

AUTOREFERAT

1. Imię i nazwisko

Halina Pawelec

2. Wykształcenie, posiadane dyplomy, stopnie naukowe z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania oraz tytuł rozprawy doktorskiej

2002 – doktor Nauk o Ziemi w zakresie geografii, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec. Tytuł rozprawy doktorskiej: *„Peryglacialna morfogeneza południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego na podstawie analizy budowy pokryw stokowych”*. Promotor rozprawy - dr hab. prof. UŚ Zbigniew Śnieszko.

1983 – magister geografii, specjalność- paleogeografia i litologia czwartorzędu, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec. Tytuł pracy magisterskiej: *„Formy szczelinowe lodowca na Płaskowyżu Głubczyckim”*. Promotor pracy - prof. dr hab. Józef Jersak.

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych

06.1984 – obecnie – początkowo asystent obecnie adiunkt, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec. 06.1986-10.1993 – urlop wychowawczy.

08.1983 – 06.1984 – hydrolog, Dział Badań IMiGW, Katowice.

4. Wskazanie osiągnięcia wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.)

Na osiągnięcie naukowe składa się pięć artykułów (***A5 – A1**), które zostały opracowane i opublikowane po otrzymaniu stopnia doktora. Artykuły dotyczące Wyżyny Krakowskiej (**A5, A4**) są kontynuacją moich badań podjętych w rozprawie doktorskiej i zawierają ich wyniki oraz wyniki dalszych badań. Na tej podstawie zostały sformułowane i opracowane nowe zagadnienia badawcze. W autoreferacie koncentruję się na przedstawieniu rezultatów tych nowych badań. Pozostałe artykuły, dotyczące Wyżyny Miechowskiej i Gór Świętokrzyskich (**A3, A2, A1**), zawierają wyłącznie wyniki badań podjętych po przygotowaniu rozprawy doktorskiej. Wszystkie artykuły zostały opublikowane w czasopismach na liście *JCR – Web of Science* (wykaz czasopism naukowych posiadających *impact factor*). Jestem jedyną lub pierwszą autorką czterech publikacji (**A5, A4, A2, A1**) oraz drugą autorką jednej publikacji (**A3**). Mój wkład w opracowanie

* **A** – artykuły opublikowane w czasopismach na liście *JCR*, **B** – artykuły opublikowane w innych czasopismach,

C – artykuły konferencyjne. Wykaz wszystkich artykułów znajduje się w załączniku 3.

poszczególnych artykułów jest szczegółowo przedstawiony w załączniku 3 i potwierdzony oświadczeniami współautorów (załącznik 5).

a) tytuł osiągnięcia naukowego

„Sedymentologiczna oraz paleośrodowiskowa interpretacja
osadów stokowych występujących w południowej Polsce,
na podstawie badań makro- i mikroskopowych”

b) autor/autorzy, tytuł publikacji, rok wydania, nazwa wydawnictwa

A1, Pawelec H, Ludwikowska-Kędzia M. 2015. Macro- and micromorphologic interpretation of relict periglacial slope deposits from the Holy Cross Mountains, Poland. *Permafrost and Periglacial Processes*. Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/ppp.1864

IF_{2014/2015} – 2.119, cytowania w *Web of Science* – 0, punktacja MNiSW – 40

A2, Pawelec H, Drewnik M, Żyła M. 2015. Paleoenvironmental interpretation based on macro- and microstructure analysis of Pleistocene slope covers: A case study from the Miechów Upland, Poland. *Geomorphology* 232: 145-163.

IF_{2014/2015} – 2.785, cytowania w *Web of Science* – 0, punktacja MNiSW – 35

A3, Ludwikowska-Kędzia M, Pawelec H. 2014. Depositional environment of the glacial deposits from the Holy Cross Mountains (Poland) – interpretation based on macro- and microstructure analyses. *Geological Quarterly* 58 (4): 807-826.

IF₂₀₁₄ – 1.0, cytowania w *Web of Science* – 0, punktacja MNiSW – 20

A4, Pawelec H. 2011. Periglacial evolution of slopes – Rock control versus climate factors (the Cracow Upland, Poland). *Geomorphology* 132: 139-152.

IF₂₀₁₁ – 2.52, cytowania w *Web of Science* – 7, punktacja MNiSW – 35

A5, Pawelec H. 2006. Origin and palaeoclimatic significance of the Pleistocene slope covers in the Cracow Upland, southern Poland. *Geomorphology* 74: 50-69.

IF₂₀₀₆ – 1.698, cytowania w *Web of Science* – 12, punktacja MNiSW – 35

Sumaryczne dane bibliograficzne osiągnięcia naukowego:

IF – 10.122, cytowania w *Web of Science* – 19, punktacja MNiSW – 165

c) omówienie celu naukowego ww. prac i osiągniętych wyników

Obiektem moich badań były lądowe osady stokowe, występujące na obszarze Wyżyn Krakowskiej i Miechowskiej oraz Gór Świętokrzyskich. Główne cele tych badań:

- sedymentologiczna identyfikacja osadów stokowych,
- paleośrodowiskowa/stratygraficzna interpretacja peryglacialnych pokryw stokowych,
- określenie znaczenia budowy geologicznej oraz klimatu w peryglacialnej morfogenezie stoków,
- określenie możliwości zastosowania metody mikromorfologicznej w badaniach lądowych osadów stokowych.

Sedymentologiczna identyfikacja osadów stokowych

Lądowe środowisko stokowe jest najslabiej poznanyim środowiskiem sedymentacyjnym. Przez szereg lat nie było ono przedmiotem badań sedymentologicznych a badania procesów stokowych koncentrowały się na aspekcie geomorfologicznym, dotyczącym zależności pomiędzy tymi procesami a rzeźbą stoków oraz formami akumulacji podstokowej (m.in. Varnes 1978, Klimaszewski 1981, Kirkby 1987). W badaniach tych terminologia stosowana dla charakterystyki osadów jest nieprecyzyjna i często niespójna. Dominuje tam opis oparty na tekstualnych cechach osadów np. pokrywa blokowa, pokrywa gliniasto-gruzowa. Dotychczas nie opracowano typologii lądowych osadów stokowych, opartej na jednoznacznych cechach litologicznych. W Polsce jedyną próbą utworzenia klasyfikacji tych osadów jest „Klasyfikacja osadów zboczowych” Stochlaka (1974), w której jednak tekstualno-strukturalne kryteria wydzielenia osadów nie zostały jasno określone. Lata 90. XX w przyniosły postęp badań. Od tego czasu powstają regionalne opracowania lądowych osadów stokowych oparte na szczegółowej analizie sedymentologicznej. Są one notowane głównie w literaturze zagranicznej (m.in. Bertran i in. 1997, Blikra, Nemec 1998, Migoń, Traczyk 1998, Nemec, Kazanci 1999, Texier, Meireles 2003, **B7**, **B6**). Analiza sedymentologiczna odgrywa szczególnie ważną rolę w badaniach spływów masowych (*debris flows*) oraz soliflukcji, ponieważ w literaturze geomorfologicznej istnieją liczne niezgodności w interpretacji i klasyfikacji tych procesów. Spływy masowe są tam określane bardzo różnymi terminami (m.in. *skin flows*, *mud flow*, *sand flows*, *earth flows*, *debris torrents*, *debris streams*, *debris floods*, *debris flows*, *debris avalanches*). Badania sedymentologiczne wykazały, że w środowisku lądowym mechanizm procesu spływania jest uwarunkowany składem ziarnowym i stopniem uwodnienia przemieszczanego osadu oraz nachyleniem stoku. Rezultatem tych badań jest klasyfikacja lądowych spływów masowych na: (i) kohezyjne (*cohesive flows*), (ii) niekohezyjne (*cohesionless flows*) oraz (iii) ziarnowe (*grain flows*) (m.in. Lawson 1982, Eyles i in. 1988, van Steijn i in. 1995, Blikra, Nemec 1998, Nemec, Kazanci 1999). Te rodzaje spływów znajdują

odzwierciedlenie w teksturalno-strukturalnej charakterystyce osadów. Natomiast trwają badania nad ustaleniem litologicznych kryteriów identyfikacji procesów soliflukcji (geliflukcji i spęływania mrozowego) (m.in. Ballantyne, Harris 1994, Matsuoka 2001). Identyfikacja osadów soliflukcyjnych na obszarach położonych we współczesnej strefie peryglacjalnej zwykle nie budzi wątpliwości, jednak interpretacja reliktowych osadów, występujących na obszarze plejstocenijskiej strefy peryglacjalnej, jest często problematyczna. Istnieją badania wskazujące, że przy braku makroskopowych cech diagnostycznych, danych do identyfikacji osadów soliflukcyjnych może dostarczyć analiza mikromorfologiczna (Harris 1998, Bertran, Texier 1999, Van Vliet-Lanoë 2010). Najslabiej rozpoznane są osady deponowane w rezultacie osuwania (*slide, landslide*) – procesu polegającego na redepozycji materiału wzdłuż powierzchni poślizgu. Dotychczasowe badania koncentrowały się na klasyfikacji osuwisk w zależności od przebiegu tej powierzchni w relacji do struktury podłoża. Bardzo nieliczne prace dotyczyły sedymentologicznej analizy osadów osuwiskowych (Harris 1987, Skempton i in. 1991, Harris, Lewkowicz 1993a, b, Bertran, Texier 1999). Oprócz ruchów masowych, procesem redepozycyjnym odgrywającym istotną rolę w lądowym środowisku stokowym, jest spłukiwanie (*overland flow, slope wash, run-off, surface flow*) – proces polegający na redepozycji osadu w dół stoku przez wodę płynącą linijnie (*stream flow*) lub warstwowo (*sheet flow*), przy udziale przemieszczeń spowodowanych kroplami deszczu (*raindrop impact, splash*). Osady deponowane w rezultacie spłukiwania (w Polsce nazywane „deluwiami”) rzadko były przedmiotem szczegółowej analizy sedymentologicznej (m.in. Dylik 1960, Rapp 1960, Lewkowicz 1988, Blikra, Nemec 1999, Mùcher i in. 2010).

Generalnie, badania osadów lądowego środowiska stokowego są na etapie gromadzenia ich szczegółowych charakterystyk tekstualno-strukturalnych. Badania te zmierzają do ustalenia jednoznacznych cech identyfikujących poszczególne litofacje oraz utworzenia klasyfikacji tych osadów.

Podstawą moich prac (**A5, A3, A2, A1**) była szczegółowa analiza sedymentologiczna osadów stokowych, mająca na celu dokładne rozpoznanie mechanizmu procesów depozycyjnych. Analizowane osady powstały na obszarach o różnym podłożu, zróżnicowanej rzeźbie stoków oraz w różnych warunkach paleoklimatycznych. Obiektem badań były reliktowe osady plejstocenijskie, powstałe głównie w stokowym środowisku peryglacjalnym (**A5, A2, A1**). Jedynie w przypadku osadów spływów masowych (*debris flows*) przedmiotem badań były debryty, dawniej nazywane glinami spływowymi (*flow tills* – Boulton 1968), deponowane w proksymalnym środowisku glacialnym (**A3**). W celu pełnego rozpoznania tekstualno-strukturalnych cech osadów oprócz obserwacji makroskopowych zastosowałam metodę mikromorfologiczną. Jest to pierwszy w Polsce przykład zastosowania tej metody do analizy lądowych osadów stokowych. W światowej literaturze takie badania są nieliczne.

Rezultaty

Wyniki przeprowadzonych badań pozwoliły nawiązać do dyskusji dotyczącej identyfikacji litofacji diagnostycznych dla lądowych osadów stokowych. Rezultatem jest rozpoznanie oraz opracowanie szczegółowych charakterystyk makro- i mikrofacjalnych, następujących typów osadów: (i) soliflukcyjnych, (ii) osuwiskowych typu *active-layer detachment*, (iii) spływów masowych (*debris flows*) – kohezyjnych (*cohesive flows*), niekohezyjnych (*cohesionless flows*), ziarnowych (*grain flows*) oraz (iv) osadów deponowanych w rezultacie splukiwania – „deluwiów” (o małej oraz o dużej energii przepływu). W poniższym opisie przedstawiam główne/diagnostyczne cechy analizowanych osadów.

Osady soliflukcyjne

Osady soliflukcyjne są reprezentowane przez dwie litofacje o następujących cechach tekstualno-strukturalnych (**A5**, **A2**, **A1**):

- gruboziarniste diamiktony (o miąższości do 3 m) o rozproszonym szkielecie ziarnowym, ilowym matriksie, masywnej strukturze, z obecnością fałdów spływowych i struktur obciążeniowych (*load casts*). W osadach tych przeważa orientacja długich osi klastów zgodna z kierunkiem nachylenia stoku. Miejscami występuje orientacja przeciwna do nachylenia stoku (tzw. „wynurzająca”). Na Wyżynie Krakowskiej osady te są zbudowane z klastów wapieni i krzemieni oraz matriksu złożonego głównie z materiału lessowego (**A5**). Na Wyżynie Miechowskiej są to diamiktony zawierające wyłącznie zwietrzelinę margli (**A2**). W Górach Świętokrzyskich diamiktony soliflukcyjne składają się z klastów piaskowców oraz matriksu złożonego ze zwietrzeliny piaskowców oraz ilowców, materiału lessowego oraz piasku eolicznego (**A1**).
- osady pyłowo-ilowe (o miąższości do 1 m), miejscami laminowane. Osady te są zbudowane z materiału lessowego i występują w profilu badanym na Wyżynie Miechowskiej (**A2**).

Identyfikacja osadów soliflukcyjnych na podstawie opisanych wyżej makroskopowych cech litologicznych nie jest możliwa, ponieważ podobne litofacje są formowane również w rezultacie innych procesów redepozycyjnych. Wszystkie cechy opisanych diamiktonów – bimodalna tekstura, masywna struktura, obecność fałdów spływowych oraz struktur obciążeniowych, są uważane za typowe zarówno dla kohezyjnych spływów (*cohesive flows*) (van Steijn i in. 1995, Blikra, Nemec 1998, Nemec, Kazanci 1999) jak i osadów soliflukcyjnych (Jahn 1975, Ballantyne, Harris 1994, **B7**, **A5**). Orientacja długich osi klastów, analogiczna do imbrykacji w osadach fluwialnych, jest typowa dla frontalnych części lobów soliflukcyjnych (Bertran 1993, Harris 1998, Bertran, Texier 1999), jak również charakteryzuje szybkie zatrzymanie „*freezing*” lobów spływowych (Blikra, Nemec 1998, Nemec, Kazanci 1999). Droбноziarniste, laminowane osady powstają zarówno w procesie

soliflukcji jak i spłukiwania (Dylik 1960, Rapp 1960, Lewkowicz 1988, Van Vliet-Lanoë 1998, Blikra, Nemec 1999, Mùcher i in. 2010).

Dopiero analiza mikromorfologiczna dowiodła, że badane osady zostały deponowane w rezultacie soliflukcji. Soliflukcja, jest wyjątkowym procesem stokowym, w którym procesy mrozowe i glebowe (głównie iluwiacja) rozwijają się synchronicznie z bardzo powolnym ruchem osadu (najwyżej 1 m/rok – Matsuoka 2001). Dowodem na depozycję analizowanych osadów w rezultacie soliflukcji była koincydencja mikroskopowych cech, powstałych w rezultacie procesów mrozowych i glebowych z cechami wskazującymi na ruch osadu. (Fig. 1). Zapisem współdziałania procesów mrozowych i glebowych jest warstwowa mikrostruktura (*banded microstructure*) (Fig. 1a, b, c). Powstaje ona, gdy podczas zamarzania osadu tworzą się mikrosoczewki lodu gruntowego a następnie podczas tajania i rozwoju iluwiacji materiał drobnoziarnisty jest gromadzony w szczelinkach, na powierzchni agregatów glebowych i ziarn (Dumanski, Arnold 1966, Van Vliet-Lanoë 1985, Harris 1998). Zapisem procesu przemywania są też strefy osadu złożone głównie z ziarn piasku (Fig. 1c) (por. Van-Vliet Lanoë 1976, Bertran, Texier 1999, Todisco, Bhiry 2008). Ponadto, w analizowanych osadach zaobserwowałam cechy wskazujące na rotacyjny ruch agregatów glebowych i ziarn (Fig. 1d, e). Są to: (i) granularna mikrostruktura (*granular microstructure*), (ii) obecność materiału drobnoziarnistego, deponowanego w rezultacie iluwiacji, na bocznych i dolnych ścianach ziarn. Iluwiacja bez udziału rotacji prowadzi do gromadzenia się tego materiału na górnej powierzchni ziarn, w postaci czapek (*cappings*); (iii) koliste ułożenie ziarn wokół agregatów glebowych, nazywane w badaniach gleb *microcircles* (Morozowa, 1965, Van Vliet-Lanoë 1985, 2010, Todisco, Bhiry 2008) a w badaniach środowiska glacialnego *turbate* (van der Meer 1993, Phillips 2006). Rotacja ziarn/agregatów glebowych jest jednym z mechanizmów procesów soliflukcji (Harris, Ellis 1980, Van Vliet-Lanoë 1985, Bertran, Texier 1999). Jednak rotacja ziarn może też zachodzić w rezultacie postsedymencyjnego zamarzania i odmarzania oraz namakania i wysychania osadu (Brewer 1964, Pawluk 1988, Van Vliet-Lanoë 1988). Zapisem ruchu masowego w badanych osadach jest zgodna z kierunkiem nachylenia stoku orientacja wydłużonych ziarn oraz soczewkowych agregatów glebowych (związanych z warstwową mikrostrukturą). Ponadto, wskaźnikiem ruchu osadu jest obecność licznych fragmentów żelazisto-manganowych mikrokonkrekcji (noduli) oraz ilasto-żelazistych otoczek (*coatings*), powstałych w rezultacie niszczenia cech glebowych oraz ich przemieszczania w dół stoku (Fig. 1d) (por. Van Vliet-Lanoë 1985, Kemp i in. 1998, Todisko, Bhiry 2008).

