ca\ 70\text{--}85^\circ$  na NW (ryc. 6.19–6.20) (Margielewski i in. 2002). Obydwa zespoły mają charakter spękań przewodnich, zaznaczających się zgodnie niemal we wszystkich ogniwach litologicznych profilu.

W obrębie piaskowców z Mszanki widoczna jest silna dyspersja spękań, związana z sąsiedztwem strefy uskokowej (ryc. 6.20, 6a). Powierzchnia uskoku, posiadająca dobrze zachowane lustra tektoniczne, odsłania się tu w niszy osuwiska powstałego w obrębie piaskowców z Mszanki. Uskok ten jest kontynuacją strefy dyslokacyjnej związanej z sigmoidalnym wygięciem fałdu brzeźnego.

Na analizowanym obszarze występują więc 2 strefy zaangażowania tektonicznego, predysponowane do powstawania uskoków: strefa nasunięcia fałdu Komańczy–Wisłoka na fałd brzeźny, jak również strefa dyslokacyjna związana z sigmoidalnym wygięciem fałdu brzeźnego. Strefy te charakteryzują się lokalnym obniżeniem parametrów geotektonicznych masywów skalnych. Z tymi też strefami związane są główne osuwiska występujące na analizowanym obszarze. Liczne formy osuwiskowe związane są bezpośrednio z unikalnym zakolem Osławy (dolina rzeczna posiada tu charakter przełomowy) (ryc. 6.18 – osuwiska 2–5).

**Charakterystyka form osuwiskowych.** W obrębie analizowanego fragmentu Ciśniańsko-Wetlińskiego Parku Krajobrazowego, występują zasadniczo 4 strefy osuwiskowe: w Cygańskim Potoku w Prełukach (ryc. 6.18, strefa 1), ponad drogą Prełuki–Duszatyn (ryc. 6.18, strefa 2), w obrębie zewnętrznego zakola Osławy (ryc. 6.18, strefa 3) oraz w obrębie ostańca denudacyjnego w zakolu Osławy (ryc. 6.18, strefa 4). Niewielkie, pojedyncze osuwisko powstało też powyżej zakola (ryc. 6.18, forma 5). Pierwsza z form została utworzona w 2000 r. i przemodelowana w trakcie ulew 2001 r., zaś pozostałe strefy zostały silnie przemodelowane wskutek oddziaływania ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych rejestrowanych w latach 2000–2001.

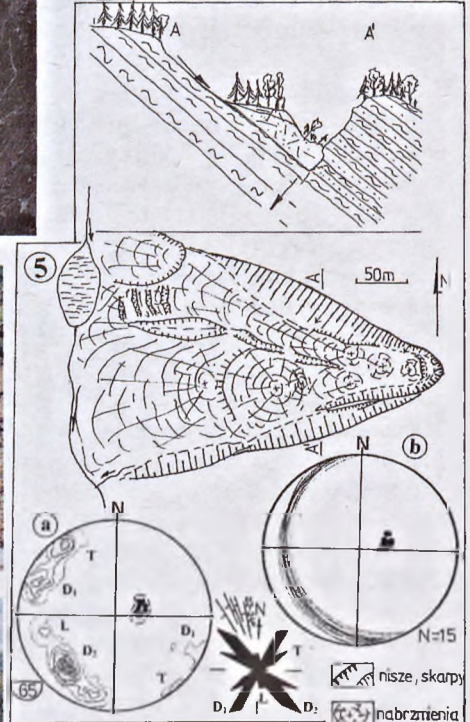
Generalną prawidłowością rozwoju form osuwiskowych analizowanego obszaru jest ich sukcesyjne rozbudowywanie w kilku etapach, w trakcie intensyfikacji czynnika hydrometeorologicznego, związanego z długotrwałymi opadami. Z kolei cykliczne uruchamianie podłoża, pociągało za sobą zmiany prowadzące do przebudowy zbiorowisk roślinnych w obrębie form osuwiskowych (vide Alexandrowicz, Margielewski 2000, 2001).

Osuwisko w Cygańskim Potoku w Prełukach. Na NW stoku Nidówki, częściowo w obrębie niewielkiej dolinki potoku będącego dopływem Cygańskiego Potoku, w kwietniu 2000 r. powstała rozległa forma osuwiskowa (8 ha), obramowana dwoma zespołami nisz w kształcie klina, o kierunkach *ca* 320° i 260° (ryc. 6.19, 2; 6.19, 5). Nisza południowa posiada charakter wysokiej, stromej skarpy (6–8m) wyciętej na czołach warstw (ryc. 6.19, 4), zaś skarpa północno-wschodnia dowiązuje do powierzchni ławic (ryc. 6.19, 1, 6.19, 1a). Masy skalne i zwietrzelinowe zjechały w dół stoku, gdzie utworzyły charakterystyczne, rozległe i wysokie (15 m) nabrzmienia koluwalne, które zacisnęły dolinę Cygańskiego Potoku, powodując powstanie tu jeziora zaporowego (ryc. 6.19, 5).

