



UNIwersytet
MIKOŁAJA KOPERNIKA
W TORUNIU

Wydział Nauk o Ziemi
i Gospodarki Przestrzennej

mgr Aleksander Adamczyk

***Występowanie, morfologia i geneza krętych form
glacjalnych (glacial curvilineations) na Niziu Europejskim***

Rozprawa doktorska

Promotor:
Prof. dr hab. Wojciech Wysota

Toruń 2023

Spis treści

1. Wstęp	5
2. Cel pracy	9
3. Obszar badań i występowanie krętych form glacialnych	10
4. Materiały źródłowe i dane	13
4.1. Numeryczne modele terenu wysokiej rozdzielczości (dane LiDAR)	13
4.2. Dane geologiczne i geomorfologiczne	14
5. Metody badań	17
5.1. Metody analizy geomorfologicznej pól i zespołów krętych form glacialnych	18
5.2. Metody analizy morfometrycznej krętych form glacialnych	23
5.3. Metody analizy budowy geologicznej krętych form glacialnych	25
6. Geomorfologia pól i zespołów krętych form glacialnych	27
6.1. Pola krętych form glacialnych	30
6.2. Zespoły krętych form glacialnych	33
6.2.1. Typy morfogenetyczne zespołów krętych form glacialnych	37
6.2.2. Charakterystyka morfologiczna zespołów typu B względem ich położenia w proksymalnej, środkowej lub dystalnej części rynny subglacialnej	40
7. Szczegółowa analiza krętych form glacialnych w obszarach testowych	44
7.1. Charakterystyka i morfologia obszarów testowych	44
7.1.1. Pole Zbójno	44
7.1.2. Pole Brodnica	49
7.2. Charakterystyka morfometryczna obniżeń międzywałowych w obszarach testowych	53
7.2.1. Długość	53
7.2.2. Krętość	56
7.2.3. Rozwinięcie profilu podłużnego	59
7.2.4. Średni spadek	61
7.2.5. Szerokość	64
7.2.6. Głębokość	67
7.2.7. Stosunek długości do szerokości	70
7.2.8. Stosunek szerokości do głębokości	71
8. Budowa geologiczna krętych form glacialnych w obszarach testowych	72
8.1. Budowa geologiczna obszarów testowych	72
8.1.1. Pole Zbójno	74

8.1.2. Pole Brodnica	78
8.2. Budowa wewnętrzna krętych form glacialnych w obszarach testowych.....	81
8.2.1. Budowa geologiczna wałów krętych form glacialnych w obszarach testowych.....	81
8.2.2. Różnorodność osadów budujących wały krętych form glacialnych	81
8.2.3. Deformacje w osadach budujących wały krętych form glacialnych	82
8.2.4. Układ oraz ukierunkowanie warstw osadów budujących wały krętych form glacialnych	85
8.2.5. Wysoczyzna morenowa a wały krętych form glacialnych	88
8.3. Budowa geologiczna obniżeń międzywałowych	89
9. Dyskusja – interpretacja wyników badań	90
9.1. Dotychczasowa interpretacja geomorfologiczna	90
9.2. Geomorfologia pól i zespołów krętych form glacialnych	93
9.3. Morfologia i morfometria obniżeń międzywałowych	102
9.4. Budowa geologiczna krętych form glacialnych	102
10. Geneza i model formowania krętych form glacialnych	113
11. Podsumowanie	123
Literatura	126
Spis rycin	136
Spis tabel	138
Spis załączników	138

1. Wstęp

Krajobraz znacznej części Nizy Europejskiego, Skandynawii, Wielkiej Brytanii, Północnej Azji oraz Ameryki Północnej ukształtowany został w wyniku procesów związanych z obecnością lądolodów na tych obszarach w ostatnich kilkudziesięciu, a nawet kilkuset tysiącach lat (Ehlers, Gibbard 2008; Benn, Evans 2014). Procesy erozji, transportu i akumulacji lodowcowej doprowadziły do powstania szeregu form, którymi badacze z całego świata zajmują się od dziesiątek lat. Do najczęściej analizowanych form związanych z działalnością lodowców należą między innymi drumliny, kemy, ozy czy rynny subglacjalne. W rozważaniach dotyczących przywołanych form polodowcowych, najczęściej uwzględniany był problem wpływu wód znajdujących się w systemie lodowcowym, na ich genezę. W dyskusji na ten temat uwzględniano m.in. ilość wód roztopowych, miejsce ich magazynowania w systemie lodowcowym, sposoby drenażu i ich uwalniania na przedpole lądolodu, czy też wpływ wód na dynamikę lądolodu oraz procesy zachodzące na kontakcie lodu i podłoża.

Z uwagi na różnice w budowie geologicznej podłoża, występowanie wieloletniej zmarzliny oraz ilość wód w podeszwie lodowca, mogą rozwijać się różne typy drenażu subglacjalnego (Piotrowski 1999). Jednym z typów jest drenaż rozproszony, który związany jest z występowaniem stosunkowo niewielkiej ilości wody w systemie lodowcowym. Rozwijać się on może albo poprzez przepływ wody w gruncie, jeżeli podłoże lądolodu zbudowane jest z osadów nieskonsolidowanych i nie są one zamrożone (Piotrowski 1997, 2006; Piechota, Piotrowski 2010), albo poprzez wąskie i bardzo płytkie kanały (ang. *canals*), których geometria zależna jest od interakcji pomiędzy lodem, wodą i podłożem (Walder, Fowler 1994; Piotrowski 1999). W sytuacji, gdy lądolód znajduje się na twardym i nierównym podłożu, drenaż subglacjalny może rozwijać się poprzez system połączonych odspojień (ang. *linked cavity system*). Jest to układ szerokich i płytkich obniżień połączonych wąskimi kanałami, którymi migrują wody subglacjalne (Lliboutry 1976, Kamb 1987). Drenaż rozproszony może odbywać się także poprzez cienką warstwę wody (ok. 1 mm), występującą na kontakcie lodu i podłoża (Weertman 1972; Weertman, Birchfield 1983). Drugi typ drenażu związany jest z występowaniem dużo większych ilości wody pod lądolodem, która gromadzi się w wyniku niewydolności drenażu rozproszonego lub nagłym dostaniem się do systemu lodowcowego

większej ilości wody. Woda może docierać do podłoża poprzez system studni i szczelin z powierzchni lodowca lub powstawać w wyniku intensywnego topnienia lodu, jak na przykład w wyniku wybuchu wulkanu pod pokrywą lodową (np. pod czapami lodowymi na Islandii, por. Russel i in. 2001, 2010; Russel, Knudsen 2002, Lesemann i in. 2010, Livingstone i in. 2012). W zależności od litologii podłoża (twarde/miękkie) i jego właściwości termicznych (zamarznięte/niezamarznięte) wody roztopowe mogą erodować spąg lodu (kanały typu *R*, Röthlisberger 1972) lub podłoże pod lądolodem (kanały typu *N*, Nye 1973). Śladami takich przepływów w krajobrazach polodowcowych są odpowiednio ozy i rynny subglacjalne.

Analiza przestrzennego rozmieszczenia rynien subglacjalnych i ozów w Europie wskazuje, iż ozy występują głównie w obszarze Skandynawii (Boulton i in. 2009), a rynny subglacjalne przede wszystkim na Niżu Europejskim (por. Majdanowski 1950, Boulton i in. 2009). Ozy dominują w obszarach zbudowanych z twardych nieprzepuszczalnych skał (Skandynawia). Na Niżu Europejskim, gdzie przeważają miękkie skały podłoża, ozy występują sporadycznie, co sugeruje powiązanie ich występowania z lokalnymi uwarunkowaniami, w szczególności budową geologiczną oraz właściwościami termicznymi na kontakcie lodu i podłoża (np. obecnością permafrostu). W obszarach występowania w podłożu skał nieskonsolidowanych łatwiej powstawały rynny subglacjalne. Znaczne zróżnicowanie morfologii i budowy geologicznej rynien subglacjalnych prowadziły badaczy do formułowania rozmaitych koncepcji ich genezy, wśród których najważniejsze to:

- erozja glacialna wąskich lobów lub „prądów lodowych” w brzeżnej części lądolodu (Niewiarowski 1993, Molewski 1999, Pasierbski 2003 oraz cytowane w przywołanych publikacjach prace Woldstedta (1923, 1926, 1952) oraz Grippa (1964, 1975);
- erozja osadów okalających rynnę, poprzez ich wtłaczanie do wąskiego kanału subglacjalnego typu *R*, gdy ciśnienie wody w otaczającym rynnę gruncie jest większe, niż w obrębie wąskiego kanału (Boulton, Hindmarsh 1987; Kehew i in. 2012);
- rozcinanie podłoża podczas kilku epizodów, subglacjalnych przepływów wód roztopowych o małej lub średniej wielkości przepływu, w czasie jednego (Jørgensen, Sandersen 2006; Lonergan i in. 2006) lub kilku cykli glacialnych (Piotrowski 1994; Jørgensen, Sandersen 2006);

- wysokoenergetyczne (katastrofalne?) kanałowe przepływy subglacjalnych wód roztopowych (Piotrowski 1994; Cutler i in., 2002; Hooke, Jennings 2006)
- erozja podłoża w następstwie kanalizacji przepływu wód podczas opadających powodzi subglacjalnych (Shaw, i in., 1989; Shaw, 2002; 2010; 2013)

W badaniach rynien subglacjalnych zwracano uwagę na występowanie w ich obrębie drugorzędnych form w postaci pojedynczych wałów lub zespołów wałów i obniżień. Formy te były jak dotąd bardzo różnie interpretowane, np.: jako ozy lub pseudo-ozy, ostańce wysoczyznowe, moreny pchnięte czy drumliny (Nechay 1927; Jewtuchowicz 1956; Lamparski 1972; Baranowski 1977, 1979; Smed 1981; Ber 1987; Wysota 1994; Pasierbski 2003; Jørgensen, Sandersen 2006; Peterson i in. 2018). W 2010 roku Lesemann, Piotrowski i Wysota (Lesemann i in. 2010) przedstawili nową hipotezę, co do genezy charakterystycznych ciągów wałów i obniżień w rynnach subglacjalnych na Pojezierzu Dobrzyńskim (centralna Polska). Wyróżnili oni tu nowy, nieznany dotąd typ form polodowcowych, które nazwano jako *glacial curvilinearations (GCLs)*, co można przetłumaczyć jako kręte formy glacialne. Formy te zostały zdefiniowane jako ciągi krętych, równoległych wałów rozdzielonych wanienkowatymi obniżeniami, które powstały w wyniku erozyjnej działalności wód roztopowych płynących pod lądolodem (Lesemann i in. 2010, 2014).

Rozpoznanie krętych form glacialnych jako nowego typu rzeźby polodowcowej dało asumpt do poszukiwania takich form w innych obszarach ostatniego zlodowacenia oraz dyskusji na temat ich genezy. Nowsze badania pokazały (Adamczyk i in. 2016b, 2017a, 2022), że formy typu *GCLs* występują powszechnie w rynnach subglacjalnych na Niżu Europejskim. Te enigmatyczne formy zostały także rozpoznane w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu laurentyjskiego w Stanach Zjednoczonych Ameryki Północnej (Clark, Livingstone 2018). Clark i Livingstone (2018) wysunęli jednak odmienną hipotezę, co do genezy krętych form glacialnych. Zakłada ona, że formy te powstały w efekcie osuwisk na stokach jezior subglacjalnych w warunkach degradacji wieloletniej zmarzliny. W najnowszej pracy Kirkham i in. (2022) przedstawili dane wspierające koncepcję Clarka i Livingstone'a (2018), świadczące o ścisłym związku genezy form *GCLs* z ruchami masowymi na stokach rynien w związku z ich wcinaniem się w podłoże.

Dotychczasowe prace na temat krętych form glacialnych bazowały na wynikach szczegółowych badań geomorfologicznych i geologicznych w pojedynczych obszarach (Lesemann i in. 2010, 2014, Adamczyk i in. 2016b) lub tylko na identyfikacji występowania *GCLs* na numerycznych modelach terenu (Clark, Livingstone 2018). Do tej pory nie było badań, które w sposób kompleksowy podejmowałyby zagadnienia występowania, morfologii, morfometrii i geologii krętych form glacialnych. Unikatowość i powszechność występowania krętych form glacialnych na Niżu Europejskim, niedostateczne ich rozpoznanie geomorfologiczne oraz rozbieżne poglądy co do ich genezy, stały się podstawą do podjęcia szczegółowej analizy tych form w niniejszej pracy. Przedstawione wyniki szczegółowych badań geomorfologicznych, w tym morfometrii oraz budowy geologicznej *GCLs* w obszarach testowych, posłużyły do określenia charakterystycznych cech występowania i właściwości tych unikatowych form oraz weryfikacji hipotez na temat ich genezy.

2. Cel pracy

Głównym celem pracy było rozpoznanie miejsc występowania krętych form glacialnych na Niżu Europejskim, określenie ich cech geomorfologicznych oraz interpretacja procesów odpowiedzialnych za ich genezę. Do realizacji głównego celu pracy wyznaczono następujące cele szczegółowe:

- wyznaczenie obszarów występowania krętych form glacialnych w strefie maksymalnego rozprzestrzenienia południowo-zachodniego sektora ostatniego lądolodu skandynawskiego (LGM);
- analiza geomorfologiczna wybranych obszarów występowania krętych form glacialnych oraz ich typologia;
- analiza morfometryczna obniżeń międzywałowych w dwóch obszarach testowych oraz porównanie uzyskanych wyników z cechami morfometrycznymi rynien subglacialnych i ozów;
- analiza budowy geologicznej wałów i obniżeń międzywałowych w dwóch obszarach testowych z wykorzystaniem danych archiwalnych i publikowanych wyników;
- rekonstrukcja procesów geologicznych odpowiedzialnych za powstanie krętych form glacialnych.

Realizacja postawionych zadań miała na celu weryfikację hipotez badawczych, wynikających z koncepcji Lesemanna i in. (2010, 2014) oraz kontr-koncepcji Clarka i Livingstone'a (2018). W pracy za Lesemannem i in. (2010, 2014) przyjęto, że kręte formy glacialne powstały w wyniku erozyjnej działalności subglacialnych wód roztopowych. Założono, że formy te charakteryzują się podobnymi cechami morfologicznymi i morfometrycznymi, jak inne formy związane z kanałowym drenażem subglacialnych wód roztopowych (rynny subglacialne i ozy). Przyjęto także, że GCLs są świadectwem katastrofalnych subglacialnych przepływów wód roztopowych w warunkach wysokiego ciśnienia hydrostatycznego.

3. Obszar badań i występowanie krętych form glacialnych

Z badań geomorfologicznych na Niżu Europejskim, w tym z wcześniejszych prac z obszaru Pojezierza Dobrzyńskiego (Lesemanna i in. 2010, 2014, Adamczyk i in. 2022), a także z badań w obszarze Ameryki Północnej (Clark, Livingstone 2018) wynika, że kręte formy glacialne występują tylko w rynnach subglacialnych związanych z ostatnim zlodowaceniem, choć Waga i Fajer (2016) sugerują możliwość występowania tego typu form także na obszarze objętym lądolodem skandynawskim podczas starszego zlodowacenia (odry).

W związku z powyższym obszar, na którym prowadzono badania krętych form glacialnych został ograniczony do terenu północnej Danii, północnych i północno-wschodnich Niemiec oraz północnej Polski (fig. 1). Obejmuje on strefę krajobrazu młodoglacialnego, ukształtowanego podczas maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu skandynawskiego oraz jego faz recesyjnych, mniej więcej od ok. 24 do 15 tys. lat temu (np.. Wysota i in. 2009; Wysota, Molewski 2011; Houmark, Nielsen 2011; Marks 2012; Litt i in. 2007; Heine i in. 2009; Luethgens i in. 2011; Rinterknecht i in. 2014; Tylmann i in. 2019). W krajobrazie lodowcowym tego obszaru przeważają wysoczyzny morenowe w wielu miejscach rozcięte przez liczne rynny subglacialne (m.in. Majdanowski 1950; Galon, 1964; Kozarski 1966/67; Hansen 1971; Pasierbski 1979; Piotrowski 1994, 1997; Niewiarowski 1995; Cofaigh 1996; Smed 1998; Jørgensen, Sandersen 2006). Obok wysoczyzn morenowych szeroko rozpowszechnione są formy akumulacji wodnolodowcowej, w tym stożki sandrowe u wylotu rynien subglacialnych oraz równiny i szlaki sandrowe (zob. Galon 1953, 1958; Churska 1958; Bogacki 1976, 1980; Zieliński 1993; Piotrowski 1994; Olsen, Andreasen 1995; Wysota 1999; Krzyszkowski, Zieliński 2002; Górska-Zabielska 2008; Kasprzak i in. 2011; Luethgens i in. 2011; Sobiech, Wysota 2013; Sobiech 2019).

Kręte formy glacialne zidentyfikowano w 59 miejscach (fig. 1) na całym badanym obszarze Niżu Europejskiego. Najwięcej pól występowania GCLs rozpoznano na terenie północnej Polski (41), pozostałe na terenie Niemiec (7 pól) i Danii (11). Zdecydowana większość z nich znajduje się na obszarze objętym przez lądolód w czasie fazy poznańskiej zlodowacenia wisły (faza frankfurcka – Niemcy, *East Jutland Border Line* – Dania), a tylko nieliczne związane są z fazą leszczyńską (faza brandenburska – Niemcy, *Main Stationary Line* – Dania) lub fazą pomorską (*Belt Advance Limit* – Dania). Pola krętych form glacialnych

występują w miarę równomiernie na całym badanym terenie, nie tworząc większych kompleksów. Wyjątek stanowi północno-wschodnia część Pojezierza Wielkopolskiego (Pojezierze Gnieźnieńskie), gdzie na stosunkowo niewielkim obszarze znajduje się aż 11 pól krętych form glacialnych. Nieco większe nagromadzenie pól GCLs znajduje się także na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim oraz w północno-wschodniej części Pojezierza Zachodniopomorskiego (fig. 1).

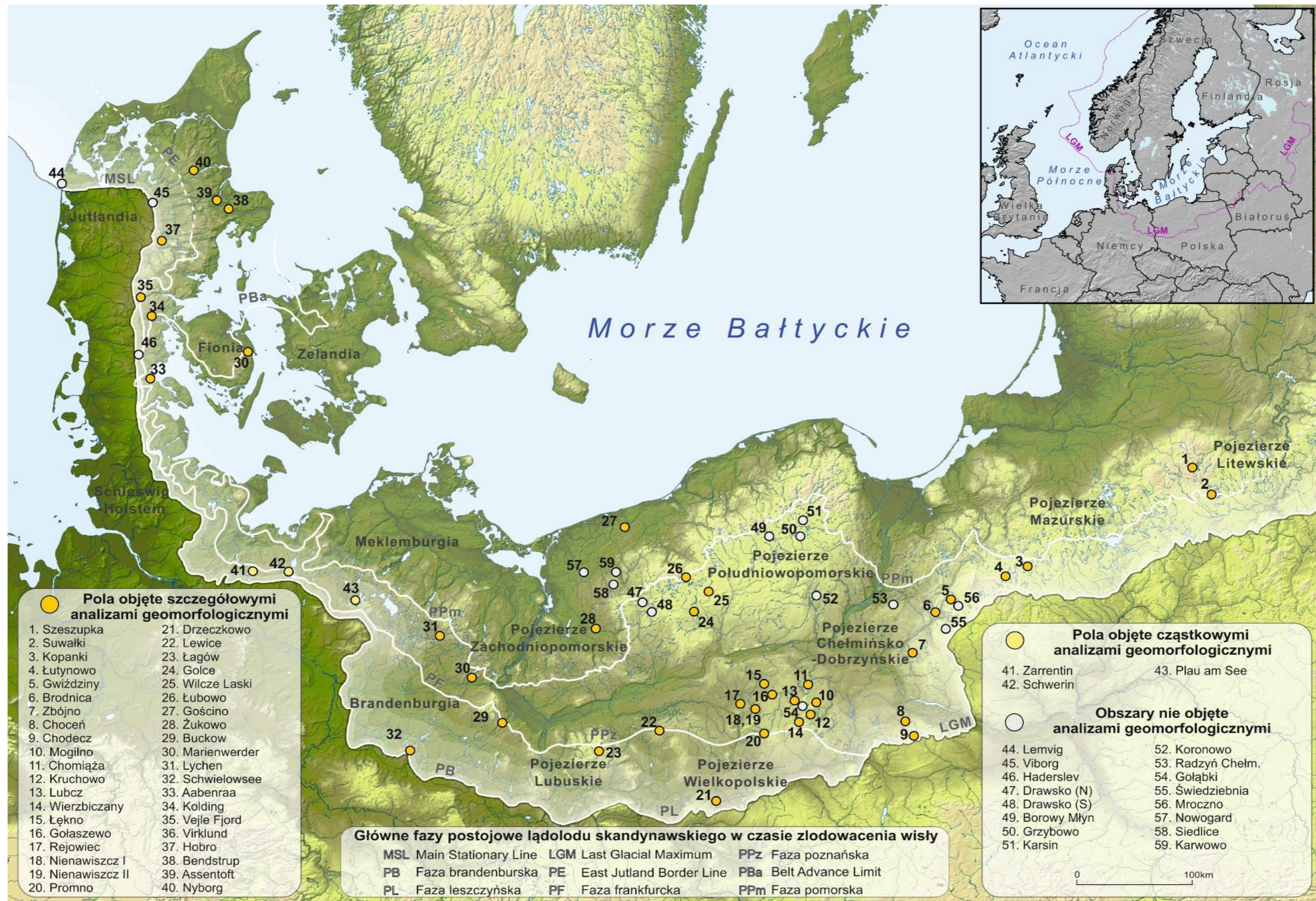


Fig. 1. Występowanie krętych form glacialnych na Niżu Europejski

4. Materiały źródłowe i dane

Materiały źródłowe wykorzystane w badaniach krętych form glacialnych można podzielić na dwa główne typy. Podstawowym źródłem danych były numeryczne modele terenu wysokiej rozdzielczości (dane LiDAR). Wykorzystano je do rozpoznania badanych form na Niżu Europejskim oraz analiz geomorfologicznych i morfometrycznych. Drugim typem danych, były mapy geologiczne i geomorfologiczne oraz profile archiwalnych sond geologicznych. Posłużyły one jako materiały pomocnicze w analizach geomorfologicznych badanych obszarów oraz stanowiły podstawę do wykonania analizy budowy geologicznej badanych form w obszarach testowych.

4.1. Numeryczne modele terenu wysokiej rozdzielczości (dane LiDAR)

Wstępna identyfikacja obszarów występowania GCLs została przeprowadzona na podstawie obrazów numerycznych modeli terenu dostępnych na geoportalach krajowych– (Polska - www.geoportal.gov.pl; Dania - <http://miljoegis.mim.dk>) i regionalnych (Brandenburgia - <http://bb-viewer.geobasis-bb.de>; Meklemburgia - <https://www.gaia-mv.de>). Obrazy dostępne na geoportalach, przedstawiane są za pomocą różnego typu metod wizualizacji rzeźby terenu. Geoportal dla obszaru Brandenburgii wyświetla łączony model hipsometryczny i cieniowany, natomiast geoportale dla obszarów Polski, Danii i Meklemburgii prezentują rzeźbę terenu tylko za pomocą cieniowanego modelu rzeźby (w przypadku polskiego geoportalu możliwe jest dołączenie warstwy z modelem hipsometrycznym). Dodatkowo, w zależności od geoportalu, cieniowany model terenu wyświetlany jest za pomocą skali szarości o różnej intensywności i natężeniu. Ponadto, dostępne obrazy rzeźby terenu charakteryzują się różną rozdzielczością wyświetlanych modeli, często zależną od skali wyświetlania. Wszystko to sprawia, że omawiany typ danych można wykorzystać jedynie w celach poglądowych, a dokładna identyfikacja badanych form możliwa była jedynie na podstawie numerycznych modeli terenu przygotowanych w oparciu o dane źródłowe.

Wyznaczenie obszarów występowania krętych form glacialnych oraz szczegółowe analizy geomorfologiczne i morfometryczne wykonano na podstawie numerycznych modeli terenu wysokiej rozdzielczości (dane LiDAR). Dla większości obszaru Polski objętego zasięgiem ostatniego lądolodu dane źródłowe o rozdzielczości 1 m pozyskano z Centralnego

Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej; dla Danii dane o rozdzielczość 1,5 m pobrano ze strony: <http://download.kortforsyningen.dk>. Dane LiDAR o rozdzielczości 1 m do badań fragmentów Brandenburgii (Niemcy) udało się pozyskać dzięki współpracy naukowej w projektach realizowanych przez prof. Jana A. Piotrowskiego z Uniwersytetu w Aarhus (Dania).

Numeryczne dane wysokościowe pochodziły z różnych źródeł, w związku z czym charakteryzowały się różną rozdzielczością i formatem zapisu. Dane pochodzące z Danii i Niemiec zapisane były w formacie ASCII Arc Info Grid, natomiast dane z Centralnego Ośrodka Geodezji i Kartografii były plikami XYZ. Problem różnego typu zapisu został rozwiązany przy pomocy programu SAGA GIS, który umożliwia konwersję plików z formatu XYZ do ASCII. Kwestię różnej rozdzielczości danych wejściowych rozwiązano natomiast przy mozaikowaniu (łączeniu) arkuszy danych LiDAR. Każdy z analizowanych obszarów został zmozaikowany w rozdzielczości 2 m, co pozwoliło ujednoczyć pozyskane dane. Niestety w danych źródłowych pojawiały się błędy, których, mimo wielu prób reinterpolacji, na etapie mozaikowania nie udało się naprawić. W tych miejscach numeryczny model terenu przyjmuje charakterystyczny „schodkowy” układ (*staircase effect*) uniemożliwiający jego poprawną analizę. Problem ten został zidentyfikowany w przypadku niektórych danych LiDAR z terenu Polski i Danii.

4.2. Dane geologiczne i geomorfologiczne

W prowadzonych pracach badawczych wykorzystano różnego typu dane geologiczne i geomorfologiczne w tym:

- Szczegółowa mapa geologiczna Polski (SmgP) w skali 1:50 000 wraz z objaśnieniami i szkicami geomorfologicznymi w skali 1:100 000,
- Mapa geologiczna Brandenburgii (*Geologische Übersichtskarte*) w skali 1:100 000,
- Przeglądowa mapa geologiczna Brandenburgii (*Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg*) w skali 1:300 000,
- Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000,
- Mapa geomorfologiczna Danii (*Landskabskort over Danmark* - Smed 1979, 1981);
- Profile sond ręcznych i mechanicznych oraz wkopów i odsłoneń wykonanych dla opracowywania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000,

arkusze: Brodnica (Wysota 2005, 2006), Golub-Dobrzyń (Wysota 2007, 2009), Górzno (Niewiarowski, Wysota 2000a, b), Lipno (Dzierżek 2007, 2008), Rypin (Wysota, Sokołowski 2017, 2018) i Skępe (Dzierżek, Szymanek 2014, 2015);

- Profile geologiczne wierceń dostępne w Centralnej Bazie Danych Geologicznych (CBDG) - <http://geologia.pgi.gov.pl>.

Kartograficzne dane geologiczne i geomorfologiczne, które wykorzystano do analiz nie stanowią spójnej całości, zarówno pod względem skali opracowania, jak i stosowanych wydziałów geologicznych i geomorfologicznych. Wspomniana niejednorodność wynika z różnej skali opracowania poszczególnych map, czyli generalizacji występujących na danym obszarze form, jak również z przyjętej metodologii ich opracowania. Na mapach geomorfologicznych wyznaczone są tylko jednostki geomorfologiczne, nie zawierające informacji o powierzchniowej budowie geologicznej. Wyjątkiem są duńskie mapy geomorfologiczne (Smed 1979, 1981), które zawierają szczątkowe informacje o litologii poszczególnych wydziałów. Na mapach geologicznych Brandenburgii określona jest tylko litologia z ogólną, opisową charakterystyką danego typu osadów. Natomiast na Szczegółowej mapie geologicznej Polski, w związku z największą skalą opracowania, znajdują się jednostki litologiczne wraz z interpretacją genetyczną (np. piaski i żwiry wodnolodowcowe, piaski, żwiry i gliny drumlinów, itp.). W przypadku SmgP pewnym problemem jest również długi okres powstawania map. Redakcja i opracowanie ich dla całej Polski, uwzględniając proces reambulacji niektórych arkuszy, trwa od lat 60. XX aż do tej pory. W związku z tym zmieniały się nie tylko metody badań, ale także interpretacja niektórych wyników i form rzeźby terenu. Formy rzeźby terenu, w kontekście nowych metod stosowanych w badaniach geologicznych i geomorfologicznych, w szczególności opartych na danych LiDAR, często są obecnie interpretowane inaczej niż jeszcze kilkanaście lat wcześniej (por. Adamczyk i in. 2016a, 2017a, Weckwerth i in. 2019).

Na podstawie map geologicznych i geomorfologicznych określono charakterystykę geomorfologiczną badanych obszarów wraz z ogólną budową geologiczną analizowanych form i ich dotychczasową interpretacją. Do szczegółowej analizy budowy geologicznej krętych form glacialnych wykorzystano 402 różnego typu archiwalne punkty dokumentacyjne. Największą część z nich stanowiły sondy ręczne (268) i sondy mechaniczne (77), następnie

wkopy i odsłonięcia (50); w mniejszym stopniu wykorzystano dane z głębokich wierceń (7), głównie hydrogeologicznych.

Budowę geologiczną krętych form glacialnych w obszarach testowych analizowano nie tylko na podstawie danych z sond, wierceń czy wkopów, ale także na podstawie odsłoneń opisanych w literaturze. Na badanym obszarze swoje badania prowadzili między innymi Olszewski (1994, 1997, 2000, 2001, 2006), Wysota (1992, 1993, 1994 1995) oraz Lesemann i in. (2010, 2014). Na podstawie zamieszczonych w tych pracach opisów, dotyczących poszczególnych stanowisk oraz na podstawie przeprowadzonych przez tych badaczy badań możliwe było poznanie struktury wewnętrznej wybranych zespołów krętych form glacialnych na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim.

5. Metody badań

Wstępna identyfikacja obszarów występowania krętych form glacialnych na Niżu Europejskim została wykonana na podstawie przeglądu geomorfologicznego, przeprowadzonego wzdłuż południowo-zachodniego sektora ostatniego lądolodu. Wykorzystane zostały do tego obrazy numerycznych modeli terenu wysokiej rozdzielczości. Podstawą identyfikacji miejsc występowania krętych form glacialnych były obszary podobne pod względem morfologicznym do obszaru występowania krętych form glacialnych na Pojezierzu Dobrzyńskim, w którym po raz pierwszy opisano formy tego typu (Lesemann i in. 2010, 2014). W związku z tym, szczególną uwagę poświęcono szerokim i podłużnym rynnom polodowcowym, których geneza związana jest z przepływami subglacialnych wód roztopowych.

Pozyskane numeryczne modele terenu wysokiej rozdzielczości pozwoliły na wykonanie poglądowych modeli terenu o rozdzielczości poziomej (wielkości piksela) nie mniejszej niż 10 m dla prawie wszystkich obszarów (z wyjątkiem obszarów w Meklemburgii – Niemcy). Do szczegółowych analiz geomorfologicznych wybrano 40 obszarów (8 w Danii, 4 w Niemczech i 28 w Polsce), dla których powstały modele terenu o wielkości piksela równej 2 m (fig. 1). Ze względu na potencjalne duże błędy pomiarów, badaniami nie objęto miejsc, w których stwierdzono błędy w źródłowych danych LiDAR (np. Lemvig w Danii, nr 45 na fig. 1) oraz obszarów silnie przekształconych w wyniku postglacialnej ewolucji krajobrazu.

Dla każdego z analizowanych obszarów wykonano mapy pierwotnych i wtórnych atrybutów topograficznych. Przygotowano mapy hipsometryczne, cieniowane modele terenu oraz mapy spadków i orientacji (Smith, Clark 2002; Urbański 2010). W przypadku obszarów wytypowanych do szczegółowej analizy morfometrycznej zestaw przygotowanych map został rozszerzony o mapy kierunków spływu, topograficznego indeksu pozycji (TPI – ang. *topographic positioning index*) oraz topograficznego indeksu wilgotności (TWI – ang. *topographic wetness index*) (Jenness 2006).

Nowoczesne technologie pozwalają na komputerowe wyznaczanie granic poszczególnych form lub całych typów krajobrazów (Tagil, Jenness 2008), zwanych także geomorfonami (Jasiewicz, Stepinski 2013; Jasiewicz i in. 2014). Półautomatyczne

lub automatyczne metody analizy w geomorfologii glacialnej stosowano najczęściej w badaniach drumlinów (m.in. Saha i in. 2011; Hiller, Smith 2012, 2014; Eisank i in. 2014; Jorge i Brennand 2017b; Wang 2017). Wykorzystano je jednak również do wyznaczenia ozów (Broscoe i in. 2011; Storrar i in. 2014) czy też delimitacji form glacialnych na obszarze Finlandii (Putkinen i in. 2017). W związku z powszechnym wykorzystywaniem nowoczesnych metod w badaniach krajobrazu młodoglacialnego powstały prace porównujące rezultaty uzyskiwane za pomocą różnego typu metod (Jorge i Brennand 2017a; Chandler i in. 2018). Innym typem są prace, analizujące różnice w wynikach uzyskiwanych przez różnych autorów przy manualnym wyznaczaniu tych samych form (Hiller i in. 2015). Mimo wielu metod automatycznych i półautomatycznych stosowanych w analizach geomorfologicznych krajobrazów polodowcowych, w przypadku badań nad krętymi formami glacialnymi nie zdecydowano się jednak na ich użycie. Przyjęte do analiz parametry oraz specyfika analizowanych form, w szczególności liczne rozcięcia badanych form przez młodsze obniżenia, znacznie utrudniałyby analizę z zastosowaniem metod automatycznych lub wymagałyby poświęcenia dużej ilości czasu na weryfikację i korektę uzyskanych wyników. W związku z tym uznano, że ręczne wyznaczanie form, w oparciu o mapy pierwotnych i wtórnych atrybutów topograficznych pozwoli na uzyskanie najlepszych rezultatów.

Do szczegółowej analizy morfometrycznej wybrano dwa obszary występowania krętych form glacialnych: Zbójno i Brodnica. Wybrano je ze względu na znaczną ilość pojedynczych form, które można poddać analizie. W tych obszarach znajdują się także odsłonięcia opisywane dotychczas w literaturze, które posłużyły do analizy struktury wewnętrznej GCLs. Na taki wybór wpłynął również bogaty zasób danych geologicznych i geomorfologicznych oraz liczba dostępnych publikacji naukowych, dotyczących tego obszaru.

5.1. Metody analizy geomorfologicznej pól i zespołów krętych form glacialnych

Pola zostały zdefiniowane jako fragmenty rynien subglacialnych lub większych stref drenażu subglacialnego, stanowiących jeden wspólny system odpływu wód, w których znajdują się formy typu GCLs. Zasięg pól wyznaczono na podstawie krawędzi rynien subglacialnych (Adamczyk i in. 2017b) oraz miejsc, w których kręte formy glacialne zanikają

lub kończą się poziomy topograficzne, na których one występują. W obrębie pól wyznaczone zostały zespoły, które rozumiane są jako grupy form (wałów i obniżeń) o możliwie jak najbardziej homogenicznej charakterystyce geomorfologicznej i zwartym położeniu (Adamczyk i in. 2016a, 2022).

Dla wydzielonych pól określono: powierzchnię (fig. 2A), liczbę zespołów (fig. 2B), sumaryczną powierzchnię zespołów, procentowy udział powierzchni zespołów w stosunku do całkowitej powierzchni pola, łączną liczbę wałów w obrębie pola (fig. 2C) oraz liczbę poziomów topograficznych, na których występują formy GCLs (fig. 2D). Dla 3 pól położonych w Meklemburgii ze względu na brak numerycznego modelu terenu wysokiej rozdzielczości obliczono tylko pierwszych 5 parametrów.

Następnie, dla 137 zespołów, obliczono następujące parametry morfologiczne: powierzchnię (fig. 2E), długość (fig. 2F), szerokość (fig. 2G), wskaźnik wydłużenia (stosunek długości do szerokości), maksymalną liczbę wałów w profilu poprzecznym (fig. 2H), łączną liczbę wałów w całym zespole (fig. 2I), średnią różnicę wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych, a dnem rynny subglacjalnej (fig. 2J) oraz średnią różnicę wysokości pomiędzy grzbietami wałów, a sąsiadującą wysoczyzną morenową (fig. 2K). Wartości średnie rzędnych obniżeń międzywałowych oraz grzbietów wałów obliczono na podstawie wykreślonych profili poprzecznych. Dla profili poprzecznych wykreślono także linię trendu, bazującą na wielomianie drugiego stopnia (fig. 2L). Wyznaczone linie trendu pokazują uproszczony układ wałów w profilu poprzecznym (skośny, płaski, U-kształtny), a pośrednio wskazują także na złożoność profilu poprzecznego (Adamczyk i in. 2017b). Średnie rzędne wysokości posłużyły do obliczenia różnic wysokości pomiędzy poszczególnymi zespołami, co było podstawą do wyznaczenia liczby poziomów topograficznych (fig. 2D). Do obliczenia średnich różnic wysokości obniżeń międzywałowych w stosunku do dna rynny (fig. 2J) oraz średnich wysokości wałów w relacji do wysoczyzny morenowej (fig. 2K), przyjmowano odpowiednio najniższy punkt w dnie rynny oraz uśrednioną wysokość wysoczyzny morenowej w jej najbliższym sąsiedztwie.

Wyniki pomiarów analizowanych pól i zespołów zostały zestawione w załączniku nr 1. Szczegółowe modele terenu pól i zespołów wraz z reprezentatywnymi profilami poprzecznymi i linią trendu oraz charakterystyką morfologiczną zespołów przedstawiono w załączniku nr 2.

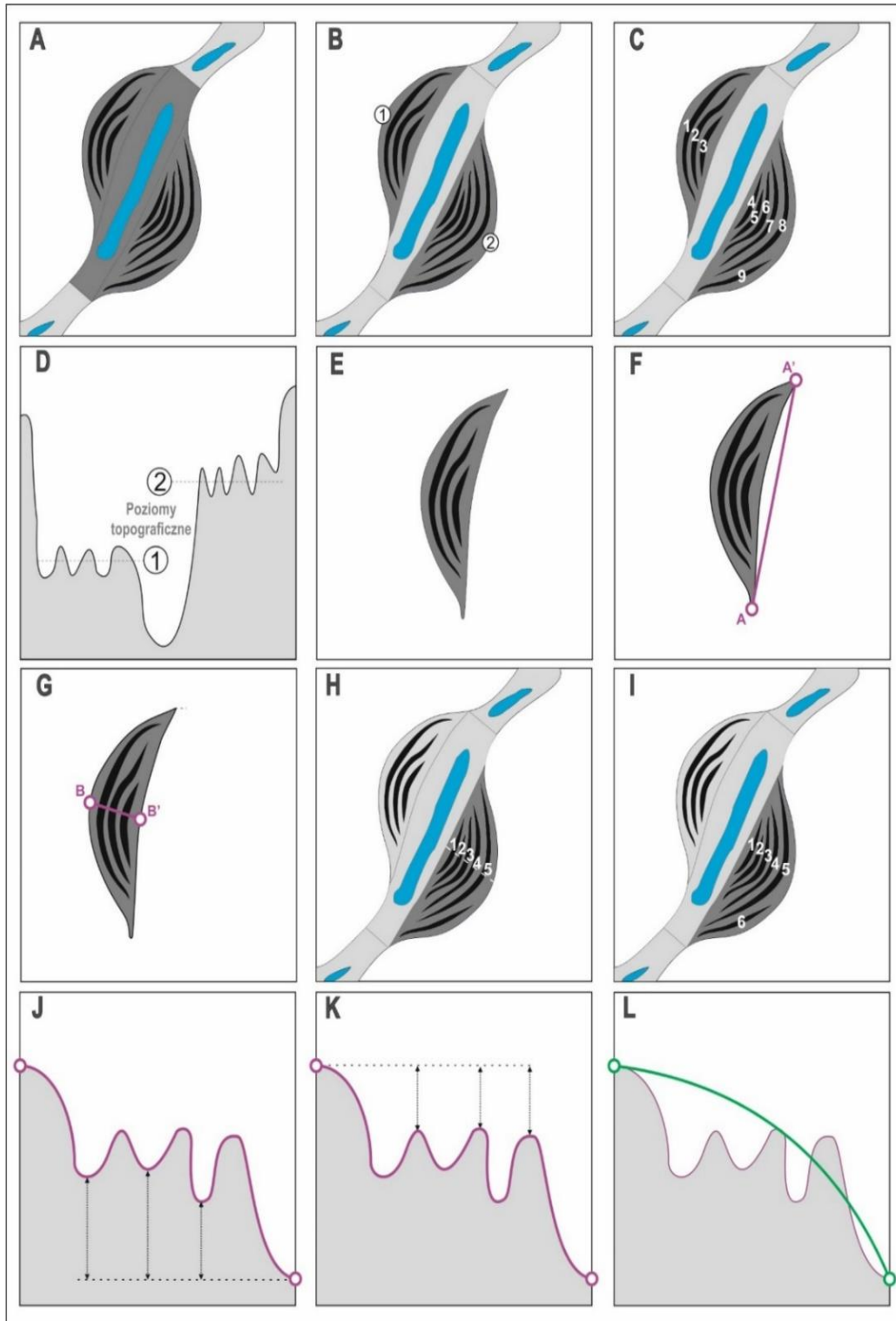


Fig. 2. Parametry morfologiczne pól i zespołów: **A** - powierzchnia pola; **B** - liczba zespołów; **C** - łączna liczba wałów w zespole; **D** - liczba poziomów topograficznych; **E** - powierzchnia zespołu; **F** - długość zespołu; **G** - szerokość zespołu; **H** - największa liczba wałów w profilu poprzecznym; **I** - łączna liczba wałów w zespole; **J** - średnia różnica wysokości pomiędzy dnem obniżenia międzywałowych a dnem rynny subglacjalnej; **K** - średnia różnica wysokości pomiędzy grzbietem wałów a wysoczyzną morenową; **L** - uproszczony kształt profilu poprzecznego, wykreślony na podstawie wielomianu drugiego stopnia

Następnym etapem prac była analiza pól i zespołów krętych form glacialnych pod względem stopnia złożoności systemu drenażu subglacialnego w danym obszarze. Pola podzielono na:

- **pola proste (PP)** – położone w pojedynczych wąskich rynnach subglacialnych (ang. *simple tunnel valleys*)– fig. 3A;
- **pola złożone (PZ)** – znajdujące się w dłuższych i szerszych rynnach subglacialnych, w których występuje jeden lub kilka poziomów topograficznych (ang. *compound tunnel valley*) – fig. 3B;
- **pola wielokrotnie złożone (PWZ)** – składające się z co najmniej dwóch rynien subglacialnych, tworzących wspólny system drenażu wód subglacialnych (ang. *tunnel valley complexes*) – fig. 3C.