Soliflukcja to skomplikowany proces, na który składają się głównie: (i) spelzywanie mrozowe, spowodowane powtarzającym się zamarzaniem oraz tajaniem i związanym z tym wzrostem oraz topnieniem soczewek lodu gruntowego, (ii) geliflukcja, czyli powolny spływ osadu w warunkach wysokiego ciśnienia wód porowych (Matsuoka 2001, Harris i in. 2008). Van Vliet-Lanoë (1985) podjęła próbę rozdzielenia tych procesów na podstawie badań mikroskopowych. Według tej badaczki zapisem spelzywania mrozowego jest występowanie

warstwowej mikrostruktury z asymetrycznymi agregatami glebowymi, pokrytymi jedynie na górnej powierzchni materiałem drobnoziarnistym (*cappings*). Natomiast zapisem geliflukcji jest obecność materiału drobnoziarnistego w postaci ciągłych otoczek wokół ziarn (*coatings*). Takiej interpretacji

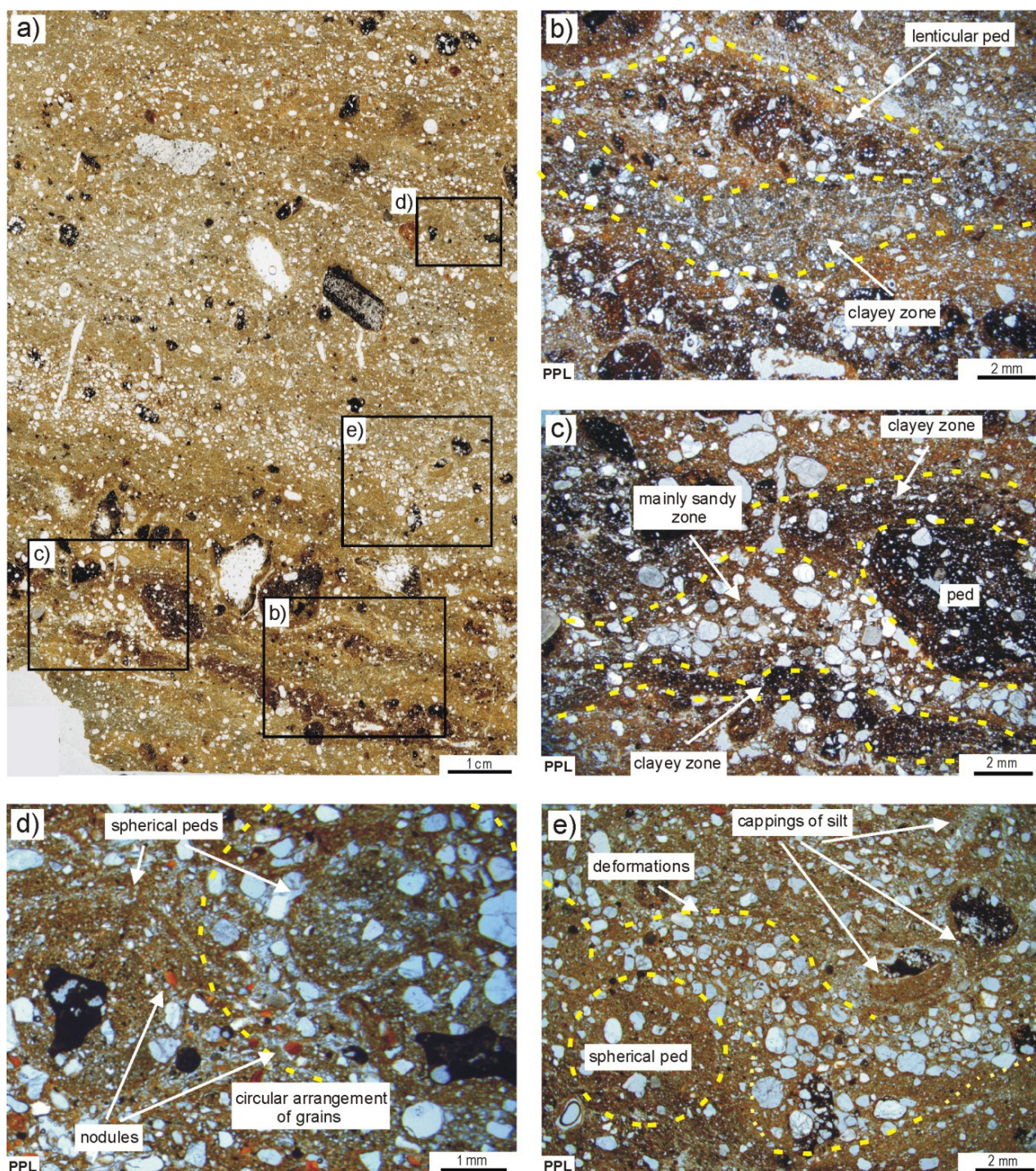


Fig. 1. Mikromorfologiczne cechy osadów soliflukcyjnych: a) diamikton o iłowym matriksie i złożonej mikrostrukturze (masywna, warstwowa, granularna, b) warstwowa mikrostruktura z soczewkowymi agregatami glebowymi oraz strefami złożonymi głównie z łu, c) warstwowa mikrostruktura ze strefą złożoną głównie z ziarn piasku, d) granularna mikrostruktura z kolistym ułożeniem ziarn wokół agregatów glebowych, liczne fragmenty noduli; e) pyłowe czapki (*cappings*) na powierzchni agregatów glebowych, plastyczne deformacje osadu, (według **A1**).

sprzeciwili się Bertran i Texier (1999) argumentując, że procesy spełzywania i soliflukcji zachodzą równocześnie a na ich rozwój mają wpływ: (i) skład ziarnowy – otoczki są związane z frakcją piasku, (ii) tempo rotacji cząstek, kontrolowane przez ich kształt. W swoich badaniach zaobserwowałam, że ciągle otoczki są związane z okrągłymi ziarnami/agregatami natomiast wydłużone ziarna/agregaty są najczęściej jedynie przykryte czapkami (*cappings*) ilu/pyłu. Obie te cechy występowały w jednym szlifie. Zatem badania te potwierdzają, że procesy spełzywania mrozowego i geliflukcji zachodzą równocześnie i nie da się ich rozdzielić na podstawie analizy mikroskopowej.

Osady osuwiskowe (*active-layer detachment*)

Osady osuwiskowe są reprezentowane przez gruboziarnisty diamikton (o miąższości do 2,5 m), o rozproszonym szkielecie ziarnowym, złożony z pakietów/bloków (o grubości do 50 cm i masywnej strukturze). Pod tymi blokami występują nieciągłe warstwy piaszczyste (o miąższości do 10 cm). Orientacja długich osi klastów diamiktonu oraz piaszczystych warstw jest zgodna z kierunkiem nachylenia stoku. Kontakt pomiędzy diamiktonem a podścielającymi piaskami jest erozyjny, jedynie w najniższej części osadów jest on obciążeniowy z obecnością struktur iniekcyjnych typu *flame*. Miejscami, w stropie piasków podścielających diamikton, występują spękania oraz uskoki typu normalnych uskoków listrycznych (*listric normal faults*) (**A1**).

Na depozycję diamiktonu w rezultacie płytkiego, translacyjnego osuwiska blokowego (por. Varnes 1978) wskazuje obecność oddzielnych bloków osadu, będących zapisem krótkiego transportu w relatywnie suchym środowisku, w którym nie dochodziło do mieszania materiału. Koncepcja ta została udokumentowana w mikromorfologicznych badaniach piaszczystej warstwy, występującej pod blokiem diamiktonu. Analizy mikroskopowe wykazały istnienie indywidualnej strefy ścinania/powierzchni poślizgu *shear zone/slip plane*, diagnostycznej dla procesu osuwania. Jej zapisem jest obecność oddzielnych stref (*domains*) ilowych oraz piaszczystych, na kontakcie których występuje charakterystyczna koincydencja mikrostruktur (Fig. 2). Są to struktury deformacyjne, mające postać krzywoliniowo zorientowanych pasm ilowych oraz pasm złożonych z ziarn piasku. Ponadto, obecne są struktury rotacyjne typu *turbate*, polegające na kolistym ułożeniu ziarn wokół centralnie występującego większego ziarna (por. van der Meer 1997). Z tymi strukturami współwystępuje orientacja minerałów ilastych (*plasmic fabric*) typu *striated* oraz *granostriated*. Podobną koincydencję mikrostruktur w osadach reprezentujących powierzchnię poślizgu osuwiska opisali Skempton i in. (1991) oraz Harris i Lewkowicz (1993a). W spągowej części analizowanych osadów występują mikroiniekcje typu *flame* dowodzące, że miejscami osad ulegał upłynnieniu. Obecność mikrostruktur iniekcyjnych w strefie ścinania, w osadach osuwiskowych udokumentowali Harris i Lewkowicz (1993a). Zostały też one opisane w osadach bazalnej części spływu masowego, w środowisku glacialnym (Phillips 2006).

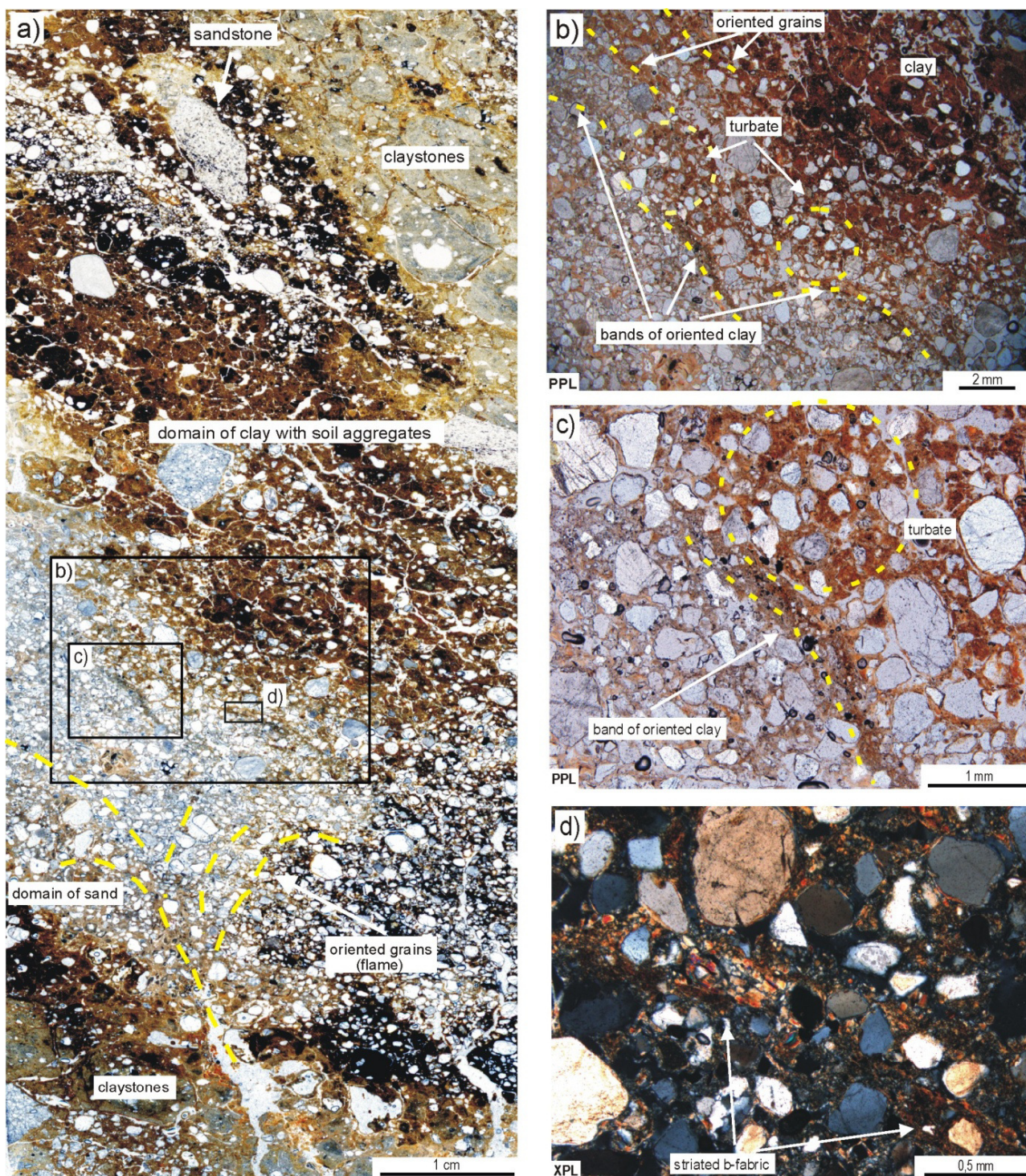


Fig. 2. Mikromorfologiczne cechy osadów reprezentujących powierzchnię poślizgu osuwiska typu *active-layer detachment*. Główne cechy zostały zaznaczone, (według **A1**).

W kontekście przedstawionej interpretacji powierzchnię erozyjną, występującą pomiędzy diamiktonem a podścielającymi piaskami, można identyfikować jako główną powierzchnię poślizgu osuwiska. Obecność kruchych deformacji (spękania, uskoki) w podścielających piaskach wskazuje na rozwój osuwiska w stropie wieloletniej zmarzliny. Nieskonsolidowane, uwodnione podłoże występowało jedynie w najniższej części osuwiska, gdzie powstały struktury iniekcyjne.

W peryglacjalnym środowisku podobne płytkie osuwiska są nazywane *active-layer detachments* a niekiedy *skin flows* (McRoberts, Morgenstern 1974) lub *active-layer glides* (Mackay 1981). Rozwijają się tam one powszechnie na łagodnych stokach (o minimalnym nachyleniu 5° - Lewkowicz 1990), w spągu topniejącej warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny, w warunkach wysokiego ciśnienia wód porowych (m.in. Harris, Lewkowicz 1993b, Lewkowicz, Harris 2005).

Osady spływów masowych (*debris flows*)

Obiektem badań były osady deponowane w rezultacie spływów: (i) kohezyjnych (*cohesive flows*), (ii) niekohezyjnych (*cohesionless flows*) oraz (iii) ziarnowych (*grain flows*). Osady spływów kohezyjnych oraz niekohezyjnych udokumentowałam w badaniach utworów glacialnych, występujących na obszarze Gór Świętokrzyskich (**A3**). Osady spływów ziarnowych opisałam w badaniach peryglacjalnych osadów stokowych na Wyżynie Krakowskiej (**A5**).

Osady spływów kohezyjnych (*cohesive flows*) są reprezentowane przez gruboziarniste diamiktony (o miąższości do 25 cm), o rozproszonym szkielecie ziarnowym, ilowym matriksie i masywnej strukturze. W dystalnej części mają one pokrój lobowy i zawierają fałdy spływowe. Orientacja długich osi klastów jest zgodna z kierunkiem ruchu osadu. Kontakt z podścielającymi osadami jest depozycyjny (**A3**). Badania mikroskopowe potwierdziły dużą zawartość łu w matriksie, z obecnością stref (*domains*) złożonych wyłącznie z łu. Ponadto, badania te wykazały występowanie następujących cech (Fig. 3): *flow tail* – polegająca na obecności ilowych stref na dystalnych powierzchniach ziarn oraz *marble-bed* – polegająca na występowaniu kulistych agregatów obwiedzionych szczelinami. Miejscami spotykane były struktury rotacyjne typu *turbate*, skupienia ziarn (*grain clusters*) z obecnością pokruszonych *in situ* ziarn (*crushed grains*) oraz niewyraźne lineacje w obrębie matriksu. Ponadto, lokalnie zaobserwowałam orientację minerałów ilastych typu *granostriated b-fabric*. Długie osie ziarn szkieletu były zorientowane zgodnie z kierunkiem ruchu osadu.