Osuwisko objęło swoim zasięgiem łupki pstre (wiśniowe i zielonkawe) występujące w niższych partiach warstw hieroglifowych (ryc. 6.19, 1–2). Przemieszczenie mas koluwalnych nastąpiło po powierzchniach ławic łupków pstrych (działają one tutaj jak „smar” ułatwiający poślizg) zapadających pod kątem 24° ku zachodowi (ryc. 6.19, 1, 5 – diagram: b). Forma jest klasycznym przykładem osuwiska translacyjnego, konsekwentno-ześlizgowego (vide Kleczkowski 1955, Bober 1984, Dikau i in. red. 1996).

Zasadniczym elementem formy utworzonym w głównym stadium ruchów, była charakterystyczna „półka” szerokości 50 m (w NW części osuwiska), powstała w efekcie translacyjnego, zwarteo przemieszczenia fragmentu stoku wraz z porastającym go lasem. O zwartości przemieszczenia tego fragmentu stoku (poślizg nastąpił po powierzchni ławic łupków, zaś „zrzut wyniósł około 4 m) świadczy niemal nienaruszony charakter lasu porastającego jego powierzchnię (ryc. 6.19, 1a). W centralnych i SW partiach osuwiska, przemieszczane masy posiadały detrytyczny charakter: wzdłuż stromej skarpy południowej (wys. 6–8m) została wykształcona „rynna” którą zdeintegrowane masy koluwalne zjechały w dół stoku, gdzie nastąpiło ich spiętrzenie w formie wałów i nabrzmień koluwalnych (ryc. 6.19, 4). Niewątpliwie w obrębie rynny nastąpiło pierwotne odkłucie mas skalnych i zwietrzelinowych (z obszaru południowej niszy), ich przemieszczenie w dół stoku (ryc. 6.19, 4), w następstwie czego fragment zbocza, który utracił „podparcie”, został przemieszczony translacyjnie w formie zwartych pakietów (ryc. 6.19, 1–1a). Inicjacji osuwiska i oderwaniu mas skalnych w obrębie stromej niszy mógł sprzyjać fakt, iż w skałach występujących w jej obrębie widoczne są ślady brekcji (tektonicznej), wskazującej na wysokie prawdopodobieństwo występowania tu strefy dyslokacyjnej o generalnym przebiegu *ca* 20–30° (porównaj z ryc. 6.20). Stąd inicjacja osuwiska mogła nastąpić w strefie górotworu osłabionego strefą dyslokacyjną, stanowiącą prawdopodobnie kontynuację dyslokacji związanej z sigmoidalnym wygięciem fałdu brzeżnego.

Osuwisko powstało pomiędzy 6 i 8 kwietnia 2000 r., w wyniku stopniowego osuwania się zalesionego zbocza Nidówki, porośniętego *ca* 53-letnim drzewostanem (Orłowski 2000). W okresie bezpośrednio poprzedzającym powstanie osuwiska, zarejestrowano szczególnie obfite opady (posterunek meteorologiczny Komańcza), które w miesiącu marcu 2000 r. wynosiły 118,6 mm, a w pierwszym tygodniu kwietnia około 56,5 mm,



Ryc. 6.19. Osuwisko w Cyganskim Potoku (vide ryc. 6.18–osuwisko 1) wraz z przekrojem oraz diagramami spēkañ: a – konturowym (projekcja normalnych na dolnà pótkulę, izolinie: 2,5-5-7, 5-10-12,5>%, obok diagramów – ilośc pomiarów) i kierunkowym. Położenie powierzchni pošlizgu osuwiska na diagramie kołowym i punktowym (b – projekcja na dolnà pótkulę).

z największym natężeniem w dniach 5 kwietnia (31,1 mm) i 6 kwietnia (16,1 mm) (Orłowski 2000). Wiosenne podwyższenie temperatury dało ponadto dodatkową ilość wód roztopowych infiltrujących w głąb masywu skalnego. Osuwisko powstało więc w typowych warunkach hydrologicznych, sprzyjających ruchom uruchamianiu stoków, gdzie wraz z osiągnięciem wartości opadu progowego przekraczającego 100 mm w ciągu kilkunastu dni poprzedzających osuwisko (vide: Gil 1997), nastąpiło równoczesne rozmarzanie podłoża, powodujące ponadto dostawę wody pochodzącej z wytopiania pokryw śniegowych.