Ostatnim analizowanym elementem było porównanie charakterystyki morfologicznej zespołów w zależności od miejsca położenia w rynie subglacialnej, tj. czy znajdują się w części dystalnej, środkowej czy proksymalnej rynny subglacialnej. Analiza ta została wykonana tylko dla zespołów, znajdujących się w polach złożonych i wielokrotnie złożonych.

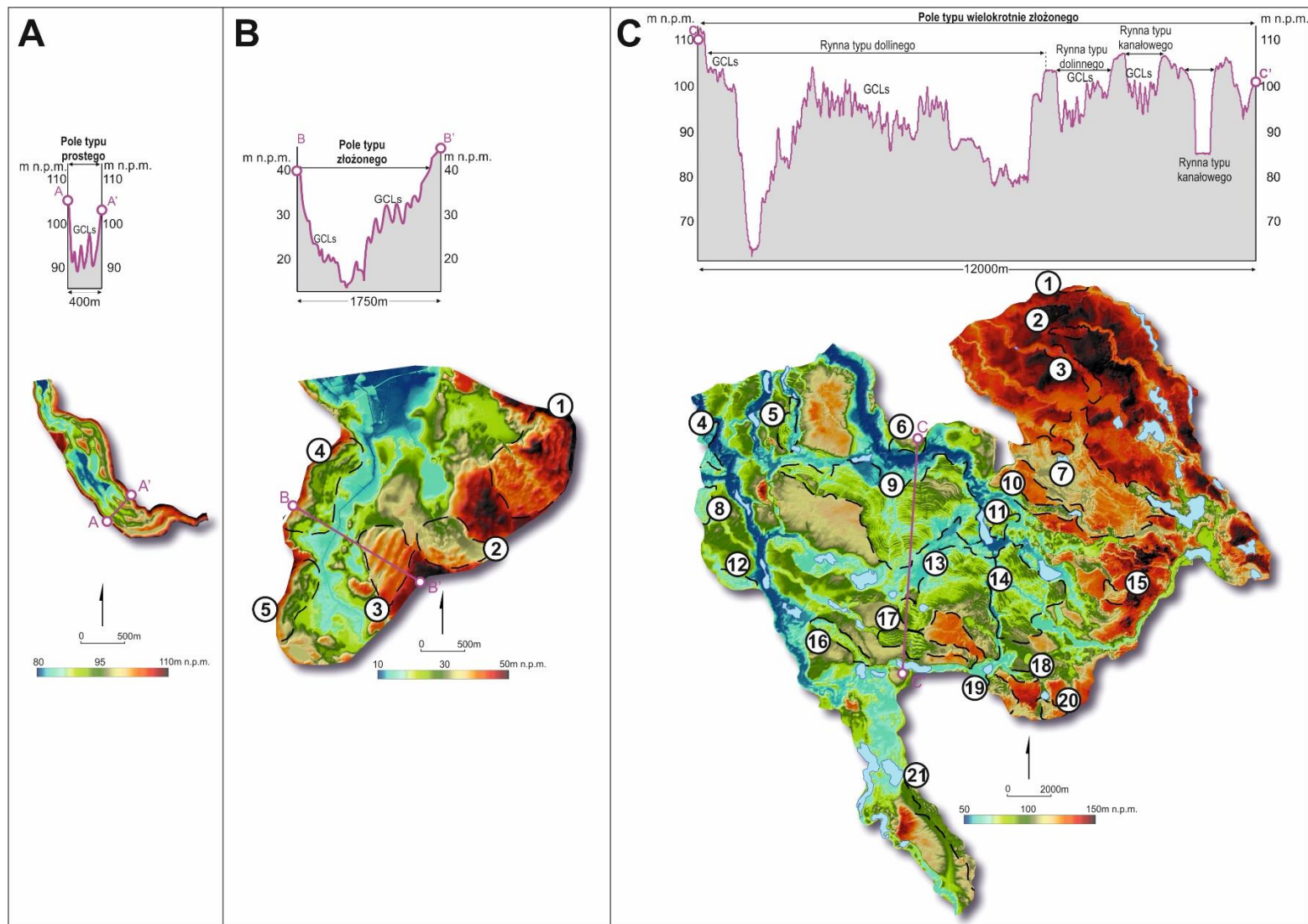


Fig. 3. Typy morfogenetyczne pól krętych form glacialnych na wybranych przykładach: A – pole typu prostego na przykładzie pola Nienawiszcz I; B – pole typu złożonego na przykładzie pola Gościno; C – pole typu wielokrotnie złożonego na przykładzie pola Zbójno.

5.2. Metody analizy morfometrycznej krętych form glacialnych

Zgodnie z przyjętą hipotezą roboczą powstawania krętych form glacialnych, czyli erozyjną działalnością subglacialnych przepływów wód roztopowych, szczegółowej analizie morfometrycznej poddano jedynie obniżenia międzywałowe. W przeprowadzonych analizach wykorzystano parametry najczęściej stosowane w charakterystyce morfometrycznej rynien subglacialnych (Adamczyk i in. 2017b; Atkinson i in. 2013; Hooke, Jennings 2006; Jørgensen, Sandersen 2006; Kristensen i in. 2007) oraz ozów (Storrar i in. 2014). Dla poszczególnych obniżeń międzywałowych zmierzono: długość, krętość, rozwinięcie profilu podłużnego, średni spadek, szerokość, stosunek długości do szerokości, głębokość oraz stosunek szerokości do głębokości (fig. 4A-I). Długość (l) jest to odległość mierzona wzdłuż osi obniżenia i rzutowana na płaszczyznę (fig. 4B). Krętość (S_v) jest to stosunek długości obniżenia do najkrótszej odległości pomiędzy jego początkiem a końcem (fig. 4C). Rozwinięcie profilu podłużnego (Sh) jest to stosunek długości topograficznej obniżenia (długości uwzględniającej rzeźbę terenu) do jego długości rzutowanej na płaszczyznę poziomą (fig. 4D); parametr ten obliczono na bazie profili podłużnych wykreślonych dla wszystkich obniżeń. Średni spadek (t) obniżenia, wyznaczano na bazie linii trendu (Adamczyk i in. 2017a) i jest to stosunek różnicy wysokości pomiędzy początkiem a końcem linii trendu do długości danego obniżenia (fig. 4E). Taki sposób pomiaru średniego spadku (nie na podstawie różnicy wysokości pomiędzy początkiem a końcem obniżenia, zob. Storrar i in. 2014) wynikał z dużego zróżnicowania profilu podłużnego i częściowego przemodelowania pierwotnych form przez procesy denudacyjne w czasie postglacialnej ewolucji krajobrazu (por. Karasiewicz i in., 2014, 2017). Uzasadnione było założenie, że obecne w krajobrazie współczesne formy GCLs są przekształconymi oryginalnymi formami, a więc nie jest znana rzędna początku i końca pierwotnego obniżenia. Brak pewności, co do wysokości, w połączeniu ze znacznym zróżnicowaniem profilu podłużnego wprowadzałyby wątpliwość uzyskanych na tej podstawie wyników średniego spadku obniżeń. Zastosowana metoda, bazująca na linii trendu, pozwalała częściowo uniezależnić wyniki od rzędnej początku i końca obniżenia. Wartości średniego spadku mogą mieć dodatni lub ujemny zwrot. Dodatni, w przypadku, kiedy średni spadek obniżeń jest przeciwny do nachylenia dawnej powierzchni lądolodu, a ujemny, kiedy jest zgodny.

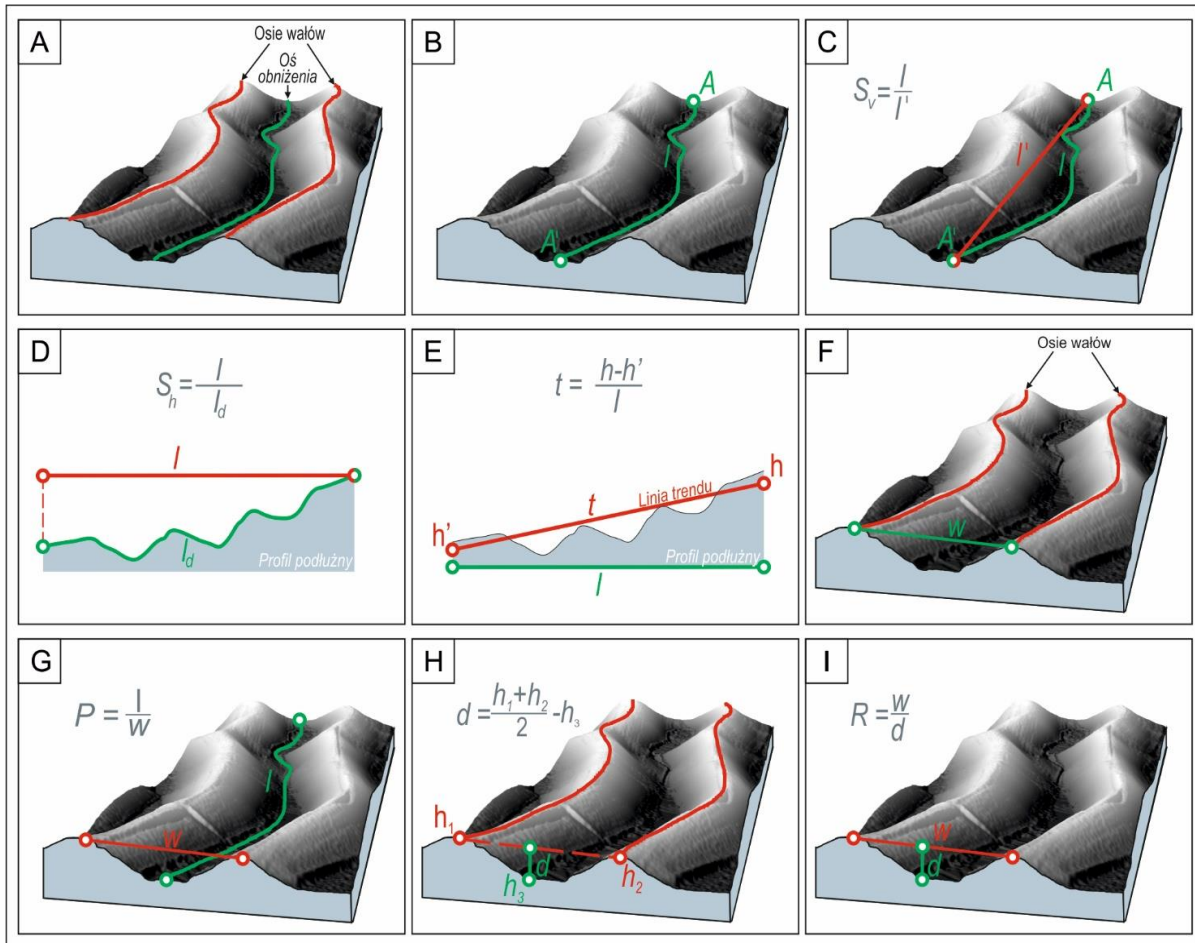


Fig. 4. Sposób pomiaru i obliczenia cech morfometrycznych obniżeń międzywałowych. A - wyznaczenie osi wałów i obniżeń; B - długość; C - krętość; D - rozwinięcie profilu podłużnego; E - średni spadek; F - szerokość; G - stosunek długości do szerokości; H - głębokość; I - stosunek szerokości do głębokości.

Szerokość obniżeń (w) wyznaczano na bazie profili poprzecznych, które wykreślono (średnio co 100 m) pomiędzy osiami wałów, sąsiadujących z obniżeniem, prostopadłe do jego osi. Szerokość, jest to długość profilu poprzecznego rzutowanego na płaszczyznę poziomą (fig. 4F). Na podstawie profili poprzecznych obliczono również głębokość obniżeń (d). Jest to różnica wysokości pomiędzy średnią wysokością wałów sąsiadujących z obniżeniem, a najniższym punktem w profilu poprzecznym (fig. 4H). Na podstawie uzyskanych wyników obliczono także stosunek długości do szerokości (fig. 4G) oraz stosunek szerokości do głębokości (fig. 4I). Średnie wartości obu wskaźników dla poszczególnych obniżeń zostały obliczone na podstawie wszystkich wykreślonych profili, nie zaś tylko na podstawie średniej szerokości lub głębokości.

W celu uzyskania jak najbardziej reprezentatywnych wyników, szczegółowa analiza morfometryczna objęła jedynie obniżenia o długości większej niż 500 m. Ustalenie wartości progowej obniżeń podyktowane było uzyskiwaniem skrajnych wyników poszczególnych parametrów dla najkrótszych obniżeń. Z analizy wykluczono wszystkie profile poprzeczne, dla których głębokość była mniejsza niż 0,5 m, co z kolei wynikało z pionowego błędu modelu terenu, który może osiągać 0,25 m. Szerokość i głębokość obliczono tylko dla obniżeń (lub ich fragmentów) otoczonych z obu stron wałami GCLs.

Uzyskane wyniki zestawiono w tabelach oraz przedstawiono ich rozkłady przestrzenne na rycinach. Podstawowe parametry statystyczne, takie jak: wartość średnia, minimalna, maksymalna, odchylenie standardowe oraz mediana obliczono dla całego analizowanego pola oraz odrębnie dla każdego z zespołów. Pozwoliło to na dokładniejszą analizę zmienności cech morfometrycznych obniżeń międzywałowych w przestrzeni oraz ze względu na typ zespołu.

5.3. Metody analizy budowy geologicznej krętych form glacialnych

Analiza budowy geologicznej krętych form glacialnych została podzielona na dwa etapy. Pierwszy z nich polegał na określeniu powierzchniowej budowy geologicznej badanych form na podstawie dostępnych map geologicznych (obszar Polski i Niemiec) i geomorfologicznych (Smed 1979, 1981). Etap ten stanowił ostatnią część analizy geomorfologicznej pól i zespołów GCLs. W tym celu, dla poszczególnych pól, zestawiono dostępne dane, w postaci arkuszy SmgP oraz innych źródeł kartograficznych opisanych w rozdziale 4.2. Na tej podstawie określono powierzchniową budowę geologiczną wałów i obniżeń wraz z ich ówczesną interpretacją geomorfologiczną. Pozwoliło to na zestawienie pól krętych form glacialnych pod względem ich powierzchniowej budowy geologicznej (tab. 6).

W drugim etapie prac, analiza budowy geologicznej objęła tylko pola wybrane do szczegółowych analiz morfometrycznych: zbójeńskie i brodnickie. Dla każdego z zespołów w obrębie tych pól zestawiono profile geologiczne wykonane w ramach prac kartograficznych do poszczególnych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski oraz później wykonanych wierceń.

Szczegółowa analiza geologiczna wybranych form w polach testowych została opisana w oparciu o dostępną literaturę. Wszystkie badania terenowe czy wyniki analiz, które będą przytaczane, zostały wykonane przez autorów poszczególnych prac, a szczegóły na temat zastosowanych przez nich metod badawczych znajdują się w cytowanych publikacjach i opracowaniach.

6. Geomorfologia pól i zespołów krętych form glacialnych

Wyniki przeprowadzonych analiz geomorfologicznych wskazują na bardzo duże zróżnicowanie pól krętych form glacialnych pod względem wszystkich badanych parametrów (tab. 1, zał. 1 – tab. 1). Powierzchnia pól waha się od 0,5 do 358,0 km², średnio wynosi 42,6 km², przy odchyleniu standardowym 75,7 km². Niemal 35 % pól ma powierzchnię poniżej 10 km². Pośród analizowanych pól, aż sześć (Chodecz, Gołaszewo, Gwiździny, Nienawiszcz I i II oraz Rejowiec¹) ma powierzchnię mniejszą niż 2 km², natomiast trzy pola (Lychen, Szeszupka, Zbójno) mają powierzchnię większą niż 200 km² (zał. 1 – tab. 1). Podobną sytuację można zaobserwować w przypadku dwóch kolejnych parametrów. Łączna powierzchnia zespołów w danym polu waha się od 0,3 do 83,6 km², przy średniej równej 8,6 km² i odchyleniu standardowym równym 14,0 (tab. 1). Na ten wynik znaczny wpływ ma dziewięć pól (Chodecz, Gołaszewo, Gwiździny, Hobro, Lubcz, Nienawiszcz I i II, Wierzbiczany oraz Wilcze Laski), w których powierzchnia zespołów nie przekracza 1 km² oraz pola Lychen i Zbójno, w których zespoły mają łączną powierzchnię większą niż 50 km² (zał. 1 – tab. 1). Aż w 35% pól łączna powierzchnia zespołów jest mniejsza niż 2 km², a w przypadku ponad 50% pól – mniejsza niż 4 km². Średni stosunek sumarycznej powierzchni zespołów do całkowitej powierzchni pola wynosi 26,7 %, minimalnie osiągając 5 %, a maksymalnie 100 % powierzchni pola (tab. 1).

Na podstawie analizy rozkładu sumarycznej powierzchni zespołów do całkowitej powierzchni pola (fig. 5) można wskazać trzy grupy pól. Do pierwszej (najliczniejszej) należą pola, w których powierzchnia zespołów nie przekracza 20 % powierzchni pola. Drugą grupę, stanowią pola o powierzchni zespołów pomiędzy 20 a 50 %, a trzecią te, w których powierzchnia zespołów równa jest powierzchni pola (pola Gołaszewo, Nienawiszcz I i II oraz Rejowiec).

W przypadku dwóch kolejnych parametrów, czyli liczby zespołów w danym polu oraz liczby poziomów topograficznych rozstęp uzyskanych wyników jest dużo mniejszy. Liczba zespołów w polu waha się od 1 do 21; średnio wynosi 3,4 przy odchyleniu standardowym równym 3,5. Jednak co ważne, w przypadku aż 65 % pól, liczba zespołów w nich jest mniejsza

¹ W zależności od kontekstu w pracy zamiennie używa się nazw pól w formie rzeczownikowej i przymiotnikowej, np. pole Zbójno i pole zbójeńskie.

lub równa 3, a tylko w 15 % pól liczba ta jest większa lub równa 6. (fig. 5). Do największych pól pod tym względem należy pole Zbójno, gdzie wyznaczono aż 21 zespołów oraz pola Lychen – 10 zespołów i Mogilno – 8 zespołów (zał. 1- tab. 1).

Na podstawie średnich różnic wysokości pomiędzy grzbietami wałów a wysoczyzną morenową oraz dnem obniżeń międzywałowych, a dnem rynny subglacjalnej udało się wyróżnić od 1 do 5 poziomów topograficznych w poszczególnych polach. Jednak aż w 19 z 40 analizowanych pól (47,5 %) zespoły położone są na jednym poziomie topograficznym (fig. 5). Ponadto, uzyskane wyniki pozwoliły określić także średnią różnicę wysokości pomiędzy grzbietem wałów a wysoczyzną morenową, która wynosi 14,1 m (odchylenie standardowe równe 7,7 m) oraz średnią różnicę wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacjalnej równą 16,6 m (odchylenie standardowe – 13,5 m).

Tabela 1. Podstawowe parametry pól krętych form glacialnych

Typ pola		Liczba pól	Liczba zespołów w polu	Powierzchnia pola (km ²)	Powierzchnia zespołów w polu (km ²)	Procentowy udział powierzchni zespołów w polu (%)	Liczba poziomów topograficznych	Łączna liczba form w polu	Średnia różnica wysokości pomiędzy grzbietem wałów a wysoczyzną morenową (m)	Średnia różnica wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacialnej (m)
Wszystkie pola	Średnia	43	3,4	42,6	7,6	29,5	1,9	30,7	13,9	16,6
	Min.		1,0	0,5	0,3	5,0	1,0	2,0	2,8	0,8
	Max.		21,0	358,0	83,6	100,0	5,0	255,0	30,9	63,5
	SD		3,5	75,7	14,0	26,7	1,1	42,9	7,7	13,5
Pola proste	Średnia	4	1,0	1,0	1,0	100,0	1,0	3,3	5,3	7,1
	Min.		1,0	0,5	0,5	100,0	1,0	2,0	3,3	2,4
	Max.		1,0	1,5	1,5	100,0	1,0	5,0	10,0	14,9
	SD		0,0	0,4	0,4	0,0	0,0	1,3	3,1	5,5
Pola złożone	Średnia	28*	2,4	22,1	4,9	24,1	1,6	20,4	14,1	16,6
	Min.		1,0	1,7	0,3	5,0	1,0	3,0	2,8	0,8
	Max.		6,0	69,9	23,6	56,3	5,0	57,0	29,1	63,5
	SD		1,5	19,8	5,3	15,2	0,9	15,6	7,2	13,9
Pola wielokrotnie złożone	Średnia	11	6,8	109,9	17,0	17,6	3,0	64,0	16,7	20,0
	Min.		2,0	9,8	1,0	6,0	1,0	11,0	9,6	9,8
	Max.		21,0	358,0	83,6	49,7	5,0	255,0	30,9	56,0
	SD		5,3	127,2	24,6	12,5	1,1	69,3	8,0	13,9

* Liczba pól zawiera także pola w Meklemburgii (Niemcy), dla których została wykonana analiza tylko 4 pierwszych parametrów.

SD – odchylenie standardowe.

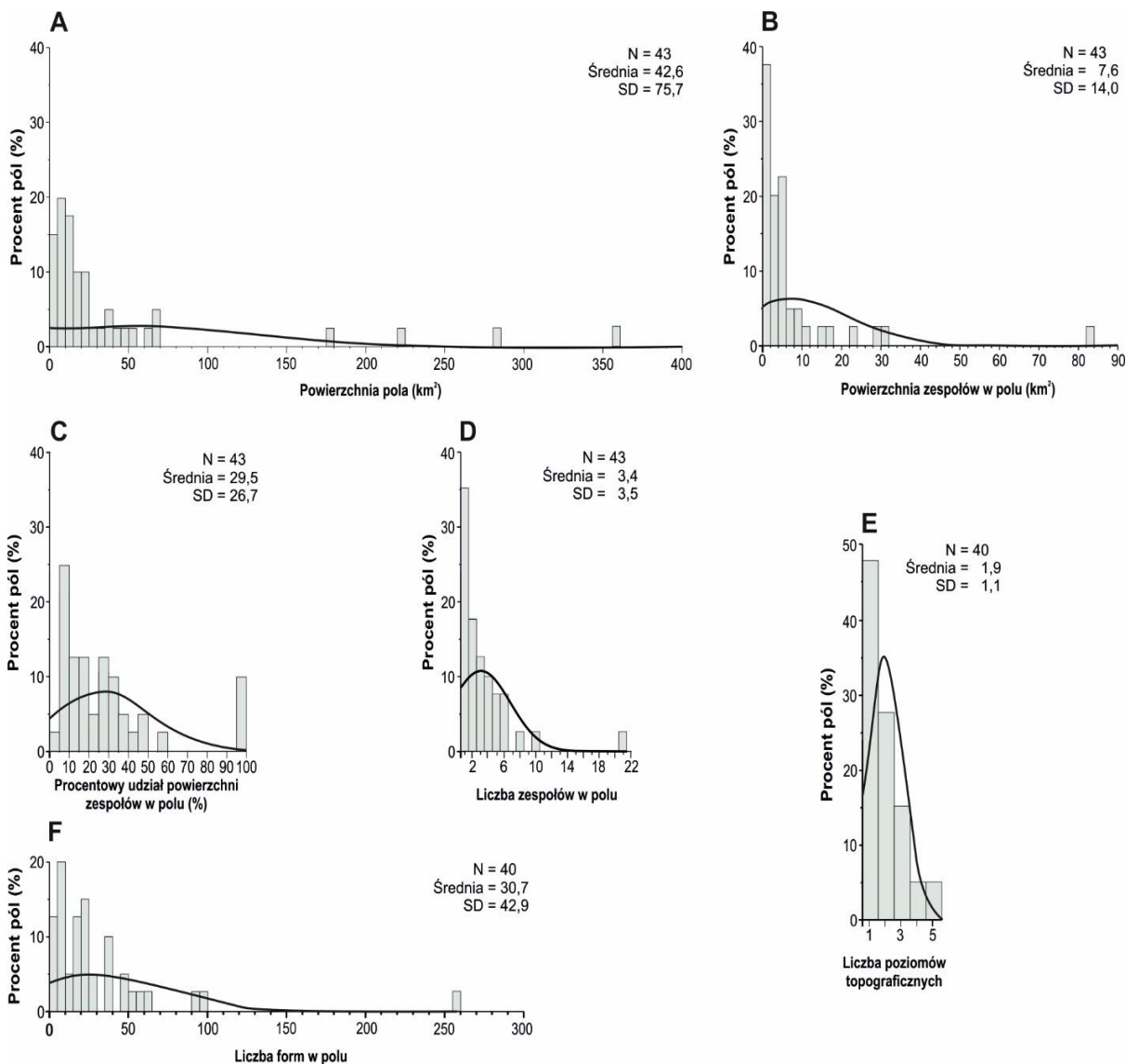


Fig. 5. Charakterystyka morfologiczna pól krętych form glacialnych. SD – odchylenie standardowe.

6.1. Pola krętych form glacialnych

Zgodnie z przyjętymi założeniami, pola krętych form glacialnych podzielono na trzy główne typy z uwagi na ich charakterystykę geomorfologiczną. Pola typu prostego stanowią najmniej liczną grupę. Na badanym obszarze udało się zidentyfikować jedynie cztery takie pola położone w Polsce: Gołaszewo, Rejowiec oraz Nienawiszcz I i II (pola od 16 do 19 na fig. 1). Do tej grupy należą też najprawdopodobniej pola Lemvig w Danii oraz Siedlice w Polsce, których nie poddano jednak analizom ze względu na błędy w numerycznym modelu terenu. Pola typu PP charakteryzują się niewielką powierzchnią, nieprzekraczającą 2 km². Ich średnia powierzchnia wynosi jednak zaledwie 1,0 km². W polach tego rodzaju znajduje się

tylko jeden zespół, składający się z kilku (zwykle od 2 do 5) równoległych wałów, zalegających bezpośrednio w dnie rynny subglacjalnej. Najmniejsza zanotowana różnica wysokości pomiędzy dnem obniżenia międzywałowych, a najniższym punktem w dnie rynny wyniosła 0,5 m, średnio osiągając 7,1 m (tab. 1; zał. 1 – tab. 1). Średnia różnica wysokości pomiędzy grzbietami wałów a wysoczyzną morenową wynosi 5,3 m (tab. 1), co jednoznacznie wskazuje na niewielkie rozmiary rynien subglacjalnych, w których znajdują się tego typu pola.

Pola typu złożonego zidentyfikowano aż w 28 miejscach na terenie całego badanego obszaru: 7 pól w Danii, 5 w Niemczech i 16 w Polsce (tab. 1; zał. 1 – tab. 1). Uzyskane wyniki wskazują na duże zróżnicowanie cech geomorfologicznych pól tego typu, zdecydowanie większe niż w przypadku względnie jednorodnych pól typu prostego. Powierzchnia pól położonych w rynnach polodowcowych typu dolinnego waha się od 1,7 km² (pole Gwiździny – nr 5 na fig. 1) do 69,9 km² (pole Plau am See – nr 43, na fig. 1), a ich średnia powierzchnia wynosi 21,1 km² (tab. 1). Wyniki badań wskazują, że w polach złożonych można wyróżnić do 6 zespołów krętych form glacialnych (średnio 2,4), o powierzchni łącznej od 0,3 km² (pole Gwiździny) do 23,6 km² (pole Vejle Fjord – nr 35 na fig. 1). Średnia powierzchnia zespołów wynosi 4,9 km² (tab. 1). Procentowy udział całkowitej powierzchni zespołów w stosunku do powierzchni pola wynosi od 5,0 % (pole Wierzbiczany – nr 14 na fig. 1) do 56,3% (pole Virklund – nr 36 na fig. 1), średnio – 22,2 % (tab. 1). W polach złożonych znajduje się średnio 20,4 wały. Najmniej form wałowych, tworzących kręte formy glacialne, zidentyfikowano w polu Wierzbiczany, gdzie znaleziono tylko 3 formy, natomiast najwięcej w polu Łubowo (nr 26 na fig. 1) – 57 wałów (tab. 1; zał.1 – tab. 1).

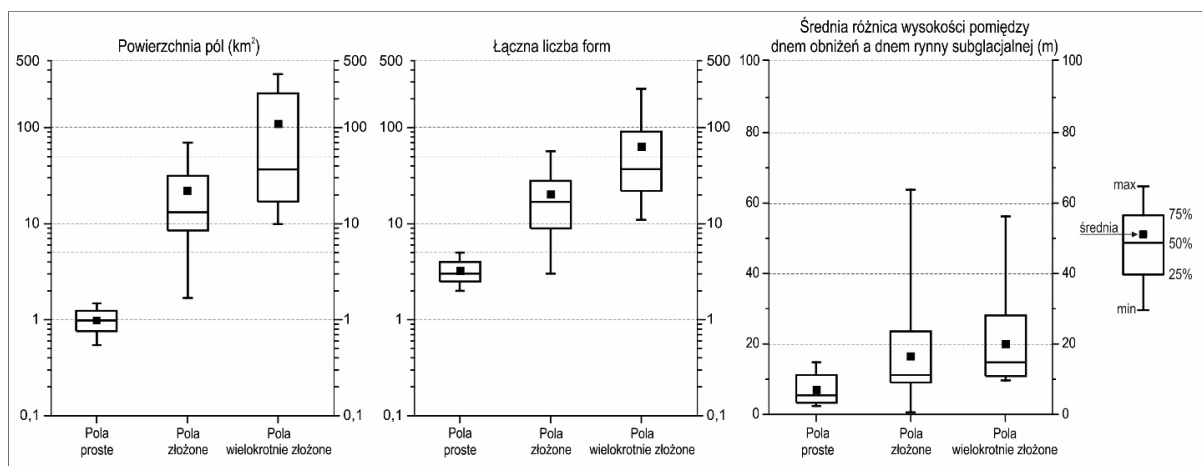


Fig. 6. Wybrane wyniki analizy morfologicznej pól krętych form glacialnych z podziałem na typy pól.

Największą różnicę pomiędzy polami prostymi a złożonymi widać w zakresie porównania ich powierzchni i łącznej liczby wałów w polu (fig. 6). Jedną z najbardziej istotnych różnic zaobserwowanych pomiędzy polami prostymi a złożonymi jest liczba poziomów topograficznych (tab. 1). W polach położonych w rynnach typu kanałowego zespoły zalegają na jednym poziomie, znajdującym się bezpośrednio w dnie rynny. W przypadku pól zlokalizowanych w rynnach typu dolinnego można wyróżnić maksymalnie 5 poziomów topograficznych (np. pole Vejle Fjord). Średnia liczba poziomów topograficznych w polach złożonych wyniosła 1,7, ponieważ w aż w 14 z pól tego typu kręte formy glacialne występują tylko na jednym poziomie topograficznym (zał. 1 – tab. 1). Jest to jednak poziom topograficzny położony wyżej niż dno rynny. W przypadku trzech pól krętych form glacialnych, w których formy znajdują się na jednym poziomie topograficznym, stwierdzono występowanie więcej niż jednego zespołu (pole Łękno – 3 zespoły, pole Łubowo – 3 zespoły oraz pole Wilcze Łaski – 2 zespoły). Dla złożonych pól krętych form glacialnych różnica wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacialnej osiąga wartości pomiędzy 0,8 a 63,5 m, przy czym średnia wartość tego parametru (14,1 m) jest niemal dwukrotnie wyższa niż w przypadku pól prostych (tab. 1).

Pola typu wielokrotnie złożonego są największymi i najbardziej zróżnicowanymi pod względem geomorfologicznym polami, które zidentyfikowano na Niżu Europejskim. Na badanym obszarze wyróżniono 11 pól tego typu: w Niemczech – pola Lychen i Marienwerder, w Danii – pole Bendstrup, a w Polsce – pola Szeszupka, Suwałki, Brodnica, Zbójno, Mogilno, Kruchowo, Promno i Łągów (fig. 1, zał. 1 – tab. 1). Najmniejszym z pól tego typu jest pole Bendstrup (nr 38 na fig. 1) o powierzchni 9,8 km², największym zaś pole Zbójno (nr 7 na fig. 1) – 358,0 km². Średnia powierzchnia pól tego typu wynosi 109,9 km², przy odchyleniu standardowym równym 127,2 km² (tab. 1). W polach wielokrotnie złożonych zidentyfikowano od 2 (pole Kruchowo) do aż 21 (pole Zbójno) zespołów krętych form glacialnych. Średnia łączna powierzchnia zespołów w polu wynosi 17,9 km²; w polu zbójńskim mają one łącznie powierzchnię 83,6 km², natomiast w polu kruchowskim zaledwie 2,5 km². Zespoły krętych form glacialnych stanowią średnio 17,6 % powierzchni pól wielokrotnie złożonych. Największy udział procentowy zespołów w powierzchni pola stwierdzono w polu Bendstrup – 49,7% (nr 38 na fig. 1), a najmniejszy w polu Brodnica – 8,8 % (pole nr 6 na fig. 1).

Pola wielokrotnie złożone charakteryzują się bardzo zróżnicowaną liczbą wałów. Łączna liczba form w poszczególnych polach wynosi od 11 (pole Kruchowo) aż do 253 (pole Zbójno). Średnio w pojedynczym polu wielokrotnie złożonym znajdują się 64 formy, przy odchyleniu standardowym równym 69,4 (tab. 1). Na tak duże wartości średniej oraz odchylenia standardowego ma wpływ przede wszystkim liczba form w polu zbójeńskim. W drugim, co do wielkości polu pod tym względem (pole Szeszupka – nr 1 na fig. 1) znajduje się znacznie mniej (90) form. Podobnie jak w przypadku pól złożonych, w polach wielokrotnie złożonych kręte formy glacialne położone są na kilku (od 2 do 5) poziomach topograficznych. Średnia różnica wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny wynosi 16,7 m, natomiast średnia różnica pomiędzy grzbietem wałów a wysoczyzną morenową wynosi 20,0 m.

6.2. Zespoły krętych form glacialnych

W obrębie 40 pól, które poddano szczegółowej analizie morfologicznej, wyznaczono 137 zespołów o łącznej powierzchni 327,7 km². Podobnie jak w przypadku pól, zespoły krętych form glacialnych cechują się dość dużym zróżnicowaniem podstawowych parametrów morfologicznych. Średnia powierzchnia zespołu równa jest 2,3 km² (tab. 2). Najmniejsze z zespołów mają powierzchnię mniejszą niż 0,2 km² (zał. 1 – tab. 2), natomiast największy z zespołów ma powierzchnię 21,2 km². Warto jednak zaznaczyć, że aż 50% zespołów (69 z 137) ma powierzchnię mniejszą niż 1 km² (fig. 7A). Długość zespołów waha się od 0,4 do 9,8 km (średnio 2,3 km), a ich szerokość wynosi od 0,3 do 5,4 km (średnio 1,1 km). Jednak w przypadku aż 50% zespołów ich długość nie przekracza 2 km (fig. 7B), a w przypadku ponad 70% zespołów ich szerokość jest mniejsza niż 1 km (fig. 7D). Wśród analizowanych zespołów znajdują się zarówno formy bardzo silnie wydłużone (najwyższa wartość wskaźnika wydłużenia wyniosła 11,7) jak i pojedyncze zespoły, których szerokość jest większa niż długość (najmniejsza wartość wskaźnika wydłużenia wyniosła = 0,6). Średnio wskaźnik wydłużenia zespołów wynosi 2,5. Jednak dominują (prawie 80%) zespoły, których wskaźnik wydłużenia wynosi pomiędzy 1,5 a 3,5 (fig. 7C).

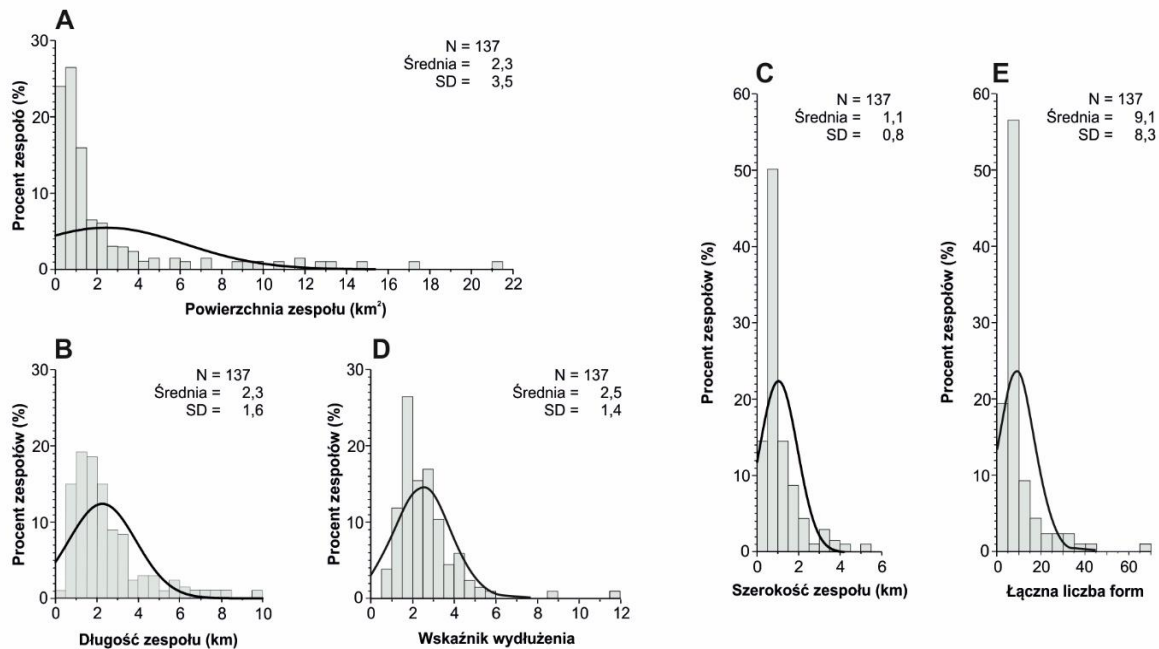


Fig. 7. Najważniejsze cechy morfologiczne zespołów krętych form glacialnych. SD – odchylenie standardowe.

Zespoły są także bardzo zróżnicowane pod względem liczby wałów. W zespole stanowiącym pole Gołaszewo oraz w zespole nr 5 w polu Suwałki znajdują się zaledwie 2 formy. Największą liczbę form (65) zidentyfikowano w zespole nr 9 w polu Zbójno (zał. 1 - tab. 2). Średnio jednak w zespole znajduje się 9 form, co wynika z tego, że w ponad 80% zespołów liczba wałów nie przekracza 10 (fig. 7E). W tych samych zespołach, w których zidentyfikowano największą i najmniejszą łączną liczbę form, zidentyfikowano także najmniejszą i największą liczbę form w profilu poprzecznym. Średnio w profilu poprzecznym występuje około 7 form, natomiast w przypadku zespołu nr 9 w polu Zbójno, w profilu poprzecznym zidentyfikowano aż 51 form.

Znaczne różnice w uzyskanych wynikach zanotowano także w przypadku analizy różnic wysokości pomiędzy grzbietami wałów a wysoczyzną morenową oraz pomiędzy dnem obniżen międzywałowych a dnem rynny. W przypadku pierwszego z parametrów, średnia różnica wysokości wynosi 14,9 m, natomiast największa zmierzona wartość to 63,3 m (zespół nr 3 w polu Szeszupka – tab. 2). Średnio minimalna różnica wysokości pomiędzy grzbietami wałów a wysoczyzną wynosi 8,6 m (tab. 2). Warto podkreślić, że w zespole nr 4 w polu Chomiąza grzbiety wałów wystają maksymalnie 3,2 m ponad krawędź sąsiadującej z zespołem wysoczyzny morenowej.

Obniżenia międzywałowe zalegają średnio 18,6 m ponad powierzchnią dna rynny. Najmniejszą wartość odnotowano w zespole nr 7 w polu Mogilno, w którym dno obniżeń międzywałowych jest na tej samej wysokości, co dno rynny (załącznik nr 1 - tab. 2). Natomiast największą różnicę wysokości stwierdzono w zespole nr 3 w polu Szeszupka, gdzie w jednym z profili poprzecznych dno obniżeń międzywałowych znajduje się 111,4 m powyżej dna rynny (zał. nr 1 - tab. 2).

Tabela 2. Charakterystyka morfologiczna zespołów krętych form glacialnych.

Typ zespołu		Liczba zespołów	Powierzchnia zespołu (km ²)	Długość (km)	Szerokość (km)	Wskaźnik wydłużenia	Średnia różnica wysokości pomiędzy grzbietem wałów a wysoczyzną morenową (m)	Średnia różnica wysokości między dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacialnej (m)	Łączna liczba form w zespole	Maksymalna liczba form w profilu poprzecznym
Wszystkie zespoły	Średnia	137	2,3	2,3	1,1	2,5	14,9	18,6	9,1	7,5
	Min.		0,2	0,4	0,3	0,6	1,0	0,5	2,0	2,0
	Max.		21,2	9,8	5,4	11,7	54,2	84,0	65,0	51,0
	SD		3,5	1,6	0,8	1,4	8,6	15,3	8,3	6,1
Zespoły proste	Średnia	21	1,4	2,8	0,7	4,2	11,1	13,9	4,7	4,5
	Min.		0,4	1,2	0,3	1,4	2,7	2,4	2,0	2,0
	Max.		3,8	7,5	1,6	11,7	28,8	36,0	9,0	9,0
	SD		1,0	1,7	0,3	2,5	6,7	8,4	1,8	1,6
Zespoły złożone	Średnia	116	2,5	2,3	1,1	2,2	15,5	19,5	9,9	8,1
	Min.		0,2	0,4	0,3	0,6	1,0	0,5	2,0	2,0
	Max.		21,2	9,8	5,4	4,8	54,2	84,0	65,0	51,0
	SD		3,8	1,6	0,9	0,9	8,8	16,1	8,8	6,4

SD – odchylenie standardowe.

6.2.1. Typy morfogenetyczne zespołów krętych form glacialnych

Na podstawie przeprowadzonej wcześniej analizy pól krętych form glacialnych oraz charakterystyki geomorfologicznej zespołów podzielono je na dwa typy:

- **Typ A (zespoły proste)** – położone w wąskich rynnach subglacialnych zaklasyfikowanych do pól prostych. Mogą wchodzić w skład pól wielokrotnie złożonych. Na badanym obszarze zidentyfikowano 21 zespołów tego typu;
- **Typ B (zespoły złożone)** – znajdują się w szerszych i bardziej złożonych rynnach subglacialnych, w których wyróżniono co najmniej jeden poziom topograficzny. Na badanym obszarze jest 116 zespołów, wchodzących w skład pól złożonych i wielokrotnie złożonych

Przeprowadzone analizy cech morfologicznych wykazały znaczące różnice pomiędzy zespołami krętych form glacialnych typu prostego i złożonego. Zespoły typu A cechują się niższymi wartościami prawie wszystkich zmierzonych parametrów, z wyjątkiem szerokości oraz wskaźnika wydłużenia, niż zespoły typu B. Mają także mniejszą średnią powierzchnię (odpowiednio 1,4 km² i 2,5 km²), ale cechują się również mniejszym rozstępem danych. Powierzchnia pierwszego typu zespołów waha się od 0,4 do 3,8 km², natomiast drugiego od 0,2 do 21,2 km² (tab. 2). Zespoły proste mają nieco większą średnią długość (2,8 km), ale mniejszą średnią szerokość (0,7 km) niż zespoły złożone (odpowiednio: 2,3 km i 1,1 km). Ponownie widoczna jest dysproporcja w wartościach minimalnych i maksymalnych. Długość zespołów prostych waha się w przedziale 1,2–7,5 km, a szerokość 0,3–1,6 km, natomiast zespoły typu B mają długość pomiędzy 0,4 a 9,8 km, a szerokości od 0,3 do 5,4 km (tab. 2). Różnice morfologiczne pomiędzy oboma typami zespołów najlepiej pokazuje wskaźnik wydłużenia (fig. 9). Zespoły proste cechują się większym wydłużeniem, średnio jest to 4,2 (min. – 1,4, max. – 11,7), niż zespoły złożone – średnio 2,2 (min. – 0,6, max. – 4,8).