Podstawą wnioskowania o depozycji analizowanych osadów w rezultacie kohezyjnego spływu były cechy makroskopowe – złe wysortowanie, ilowy matriks, masywna struktura oraz obecność łobów i fałdów spływowych (por. Nemec, Steel 1984, Shultz 1984, Pierson 1985, Zieliński, van Loon 1996). Na kohezyjny spływ wskazuje również depozycyjny kontakt pomiędzy diamiktonem a podścielającymi piaskami (por. Kasprzak, Kozarski 1984, Lachniet i in. 1999). Mikroskopowe cechy, m.in. obecność stref ilowych, zorientowanych zgodnie z kierunkiem ruchu osadu, potwierdziły jego depozycję w rezultacie kohezyjnego spływu, zachodzącego głównie ruchem laminarnym, przy ograniczonym mieszaniu materiału (por. Lachniet i in. 1999, 2001, Menzies, Zaniewski 2003, Phillips 2006). Struktury typu *flow tail* i *marble-bed* są uważane za diagnostyczne dla ilowych (kohezyjnych) spływów masowych (Menzies, Zaniewski 2003).

Ponadto, wyniki przeprowadzonych analiz mikroskopowych pozwoliły nawiązać do dyskusji istniejącej w badaniach osadów środowiska glacialnego. Dyskusja ta dotyczy diagnostycznego znaczenia poszczególnych cech mikroskopowych. Chodzi w niej o to, że wiele z cech początkowo

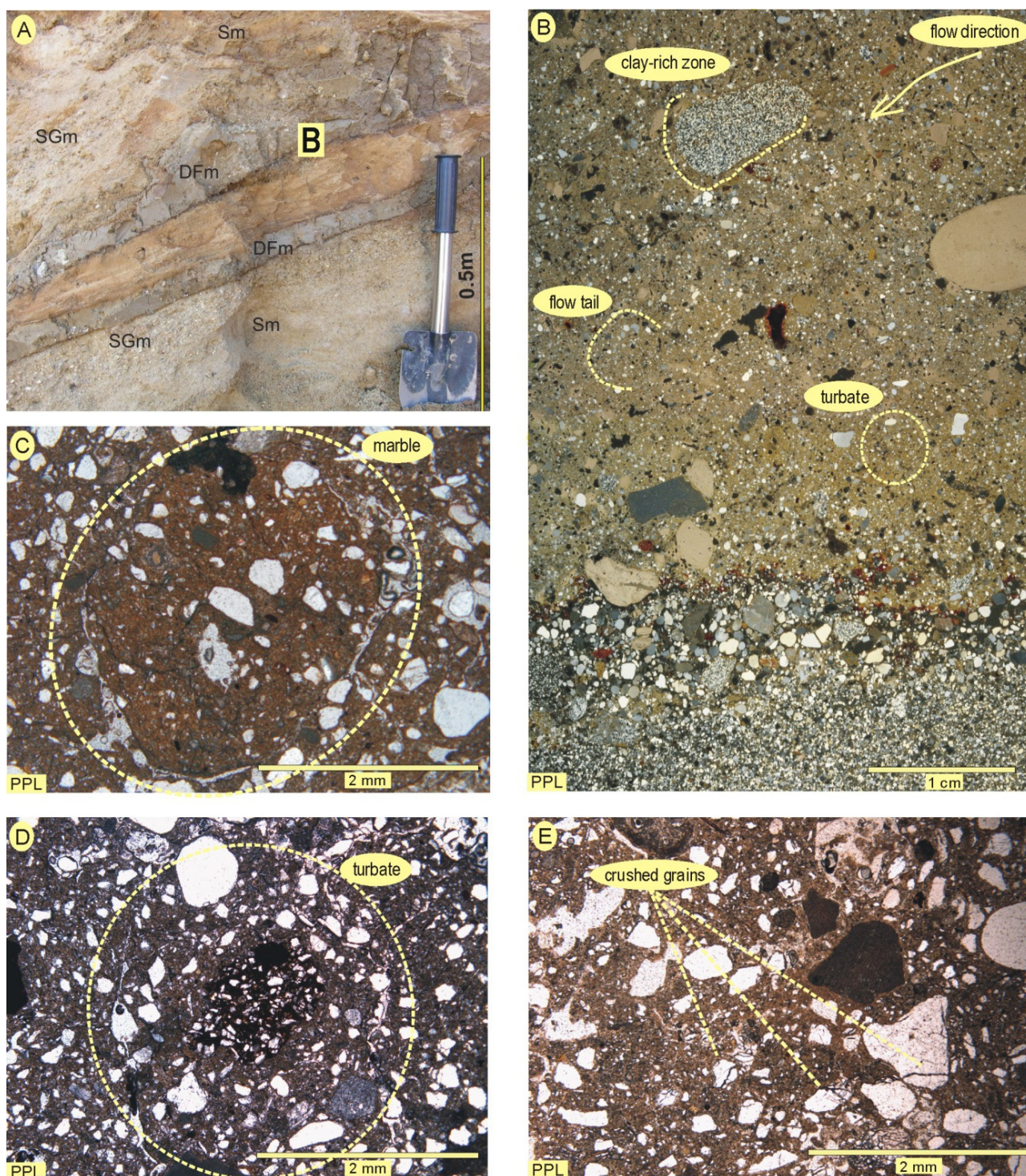


Fig. 3. Mikromorfologiczne cechy osadów kohezyjnego sływu (*cohesive flow*): A – lokalizacja poboru próbek do badań mikroskopowych, B – diamikton ze strukturami typu *flow tail* i *turbate* oraz orientacją klastów zgodną z kierunkiem sływu, C – *marble-bed* mikrostruktura, D – *turbate* mikrostruktura, E – pokruszone *in situ* ziarna, (według A3).

uważanych za diagnostyczne dla glin subglacialnych w późniejszych badaniach znaleziono również w osadach spływów masowych (Lachniet i in. 1999, Menzies, Zaniewski 2003, Phillips 2006). Jak wyżej wspomniałam makro- i mikroskopowa charakterystyka analizowanych osadów wskazuje na depozycję w rezultacie kohezyjnego spływu. Jednak opisane cechy mikroskopowe mogą również charakteryzować glinę formowaną w strefie submarginalnej, podczas sezonowych zmian klimatu, powodujących postsedymენტacyjne przeobrażanie gliny przez procesy mrozowe oraz procesy związane z migracją wód porowych (por. Hiemstra, van der Meer 1997, Hiemstra 2001, Hiemstra, Rijdsdijk 2003, Evans, Hiemstra 2005).

Osady spływów niekohezyjnych (*cohesionless flows*) są reprezentowane przez gruboziarnisty diamikton (o miąższości do 1,5 m), o rozproszonym szkielecie ziarnowym (z koncentracją największych klastów w spągowej części osadu) i piaszczysto-iłowym matriksie. Struktura diamiktonu jest masywna z występującymi w spągowej części nieciągłymi warstewkami pyłowymi (o grubości do 2 cm). Orientacja długich osi klastów jest zgodna z kierunkiem ruchu osadu, jedynie w dystalnej części dodatkowo występuje orientacja pionowa. Kontakt z podścielającymi osadami jest obciążeniowy (**A3**). Mikroskopowa analiza wykazała, że matriks diamiktonu zawiera niewielkie ilości frakcji iłowej. Osad jest słabo shomogenizowany – składa się on ze stref (*domains*) zbudowanych wyłącznie z piasku i pyłu (o zwartym szkielecie ziarnowym) oraz miejscami spotykanych stref pyłowo-iłowych (Fig. 4b). Obecne są struktury lineacyjne, zarówno w obrębie matriksu (*matrix lineation*) jak ziarn (*grain lineation*) (Fig. 4c). W strefach zawierających ił spotykane są struktury typu *turbate* (Fig. 4d). Długie osie ziarn szkieletu są miejscami zorientowane zgodnie z kierunkiem ruchu osadu a miejscami występuje orientacja pionowa. Osad odznacza się dużą mikroporowatością (Fig. 4e). Nie zaobserwowałam orientacji minerałów ilastych (*undifferentated plasmic fabric*).

O depozycji diamiktonu w rezultacie niekohezyjnego spływu, przejściowego pomiędzy spływem ziarnowym a spływem kohezyjnym, świadczy koincydencja cech wiązanych z tymi dwoma typami przemieszczeń. Na uwodniony, niekohezyjny spływ wskazuje niewielka zawartość iłu oraz masywna struktura (por. Eyles 1979, Nemec, Steel 1984, Zieliński, van Loon 1996, Dasgupta 2003). Ponadto, pionowa orientacja klastów, widoczna zarówno w makro- jak i mikroskali, może być tłumaczona „zatapianiem” klastów w materiale drobnoziarnistym podczas depozycji uwodnionego osadu (por. Ruszczyńska-Szenajch 1998). Cechami wskazującymi na spływ kohezyjny jest obecność pyłowych warstewek oraz koncentracja dużych klastów, w spągowej części diamiktonu. Te cechy sygnalizują deformacje powstałe w rezultacie ścinania przy udziale spływu laminarnego (*sheared sediment* – Postma i in. 1983, Nemec, Steel 1984). Badania mikroskopowe potwierdziły wniosek o depozycji osadu w rezultacie niekohezyjnego, uwodnionego spływu. Wskazuje na to stopień homogenizacji osadów – obecność stref (*domains*) rozdzielonych lineacjami (por. Menzies, Zaniewski 2003) oraz obecność mikrostruktur typu *turbate*,

będących zapisem turbulentnego ruchu matriksu, przy udziale wód porowych (por. Lowe 1976, Lachniet i in. 2001, Phillips 2006). Na uwodnienie spływu wskazuje też duża porowatość osadu oraz brak orientacji minerałów ilastych (*undifferentated plasmic fabric*) (por. Kilfeather i in. 2008).

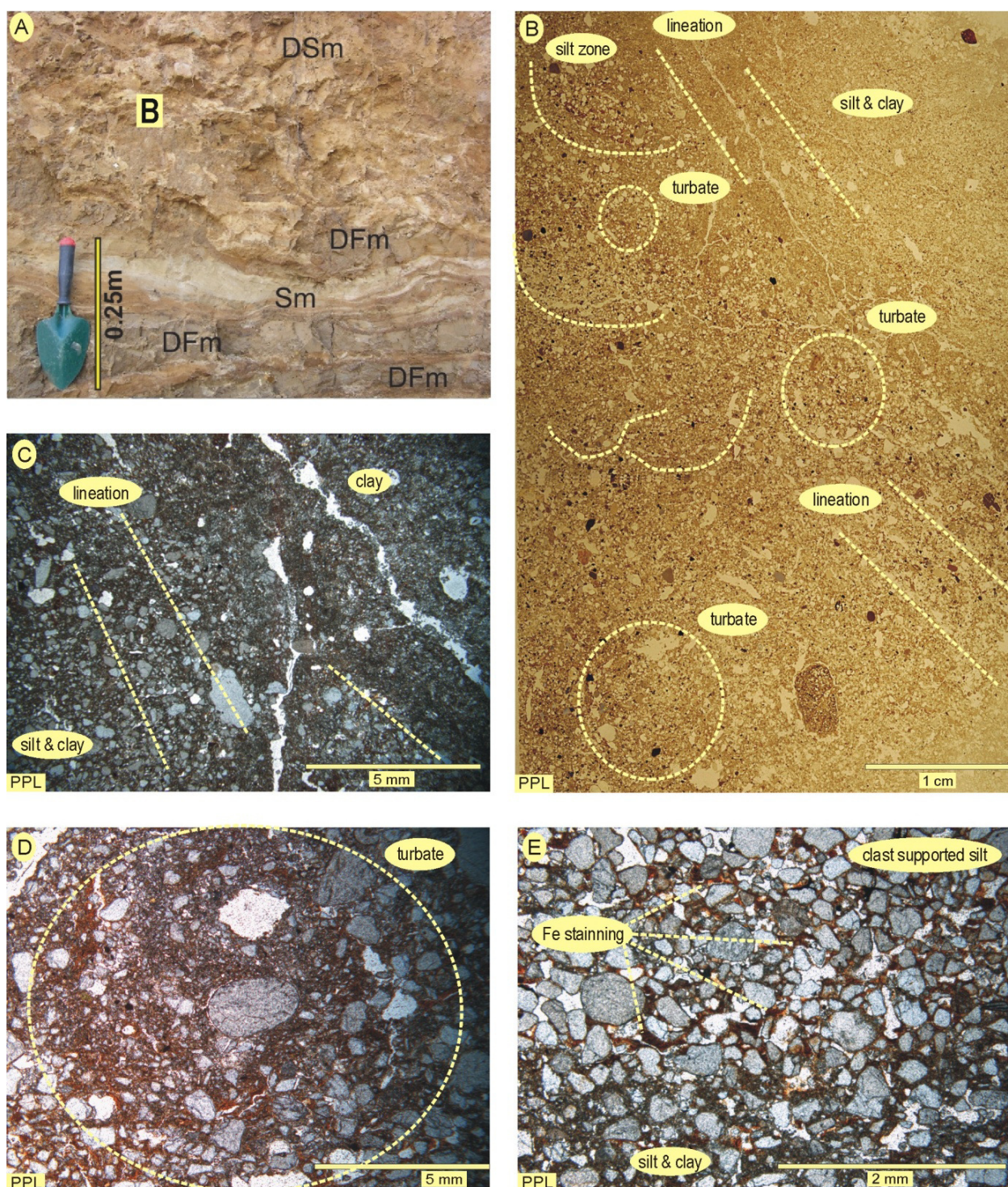


Fig. 4. Mikroskopowe cechy osadów deponowanych w rezultacie niekohezyjnego spływu (*cohesionless flow*): A – lokalizacja poboru próbki do badań mikroskopowych, B – diamikton złożony ze stref (*domains*) piaszczysto-pyłowych oraz pyłowo-iłowych. Struktury deformacyjne typu lineacji (*grain lineation* oraz *matrix lineation*) oraz *turbate*; C – lineacja ziarn na kontakcie stref (*domains*) osadów, D – *turbate* mikrostruktura, E – mikropory typu *packing voids* zawierające wytrącenia tlenków żelaza i manganu, (według A3).

Osady spływów ziarnowych (*grain flows*) to gruboziarniste diamiktony o zwartym szkielecie ziarnowym, homogeniczne, masywne. Orientacja długich osi klastów jest zgodna z kierunkiem nachylenia stoku. Kontakt z osadami podłoża jest miejscami erozyjny. Diamiktony te są złożone z klastów wapieni oraz lessowego matriksu i występują w postaci cienkich przewarstwień (o miąższości do 50 cm) w profilu lessowym, zlokalizowanym u podnóża stromego stoku (**A5**).

Na depozycję tych diamiktonów w rezultacie cienkich spływów ziarnowych wskazuje zwarty szkielet oraz homogeniczność osadu (por. Lowe 1976, Nemec, Steel 1984, Postma 1986, Blikra, Nemec 1998). Spływy takie rozwijają się w obrębie niekohezyjnego materiału na stromych stokach (por. Kotarba, Strömquist 1984, Blikra, Nemec 1998).

Osady deponowane w rezultacie splukiwania – „deluwia”

Osady deponowane w rezultacie splukiwania są reprezentowane przez dwie litofacje o następujących cechach teksturalno-strukturalnych:

- osady drobnoziarniste, pyłowo-iłowe lub piaszczysto-iłowe, miejscami zawierające warstewki gruzowe (o miąższości do 2 cm) i/lub pojedyncze klasty o średnicy do kilkunastu cm. Struktura tych osadów jest często masywna, miejscami występuje laminacja (pozioma lub falista). Kontakt z osadami podłoża jest erozyjny lub depozycyjny (**A5**, **A2**, **A1**). Na Wyżynach Krakowskiej i Miechowskiej (**A5**, **A2**) są to „deluwia” lessowe o miąższości do 6 m;
- diamikton (o miąższości do 1,5 m) masywny, złożony z klastów piaskowców oraz piaszczysto-pyłowego matriksu. Występuje w nim normalne uziarnienie frakcjonalne. Spągowa część diamiktonu jest gruboziarnista (klasty o średnicy do 25 cm) i odznacza się zwartym szkieletem ziarnowym. Ku stropowi rozmiary klastów maleją a szkielet ziarnowy staje się rozproszony. Orientacja długich osi klastów jest bezładna. Kontakt z osadami podłoża jest erozyjny. Diamikton ten występuje w postaci ciągłej pokrywy na powierzchni badanego obszaru, w Górach Świętokrzyskich (**A1**). Był on wcześniej wiązany z soliflukcją (Klatka 1962, Filonowicz 1969).