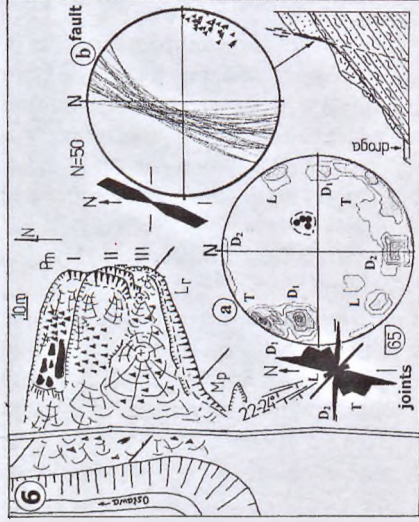
Latem 2001 r., wskutek kilkudniowych opadów lipcowych, nastąpiły ruchy potomne w obrębie formy. W strefie klinowej nasady skarp, nastąpiło oderwanie pakietu skalnego i jego translacyjne przemieszczenie po powierzchniach ławic (porównaj ryc. 6.19, 2 – stan z czerwca 2001 r i ryc. 6.19, 3 – stan z września 2001r.). Translacyjny i pakietowy charakter przemieszczeń spowodował, iż wraz z przemieszczonym fragmentem stoku, zjechał również (w stanie niemal nienaruszonym) porastający go las (ryc. 6.19, 3).

Osuwiska ponad drogą Prełuki–Duszażyn. Rozległa, mobilna strefa osuwiskowa występuje ponad zakolem Osławy, ponad drogą łączącą Duszażyn z Prełukami (ryc. 6.18 – strefa 2). Obejmuje ona obszar sięgający od stromych skarp prawego (orograficznie) zbocza Osławy, aż po stok ponad drogą zlokalizowaną powyżej skarpy, utworzony w obrębie piaskowców z Mszanki, łupków z rogowcami oraz (podnóże) w obrębie margli podcergowskich (ryc. 6.20, 1–5).

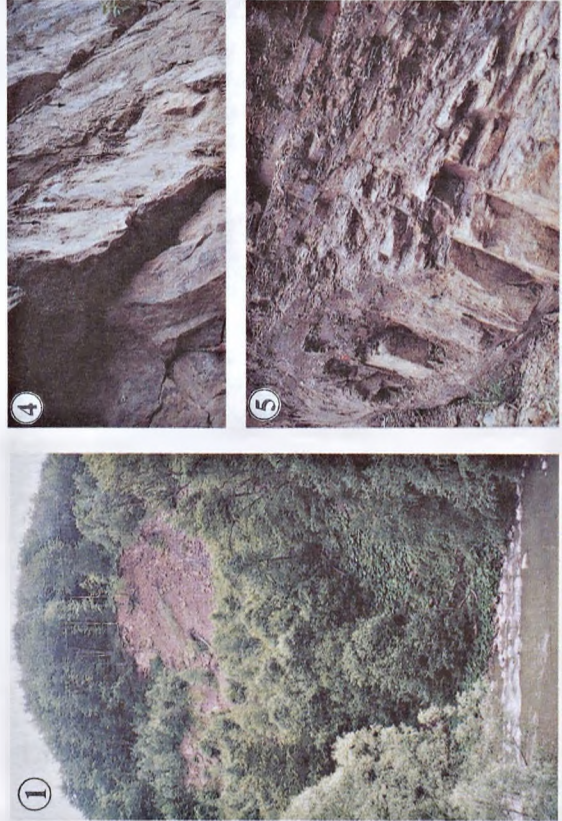
Strefa osuwiskowa była kształtowana wieloetapowo, zaś inicjalne formy powstawały pierwotnie w obrębie gruboławicowych piaskowców z Mszanki, charakteryzujących się znaczną dyspersją kierunków spękań, jak też występowaniem strefy dyslokacyjnej (ryc.6.20, 3b; 6.20, 4; 6.20, 6 – diagram: a). Najstarsze osuwiska powstałe w tej strefie posiadają charakter rynien wypełnionych licznymi rumowiskami i złomiskami skalnymi. Nisza tej formy jest współcześnie zapętnięta. Poślizg mas skalnych następował po powierzchni ławic piaskowców, przetawionych tu łupkami (osuwisko konsekwentno-ześlizgowe – vide Bober 1984, Dikau i in. 1996, Zabuski i in. 1999). Aktualnie ta część osuwiska jest porośnięta młodnikiem (ryc. 6.20, 1–3).