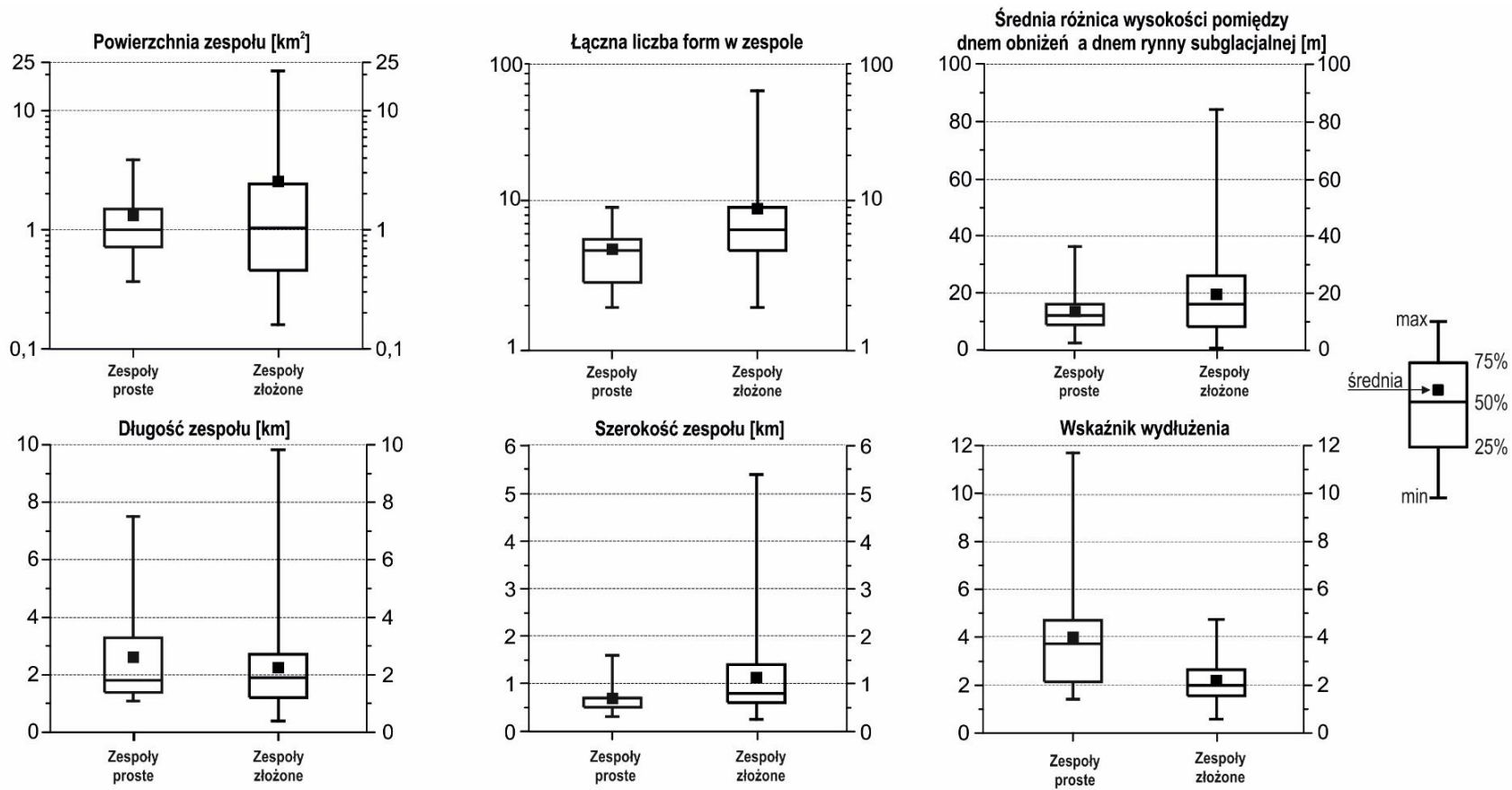


Fig. 8. Charakterystyka morfologiczna zespołów krętych form glacialnych w podziale na typ zespołu.

Analiza różnic wysokości pomiędzy wysoczyzną a grzbietem wałów oraz pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacjalnej przyniosła podobne rezultaty, jak w przypadku analizy wykonanej dla pól krętych form glacialnych. Zespoły proste charakteryzują się mniejszymi średnimi wartościami obu parametrów niż zespoły złożone (tab. 2). Średnia różnica wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny dla zespołów typu A wynosi 13,9 m, a dla zespołów typu B – 19,5 m; natomiast średnia różnica wysokości pomiędzy wysoczyzną a grzbietami wałów wynosi odpowiednio 11,1 m i 15,5 m (tab. 2).

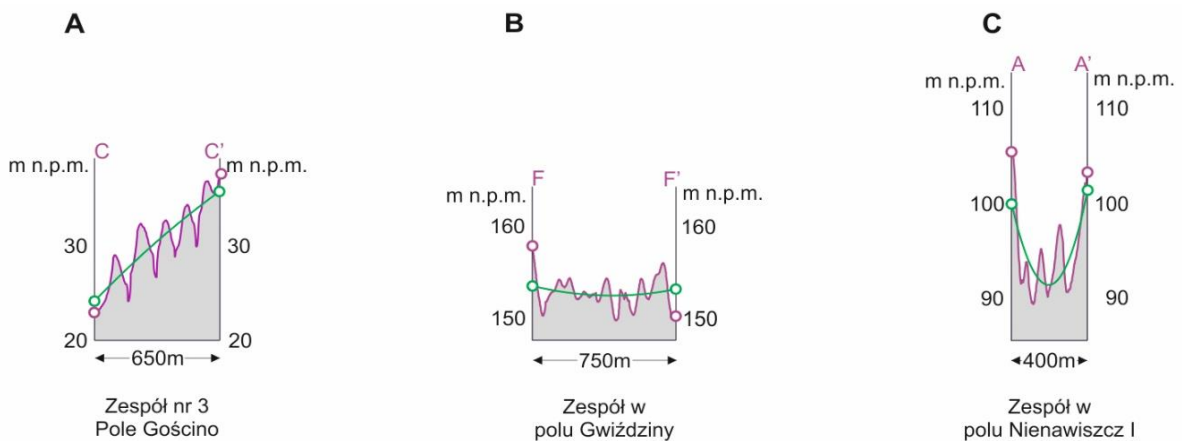


Fig. 9. Typy profili poprzecznych zespołów krętych form glacialnych wyznaczone na podstawie wielomianów drugiego stopnia.

Dla wyznaczonych profili poprzecznych wykreślono ich uproszczony kształt za pomocą wielomianu drugiego stopnia. Pozwoliło to wskazać trzy charakterystyczne układy form w zespołach: skośny (fig. 9A), płaski (fig. 9B) oraz U-kształtny (fig. 9C). W zdecydowanej większości zespołów typu B grzbiety wałów obniżają się stopniowo w kierunku dna rynny subglacjalnej. Jednym z najlepszych przykładów takiego układu form jest zespół nr 3 w polu Gościno (fig. 3B; fig. 9A). Innym typem układu form w zespołach złożonych jest występowanie wierzchołków wałów na tej samej wysokości. Przykładem płaskiego układów wałów może być zespół zlokalizowany w polu Gwiździny (fig. 9B) oraz zespół nr 2 w polu Golce (pole nr 24 na fig. 1). W zespołach typu prostego wielomian drugiego stopnia ma zazwyczaj kształt litery U. Jako przykład można wskazać zespół w polu Nienawiszcz I (fig. 9C) albo zespół nr 3 w polu Zbójno (profile poprzeczne wraz z wykreślonymi ich uproszczonymi kształtami znajdują się w Załączniku nr 2).

Analiza zespołów krętych form glacialnych objęła także obliczenie łącznej liczby wałów w zespole oraz ich maksymalną liczbę w profilu poprzecznym. Zespoły typu A charakteryzują się zbliżoną wartością łącznej liczby form w zespole i ich liczbą maksymalną w profilu poprzecznym (odpowiednio 4,7 i 4,4). Warto zaznaczyć, że największą liczbę wałów w zespołach prostych zmierzono w zespole nr 4 w polu Marienwerder (pole nr 30 na fig. 1) i było to 9 form. W zespołach złożonych, dużo rzadziej zdarzają się zespoły, w których maksymalna liczba wałów w profilu poprzecznym jest taka sama, jak ich łączna liczba w zespole. Średnio w zespołach tego typu występuje 9,9 wałów, natomiast w profilu poprzecznym 8,3 (tab. 2). Najwięcej form zidentyfikowano w zespole nr 9 w polu Zbójno, gdzie w profilu poprzecznym zidentyfikowano 51 form, a w całym zespole aż 63 formy.

6.2.2. Charakterystyka morfologiczna zespołów typu B względem ich położenia w proksymalnej, środkowej lub dystalnej części rynny subglacialnej

Ze względu na bardzo dużą liczbę zespołów typu B, przeanalizowano ich charakterystykę morfologiczną w zależności od ich położenia w proksymalnej, środkowej lub dystalnej części rynny subglacialnej. W tej analizie nie uwzględniono zespołów, ponieważ zajmują one całą powierzchnię rynny polodowcowej. Zespoły w proksymalnej części rynny zdefiniowano na podstawie ich położenia, wskazującego na początek rynny subglacialnej. Zespoły w dystalnej części rynny, wyznaczono na podstawie ich położenia w bezpośredniej bliskości krawędzi lądolodu. Pozostałe zespoły zaklasyfikowano jako znajdujące się w środkowej części rynny. Na podstawie przeprowadzonego podziału wyróżniono: 5 zespołów w części proksymalnej, 101 w środkowej oraz 10 w dystalnej części rynien. Wyniki przeprowadzonej analizy morfologicznej zestawiono w tab. 3. Porównano nie tylko poszczególne typy zespołów między sobą, lecz także z zespołami położonymi w rynnach subglacialnych typu kanałowego (fig. 10).

Pod względem morfologicznym zespoły w proksymalnych częściach rynien charakteryzują się względną homogenicznością. Zespoły te są wyraźnie wydłużone (wskaźnik wydłużenia jest równy 3,1), mają niewielką szerokość (średnia wynosi 0,7 km, wartość max. – 1,2 km) oraz niewielką powierzchnię (średnia – 1,9 km²). Ich charakterystyka morfologiczna podobna jest do wyników uzyskanych dla zespołów typu prostego, których średni wskaźnik wydłużenia wynosi 4,0, średnia szerokość – 0,7 km, a średnia powierzchnia

– 1,3 km². Także średnie wartości różnicy wysokości pomiędzy dnem obniżen międzywałowych a dnem rynny subglacialnych wskazują na podobieństwo pomiędzy zespołami prostymi, a zespołami typu złożonego, położonymi w proksymalnej części rynien subglacialnych. Średnia różnica wysokości wynosi odpowiednio 13,6 m i 13,9 m (tab. 3). Podobieństwo to widoczne jest także w łącznej liczbie wałów w danym zespole i maksymalnej liczbie wałów w profilu poprzecznym. Zespoły w proksymalnych częściach rynien cechują się małą łączną liczbą wałów (średnio 6,0), która jest niemal identyczna z maksymalną liczbą wałów w profilu poprzecznym (średnio 5,6), co jest jedną z cech charakterystycznych zespołów typu prostego. Podobnie jak w przypadku zespołów prostych łączna liczba form nie przekracza 10 (tab. 3).

Zespoły w części środkowej i dystalnej pod względem średnich wyników analizowanych parametrów praktycznie nie różnią się od siebie. Średnią powierzchnię mają odpowiednio 2,5 km² i 2,8 km², średnią długość – 2,2 km i 2,5 km, a średni wskaźnik wydłużenia wynosi 2,2 i 2,1 (tab. 3) Różnice pojawiają się dopiero w analizie wartości minimalnych i maksymalnych poszczególnych parametrów. Zespoły w częściach dystalnych cechują się mniejszym rozstępem uzyskiwanych wartości niż zespoły w środkowych częściach rynien (tab. 3), co może być jednak spowodowane dużo mniejszą próbą. Przeprowadzona analiza wskazuje, że zarówno szerokość zespołów, jak i deniwelacje pomiędzy dnem obniżen międzywałowych a dnem rynny wzrastają w kierunku dystalnej części rynny (fig. 10).

Tabela 3. Charakterystyka morfologiczna zespołów typu złożonego ze względu na ich położenie w proksymalnej, środkowej lub dystalnej części rynny subglacialnej

Typ zespołu		Liczba zespołów	Powierzchnia zespołu [km ²]	Długość [km]	Szerokość [km]	Wskaźnik wydłużenia	Różnica wysokości pomiędzy grzbietem wałów a wysoczyzną morenową [m]	Różnica wysokości między dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacialnej [m]	Łączna liczba form w zespole	Maksymalna liczba form w profilu poprzecznym
Wszystkie zespoły	Średnia	137	2,3	2,3	1,1	2,5	14,9	18,6	9,1	7,5
	Min.		0,2	0,4	0,3	0,6	1,0	0,5	2,0	2,0
	Max.		21,2	9,8	5,4	11,7	54,2	84,0	65,0	51,0
	SD		3,5	1,6	0,8	1,4	8,6	15,3	8,3	6,1
Zespoły w proksymalnej części rynny	Średnia	5	1,9	2,1	0,7	3,1	22,0	13,9	6,0	5,6
	Min.		0,2	1,0	0,3	2,5	13,6	6,0	2,0	2,0
	Max.		6,1	3,0	1,2	4,3	32,5	20,1	9,0	8,0
	SD		2,4	0,9	0,4	0,8	8,2	6,3	2,7	2,3
Zespoły w środkowej części rynny	Średnia	101	2,5	2,2	1,1	2,2	15,0	19,0	10,0	8,2
	Min.		0,2	0,4	0,3	0,6	1,0	0,5	3,0	3,0
	Max.		21,2	9,8	5,4	4,8	54,2	84,0	65,0	51,0
	SD		3,9	1,7	0,9	0,9	8,8	16,3	9,1	6,6
Zespoły w dystalnej części rynny	Średnia	10	2,8	2,5	1,5	2,1	17,5	26,8	10,4	8,3
	Min.		0,2	0,8	0,3	0,8	5,3	5,0	4,0	3,0
	Max.		12,6	4,4	3,8	4,0	30,8	62,2	30,0	22,0
	SD		3,5	0,9	1,1	0,9	8,5	15,4	7,6	5,5
Zespoły typu A	Średnia	21	1,3	2,6	0,7	4,0	11,5	13,6	4,8	4,5
	Min.		0,4	1,1	0,3	1,4	2,7	2,4	2,0	2,0
	Max.		3,8	7,5	1,6	11,7	28,8	36,0	9,0	9,0
	SD		0,9	1,7	0,3	2,4	6,6	8,4	1,7	1,6

SD – odchylenie standardowe

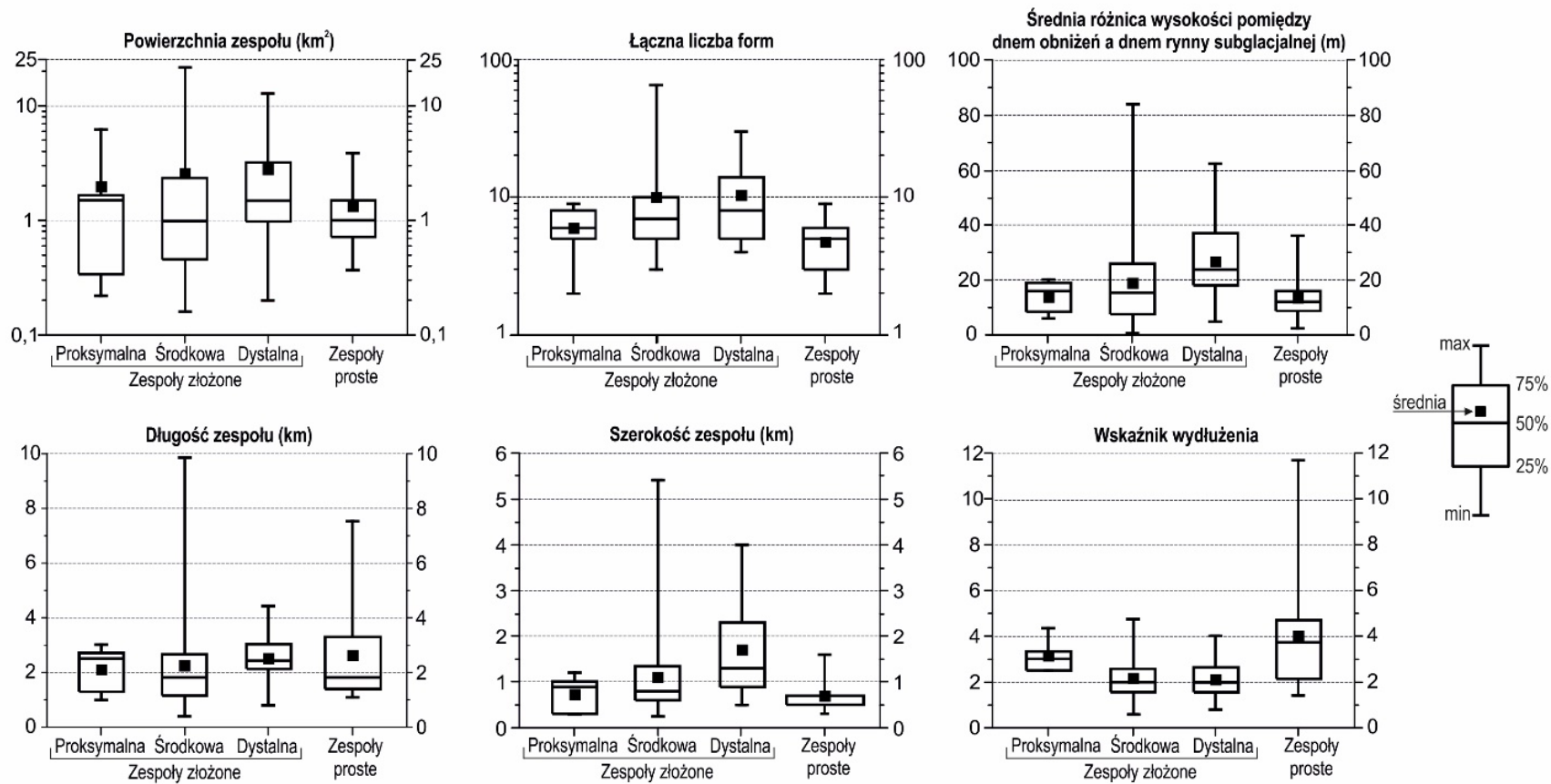


Fig. 10. Charakterystyka morfologiczna zespołów typu złożonego ze względu na ich położenie w proksymalnej, środkowej lub dystalnej części rynny subglacialnej.

7. Szczegółowa analiza krętych form glacialnych w obszarach testowych

Szczegółowa analiza krętych form glacialnych została wykonana dla dwóch obszarów testowych położonych na obszarze makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie (Kondracki 2001). Pierwszym z nich jest pole Zbójno (pole nr 7, na fig. 1). Jest to największe i najbardziej złożone ze wszystkich badanych pól. Jest to też obszar, na którym po raz pierwszy opisano kręte formy glacialne (Lesemann i in. 2010, 2014). Drugim z wybranych do badań szczegółowych obszarów jest pole Brodnica (pole nr 6, na fig. 1). Należy ono również do grup pól wielokrotnie złożonych i charakteryzuje się występowaniem znacznej ilości wałów i obniżzeń, położonych na kilku poziomach topograficznych. Pola te wybrano do badań szczegółowych z uwagi na liczbę form, którą można objąć analizami morfometrycznymi, liczne publikacje opisujące budowę geologiczną całego obszaru oraz poszczególnych form i zespołów, a także ze względu na dostęp do profili geologicznych oraz opisów odsłoneń umożliwiających szczegółową analizę wewnętrznej budowy geologicznej badanych form.

7.1. Charakterystyka i morfologia obszarów testowych

7.1.1. Pole Zbójno

Zbójnejskie pole krętych form glacialnych położone jest na Pojezierzu Dobrzyńskim, wchodzącym w skład makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie (Kondracki 2001). Obszar badań ograniczony jest od północy i północnego-zachodu doliną Drwęcy, od zachodu doliną Wisły, a od południa doliną Mieni (fig. 11). Dna tych dolin położone są na wysokości 50 - 70 m n.p.m. Od wschodu i południowego wschodu obszar badań ograniczony jest wysoczyzną morenową oraz wzniesieniami moren chrostkowskich (form glacialmarginalnych w okolicy Chrostkowa), których kulminacje wznoszą się niewiele ponad 150 m n. p. m. (fig. 11).

Główna część pola zbójnejskiego położona jest pośród płaskich, miejscami falistych wysoczyzn morenowych, sięgających wysokości od 70 m n. p. m. w zachodniej części badanego obszaru do 140 m n. p. m. w jego części wschodniej (fig. 12). Wysoczyzny morenowe rozcięte są przez tworzące rozległą sieć rynny subglacialne (fig. 12), ciągnące się od krawędzi doliny Drwęcy w kierunku południowo-wschodnim do chrostkowskiej strefy marginalnej, wyznaczającej krótkotrwały postój recesyjny lądolodu w subfazie dobrzyńskiej ostatniego zlodowacenia, ok. 17-18 tys. lat temu (Niewiarowski i in. 1995; Wysota i in. 2009;

Wysota, Molewski 2011). Rynny te charakteryzują się bardzo zróżnicowaną morfologią. Są to zarówno niewielkie formy, mające do 10 kilometrów długości i nieprzekraczające 2 km szerokości (*incipient valleys* - Lesemann i in. 2010), jak również rozległe formy dolinowe, sięgające do 20 km długości i do 9 km szerokości (*trunk valleys* - Lesemann i in. 2010). Cechują się one wypukłym, podnoszącym się w kierunku dawnej krawędzi lądolodu profilem podłużnym (ang. *convex upward*), w którym występują liczne progi i przegłębienia. Najgłębsze z rynien, wcięte nawet do 30 m względem otaczającej je wysoczyzny, obecnie wykorzystywane są przez rzeki Ruziec i Lubianka, a w przegłębieniach rynien znajdują się liczne jeziora (m.in. Jezioro Ostrowickie, Kleszczyńskie, Żalskie czy Ruduskie).

Szczegółowe badania form w obszarze zbójeńskim prowadzili m.in.: Nechay 1927; Jewtuchowicz 1957; Liberacki 1961; Lamparski 1972; Baranowski 1977, 1979; Wysota 1994; Niewiarowski, Wysota 1996; Olszewski 1997; Głębicki, Marks 2009' oraz Lesemann i in. 2010, 2014. Choć w/w autorzy dyskutowali nad mechanizmem powstawania badanych form, to do czasu prac Lesemann'a formy te interpretowane były jako drumliny lub drumlinoidy. Jako drumliny kręte formy glacialne zostały zaznaczone na Szczegółowej mapie geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusze Golub-Dobrzyń (Wysota 2009), Rypin (Wysota, Sokołowski 2018), Lipno (Dzierżek 2008) i Skępe (Dzierżek, Szymanek 2015).

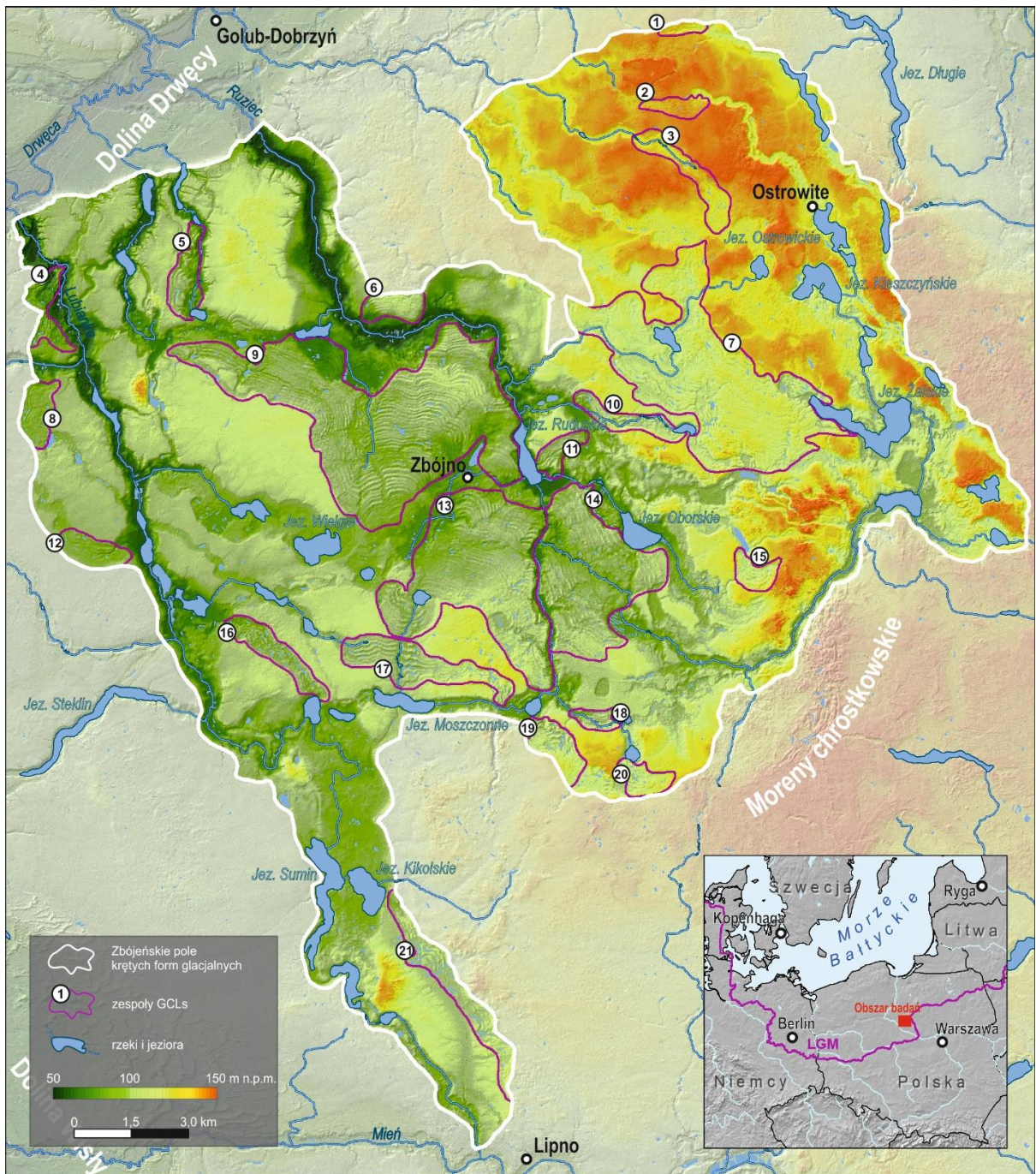


Fig. 11. Zbojeńskie pole krętych form glacialnych.

Zbójeńskie pole krętych form glacialnych jest największym ze zidentyfikowanych pól i zajmuje powierzchnię 358 km². W obrębie pola wyznaczono 21 zespołów (fig. 12) o łącznej powierzchni 83,6 km². Charakteryzują się one zróżnicowaną morfologią. Mają powierzchnię od 0,4 do 21,2 km² (średnio – 4,0 km²), wydłużenie pomiędzy 1,3 a 8,6 (średnio – 3,0), a średnia różnica wysokości pomiędzy dnem obniżen międzywałowych a dnem rynny subglacialnej waha się od 2,9 m do 39,7 m (tab. 5). Zespoły o największych średnich powierzchniach oraz największej szerokości, znajdują się w centralnej części pola. Zespoły na jego obrzeżach charakteryzują się mniejszymi rozmiarami oraz mniejszą liczbą form w zespole. Przybliżona liczba form w całym polu wynosi 255 zestawów (zał. 1 – tab. 1). Zespoły w polu zbójeńskim położone są na 5 poziomach topograficznych. Najwyżej położone są formy znajdujące się w trzech wąskich rynnach subglacialnych w północnej części pola (zespoły od 1 do 3 na fig. 12). W pozostałych zespołach wyraźnie zaznacza się podniesienie ich położenia topograficznego z północnego zachodu na południowy wschód, co oznacza, że zespoły położone bliżej moren chrostkowskich znajdują się na wyższych poziomach topograficznych.

Pod względem morfogenetycznym, pole zbójeńskie należy do pola typu wielokrotnie złożonego. W rynnach typu prostego znajduje się jedenaście zespołów, natomiast w złożonych dziesięć zespołów (tab. 5), przy czym w tych ostatnich formy GCLs występują w ich środkowych częściach (zał. 1 – tab. 1).

Tabela 4. Charakterystyka morfologiczna zespołów w zbójńskim polu krętych form glacialnych.

Numer zespołu	Typ zespołu		Powierzchnia zespołu [km ²]	Długość [km]	Szerokość [km]	Stosunek długości do szerokości	Rzędna grzbietów wałów [m n.p.m.]	Średnia różnica wysokości pomiędzy wysoczyzną morenową a grzbietem wałów [m]			Rzędna obniżeń międzywałowych [m n.p.m.]	Średnia różnica wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacialnej [m]			Łączna liczba form w zespole	Maksymalna liczba form w profilu poprzecznym
	Typ rynny subglacialnej	Miejsce w rynnach subglacialnej typu złożonego						Średnia	Min	Max		Średnia	Min	Max		
1	Rynna prosta	Rynna prosta	0,37	1,3	0,4	3,7	23,4	3,6	1,8	5,6	120,7	8,7	2,4	12,6	3	2
2	Rynna prosta	Rynna prosta	0,70	1,8	0,6	3,0	126,8	2,7	0,3	5,9	125,5	9,5	6,1	11,4	6	5
3	Rynna prosta	Rynna prosta	1,79	3,6	0,7	5,1	122,1	7,9	3,6	12,0	119,3	2,9	0,3	6,1	5	4
4	Rynna złożona	Strefa środkowa	1,25	2,0	0,8	2,5	82,1	16,9	10,9	23,1	78,6	16,1	11,3	22,2	10	6
5	Rynna złożona	Strefa środkowa	1,48	2,5	1,0	2,6	92,8	12,1	4,8	24,7	88,2	18,1	5,8	26,4	8	5
6	Rynna złożona	Strefa środkowa	1,07	1,6	0,6	2,7	100,6	13,3	8,0	23,5	98,5	36,1	24,2	41,2	6	5
7	Rynna złożona	Strefa środkowa	17,13	8,0	3,3	2,4	113,5	11,7	1,0	18,0	110,3	17,3	10,9	24,0	35	26
8	Rynna prosta	Rynna prosta	1,23	1,7	0,9	1,9	89,7	8,3	6,9	9,6	87,7	21,7	19,4	23,7	8	6
9	Rynna złożona	Strefa środkowa	21,19	9,8	5,4	1,8	96,5	13,4	1,7	25,8	92,6	29,6	18,6	40,2	65	51
10	Rynna prosta	Rynna prosta	1,33	3,0	0,6	5,0	104,3	8,7	5,8	1,3	100,0	2,8	8,6	27,5	3	3
11	Rynna złożona	Strefa środkowa	0,79	1,6	0,8	2,0	97,5	14,5	7,0	19,0	93,8	5,8	21,6	29,9	6	6
12	Rynna prosta	Rynna prosta	1,26	1,9	0,7	2,7	89,6	8,4	6,2	13,9	86,9	11,9	6,0	15,6	4	4
13	Rynna złożona	Strefa środkowa	13,04	5,5	4,2	1,3	97,8	18,2	5,7	27,6	94,3	26,3	12,9	41,5	31	31
14	Rynna złożona	Strefa środkowa	9,29	4,5	3,4	1,3	98,1	17,9	10,5	39,7	94,4	26,4	6,1	34,7	26	21
15	Rynna złożona	Strefa środkowa	0,82	1,1	0,6	1,8	112,8	12,2	4,5	18,2	109,2	9,2	5,1	15,3	5	5
16	Rynna prosta	Rynna prosta	1,75	3,3	0,7	4,7	93,9	11,1	4,9	16,5	91,1	16,1	10,6	24,7	5	5
17	Rynna prosta	Rynna prosta	3,33	4,6	1,2	3,8	101,3	13,7	7,1	16,4	96,7	11,7	6,1	19,9	6	6
18	Rynna złożona	Strefa środkowa	0,54	1,4	0,5	2,8	100,4	18,8	12,1	26,4	95,4	12,9	4,8	18,9	5	5
19	Rynna prosta	Rynna prosta	1,39	2,0	0,8	2,5	110,3	13,7	5,1	20,4	105,7	20,7	11,9	30,7	6	6
20	Rynna prosta	Rynna prosta	0,88	1,5	0,9	1,7	109,8	14,9	12,1	17,9	106,5	6,6	2,2	13,9	8	8
21	Rynna prosta	Rynna prosta	2,97	6,0	0,7	8,6	104,5	15,5	10,5	19,3	101,6	16,6	12,6	23,7	4	4
		Średnia	3,98	3,3	1,4	3,0	103,2	12,3	6,2	18,8	99,9	17,5	10,4	24,0	12,1	10,2
		SD	5,95	2,4	1,4	1,7	11,8	4,4	3,5	7,9	12,1	8,4	6,8	9,9	15,2	12,2

7.1.2. Pole Brodnica

Drugim z obszarów występowania krętych form glacialnych w obszarze makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie jest pole brodnickie. Pole położone jest na granicy pięciu mezoregionów: Pojezierze Brodnickie, Pojezierze Dobrzyńskie, Dolina Drwęcy, Garb Lubawski oraz Równina Urszulewska (Kondracki, 2001). Północna jego część przebiega wzdłuż rynny subglacialnej jezior Zbiczno, Strażym oraz Bachotek. Centralną jego część zajmują fragmenty wysoczyzn w sąsiedztwie doliny Drwęcy, natomiast wschodnią i południowo-wschodnią część obejmują rynny subglacialne na wschód od doliny Drwęcy, z najbardziej wysuniętą na południowy wschód rynną jezior górzeńskich. Wschodnią granicę pola stanowi południowo-zachodni skłon Garbu Lubawskiego, a południową wysoczyzna morenowa na zachód od Górzna oraz położony na wschód sandr dobrzyński (fig. 12).

Najbardziej urozmaicona rzeźba terenu występuje we wschodniej części badanego obszaru. Najwyższe formy o różnej genezie wznoszą się do wysokości powyżej 150 m n.p.m., a deniwelacje przekraczają miejscami kilkadziesiąt metrów (Niewiarowski, Wysota 2000). Znacznie mniej urozmaicona jest rzeźba wysoczyzny morenowej, w której wycięte zostały rynny subglacialne, w których znajdują się kręte formy glacialne. Wysoczyzna Dobrzyńska ma charakter wysoczyzny morenowej płaskiej lub falistej, położonej na wysokości od 100 do 150 m n.p.m., a deniwelacje nie przekraczają na ogół 5 m. Podobny charakter, ma położona na północ od doliny Drwęcy Wysoczyzna Brodnicka. Cechuje się ona natomiast nieco większymi różnicami wysokości względnych, szczególnie wśród form wałowych na zachodnim brzegu jeziora Bachotek (Wysota 2005). Znajdująca się w centralnej części pola dolina Drwęcy ma szerokość od 2 km na północny do ok. 5 km na zachodzie. Dno doliny położone jest od 30 do 60 m poniżej poziomu otaczających ją wysoczyzn (Niewiarowski, Wysota 2000; Wysota 2005). Najmniej zróżnicowany wysokościowo fragment badanego obszaru, stanowi położony na południowym wschodzie fragment sandru dobrzyńskiego. Położony jest on na wysokości około 150 m n.p.m. i stanowi względnie płaską powierzchnię (fig. 12).

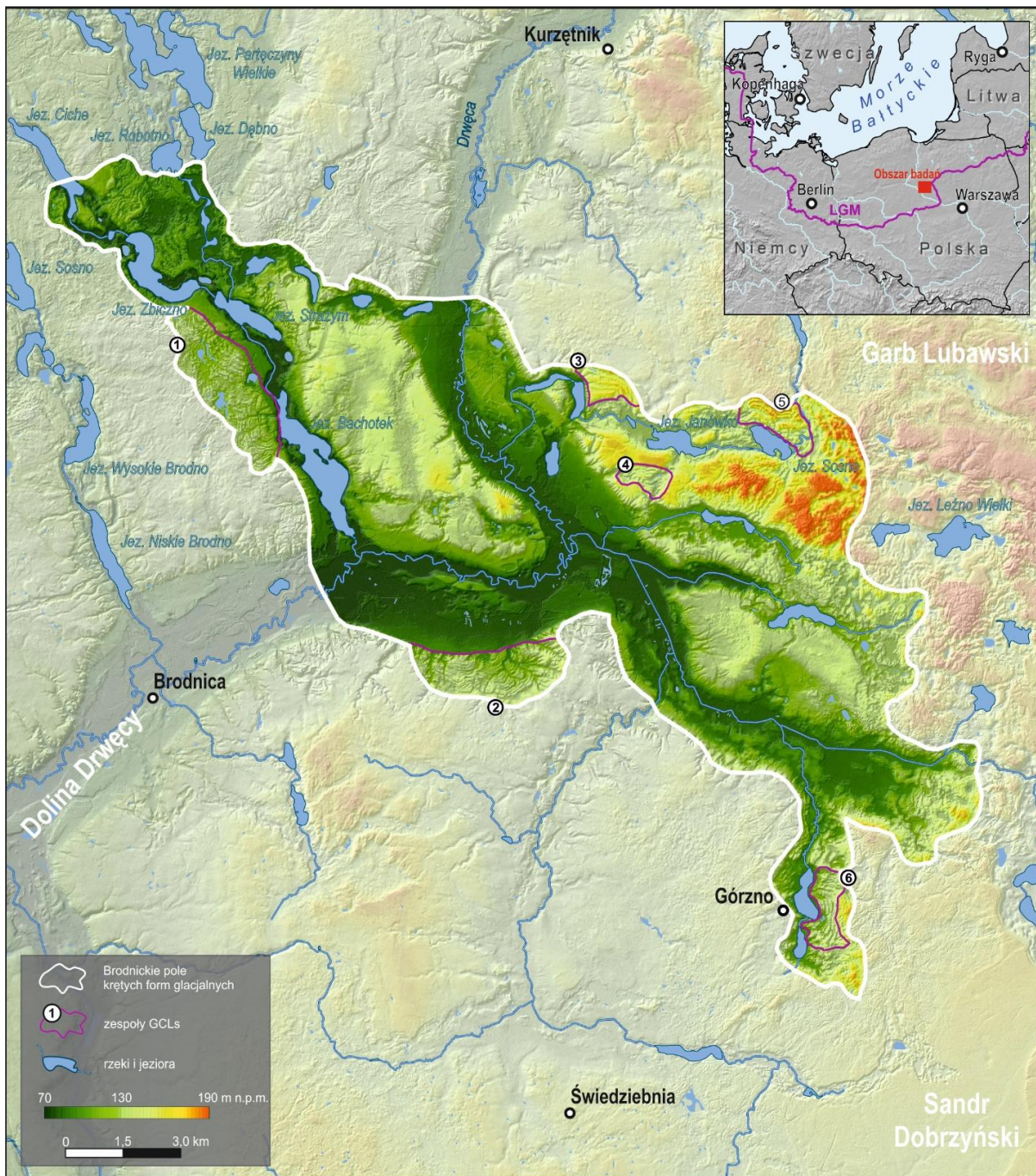


Fig. 12. Brodnickie pole krętych form glacialnych.

Kręte formy glacialne w tym obszarze (fig. 12), występują wzdłuż rynny jezior Strażym i Bachotek, a dalej jezior Górzneńskich oraz w mniejszych rynnach subglacialnych na wschód od Doliny Drwęcy (Trepki, Samin). Szczegółowe badania tych form prowadzili Wysota i Niewiarowski (Wysota 1992, 1993, 1994, 1995, 1999, 2001; Niewiarowski, Wysota 1994, 2000a, b.). Na podstawie analizy cech morfologicznych i morfometrycznych, budowy geologicznej i struktury wewnętrznej, dotychczas interpretowano te formy jako drumliny. Jako drumliny kręte formy glacialne zostały zaznaczone na Szczegółowej mapie geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusze Skarlin (Lichwa, Welniak 2005b), Brodnica (Wysota 2006) i Górzno (Niewiarowski, Wysota 2000b).

Pole brodnickie (pole nr 6 na fig. 1), podobnie jak pole zbójeńskie należy do pól wielokrotnie złożonych. Jest czwartym pod względem powierzchni ($175,5 \text{ km}^2$) oraz liczby wałów (88) wśród wszystkich analizowanych pól krętych form glacialnych oraz piątym pod względem powierzchni zespołów wyznaczonych w obrębie pola (zał. 1 – tab. 1). W skład pola brodnickiego wchodzi zespoły w rynnach subglacialnych, tworzących jeden system drenażu, który ma swój początek na zachód od Doliny Drwęcy i kontynuuje się po jej wschodniej stronie (fig. 26). W polu brodnickim wyznaczono sześć zespołów krętych form glacialnych o łącznej powierzchni $15,5 \text{ km}^2$, które położone są na trzech poziomach topograficznych (tab. 5).

Zespoły w polu brodnickim ze względu na charakterystykę morfologiczną można podzielić na dwie grupy. Zespoły nr 1 i 2 pod względem powierzchni oraz liczby form są zdecydowanie większe niż pozostałe cztery zespoły. Średnia powierzchnia zespołów wynosi $2,54 \text{ km}^2$, przy czym powierzchnia zespołów 1 i 2 przekracza 4 km^2 , a pozostałych czterech jest mniejsza niż 2 km^2 (tab. 8). W zespołach 1 i 2 znajduje się ponad 50% wszystkich krętych form glacialnych zidentyfikowanych w polu brodnickim (37 z 63).

Zespoły w polu brodnickim zaliczono w większości do typu złożonego. Tylko jeden zespół, znajdujący się w centralnej części pola został sklasyfikowany do typu prostego (nr 4). Jest to najmniejszy ($0,77 \text{ km}^2$ powierzchni) z zespołów w polu brodnickim. Mimo tego, że zespoły w rynnach prostych zazwyczaj cechują się wyższym wskaźnikiem wydłużenia niż w rynnach złożonych (fig. 8), to zespół nr 4 w polu brodnickim ma najmniejszy wskaźnik wydłużenia (2,0) ze wszystkich zespołów w tym polu. Zespoły położone w rynnach typu złożonego, z wyjątkiem jednego (zespół nr 6), znajdują się w środkowych częściach rynien. Zespół nr 6 położony jest w dystalnej części rynny (fig. 12).