Identyfikacja drobnoziarnistych „deluwiów” na podstawie badań makroskopowych nie zawsze jest możliwa. Głównymi cechami różniącymi „deluwia” lessowe od lessu są obecność laminacji oraz erozyjny kontakt z osadami podłoża. Jednak cechy te nie zawsze są makroskopowo widoczne, często zostają one zatarte przez procesy glebowe. Ponadto, jak wyżej wspomniałam, drobnoziarniste osady laminowane mogą też być formowane w rezultacie soliflukcji. Zatem identyfikację deluwiów w pracach **A2** i **A1** oparłam na badaniach mikroskopowych. W pracy **A1** obiektem badań były makroskopowo masywne osady, występujące w postaci zdeformowanych warstw (o miąższości do 8 cm) na powierzchni bloków opisanego wyżej diamiktonu, związanego z osuwiskiem (*active-layer detachment*). Badania te dowiodły depozycji osadów w rezultacie splukiwania. Świadczy o tym mikroskopowo widoczna laminacja, z obecnością lamin o różnym

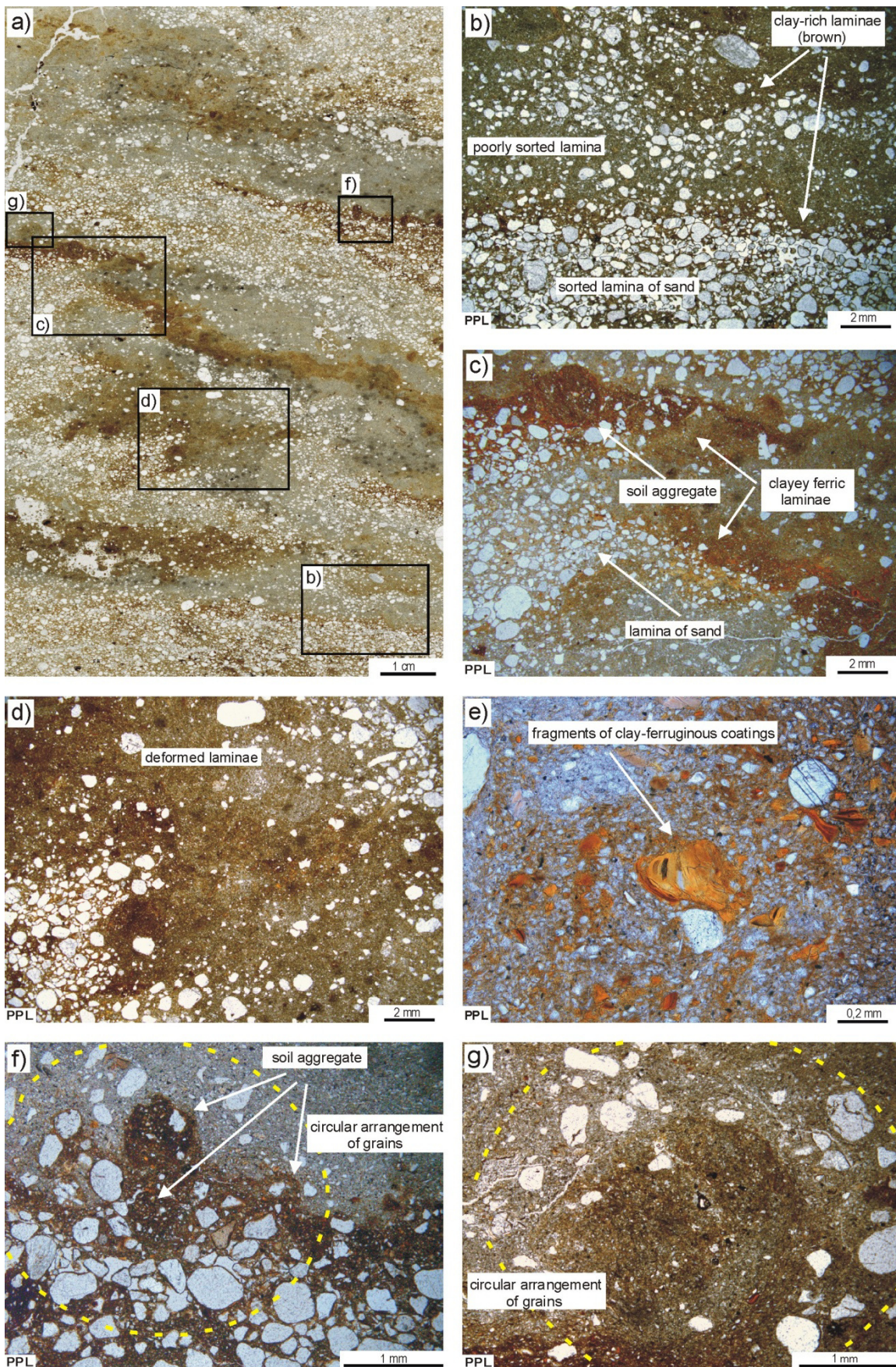


Fig. 5. Mikromorfologiczne cechy osadów deponowanych w rezultacie splukiwania o małej energii przepływu. Główne cechy zostały zaznaczone, (według A1).

stopniu wysortowania – laminy piaszczyste, ilowe, oraz diamiktonowe (Fig. 5a, b) (por. Mùcher, De Ploey 1977, Bertran, Texier 1999). Mùcher i De Ploey (1977) uważają, że wysortowane części osadu są formowane w rezultacie splukiwania bez udziału przemieszczeń spowodowanych kroplami deszczu, natomiast Bertran i Texier (1999) są zdania, że reprezentują one szybką akumulację osadu. Splukiwanie miejscami zachodziło ruchem turbulentnym. Wskazuje na to obecność mikrostruktur typu *turbate* (Fig. 5f, g) oraz orientacja minerałów ilastych typu

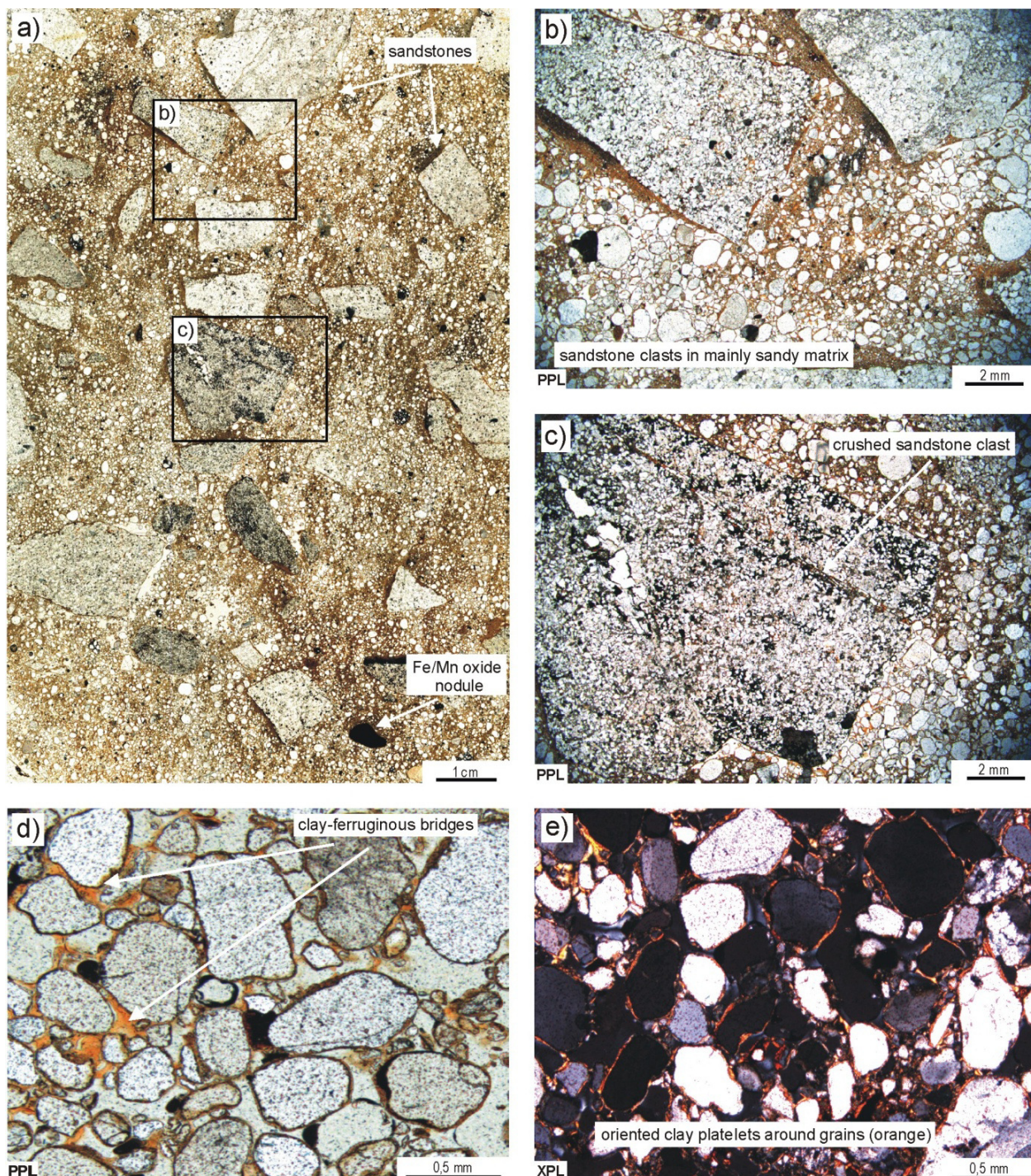


Fig. 6. Mikromorfologiczne cechy osadów deponowanych w rezultacie splukiwania o dużej energii przepływu. Główne cechy zostały zaznaczone, (według A1).

granostriated b-fabric (por. Menzies, Zaniwski 2003, Phillips 2006). Laboratoryjne eksperymenty wykazały, że splukiwanie może zachodzić ruchem turbulentnym (Mücher, De Ploey 1977). Redepozycji ulegał materiał glebowy. Dowodzi tego obecność agregatów glebowych, fragmentów ilasto-żelazistych otoczek oraz lamin zawierających materię organiczną i/lub tlenki żelaza (Fig. 5c, e, f) (por. Mücher i in. 1981, **A2**). Występujące w tych osadach struktury deformacyjne (fałdy, budinaż) (Fig. 5a, c, d), widoczne również w makroskali, powstały w rezultacie postdepozycyjnej subsydencji oraz kompaktacji osadów.

Przeprowadziłam również analizę mikroskopową matriksu gruboziarnistego diamiktonu wiązanego wcześniej z soliflukcją (Klatka 1962, Filonowicz 1969). Analiza ta ujawniła homogeniczny osad, złożony z bezładnie zorientowanych klastów piaszczystych oraz głównie piaszczystego matriksu (Fig. 6a, b, c). Pomiedzy ziarnami piasku występowały mostki (*bridges*) ilasto-żelaziste (Fig. 6d). Miejscami występowała *granostriated b-fabric*, polegająca na kolistym ułożeniu minerałów ilastych wokół ziarn (Fig. 6e).

Diamikton ten wiąże ze splukiwaniem o dużej energii przepływu. Wskazują na to, widoczne zarówno w makro- jak i mikroskali: gruboziarnisty skład, stopień wysortowania, masywna struktura, brak struktur deformacyjnych oraz bezładna orientacja długich osi klastów (por. Rapp 1960, Strömquist 1983, Blikra, Nemec 1998). Bertran i Texier (1999) opisali podobną mikrofację ze stożka napływowego w Alpach Francuskich, którą interpretowali jako osad spływu przeciążonego unoszonym materiałem (*hyperconcentrated flow* – Lowe 1982). Widoczne w makroskali normalne uziarnienie frakcjonalne jest zapisem depozycji z zawiesiny w warunkach malejącej energii przepływu. Obecność mostków (*bridges*) ilasto-żelazistych wiąże z postdepozycyjnymi procesami iluwialnymi. Podobne, lecz pyłowe mostki są związane z przemieszczaniem cząstek przez wody porowe w warunkach malejącej energii spływu (Texier, Meireles 2003). Występowanie *granostriated b-fabric* tłumaczę postsedymentacyjnymi procesami – mrozowymi lub/i zmianami uwodnienia osadu (por. Brewer 1964, Pawluk 1988).

Paleośrodowiskowa/stratygraficzna interpretacja peryglacialnych pokryw stokowych

Paleośrodowiskowa/stratygraficzna interpretacja osadów stokowych jest na wielu obszarach nierozwiązanym zagadnieniem badawczym. Problem ten ma szczególne znaczenie w badaniach osadów peryglacialnych, występujących na stokach gór i wyżyn północnej i środkowej Europy, gdzie są one często jedynym zapisem plejstocenu. W stratygraficznej interpretacji peryglacialnych osadów stokowych najczęściej nie sprawdzają się metody powszechnie stosowane w badaniach osadów czwartorzędowych. Powodem tego jest brak osadów organicznych, których obecność umożliwiłaby datowanie wieku bezwzględnego oraz silne oboczne zróżnicowanie osadów, które często uniemożliwia wyznaczenie serii przewodnich i względną korelację stratygraficzną.

To zróżnicowanie osadów jest spowodowane licznymi uwarunkowaniami przebiegu procesów stokowych – budową geologiczną podłoża oraz związaną z nią litologią pokryw stokowych, nachyleniem stoku, klimatem oraz szatą roślinną. Podstawą paleośrodowiskowej/stratygraficznej interpretacji pokryw stokowych jest analiza klimatycznych warunków przebiegu procesów stokowych oraz ich sukcesji w kontekście pozostałych uwarunkowań. Możliwość dokonywania takich rekonstrukcji jest dyskusyjnym zagadnieniem. Istnieje pogląd, że osady te, ze względu na lokalne uwarunkowania przebiegu procesów stokowych, nie stanowią dobrej podstawy do wnioskowania o paleoklimacie (van Steijn i in. 1995). Jednak istnieją również badania wskazujące, że sedymentologiczna analiza osadów stokowych daje podstawę do interpretacji paleoklimatycznych (m.in. Bertran i in. 1994, González Díez i in. 1996, Matthews i in. 1997).

W badaniach na Wyżynach Krakowskiej (**A5**) oraz Miechowskiej (**A2**) podjęłam próbę litostratygraficznej korelacji pokryw stokowych. Na obszarach tych osady stokowe współwystępują z lessem, którego obecność odegrała istotną rolę w tych badaniach. Ponadto, w profilu osadów analizowanym na Wyżynie Miechowskiej, danych do wnioskowania o stratygrafii dostarczyły poziomy gleb kopalnych oraz horyzonty struktur mrozowych.

Rezultaty

Przeprowadzone badania dowiodły, że sedymentologiczna analiza pokryw stokowych może być podstawą regionalnej rekonstrukcji paleośrodowiskowej/stratygraficznej. Na Wyżynie Krakowskiej będące obiektem badań pokrywy stokowe, powstały w górnym vistulianie, w okresie sedymencji najmłodszego poziomu lessu oraz po zakończeniu jego sedymencji – u schyłku vistulianu i w holocenie. Sukcesja analizowanych osadów jest zapisem następujących faz klimatu (Fig. 7):

- klimat zimny i wilgotny, narastanie wieloletniej zmarzliny – początkowa faza sedymencji lessu, pokrywy zwietrzelinowe, osady usypiskowe, osady spływów małej gęstości (spływów ziarnowych), osady soliflukcyjne i/lub spływów dużej gęstości (spływów kohezyjnych),
- klimat bardzo zimny i suchy, kontynentalny, wieloletnia zmarzlina – sedymencja lessu, luka erozyjna obejmująca górne części lessu,
- klimat zimny i wilgotny, początkowa faza wytapiania wieloletniej zmarzliny – luka erozyjna obejmująca osady deponowane w rezultacie procesów stokowych,
- klimat wilgotny, intensywne wytapianie wieloletniej zmarzliny – „deluwia” lessowe.

Ponadto, badania te pozwoliły prześledzić rolę czynnika morfologicznego w formowaniu osadów stokowych. Udokumentowałam, że w zależności od rzeźby stoków zapisem tych samych warunków klimatu – zimnego i wilgotnego, podczas narastania oraz zaniku wieloletniej zmarzliny są różne typy osadów stokowych (Fig. 7):

- podnóża ścian skalnych – osady usypiskowe,
- strome stoki – osady spływów o małej gęstości (spływów ziarnowych),
- łagodne stoki – osady soliflukcyjne i/lub gęstych spływów (spływów kohezyjnych).

Synchroniczny rozwój odpadania, spływów ziarnowych oraz soliflukcji i/lub spływów kohezyjnych dowodzi, że zaistnienie tych procesów było w równym stopniu uwarunkowane rzeźbą stoków jak klimatem. Spłukiwanie rozwijało się na całym obszarze, niezależnie od rzeźby stoków, w warunkach bardzo wilgotnego środowiska, związanego z intensywnym wytapianiem wieloletniej zmarzliny, u schyłku wistulianu.