Młodsza generacja ruchów osuwiskowych powstała w trakcie lipcowych rozlewnych deszczów 1997 r., które spowodowały powódź w dorzeczu górnej Wisły (Niedźwiedz, Czekierda 1998, Cebulak 1998). Objęła ona swym zasięgiem również gruboławicowe piaskowce z Mszanki, zaś jej charakter był podobnie rynnowy i konsekwentno-ześlizgowy, jak najstarszego osuwiska w zespole (ryc. 6.20, 3b, 6.20, 6). Forma ta częściowo obcięła starsze osuwisko (ryc. 6.20, 6 – etapy: I–II). Wykształciła ona stromą, wysoką (ca 10 m) niszę skalną, z licznymi odstonięciami gruboławicowych piaskowców z Mszanki w jej obrębie (ryc. 6.20, 3b, 6.20, 4). W obrębie tych utworów zaznacza się wyraźna dyspersja spękań (ryc. 6.20, 6 – diagram: a), jak też liczne powierzchnie luster tektonicznych związanych z występowaniem tu dyslokacji (ryc. 6.20, 4, 6.20, 6 – diagram: b). Wskazuje to na fakt, iż powstaniu i rozwojowi osuwiska sprzyjały tu uwarunkowania tektoniczne, powodujące znaczne osłabienie masywu skalnego w obrębie strefy osuwiskowej.

Najmłodszym elementem strefy osuwiskowej jest, powstałe po wiosennych ulewach 2000 r., osuwisko o amfiteatralnym zarzysie niszy i krawędziach rozwinętych wzdłuż zespołu spękań skośnych D2 (ryc. 6.20, 3a, 6.20, 6 – diagram: a). W zasadniczej mierze głównym materiałem przemieszczanym współcześnie grawitacyjnie, są łupki liściaste



Ryc. 6.20. Osuwisko ponad drogą Duszatyn–Pretuki. Spękania na diagramie konturowym i kierunkowym (6a). Półowanie luster tektonicznych na diagramie kołowym i punktowym (6 b) (vide fot. 4 – lustra tektoniczne). Objasnienia diagramów i sygnatur – vide ryc. 6.19.





(Lr) z występującymi w ich obrębie rogowcami i charakterystyczną ławicą piaskowca (o litotypie piaskowca z Mszanki), odsłaniającego się w krawędzi zsuwu, ograniczającej go od południa (ryc. 6.20, 5). W przemieszanym materiale koluwalnym zalegającym u podnóża nisz i krawędzi zsuwu (ich wysokość sięga tu 3–4 m), występują głównie czarne i brunatne łupki z rogowcami, marglami podcergowskimi, lokalnie zaś piaskowcami (ryc. 6.20, 3a). W kierunku północnym osuwisko częściowo obejmuje swym zasięgiem gruboławicowe piaskowce z Mszanki (ryc. 6.20, 3b). Zlustrowane powierzchnie widoczne w obrębie piaskowców z Mszanki, kontynuują się również w obrębie łupków liściastych z rogowcami, odsłaniających w niszy głównej, jednakże ze względu na charakter skał (podatny), są tu one słabiej zachowane. Rumoszone koluwium występujące u jej podnóża, utworzone jest głównie z fragmentów piaskowca.

Po lipcowych ulewach 2001 roku, w obrębie najmłodszej strefy osuwiskowej (ryc. 6.20, 6 – etap III) wystąpiły ruchy potomne: część rumoszonego koluwium została przemieszczona po powierzchniach ławic (powierzchnie poślizgu zostały odsłonięte), zaś w obrębie południowej krawędzi zsuwu (ryc. 6.20, 5), nastąpiło rozwarcie szczeliny inicjalnej, powodujące pogłębienie znajdującej się w tym rejonie rynny marginalnej (ryc. 6.20, 6 – etap III).