Tabela 5. Charakterystyka morfologiczna zespołów w brodnickim polu krętych form glacialnych.

Numer zespołu	Typ morfogenetyczny zespołu		Powierzchnia zespołu [km ²]	Długość [km]	Szerokość [km]	Stosunek długości do szerokości	Rzędna grzbietów wałów [m n.p.m.]	Średnia różnica wysokości pomiędzy wysoczyzną morenową a grzbietem wałów [m]			Rzędna obniżeń międzywałowych [m n.p.m.]	Średnia różnica wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacialnej [m]			Łączna liczba form w zespole	Maksymalna liczba form w profilu poprzecznym
	Typ rynny subglacialnej	Miejsce w rynnach subglacialnej typu złożonego						Średnia	Min.	Max.		Średnia	Min.	Max.		
1	Rynna złożona	Strefa środkowa	5,77	4,7	1,8	2,6	106,9	13,1	3,9	27,5	101,3	30,3	15,7	42,6	22	12
2	Rynna złożona	Strefa środkowa	4,75	4,1	1,4	2,9	109,9	20,1	9,6	33,1	105,5	30,5	8,5	43,1	15	10
3	Rynna złożona	Strefa środkowa	1,02	1,9	0,8	2,4	135,3	4,7	0,1	8,8	128,5	47,5	39,5	54,3	5	5
4	Rynna prosta	Rynna prosta	0,77	1,4	0,7	2,0	124,2	15,8	9,8	23,0	119,0	36,0	27,6	43,1	6	6
5	Rynna złożona	Strefa środkowa	1,49	2,2	0,8	2,8	137,1	15,9	6,6	27,4	129,3	22,3	8,0	34,0	7	7
6	Rynna złożona	Strefa dystalna	1,46	2,1	0,8	2,6	113,1	26,9	19,0	39,3	106,8	23,8	10,0	33,0	8	7
Średnia			2,54	2,7	1,1	2,5	121,1	16,1	8,2	26,5	115,1	31,7	18,2	41,7	10,5	7,8
SD			2,15	1,3	0,4	0,3	13,1	7,4	6,4	10,4	12,2	9,2	12,7	7,7	6,7	2,6

7.2. Charakterystyka morfometryczna obniżeń międzywałowych w obszarach testowych

W obu obszarach testowych zidentyfikowano łącznie 425 obniżeń międzywałowych o długości większej niż 500 m, w tym w polu Zbójno 337 obniżeń, a w polu Brodnica 88 obniżeń. Pomiary szerokości i głębokości obniżeń wykonano łącznie dla 369 obniżeń, spełniających przyjęte kryteria metodyczne na podstawie 5817 profili poprzecznych. W polu zbójeńskim było to 290 obniżeń, dla których wyznaczono 4857 profili poprzecznych, a w polu brodnickim 79 obniżeń i 960 profili poprzecznych.

Zebrane dane analizowano pod względem statystycznym na kilku płaszczyznach. Porównywano bowiem zarówno pojedyncze obniżenia, jak i całe zespoły, także w kontekście poszczególnych typów zespołów.

7.2.1. Długość

Średnia długość wszystkich zmierzonych obniżeń międzywałowych wynosi 1836,1 m (mediana wynosi 1451,0 m). Najkrótsze zmierzone obniżenie ma 503,1m a najdłuższe 8702,4 m. Zarówno najkrótsze jak i najdłuższe obniżenie zmierzono w polu zbójeńskim. Średnia długość form w tym polu wynosi 1976,4 m, mediana – 1569,5 m, a odchylenie standardowe – 1423,8 m. Najdłuższe obniżenia zmierzono w zespole numer 9 i przekraczają one 8 km długości (fig. 13). Tylko w zespołach nr 7, 9, 17 i 21 wyznaczono obniżenia dłuższe niż 5 km (fig. 13), jednak stanowią one jedynie 4,5% wszystkich form poddanych analizie (15 z 337). Analiza wskazuje, że najczęściej długość obniżeń nie przekracza 1000 m. Na badanym obszarze wyznaczono aż 99 form krótszych niż 1000 m (29,4%). Zwraca uwagę także bardzo duży udział obniżeń o długości od 1 do 3 km (180 form, 53,4%).

Analiza długości obniżeń międzywałowych w polu brodnickim wykazała, że są one znacznie krótsze niż te w polu zbójeńskim. Ich średnia długość wynosi 1298,4 m a mediana 943,6 m. Ponad 50% form w polu brodnickim ma długość mniejszą niż 1000 m. Co jednak warte uwagi, aż trzy zespoły mają średnią długość obniżeń większą niż 1 km. Obniżenie o największej długości zmierzono w zespole nr 1 i ma ono 3767,4 m (fig. 13). Obniżenia o długości ponad 3 km zmierzono jeszcze tylko w zespole nr 2.

Interesująco przedstawia się natomiast długość obniżeń międzywałowych w polu zbójeńskim, po ich podziale na typ zespołu. Mimo tego, że zespoły w rynnach złożonych charakteryzują się większą długością i znacznie większym wydłużeniem niż zespoły w rynnach typu prostego (tab. 2, fig. 8), to średnia długość obniżeń międzywałowych w zespołach prostych jest tylko nieznacznie większa (2023,5 m) niż obniżeń w zespołach typu złożonego (1965,6 m). Warto jednak zaznaczyć, że mimo tego, iż średnia długość obniżeń jest większa w zespołach prostych, to najdłuższe obniżenia, znajdują się jednak w zespołach typu złożonego. Długość najdłuższego zmierzonego obniżenia wynosi odpowiednio 6444,9 m i 8702,4 m.

Analiza średniej długości obniżeń w zespołach wskazuje na bimodalny rozkład wartości. Dominują zespoły o średniej długości obniżeń poniżej 1,5 km (55%) oraz pomiędzy 2 a 3 km (24%). Średnia długość obniżeń w zespołach wyniosła 1587 m a mediana 1430,4 m. W żadnym z zespołów średnia długość obniżeń nie przekroczyła 4 km (max. 3,9 km w zespole nr 17 w polu Zbójno).

Rozkład przestrzenny obniżeń pod względem ich długości wskazuje na koncentrację najdłuższych form w centralnej części pola Zbójno. Znajdują się tu zespoły o najdłuższych średnich długościach obniżeń (zespoły nr 9, 10, 16, 17). Wyjątek stanowi zespół nr 21 położony w południowej części pola, którego średnia długość obniżeń międzywałowych wynosi niemal 3 km. Zespoły o najmniejszych średnich długościach obniżeń występują w brzeżnych fragmentach pola zbójeńskiego (zespoły nr 1, 4, 5, 11, 18, 20). W tym przypadku wyjątek stanowi zespół nr 11, znajdujący się w centralnej części pola (fig. 13). Ponadto, na podstawie zaobserwowanych zarówno w polu brodnickim jak i zbójeńskim zależności, można przyjąć, iż najdłuższe formy znajdują się w centralnych częściach poszczególnych zespołów (np. zespoły 9 i 14 w polu Zbójno) lub w brzeżnej części zespołów od strony granicy rynny subglacjalnej z wysoczyzną morenową.

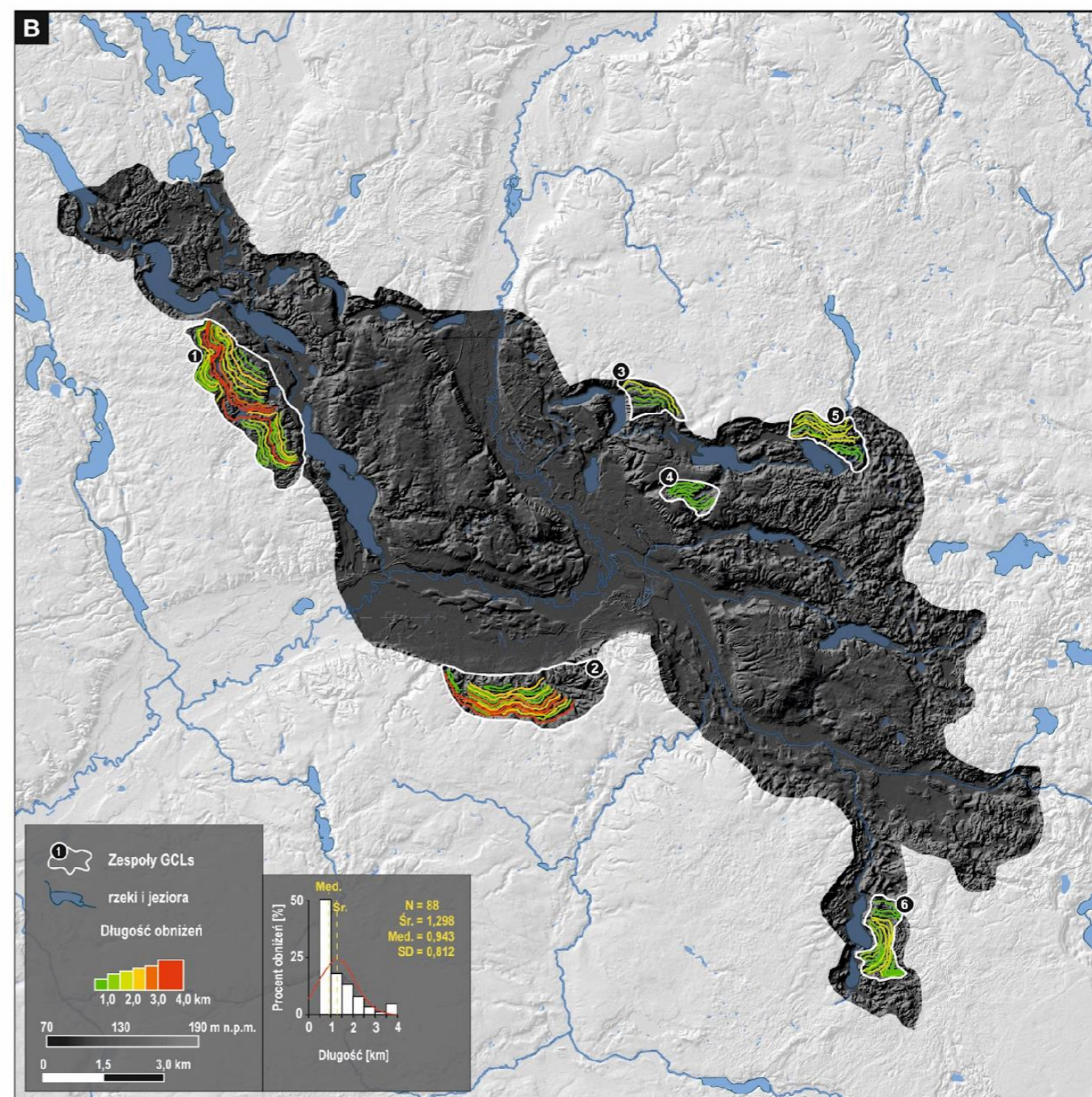
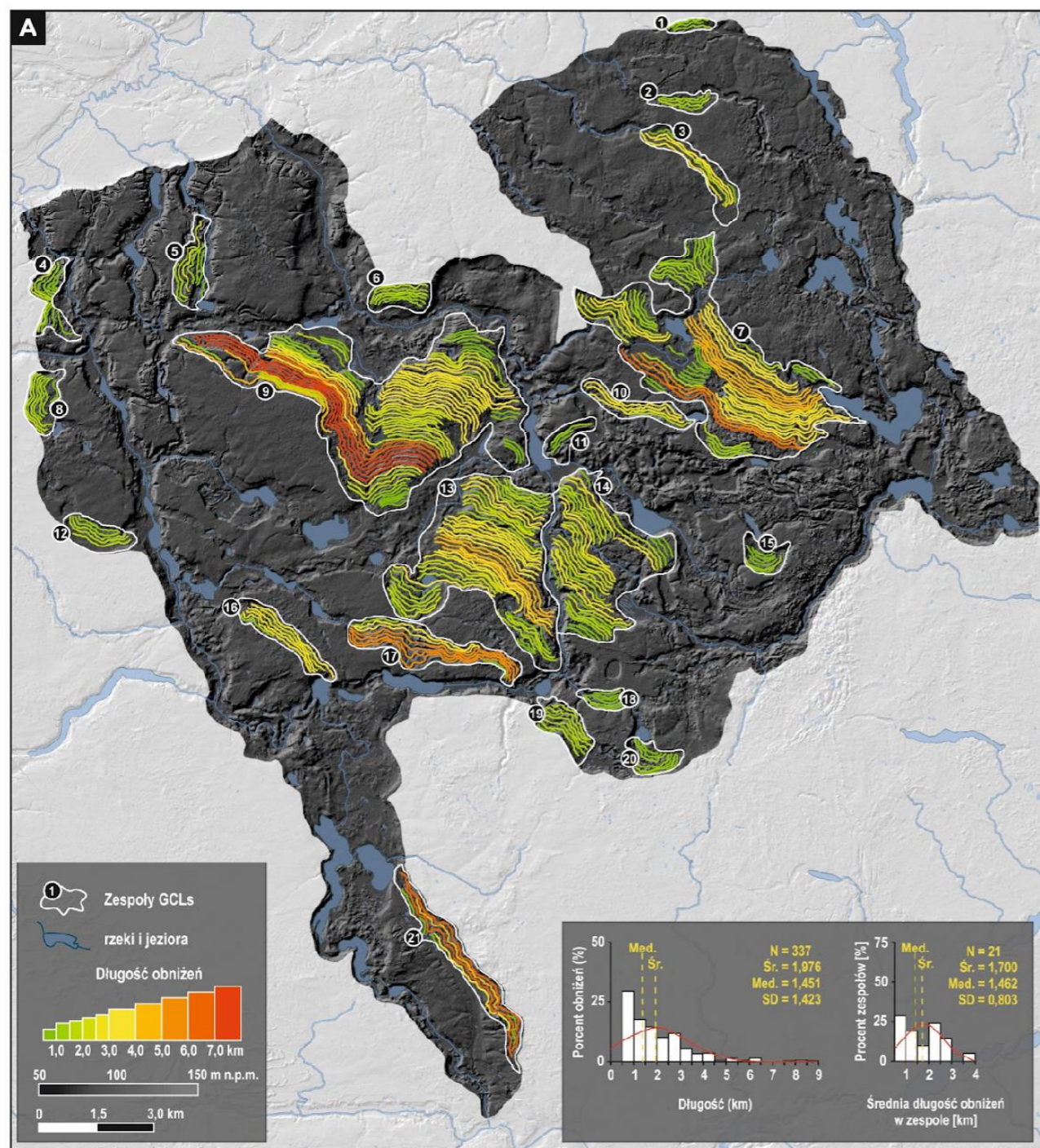


Fig. 13. Długość obniżeń międzywałowych w polu Zbójno (A) i Brodnica (B)

7.2.2. Krętość

Analiza obniżeń międzywałowych pod względem ich krętości wykazała, że zdecydowana większość form (80,5% obniżeń) ma krętość mniejszą niż 1,2 (min. – 1,01; max. – 1,67). Średnia wartość tego parametru dla wszystkich analizowanych obniżeń wyniosła 1,15 (odchylenie standardowe – 0,11). Analiza przestrzennego rozkładu obniżeń pod względem ich krętości wskazuje na występowanie form o skrajnych wartościach w brzegowych fragmentach poszczególnych zespołów. Z analizy wykresu punktowego wynika, że najprawdopodobniej ma to związek z długością obniżeń. Skrajne wartości krętości, notowane są dla najkrótszych form, najczęściej znajdujących się w brzeżnych partiach zespołów (fig. 15). Największą krętość stwierdzono w krótkich formach, o charakterystycznym łukowatym przebiegu, omijających koliste zagłębienia (np. zespół 13 w polu Zbójno) lub fragmenty wysoczyzn wysunięte w kierunku osi rynny (zespół 4 na fig. 14). Analiza obniżeń międzywałowych ze względu na typ zespołu, w którym się znajdują, wykazała, że obniżenia w zespołach znajdujących się w rynnach prostych mają nieznacznie większą średnią krętość (śr. – 1,15; mediana – 1,15) niż zespoły w rynnach typu złożonego (śr. - 1,13; mediana - 1,12). Obniżenia międzywałowe w zespołach typu prostego charakteryzują się mniejszym rozstępem (min. – 1,01; max. – 1,41) niż obniżeń w rynnach typu złożonego (min. – 1,01; max. – 1,67).

Obniżenia w polu zbójńskim charakteryzują się nieznacznie mniejszą krętością od form w polu brodnickim. Średnia krętość w obu polach wynosi odpowiednio 1,14 oraz 1,18. W polu zbójńskim jest więcej form, których krętość nie przekracza 1,2 (odpowiednio 81,9%; 68%). Wartości minimalne i maksymalne w obu polach prezentują się podobnie. W polu zbójńskim wartości te wahają się od 1,01 do 1,64, natomiast w polu brodnickim od 1,01 do 1,67.

W formach, których długość jest mniejsza niż 1,5 km, krętość waha się od 1,01 do 1,70, a w obniżeniach, których długość dochodzi i przekracza 2 km, rozstęp wartości krętości zmniejsza się i oscyluje w przedziale 1,05 - 1,50. Warto jednak zaznaczyć, że mimo tego, iż rozstęp danych maleje wraz z długością obniżeń, to analiza wskazuje na wzrost krętości wraz ze wzrostem długości obniżeń. Tendencja ta widoczna jest w obu polach, jednak w przypadku pola zbójńskiego linia trendu ma zdecydowanie bardziej spłaszczony przebieg (fig. 14).

Średnia krętość obniżeń w podziale na zespoły waha się w polu zbójeńskim od 1,06 (zespoły nr: 1, 11 i 18) do 1,39 (zespół nr 4), a w polu brodnickim od 1,04 (zespoły nr 4) do 1,33 (zespół nr 6). W polu zbójeńskim największe średnie krętości obniżeń występują w zespołach zlokalizowanych w brzeżnych częściach pola (zespoły nr: 4, 8, 15). Wyjątek stanowią zespoły nr 1 i 18, również znajdujące się w brzeżnych partiach pola, w których zanotowano najmniejsze średnie wartości krętości. Duży wpływ na średnie wartości krętości mają skrajnie wysokie wyniki pojedynczych obniżeń w zespołach o niewielkiej ich liczbie, znacznie zawyżając uzyskane rezultaty. W polu brodnickim, największe średnie krętości obniżeń występują w zespołach zlokalizowanych w proksymalnej (zespół nr 1) i dystalnej części pola (zespół nr 6) wynosząc odpowiednio 1,23 i 1,33. Najmniejszą krętość mają obniżenia w zespołach zlokalizowanych w środkowej części pola, położone na najwyższych rzędnych. Średnia krętość w tych zespołach waha się od 1,04 do 1,15.

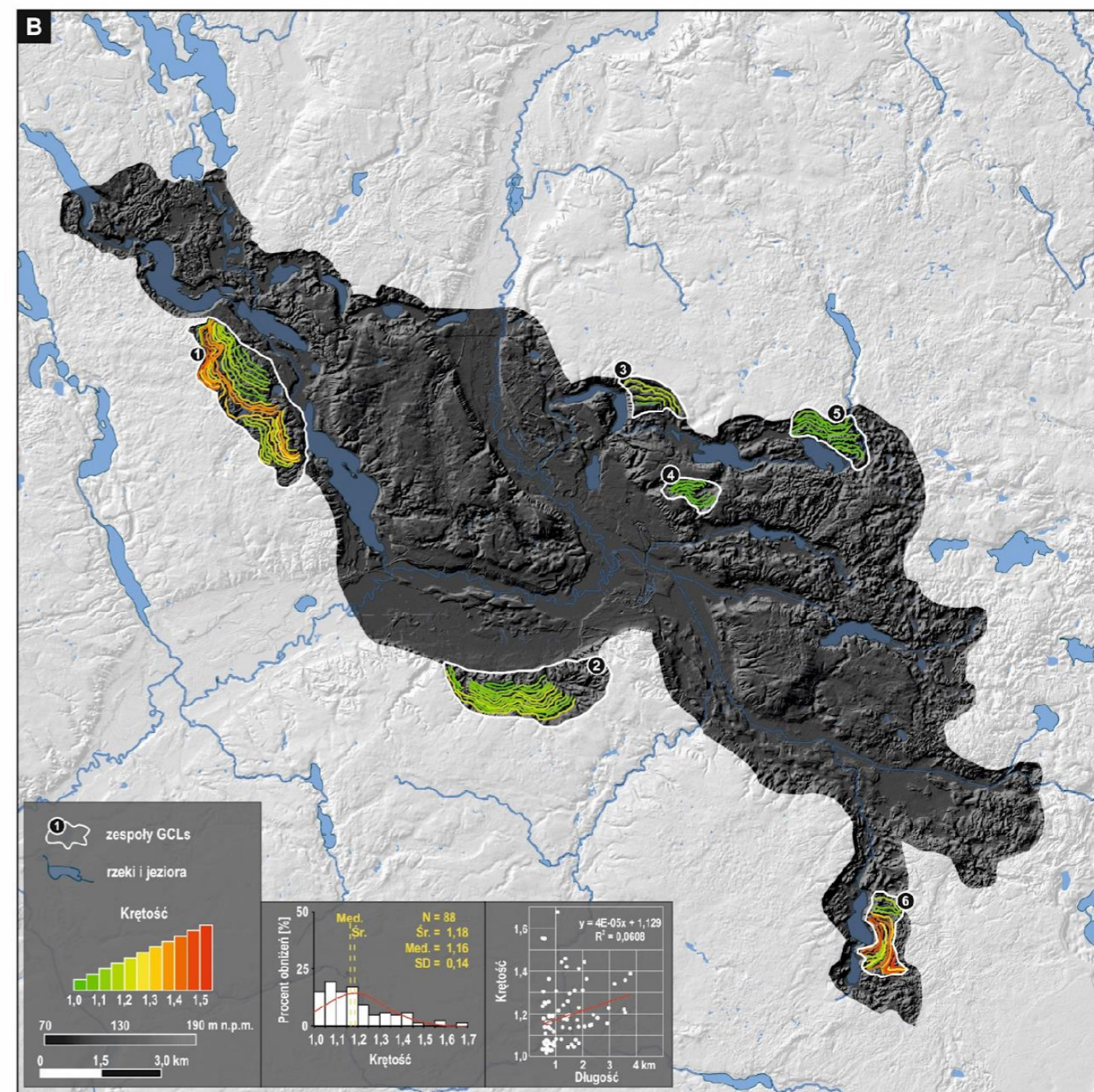
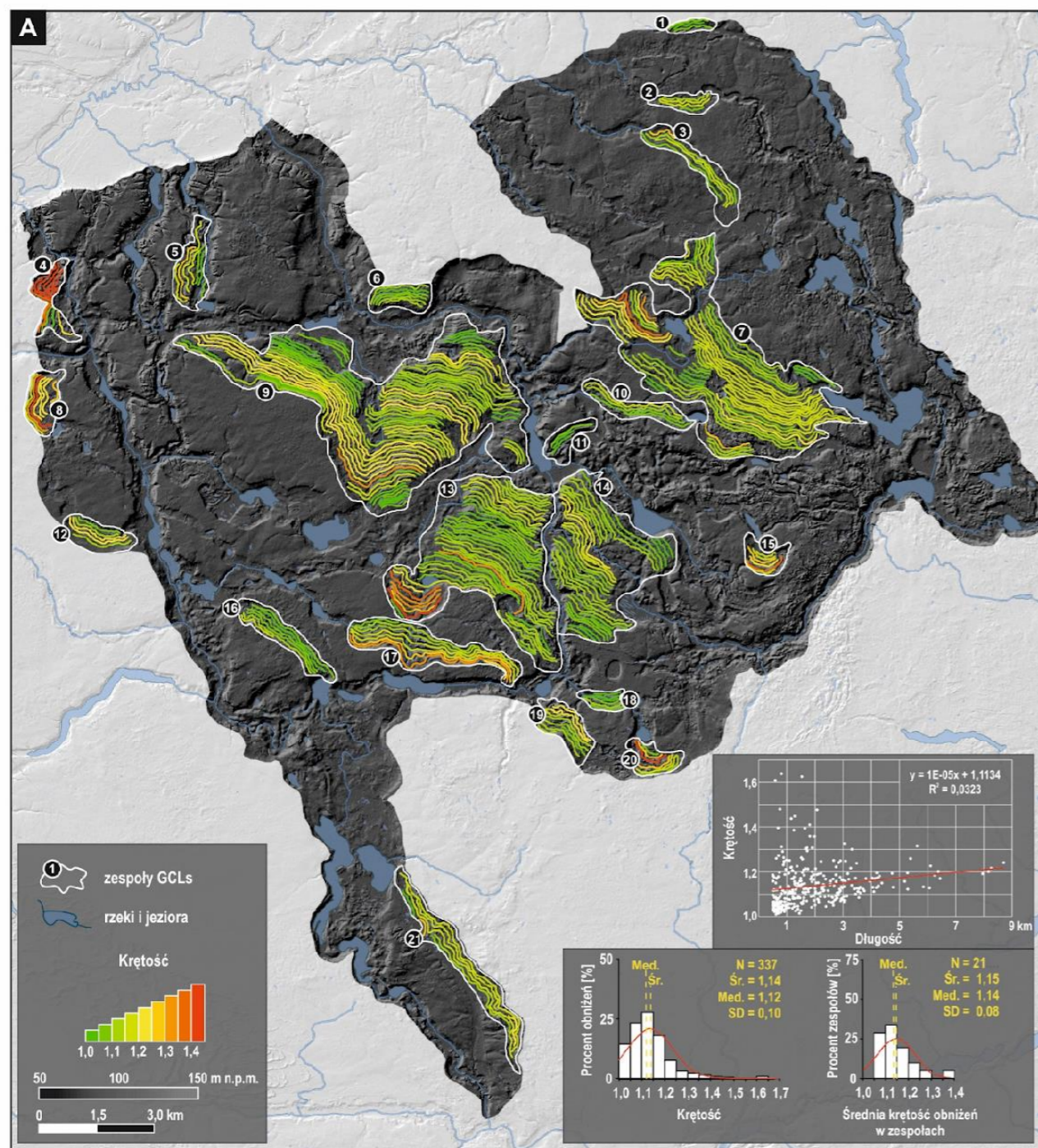


Fig. 14. Krećość obniżeń międzywałowych w polu zbojskim (A) i brodnickim (B).

7.2.3. Rozwinięcie profilu podłużnego

Trzecim z analizowanych parametrów dla obniżeń międzywałowych jest rozwinięcie profilu podłużnego. Uzyskane wyniki wahają się od 1,0001 do 1,0136, w tym w polu Zbójno od 1,0001 do 1,0080 a w polu Brodnica od 1,0002 do 1,01136. Średnia wartość tego parametru dla wszystkich analizowanych obniżeń wynosi 1,0025 (mediana - 1,0022), a dla obydwu pól odpowiednio 1,0022 (1,0021) oraz 1,0034 (1,0031). Odchylenie standardowe w całej próbie wynosi 0,0011 (tab. 6), co mimo znacznego rozstępu uzyskanych wyników, świadczy o stosunkowo niewielkich wahaniach tego parametru pośród wszystkich badanych obniżeń. Ponad 75% obniżeń ma rozwinięcie profilu podłużnego pomiędzy 1,0010 a 1,0030

W rozkładzie przestrzennym trudno doszukać się jakichkolwiek regularności lub układów. Natomiast, szczegółowa analiza wyników wykazała, że podobnie jak w przypadku krętości, skrajne wartości rozwinięcia profilu podłużnego mają najkrótsze obniżenia (poniżej 1 km). Im dłuższe obniżenie, tym wartości rozwinięcia profilu podłużnego stabilizują się w przedziale 1,002 – 1,003

Średnie wartości rozwinięcia profilu podłużnego obniżeń międzywałowych obliczone dla poszczególnych zespołów, potwierdzają tendencje zaobserwowane przy analizie pojedynczych form. Ponad 50% zespołów (15 na 29) ma średnią wartość omawianego parametru pomiędzy 1,0015 a 1,0025. Średnia wartość tego parametru dla wszystkich zespołów wynosi 1,0026, przy odchyleniu standardowym równym 0,0011. Wyższe średnie wartości rozwinięcia profilu podłużnego notowane są głównie w zespołach o mniejszej średniej długości obniżeń (fig. 16). Przykładem może być zespół nr 18 w polu Zbójno o najkrótszej średniej długości obniżeń (846,4 m), w którym zanotowano największą średnią wartość rozwinięcia profilu podłużnego w polu Zbójno – 1,0044. Dodatkowo analiza rozkładu przestrzennego tego parametru wskazuje, iż formy z najwyższymi wartościami rozwinięcia profilu podłużnego położone są blisko dawnej krawędzi lądolodu. Zespoły nr 18 i 19 w polu Zbójno i zespół nr 6 w polu Brodnica położone są w bezpośrednim sąsiedztwie dawnej krawędzi lądolodu i cechują się najwyższymi średnimi wartościami analizowanego parametru. Na uwagę zasługuje jednak fakt, iż zespoły 4 i 5 w polu Zbójno mają drugą co do wielkości wartości rozwinięcia profilu podłużnego w tym polu (czwartą w obu polach łącznie) – 1,0034, a położone są w centralnej części pola zbójńskiego. Średnia długość obniżeń w tych zespołach wynosi odpowiednio 938,2 m oraz 1252,7 m.

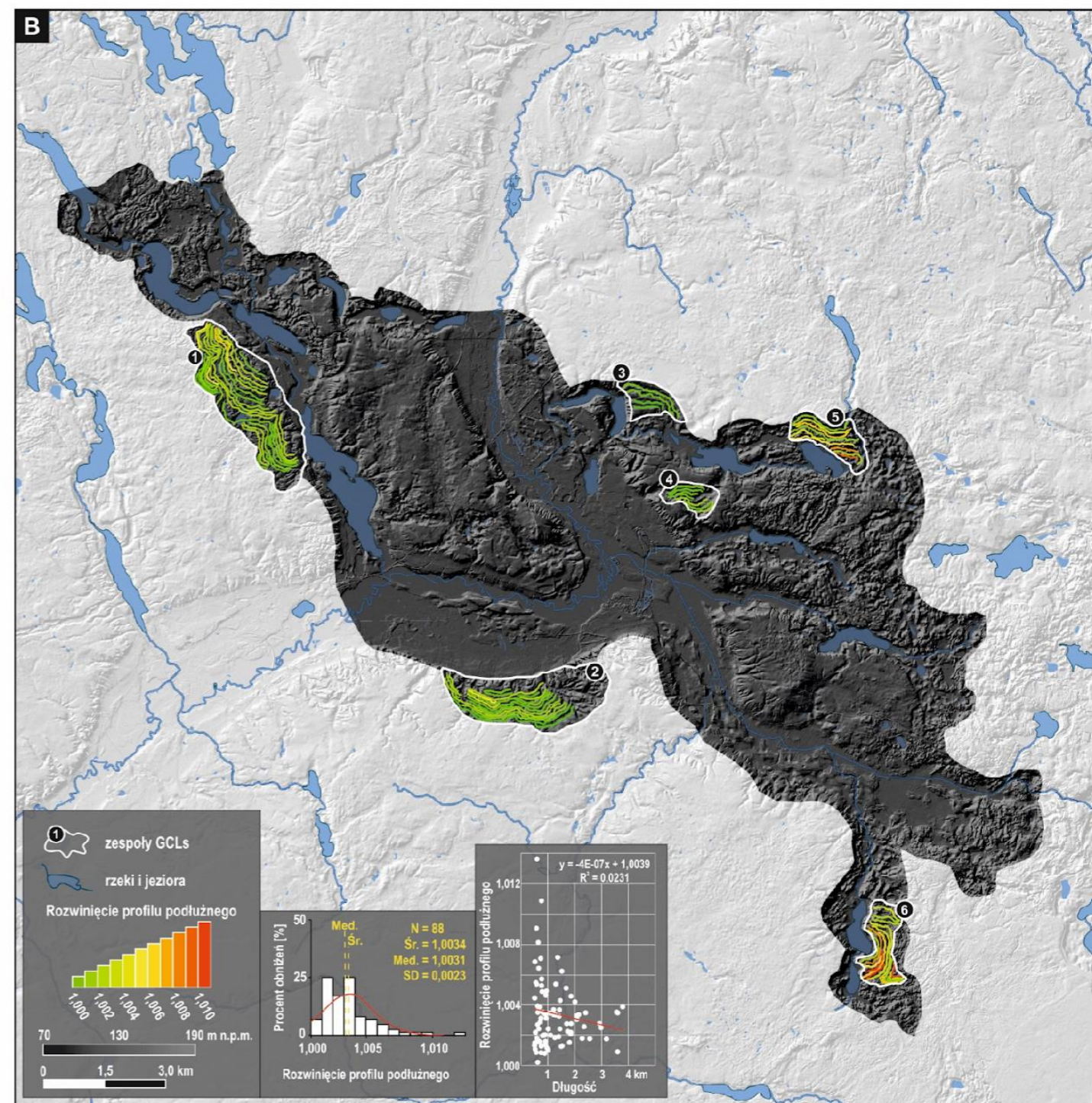
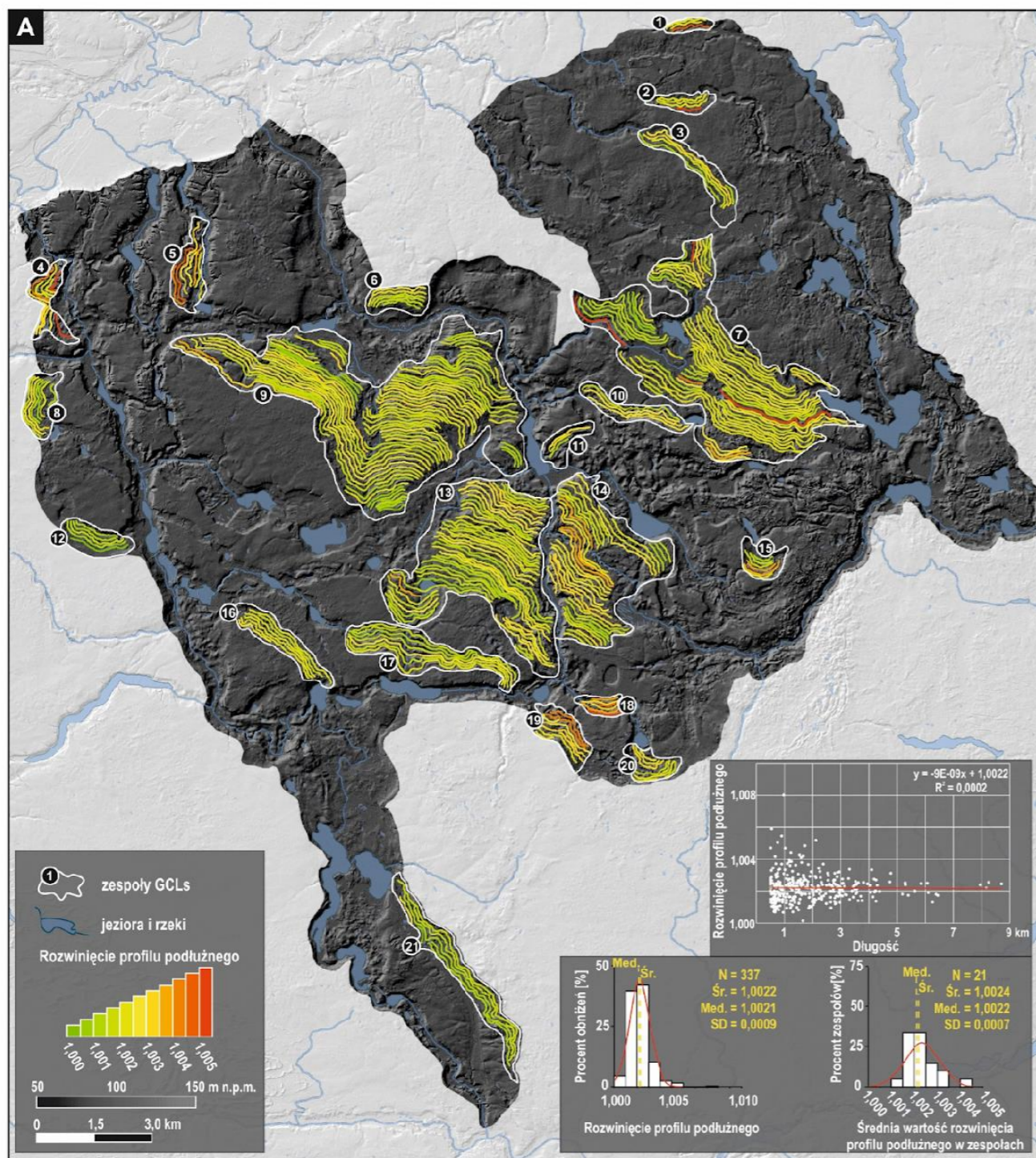


Fig. 15. Rozwinięcie profilu podłużnego obniżen międzywałowych w polu zbojeńskim (A) i brodnickim (B).

7.2.4. Średni spadek

Analiza średniego spadku obniżeń międzywałowych wskazuje na znaczną liczbę form (powyżej 60%), których spadek jest przeciwny do nachylenia dawnej powierzchni lądolodu (fig. 16). Średnia wartość spadku profilu podłużnego wynosi 1,49‰ (mediana – 0,99‰; odch. std. – 7,63). Największe zróżnicowanie uzyskiwanych wyników dotyczy najkrótszych form. Wraz ze wzrostem długości obniżeń zaznacza się mniejszy rozstęp danych, a wartości średniego spadku zbliżają się do wartości oscylującej w okolicach zera.

Analizując dane z poszczególnych pól, okazuje się że w polu brodnickim średni spadek form jest większy (1,63‰) niż w polu zbójeńskim (1,45‰) przy mniejszej medianie (odpowiednio 0,62‰ i 1,07‰). Oznacza to, że w przypadku form w polu brodnickim, wystąpiło większe zróżnicowanie wyników niż w polu zbójeńskim, przy jednoczesnej dominacji form o wartości średniego spadku zbliżonej do 0. Analizując wykresy punktowe dla obu pól zaznacza się różnica w linii trendu. W polu brodnickim wyznaczona linia trendu wskazuje, że średni spadek obniżeń międzywałowych obniża się wraz ze wzrostem ich długości, tj. odwrotnie niż w przypadku form w polu zbójeńskim. Warto jednak zaznaczyć, że pięć najdłuższych obniżeń w polu brodnickim charakteryzuje się dodatnim wskaźnikiem średniego spadku, który wynosi od 0,47 do 1,38‰.

Z analizy średniego spadku obniżeń w podziale na zespoły wynika, że zdecydowana większość zespołów (21 z 27) ma obniżenia ukierunkowane w przeciwną stronę niż nachylenie dawnej powierzchni lądolodu (fig. 16). Pod względem zróżnicowania przestrzennego, wyraźnie zaznacza się występowanie zespołów o najwyższym średnim spadku, tj. w kierunku przeciwnym niż nachylenie dawnej powierzchni lądolodu (zespoły nr 15, 18, 19, 20 w polu zbójeńskim oraz zespół nr 6 w polu brodnickim) w strefie położonej najbliższej dawnej krawędzi lądolodu. Wyjątek stanowi zespół nr 6 w polu zbójeńskim, który znajduje się w centralnej części pola, a średni spadek obniżeń w tym zespole wynosi 9,69 promila. Zespoły o najniższych, ujemnych wartościach średniego spadku, znajdują się w proksymalnej części rynien subglacjalnych (zespół nr 12 w polu zbójeńskim) lub zajmują małe i wąskie rynny (zespoły nr 1 i 3 w polu zbójeńskim). Wyjątkiem od reguły jest zespół nr 2 w polu brodnickim, znajdujący się w centralnej części pola. Potwierdza się także wniosek płynący z analizy pojedynczych obniżeń, dotyczący korelacji pomiędzy długością obniżeń a wartościami

średniego spadku. Dla zespołów o najdłuższej średniej długości obniżeń (powyżej 2 km) wartości średniego spadku wahają się w przedziale od -1,2 do +4,2 promila, co w przeliczeniu na stopnie daje wartości od -0,07 do +0,24 stopnia. Jedynie w zespole nr 3 w polu brodnickim oraz zespołach nr 6, 8, 16 i 18 w polu zbójeńskim wszystkie obniżenia międzywałowe mają dodatnią wartość tego atrybutu. Odwrotna sytuacja ma jedynie miejsce w zespołach nr 1 i 12 w polu zbójeńskim. We wszystkich pozostałych przypadkach, w zespołach notowane są zarówno dodatnie, jak i ujemne wartości średniego spadku obniżeń międzywałowych.

Analiza średniego spadku obniżeń pod kątem ich występowania w poszczególnych typach zespołów wskazuje na generalny kierunek spadku w odwrotnym kierunku niż kierunek nachylenia dawnej powierzchni lądolodu. Obniżenia w zespołach prostych mają średni spadek równy 1,78‰ (mediana 1,46‰), a zespoły w rynnach złożonych 1,33‰ (mediana 0,92‰). Warto jednak zaznaczyć, że 3 zespoły w polu zbójeńskim (1, 3, 12) mają średni spadek obniżeń międzywałowych zgodny z kierunkiem spadku dawnej powierzchni lądolodu.