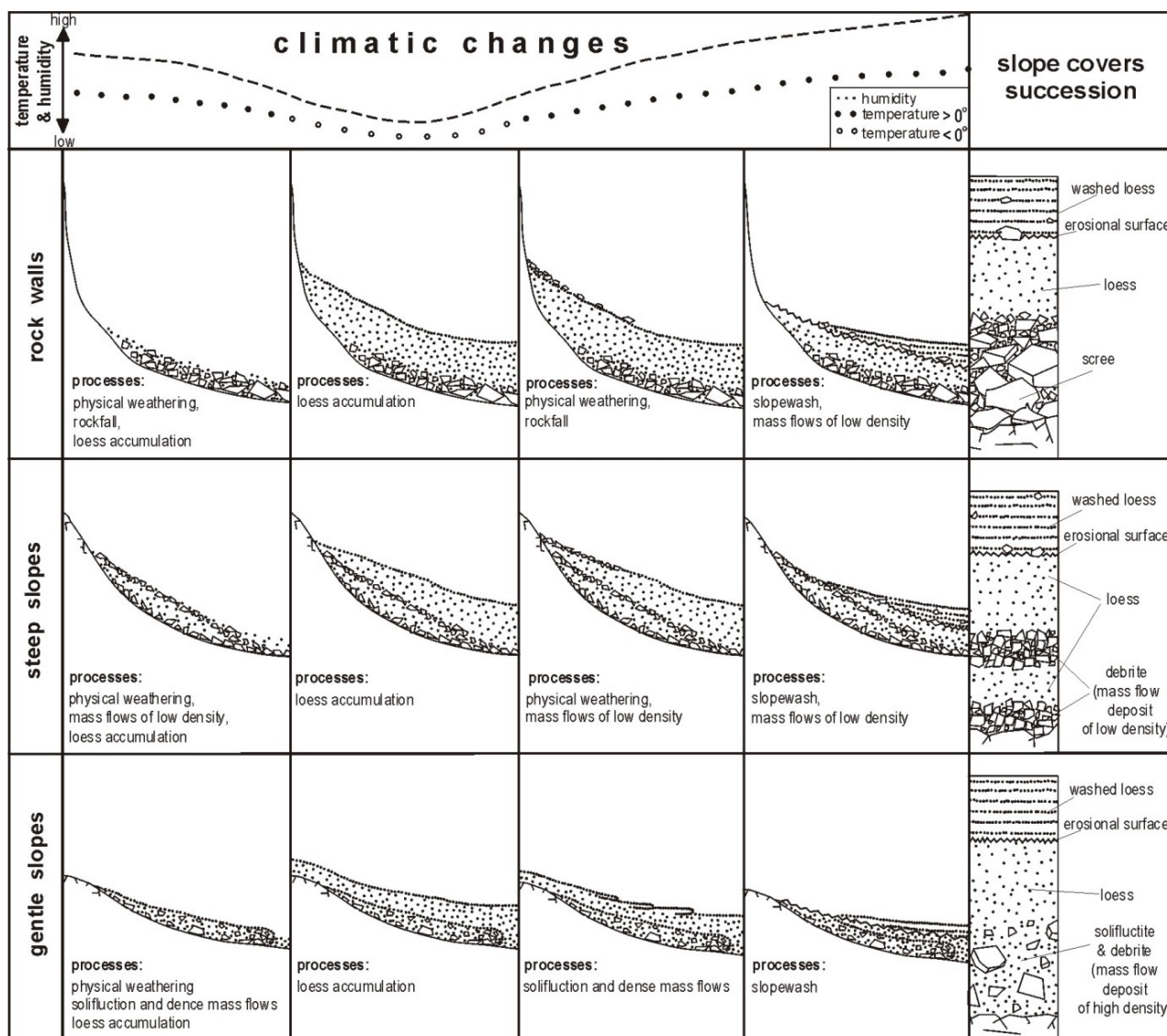


Fig. 7. Zapis zmian klimatu w sukcesji peryglacialnych pokryw stokowych, w zależności od rzeźby stoków, (według A5).

Na Wyżynie Miechowskiej przedmiotem badań był rzadki profil, zlokalizowany na zboczu doliny, w którym osady stokowe współwystępują z osadami rzeczny, lessem, poziomami gleb kopalnych oraz horyzontami struktur mrozowych (A2) (Fig. 8). W rezultacie szczegółowych badań

(makro- i mikroskopowych) osadów, struktur mrozowych oraz gleb (analizę właściwości gleb przeprowadzili współautorzy – Marek Drewnik i Marcin Żyła) ustaliłam sekwencję zmian warunków paleośrodowiskowych/klimatycznych, którą porównałam z datowanymi profilami lessowymi na obszarze Polski (m.in. Jersak 1973, Maruszczak 1986, 1991) a zwłaszcza z reperowym dla centralnej Polski profilem Odonów (m.in. Jersak i in. 1992, Dwucet, Śnieszko 1996). Ponadto, przeprowadziłam porównanie ze stratygraficznymi schematami lessu w Zachodniej Europie (m.in. Huijzer, Isarin 1997, Haesaerts, Mestdagh 2000, Antoine i in. 2001, Guiter i in. 2003) oraz Ukrainie i Rosji (m.in. Bogutsky 1986, Morozova, Nechajew 1997, Haesaerts, Mestdagh 2000, Bogutsky, Łanczont 2007, Jary 2009, Jary, Ciszek 2013). Te porównania wykazały, że ustalona sekwencja zmian warunków paleośrodowiskowych odpowiada udokumentowanej w literaturze chronologicznej sekwencji, reprezentującej okres od interglacjału eemskiego po holocen.

Przewodnim poziomem przeprowadzonej korelacji jest wyraźny poziom odwapnienia z dobrze rozwiniętą glebą płową (*Luvisol, Lessivè*) występujący w stropie żwirów margli (Fig. 8, Unit A). Poziom ten jest zapisem długotrwałej stabilizacji stoku, intensywnego rozwoju wietrzenia chemicznego oraz procesów glebowych. Reprezentuje on ciepły okres rangi interglacjału i jest wiązany z interglacjałem eemskim, podczas którego gleba leśna była formowana w Europie – od wybrzeży Oceanu Atlantyckiego po centralną Rosję (por. Bogutsky 1986, Morozova, Nechajew 1997, Vandenberghe i in. 1998, Haesaerts, Mestdagh 2000, Guiter i in. 2003, Bogutsky, Łanczont 2007). Gleba ta została również udokumentowana w licznych badaniach na obszarze miechowskiego płata lessowego (m.in. Jersak 1973, Maruszczak 1991, Jersak i in. 1992, Dwucet, Śnieszko 1996, Mroczek 2008). Depozycję, występujących w podłożu gleby żwirów margli można wiązać z zimnym okresem poprzedzającym interglacjał eemski, w którym rozwijały się rzeki roztokowe (por. Vandenberghe 1993, 2001, Zieliński, Goździk 2001, Zieliński 2007). Powyższa interpretacja znajduje potwierdzenie w sekwencji szczelin rozcinających glebę płową oraz osadów przykrywających tę glebę (Fig. 8, Units A i B). Dehydratacyjne szczeliny (*desiccation cracks*) oraz żyły gruntowe (*soil wedges*) (I generacja) powstały w warunkach chłodnego klimatu, podczas wczesnego vistulianu. Oba te typy struktur w podobnej pozycji stratygraficznej zostały udokumentowane w profilach lessowych na obszarze wyżyn południowopolskich (Jersak 1973, Maruszczak 1986, Waga 1987, Jersak i in. 1992, Jary 2009, Jary, Ciszek 2013). Żył gruntowe (*soil wedges*) powszechnie występują w tej samej pozycji na Ukrainie i w Rosji (*Torchin cryogenic stage phase "a"*— Bogutsky 1986, *Smoleńsk cryogenic stage phase "a"*— Morozova, Nechajew 1997). Szczeliny powstałe w rezultacie wysychania (*desiccation cracks*) spotykane są w profilach lessowych w zachodniej Europie (*Grande Pile, Les Echets and Velay, Herning/Melisey I stadial*) (por. Haesaerts, Mestdagh 2000). Późniejsza część wczesnego vistulianu w analizowanym profilu, jest zapisem następujących procesów: (i) splukiwanie, (ii) procesy glebowe (*Colluviall Soil*), (iii) rozwój żył gruntowych (*soil wedges*) (II generacja).

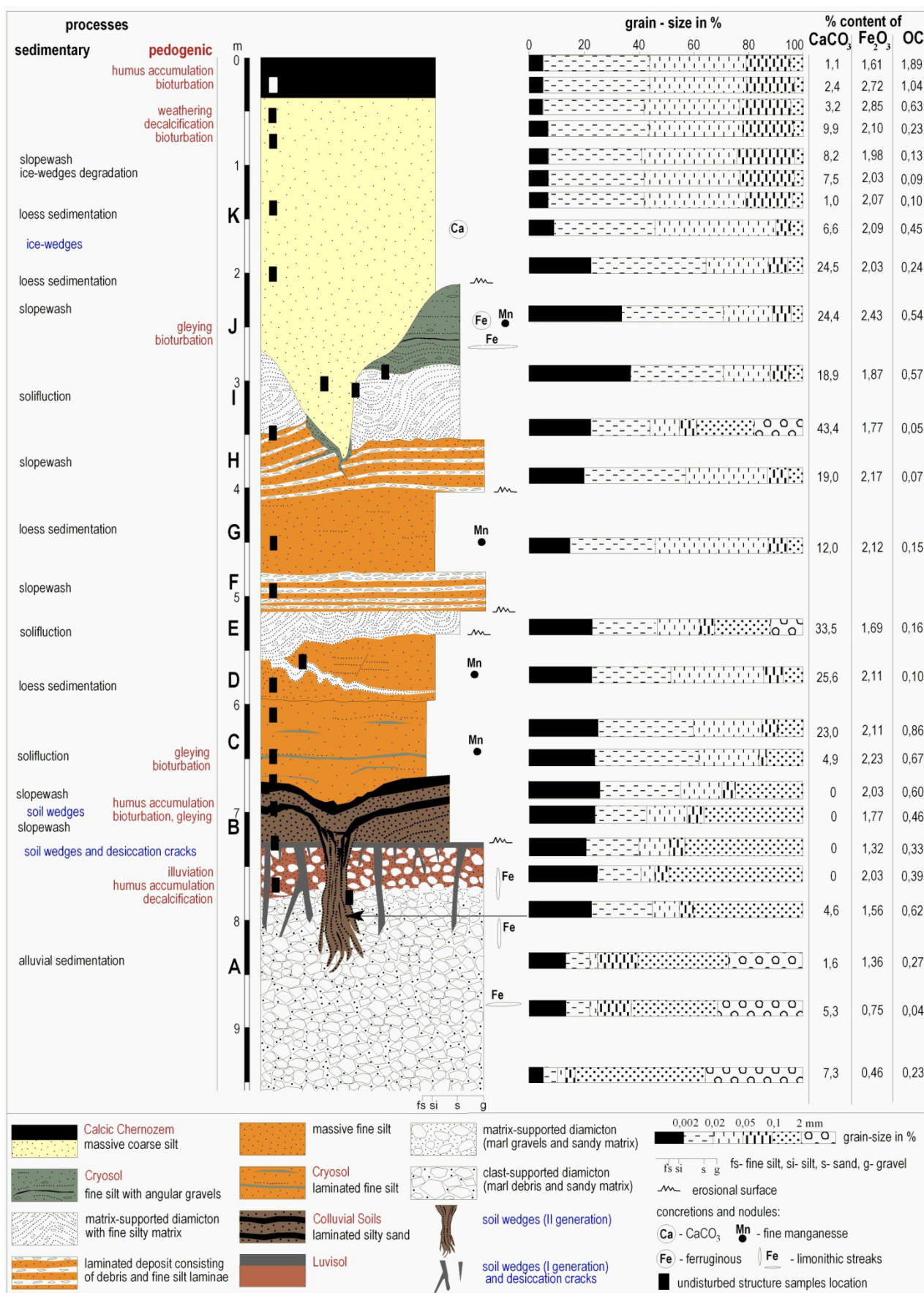


Fig. 8. Sekwencja procesów sedymentacyjnych, glebowych oraz mrozowych w profilu Niedźwiedź (Wyżyna Miechowska), (według A2).

Zapisek początków dolnego pleniglacjału (*Lower Pleniglacial*), podczas którego miała miejsce sedymentacja lessu (Less młodszy IIa w Polsce, Khotylevo less w Rosji, Less 4b na Ukrainie) w analizowanym profilu są osady soliflukcyjne, złożone z materiału lessowego, w spągowej części przeobrażone przez procesy glebowe (*Cryosol*) (Fig. 8, Unit C). W Polsce ten poziom lessu jest opisywany jako gliniasty osad, formowany przy udziale procesów stokowych i przeobrażony przez procesy glebowe (Jersak 1973, Maruszczak 1986, Jersak i in. 1992, Jary 2009, Jary, Ciszek 2013). Te cechy lessu są spowodowane powolną sedymentacją na wilgotnym podłożu (Jersak 1973). Również w zachodniej Europie sedymentacja lessu w tym okresie była ograniczona (Antoine i in. 2001) i współdziałały z nią procesy stokowe (np. Van Vliet-Lanoë 1985). Dalszą część dolnego pleniglacjału w analizowanym profilu reprezentuje less (Fig. 8, Units D i G), osady soliflukcyjne (Unit E) oraz „deluwia” (Unit F). Ten kompleks osadów jest zapisek dalszej sedymentacji lessu w stosunkowo wilgotnym środowisku, umożliwiającym synchroniczny rozwój procesów stokowych. Badania tego poziomu lessu na obszarze Europy generalnie wskazują na sedymentację w warunkach postępującego ochładzania się klimatu i narastania wieloletniej zmarzliny (np. Van Vliet-Lanoë 1998, Vandenberghe i in. 1998). Jednak zostały też udokumentowane w tym okresie krótkie fazy ocieplenia klimatu (Guiter i in. 2003), warunkujące rozwój procesów stokowych.

Dalsza część profilu (Fig. 8, Units H, I, J) jest zapisek zahamowania sedymentacji lessu oraz rozwoju procesów redepozycyjnych – splukiwania (Unit H) oraz soliflukcji (Unit I). W stropie osadów soliflukcyjnych rozwinęła się gleba kriogeniczna (*Cryosol*) (Unit J). Gleba ta rozdziela w profilu dwa poziomy lessów vistuliańskich i odpowiada poziomowi glebowemu, powszechnie opisywanemu na obszarze europejskiego pasa lessowego, korelowanemu z interstadiem hengelo. W Polsce jest to poziom komorniki (Jersak i in. 1992), na Ukrainie – *Dubno soil* (Bogutsky 1986, Bogutsky, Łanczont 2007), w Rosji – *Bryansk soil* (Morozova, Nechajew 1997). Również w zachodniej Europie w tym okresie udokumentowano procesy glebowe – *Subarctic soils* (m.in. Vandenberghe i in. 1998). Rozwój procesów stokowych w tym poziomie dokumentują liczne badania (m.in. Kozłowski, Sobczyk 1987, Alexandrowicz 1995, Dwucet, Śnieszko 1996, **B5**).

W analizowanym profilu najmłodszy poziom lessu vistuliańskiego jest reprezentowany przez pył masywny (Fig. 8, Unit K). Rozcinające ten poziom lessu pseudomorfozy po klinach lodowych (*ice wedge casts*) odpowiadają kriogenicznemu horyzontowi, powszechnie występującemu w Europie i Rosji (por. Vandenberghe i in. 1998, Murton, Kolstrup 2003, Jary, 2009, Jary, Ciszek 2013). Występujące w stropie kriogenicznych struktur powierzchni erozyjne powstały w rezultacie procesów termokrasowych oraz splukiwania, związanych z wytapianiem wieloletniej zmarzliny w późnym glacjału (*Late Glacial* – Kozarski 1993). Występująca w stropie lessu gleba typu *Calcic Chernozem*, *Siltic* jest zapisek holocenńskich procesów glebowych.

Rezultaty badań przedstawionego profilu są przyczynkiem do dyskusji dotyczącej litostratygraficznej interpretacji peryglacialnych pokryw stokowych na obszarach lessowych. Prezentowana interpretacja opierała się po części na prawidłowościach wykazanych w badaniach lessów, w których podstawą litostratygraficznej analizy jest obecność poziomów lessu oraz poziomów gleb kopalnych. Poziomy lessu są zapisem mroźnego klimatu kontynentalnego oraz obecności wieloletniej zmarzliny (glacjał/stadiał). Gleby kopalne są zapisem ocieplenia klimatu, zahamowania sedymentacji lessu oraz rozwoju szaty roślinnej. W zależności od typu oraz stopnia rozwoju gleby może to być interglacjał, interstadiał lub krótki okres ocieplenia klimatu i stabilizacji stoków w peryglacialnym środowisku (m.in. Catt 1991, Konecka-Betley 1994, Huijzer, Isarin 1997, Kemp 1999, Fedoroff i in. 2010).

W prezentowanych badaniach danych do wnioskowania o stratygrafii dostarczyły również struktury mrozowe – pseudomorfozy po klinach lodowych (*ice wedge casts*) oraz żyły gruntowe (*soil wedges*). Paleoklimatyczna wymowa tych struktur jest przedmiotem dyskusji, ponieważ na ich formowanie oprócz temperatury powietrza mają wpływ inne czynniki warunkujące rozwój lodu gruntowego, takie jak: litologia podłoża, rzeźba i ekspozycja stoków, pokrywa śnieżna, siła i kierunki wiatrów (Dylik 1966, Black 1969, Goździk 1973, Romanovskij 1973, Van Vliet-Lanoë 1985, Murton, Kolstrup 2003). Analiza struktur mrozowych w badanym profilu oraz ich powszechne występowanie w tej samej pozycji stratygraficznej w profilach lessowych na obszarze Europy i Rosji, potwierdza ich znaczenie dla stratygraficznych interpretacji. Struktury te powstają w zimnym klimacie, umożliwiającym rozwój lodu gruntowego. Pseudomorfozy po klinach lodowych (*ice wedge casts*) są zapisem mroźnego klimatu kontynentalnego oraz obecności wieloletniej zmarzliny (glacjał/stadiał). Żyły gruntowe (*soil wedges*) są wskaźnikiem zimnego, okresowo mroźnego klimatu.