Analiza wzajemnego rozmieszczenia poszczególnych form wskazuje, że ruchy osuwiskowe tej strefy były inicjowane w obrębie silnie zdeintegrowanych tektonicznie piaskowców z Mszanki, w których występuje ponadto strefa dyslokacyjna (ryc. 6.20, 4). Wzdłuż płaszczyzny uskoku nastąpiło więc odkłucie (oderwanie) mas skalnych, które zostały przetransportowane po powierzchniach ławic łupków, zapadających tu w kierunku spadku stoku pod kątem *ca* 30° (ryc. 6.20, 2, 6.20, 6). Reorientacja pola naprężeń wywołana powstaniem pierwotnego osuwiska, spowodowała uruchomienie dalszych, bardziej południowych partii stoku, utworzonych w obrębie łupków z rogowcami (ryc. 6.20, 3a, 6.20, 5), niżej zaś w marglach podcergowskich. Osuwisko to również zostało przemieszczone konsekwentnie po powierzchniach ławic (zespoł osuwisk reprezentuje typ translacyjny, konsekwentno-ześlizgowy – Bober 1984, Dikau i in. red. 1996). Jego koluwium częściowo nasunęło się na obszar osuwiska powstałego w obrębie piaskowców z Mszanki (ryc. 6.20, 3a-b). Na powstanie osuwiska wpłynęło więc wiele czynników: charakterystyczny układ litologiczny sprzyjający ruchom masowym (silnie poszczelnione piaskowce przeławiczone podatnymi łupkami), uwarunkowania tektoniczne (dyslokacja), jak też trwałe zaburzenie równowagi stoku przez człowieka w trakcie budowy drogi biegnącej podnóżem osuwiska. Stąd występujące okresowo szczególne natężenie czynnika hydrometeorologicznego, mogło powodować cykliczne uruchamianie strefy osuwiskowej, często niszczącej drogę.

Osuwiska w zewnętrznym zakolu Ośławy. Najbardziej rozległa strefa osuwiskowa rozwinęła się na obszarze występowania łupków menilitowych, a więc utworów szczególnie podatnych na rozwój ruchów masowych. Sąsiaduje ona ponadto ze strefą nasunięcia Fałdu Komańczy–Wisłoka Wielkiego na Fałd Brzeźny (ryc. 6.18 – strefa 3, ryc. 6.21, 1b). Strefa sięga od szczytowych partii wzgórza, po dolinę Ośławy, zaś licznie występujące tu charakterystyczne elementy rzeźby osuwiskowej (wały, nabrzemia koluwalne, amfiteatralne nisz) wskazują na wieloetapowość rozwoju i wzajemną transformację form osuwiskowych. Silne przekształcanie tej strefy osuwiskowej powodują potoki – lewostrzeżne dopływy Ośławy występujące w tym regionie. Ośława podcinając lewy (tj. zachodni),

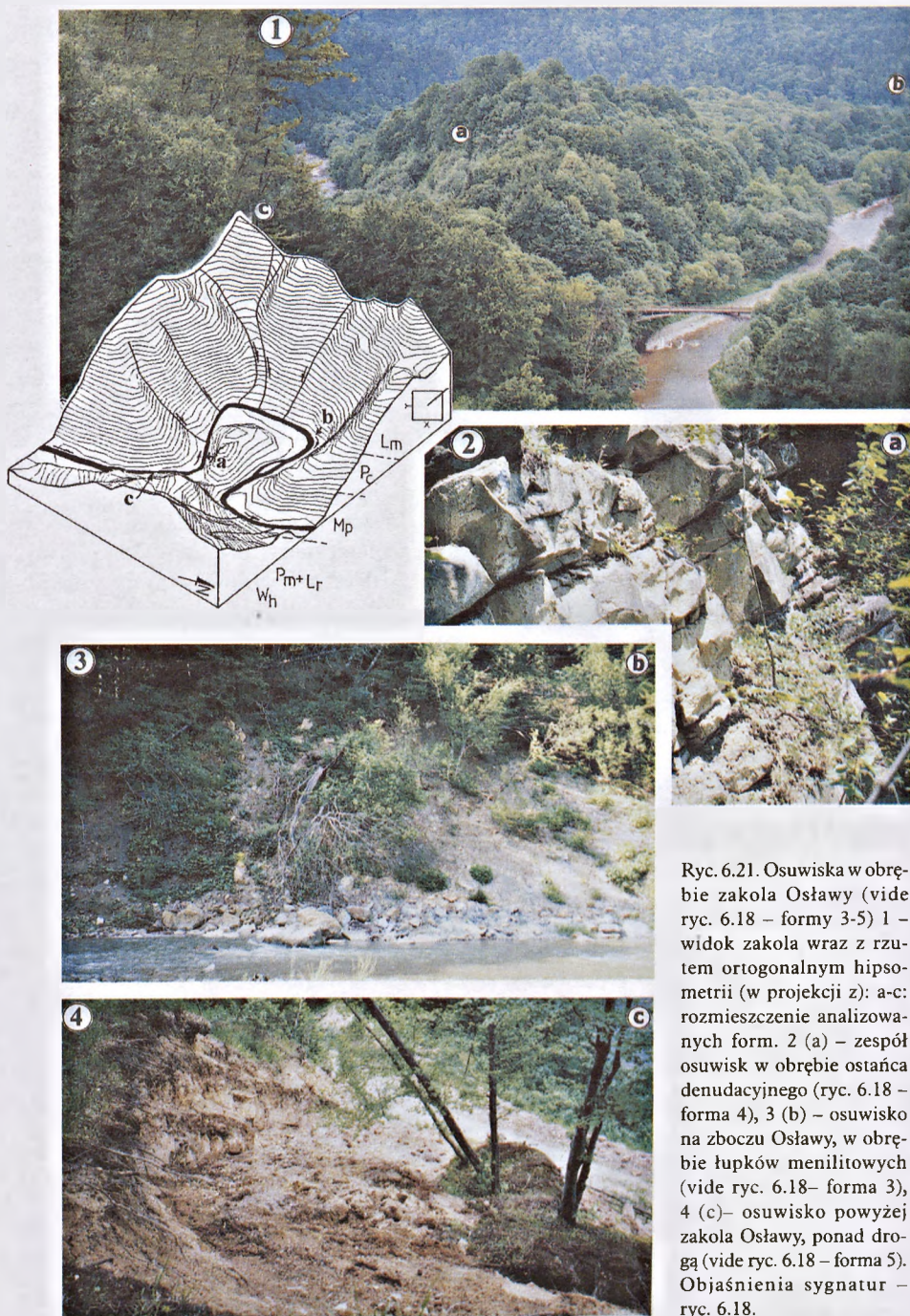
wysoki brzeg (wysokości do 10 m), powoduje uruchamianie w jego obrębie licznych, płytkich osuwisk, powstałych zarówno w obrębie łupków menilitowych, jak również w osadach rzecznych odsłaniających się w obrębie stromego brzegu.