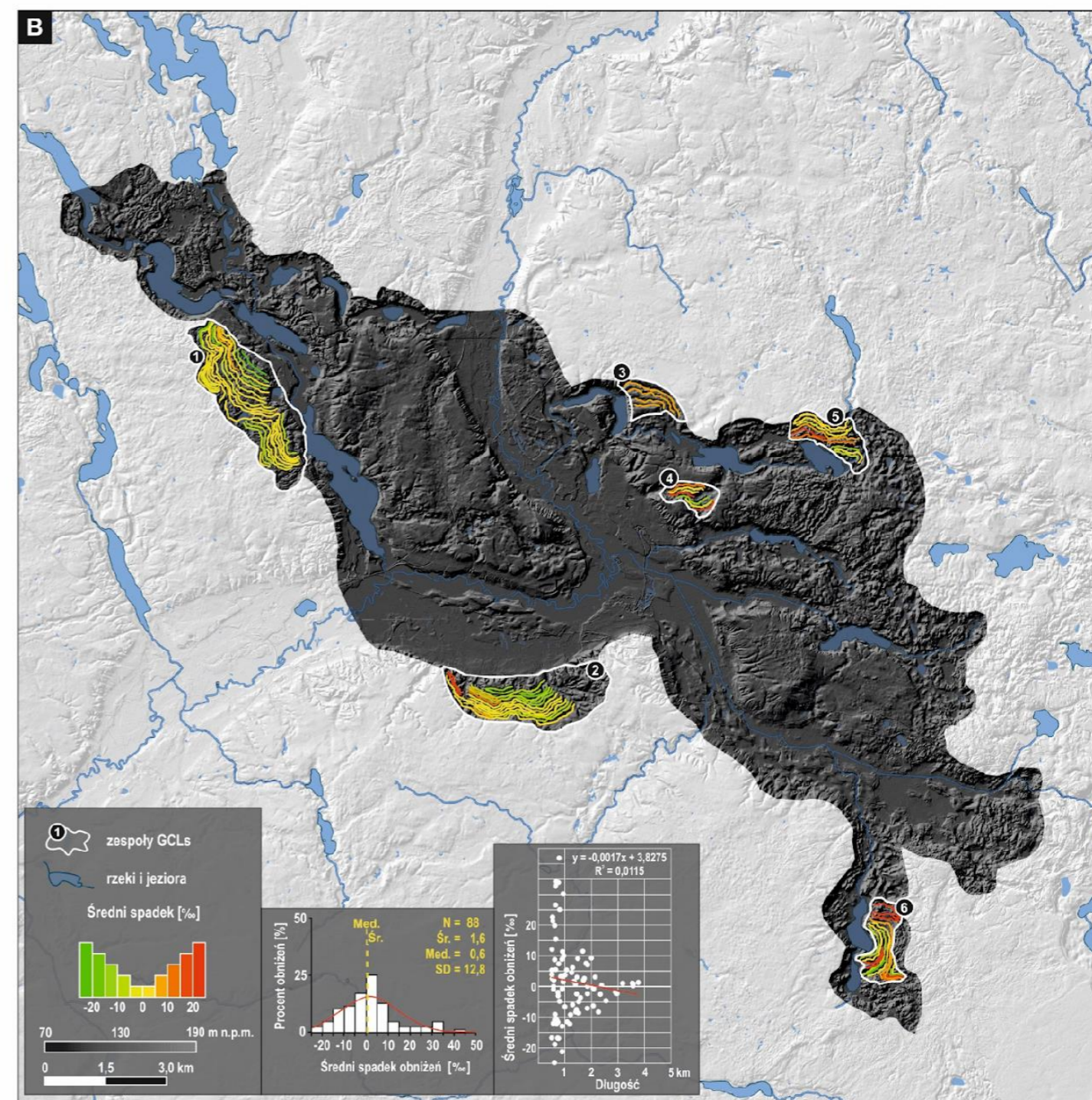
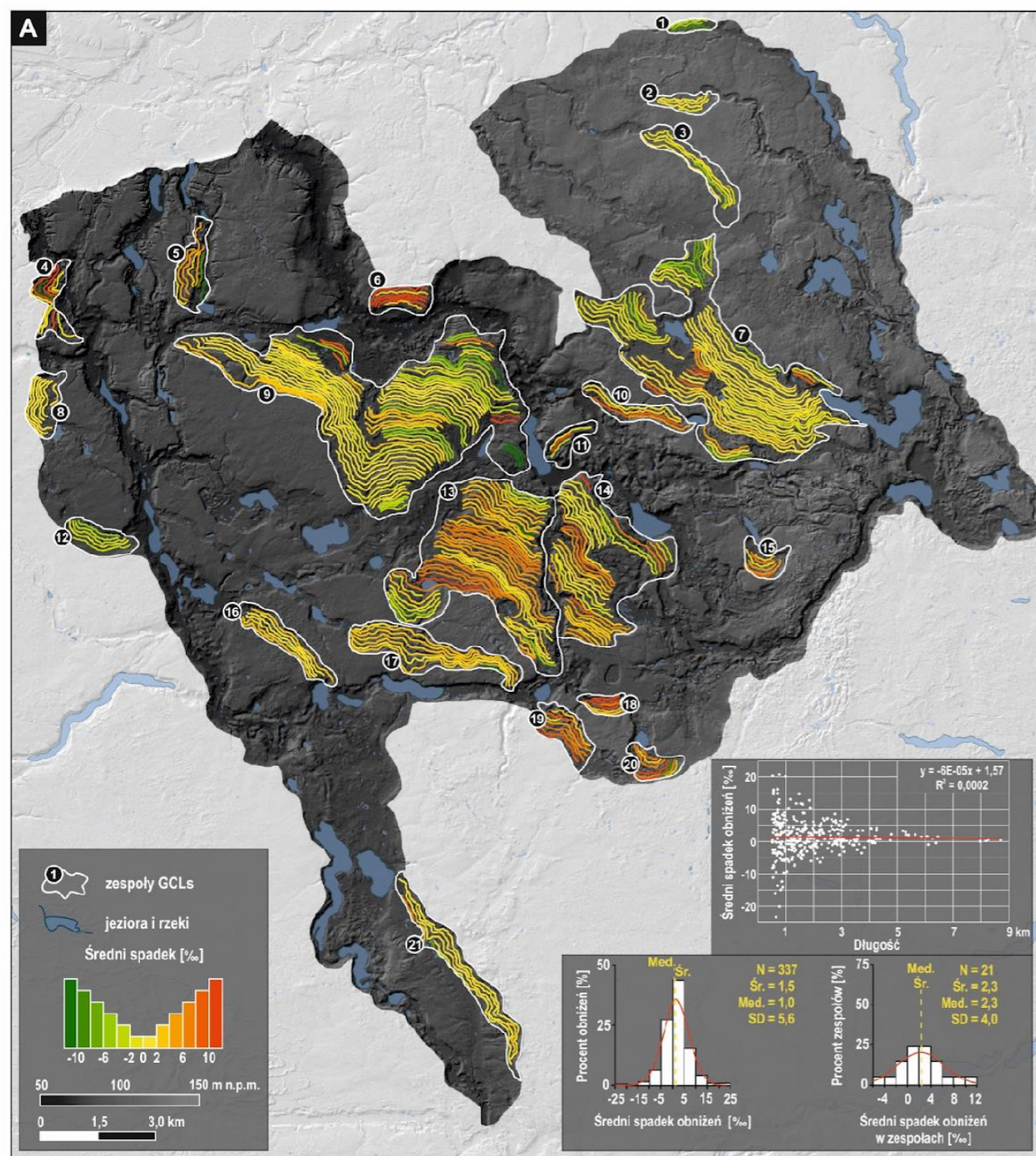


Fig. 16. Średni spadek obniżen międzywałowych w polu zbójczyńskim (A) i brodnickim (B).

7.2.5. Szerokość

Dla obu badanych obszarów wykonano łącznie ponad 5800 profili poprzecznych, których średnia szerokość wynosi 86,6 m (mediana – 83,4 m; odch. std. – 28,4 m). Najkrótszą i najdłuższą szerokość obniżenia zmierzono w polu Zbójno i było to odpowiednio 20,2 m i 238,1 m. Pole brodnickie charakteryzuje się mniejszym rozstępem uzyskanych rezultatów. W najwęższym miejscu, w którym dokonano pomiaru obniżenie międzywałowe ma szerokość 22,3 m, a w najszerszym 191,7 m. Formy w polu zbójeńskim cechują się wyraźnie większą szerokością, osiągając średnio 89,2 m, przy 73,4 m w polu brodnickim.

Po uśrednieniu wartości dla poszczególnych obniżeń okazuje się, że w obu polach średnia szerokość obniżeń waha się w przedziale od 35,3 m do 142,0 m. Wartości średnie różnią się jednak znacznie, wynosząc odpowiednio 87,6 m w polu zbójeńskim i 72,6 m w polu brodnickim. W polu Zbójno ponad 80% obniżeń (233 z 290) ma średnią szerokość pomiędzy 60 a 110 m, a rozkład uzyskanych wyników jest zbliżony do normalnego. W polu brodnickim natomiast jedynie 59,5% obniżeń (47 z 79) ma średnią szerokość pomiędzy 60 a 110 m, a z kolei aż 30,4% obniżeń, ma szerokość mniejszą niż 60 m.

Porównanie średniej szerokości obniżeń w stosunku do ich długości wskazuje na delikatny wzrost średniej szerokości obniżeń wraz ze wzrostem ich długości (linia trendu na wykresach punktowych na fig. 17). Co ciekawe, analizując jedynie zespoły w polu zbójeńskim, różnica pomiędzy obniżeniami w rynnach prostych, a w rynnach złożonych jest znikoma. Średnia szerokość form wynosi odpowiednio 87,8 m i 87,5 m

Analizy przestrzennego rozkładu szerokości obniżeń wskazują dwie charakterystyczne cechy. Pierwszą, którą udało się zaobserwować w polu zbójeńskim jest „falowy” rozkład przestrzenny szerokości obniżeń, czyli zwiększanie i zmniejszanie się ich szerokości co kilka form. Najlepiej ten „falowy” rozkład widoczny jest w zespole nr 13, ale można go zaobserwować także w zespołach nr 7, 9 i 14 (fig. 17). Drugim charakterystycznym elementem rozkładu przestrzennego, który widoczny jest już w obu analizowanych obszarach, jest występowanie miejsc, w których szerokość obniżeń nagle ulega zwiększeniu. Najbardziej jaskrawym tego przykładem jest środkowa część zespołu nr 17, w którym dochodzi do gwałtownego rozszerzenia się obniżeń z 80 - 100 m do 160 - 200 m (max. 230 m). Następnie dochodzi do ponownego zwężenia się obniżeń do wcześniejszych szerokości.

Podobne sytuacje odnotowano jeszcze w kilku miejscach na obszarze obu pól. Powiązane są one z występowaniem rynien ukierunkowanych prostopadle do przebiegu obniżen lub okrągłych albo owalnych zagłębien, rozdzielających w niektórych miejscach wały i obniżenia.

Średnie szerokości obniżen w podziale na zespoły wyraźnie wskazują na podobieństwo rozkładu do średniej szerokości pojedynczych obniżen. Średnia szerokość obniżen w zespołach w polu zbójeńskim jest nieco mniejsza niż w przypadku pojedynczych form i wynosi 87,1 m, (odch. std. – 8,0). Najczęściej średnia szerokość obniżen w zespołach waha się pomiędzy 80 a 90 m (fig. 18). Natomiast w polu brodnickim, po agregacji wyników do poziomu całych zespołów odnotowano wzrost średniej szerokości obniżen do poziomu 84,4 m. Przyczyną takiego stanu jest wynik uzyskany w zespole nr 3, gdzie średnia szerokość wynosi 137,1 m. Pozostałe zespoły w polu brodnickim mają średnią szerokość obniżen od 64,0 m do 79,4 m.

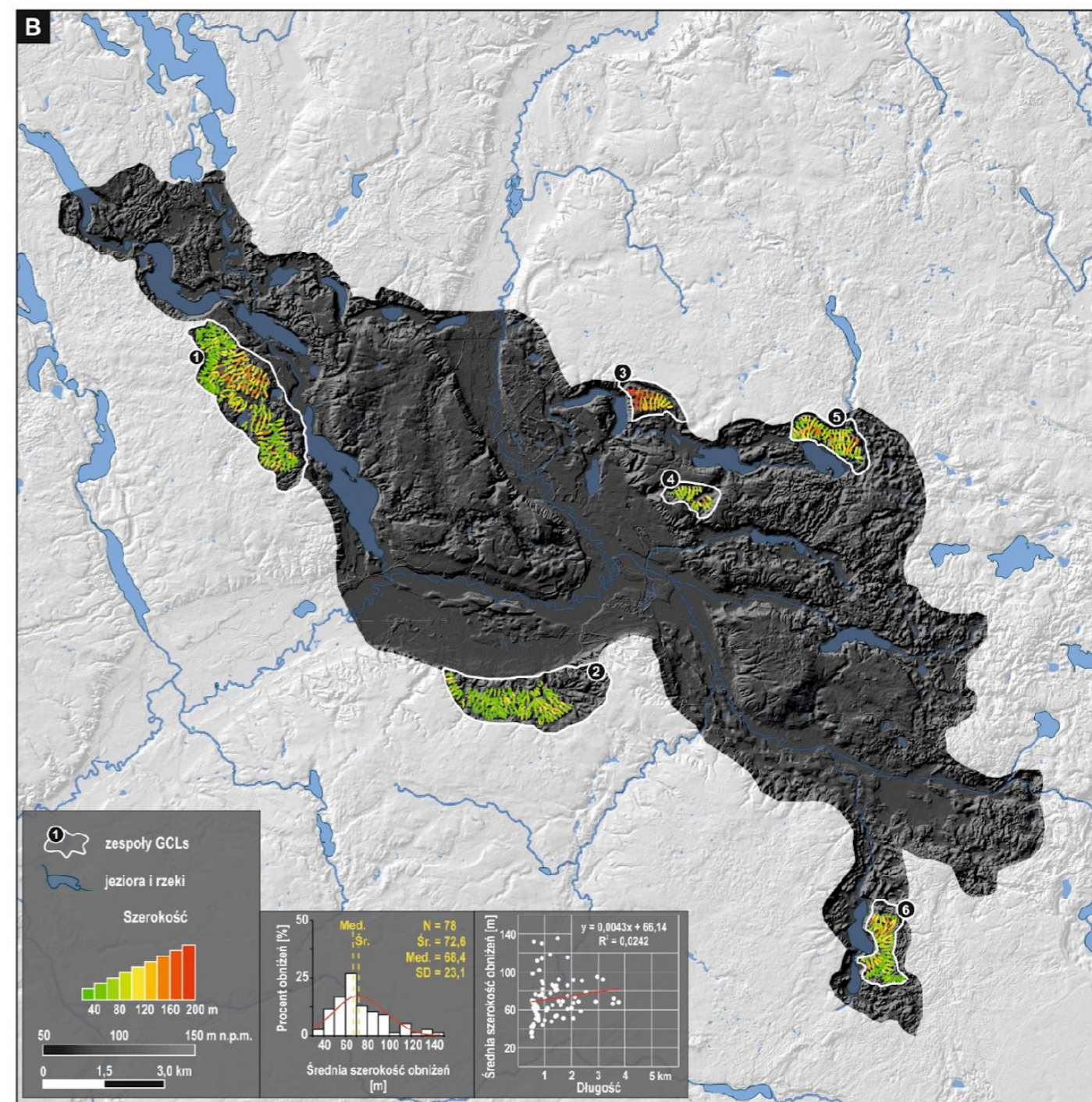
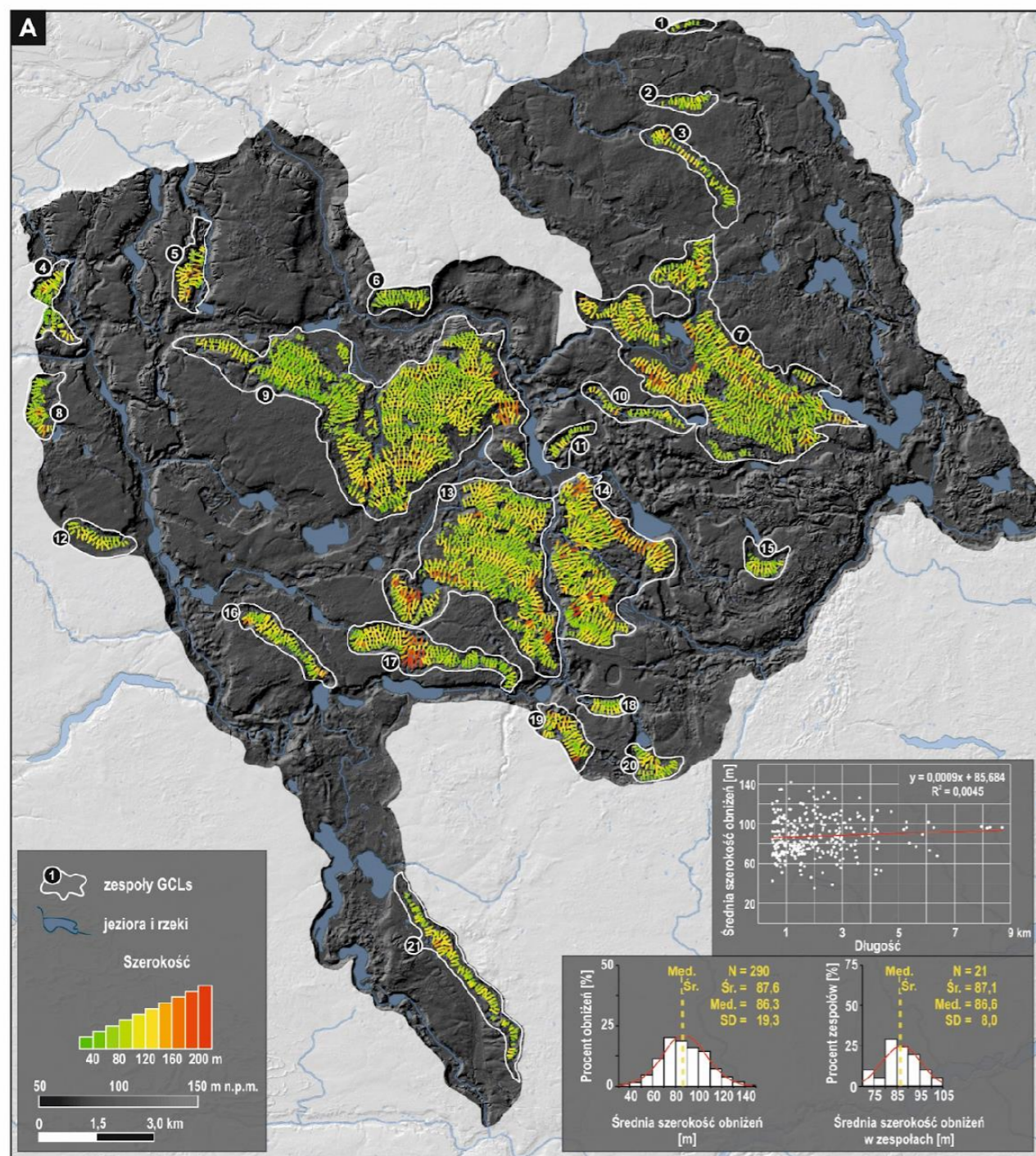


Fig. 17. Szerokość obniżen międzywałowych w polu zbojskim (A) i brodnickim (B)

7.2.6. Głębokość

Analiza profili poprzecznych wykazała, że średnia głębokość obniżeń międzywałowych wynosi 3,1 m (odch. std. – 2,1) i jest wyższa w polu brodnickim (4,0 m) niż w polu zbójńskim (3,0 m). Największą głębokość obniżenia międzywałowego zmierzono w polu zbójńskim w zespole nr 13 wynosi 20,8 m. W polu brodnickim w najgłębszym miejscu obniżenie ma 14,6 m głębokości (zespół nr 1). Warto jednak zaznaczyć, że około 5% z pierwotnie wykreślonych profili zostało wykluczone z analiz morfometrycznych, ponieważ głębokość obniżeń jest mniejsza niż 0,5 m. Jedynie 0,9% profili poprzecznych ma głębokość powyżej 10 m, a więc 99% wartości mieści się w przedziale 0,5 – 10,0 m (fig. 18). W zakresie danych z obu pól ciekawie prezentuje się pole brodnickie, gdzie z uwagi na ich zbyt małą głębokość jedynie nieco ponad 1% z wykreślonych profili zostało wykluczone z analiz morfometrycznych. Natomiast aż 4% profili ma głębokość większa niż 10 m, a tylko 90% profili mieści się w przedziale 1,0 – 10,0 m. Warto jednak zaznaczyć, że pierwotna głębokość obniżeń międzywałowych mogła być dużo większa, o czym świadczy występowanie w dnach obniżeń różnej miąższości osadów deluwialnych i organicznych (Karasiewicz i in., 2017)

W obu polach niezbyt wyraźnie zaznacza się trend wzrostu średniej głębokości obniżeń wraz ze wzrostem ich długości (wykres punktowy na fig. 18). Analizy wykazały natomiast wyraźny trend wzrostu głębokości obniżeń wraz ze wzrostem ich szerokości.

Po agregacji i uśrednieniu danych dla poszczególnych obniżeń międzywałowych analiza statystyczna wykazała, że ich średnia głębokość wynosi 3,1 m (odch. std. – 1,5). W polu zbójńskim obniżenia mają średnio 2,9 m głębokości, natomiast w polu brodnickim 3,9 m. W polu Zbójno, najwięcej obniżeń (18%) ma średnią głębokość pomiędzy 1,5 a 2 m, natomiast aż 93,4% obniżeń ma średnią głębokość pomiędzy 1 a 5 m. W polu brodnickim, najwięcej obniżeń (16%), podobnie jak w polu zbójńskim, ma średnią głębokość pomiędzy 1,5 a 2 m. Natomiast, jedynie 71% obniżeń ma średnią głębokość pomiędzy 1 a 5 m, natomiast kolejne 16% jest w przedziale pomiędzy 5 a 6 m. W polu zbójńskim podział obniżeń, ze względu na typ zespołu wskazuje, że obniżenia w rynnach prostych cechują się większą średnią (3,2 m) oraz maksymalną średnią głębokością (8,8 m) niż zespoły w rynnach złożonych (śr. – 2,8 m; max – 6,7 m).

Średnią głębokość obliczono także dla poszczególnych zespołów znajdujących się w polu zbójńskim. Średnio, głębokość obniżeń w zespołach wynosi 3,1 m, czyli nieco więcej niż średnia uzyskana z analizy wszystkich profili – 3,0 m (tab. 6). Dominują zespoły o średniej głębokości obniżeń od 2 do 4 m (13 z 21 obniżeń), natomiast tylko jeden zespół (nr 18), ma średnią głębokość obniżeń powyżej 5 m (fig. 18). Analiza rozkładu przestrzennego zespołów wskazuje niewielką tendencję do wzrostu średniej głębokości obniżeń w kierunku południowym i południowo – wschodnim, czyli w kierunku dystalnych partii rynien subglacjalnych, położonych w sąsiedztwie chrostkowskich form glaciomarginalnych (fig. 18). Potwierdzać mogłyby to również dane z pola brodnickiego, w którym zespoły 1 i 2 mają średnią głębokość obniżeń mniejszą (odpowiednio: 3,8 i 2,7 m) niż średnia wyliczona dla wszystkich obniżeń (średnia – 3,9 m; mediana – 3,8 m). W polu brodnickim, zespoły z największymi średnimi głębokościami obniżeń znajdują się przy granicy pola z Garbem Lubawskim, czyli w zespołach nr 3 i 5 (odpowiednio 5,5 m i 6,2 m). Natomiast zespół nr 6, położony najbliżej strefy marginalnej, ma obniżenia o średniej głębokości 4,9 m, czyli również znacznie powyżej średniej dla całego pola.

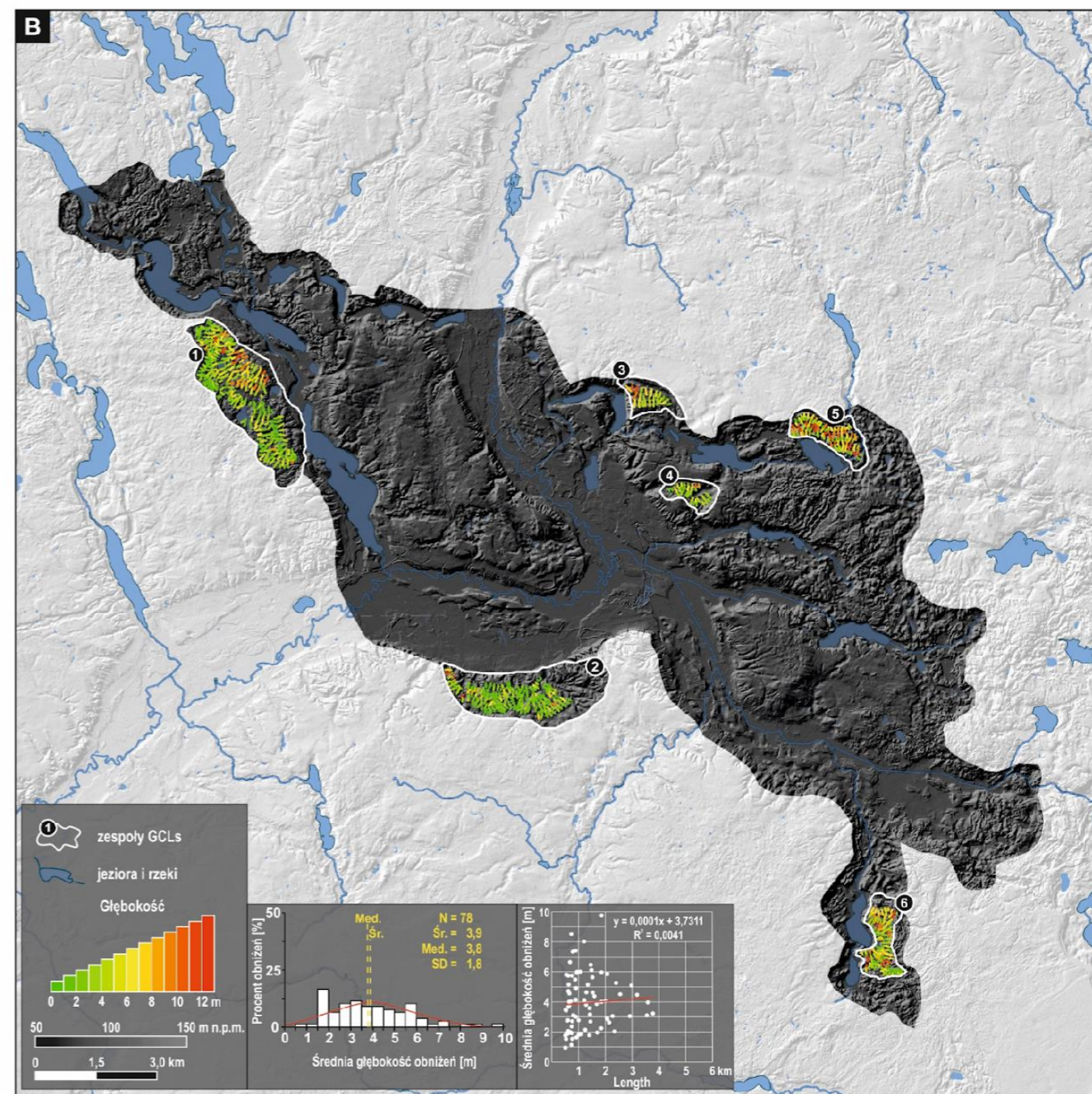
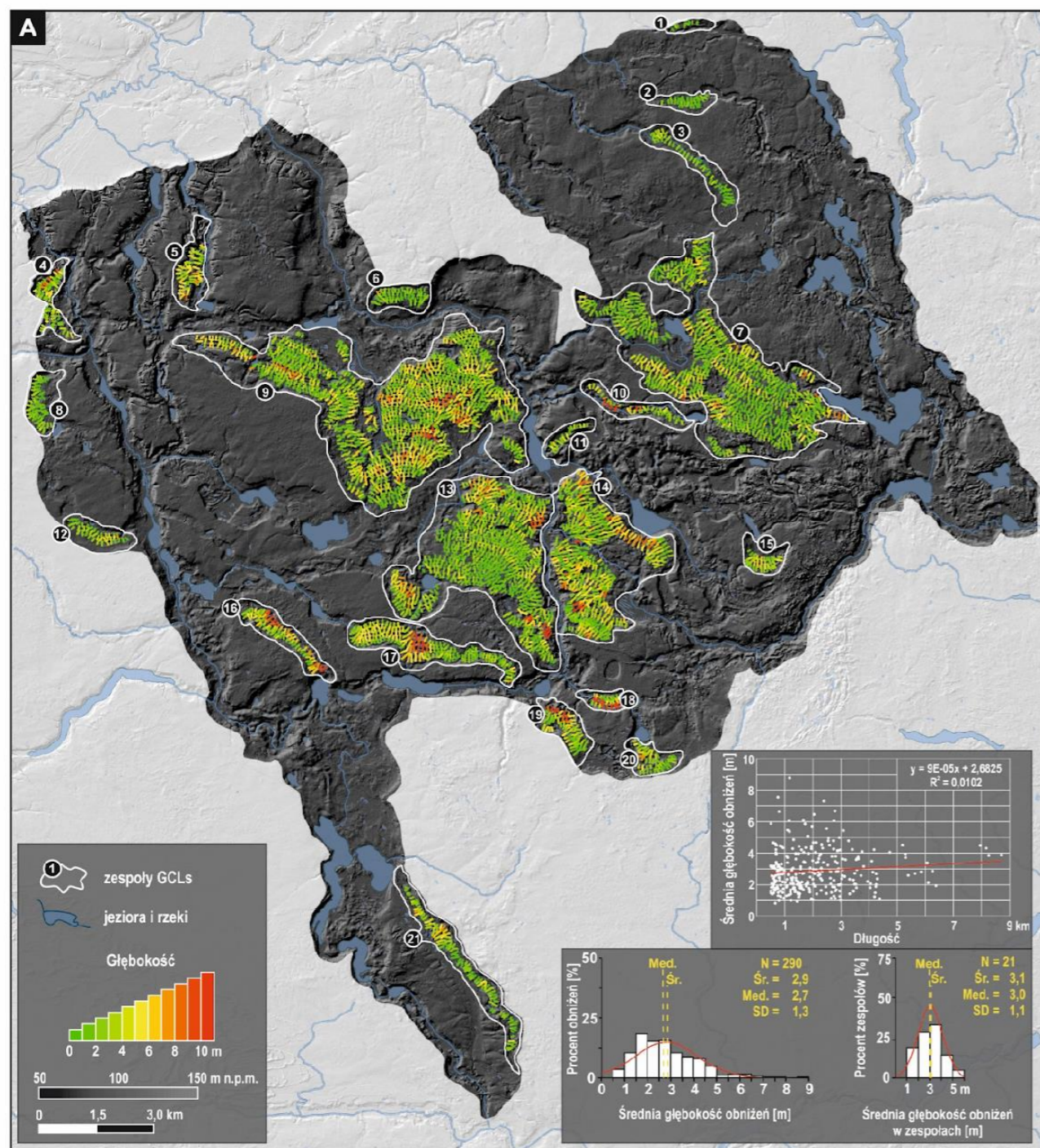


Fig. 18. Głębokość obniżeń międzywałowych na obszarze polu zbójńskim (A) i brodnickim (B).

7.2.7. Stosunek długości do szerokości

Wskaźnik wydłużenia jest jednym z najważniejszych współczynników obliczanych dla form, których genezę łączy się z procesami glacialnymi. W przypadku tak długich i mimo swej powtarzalności nieregularnych form jak kręte formy glacialnej, warto zwrócić uwagę nie tylko na samą wartość tego parametru, ale także na jego zmienność w poszczególnych formach, jak i w układzie przestrzennym. W polu zbójeńskim wykonano 4857 pomiarów szerokości dla 290 analizowanych obniżeń. Średnia wartość wskaźnika wydłużenia w pojedynczym profilu wyniosła 36,4 (mediana - 29,8; odch. std. - 25,5) przy najniższej zmierzonej wartości równej 2,8 i najwyższej równej 182,6. Analogiczne zestawienie wykonano dla pola brodnickiego, w którym wykonano 960 pomiarów w 79 obniżeniach międzywałowych. W tym polu średnia wartość wskaźnika w pojedynczym profilu wyniosła 26,6 (mediana – 21,0), a uzyskane wyniki wahają się od 3,5 do 136,5 (odch. std. – 18,1).

W przypadku, gdy do analizy wskaźnika wydłużenia przyjmiemy średnią szerokość obniżenia, to okazuje się, że obniżenia w polu zbójeńskim są średnio 26,3 razy dłuższe niż szersze (mediana – 21,1; odch. std. – 19,2), a w polu brodnickim – 18,7 (mediana 14,7). Najmniejsza wartość wskaźnika wydłużenia, którą uzyskano po uśrednieniu szerokości obniżeń wyniosła w polu brodnickim wynosi 4,6, a największa – 55,8 a polu zbójeńskim odpowiednio 4,6 i 55,1. W polu zbójeńskim 51,4% obniżeń (149 z 290) ma współczynnik wydłużenia pomiędzy 10 a 30, a w polu brodnickim jest to aż 63% obniżeń (50 z 79). W każdym z obu analizowanych pól jedno obniżenie ma stosunek długości do szerokości mniejszy od 5. W polu zbójeńskim 6 obniżeń ma stosunek większy od 90, a w polu brodnickim, tylko jedno obniżenie ma stosunek długości do szerokości większy od 50.

Obniżenia w rynnach prostych cechują się większym wydłużeniem (śr. – 28,56; mediana – 22,71), niż obniżenia w rynnach złożonych (śr. – 25,89; mediana – 20,88). Potwierdza to wcześniejsze obserwacje, z których wynika, że obniżenia międzywałowe w rynnach prostych mają większą długość niż w rynnach złożonych (tab. 6), a zespoły w rynnach prostych większy wskaźnik wydłużenia (tab. 2).

7.2.8. Stosunek szerokości do głębokości

Stosunek szerokości do głębokości zmierzono w 5817 profilach poprzecznych. Pozyskane dane wskazują nie tylko na znaczny rozstaw uzyskanych wyników (min – 0,3; max – 350,4), ale także na wyraźną różnicę pomiędzy średnią – 26,3, a medianą – 12,2. Wynika to z faktu, iż w niemal 62% profilów poprzecznych zmierzony stosunek szerokości do głębokości miał wartość mniejszą niż 1 do 15, a w przypadku 22,5% profilów wynik ten był mniejszy niż 1 do 5. W przypadku 8 z 5817 profilów (0,1%) zmierzono stosunek szerokości do głębokości większy niż 1 do 300, w przypadku 53 profilów większy od 200 (0,9%), a w przypadku 315 profilów większy od 100 (6%).

Analizując dane z poszczególnych pól wyraźnie zaznacza się między nimi różnica w tym parametrze. Z 4857 profili wyznaczonych w polu zbójeńskim wynika, że średni stosunek szerokości do głębokości wynosi 40,7 (mediana – 33,90). Najmniejsza zmierzona wartość tego współczynnika wynosi 5,6, a największa 222,8 (tab. 6). W polu brodnickim średnia wartość analizowanego parametru wynosi 25,1 (mediana 21,6). Zmierzone wartości wskaźnika wahają się od 3,5 do 114,0 przy odchyleniu standardowym równym 15,5.

Z uśrednionych danych do poziomu poszczególnych obniżen wynika, że średnia wartość opisywanego parametru wynosi 37,4 a mediana 34,6 przy odchyleniu standardowym 15,8. Obniżenie o najniższym średnim stosunku długości do szerokości ma ów stosunek równy 6,2 a obniżenie o najwyższej wartości analizowanego parametru – 111,8. Analizując dane z poszczególnych pól, ponownie wyraźnie zaznacza się wyższa wartość opisywanego parametru w polu zbójeńskim. Dla 290 obniżen badanych w polu zbójeńskim, średnia wartość analizowanego parametru wyniosła 41,78 a mediana 40,08. W polu brodnickim obniżenia międzywałowe mają 21,1 razy większą szerokość niż głębokość (mediana – 20,5).

Interesująco przedstawia się natomiast zestawienie średniej i mediany tego parametru ze względu na typy morfogenetyczne zespołów. Średnia wartość wskaźnika jest zbliżona i wynosi 41,06 dla zespołów w rynnach typu prostego i 41,90 w rynnach typu złożonego. Mediana wskazuje jednak na większe zróżnicowanie obu typów pod tym kątem, ponieważ jej wartości wynoszą odpowiednio 33,77 i 40,34. Zaobserwowane różnice wynikają przede wszystkim z faktu, że obniżenia w rynnach prostych charakteryzują się jednak nieco większymi głębokościami niż te w rynnach złożonych (tab. 6).

8. Budowa geologiczna krętych form glacialnych w obszarach testowych

Obszar Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego² został do tej pory dobrze rozpoznany pod względem budowy geologicznej. Przyczyniły się do tego nie tylko prace związane z przygotowaniem poszczególnych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ale przede wszystkim prace badawcze prowadzone przez pracowników Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu oraz Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk w Toruniu (m.in. Jewtuchowicz 1957; Lamparski 1972; Olszewski 1994, 1997, 2000, 2001, 2006; Wysota 1992, 1993, 1994 1995). Najstarsze publikowane badania z tego obszaru sięgają jednak już początków XX wieku (Nechay 1927). Choć większość badań skupiała się na obszarze położonym w centralnej części Pojezierza Dobrzyńskiego (rejon Zbójna), to wszystkie te badania podkreślały niezwykley krajobraz całego Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego.

8.1. Budowa geologiczna obszarów testowych

Przeprowadzona analiza budowy geologicznej krętych form glacialnych w obszarach testowych wykonana została na podstawie dostępnych danych geologicznych, w tym szczególności map geologicznych, przekrojów geologicznych, wierceń oraz sond mechanicznych i ręcznych. Na obszarze pola zbójńskiego analiza ta objęła porównanie danych z 277 punktów dokumentacyjnych, położonych na obszarze czterech arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Punkty zlokalizowane są na terenie 19 z 21 wyznaczonych zespołów GCLs, choć w opisie szczegółowej budowy geologicznej wykorzystano także punkty położone poza wyznaczonymi zespołami. Ponad 72% punktów stanowią dane z sond ręcznych, a 18% z sond mechanicznych. Jedynie 9% danych pochodzi z wkopów i odsłoneń, a zaledwie 1% z głębokich wierceń. Zdecydowana większość z punktów dokumentacyjnych została wykonana w grzbietach wałów (62,5%), a w znacznej części (25,6%) także w obniżeniach międzywałowych. Pozostałe zaś, znajdują się na płaskich lub falistych powierzchniach morenowych poziomów topograficznych, na których występują GCLs (5,8%), wysoczyźnie morenowej – głównie na jej stokach (4,3%) oraz w dnach większych obniżeń przecinających GCLs (1,8%).

² Makroregion Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, w którego skład wchodzi następujące mezoregiony: Pojezierze Chełmińskie, Pojezierze Brodnickie, Dolina Drwęcy, Pojezierze Dobrzyńskie, Garb Lubawski oraz Równina Urszulewska (Kondracki 2001)

Brodnickie pole krętych form glacialnych wchodzi w obręb trzech arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000: Skarlin (Lichwa, Wełniak 2005a, b), Brodnica (Wysota 2005, 2006) i Górzno (Niewiarowski, Wysota 2000a, b). Jednak dane dotyczące szczegółowej budowy geologicznej krętych form glacialnych w badanym obszarze, w szczególności profile sond i odsłoneń wykonywanych na potrzeby poszczególnych arkuszy SmgP pozyskano tylko dla arkuszy Brodnica i Górzno. Dane dla arkusza Skarlin na czas prowadzonych prac nie były dostępne w Centralnej Bazie Danych Geologicznych, a w związku z faktem, że zasięg arkusza obejmuje tylko niewielki fragment badanego pola (północna część zespołu nr 1), nie zostały one uwzględnione w pracy. Łącznie z dostępnych źródeł uzyskano opisy geologiczne 125 profili, w tym 18 znajdujących się na terenie arkusza Brodnica i 107 – w obszarze arkusza Górzno.

Ze 125 analizowanych profili z obszaru pola brodnickiego 68 (54,4%) z nich stanowią sondy ręczne, 27 (21,6%) to sondy mechaniczne; ponadto wykorzystano dane z 25 (20%) wkopów i odsłoneń oraz 5 (4%) wierceń. Niestety, w odróżnieniu do sond zlokalizowanych w polu zbójeńskim, te znajdujące się w polu brodnickim są bardzo płytkie (do kilkunastu metrów głębokości), ponadto położone są wszystkie bardzo blisko siebie. Znacznie utrudnia to porównanie budowy geologicznej krętych form glacialnych z otaczającą je wysoczyzną morenową. Najwięcej, spośród analizowanych punktów dokumentacyjnych, znajduje się w grzbietach wałów (67 punktów – 53,6%), natomiast tylko 30 punktów (24,0%) zlokalizowanych jest w dnach obniżeń międzywałowych. Pozostałe punkty dokumentacyjne znajdują się w obrębie poziomów topograficznych, na których występują GCLs (17 punktów – 13,6%), na wysoczyźnie morenowej i jej stokach (7 punktów, 5,6%); 4 punkty (3,2%) znajdują się w dnach większych obniżeń rozcinających zespoły GCLs.

Dane dotyczące szczegółowej budowy geologicznej wałów krętych form glacialnych pozyskano z opisanych w literaturze odsłoneń: Wielgie (Lesemann i in. 2014), Zbójenko I (Olszewski 1994, 1997, 2000, 2001, 2006; Lesemann i in. 2010, 2014), Laskówiec (Olszewski 1994), Świerczynki (Wysota 1995, 2001), Górzno-Fijałki I (Wysota 1992, 1993, 1994) i Łaszewo (Wysota 1992, 1993, 1994, 1995). Lokalizacja poszczególnych odsłoneń znajduje się na rycinach przedstawiających powierzchnię budowę geologiczną obu pól.

8.1.1. Pole Zbójno

W budowie geologicznej pola zbójeńskiego i jego bezpośredniego otoczenia wyraźnie zaznaczają się cztery znacznie różniące się obszary. Po pierwsze, są to otaczające pole od północy i zachodu dna dolin rzecznych Drwęcy i Wisły zbudowane głównie z piasków i żwirów rzecznych z punktowo występującymi osadami torfowymi oraz namułami den dolin rzecznych. W krajobrazie doliny Wisły wyraźnie zaznaczają się dodatkowo także połączenie piasków eolicznych, w tym tworzących serie wydmy. Drugim takim obszarem, jest ograniczający pole od południowego wschodu krajobraz sandrowy uformowany przez wypływy wód z topniejącego lądolodu skandynawskiego. Ta część obszaru zbudowana jest głównie z piasków i żwirów wodnolodowcowych. W dnach starszych, ekshumowanych rynien subglacjalnych znajdują się niewielkie jeziora lub obniżenia, które wypełnione są osadami organicznymi. Na tym obszarze znajdują się także niewielkie wyniesienia zbudowane z glin lodowcowych. Na północy zachód od obszaru nazywanego sandrem dobrzyńskim, znajduje się trzeci z obszarów o innej budowie geologicznej niż poprzednie. Jest to obszar moren chrostkowskich, charakteryzujący się dużymi deniwelacjami terenu. Obszar ten zbudowany jest przede wszystkim z piasków i żwirów wraz z licznie występującymi głazami, miejscami o średnicy do 2,0 metrów (Lesemann i in. 2010).

Centralną część badanego obszaru stanowi wysoczyzna morenowa, rozcięta przez rynny subglacjalne, w których występują też kręte formy glacialne. Powierzchniowa budowa geologiczna tego obszaru zdominowana jest przez gliny. W dnach rynien subglacjalnych występują piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz namuły i torfy. Miejscami, szczególnie wzdłuż rynny Rypienicy oraz na północ od zespołów nr 9 i 14 znajdują się także mułki, piaski i żwiry budujące okoliczne kemy (fig. 19).