Ponadto, w przedstawionej interpretacji istotną rolę odegrały osady deponowane w rezultacie procesów stokowych. Osady te są niedocenianym źródłem danych w badaniach pokryw lessowych. Są one zapisem wilgotnego środowiska, umożliwiającego rozwój procesów redepozycyjnych i wyznaczają przejściowe fazy klimatu – topnienia wieloletniej zmarzliny (glacjał lub stadiał/interglacjał lub interstadiał) oraz jej narastania (interglacjał lub interstadiał/glacjał lub stadiał). Fazy te są trudne do rozpoznania w profilach lokalizowanych na obszarach spłaszczeń wierzchwinowych. Ich zapisem są tam jedynie powierzchnie erozyjne (niewyraźnie zaznaczone w osadach lessowych) oraz hiatusy. Przedstawione badania wskazują, że profil usytuowany w dolnej części stoku, w którym oprócz poziomów lessu i gleb kopalnych występują horyzonty struktur mrozowych oraz osady stokowe, dostarcza pełnych danych o ewolucji pokrywy lessowej. W analizowanym profilu osady stokowe są zapisem następujących faz przejściowych:

- pomiędzy interglacją eemskim oraz okresem sedymentacji dolnego poziomu lessu vistuliańskiego,

- pomiędzy okresem sedymentacji dolnego poziomu lessu vistuliańskiego oraz okresem rozwoju gleby interstadialnej,
- pomiędzy okresem rozwoju gleby interstadialnej oraz okresem sedymentacji górnego poziomu lessu vistulianskiego,
- pomiędzy okresem sedymentacji górnego poziomu lessu vistuliańskiego oraz holocenem.

Osady stokowe są nie tylko zapisem faz paleoklimatu warunkujących rozwój procesów stokowych, ale umożliwiają również bardziej szczegółowe określenie cech środowiska. Soliflukcja rozwija się w warunkach mroźnego klimatu, w którym dochodzi do odmarzania warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny (por. Benedict 1976, Ballantyne, Harris 1994, Matsuoka 2001, **A5**, **A4**). „Deluwia” lessowe są interpretowane jako zapis faz, które następowały po zakończeniu sedymentacji lessu, w warunkach intensywnego wytapiania wieloletniej zmarzliny (Dylik 1969, Jersak i in. 1992, **A5**, **A4**).

Świadectwem zainteresowania moimi badaniami dotyczącymi paleośrodowiskowej interpretacji peryglacjalnych pokryw stokowych jest raport z ilości pobrań artykułu nadesłany przez wydawnictwo Elsevier (Fig. 9).

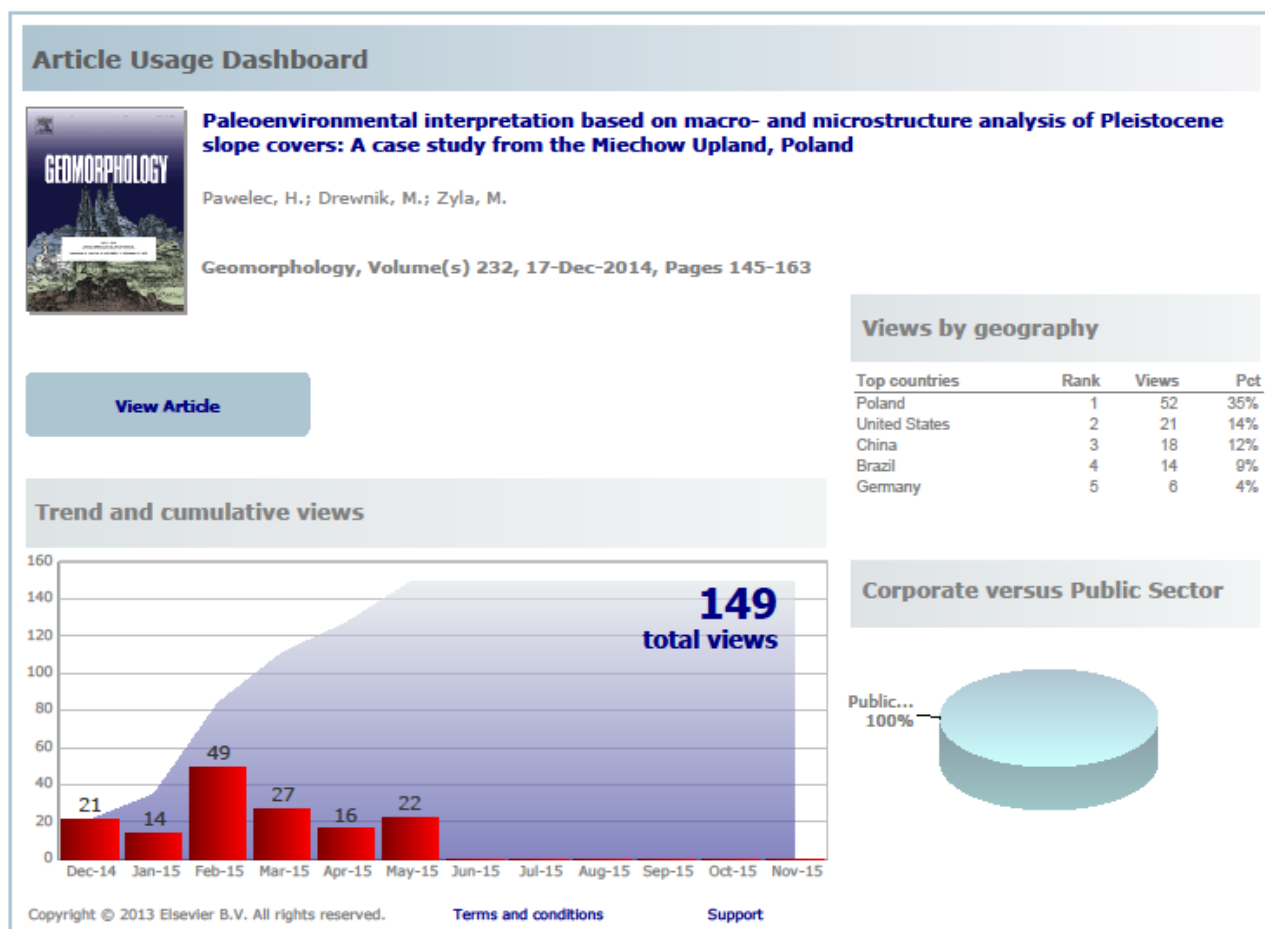


Fig. 9. Raport z ilości pobrań artykułu **A2** nadesłany przez wydawnictwo Elsevier.

Znaczenie budowy geologicznej oraz klimatu w peryglacjalnej morfogenezie stoków

Środowisko peryglacjalne jest domeną intensywnego rozwoju procesów denudacyjnych, spowodowanego współdziałaniem wietrzenia mrozowego z procesami stokowymi, stymulowanymi obecnością wieloletniej zmarzliny z odmarzającą warstwą czynną (Łoziński 1912, Peltier 1950, Palmer, Neilson 1962, French 2007). Dyskusyjnym zagadnieniem jest określenie kierunków rozwoju rzeźby stoków w tym środowisku oraz ich uwarunkowań. Zagadnienie to dotyczy fundamentalnego w geomorfologii pytania: „Czy budowa geologiczna czy klimat decyduje o ewolucji stoków?” Badania dotyczące rozwoju rzeźby denudacyjnej dowiodły istnienia ewidentnej relacji pomiędzy tą rzeźbą a zróżnicowaną odpornością podłoża. Geomorfologia strukturalna wysuwa na pierwszy plan znaczenie budowy geologicznej dla rozwoju rzeźby stoków (Yatsu 1962, Twidale, Lageat 1994, André 1996) natomiast rola klimatu była przez geomorfologów różnie oceniana. Istniał nurt geomorfologii klimatycznej opartej na koncepcji, że procesy morfogenetyczne są uwarunkowane głównie typem klimatu. Rezultatem tego kierunku badań było wydzielenie stref morfoklimatycznych (Büdel 1960, Tricart, Cailleux 1965). Te trendy są widoczne również w badaniach dotyczących środowiska peryglacjalnego. W nawiązaniu do teorii geomorfologii klimatycznej powstał model rozwoju stoków w środowisku peryglacjalnym (*periglacial cycle of erosion* – Peltier 1950). Liczne studia morfogenezy w środowisku peryglacjalnym wykazały szczególne tam znaczenie warunków klimatycznych, powodujących unikalny przebieg procesów denudacyjnych. Wykazano istnienie zależności pomiędzy klimatyczną ekspozycją stoków a natężeniem procesów denudacyjnych. Na tej podstawie asymetrię zboczy dolin uznano za wskaźnik klimatu peryglacjalnego (Poser 1948, Tricart 1952). Istnieje teoria tłumacząca genezę form skałkowych procesami denudacyjnymi rozwijającymi się w środowisku peryglacjalnym (Palmer, Neilson 1962, Scourse 1987). Skałki występujące na stokach były związane z rozwojem teras krioplanacyjnych (Cairnes 1912, Boch, Krasnov 1943, Demek 1969). Wypukły kształt stoku, uważany za typowy dla środowiska peryglacjalnego, był tłumaczony soliflukcją (Büdel 1960, Souchez 1966).

Jednak istnieją również badania podważające dominującą rolę klimatu w formowaniu rzeźby stoków na obszarach peryglacjalnych. Przyczyną asymetrii dolin nie zawsze jest klimatyczna ekspozycja zboczy. Czynniki decydującymi o jej powstaniu mogą być litologia oraz tektonika podłoża jak również procesy fluwialne (Kennedy, Melton 1967, Washburn 1973). Wątpliwości budzi geneza teras krioplanacyjnych. Coraz liczniejsze badania dowodzą, że o rozwoju tych form decyduje budowa geologiczna i są one interpretowane jako spłaszczenia/terasy strukturalne (Washburn 1985, Traczyk, Migoń 2003, Grab i in. 2004, Hall, André 2010). Trudno też mówić o typowym dla obszarów peryglacjalnych kształcie stoku. Udokumentowano tam zarówno stoki schodowe jak i stoki o kształtach wklęsłym, wypukłym oraz wypukło-wklęsłym (Jahn 1947, 1968, 1975, Rapp 1960, Dylik 1969, Lewkowicz 1988).

French (2007) napisał, że rozwój kształtu stoku jest uwarunkowany budową geologiczną podłoża oraz działaniem ruchów masowych i spłukiwania a nie „unikalnych” procesów peryglacjalnych. Generalnie, najnowsze trendy w badaniach geomorfologicznych wskazują, że podstawą tych badań powinna być analiza uwzględniająca zarówno budowę geologiczną jak i zmiany klimatu (Van Vliet-Lanoë i in. 2000, André 2009, Knight, Harrison 2009).

W pracy **A4** odpowiadam na pytanie: *„Czy budowa geologiczna czy klimat decydowały o peryglacjalnej morfogenezie stoków Wyżyny Krakowskiej?”* Praca ta jest kontynuacją moich badań na tym obszarze. Podjęcie tego zagadnienia było możliwe dzięki wykorzystaniu rezultatów wcześniejszych badań, uzupełnionych o nowe obserwacje. Wynikiem wcześniejszych badań była sedimentologiczna identyfikacja oraz litostratygraficzna interpretacja osadów stokowych (**B7**, **B5**, **A5**). W pracy **A4** koncentruję się na analizie rozmieszczenia tych osadów w odniesieniu do rzeźby stoków. Badaniami objęłam główne formy rzeźby Wyżyny Krakowskiej: (i) doliny o asymetrycznych zboczach, (ii) faliste wierzchowiny o łagodnych stokach z miejscami występującymi formami skałkowymi o stromych ścianach, (iii) tektoniczne krawędzie o różnej wysokości i nachyleniu skarp uskokowych (miejscami łagodnie nachylone a miejscami strome, skaliste). Wnioskowanie o głównych uwarunkowaniach rozwoju rzeźby stoków oparłam na analizie zarówno czynników geologicznych jak i klimatycznych. Zbadałam zależności pomiędzy kształtem stoków a budową geologiczną podłoża (litologią oraz strukturą tektoniczną). Prześledziłam również klimatyczne warunki rozwoju stoków. Przeanalizowałam relacje pomiędzy ich nachyleniem a ekspozycją oraz zależności pomiędzy kształtem stoków a uwarunkowanymi klimatycznie typami procesów denudacyjnych.

Rezultaty

Przeprowadzone badania dowiodły, że na Wyżynie Krakowskiej peryglacjalna morfogeneza stoków była uwarunkowana głównie budową geologiczną podłoża. Potwierdza to pogląd o decydującym znaczeniu budowy geologicznej dla rozwoju rzeźby stoków (Yatsu 1962, Twidale, Lageat 1994, André 1996, French 2007). Wykazałam następujące zależności pomiędzy budową geologiczną podłoża a rzeźbą stoków:

- rozwój asymetrycznych zboczy dolin był uwarunkowany izoklinalnym, w stosunku do ich biegu, ułożeniem ławic wapieni jurajskich. Strome zbocza formowały się na czołach ławic a łagodne zbocza na powierzchniach tych ławic. Ponadto, na formowanie rzeźby zboczy miało wpływ zróżnicowanie facjalne wapieni jurajskich. Pionowe ściany skalne i skałki zboczowe zbudowane są z masywnych wapieni organogenicznych, odznaczających się dużą odpornością na wietrzenie. Łagodne zbocza powstały na podłożu wapieni uławiconych. Obecność oddzielności ławicowej powoduje, że są to skały mniej odporne. Na zróżnicowanie

odporności tych dwu typów wapieni miała również wpływ gęstość spękań ciosowych- większa w wapieniach uławiconych;

- morfogeneza falistych wierzchowin ze skałkami była uwarunkowana rozwojem krasu podziemnego oraz powierzchniowych procesów denudacyjnych. Rozwój, zarówno krasu podziemnego jak i powierzchniowych procesów denudacyjnych, był stymulowany zróżnicowaną odpornością wapieni jurajskich. Formy skałkowe zbudowane są z odpornych wapieni masywnych natomiast falista wierzchowina powstała na podłożu, w którym przeważają mniej odporne wapienie uławicone;
- płaskie i łagodnie nachylone wierzchowiny powstały na podłożu niemal horyzontalnie zalegających, mało odpornych wapieni uławiconych,
- peryglacialna morfogeneza krawędzi Rowu Krzeszowickiego była uwarunkowana różną wysokością skarp uskoku, spowodowaną strukturą tektoniczną- występowaniem uskoku typu zawiasowego oraz ruchami neotektonicznymi. Wysokie skarpy były degradowane, powstały tam strome stoki skaliste, natomiast w rejonie niskich skarp dominowały procesy akumulacyjne. Skarpy te zostały nadbudowane przez pokrywę osadową, powstały tam stoki łagodne.

Udokumentowałam obecność następujących typów kształtu stoków: (i) wklęsłe (*free-face*), (ii) wypukło-wklęsłe, (iii) jednostajnie nachylone (iv) wypukłe (Tabela 1). To zróżnicowanie kształtu stoków stoi w sprzeczności z modelami rozwoju stoku w środowisku peryglacialnym (Peltier 1950, Büdel 1960). Na Wyżynie Krakowskiej obecność stoków o różnym kształcie jest spowodowana ich pierwotnym nachyleniem, uwarunkowanym budową geologiczną podłoża – strukturą tektoniczną oraz zróżnicowaniem facjalnym wapieni jurajskich. Nachylenie stoku determinowało typ procesu denudacyjnego. Strome ściany skalne były modelowane przez wietrzenie mrozowe, odpadanie oraz spływy ziarnowe. Rozwój tych procesów prowadził do formowania wklęsłego profilu stoku. Na łagodnych stokach z wietrzeniem mrozowym współdziałały procesy soliflukcji i/lub kohezyjnych spływów oraz spłukiwania. W rezultacie tych procesów formował się stok wypukło-wklęsły – na podłożu zróżnicowanych facjalnie wapieni oraz niskich skarp uskoku, lub jednostajnie nachylony – na podłożu łagodnie nachylonych ławic wapieni. Wypukły profil stoku został udokumentowany na zboczach dolin rzecznych, zbudowanych z osadów „deluwialnych”. Powstał on w wyniku erozji dennej.

Nie stwierdziłam zależności pomiędzy klimatyczną ekspozycją a nachyleniem stoków. Jednak zmiany klimatu stymulowały intensywność procesów denudacyjnych. Intensywny rozwój wietrzenia mrozowego i procesów stokowych miał miejsce w przejściowych fazach – narastania oraz zaniku wieloletniej zmarzliny, w warunkach zimnego i wilgotnego klimatu. Natomiast podczas faz mroźnego i suchego klimatu procesy denudacyjne zamierały a dominującym procesem była sedymentacja lessu. Wniosek ten jest potwierdzeniem poglądu o możliwości dokonywania

rekonstrukcji paleogeograficznych/stratygraficznych na podstawie analizy osadów stokowych (m.in. Bertran i in. 1994, González Díez i in. 1996, **A5**, **A2**).