Jedną z takich form powstałych po wiosennych ulewach 2000 r., jest osuwisko występujące na zakolu Osławy kończącym ten odcinek rzeki (zmienia ona tutaj bieg z NNW ku E) (ryc. 6.18 – osuwisko 3, ryc. 6.21, 3). Posiada ono amfiteatralną niszę, w obrębie której odsłaniają się łupki menilitowe, średnioławicowe piaskowce, lokalnie zaś margle podcergowskie, których fragmenty widoczne są również w koluwium występującym w korycie rzeki (ryc. 6.21, 3, 6.21, 2). Różnorodność litologiczna utworów występujących w jego obrębie wskazuje, że osuwisko to powstało w obrębie łupków menilitowych, z występującymi w ich obrębie przeławiczeniami margli podcergowskich i piaskowców (o litotypie piaskowca cergowskiego), lokalnie zaś objęto pokrywy zwietrzelinowe. Ze względu na stosunek ruchu do zalegania warstw, formę można zaliczyć do osuwisk obsekwentnych (powstałych na czołach warstw – vide Bober 1984).

Ponad krawędzią skarpy terasy (i zarazem ponad niszą tego osuwiska), występuje charakterystyczny stawek wypełniający zagłębienie podniszowe jednego z osuwisk kształtujących tę strefę. Towarzyszą mu liczne nabrzmienia i wały koluwalne.

Lewy (orograficznie) brzeg Osławy (o przebiegu NNW–SSE) w rejonie występowania tej strefy osuwiskowej, powstał częściowo w obrębie utworów rzecznych (głównie kamieńce) osadzonych tu przez rzekę w starszym etapie akumulacji (aktualnie Osława sięgnęła w tym rejonie skalistego podłoża, zaś wysokość odsłoneń kamieńców rzecznych sięga tu do 4, 5 m). W obrębie tych niezlityfikowanych utworów, w trakcie ulew 2000 i 2001 r. powstały również niewielkie, bardzo płytkie osuwiska o charakterze asekwentnym (Bober 1984).

Osuwisko w obrębie ostańca znajdującego się w zakolu Osławy. Unikalna strefa osuwiskowa rozwinęła się w obrębie SE skłonu ostańca denudacyjnego wewnątrz zakola Osławy, rozwiniętego w obrębie piaskowców cergowskich (ryc. 6.18, 6.21, 1a). Forma związana jest genetycznie z cyklicznym zaburzeniem równowagi stoku podczas kształtowania przez Osławę przełomowego odcinka rzeki, w plejstocenijskim cyklu jej rozwoju (Margielewski i in. 2002). Rozległa nisza osuwiska o charakterze skalistym posiada łączną wysokość *ca* 35 m i sięga od podszczytowych partii ostańca, aż po przydolinne partie Osławy (ryc. 6.21, 1a, 6.21, 2). Nisza o przebiegu *ca* 210–240°, utworzona jest generalnie z trzech ścian zgrupowanych w system stopni. Najniżej występująca ścianka utworzona jest z piaskowców średnio i cienkoławicowych, przeławiconych łupkami (ryc. 6.21, 2). Powyżej niej, częściowo już ponad korytem Osławy, występują dwie ściany utworzone z piaskowców gruboławicowych (miąższość ławic wynosi tu *ca* 1, 5 m), również przeławiconych łupkami. Odwzorowanie kierunków spękań w obrębie ścian, powoduje ich częściowo pilasty przebieg. W stosunku do zalegania warstw, osuwisko posiada charakter subsekwentny (tj. kierunek ruchu jest równoległy do rozciągłości warstw – Bober 1984). Wysokość ścian, jak również ich stromy przebieg wskazują, że podstawowym typem ruchów masowych mógł tu być przechył (*topple*) (Dikau et al. 1996); masy skalne odpajane dylatacyjnie wzdłuż krzyżujących się tu kierunków spękań D1 i D2, były następnie osuwane w dół zbocza. Rozwój tego procesu następował w kilku etapach, wraz ze stopniowym wcinaniem się Osławy w podłoże. Ostatnie, stosunkowo niewielkie obrywy miały miejsce po ulewach 2000 r., szczególnie wskutek