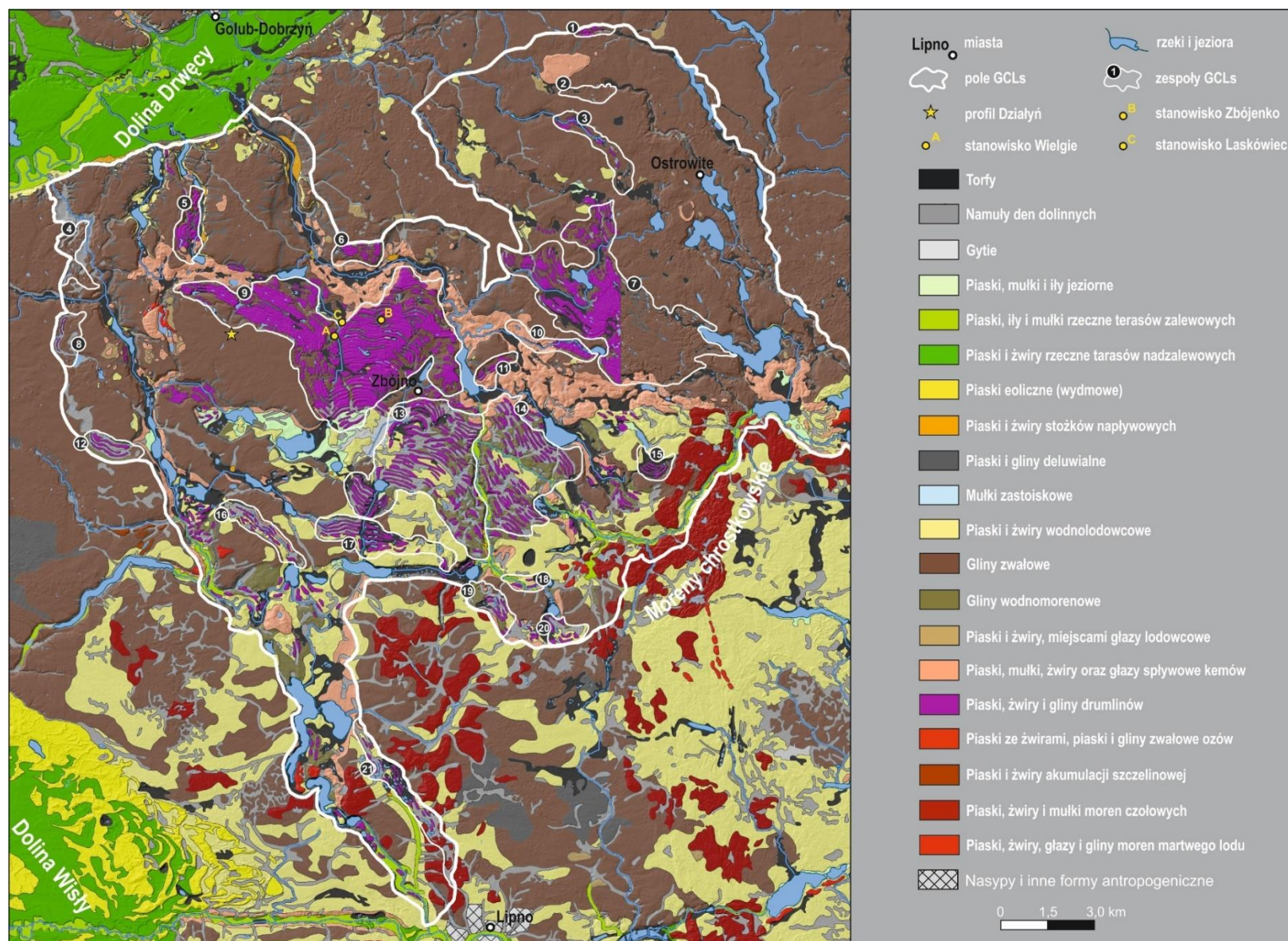


Fig. 19. Powierzchniowa budowa geologiczna zbójńskiego pola krętych form glacialnych na podstawie danych ze Szczegółowej mapy geologicznej Polski.

Wysoczyzna morenowa zbudowana jest z osadów plejstoceńskich o miąższości od 30 do 70 m. Obejmują one trzy, a miejscami nawet pięć warstw glin lodowcowych, często rozdzielonych przez piaszczysto-żwirowe osady glacyfluwialne lub drobnoziarniste osady zastoiskowe (Wysota 2007, 2009; Wysota, Sokołowski 2017, 2018). Taka budowa geologiczna okolic Zbójna, widoczna jest między innymi w profilu otworu Działyń (fig. 20), głębokim wierceniu kartograficznym wykonanym w wysoczyźnie morenowej otaczającej od południowego wschodu zespół nr 9. W profilu tym stwierdzono pięć warstw glin zwałowych od zlodowaceń południowopolskich po zlodowacenie wisły (Wysota 2007).

Analizując jednak budowę geologiczną obszaru badań nie sposób odnieść się jedynie do pojedynczego profilu. Więcej informacji, zarówno na temat budowy geologicznej całego obszaru, jak i poszczególnych zespołów krętych form glacialnych można odczytać z przekrojów geologicznych zamieszczonych na arkuszach Szczegółowej mapy geologicznej Polski. W przypadku pola zbójeńskiego, najwięcej informacji można znaleźć na przekrojach A-B i C-D na arkuszu Golub-Dobrzyń (Wysota 2007, 2009) oraz przekroju A-B na arkuszu Lipno (Dzierżek 2008).

Pierwszy z wyżej wymienionych przekrojów obrazuje budowę geologiczną zachodniej części pola zbójeńskiego, w tym zespołu nr 9. W budowie geologicznej

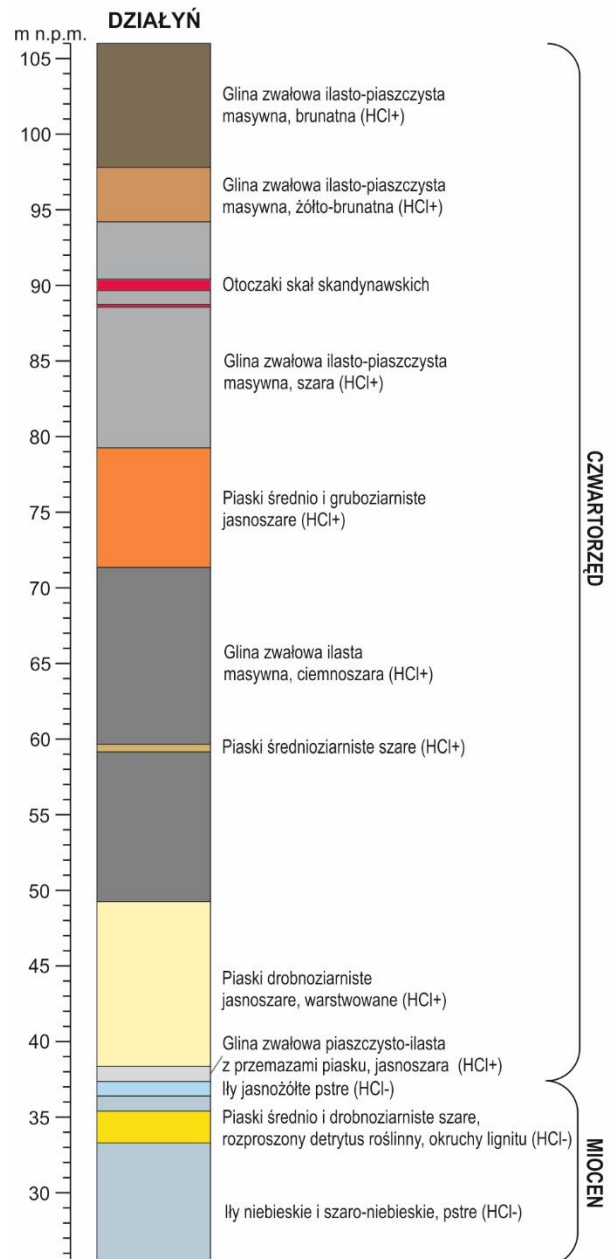


Fig. 20 Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej okolic Zbójna, na przykładzie wiercenia geologicznego DZIAŁYŃ, ID. 3056625, wykonanego przez W. Wysotę 25.04.2004r (źródło: <http://otworywiernicze.pgi.gov.pl>)

dominują 3 serie glin zwałowych, rozdzielone miejscami seriami piasków i żwirów wodnolodowcowych, łącznie o miąższości ok. 30 m. Zaliczone są one do zlodowaceń wisły oraz warty. Na północ od zespołu nr 9 pod wspomnianymi glinami występują piaski, ropy i mułki zastoiskowe o miąższości kilkunastu lub kilkudziesięciu metrów, związane ze zlodowaczeniami sanu II i warty (Wysota 2007, 2009). Pod glinami lub osadami wodnolodowcowymi zalegają strasze gliny lodowcowe związane ze zlodowaczeniami warty i sanu II. Osady neogeńskie, na całym analizowanym odcinku przekroju geologicznego rozpoczynają się około 70-100 m pod powierzchnią terenu.

Drugi z analizowanych przekrojów, tj. przekrój C-D arkusz Golub-Dobrzyń (Wysota 2007), przecina zespół nr 7 oraz przebiega w okolicach wąskich rynien subglacjalnych, w których usytuowane są zespoły krętych form glacialnych nr 1, 2 i 3. Na południowy wschód od zespołu nr 7, jak również w obrębie samego zespołu, budowa geologiczna prezentuje się podobnie do tej zaobserwowanej na południe od zespołu nr 9. Występują tu serie 3 glin zwałowych położonych bezpośrednio na sobie z występującymi miejscami warstwami piasków i żwirów wodnolodowcowych. Poniżej tych 3 warstw glin zwałowych znajdują się dość dużej miąższości piaski i żwiry wodnolodowcowe. Podobnie jak w przypadku wcześniej opisywanego przekroju, na północ od miejsca w którym zidentyfikowano kręte formy glacialne, pod seriami glin zwałowych znajdują się znacznej miąższości osady zastoiskowe. W obu opisywanych przypadkach, w miejscach, w których w podłożu znajdują się osady zastoiskowe, nie występują kręte formy glacialne. Jednocześnie warto zaznaczyć, że w okolicach miejscowości Radomin, gdzie warstwy osadów zastoiskowych nie mają ciągłości, wykształciły się wąskie rynny subglacjalne (*“incipient tunnel valleys”* wg Lesemanna i in. 2010), w których znajdują się pojedyncze formy typu GCLs.

Ostatni z omawianych przekrojów, tj. przekrój A-B z arkusza Lipno (Dzierżek 2008) przechodzi przez południowo-wschodni kraniec zespołów nr 13 i 14 oraz przez rynnę subglacjalną, w której znajduje się zespół nr 17. Według autora tego opracowania, kręte formy glacialne rozwinięte są na glinach wodnomorenowych, a nie na glinach zwałowych, tak jak na obszarach arkuszy Golub-Dobrzyń i Rypin. Pod 2-3 warstwami glin ostatniego zlodowaczenia znajdują się piaski rzeczne zaliczone do interglacjału eemskiego, a pod nimi drobnoziarniste

osady zastoiskowe. W tej części badanego obszaru gliny zwałowe starszych zlodowaceń (warty lub sanu II) występują jedynie miejscami w formie niewielkich płatów.

8.1.2. Pole Brodnica

Pole Brodnica, położone jest na północny-wschód od pola Zbójno. Przez centralną część pola brodnickiego przebiega dolina Drwęcy, wypełniona głównie przez piaski rzeczne, namuły i torfy. Znajdująca się po obu stronach doliny Drwęcy wysoczyzna morenowa zbudowana jest na powierzchni przede wszystkim z glin zwałowych ostatniego zlodowacenia (Niewiarowski, Wysota 2000a, 2000b; Wysota 2005, 2006). Miejscami gliny te pokryte są niezbyt dużej miąższości warstwą piasków i żwirów wodnolodowcowych. W wysoczyźnie morenowej wycięte są rynny subglacjalne, w dnach których znajdują się piaski i żwiry wodnolodowcowe, namuły oraz torfy. W rynnach subglacjalnych zidentyfikowano także liczne kemy zbudowane z piasków, mułków i żwirów (fig. 21).

Budowę wysoczyzny morenowej najlepiej można prześledzić analizując przekroje geologiczne wykonane na potrzeby poszczególnych arkuszy szczegółowej mapy geologicznej Polski. Przekrój A-B na arkuszu Brodnica ukazuje budowę geologiczną wysoczyzny morenowej oraz wyciętej w niej rynny subglacjalnej obecnie wodami jeziora Bachotek (Wysota 2006). Na stokach tej rynny znajduje się zespół nr 1. Profil A-B wykonany dla arkusza Górzno pokazuje natomiast budowę geologiczną południowej części analizowanego pola, w szczególności wysoczyzny morenowej oraz rynny subglacjalnej jezior górzańskich (Niewiarowski, Wysota 2000).

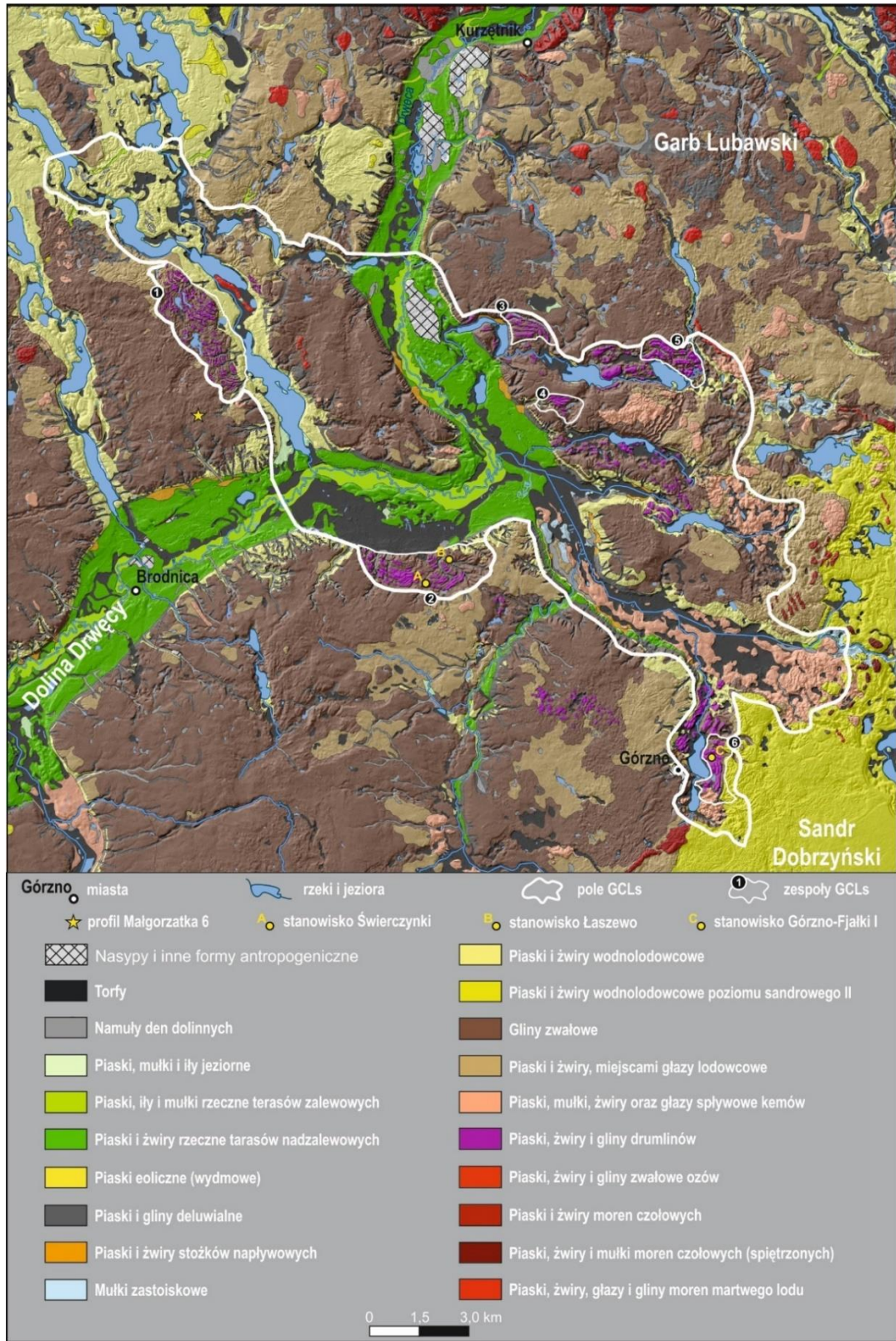
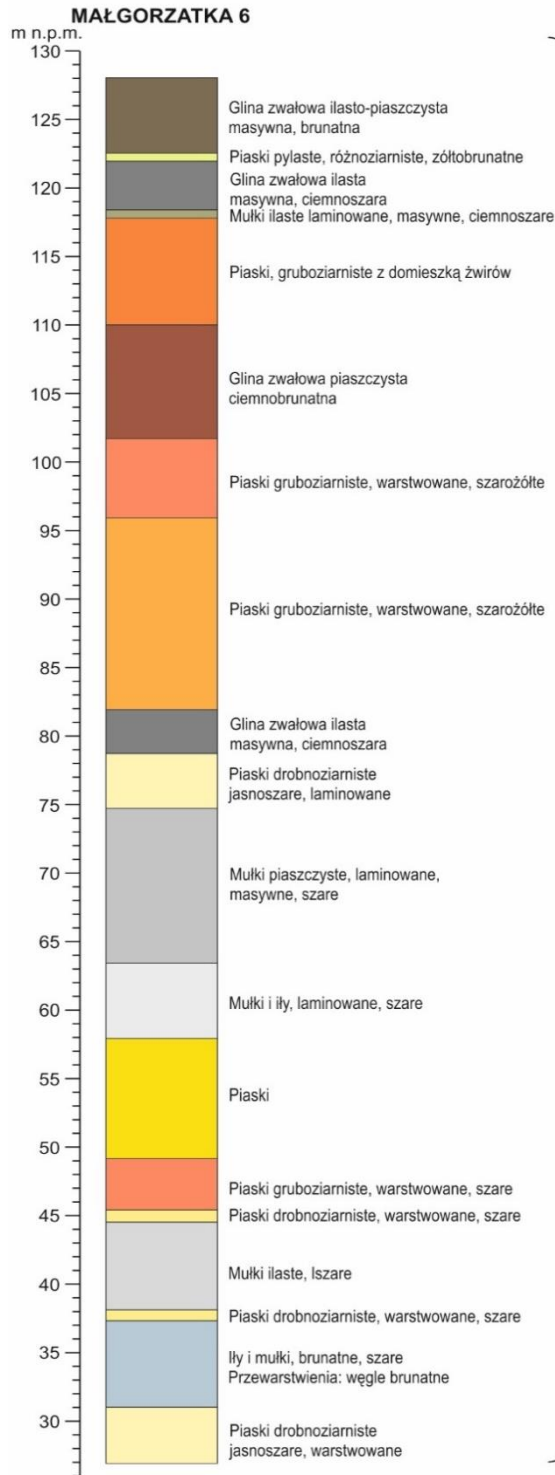


Fig. 21. Powierzchniowa budowa geologiczna brodnickiego pola krętych form glacialnych na podstawie danych ze Szczegółowej mapy geologiczne Polski.

W budowie geologicznej wysoczyzny morenowej w okolicach jeziora Bachotek widoczne jest duże zróżnicowanie. Dominują serie niezbyt dużej miąższości glin zwałowych rozdzielonych warstwami piasków i żwirów wodnolodowcowych. W okolicach jeziora Bachotek Wysota (2006) wyróżnił serię trzech, a miejscami czterech glin zwałowych, z których najstarsze związane są ze zlodowaczeniem odry. Pod naprzemianległymi seriami glin i osadów wodnolodowcowych znajduje się warstwa osadów zastoiskowych o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Na zachód od jeziora Bachotek pod osadami zastoiskowymi zalegają piaski i żwiry rzeczne związane z interglacją wielkim, natomiast na wschód od jeziora, są to gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich. Jeszcze dalej na wschód, w okolicy miejscowości Pokrzydowo, nie zidentyfikowano osadów zastoiskowych i glin starszych zlodowaceń. Pod seriami glin i osadów wodnolodowcowych wysoko (około 40 m pod powierzchnią terenu) znajdują się mioceńskie ropy, mułki i piaski z wkładkami i przewarstwieniami węgla brunatnego. (fig. 22)

W zachodniej części analizowanego przekroju, osady czwartorzędowe osiągają miąższość powyżej 100 m, a w rejonie Górzna ich miąższość może przekraczać 200 m.



CZwartorzęd

Fig. 22. Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej w okolicach Jeziora Bachotek na przykładzie profilu Małgorzatka 6 (otwór 25 na przekroju geologicznym)

8.2.1. Budowa geologiczna wałów krętych form glacialnych w obszarach testowych

Wysota (1992, 1993, 1994, 1995) analizując budowę geologiczną form położonych na Pojezierzu Dobrzyńskim wyróżnił 3 główne typy ich struktury wewnętrznej:

1. wały, których rdzeń zbudowany jest z warstwowanych piasków i żwirów wodnolodowcowych, mułków i ilów zastoiskowych oraz glin spływowych zaburzonych glacitektonicznie, na których leżą niezgodnie gliny zwałowe o miąższości przeważnie 0,5–3,0 m;
2. wały w całości zbudowane z glin zwałowych, piaszczystych, masywnych o barwie brunatnej lub szarobrunatnej zalegające na starszych glinach zwałowych;
3. wały zbudowane są w całości z niezaburzonych warstwowanych osadów wodnolodowcowych bez przykrycia glinami zwałowymi.

Z wyżej wymienionych typów budowy wewnętrznej z punktu rozważań nad genezą krętych form glacialnych należałoby podkreślić przede wszystkim różnorodność osadów budujących wały GCLs oraz deformacje osadów wewnątrz wałów krętych form glacialnych. Istotnym elementem, który należałoby tu uwzględnić jest układ i orientacja zaburzonych warstw oraz ukierunkowanie till fabric w stosunku do morfologii GCLs.

Na podstawie dostępnych danych, w których opisano strukturę wewnętrzną wałów krętych form glacialnych z obszaru Pojezierza Dobrzyńskiego oraz Pojezierza Brodnickiego poddane analizie zostaną trzy wyżej wymienione cechy. Ponadto rozważony zostanie także stosunek pomiędzy budową wysoczyzny morenowej a wałami krętych form glacialnych.

8.2.2. Różnorodność osadów budujących wały krętych form glacialnych

Na obszarze pola zbójeńskiego, w wałach krętych form glacialnych zlokalizowanych były 173 punkty dokumentacyjne wykorzystane do opracowania poszczególnych arkuszy SmgP. Było to jedno głębokie wiercenie, dziewiętnaście wkopów i odsłoneń (11,0%), trzydzieści jeden sond mechanicznych (17,9%) oraz sto dwadzieścia dwie sondy ręczne (70,5%). W polu brodnickim, takich punktów było 67.

Na podstawie zgeneralizowanych danych, można przeanalizować uproszczoną powierzchniową budowę geologiczną wałów (do 2 m głębokości). Zestawione dane wskazują,

że do głębokości 2 m wały krętych form glacialnych zbudowane są przeważnie z glin zwałowych. W polu zbójeńskim, w przypadku aż 62,8% punktów dokumentacyjnych do głębokości 2 m występują wyłącznie gliny zwałowe. Dla porównania, w polu brodnickim, jedynie w 13 profilach (19,4%) zidentyfikowano wyłącznie gliny zwałowe. W polu brodnickim aż w niemal 50% profili (32 z 67 profili) zidentyfikowano gliny zwałowe na osadach piaszczysto-żwirowych. W polu zbójeńskim taki układ warstw zidentyfikowano jedynie w 11,5% analizowanych profili (20 z 173). W polu zbójeńskim w 13% profili gliny występują poniżej osadów piaszczystych i żwirowych, a w polu brodnickim w 19,4% profili. W polu zbójeńskim w zaledwie 10% profili, a w polu brodnickim w 13,4% profili nie stwierdzono gliny lodowcowej. Analiza przestrzenna profili, w których nie znaleziono gliny pod innymi osadami wskazuje, że przede wszystkim są to punkty zlokalizowane w brzeżnych częściach zespołów lub w sąsiedztwie większych obniżzeń rozcinających wały GCLs.

Na zróżnicowaną budowę geologiczną wałów krętych form glacialnych wskazują odsłonięcia opisywane w licznych publikacjach przez dotychczasowych badaczy na terenie obu analizowanych obszarów, w tym min.: Świerczynki (Wysota 2001), Łaszewo (Wysota 1992, 1993, 1994, 1995), Górzno – Fiałki I (Wysota 1992, 1993, 1994), Wielgie (Lesemann i in. 2014) oraz Zbójenko (Olszewski 1994, 1997, 2000, 2001, 2006; Lesemann i in. 2010, 2014, Adamczyk i in. 2016a, Wysota i in. 2023, w druku). Także najnowsze publikacje z innych obszarów północnej Polski, w tym z obszaru Pojezierza Suwalskiego (Weckwerth, Wysota, 2023, w druku) oraz Pojezierza Drawskiego (Hermanowski, Piotrowski 2023) wskazują na znaczne zróżnicowanie budowy geologicznej wałów krętych form glacialnych.

8.2.3. Deformacje w osadach budujących wały krętych form glacialnych

W. Wysota (1992, 1993, 1994, 1995) udokumentował występowanie zaburzeń glacitektonicznych w osadach budujących wały krętych form glacialnych. Z przedstawionych przez niego badań wynika, że takie zaburzenia występują tylko w osadach piaszczysto-żwirowych przykrytych glinami zwałowymi. W kontekście genezy krętych form glacialnych najważniejszy jest układ przestrzenny zaburzonych warstw oraz ich ukierunkowanie względem morfologii wałów GCLs. Jednym z najlepszych przykładów obrazujących ten

problem jest stanowisko Łaszewo, które było przedmiotem badań Wysoty (1992, 1993, 1994, 1995).

Stanowisko to znajduje się w północnej części zespołu nr 2. Zlokalizowane jest w grzbiecie wału, którego generalny przebieg ukierunkowany jest na osi południowy zachód – północny wschód, z lokalnym niemal równoleżnikowym przebiegiem w miejscu badanego odsłonięcia. Wał krętych form glacialnych w stanowisku Łaszewo zbudowany jest z piasków i żwirów warstwowanych poziomo i przekątnie, na których zalega warstwa zielono-szaro-brunatnej, warstwowanej, piaszczystej gliny o miąższości nieprzekraczającej 1,2 m. W jej obrębie zidentyfikowano przewarstwienia piasków o laminacji ripplemarkowej lub piasków masywnych. Ponadto w odsłonięciu zidentyfikowano także warstwę piasków drobnoziarnistych i piasków drobnoziarnistych mułkowatych o warstwowaniu przekątnym ripplemarkowym lub horyzontalnym. Te trzy serie osadów są zaburzone glacitektonicznie, tworząc struktury fałdowe i uskoki normalne, w tym fałd leżący nachylony pod kątem 30-80° w kierunku północno zachodnim. W centralnej części odsłonięcia w zaburzonych glacitektonicznie osadach wycięty jest kanał erozyjny wypełniony słabo wysortowanymi żwirami i głazami. Powyżej zalega warstwa gliny ilasto-piaszczystej o miąższości od 0,5 do 1,2 m, w obrębie której występują nieciągłe, horyzontalne warstewki piasków drobnoziarnistych. Gлина ta zalega niezgodnie na zaburzonych glacitektonicznie osadach, natomiast zgodnie przykrywa osady kanału erozyjnego (fig. 23).

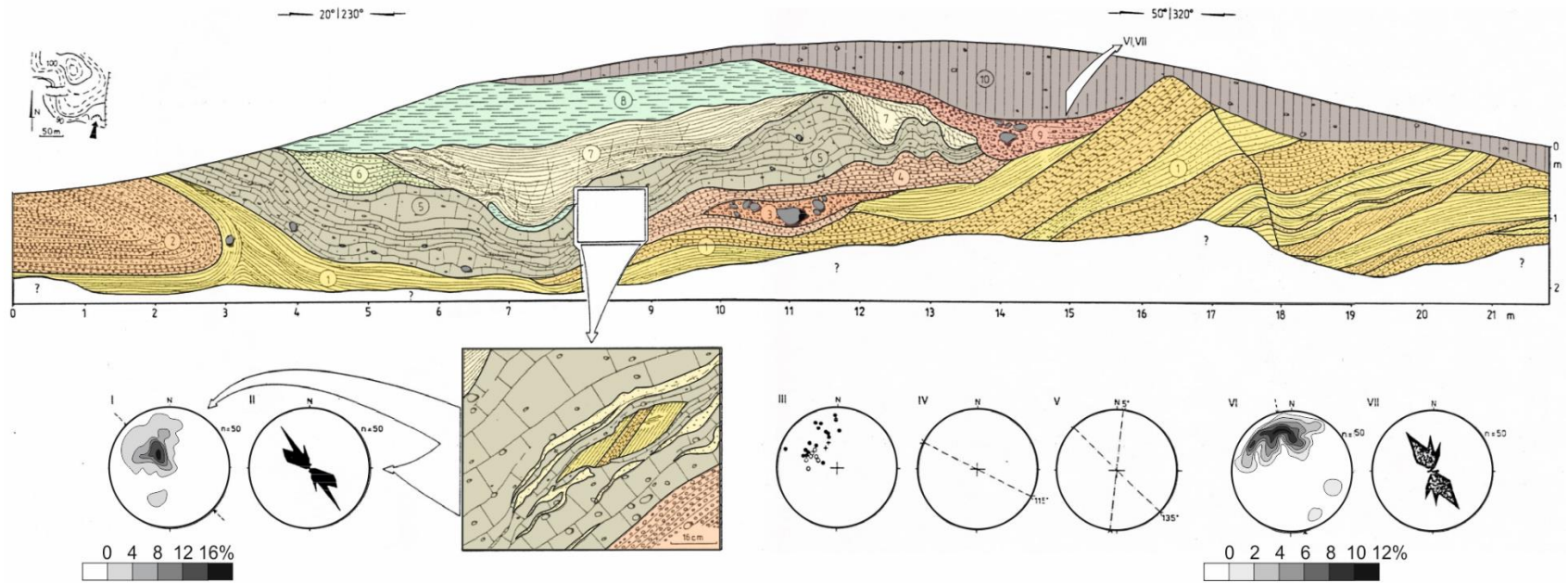


Fig. 23. Budowa geologiczna wałów krętych form glacialnych - stanowisko Łaszewo (Wysota 1995, koloryzowane)

W warstwie gliny zielono-szaro-brunatnej, którą Wysota (1992, 1993, 1994, 1995) interpretował jako glinę spływową (ang. *flow till*) oraz w glinie, która znajduje się na powierzchni opisywanego wału, interpretowanej dotąd jako glina bazalna (ang. *lodgement till*), wykonane zostały pomiary dłuższej osi gładzików. W obu przypadkach, główne kierunki wynikające z tych pomiarów wskazują na ich orientację na linii północny zachód – południowy wschód. Wysota (1992, 1993, 1994, 1995) wskazuje, że kierunek ten jest mniej więcej równoległy do osi morfologicznej formy.

Lokalnie, w miejscu odsłonięcia, wał ten ma przebieg zbliżony do równoleżnikowego lub nawet przesunięty nieco w kierunku północno zachodnim. Jednak, generalnie cała forma, kontynuuje się w kierunku północno wschodnim, a więc w kierunku niemal prostopadłym do ukierunkowania dłuższych osi gładzików. Z badań Wysoty (1992, 1993, 1994, 1995) wynika, że ukierunkowanie dłuższych osi gładzików koresponduje z kierunkiem zaburzeń glacitektonicznych. Sugeruje to, iż zaburzenia glacitektoniczne powstały podczas tego samego epizodu glacialnego, w czasie którego została odłożona leżąca powyżej glina zwałowa.

8.2.4. Układ oraz ukierunkowanie warstw osadów budujących wały krętych form glacialnych

W opisie stanowiska Łaszewo wyraźnie zaznacza się jedna z charakterystycznych cech budowy wewnętrznej krętych form glacialnych. Jest nią układ oraz ukierunkowanie budujących formę warstw osadów, które generalnie są niezgodnie w stosunku do ogólnego przebiegu całej formy. W przypadku stanowiska Łaszewo, dłuższe osie gładzików zmierzonych w glinie bazalnej są równoległe do osi formy w miejscu pomiaru, natomiast niemal prostopadłe do ogólnego przebiegu formy. W stanowisku Łaszewo widocznie zaznacza się także erozyjny kontakt pomiędzy glina zwałową znajdującą się na powierzchni a osadami poniżej. Jednym z przykładów, który w jeszcze lepszy sposób obrazuje niezgodność pomiędzy orientacją dłuższych osi gładzików w glinach budujących kręte formy glacialne a kierunkiem ułożenia samej formy jest stanowisko Zbójenko I.

Stanowisko Zbójenko I było najpierw szczegółowo badane przez Olszewskiego (1994, 1997, 2000, 2001, 2006), a następnie przez Lesemanna i in. (2010, 2014). Odsłonięcie to, obecnie zrekultywowane, znajdowało się w grzbiecie prawie równoleżnikowo zorientowanego wału. Stanowisko miało około 4,5 m głębokości i 12 m szerokości. Wał GCLs w tym miejscu

zbudowany jest głównie z warstw glin zwałowych oraz miejscami zaburzonych przewarstwień piasków i żwirów glacialfluwialnych. W górnej (do około 1,5 m od powierzchni) oraz dolnej (ostatnie 0,5 – 0,75 m) warstwie glin widoczne jest słabe warstwowanie, a miejscami występują nieciągłe warstwy lub soczewki wysortowanych piasków (fig. 24).

Analiza ukierunkowania dłuższej osi gładzików, którą przeprowadził Olszewski (1997) wykazała, że dłuższe osie gładzików ułożone są niemal prostopadle do osi morfologicznej wału. Analiza *till fabric* Lesemanna i in. (2010) potwierdziła, iż ułożenie klastów charakteryzuje się silnym ukierunkowaniem, przeważnie prostopadłym do lokalnej osi morfologicznej wału.

Innym stanowiskiem, w którym wyraźnie zaznacza się niezgodność budowy wewnętrznej z morfologią wału GCLs jest położone niedaleko stanowisko Wielgie. Jest to szerokie na 24 m i głębokie na 4-5 m odsłonięcie, przebiegające wzdłuż osi wału, tj. prawie z północy na południe. Grzbiet wału znajduje się na wysokości około 92 m n.p.m. W profilu odsłonięcia wydzielone zostały (Lesemann i in. 2014) dwie jednostki glin zwałowych: górna glina brunatna masywna o miąższości około 1 m oraz dolna glina żółto-brunatna masywna (0,3-0,6 m miąższości) z soczewkami warstwowanych piasków i żwirów glacialfluwialnych (Lesemann i in. 2014). Struktury soczew piaszczystych miejscami były zaburzone przez uskoki i deformacje, jednak ich pierwotne struktury sedymentacyjne nie uległy całkowitemu zatarciu. W spągu profilu odsłania się nieciągła warstwa laminowanych szaro-zielonych ilów, w której występowały struktury obciążeniowe oraz struktury diapirowe wciśnięte w zalegające powyżej pakiety piaszczyste (Lesemann i in., 2014).

Lesemann in. (2014) profil osadów w stanowisku Wielgie interpretują jako zapis subglacialnej i/lub proglacialnej depozycji i deformacji podczas jednego nasunięcia lądolodu. Na podstawie kierunków ułożenia dłuższej osi klastów w glinie (generalnie niezgodnie z orientacją badanego wału) oraz braku zgodności ułożenia warstw glin z morfologią wału sugerują, że sukcesja osadów w tym profilu jest starsza niż forma wału i jest dowodem na jego erozyjną genezę.

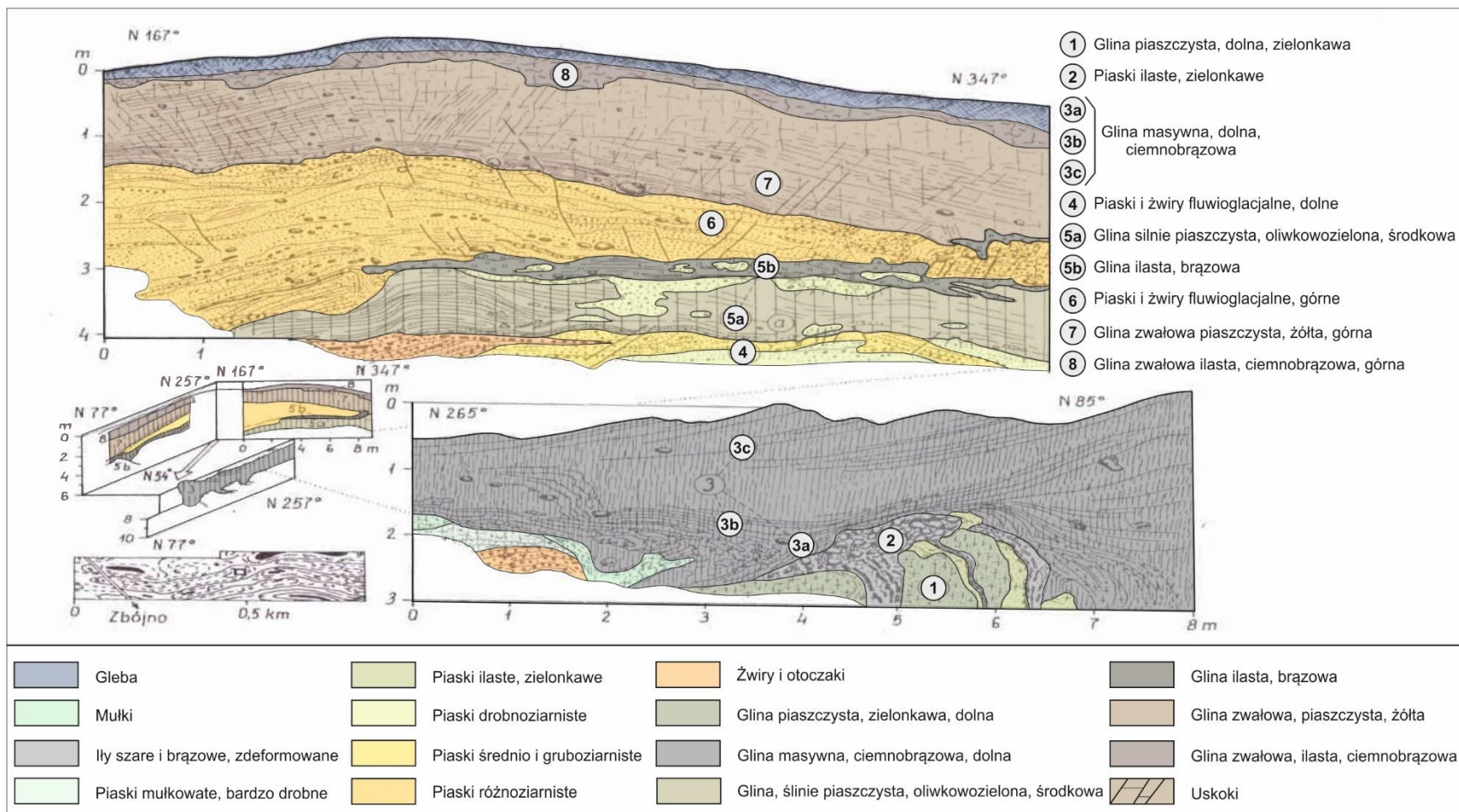


Fig. 24. Budowa geologiczna grzbietu GCLs w stanowisku Zbójno (Olszewski 1997, koloryzowane)

8.2.5. Wysoczyzna morenowa a wały krętych form glacialnych

Ważną kwestią, która należy uwzględnić w genezie krętych form glacialnych jest relacja pomiędzy budową geologiczną krętych form glacialnych a otaczających je wysoczyzn morenowych. Jednym z najlepszych przykładów opisujących te zależności na badanym obszarze jest odsłonięcie Głębocek, zbadane przez Wysotę (1992, 1993, 1994, 1995, 2001).

Dostępne dane, (np. profile wierceń, sond ręcznych i mechanicznych dostępne w serwisie geologia.pgi.gov.pl) w tym wyniki wierceń i sondowań wykonanych w czasie prac nad poszczególnymi arkuszami Szczegółowej mapy geologicznej Polski, jak i niepublikowane dane zawarte w notatnikach terenowych oraz przekroje geologiczne m.in. w rejonie Świerczynek, Górzna, Głęboczka, Sosna, opracowane przez Wysotę (1992) wskazują, że budowa geologiczna krętych form glacialnych koresponduje z budową wysoczyzny morenowej. Dobrym przykładem jest przekrój A-B na arkuszu Golub-Dobrzyń (Wysota 2009). Kręte formy glacialne położone w sąsiedztwie profilu Działyń (południowa część przekroju A-B) zbudowane są z tych samych osadów, leżących na mniej więcej tych samych rzędnych, co wysoczyzna morenowa. Taką samą sekwencję osadów pomiędzy wysoczyzną morenową a krętymi formami glacialnymi można zaobserwować także w przekroju geologicznym A-B wyrysowanym dla arkusza Brodnica Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Wysota 2006). Zgodnie z opisem budowy geologicznej tego obszaru przygotowanym przez Wysotę (2005) oraz badaniami prowadzonymi na tym obszarze (Wysota 1992, 1993, 1994, 1995, 2001) rzędna osadów budujących wysoczyznę morenową obniża się w kierunku rynny jeziora Bachotek. Wskazuje to na występowanie wzdłuż rynny jeziora Bachotek starszego obniżenia, które potem zostało wypełnione takimi samymi osadami, jak te budujące otaczające wysoczyzny morenowe.

8.3. Budowa geologiczna obniżeń międzywałowych

W obniżeniach międzywałowych znajdujących się w obu analizowanych obszarach, zlokalizowanych zostało ponad sto punktów dokumentujących ich budowę geologiczną. Z analizy wynika, że obniżenia międzywałowe są zwykle wypełnione piaskami i glinami deluwialnymi, namułami lub torfami (58 ze 101 punktów dokumentacyjnych). W przypadku 12 profili, pod tymi osadami występują gliny zwałowe, które można interpretować jako dno pierwotnych obniżeń. W przypadku płytkich obniżeń, progów w dnach obniżeń lub gdy punkt został wykonany na ich stoku, na powierzchni znajdowały się także gliny zwałowe.

Karasiewicz i in (2014) prowadząc badania na małym fragmencie pola zbożeńskiego analizował pojedyncze zagłębienia bezodpływowe, które stanowią niewielką część całych, długich obniżeń międzywałowych.

Wyróżnił jednak pięć głównych typów wypełnień obniżeń międzywałowych. Pierwszym z nich są obniżenia, zajęte wspólnie przez oczka wodne, w dnach których występuje gytia na glinie morenowej (fig. 25 – typ A). Drugim typem są formy podobnej wielkości, co w typie A, jednak wypełnione są one torfem, o miąższości do 4-5 m, zalegającym na gytii (fig. 25 – typ B). Trzecią grupę stanowią mniejsze i dużo płytsze zagłębienia, wypełnione diamiktonem rolnym, pod którym znajdują się osady organiczne, a w spągu obniżeń płytkowodne osady mineralne (fig. 25 – typ C). Jako typ D, określone zostały obniżenia średnich rozmiarów, wypełnione torfem, pod którym, podobnie jak w przypadku typu C, znajdują się osady mineralne związane z płytkimi zbiornikami (fig. 25 – typ D). Ostatni typ zagłębien stanowią małe formy, do kilkudziesięciu metrów długości, które w wyniku działalności człowieka ulegają zasypywaniu i zaorywaniu (fig. 25 – typ E).