Oprócz budowy geologicznej i klimatu na intensywność degradacji wapieni podłoża miała wpływ obecność pokrywy osadowej konserwującej to podłoże przed wietrzeniem. Intensywna degradacja wapieni jurajskich miała miejsce podczas narastania wieloletniej zmarzliny, gdy miąższość osadów stokowych była niewielka. W fazie zaniku wieloletniej zmarzliny procesy denudacyjne rozwijały się głównie w stropie pokrywy lessowej oraz powstałych wcześniej osadów stokowych i nie sięgały jurajskiego podłoża. Generalnie, podczas plejstocenu, na stokach Wyżyny Krakowskiej procesy redepozycyjne (soliflukcja, spływy masowe, splukiwanie) przeważały nad procesami akumulacyjnymi (wietrzenie mrozowe, odpadanie, sedymentacja lessu). Rezultatem tego była intensywna degradacja jurajskiego podłoża.

Tabela 1. Kształty stoków w relacji do budowy geologicznej podłoża oraz dominujących procesów denudacyjnych, (według **A4**).

Slope shape	Type of relief	Geology of the substratum	Slope inclination	Major processes
Concave (free-face)	Eastern valley slopes	Inclined, bedded limestone - fronts of beds, locally massive limestone	Steep slopes	Frost weathering, rockfall, debris flows
	Hilltop monadnocks	Massive limestone		
	Fault-line scarps	High uplifted fault-line scarps		
Convex-concave	Undulated plateaus	Different limestone facies- bedded and massive	Gentle slopes	Frost weathering, solifluction, slope wash, debris flows
	Fault-line scarps	Low uplifted fault-scarps		
Regularly inclined (rectilinear)	Western valley slopes	Inclined, bedded limestone - surfaces of beds		
	Gentle inclined plateaus			
Convex	Lower part of western valley slopes	Deluvial cover		River bottom erosion

Zastosowanie metody mikromorfologicznej w badaniach lądowych osadów stokowych

Metoda mikromorfologiczna jest rzadko stosowana w sedymentologicznych badaniach osadów czwartorzędowych. Od lat 90. XX w jest ona używana do analizy osadów środowiska glacialnego, głównie glin (m.in. van der Meer 1993, Menzies 2000, Hiemstra 2001, Ruszczyńska-Szenajch i in. 2003, Carr 2004, Phillips i in. 2007, **B1**) a sporadycznie debrytów deponowanych w proksymalnym środowisku glacialnym (Lachniet i in. 1999, 2001, Phillips 2006, **A3**). Mikromorfologiczne badania osadów lądowego środowiska stokowego były nieliczne i najczęściej dotyczyły pojedynczego typu osadu. Jedyną próbę porównania mikromorfologii różnych typów osadów stokowych podjęli Bertran i Texier (1999). Stosunkowo często obiektem analiz mikroskopowych były osady soliflukcyjne. Jednak analizy te dotyczyły głównie procesów

glebowych i mrozowych a rzadko koncentrowały się na mechanizmie procesu stokowego (Harris, Ellis 1980, Harris 1998, Van Vliet-Lanoë 1985, 2010, Bertran 1993, Bertran, Texier 1999). Mikromorfologię osadów osuwiskowych opisali jedynie Harris i Lewkowicz (1993a), Skempton i in. (1991) oraz Bertran i Texier (1999). Opisy osadów powstałych w rezultacie spływów masowych przedstawili Harris (1998) oraz Menzies i Zaniewski (2003). Pierwsze mikromorfologiczne badania osadów deponowanych w rezultacie splukiwania dotyczyły „deluwiów” lessowych (Mücher i in. 1972, 1981, 2010, Mücher, De Ploey 1977). Następnie, zostały też opisane „deluwia” powstałe w rezultacie rozmywania gruzowych pokryw zwietrzelinowych (Bertran, Texier 1999, Texier, Meireles 2003). Dotychczas metoda mikromorfologiczna była stosowana głównie w badaniach „świeżych” osadów, występujących na obszarach współczesnej strefy peryglacialnej. Bertran i Texier (1999) wyrazili wątpliwość co do możliwości stosowania tej metody do badań reliktowych osadów stokowych, ponieważ w osadach tych mikrostruktury sedymentacyjne mogą zostać zatarte przez postsedymentacyjne procesy glebowe oraz mrozowe. Autorzy ci wskazali na konieczność dalszych badań, mających na celu zgromadzenie liczniejszych mikroskopowych charakterystyk osadów, które umożliwiłyby analizę porównawczą.

Powodem, dla którego postanowiłam zastosować metodę mikromorfologiczną w swoich badaniach były trudności w interpretacji osadów stokowych na podstawie badań makroskopowych. Identyfikacja mechanizmu depozycji osadów lądowego środowiska stokowego jest często problematyczna, ponieważ w rezultacie różnych procesów mogą powstawać podobne litofacje. Na przykład gruboziarnisty diamikton masywny może powstać w rezultacie: osuwania, soliflukcji, spływu masowego oraz splukiwania (m.in. Ballantyne, Harris 1994, Blikra, Nemec 1998, **A5**, **A3**, **A2**, **A1**). Problem ten pojawił się w moich początkowych badaniach, w których nie byłam w stanie odróżnić osadu soliflukcyjnego od osadu kohezyjnego spływu (**B9**, **B7**, **A5**). Ponadto, problematyczna była również interpretacja drobnoziarnistych osadów masywnych, ponieważ na badanych obszarach mógł to być less (zwłaszcza starsze jego poziomy), „deluwia” lub osady soliflukcyjne. Uznałam, że przy braku diagnostycznych cech makroskopowych źródłem danych mogą być badania mikroskopowe. Zatem w dalszej pracy rozszerzyłam metodykę o analizę mikromorfologiczną (**A3**, **A2**, **A1**).

Rezultaty

Przedstawione badania (por. rozdział „*Sedymentologiczna identyfikacja osadów stokowych*”) wykazały, że zastosowanie metody mikromorfologicznej miało duże znaczenie dla identyfikacji analizowanych osadów. Metoda ta umożliwiła pełne rozpoznanie ich cech tekstualno-strukturalnych. W części osadów interpretacja procesu depozycyjnego nie byłaby możliwa bez analizy mikroskopowej. Odegrała ona decydującą rolę w identyfikacji reliktowych osadów osuwiskowych (*active-layer detachment*), ponieważ pozwoliła rozpoznać obecność powierzchni

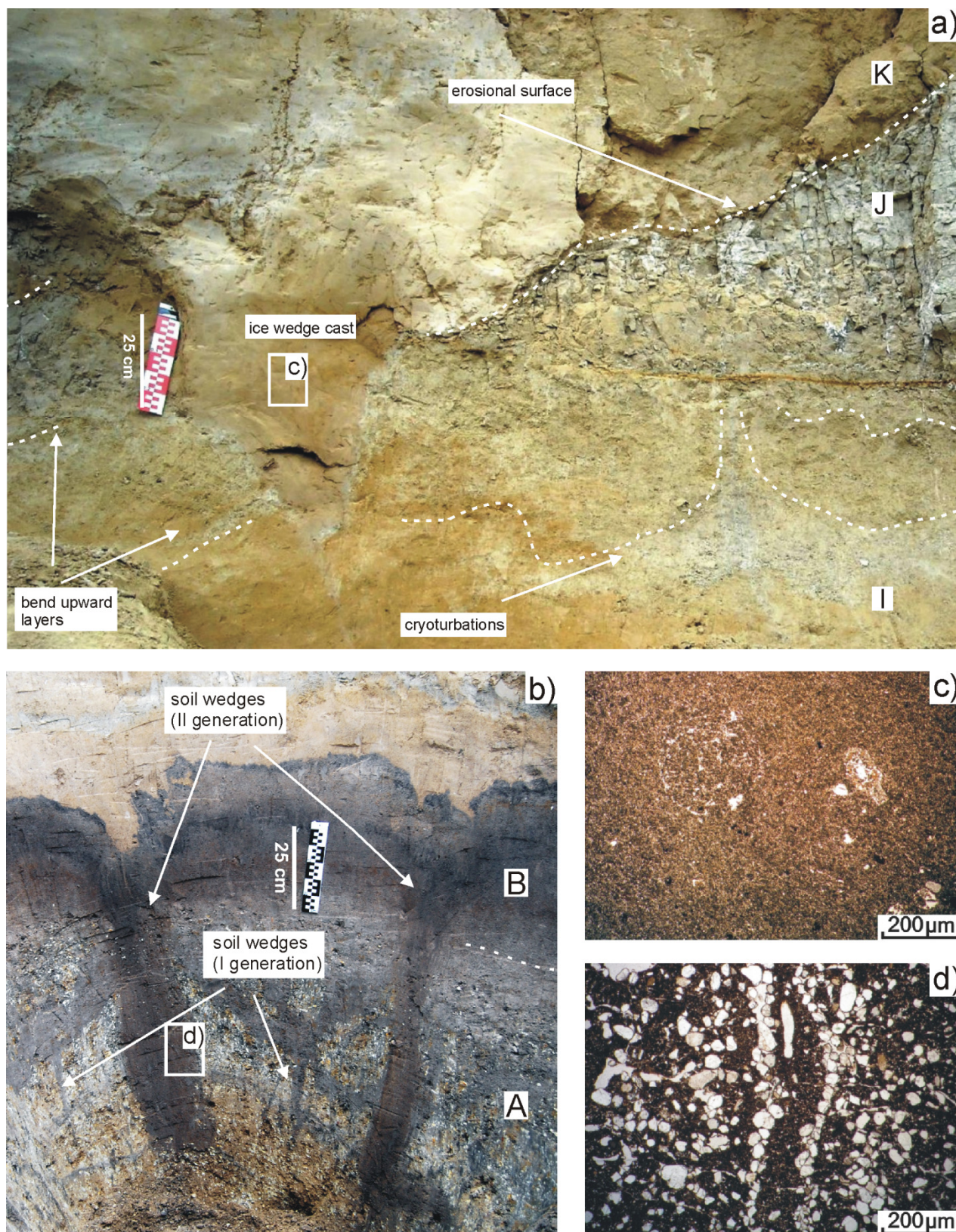


Fig. 10. Szczeliny mrozowe oraz orientacja wypełniającego je osadu (na podstawie badań mikroskopowych): a) pseudomorfoza po klinie lodowym (*ice wedge cast*) (Units I, J, K), b) żyły gruntowe (*soil wedges*), c) beładna orientacja osadu wypełniającego pseudomorfozę po klinie lodowym (widoczne kryształy kalcytu), d) pionowa orientacja osadu wypełniającego żyłę gruntową (Units A, B), (według A2).

poślizgu, diagnostycznych dla tego procesu (**A1**). Analiza mikroskopowa umożliwiła też identyfikację osadów deponowanych w rezultacie splukiwania o małej energii przepływu, które w skali makroskopowej były reprezentowane przez masywne osady drobnoziarniste. Dopiero w obrazie mikroskopowym ujawniły się cechy diagnostyczne dla wody płynącej po stoku (laminacja, wysortowanie) (**A2** i **A1**). Była też ona podstawą identyfikacji osadów soliflukcyjnych. Dowodem na soliflukcję była koincydencja cech wskazujących na synchroniczny rozwój procesów mrozowych i glebowych oraz powolnego ruchu masowego (**A2**, **A1**).

Jak wyżej wspomniałam mikromorfologiczne charakterystyki lądowych osadów stokowych są nieliczne, co uniemożliwia przeprowadzenie analizy porównawczej (por. Bertran, Texier 1999). Przedstawiane badania dostarczyły szczegółowych, mikromorfologicznych opisów osadów deponowanych w rezultacie następujących procesów: (i) soliflukcji, (ii) osuwania, (iii) spływów masowych (kohezyjnych oraz niekohezyjnych), (iv) splukiwania (o małej oraz o dużej energii przepływu) (**A3**, **A2**, **A1**). Ponadto, pionierskim konceptem było zastosowanie metody mikromorfologicznej do badań szczelin mrozowych – pseudomorfoz po klinach lodowych (*ice wedge casts*) oraz żył gruntowych (*soil wedges*) (**A2**). Nie była ona dotąd stosowana w badaniach tych struktur. Analiza mikroskopowa umożliwiła prześledzenie diagnostycznej dla ich interpretacji, orientacji drobnoziarnistego osadu wypełniającego szczeliny – bezładnej w pseudomorfozach po klinach lodowych oraz pionowej w żyłach gruntowych (Fig. 10) (por. Black 1969, Goździk 1973, Karte 1983, Murton, Kolstrup 2003).

Rezultaty prezentowanych badań umożliwiły podjęcie dyskusji dotyczącej metodyki mikromorfologicznych badań osadów stokowych. Wykazałam, że nie pojedyncze cechy są diagnostyczne, lecz koincydencja tych cech (**A1**). Wniosek ten znajduje potwierdzenie w badaniach dotyczących środowiska glacialnego, które dowiodły że dopiero koincydencja cech mikromorfologicznych jest pełnym zapisem mechanizmu procesu depozycyjnego (van der Meer 1997, Lachniet i in. 2001, Hiemstra, Rijdsdijk 2003, Carr 2004, Phillips 2006). Ponadto, wyniki przedstawianych badań pozwoliły odpowiedzieć na wątpliwości dotyczące możliwości zastosowania analizy mikroskopowej do interpretacji reliktowych osadów stokowych, ze względu na przeobrażanie tych osadów przez postsedymentacyjne procesy mrozowe i glebowe (por. Bertran, Texier 1999). Ważnym rezultatem moich badań jest wydzielenie diagnostycznych cech mikroskopowych, będących podstawą sedymentologicznej interpretacji osadów oraz dodatkowych cech, pełniących jedynie pomocniczą rolę dla tej interpretacji (**A1**) (Tabela 2). Wykazałam, że diagnostycznymi cechami, podobnie jak w makroskopowych badaniach osadów środowiska grawitacyjnego, są: (i) stopień homogenizacji, (ii) tekstura, (iii) struktura sedymentacyjna, oraz (iv) orientacja elementów osadu (*fabric*). Natomiast do cech odgrywających jedynie pomocniczą rolę w identyfikacji reliktowych osadów należą: (i) struktury deformacyjne (uskoki, struktury rotacyjne, iniekcje, fałdy, budinaż) oraz (ii) orientacja minerałów ilastych (*plasmic fabric*). Te cechy,

uważane w badaniach glin lodowcowych za diagnostyczne, w reliktowych osadach mogą być formowane zarówno w rezultacie procesów sedymentacyjnych jak i postsedymentacyjnych-glebowych, mrozowych oraz związanych z subsydencją i kompaktacją osadu.

Tabela 2. Diagnostyczne oraz dodatkowe cechy mikroskopowe reliktowych osadów stokowych, (według **A1**).

deposition processes	sample	content of		diagnostic features of deposit				additional features of deposit	
		water	clay	homogenization	texture	sedimentary structure	fabric	deformation structures	b-fabric
active-layer detachment (individual slip plane)	1			absence	domains of clay domains of sand clasts, grains	breccia-type erosional surfaces shear zones	parallel to the slope	fissures, faults injections, turbates	undifferentiated, striated granostriated
solifluction	3			low	diamicton with clayey matrix	banded	elongated clasts and lenticular peds oriented parallel to the slope	folds, attenuation boudinage injections, turbates	undifferentiated granostriated
overland flow of low energy	2			average	graded laminae of sand, clay and sandy/silty clay	lamination	laminae oriented parallel to the basement slope	folds, attenuation boudinage, turbates	undifferentiated granostriated
overland flow of high energy	4			high	diamicton with silty/sandy matrix	massive	random	absence	undifferentiated granostriated

Na przykład orientację minerałów ilastych typu *granostriated b-fabric* oraz struktury typu *turbate* znalazłam w prawie wszystkich badanych osadach (*turbate* nie występowały w osadach deponowanych przez spłukiwanie o dużej energii przepływu). Obie te cechy są zapisem rotacji ziarn, uwarunkowanej procesami ścinania w matriksie (van der Meer 1993). *Granostriated b-fabric* może powstać w rezultacie różnych procesów: (i) namakania i wysychania ilowego osadu (Brewer 1964), (ii) zamarzania i wytapiania osadu (Pawluk 1988), (iii) przemieszczeń soliflukcyjnych (Harris, Ellis 1980, Van Vliet-Lanoë 1988), (iv) procesu osuwania (Harris, Lewkowicz 1993a, Bertran, Texier 1999), (v) spływu masowego (Menzies, Zaniewski 2003, van der Meer i in. 2011, Phillips 2006), (vi) deformacji w glinach subglacialnych (van der Meer 1993). Wynika stąd, że na przykład obecność *granostriated b-fabric* w osadach soliflukcyjnych może być rezultatem zarówno ruchu masowego jak i postsedymentacyjnych procesów mrozowych lub związanych z namakaniem i wysychaniem osadu. Mikrostruktury typu *turbate* zostały opisane po raz pierwszy w glinach subglacialnych (van der Meer 1993). Następnie okazało się, że występują one również w osadach spływów masowych (Lachniet i in. 1999, 2001, Menzies, Zaniewski 2003, Phillips 2006, **A3**). Mikrostruktury podobne do *turbate* zostały opisane w badaniach gleb kriogenicznych, gdzie są one nazywane *microcircles* i wiązane z reorientacją ziarn w rezultacie procesów mrozowych (Morozowa 1965, Van Vliet-Lanoë 1985, 2010, Todisco, Bhiry 2008).