Ryc. 6.21. Osuwiska w obrębie zakola Ośławy (vide ryc. 6.18 – formy 3-5) 1 – widok zakola wraz z rzutem ortogonalnym hipsometrii (w projekcji z): a-c: rozmieszczenie analizowanych form. 2 (a) – zespół osuwisk w obrębie ostańca denudacyjnego (ryc. 6.18 – forma 4), 3 (b) – osuwisko na zboczu Ośławy, w obrębie łupków menilitowych (vide ryc. 6.18– forma 3), 4 (c)– osuwisko powyżej zakola Ośławy, ponad drogą (vide ryc. 6.18 – forma 5). Objaśnienia sygnatur – ryc. 6.18.

pęcznienia łupków przeławicających gruboławicowe piaskowce (vide ryc. 6.21, 2). Dozło wówczas również do niewielkich przemieszczeń rumoszu w obrębie stożków usypiskowych u podnóża nisz.

Osuwisko ponad drogą, powyżej zakola Osławy. Powyżej zakola Osławy, ponad drogą i torami kolejki, znajduje się niewielka forma osuwiskowa (około 2a) (ryc. 6.18 – osuwisko 5, ryc. 6.21, 1 – c). Powstała ona w gruboławicowych piaskowcach (cergowskich). Forma posiada amfiteatralną, niską niszę (1, 5m) i charakterystyczne nabrzmienie koluwalne u jej podnóża, które nadal porastają drzewa, pochylone w trakcie przemieszczenia (ryc. 6.21, 4). Przemieszczenie mas skalnych nastąpiło po powierzchniach ławic (osuwisko konsekwentno-ześlizgowe). Osuwisko to powstało po wiosennych ulewach 2000 r. i zniszczyło (odmłodziło) wcześniej występującą tu formę osuwiskową, rejestrowaną przez Ślączkę (Żytko i in. 1973). Takie odmładzanie strefy osuwiskowej świadczy o znacznych predyspozycjach obszaru do powstawania ruchów masowych.

**P o d s u m o w a n i e.** Rozlewne deszcze, które wystąpiły wiosną 2000 r. w rejonie Komańczy, spowodowały uruchomienie stoków wybitnie predysponowanych do ruchów masowych. W miejscach tych występowały bowiem starsze generacje ruchów masowych, kształtowane już w trakcie rozlewnych deszczów 1997 r. Uruchamianiu stoków sprzyjały tu ponadto szczególnie uwarunkowania geologiczne: strefy zaangażowania tektonicznego, w tym uskok, następstwo litologiczne, jak też zaburzenie naturalnej równowagi dynamicznej stoków przez człowieka (budowa dróg – ryc. 6.18 – osuwiska 2, 5) oraz gospodarka leśna (w 1953 roku zalesiono pastwiska na obszarze objętym współcześnie ruchami masowymi w Cygańskim Potoku – ryc. 6.18 – osuwisko 1), w efekcie której nastąpiły istotne zmiany warunków hydrogeologicznych na stoku. Ulewne deszcze z lipca 2001 roku, spowodowały z kolei wtórne zmiany w obrębie wszystkich form osuwiskowych, szczególnie zaś w osuwisku ze strefą dyslokacyjną (ryc. 6.18 – osuwisko 2) oraz w osuwisku w Cygańskim Potoku (ryc. 6.18 – osuwisko 1), które wykazały wówczas skłonności do rozbudowy sukcesyjnej.