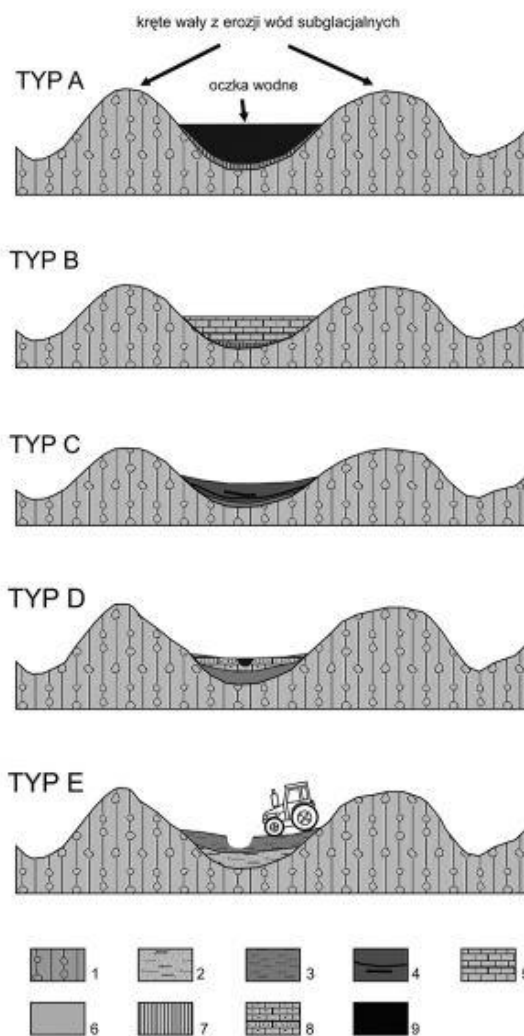


Fig. 25. Wypełnienie obniżeń międzywałowych krętych form glacialnych. (Karasiewicz i in. 2014)

9. Dyskusja – interpretacja wyników badań

Dotychczasowe prace poświęcone krętym formom glacialnym (Lesemann i in. 2010, 2014; Adamczyk i in. 2022; Clark, Livingstone 2018) uwzględniały informacje i dane z wcześniejszych badań w tych obszarach w połączeniu z ich analizą morfologiczną, a w przypadku Pojezierza Dobrzyńskiego wzbogacone o szczegółowe badania geologiczne i sedymentologiczne (Lesemann i in. 2010, 2014). Nie zawierają one jednak tak szczegółowej i kompleksowej analizy morfologicznej i morfometrycznej form GCLs, które wraz z cechami ich budowy wewnętrznej stały się podstawą do dyskusji genezy krętych form glacialnych w odniesieniu do postulowanych hipotez.

9.1. Dotychczasowa interpretacja geomorfologiczna

Kręte formy glacialne, z racji swojej wielkości, tylko w nielicznych pracach były wyróżniane jako osobne formy. Opisy geomorfologiczne i ich dotychczasowa interpretacja genetyczna są bardzo zróżnicowane (tab. 4). W północno-wschodniej Polsce, w polach Szeszupka i Suwałki (pola nr 1 i 2 na fig. 1), znajdujące się tam formy GCLs były interpretowane przez Bera (1987) jako moreny czołowe powstałe w wyniku glacitektoniki festonowej/dolinnej (ang. *ice-shoved ridges*). W polach położonych np. w centralnej i zachodniej Polsce, m.in. Wierzbiczany, Promno czy Choceń kręte formy glacialne interpretowane były jako moreny spiętrzone (Miętkiewicz, Sydow 2004; Sydow 2005; Brzeziński 2014). W niektórych polach w Danii oraz w polach Lewice, Chomiąża i Łęknio występujące tam formy GCLs, określano mianem ozów lub pseudo-ozów (Jørgensen, Sandersen 2006; Uniejewska, Nosek 1990; Jodłowski 2012; Romanek 2008; Kinas, Sydow 2004a, b). W wielu przypadkach, formy obecnie interpretowane jako kręte formy glacialne były zbyt małe do wyróżniania na mapach, a tereny, na których się znajdują zaznaczone były jako wysoczyzna morenowa (m.in. Smed 1979, 1981; Baraniecka 1991). Czasami na mapach geologicznych formy te oznaczone są jako ciągi równoległych obniżień wypełnionych osadami biogenicznymi w obrębie wysoczyzn morenowych (Sonntag 2010b, 2011; Wysota 2005, 2009). W niektórych przypadkach formy GCLs, prawdopodobnie z racji położenia w rynnach subglacialnych były określane jako kemy (tab. 4). W zasadzie, jedynie na obszarze Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego formy GCLs interpretowane były jako drumliny (m.in. Nechay 1927; Jewtuchowicz 1956; Liberacki 1961; Lamparski 1972; Baranowski 1977, 1979;

Olszewski 1997; Niewiarowski, Wysota 2000; Wysota 1994, 1995, 2005, 2009; Lichwa, Wełniak 2005; Dzierżek 2007; Dzierżek, Szymanek 2014). W przypadku pojedynczych obszarów, kręte formy glacialne włączano do form związanych z proglacjalnymi odpływami wód roztopowych (Sydow 2004; Lewandowski i in. 2005, 2007; Sonntag 2005, 2011; Wilkosz 2013)

Tabela 6. Dotychczasowe interpretacje obszarów występowania krętych form glacialnych na Niziu Europejskim na podstawie dostępnych materiałów kartograficznych.

Interpretacja geomorfologiczna	Przykłady pól*	Literatura
Moreny czołowe, moreny pchnięte, moreny spiętrzone, moreny z wyciśnięcia, moreny martwego lodu	Szeszupka (1), Suwałki (2), Choceń (8), Chomiąża (11), Wierzbiczany (14), Promno (20), Kruchowo (12)	Ber (1967, 2000); Pochocka-Szwarc i in. (2017) Baraniecka (1991, 1993); Brzeziński (2014); Uniejewska, Nosek (1990, 1992a, b); Sydow (2005); Miętkiewicz. Sydow (2004); Wilkosz (2013))
Drumliny, formy drumlinoidalne	Brodnica (6), Zbójno (7)	Niewiarowski 1957; Niewiarowski, Wysota (2000); Lichwa, Wełniak (2005); Wysota (2005, 2009), Dzierżek (2007); Dzierżek, Szymanek (2014)
Ozy i pseudo-ozy; formy szczelinowe, supraglacialne	Chomiąża (11), Łęknio (15), Lewice (22), Gościno (27)	Uniejewska, Nosek (1990, 1992); Jodłowski (2012); Romanek (2008, 2009); Kinas, Sydow (2004a, b); Dobracki (2016a)
Kemy i terasy kemowe	Kopanki (3), Brodnica (6), Chomiąża (11), Promno (20), Mogilno (10)	Lichwa (2009); Niewiarowski, Wysota (2000); Uniejewska, Nosek (1990); Cincio (1996)
Wysoczyzna morenowa z licznymi, wydłużonymi zagłębieniami biogenicznymi	Gwiździny (5), Brodnica (6), Zbójno (7), Chodecz (9), Gołaszewo (16), Nienawiszcz I (18), II (19), Łubowo (26), Gościno (27), Marienwerder (30), Lychen (31), Aabenraa (33), Kolding (34), Vejle Fjord (35), Virklund (36), Hobro (37), Bendstrup (38), Asentoft (39), Nyborg (40)	Baraniecka (1991); Wysota (2005, 2009); Dzierżek (2007); Dzierżek, Szymanek (2014); Wełniak (2005); Jodłowski (2012); Chachaj (2005); Szałajdewicz (2005); Lewandowski i in. (2006); Dobracki (2016a); Sonntag (2010b, 2011); Smed (1979, 1981)
Morena prążkowana oraz inne formy związane z wytapianiem się lodu	Lychen (31), Aabenraa (33), Vejle Fjord (35), Virklund (36), Bendstrup (38)	Sonntag (2005); Smed (1979, 1981)
Sandry i sandry dolinne	Kruchowo (12), Rejowiec (17), Łagów (23), Wilcze Laski (25), Łubowo (26), Buckow (29), Marienwerder (30), Lychen (31), Schwielowsee (32)	Sydow (2004); Lewandowski i in. (2005, 2007); Studencki (2000); Chmal (2003, 2004); Wilkosz (2013); Hermsdorf (2005, 2012); Sonntag (2005, 2010a, 2010b, 2011)

9.2. Geomorfologia pól i zespołów krętych form glacialnych

Analiza morfologiczna pól i zespołów krętych form glacialnych wykazała, bardzo duże zróżnicowanie geomorfologiczne pod względem kilku analizowanych parametrów. Na uwagę zasługuje fakt, że agregacja pól i zespołów ze względu na ich typ morfogenetyczny, uwidoczniła ich pewne cechy charakterystyczne. Wyraźnie zaznacza się m.in. różnica pomiędzy poszczególnymi typami pól ze względu na ich powierzchnię, liczbę form w polu, czy też różnice wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacialnej (tab. 1, fig. 8).

Mimo znaczących różnic morfologicznych, we wszystkich typach pól występowanie krętych form glacialnych związane jest z rozszerzeniem się rynny subglacialnej, w której formy te się znajdują. Co ważne, poszczególne formy znajdujące się w różnych typach pól, mimo różnic w ich długości i wysokości, charakteryzują się bardzo podobną fizjonomią.

Podział zespołów na poszczególne typy oraz ze względu na ich położenie w proksymalnej, środkowej lub dystalnej części rynien typu złożonego pokazał, że mimo występowania niekiedy znacznych różnic morfologicznych, w przypadku pojedynczych zespołów, to pod względem większości analizowanych parametrów różnice są znacznie mniejsze. Szczególnie dobrze jest to widoczne w przypadku zespołów w proksymalnych częściach rynien subglacialnych typu złożonego oraz w zespołach znajdujących się w rynnach typu prostego, charakteryzujących się bardzo zbliżonymi wynikami praktycznie wszystkich parametrów morfometrycznych. Duże zróżnicowanie morfologiczne pól i zespołów, przy jednak wyraźnie zaznaczających się podobieństwach pomiędzy poszczególnymi typami może sugerować o występowaniu podobnych warunków i udziale tych samych mechanizmów w powstawaniu form.

Wyniki analizy morfologicznej wskazują na dominację pól i zespołów położonych w niewielkich (pola o powierzchni do 10 km² i zespoły o powierzchni do 1 km²) i wąskich (do 1 km szerokość) rynnach subglacialnych. Warto zaznaczyć, że w obrębie pól wielokrotnie złożonych, takich jak np. pole zbójeńskie, także przeważają zespoły, znajdujące się w rynnach subglacialnych o niewielkich rozmiarach. Do rzadkości należą zespoły położone w bardzo

szerokich obniżeniach, jak np. zespół nr 9 w polu Zbójno, który ma szerokość ponad 5 km (całe obniżenie ma tu szerokość około 9 km).

W kontekście możliwej genezy krętych form glacialnych, fakt ich występowania tylko w rynnach subglacialnych jest jednym z głównych argumentów przytaczanych w obu dyskutowanych hipotezach (Lesemann i in. 2010, 2014; Clark, Livingstone 2018). W przypadku hipotezy dotyczącej subglacialnych przepływów wód roztopowych, wydaje się, że wielkość rynny nie ma znaczenia, a kluczowa przy powstawaniu form była energia przepływu i możliwość rozwoju w ich obrębie drugorzędnych prądów wirowych. Natomiast, przyjęta przez Clarka i Livingstone'a (2018) hipoteza osuwiskowa, wymaga występowania miejsca, w którym miałyby gromadzić się wody subglacialne. Szczególnie w przypadku wąskich, długich i krętych rynien subglacialnych, w których występują GCLs, jak np. zespoły nr 17 lub 21 w polu zbójeńskim, wydaje się, że nie ma potencjalnych miejsc, w których takie zbiorniki mogłyby funkcjonować. Jednak Kirkham i in. (2022) modyfikując teorię Clarka i Livingstone'a (2018) sugeruje, że to systematyczne wcinanie się wód subglacialnych w podłoże inicjowało ruchy masowe na stokach rynien, co w warunkach ich stopniowego poszerzania się pozwalałoby rozwój szerszych pól.

Na fakt występowania wałów i pagórków o erozyjnej genezie w dnach wąskich rynien, zwracali uwagę m.in. Niewiarowski (1957), Sjogren i in. (2002), Pasierbski (2003) oraz Petersen i in. (2018). Natomiast niewielka szerokość niektórych z analizowanych pól i zespołów (np. pole Nienawiszcz II – 500 m szerokości) raczej wyklucza genezę krętych form glacialnych w wyniku działalności wąskich jęzorów czy prądów lodowych, jak to przyjmowali m.in. Nechay (1927) i Olszewski (1997), interpretując formy w polu zbójeńskim jako drumliny czy też Ber (1987), który łączył genezę form w polu Szeszupka z glacitektoniką festonową. W przypadku genezy form w polu zbójeńskim Niewiarowski (1957) odnosił się krytycznie do koncepcji działalności wąskich prądów lodowych wysuniętej przez Nechaya (1927).

Jedną z najbardziej charakterystycznych cech krajobrazu krętych form glacialnych jest występowanie pól i zespołów składających się z całych serii sąsiadujących ze sobą wałów i obniżeń o długości od kilkuset metrów do kilku kilometrów (Lesemann et al. 2010, 2014; Adameczyk 2016a). W największych zespołach odnotowano nawet do 60 zestawów takich wałów i obniżeń (np. zespół nr 9 w polu Zbójno). Wprawdzie wały ozowe mogą znajdować

się w dnach rynien subglacjalnych (por. Shreve 1972; Brennand, Shaw 1994; Cofaigh 1996; Peterson i in. 2018), jednak nie opisano dotąd sytuacji morfologicznej, aby występowały one w postaci kilku, kilkunastu czy kilkudziesięciu równoległych do siebie form. Zapewne specyficzna morfologia w połączeniu z powierzchniową budową geologiczną, była powodem interpretacji krętych form glacialnych w niektórych obszarach jako ozy lub pseudo-ozy (m.in. Uniejewska, Nosek 1990, 1992; Jodłowski 2012; Jørgensen, Sandersen 2006; Dobracki 2016). Podobnie jest w przypadku kemów, które również często występują w dnach rynien subglacjalnych (m.in. Niewiarowski 1965; Błaszkiwicz 1988), jednak zwykle tworzą one nieregularne okrągławe pagórki i wzgórza, a nie serie równoległych do siebie wałów, jak to jest w przypadku krętych form glacialnych.

Porównanie szerokości zespołów z maksymalną liczbą wałów w profilu poprzecznym wskazuje, że na 1 km szerokości zespołu, w przypadku 76% zespołów (104 ze 137) przypada od 5 do 10 form, a w przypadku aż 87% zespołów (119 ze 137) – od 4 do 12 form. Jednocześnie warto zaznaczyć, że dla 15 zespołów obliczony współczynnik wyniósł równe 10 form na 1 km szerokości zespołu (śr. – 7,9; mediana – 7,5). Liczba form w poszczególnych zespołach zależy zatem od wielkości obniżen (szerokości rynien subglacjalnych). Pośrednio wskazywać to może na genezę krętych form glacialnych w wyniku procesów związanych z erozją wód subglacjalnych, gdyż bardzo mało prawdopodobne jest powstanie zbiorników subglacjalnych w tak małych rynnach, co jest podstawą hipotezy zaproponowanej przez Clarka i Livingstone’a (2018).

W kontekście rozważań nad genezą krętych form glacialnych ciekawym aspektem, który może dać odpowiedź na niektóre pytania jest układ poszczególnych wałów i obniżen w profilu poprzecznym. Analiza profili poprzecznych wykazała trzy charakterystyczne układy ułożenia form w zespołach (fig. 9). Z punktu widzenia hipotezy postulowanej przez Clarka i Livingstone’a (2018) oraz przykładów osuwisk z Quebecu i z nad Jeziora Bajkał (Carson, Geertsema 2002; Tyszkowski i in. 2015) formy powstające w wyniku osuwisk mogłyby tworzyć jedynie skośny, „schodkowy” układ wałów (fig. 9A). Wydaje się, że w niektórych przypadkach także układ przedstawiony na fig. 9B mógłby powstać w wyniku osuwisk. W tym układzie teoretycznie można by wyznaczyć powierzchnię odkłucia (oderwania) oraz jezior osuwiska. Przedstawiony na fig. 9C układ, gdzie formy GCLs

wraz z otaczającą je wysoczyzną przyjmują układ litery U wydaje się najmniej prawdopodobny. Układ form w kształcie litery U występuje głównie w małych i wąskich rynnach subglacjalnych, bez wyraźnie zaznaczonych miejsc, w których mogłyby powstać osuwiska. Jak już wskazano wcześniej, powstanie zbiorników subglacjalnych w tak małych rynnach wydaje się bardzo mało prawdopodobne. Sam fakt, iż tego typu układ występuje w małych i wąskich rynnach subglacjalnych jest najprawdopodobniej wynikiem ograniczenia GCLs krawędziami rynny.

W kontekście koncepcji osuwiskowej, warto wspomnieć o kilku ważnych aspektach związanych z układem form w poszczególnych polach i zespołach. W niektórych zespołach położonych w rynnach typu złożonego (np.: zespół nr 4 w polu Chomiąza – zał. 2), grzbiety niektórych wałów położone są wyżej niż otaczająca je wysoczyzna. Podobna sytuacja ma miejsce w Bachanowie (zespół nr 2 pole Szeszupka – zał. 2), gdzie najwyższe grzbiety GCLs znajdują się co najmniej na równi z elewowanymi obszarami, sąsiadującej wysoczyzny morenowej.

Ponadto, na przykładzie pola zbójeńskiego zauważyć można jeszcze jeden ważny wątek związany z układem krętych form glacialnych w kontekście ich możliwej genezy. Zgodnie z koncepcją Clarka i Livingstone’a (2018) kręte formy glacialne powstały w wyniku osuwisk na stokach zbiorników subglacjalnych. Analizując układ i kształt krawędzi wysoczyzny morenowej oraz znajdujących się w rynnach krętych form glacialnych, można spróbować wyznaczyć hipotetyczne kierunki przemieszczania osuwisk. Z analizy wykonanej na przykładzie pola zbójeńskiego wynika, że mimo tego, iż funkcjonujące osuwiska schodziłyby w różnych kierunkach, to tworzyłyby spójny i regularny system wałów i obniżeń (fig. 26). Raczej jest to sytuacja niemożliwa, bowiem w miejscach konwergencji osuwisk powinny występować raczej zaburzenia układu wałów i obniżeń oraz zmiana ich właściwości morfometrycznych.

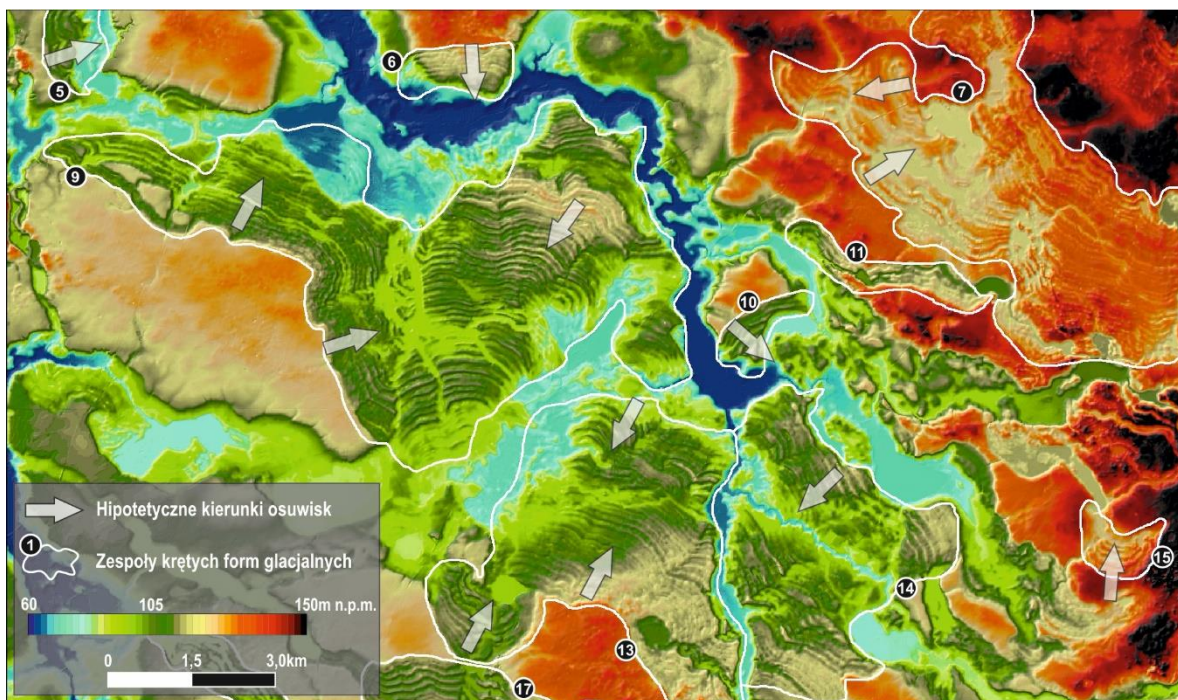


Fig. 26. Prawdopodobne kierunki osuwisk w polu zbójceńskim zgodnie z koncepcją Clarka i Livingstone'a (2018)

Kolejnym elementem, na który należy zwrócić uwagę jest występowanie krętych form glacialnych na kilku poziomach topograficznych i to w sytuacjach, gdzie poziomy (zespoły) sąsiadują ze sobą. Przykładem takiego układu form, może być zespół nr 9 w polu zbójceńskim, gdzie teren wyraźnie obniża się o kilkanaście metrów, a kręte formy glacialne wykazują mimo to ciągłość na obydwu poziomach topograficznych (fig. 27). Formy położone na niższym poziomie są dużo słabiej widoczne w krajobrazie. Odwrotną sytuację można zaobserwować w zespole nr 6 w polu zbójceńskim (fig. 28). Kręte formy glacialne rozpoczynają się na niższym poziomie topograficznym i „wchodzą” na wyższy poziom topograficzny, gdzie ciągną się na odcinku kilkuset metrów. Wyraźnie zaznacza się w tym przypadku starsza krawędź morfologiczna, na która nałożone są formy GCLs.

Wyjaśnienie takiego układu form, w przypadku teorii osuwiskowej, wydaje się niemożliwe. Zaobserwowany układ form mógłby jednak powstać w wyniku zaproponowanej przez Lesemanna i in. (2010, 2014) koncepcji związanej z subglacialnymi przepływami wód roztopowych. Powstawanie tego typu układów form nie wynikałoby jednak z zakładanej koncepcji systematycznego wcinania się wód lodowcowych w głąb wysoczyzny morenowej lub w wyniku kilkakrotnego wykorzystania tej samej rynny przez wody roztopowe. Taki układ

form sugeruje raczej jeden, prawdopodobnie gwałtowny etap formowania GCLs, który nałożył się na starszą rzeźbę subglacialną (rzeźba palimpsestowa).

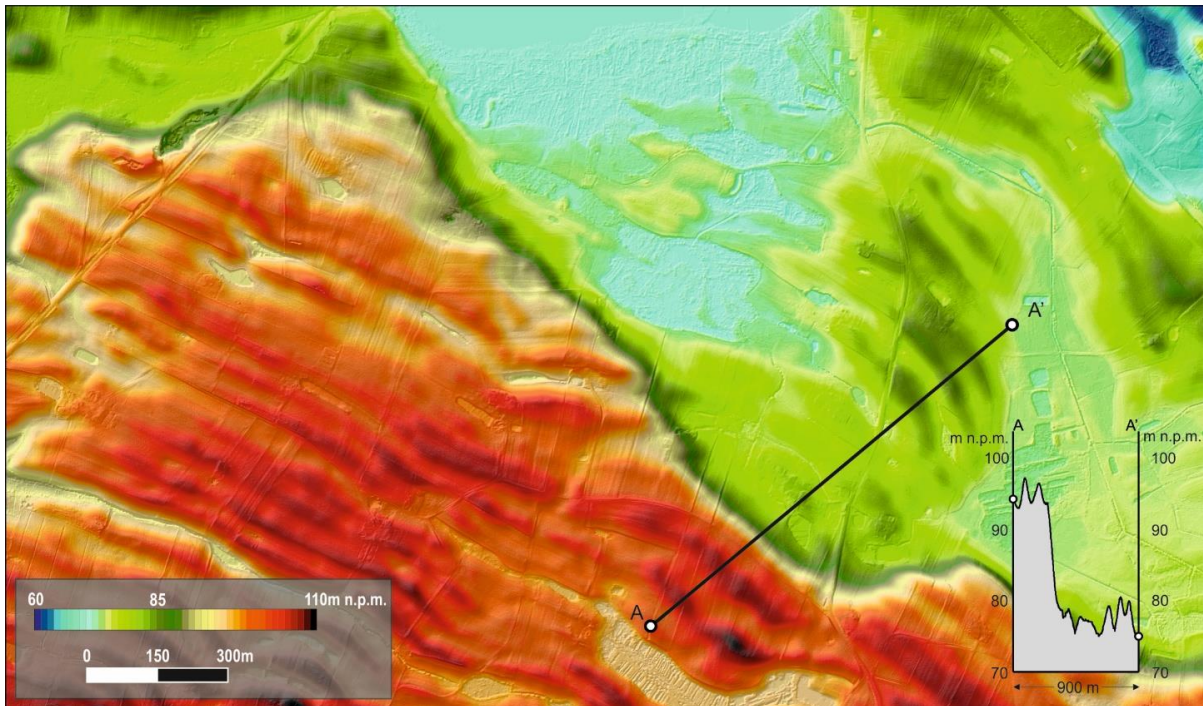


Fig. 27. Przykład występowanie krętych form glacialnych, mimo gwałtownego obniżenia terenu.

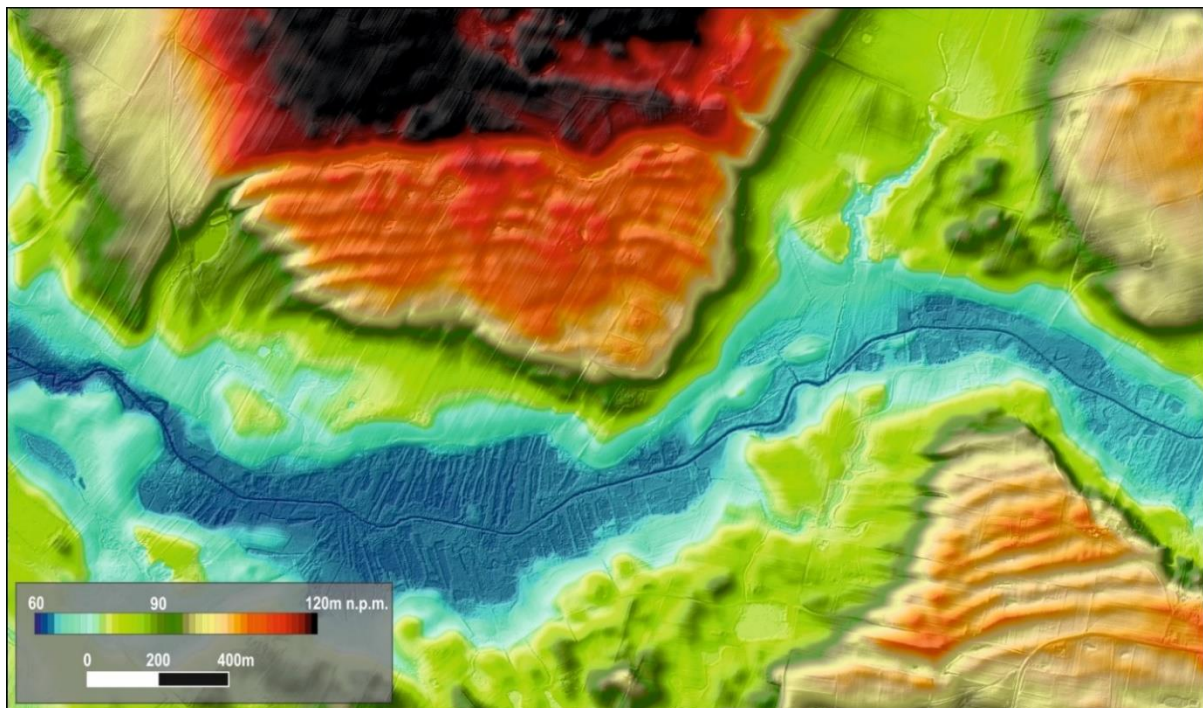


Fig. 28. Przykład "wspinania" się krętych form glacialnych z niżej położonej powierzchni terenu na wyższy poziom topograficzny.

Hipotezę powstawania krętych form glacialnych postulowaną przez Lesemann i in. (2010, 2014) zdaje się potwierdzać także występowanie GCLs na kilku poziomach topograficznych, których średnie rzędne podnoszą się w kierunku dystalnej części rynny. Taką zależność stwierdzono w kilku polach, m.in. w polu zbójeńskim oraz w polu Łękno, w których zespoły w dystalnych częściach rynien subglacialnych znajdują się wyżej niż zespoły w części proksymalnej i środkowej rynny. Na wzrost rzędnych w kierunku dystalnym w profilu podłużnym rynien subglacialnych na obszarze zbójeńskim wskazywał Lesemann i in. (2010), a taki układ profilu podłużnego jako jedną z cech charakterystycznych rynien subglacialnych wskazywali m.in.: Kehew i in. 2012; Adamczyk i in. 2017b. Taki układ zespołów wydaje się być trudny do wytłumaczenia w przypadku koncepcji o osuwiskach na stokach zbiorników subglacialnych. W przypadku tej teorii, występowanie GCLs na różnych poziomach topograficznych musiałoby wiązać się z:

- występowaniem powierzchni ślizgu na kilku różnych wysokościach w obrębie jednego zbiornika lub,
- z występowaniem kilku zbiorników subglacialnych – pojedynczy zbiornik odpowiadałby za jeden poziom topograficzny.

Kirkham i in. (2022) modyfikując teorię Clarka i Livingstone'a (2018) wskazują, że kolejne poziomy topograficzne, na których występują kręte formy glacialne, wynikają z systematycznego wcinania się wód subglacialnych w podłoże, co inicjuje ruchy masowe na stokach rynien. W takiej sytuacji dochodziłoby do etapowego rozszerzania się rynny subglacialnej, a występujące w rynnach kręte formy glacialne nie powstawałyby w tym samym czasie. Formy znajdujące się najbliżej osi rynny byłyby związane ze starszymi osuwiskami, a każdy kolejny poziom topograficzny wynikałby z kolejnych, młodszych osuwisk. Bez względu na to, którą z modyfikacji teorii osuwiskowej przyjmiemy, w świetle wyników przeprowadzonych prac wydają się one bardzo mało prawdopodobne. Świadczą o tym przede wszystkim dwa argumenty. Po pierwsze kontinuum form bez względu na kierunki osuwisk (fig. 26). Mimo różnych kierunków potencjalnych osuwisk, formy w polu zbójeńskim tworzą ciągi równoległych do siebie form na przestrzeni co najmniej kilku kilometrów. Drugim argumentem może być „wchodzenie” i „schodzenie” krętych form glacialnych na wyższe lub

niższe poziomy topograficzne (fig. 27 i 28). W przypadku teorii osuwiskowej trudno wyobrazić sobie ciągłość form na różnych poziomach topograficznych.

Bardzo ważnym argumentem przemawiającym za koncepcją formowania GCLs w następstwie przepływów subglacjalnych jest występowanie zespołów tych form blisko krawędzi dawnego lądolodu. Najlepszym przykładem jest zespół nr 4 w polu Vejle Fjord w Danii, który położony jest tuż przy samym czole dawnego lądolodu (fig. 29). W podobnych miejscach zlokalizowane są też między innymi zespoły w polach Hańcza czy Lewice. Mając powyższe na uwadze oraz analizując występowanie GCLs w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi lądolodu w kontekście genezy krętych form glacialnych zaproponowanej przez Clarka i Livingstone'a (2018) zasadnym jest zweryfikowanie możliwości powstawania zbiorników subglacjalnych blisko czoła lądolodu. Obecne badania czap lodowych, prowadzone m.in. na Antarktydzie wskazują, że jeziora subglacjalne nie znajdują się bezpośrednio przy granicy lądolodu (Siegert i in. 2005).

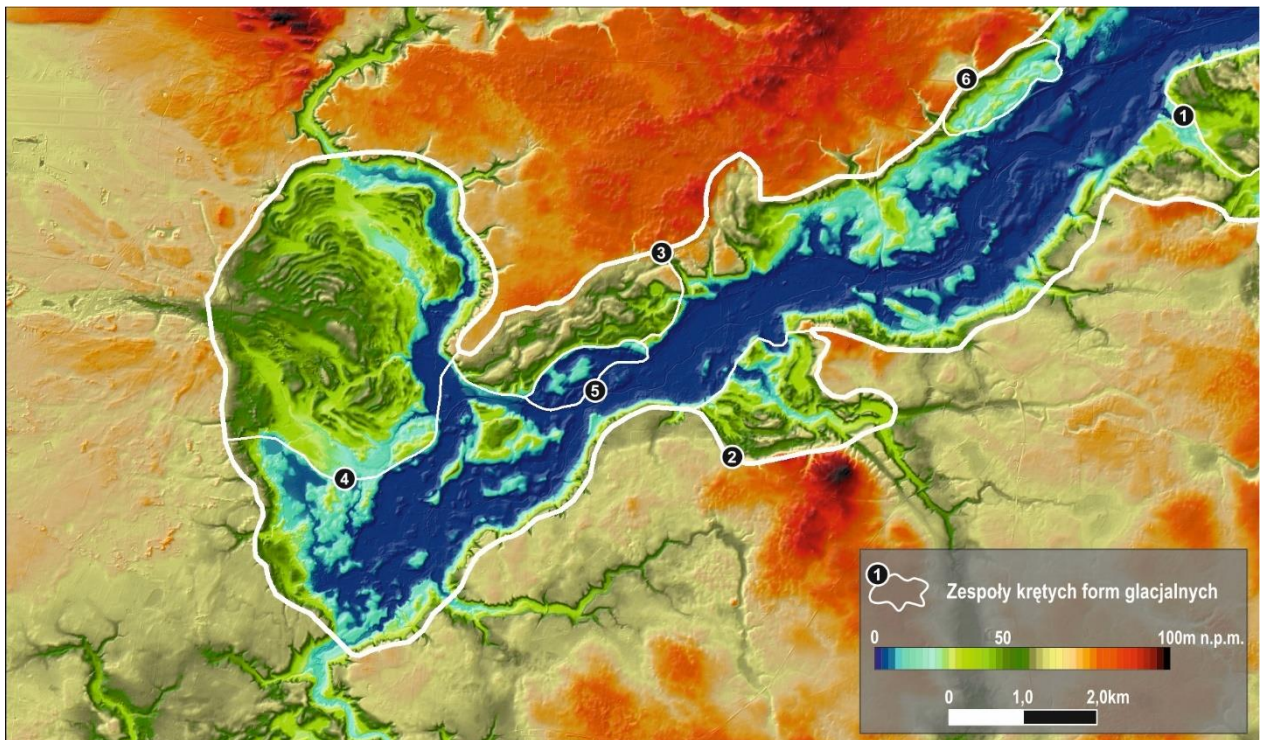


Fig. 29. Położenie zespołów krętych form glacialnych przy czole lądolodu na przykładzie Vejle Fjord w Danii

Numeryczne modele terenu oraz dostępne zobrazowania kartograficzne (w tym: mapy geomorfologiczne lub mapy geologiczne, na których znalazły się informacje na temat rzeźby

terenu) ukazują wyraźny związek pomiędzy rynnami subglacjalnymi, w których znajdują się kręte formy glacialne a formami glacialnymi. Na przedpolu kilku pól, m.in. Brodnica, Szeszupka oraz Vejle Fjord znajdują się równiny sandrowe (np. Ber 1967; Smed 1981; Kasprzak i in. 2011; Sobiech 2019). Pole zbójeńskie ograniczone jest od południa kompleksem form glacialnych, zwanymi morenami chrostkowskimi (Nechay, 1927), interpretowanych jako zrosnięte krótkie stożki sandrowe (Lesemann i in. 2014). U wylotu rynien subglacjalnych, w których znajdują się pola Lewice i Wierzbiczany (fig. 30) zidentyfikowano stożki sandrowe (np. Kozarski, Kasprzak 1987; Kasprzak i in. 2011; Sobiech 2019). Koegzystencja rynien subglacjalnych, w których znajdują się kręte formy glacialne z formami glacialnymi, w postaci stożków i równin sandrowych jest jednym z ważniejszych argumentów wskazujących na powstanie krętych form glacialnych w wyniku subglacjalnych przepływów wód roztopowych (Lesemann i in. 2010, 2014). Jednak, jak uważają Clark i Livingstone (2018), mimo tego, że badane formy znajdują się w rynnach subglacjalnych, to ich powstawanie nie musi być bezpośrednio związane z przepływami wód subglacjalnych, a więc także z formami znajdującymi się na przedpolu rynien. Podkreślają to też Kirkham i in. (2022), którzy wskazują ruchy masowe na stokach rynien subglacjalnych, a nie erozję subglacjalnych wód roztopowych jako bardziej prawdopodobny mechanizm formowania GCLs.

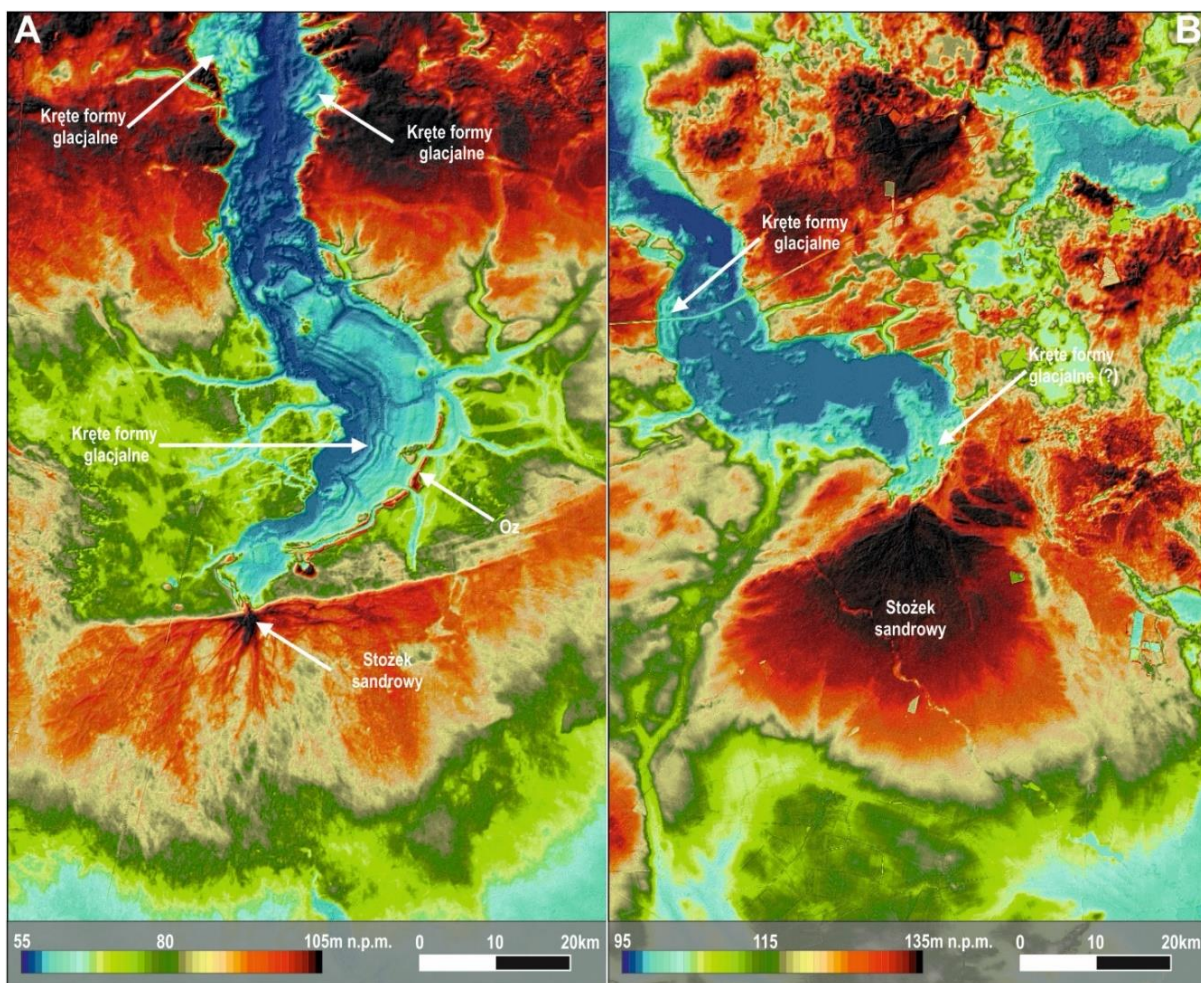


Fig. 30. Występowania krętych form glacialnych w rynnach subglacialnych na przedpolu których znajdują się stożki sandrowe. Pole Lewice (A) i Wierzbiczany (B)

9.3. Morfologia i morfometria obniżeń międzywałowych

Analiza morfometryczna obniżeń międzywałowych w obszarach testowych krętych form glacialnych przyniosła szereg danych liczbowych, które zostały zestawione z dostępnymi danymi dotyczącymi rynian subglacialnych i ozów. Niestety uzyskanych parametrów nie da się zestawić z danymi dotyczącymi form powstających w wyniku osuwisk, ze względu na ich brak. W związku z powyższym, dyskusja na temat uzyskanych wyników w kontekście omawianych hipotez powstawania krętych form glacialnych ma w wielu miejscach charakter ogólnych rozważań geomorfologicznych. Uzyskane wyniki morfometryczne form GCLs oraz dane dotyczące morfometrii ozów i rynien subglacialnych mają za zadanie wsparcie tych rozważań.

Jednym z najważniejszych i najczęściej analizowanych parametrów geomorfometrycznych form glacialnych jest ich długość. Jak wskazuje analiza (tab. 7), długość form, których genezę wiąże się z subglacialnymi przepływami wód roztopowych waha się od kilku do kilkudziesięciu kilometrów. Najdłuższe rynny subglacialne, występujące m.in. na dnie Morza Północnego, w Danii lub w Ameryce Północnej mogą mieć długość przekraczającą kilkadziesiąt kilometrów. Otessen i in. (2020) zidentyfikowali ponad 2200 rynien subglacialnych na dnie Morza Północnego, a najdłuższa z nich miała 155 km długości. Przykładem dłuższej rynny subglacialnej na Niziu Polskim jest rynna byszewska, która ma długość około 55 km (Adamczyk i in. 2017). W przypadku ozów, najdłuższe formy mogą mieć długość dochodzącą do 100 km (Storrar i in. 2014, 2019). Najkrótsze rynny subglacialne i ozy mają długość do kilku kilometrów.