W badaniach glin lodowcowych ważną cechą jest mikroporowatość, zwłaszcza gdy przebieg por nawiązuje do przebiegu struktur sedymentacyjnych (m.in. Kilfeather 2008). Moje badania (**A2**, **A1**) wykazały, że w reliktowych osadach stokowych mikroporowatość jest cechą

najbardziej niestabilną. Postsedymentacyjne procesy mogą prowadzić do zaniku mikroporowatości – w rezultacie iluwacji oraz kompaktacji osadu. Mogą też one powodować jej rozwój – w rezultacie zmian uwodnienia osadu oraz procesów mrozowych. Ponadto, stopień porowatości oraz typ/kształt por jest uwarunkowany składem ziarnowym oraz kształtem ziarn związanym z petrograficznym/mineralnym składem osadu (por. Stoops i in. 2010).

Potwierdzeniem znaczenia moich badań dla poznania mikromorfologii oraz interpretacji mechanizmu depozycji peryglacialnych osadów stokowych są recenzje autorytetów, w zakresie mikroskopowej analizy osadów, artykułu **A1** (załącznik 6). Dr Emrys Phillips (British Geological Survey) napisał: *“I think that this paper will make a significant contribution to our understanding of the micromorphology of periglacial/slope deposits”*. Dr Simon Carr (Centre for Micromorphology, School of Geography, QMUL) napisał: *...“This manuscript offers therefore a comprehensive and detailed explanation of the processes and mechanisms of solifluction, active-layer detachment and high-energy overland flow within periglacial environments, and the sediment textures and structures that will arise from these processes. As such, this paper should be essential reading for anyone studying the microscopic scale analysis of periglacial slope deposits”*.

Podsumowanie

Rezultaty badań prac składających się na osiągnięcie naukowe: *„Sedymentologiczna oraz paleośrodowiskowa interpretacja osadów stokowych występujących w południowej Polsce, na podstawie badań makro- i mikroskopowych”* są w mojej ocenie istotnym wkładem w rozwój badań dotyczących osadów lądowego środowiska stokowego. Wyniki tych prac dostarczyły nowych danych w zakresie wszystkich podjętych celów badawczych: (i) sedymentologicznej identyfikacji osadów stokowych, (ii) paleośrodowiskowej/stratygraficznej interpretacji peryglacialnych pokryw stokowych, (iii) określenia znaczenia budowy geologicznej oraz klimatu w peryglacialnej morfogenezie stoków, oraz (iv) określenia możliwości zastosowania metody mikromorfologicznej w badaniach lądowych osadów stokowych.

Wyniki analiz sedymentologicznych pozwoliły nawiązać do dyskusji dotyczącej identyfikacji litofacji diagnostycznych dla lądowych osadów stokowych. Rezultatem tych analiz jest identyfikacja oraz szczegółowa charakterystyka makro- i mikrofacjalna następujących typów osadów: (i) soliflukcyjnych, (ii) osuwiskowych (*active-layer detachment*), (iii) spływów masowych (kohezyjnych, niekohezyjnych, ziarnowych), oraz (iv) osadów deponowanych w rezultacie spłukiwania (o małej oraz o dużej energii przepływu). Ponadto, rezultatem badań jest szczegółowy opis makro- i mikroskopowy oraz interpretacja struktur mrozowych – pseudomorfoz po klinach lodowych oraz żył gruntowych.

Badania dotyczące paleośrodowiskowej interpretacji peryglacialnych pokryw stokowych dowiodły, że sedimentologiczna analiza może być podstawą regionalnej rekonstrukcji stratygraficznej. Osady analizowane na Wyżynie Krakowskiej powstały podczas sedimentacji najmłodszego poziomu lessu vistuliańskiego oraz po zakończeniu jego sedimentacji – u schyłku vistulianu oraz w holocenie. Profil osadów na Wyżynie Miechowskiej reprezentuje okres od interglacjału eemskiego po holocen. Ponadto, badania te pozwoliły prześledzić znaczenie rzeźby stoków w rekonstrukcji zmian paleoklimatu. Synchroniczny (udokumentowany w tej samej pozycji stratygraficznej) rozwój odpadania, spływów ziarnowych, soliflukcji i/lub kohezyjnych spływów dowodzi, że zaistnienie tych procesów było w równym stopniu uwarunkowane rzeźbą stoków jak klimatem – zimnym i wilgotnym. Spłukiwanie rozwijało się niezależnie od rzeźby stoków, w warunkach bardzo wilgotnego środowiska, związanego z intensywnym wytapianiem wieloletniej zmarzliny. Dodatkowo, rezultaty prezentowanych badań umożliwiły podjęcie dyskusji dotyczącej litostratygraficznej interpretacji pokryw lessowych. Potwierdziły one znaczenie struktur mrozowych oraz wykazały istotną rolę osadów stokowych dla tej interpretacji. Osady stokowe są zapisem wilgotnego środowiska, warunkującego rozwój procesów redepozycyjnych i wyznaczają przejściowe fazy klimatu – narastania oraz topnienia wieloletniej zmarzliny. Fazy te są trudne do rozpoznania w profilach zlokalizowanych na obszarach spłaszczeń wierzchowinowych. Ich zapisem są tam jedynie powierzchnie erozyjne oraz hiatusy. Przedstawione badania wskazują, że profil usytuowany w dolnej części stoku, w którym oprócz poziomów lessu i gleb kopalnych występują horyzonty struktur mrozowych oraz osady stokowe, dostarcza pełnych danych do wnioskowania o ewolucji pokrywy lessowej.

Badania, mające na celu określenie znaczenia budowy geologicznej oraz klimatu w peryglacialnej morfogenezie stoków dowiodły, że na Wyżynie Krakowskiej rozwój rzeźby stoków był uwarunkowany głównie budową geologiczną podłoża – strukturą tektoniczną, zróżnicowaniem facjalnym wapieni jurajskich oraz obecnością podziemnych form krasowych. Budowa geologiczna oraz związane z nią nachylenie stoku, determinowały typ procesu stokowego oraz kształt stoku. Strome ściany skalne były modelowane przez procesy odpadania i spływy ziarnowe. Formowały się tam stoki wklęsłe. Na łagodnych stokach rozwijały się soliflukcja i/lub spływy kohezyjne oraz spłukiwanie. W rezultacie tych procesów powstawał stok wypukło-wklęsły – na podłożu zróżnicowanych facjalnie wapieni oraz niskich skarp uskokowych lub jednostajnie nachylony – na podłożu łagodnie nachylonych ławic wapieni. Wypukły profil stoku udokumentowałam na zboczach dolin rzecznych, zbudowanych z osadów „deluwialnych”. Powstał on w wyniku erozji dennej. Nie stwierdziłam zależności pomiędzy klimatyczną ekspozycją a nachyleniem stoków. Jednak zmiany klimatu stymulowały intensywność procesów denudacyjnych – dużą w warunkach chłodnego i wilgotnego klimatu.

Określenie możliwości zastosowania metody mikromorfologicznej jest istotnym aspektem przedstawianych badań. Okazało się, że metoda ta jest ważnym narzędziem w interpretacji

lądowych osadów stokowych. Jej zastosowanie umożliwiło pełne rozpoznanie tekstur i struktur osadów. W części badanych osadów identyfikacja procesu depozycyjnego nie byłaby możliwa bez analizy mikroskopowej – osuwiskowych, soliflukcyjnych oraz w drobnoziarnistych osadach „deluwialnych”. Moje badania są pierwszym w Polsce przykładem zastosowania metody mikromorfologicznej do analizy lądowych osadów stokowych. W światowej literaturze takie opracowania są nieliczne. Ponadto, po raz pierwszy zastosowałam analizę mikroskopową do badań makrostruktur mrozowych. Nie znam przykładu jej użycia w podobnych badaniach.

Wyniki przeprowadzonych analiz umożliwiły podjęcie dyskusji dotyczącej metodyki mikromorfologicznych badań osadów stokowych. Wykazałam, że w badaniach tych nie pojedyncze cechy są diagnostyczne, dopiero koincydencja tych cech jest zapisem mechanizmu procesu depozycyjnego. Odpowiedziałam też na wątpliwości dotyczące możliwości zastosowania analizy mikroskopowej dla interpretacji reliktowych osadów stokowych, ze względu na przeobrażanie tych osadów przez postsedymenacyjne procesy mrozowe i glebowe (por. Bertran, Texier 1999). Ważnym rezultatem moich badań jest wydzielenie diagnostycznych cech mikroskopowych, będących podstawą sedymentologicznej interpretacji osadów – stopień homogenizacji, tekstura, struktura sedymentacyjna, orientacja elementów osadu (*fabric*) oraz dodatkowych cech, pełniących jedynie pomocniczą rolę dla tej interpretacji – struktury deformacyjne, orientacja minerałów ilastych (*plasmic fabric*), mikroporowatość. Te dodatkowe cechy w reliktowych osadach mogą być formowane zarówno w rezultacie procesów sedymentacyjnych jak i postsedymenacyjnych.

Literatura

Wszystkie pozycje cytowanej literatury znajdują się w spisach literatury poszczególnych artykułów (**A1 – A5**) stanowiących osiągnięcie naukowe (załącznik 4).

5. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo - badawczych

Obiektem moich pierwszych zainteresowań naukowych były formy i osady glacialne. Napisałam pracę magisterską dotyczącą genezy szczelinowych form glacialnych na podstawie analizy osadów. Wyniki tej pracy zaprezentowałam na konferencji (**C16**). Przedmiotem rozprawy doktorskiej były peryglacialne pokrywy stokowe występujące w południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego. Rezultaty rozprawy doktorskiej przedstawiłam w kilku publikacjach. W pracy **B9** zamieściłam litogenetyczną klasyfikację peryglacialnych pokryw występujących na stokach tego obszaru. Wydzieliłam i szczegółowo opisałam następujące typy osadów: (i) zwietrzelinowe, (ii) usypiskowe, (iii) soliflukcyjne i/lub gęstych spływów, (iv) spływów o małej gęstości, (v) lessy stokowe, oraz (vi) „deluwia” lessowe. Klasyfikacja ta spotkała się z dyskusją ze strony Stochlaka (2005), zatem napisałam artykuł polemiczny (**B7**). W pracy **B5** zawarłam wyniki badań dotyczących stratygrafii pokryw stokowych w południowej części

Płaskowyżu Ojcowskiego. Wnioskowanie o stratygrafii opiera się tam na badaniach sedymentologicznych oraz badaniach stopnia zwietrzenia osadów – na podstawie analiz chemicznych (zawartości CaCO_3 , Fe_2O_3 , $\text{C}_{\text{org.}}$) oraz analiz składu minerałów ilastych (metoda dyfrakcji rentgenowskiej). Rezultaty badań przedstawiłam w porównaniu do stratygrafii osadów Jaskini Nietoperzowej (Madeyska-Niklewska 1969, Madeyska 1977). Badania te wskazują, że rezydualnie zachowane w południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego zwietrzeliny krasowe powstały w górnym pliocenie/wczesnym plejstocenie. Rzydwa glacialne można wiązać ze zlodowaceniem sanu a plejstoceńskie pokrywy stokowe reprezentują okres od schyłku zlodowacenia warty do schyłku zlodowacenia wisły. Publikacje **B8**, **B4**, **B3** dotyczą peryglacialnej morfogenezy poszczególnych form rzeźby. Zawierają one rezultaty badań przeprowadzonych podczas przygotowania rozprawy doktorskiej uzupełnione o wyniki późniejszych badań. W pracy **B3** prezentuję nowy pogląd na wiek skałek wierzchowinowych. Rezultaty przedstawionych tam badań wskazują, że dotychczasowa teorie (Klimaszewski 1958, Polichtówna 1962, Pokorny 1963, Felisiak 1992, Rutkowski 1996, Alexandrowicz, Alexandrowicz 2004) nie doceniały znaczenia plejstoceńskiej morfogenezy dla rozwoju skałek wierzchowinowych na Płaskowyżu Ojcowskim. Na podstawie analizy osadów stokowych oraz szacunków rozmiarów denudacji plejstoceńskiej uważam, że współczesne skałki powstały głównie w rezultacie plejstoceńskich procesów denudacyjnych. Procesy te rozwijały się na podłożu przeobrażonym przez kras podziemny, działający podczas paleogenu oraz niemal całego neogenu (m.in. Gradziński 1962, Dzułyński i in. 1966, Alexandrowicz 1969, Felisiak 1992, Rutkowski 1996). Relikty form tego krasu spotykane są na ścianach skałek (Tyc 2009).

Obecnie moje badania koncentrują się na identyfikacji osadów w oparciu o metodę mikromorfologiczną. Widzę możliwość zastosowania tej metody do interpretacji osadów różnych środowisk sedymentacyjnych. Wyniki dotychczasowych badań, dotyczących osadów stokowych, zawarłam w przedstawionym wyżej osiągnięciu naukowym. Ponadto, przeprowadziłam badania mikromorfologiczne osadów glacialnych, których rezultatem była identyfikacja glin subglacialnych oraz szczegółowe rozpoznanie środowiska ich depozycji (**B1**). Teraz kończę badania pokryw stokowych w rejonie Kunowa, w strefie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Badania te umożliwiły szczegółową analizę sedymentologiczną (makro- i mikroskopową) rozmaitych typów osadów stokowych (m.in. debrytów deponowanych w rezultacie kohezyjnych oraz niekohezyjnych spływów) oraz lessów. Ponadto, stworzyły one możliwość opracowania rekonstrukcji paleośrodowiskowej/stratygraficznej (artykuł w przygotowaniu). Poza tym uczestniczę w badaniach prof. dr hab. Ireneusza Malika dotyczących środowiska fluwialnego. Obiektem tych badań są drobnoziarniste, makroskopowo masywne osady występujące na równi zalewowej. Moim celem jest odróżnienie, na podstawie analiz mikromorfologicznych, osadów fluwialnych od osadów deponowanych w rezultacie spłukiwania.

Wyniki tych analiz są interesujące (artykuł w przygotowaniu). W najbliższym czasie planuję badania osadów stokowych, występujących na obszarze Karpat fliszowych oraz w Jeseníkach. Jestem już po rekonesansie terenowym i przygotowuję wniosek do NCN o finansowanie projektu badawczego.

Generalnie, moje badania zmierzają do opracowania szczegółowej klasyfikacji lądowych osadów stokowych, opartej na określonym mechanizmie transportu i depozycji osadów oraz jednoznacznych cechach litologicznych (makro- i mikroskopowych), identyfikujących poszczególne litofacje.

Literatura

- Alexandrowicz SW. 1969. Utwory paleogenu w południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 39: 681–695.
- Alexandrowicz SW, Alexandrowicz Z. 2003. Pattern of karst landscape of the Cracow Upland (South Poland). *Acta Carsologica* 32: 39–56.
- Dżułyński S, Henkiel A, Klimek K, Pokorny J. 1966. Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 36: 330–343.
- Felisiak I. 1992. Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 62: 173–207.
- Gradziński R. 1962. Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 32 (4): 429–492.
- Klimaszewski M. 1958. Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej. *Przegląd Geograficzny* 30: 421–438.
- Madeyska-Niklewska T. 1969. Górnoplejstoczeńskie osady jaskiń Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Acta Geologica Polonica* 19 (2): 341–392.
- Madeyska T. 1977. Zróżnicowanie wiekowe jaskiń i schronisk skalnych oraz ich osadów w Dolinie Sąpowskiej koło Ojcowa. *Kras i Speleologia* 1: 71–80. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Pokorny J. 1963. The development of mogotes in the Southern part of the Cracow Upland. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences Géologiques et Géographiques* 11: 167–175.
- Polichtówna J. 1962. Ostańce Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, ich geneza i znaczenie w krajobrazie. *Ochrona przyrody* 28: 255–284.
- Rutkowski J. 1996. O poligenicznym charakterze rzeźby okolic Krakowa. *Acta Geographica Lodziensia* 71: 207–217.
- Stochlak J. 2005. Klasyfikacja litogenetyczna peryglacialnych pokryw stokowych w południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego – dyskusja. *Przegląd Geologiczny* 53 (4): 285–288.
- Tyc A. 2009. Hypogenic ascending speleogenesis in the Kraków-Częstochowa Upland (Poland) – evidence in cave morphology and surface relief. In: *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins. Special paper* 1: 201–208. Klimchouk AB, Ford, DC (eds.) Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Simferpol.

Halina Pawelec