## Summary

The initiation of debris flow in the Karkonosze Mountains is connected with heavy rains (min.  $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ), which most often are preceded by longer periods with continuous rain, lasting for a few or ten-twenty days. In that time slope mantles are becoming completely saturated with water, that is why the following short but intense rain may initiate debris flow. The point movements of structural *muras* (debris) is connected with moistening of slope covers by flows from fissure springs or by concentrated intra-cover flow.

The occurrence of *muras* is to a large extent determined by morphological and hydrogeological conditions, first of all by strong inclination that combined with a considerable loading of slopes and the occurrence of concentrated underground flows, encourage the development of debris flow. The co-occurrence of the above factors enables the development of slopes with *muras* (slopes dissected by troughs of debris flow).

In the Karkonosze Mountains structural *muras* occur in the form of debris avalanches or flows. The development of this phenomenon depends on the primary morphology of a slope, which decides about the concentration of moving mass (flow). In the absence of morphological barriers the movement occurs in the form of debris avalanche. The phenomenon of debris flow, despite its destructive character, plays

a positive phytocenotic role; it locally reduces competition from expansive species, creates early-succession habitats and differentiates habitat conditions on a small-scale. The stations of endangered species with extremely low populations occur beyond the area affected by debris flow, and the same they are not threatened by the phenomenon. Muras occurring in the Karkonosze National Park are quite natural processes and are an important component of the morphogenetic system of the Karkonosze Mountains. In this situation it would be difficult to show how to counteract these mass movements (Chapt. 6.1).

The flood in most cases is treated as a natural disaster, which one has to prevent. This paper presents the role of high-level waters in shaping the habitats for flora and plants communities in mountain river and stream valleys. Habitat diversity of the river valleys depends on undisturbed activity of high-level waters. Vegetation cover diversity and flora richness depends on dynamic processes within plant communities and variation of accessible habitats. During the flood new habitats are created and vegetation changes starts, as a result of erosion and accumulation caused by stream's activity. Described habitats are divided into created by depth erosion, bed erosion, lateral erosion, accumulation processes and slope processes generated by flood. Examples of new-created habitats are also characterised by the way of use by plants.

Diversity of plant communities and numbers of habitats for river valleys' plants depend on river activity. Its so-called destroying force is only changing existing state on the new one. River thus does not destroy anything, just rebuilt, recreate. Therefore protection of rivers and streams should consist on preservation of dynamic processes in their valleys. According to river continuum theory, rivers should be treated as one ecosystem from source to mouth. Different forms of protection should encompass the entire river basins, not only short parts protected in natural reserves (Chapt. 6.2).

The discussed fragment of the Wisłoka River is characterised by relatively high proneness of slopes to sliding down (the index of landslide activity amounts to 25%). These are mostly inactive, stabilised forms. The landslides which in the flood years 1997–2001 showed greater or smaller activity occupy less than 5% of the total surface of slopes and are located mostly in the proximity of water courses. Except for fresh erosion undercuts no direct relationship between the activity of landslides on slopes and flood phenomena was found.

Active landslides exert an important influence on the substratum and land cover, principally by mechanic destruction of soil cover and vegetation. In addition they cause changes in hydrological conditions and habitat conditions, and disturbance of the upper layers of the ground contributes to the development of water erosion, mainly of soils, which is one of the principal causal factors of degradation of mountain habitat.

In the Carpathians landslides are a common phenomenon. Increased landslide activity occurs in this area each several or ten-twenty years. Natural systems on mobile slopes are, in a way, adapted to periodically occurring cataclysms (like those on flood plains) and show big regeneration abilities. In the discussed area as early as in 2–3 years after the disastrous slides many traces of these phenomenon have become obliterated. Except for intensely eroded places by the river, the state of sites damaged by landslides did not worsen and places when soil cover was destroyed have been occupied by different plant and animal species. On forest landslides the encroachment of shrubs and trees are observed (Chapt. 6.3).

Continuous rain that occurred in the region of Komańcza in spring 2000 initiated mass movements on slopes which were liable to this phenomenon. Older generations of mass movements, induced by continuous rain in 1997, occurred in the same places. Particular geological conditions (tectonic zones, including a fault, lithological succession), as well as disturbances of the natural dynamic equilibrium of slopes by man (construction of roads – fig. 6.18 – landslides 2,5) and forest management (forest planting on pastures in the area of Cygański Potok, affected by contemporary mass movements – fig. 6.18 – landslide 1), which caused changes in hydrological conditions on slopes, also contributed to the occurrence of slope movements. Heavy rain in July 2001 induced, in turn, secondary changes in all landslide forms, particularly in the landslide with dislocation zone (fig. 6.18, landslide 2) and in the landslide in Cygański Potok (fig. 6.18, landslide 1), which showed tendencies to succession extension (Chapt. 6.4).