Analiza obniżeń międzywałowych znajdujących się w polach zbójeńskim i brodnickim wykazała, że ich długość waha się od 0,5 do 8,7 km. W porównaniu do długości rynien subglacialnych lub ozów długość krętych form glacialnych odpowiada najkrótszym z nich. Rynny subglacialne o podobnej długości opisywał m.in. Clayton i in. (1999). Częściej ozy wykazują długość zbliżoną do długości GCLs, choć i ich długość potrafi dochodzić do 100 km (zwykle nie przekracza 10 km, por. tab. 7). Analizując rozkład przestrzenny zespołów, szczególnie w polu zbójeńskim, zakłada się, że zespoły w rynnach typu złożonego mogły stanowić jeden rozległy i ciągły zespół krętych form glacialnych, analogicznie do rynien subglacialnych typu prostego, w których GCLs wypełniają całą ich powierzchnię. Jako przykład można wskazać zespoły nr 9, 13 i 14 znajdujące się w polu zbójeńskim (fig. 11). Przy takim założeniu długość pojedynczych obniżeń w polu zbójeńskim przekraczałyby kilkanaście kilometrów.

Tabela 7. Zestawienie wybranych parametrów morfometrycznych rynien subglacjalnych, ozów i krętych form glacialnych.

Rodzaj formy	Autor	Region	Cechy morfometryczne						
			Długość [km]		Szerokość [m]	Głębokość [m]	Krętość	Rozwinięcie profilu podłużnego	Średni spadek [°]
			Średnia	Max					
Rynna subglacjalne typu złożonego	Adamczyk i in. 2017	Rynna Byszewska Wysoczyzna Krajeńska	-	55	200 - 2300	5 - 60	1,17	1,0010	-0,01
Rynny subglacjalne typu złożonego	Kristensen i in. 2007	Morze Północne	20	39	1500 - 3900	150 - 300	proste do lekko krętych	Nieregularny profil z przegłębieniami	-
Kopalne i otwarte rynny subglacjalne	Jorgensen, Sandersen 2006	Dania	20 - 30	powyżej 70	500 - 1500	20 - 200	proste do lekko krętych	Nieregularny profil z przegłębieniami	-
Rynny subglacjalne typu złożonego	Clayton i in. 1999	Ameryka Północna Lob lodowcowy Green Bay	2 - 7	15	100 - 700	5 - 30	-	Nieregularny profil z przegłębieniami	od 0,05 do 1,15
Rynny subglacjalne typu złożonego	Hooke, Jennings 2006	Ameryka Północna Środkowy Zachód	-	5 - 20	150 - 500	5 - 30	-	Nieregularny profil z przegłębieniami	-
Rynny subglacjalne typu prostego	Sjorgen i in. 2002	Ameryka Północna Alberta Środkowo-Wschodnia	-	-	200 - 1000	30	-	-	-
Rynny subglacjalne typu prostego	Sjorgen i in. 2002	Ameryka Północna Michigan Środkowo-Południowe	-	-	500 - 4000	15 - 20	-	-	-
Rynny subglacjalne typu złożonego	Livingstone, Clark 2016	Ameryka Północna	7 - 9	65	15 - 6700	-	-	Serie obniżeń i pagórków wzdłuż profilu	+/- 1,5 (spadki lokalne)
Ozy	Storrar i in. 2014	Kanada	3,5	97,5	-	-	Śr = 1,06 Max = 2,21	-	Śr. = 0,02 (od -6 do +7)
Ozy	Clark i in. 2004	Wielka Brytania	1,0	18,2	-	-	Śr = 1,03 Max = 1,36	-	-
Ozy	Hattestrand, Clark 2006	Półwysep Kolski	3,1	9,9	-	-	Śr = 1,06 Max = 1,38	-	-
Ozy	Knight 2009	Omagha Basin Irlandia Środkowo-Północna	-	1 - 14	10 - 60	5 - 20	-	Niewyrównane grzbiety	lokalne dodanie i ujemne spadki
Kręte formy glacialne		Pole zbójeńskie	1,9	8,7	Śr. = 89,2 Max = 238,1	Śr. = 3,0 Max = 20,8	Śr. = 1,14 Max = 1,64	Śr. = 1,0022 Max = 1,0080	Śr. = 0,08
Kręte formy glacialne		Pole brodnickie	1,3	3,7	Śr. = 73,4 Max = 191,7	Śr. = 4,0 Max = 14,6	Śr. = 1,18 Max = 1,67	Śr. = 1,0034 Max = 1,0136	Śr. = 0,09

Analizując wyniki pod kątem rozpatrywanych hipotez powstawania krętych form glacialnych, wydaje się, że sama długość obniżeń nie jest parametrem mogącym jednoznacznie wskazać, na którąkolwiek z hipotez. Wydaje się, że w sprzyjających warunkach formy od długości kilkunastu lub kilkudziesięciu kilometrów mogłyby powstać w obu przypadkach. Dlatego też, nie sama długość form jest ważna, ale przede wszystkim ich ciągłość. Szczególnie w przypadku bardzo długich form, z dużą ilością potencjalnych punktów załamania, możliwość ich powstania może budzić wątpliwości w przypadku obu analizowanych koncepcji. Krytykując koncepcję przedstawioną przez Lesemanna i in. (2010, 2014), Clark i Livingstone (2018) w swoje publikacji, wskazywali dwie wątpliwości z tym związane:

- gwałtowne zmiany kierunku biegu form, np. zespół nr 9 w polu Zbójno, jako miejsca, w których następowałoby załamanie komórek wirowych,
- krętość form, która wg. Clarka i Livingstone'a (2018) jest zbyt duża, zarówno względem rynien subglacialnych (Einstein, Li 1958, Karctz 1967) jak również względem podłużnych bruzd erozyjnych (ang. *furrows*) opisanych m.in. w pracy Carlinga i in (2009).

Kwestia gwałtownej zmiany kierunku biegu formy wydaje się być problematyczna dla obu koncepcji. W przypadku hipotezy Clarka i Livingstone (2018), każda zmiana kierunku biegu, prawdopodobnie wiązałyby się z odrębną niszą osuwiskową lub ewentualnie z drugorzędnymi kierunkami przemieszczania mas w obrębie większej niszy osuwiskowej. W przypadku hipotezy Lesemanna i in. (2010, 2014), gwałtowne zmiany kierunku przepływu wód, stanowiłyby potencjalny punkt dla załamania się podłużnych prądów spiralnych. Ponadto Clark i Livingstone (2018) wskazują, że takie załamania są niespotykane w rynnach subglacialnych. Mając jednak na uwadze przeprowadzone analizy, w zdecydowanej większości rynien subglacialnych, w których zidentyfikowano kręte formy glacialne, znajdują się gwałtowne zmiany ich kierunku. Dobrym przykładem mogą być chociażby niewielkie rynny subglacialne znajdujące się w północno-wschodniej części pola zbójńskiego (fig. 11). Mając na uwadze rozpatrywane hipotezy, analizie poddano dane uzyskane dla obniżeń międzywałowych krętych form glacialnych oraz dostępne dane z dotychczasowych publikacji dotyczące ozów i rynien subglacialnych. Wynika z niej, że formy te, najczęściej opisywane były jako formy kręte lub lekko kręte. W niektórych publikacjach autorzy obliczyli

współczynnik krętości, który dla poszczególnych form wyniósł od 1,03 do 2,21 (tab. 7). Bardzo zbliżone wartości uzyskano w analizowanych obszarach testowych, dla których krętość obniżeń międzywałowych waha się w przedziale od 1,01 do 1,67 (tab. 7).

W pracach dotyczących rynien subglacjalnych często podkreśla się, że mają one niewyrównany profil podłużny. Uważa się to za jedną z ich charakterystycznych cech geomorfologicznych (tab. 7). Cecha ta nie doczekała się jednak sparametryzowania. Jediną rynną subglacjalną, dla której obliczono zmienność profilu podłużnego, nazywając tę cechę rozwinięciem profilu podłużnego, jest rynna byszewska (Adamczyk i in. 2017a). Rozwinięcie profilu podłużnego dla tej rynny wynosi 1,0010. Obliczony dla obniżeń międzywałowych GCLs wskaźnik rozwinięcia profilu podłużnego jest wyższy niż w przypadku rynny byszewskiej. Wskazuje to na większe nieregularności w profilu podłużnym tych form.

Zarówno krętość obniżeń międzywałowych, jak i ich rozwinięcie profilu podłużnego trudno porównać z formami powstającymi w wyniku ruchów masowych. Dotychczas nie badano drugorzędnych form znajdujących się na osuwiskach pod kątem ich rozwinięcia profilu podłużnego czy krętości. Sugerując się figurą 9D w publikacji Clarka i Livingstone'a (2018), można w przybliżeniu stwierdzić, że krętość takich form jest podobna. Jednak, jak widać na przykładzie zespołu nr 9 w polu zbójńskim (fig. 11), kręte form glacialne w niektórych zespołach swoją krętość zawdzięczają gwałtownym zmianom kierunku biegu, czasami niemal o 90° , a w przypadku zespołu nr 4 w polu Suwałki nawet o 180° (fig. 31). Podobne zmiany kierunku biegu form stwierdzono także w zespole nr 13 w polu zbójńskim oraz w zespole nr 6 w polu Vejle Fjord (fig. 29).

Clark i Livingstone (2018) wskazują, że tak duże zmiany w kierunku przebiegu form są jednym z kluczowych argumentów podważających koncepcję Lesemann i in. (2010, 2014). Uważają oni,

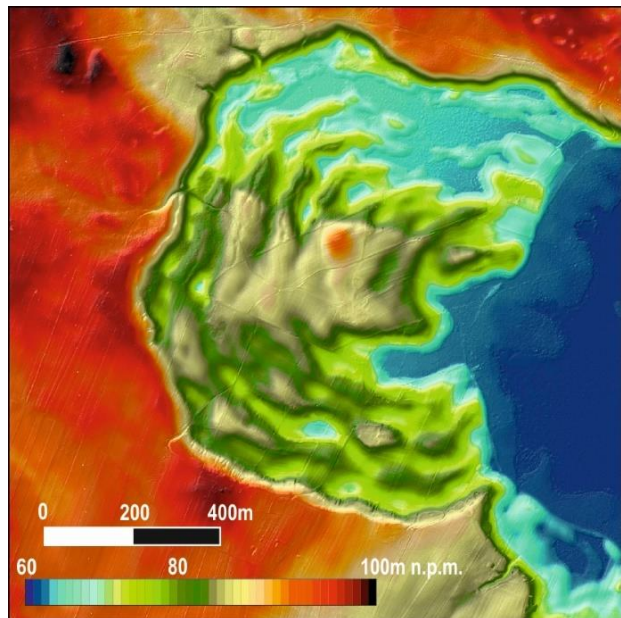


Fig. 31. Gwałtowny skręt krętych form glacialnych na przykładzie zespołu nr 4 w polu Suwałki

że w takich miejscach powinno dochodzić do przerwania ciągłości form ze względu na wysoką niestabilność podłużnych spiral prądowych w przepływach subglacjalnych. Wydaje się jednak, że dokładnie taki sam argument, szczególnie w przypadku zmiany kierunku biegu form o ponad 90° można przytoczyć jako argument przeciwko teorii osuwiskowej. Dobrze to widać na przykładzie zespołu nr 4 w polu suwalskim. Na niekorzyść koncepcji podwodnych osuwisk przemawia przed wszystkim sam układ form. Sugerując się już wcześniej wspomnianą fig. 9D z publikacji Clarka i Livingstone'a (2018), formy na początku i na końcu zespołu powinny być styczne do siebie i do krawędzi wysoczyzny. W omawianym przypadku wyraźnie widoczny jest równoległy przebieg form (fig. 31).

Podobnie jak w przypadku wcześniej opisywanych parametrów, średni spadek obniżeń międzywałowych nie był opisywany dotychczas w przypadku drugorzędnych form występujących na osuwiskach, natomiast był badany w przypadku form związanych z subglacjalnymi przepływami wód. Przeprowadzone analizy badanych form wskazują, że większość obniżeń międzywałowych charakteryzuje się dodatnim spadkiem (tab. 7, fig. 16), czyli przeciwnym do nachylenia dawnej powierzchni lądolodu. Jednak w wielu z analizowanych zespołów, obniżenia mają zarówno dodatni, jak i ujemny zwrot. W dotychczasowych pracach dotyczących rynien subglacjalnych i ozów wskazywano, że formy te mają nachylenie odwrotne do nachylenia dawnej powierzchni lądolodu. Uzyskiwane wartości wskazują jednak, że kąt nachylenia jest niewielki, a lokalnie, nachylenie może przyjmować zarówno dodatni, jak i ujemny zwrot (tab. 7). Charakterystyka obniżeń międzywałowych GCLs w tym zakresie jest bardzo zbliżona do form związanych z subglacjalnymi przepływami wód roztopowych, co może stanowić kolejny argument za genezą postulowaną przez Lesemanna i in. (2010, 2014).

Przeprowadzona analiza porównawcza obniżeń międzywałowych dotyczy jeszcze dwóch parametrów: szerokości i głębokości. Są to parametry, które publikowane były dotąd głównie dla rynien subglacjalnych, rzadko stosowane w przypadku ozów (tab. 7), a nieznanne w ogóle w przypadku drugorzędnych form znajdujących się w obrębie osuwisk. Wyniki analiz krętych form glacialnych wskazują, że szerokość obniżeń waha się w przedziale 60-100 m, osiągając wartości maksymalne nieprzekraczające 250 metrów. Wartości te odpowiadają

największym z rynien subglacialnych, osiągając jednak wartości większe lub zbliżone dla tych, które Knight (2009) zmierzył dla ozów w Omagha Basin (Irlandia Środkowo-Północna).

Wydaje się, że szerokość obniżeń, może być jednym z kluczowych argumentów w dyskusji nad genezą krętych form glacialnych. Jednak z uwagi na brak możliwości porównania szerokości krętych form glacialnych z formami występującymi w osuwiskach, analiza ta jest znacznie utrudniona.

Porównując przykłady osuwisk z różnych prac (Carson, Geertsema 2002; Bennett i in. 2004 za: Clark, Livingstone 2018; Tyszkowski i in. 2015) można dojść do wniosku, że niektóre z nich mogą przypominać kręte formy glacialne (fig. 41). W przypadku krętych form glacialnych szerokość obniżeń międzywałowych ulega pewnym wahaniom, jednak nie zaznacza się żadna wyraźna tendencja, wskazująca na zmianę szerokości w zależności od tego, czy pomiar został dokonany na początku, w środku lub na końcu obniżenia.

Wynika z tego szereg implikacji,

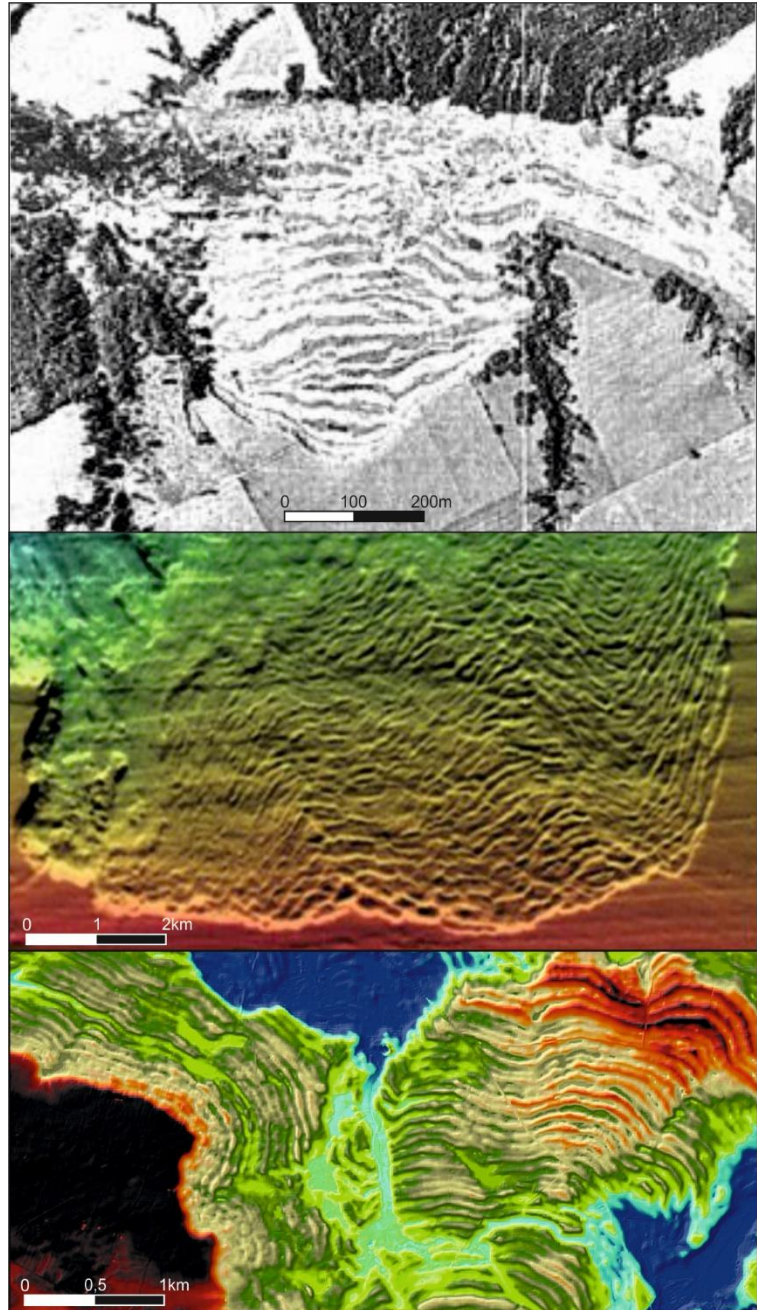


Fig. 32. Porównanie osuwisk i krętych form glacialnych. A - Osuwisko czwartorzędowych osadów glacialnomorskich, Ontario, Kanada (Carson, Geertsema 2002); B - Podmorskie osuwisko osadów glacialnych, delta rzeki MacKenzie, Kanada (Bennett i in. 2004; za Clark, Livingstone 2018); C - Fragment zbójńskiego pola krętych form glacialnych.

które można zaobserwować na przykładach form umieszczonych na fig. 32. Przebieg krętych form glacialnych (fig. 32C) na niemal całej ich długości jest równoległy zarówno względem krawędzi rynny subglacialnej, jak również poszczególnych form wobec siebie. Jedyne na początku i na końcu kręte formy glacialne mogą mieć układ styczny lub zbliżony do stycznego. Analizując zamieszczone przykłady form osuwiskowych, w szczególności przykład wskazany przez Clarka i Livingstone'a (2018), wskazują one na styczny, a nie równoległy przebieg obniżeń występujących w osuwiskach (fig. 32B). Dotyczy to przede wszystkim układu form względem otaczającej je wysoczyzny. Styczny układ form powinien charakteryzować się mniejszymi szerokościami obniżeń na początku i końcu zespołów oraz znacznie większymi szerokościami w ich środkowej części. Pod tym kątem, dużo bardziej interesująco prezentuje się osuwisko z Ontario w Kanadzie (fig. 32A), w którym styczny układ wałów występuje jedynie na flankach. Zaznacza się wzrost liczby kolejnych obniżeń w centralnej części zespołu. Zarówno w przypadku form osuwiskowych z Ontario, jak i w przypadku krętych form glacialnych pojawiają się miejsca, w których formy łączą się lub rozdzielają. W analizowanych pod względem morfometrycznym zespołach krętych form glacialnych wyraźnie widoczny jest równoległy układ wałów nie tylko względem siebie, lecz również w stosunku do otaczającej je wysoczyzny. Takiej zależności nie widać w przypadku osuwisk z rejonu delty rzeki MacKenzie (Clark, Livingstone 2018), jak i z Kanady (Carson, Geertsema 2002).

Analizując szerokość krętych form glacialnych w kontekście możliwej ich genezy, nie sposób pominąć jednego z najciekawszych układów form w omawianych obszarach (fig. 33). W zespole nr 17 występuje zestaw 5 wałów i rozdzielających je obniżeń. To co jest charakterystyczne, rozpoczynają się one w miejscu rozszerzenia się rynny subglacialnej. Mniej więcej w środkowej części zespołu zaznacza się kolejne rozszerzenie rynny oraz znaczne obniżenie jej dna. W tym miejscu, kręte formy glacialne, nie tylko nie ulegają przerwaniu, ale zachowują swoją równoległość, zarówno względem siebie, jak i względem krawędzi rynny. Obniżenia międzywałowe w tym miejscu mają większą szerokość i głębokość niż na

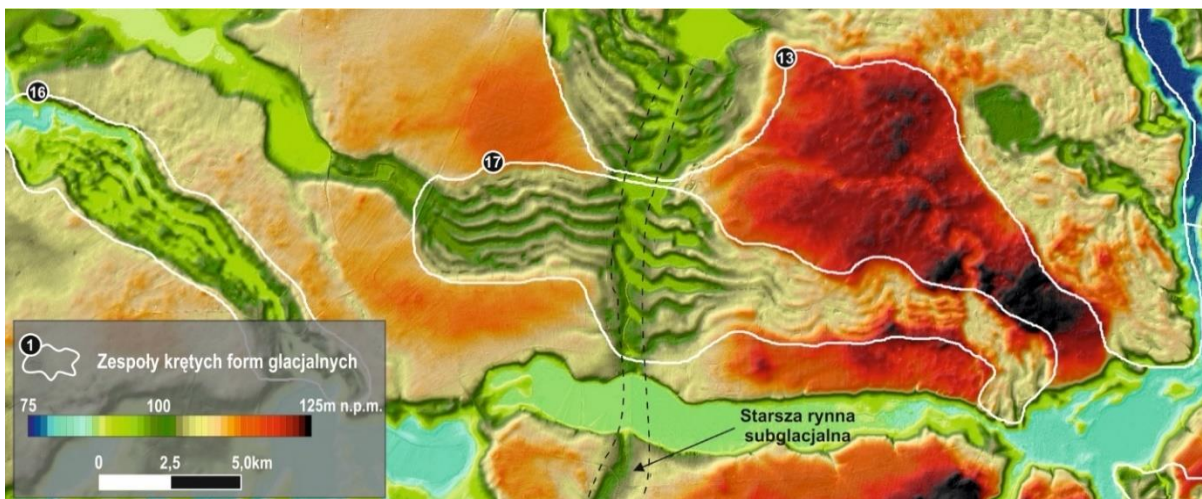


Fig. 33. Rozszerzenie i zwężanie się obniżeń krętych form glacialnych na przykładzie zespołu nr 17 w polu żółkiewskim

początku zespołu. Grzbiety wałów mają bardziej nieregularny kształt. Następnie rynna ponownie się zwęża. Wały i obniżenia tworzą dalej równoległy układ form, systematycznie zmniejszając swoją szerokość i głębokość, aż zanikają, w końcowej części rynny subglacjalnej.

Próbując porównać układ form z zespołu nr 17 z formami występującymi na osuwiskach, nie sposób jest znaleźć analogiczny przykład. Wydaje się, że układ form w tym zespole trudno jest wyjaśnić zgodnie z hipotezą zaproponowaną przez Clarka i Livingstone'a (2018). Raczej jest on przekonującą przesłanką wspierającą teorię związaną z subglacjalnymi przepływami wód roztopowych. Formy wałowe, rozchodzą się z miejsca, w którym następuje rozszerzenie się rynny, od samego początku mają one równoległy przebieg względem siebie i względem otaczającej je wysoczyzny. Mimo gwałtownego zmniejszenia się rzędnej obniżeń, co może mieć związek ze starszą rynną subglacjalną ukierunkowaną prostopadle do GCLs, kręte formy glacialne zachowują swoją ciągłość i równoległy układ. Wskazywać to może na fakt, że pochodzenie form związane jest z rozwojem rynny.

Ostatnim z parametrów, który został obliczony dla obniżeń międzywałowych w polach żółkiewskim i brodnickim jest ich głębokość. Analizując dane zawarte w tabeli nr 7, głębokość obniżeń międzywałowych w krętych formach glacialnych, na podstawie danych z pojedynczych obniżeń, odpowiada tym zmierzonym dotychczas w innych rynnach subglacjalnych. Zróżnicowanie głębokości od kilku do kilkunastu lub nawet kilkudziesięciu metrów obserwuje się w zdecydowanej większości rynn subglacjalnych. Jednak uśrednione wartości tego parametru dla pojedynczych obniżeń międzywałowych, odpowiadają raczej

najpłytszym z badanych dotąd rynien subglacialnych (głębokość rynien raczej nie jest niższa 5 m, a średnie głębokości obniżeń międzywałowych w badanych polach mieści się najczęściej w przedziale 1,5-4 m). Należy jednak pamiętać, że kręte formy glacialne podlegały długotrwałym naturalnym i antropogenicznym procesom denudacyjnym, które wpływały i do dziś mają wpływ na wysokość wałów i głębokość obniżeń międzywałowych (Karasiewicz 2017).

9.4. Budowa geologiczna krętych form glacialnych

Analiza danych z publikacji naukowych oraz punktów dokumentacyjnych wykonanych na potrzeby poszczególnych arkuszy szczegółowej mapy geologicznej Polski wykazała, iż wały krętych form glacialnych zbudowane są z bardzo zróżnicowanych osadów. Wskazują to także najnowsze dane dotyczące form GCLs z obszaru Pojezierza Suwalskiego (Weckwerth, Wysota 2023, w druku) oraz Pojezierza Drawskiego (Hermanowski, Piotrowski 2023). Na podstawie wskazanych danych można zmodyfikować zaproponowaną przez Wysotę (1995) typologię budowy geologicznej wałów krętych form glacialnych do trzech ogólnych typów:

1. wały zbudowane z zaburzonych glaciciektonicznie osadów o różnej litologii i strukturze, przykryte glinami zwałowymi,
2. wały w całości zbudowane z glin zwałowych,
3. wały zbudowane w całości z niezaburzonych osadów warstwowych bez przykrycia glinami zwałowymi.

Przywołane w rozdziale 8.2. odślonienia wskazują, że układ przestrzenny warstw wewnątrz wałów GCLs oraz orientacja tekstury w glinie lodowcowej, czyli *till fabric*, ukierunkowane są najczęściej niezgodnie z osią morfologiczną wałów. Wskazuje to zatem, że osady nie mogły być mieszane w czasie formowania się krętych form glacialnych. Wynika z tego, iż badane formy musiały powstawać w wyniku erozji wód lodowcowych lub w świetle koncepcji osuwisk na stokach zbiorników subglacialnych, w wyniku transportu *en bloc*. W przypadku stwierdzonego erozyjnego kontaktu starszych osadów z nałożonymi na nie glinami zwałowymi, takie ułożenie formy byłoby wynikiem akumulacji glin bazalnych na wcześniej ukształtowanych wałach i obniżeniach w wyniku erozji wód (Lesemann i in. 2010, 2014) lub w wyniku ruchów masowych na stokach rynien (Karkham i in. 2023)

Analiza punktów dokumentacyjnych zlokalizowanych w dnach obniżeń międzywałowych wskazuje, że w zdecydowanej większości przypadków obniżenia te wypełnione są osadami (głównie deluwialnymi i organicznymi), których geneza nie jest związana z procesami glacialnymi. W kilkunastu przypadkach pod tymi osadami (zwykle do 2 m, a miejscami nawet do 8 m miąższości) zidentyfikowano gliny zwałowe, które można interpretować jako dno pierwotnego obniżenia. Ponadto w niektórych przypadkach dna obniżeń międzywałowych zbudowane są wyłącznie z glin zwałowych, co ma związek z występowaniem w ich obrębie wyniesień i progów.

Występowanie glin zwałowych w dnach obniżeń międzywałowych może potwierdzać erozyjną hipotezę powstawania form GCLs. Erozyjna geneza wiąże się bowiem z subglacialnymi przepływami wód roztopowych pod wysokim ciśnieniem, tj. w warunkach analogicznych do powstawania rynien subglacialnych (por. Kehew i in. 2010). Zgodnie z utrwalonymi poglądami rynny subglacialne cechują się niewyrównanym profilem dna. Niewyrównany profil podłużny obniżeń międzywałowych i występowanie w ich dnach drugorzędnych zagłębień wypełnionych młodszymi osadami oraz progów zbudowanych z glin zwałowych dodatkowo wzmacniają poglądy za erozyjną działalnością wód roztopowych.

10. Geneza i model formowania krętych form glacialnych

Dotychczasowe prace opisujące kręte formy glacialne występujące na obszarze Niżu Europejskiego i w Ameryce Północnej zakładają różne koncepcje ich formowania. Najlepszym przykładem są dotychczasowe interpretacje powstawania krętych form glacialnych z terenu Polski (tab. 4). Zakładały one genezę tych form jako: moren czołowych powstałych w wyniku glacitektoniki festonowej/dolinnej (ang. *ice-shoved ridges*), moren spiętrzonych (Sydow 2005; Miętkiewicz, Sydow 2004; Brzeziński 2014), ozów lub pseudo-ozów (Jørgensen, Sandersen 2006; Uniejewska, Nosek 1990; Jodłowski 2012; Romanek 2009; Kinas, Sydow 2004a, b) czy też drumlinów lub drumlinoidów (m.in. Nechay 1927; Jewtuchowicz 1956; Liberacki 1961; Lamparski 1972; Baranowski 1977, 1979; Olszewski 1997; Niewiarowski, Wysota 2000; Wysota 1994, 1995, 2005, 2009; Lichwa, Welniak 2005; Dzierżek 2007; Dzierżek, Szymanek 2014).

Kluczowe dla rozpoznania GCLs jako unikatowych form w krajobrazie glacialnym badania Lesemanna i in. (2010, 2014), zakładają zupełnie nową i spójną koncepcję ich powstania w następstwie katastrofalnych przepływów wód subglacialnych, w obrębie których występowały drugorzędne prądy spiralne (fig. 34).

Konkurencyjna hipoteza Clark i Livingstone'a (2018) zakłada, że kręte formy glacialne powstały w wyniku podwodnych osuwisk na stokach jezior subglacialnych (fig. 35) Sugestię wspierającą koncepcję procesów osuwiskowych Clarka i Livingstone'a (2018) przedstawili ostatnio Kirkham i in. (2022).

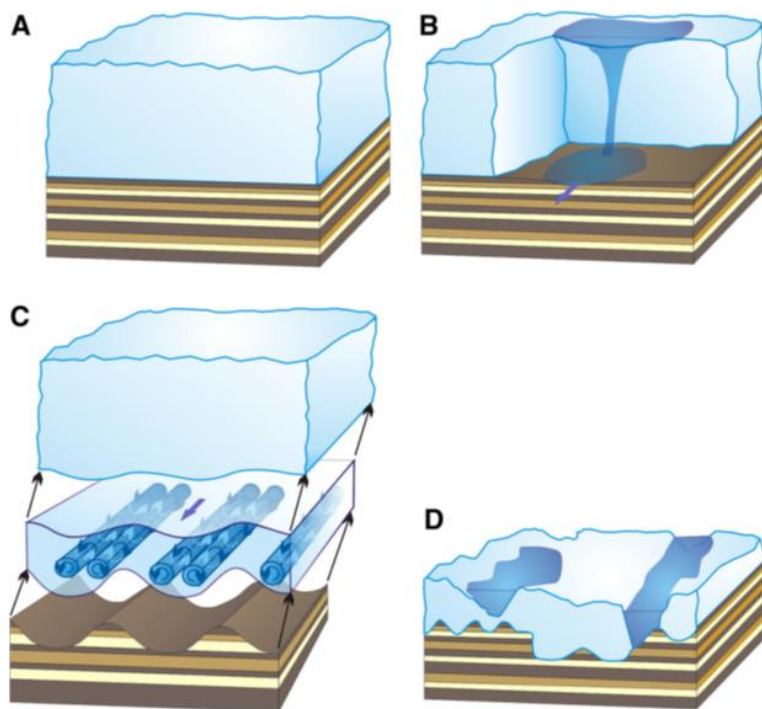


Fig. 34. Model formowania się krętych form glacialnych wg. Lesemann i in. (2010, 2014)

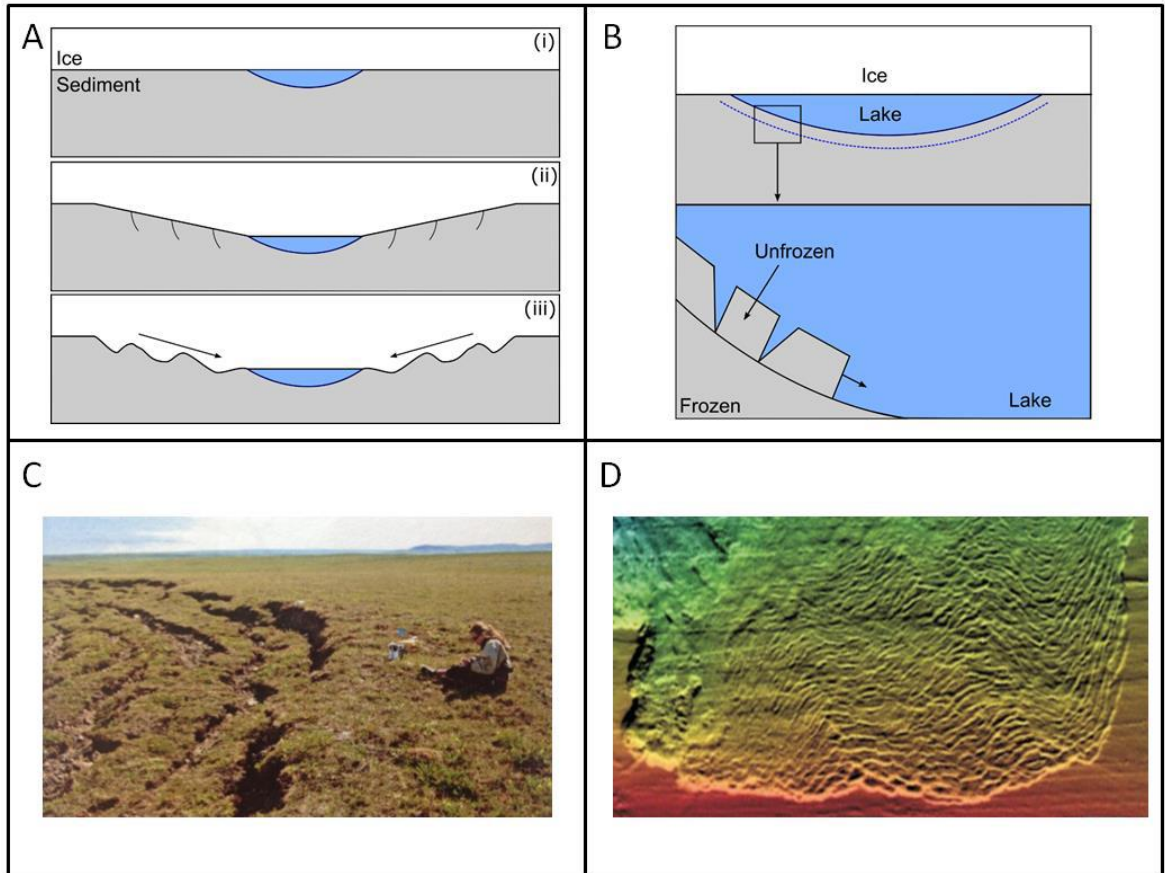


Fig. 35. Model formowania się krętych form glacialnych wg. Clarka i Livingstone'a (2018).

Obie hipotezy przyjmują powstanie krętych form glacialnych w warunkach subglacialnych. Analizując założenia obydwu hipotez oraz uwzględniając przedstawione w pracy wyniki badań, w kontekście genezy krętych form glacialnych rozpatrzono trzy podstawowe kwestie:

1. lokalizację krętych form glacialnych względem krawędzi lądolodu,
2. powstawanie krętych form glacialnych w wyniku jednego przepływu typu katastrofalnego (*catastrophic drainage*) lub kilku tego typu zdarzeń (*multiple subglacial drainage*),
3. pochodzenie wód i dynamika subglacialnego systemu hydrologicznego.

Przeprowadzone badania wskazują, że występowanie krętych form glacialnych związane jest z rynnami subglacialnymi oraz towarzyszącymi im kompleksami glacialnymi i stożkami sandrowymi. Zdecydowana większość z analizowanych zespołów krętych form glacialnych znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie dawnej krawędzi

ostatniego lądolodu skandynawskiego. W wielu obszarach, w szczególności Vejle Fjord, Zbójno czy Lewice, kręte formy glacialne przylegają niemal do dawnej krawędzi lądolodu, a na przedpolu stref drenażu, w których się znajdują, występują stożki sandrowe czy całe kompleksy form glacialnych. Wynika z tego, iż występowanie krętych form glacialnych jest ściśle związane ze strefami i szlakami drenażu wód subglacialnych w brzeżnej części ostatniego lądolodu.

Cechy geomorfologiczne, w szczególności wielkość pól i zespołów krętych form glacialnych, wskazują na występowanie tego typu form zarówno w szerokich strefach drenażu (np. pola zbójneńskie czy brodnickie), jak i w małych i wąskich rynnach subglacialnych (np. pola Nienawiszcz I i II). Sugeruje to, że formy GCLs mogły być formowane zarówno w szerokich wielokrotnie złożonych rynnach subglacialnych, tworzących w kilku przypadkach systemy o cechach anastomozujących (Lesemann i in. 2010, Wysota i in. 2023, w druku), jak i w małych, wąskich i krętych rynnach subglacialnych typu kanałowego. Powyższe może wskazywać, iż powstanie krętych form glacialnych uzależnione jest od występujących interakcji pomiędzy ilością i ciśnieniem subglacialnych wód roztopowych oraz lokalnymi uwarunkowaniami podłoża.

Lesemann i in. (2010) przyjmowali dla Wysoczyzny Dobrzyńskiej erozję subglacialną w następstwie przepływów typu warstwowego (ang. *sheet-like flows*) o szerokości co najmniej kilkuset metrów. Taki przepływ mógł mieć miejsce przede wszystkim w centralnej części pola zbójneńskiego. Podobnego sposobu drenażu można byłoby dopatrywać się również w innych złożonych krajobrazach GCLs, jak np. pola brodnickie czy suwałskie. Krajobrazy GCLs występują jednak zarówno w polach złożonych, jak i w polach prostych, powstałych w wyniku przepływów wód w wąskich rynnach typu kanałowego, tj. najprawdopodobniej w wyniku przepływów wód subglacialnych w warunkach pełnego wypełnienia kanałów (ang. *bankfull conditions*).

Niemniej jednak, zarówno w przypadku największych z analizowanych pól, takich jak: Zbójno, Lychen czy Suwałki, jak i też znacznie mniejszych, konieczne jest odpowiednie źródło wód (zbiornik), które zapewniłoby wystarczającą ich ilość do uformowania rynien subglacialnych i powstania krętych form glacialnych. Clark i Livingstone (2018) zakładali, że kręte formy glacialne powstają na stokach zbiorników subglacialnych.

Lesemann i in. (2010) rozważali możliwość pochodzenia wód odpowiedzialnych za powstawanie krętych form glacialnych zarówno ze zbiorników pod lądolodem, jak i na jego powierzchni (por. fig. 34). Woda ze zbiorników supraglacialnych docierałyby do stopy lądolodu poprzez system studni, szczelin lodowcowych czy hydroszczelin (zob. fig. 1 Karkham i in. 2023). Dostępne dane kartograficzne nie pozwalają na jednoznaczne zidentyfikowanie potencjalnych zbiorników subglacialnych, które znajdowałyby się na zapleczu krętych form glacialnych. Wyjątkiem jest pole Szeszupka, gdzie na północny-wschód od miejsca występowania form GCLs znajduje się znaczne obniżenie terenu, które mogło być rezerwuarem wód subglacialnych (Weckwerth, Wysota 2023 w druku). W przypadku pola zbójeńskiego prawdopodobnym miejscem magazynowania wód roztopowych pod lądolodem mogło być dawne obniżenie na linii pradoliny i doliny Drwęcy, sugerowane przez Niewiarowskiego (1969). W przypadku północnej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej początki wąskich rynien subglacialnych (fig. 42) być może stanowią ślady funkcjonowania dawnych studni czy szczelin lodowcowych (Lesemann i in. 2010), którymi wody ze zbiorników supraglacialnych mogły być doprowadzane do systemu subglacialnego. Jednocześnie wskazać należy, że badania prowadzone na Grenlandii oraz Antarktydzie wskazują, że jeziora supraglacialne najczęściej znajdują się w obszarach o bardzo niskim stopniu nachylenia powierzchni lądolodu (do 1 stopnia) oraz albo blisko krawędzi lodu (do 80 km) albo bardzo daleko – powyżej 180 km (Kingsley i in, 2015; Stokes i in. 2019; Arthur i in. 2020a). Jeziora te z reguły są dość płytkie (do 5 m, rzadziej do 10 m głębokości), a ich powierzchnia wynosi kilka kilometrów kwadratowych, chociaż może przekraczać nawet 70 km² (Arthur i in. 2020b).

Różnorodność zespołów oraz położenie krętych form glacialnych w różnej odległości od krawędzi lądolodu (zespoły GCLs znajdują się zarówno w proksymalnych, jak i dystalnych częściach rynien subglacialnych) wskazuje, że wody niezbędne do powstania krętych form glacialnych mogły gromadzić się zarówno pod lodem, jak i na lodzie. Mógł zachodzić także proces, w wyniku którego, dopływ wód supraglacialnych powodował impuls niezbędny do nagłego uwolnienia wód (powodzi) ze zbiorników subglacialnych. Najprawdopodobniej wody nie mogły gromadzić się jedynie pod lądolodem, ale musiały być wspomagane również przez dopływy wód ze zbiorników supraglacialnych. Nagły drenaż takich wód najprawdopodobniej mógłby stanowić przyczynę do gwałtownego przepływu wód pod

ładolodem. Badania na Grenlandii (Zwally i in. 2002; Das i in. 2008; Bartholomew i in. 2010; Schoof 2010; Tedesco i in. 2013;) wykazały, że przyczyną gwałtownego przyspieszenia ruchu lodu może być właśnie nagłe dostarczenie wód supraglacialnych pod łądolód.

Duże dysproporcje pomiędzy wielkością i złożonością poszczególnych pól sugerują, iż w poszczególnych przypadkach za genezę form GCLS odpowiadał tylko nagły drenaż wód roztopowych zgromadzonych pod łądolodem, nagły dopływ wód z powierzchni łądolodu lub też kombinacja obydwu typów drenażu. Zakłada się, że w przypadku genezy największych pól GCLs, możliwe jest całkowite pochodzenie wód ze zbiorników subglacialnych (Weckwerth, Wysota 2023 w druku).

Niezależnie od źródła wód roztopowych niezbędne jest rozpatrzenie powstawania krętych form glacialnych w wyniku jednorazowego czy wieloetapowego drenażu. Z możliwych scenariuszy należy uwzględnić następujące:

- (1) jeden epizod gwałtownego drenażu i postępujące (etapowe) rozcinanie rynny stowarzyszone z formowaniem GCLs; założenia przyjęte przez Lesemanna i in. (2010) dla obszaru zbójeńskiego;
- (2) kilka epizodów drenażu wód, którym odpowiadałyby kolejne etapy wcinania rynny i tworzenia poziomów topograficznych z formami GCLs; takiego scenariusza nie wykluczał Lesemann i in. (2010)
- (3) jeden etap drenażu wód i rozwój form GCLs na zróżnicowanym topograficznie podłożu - nałożenie rzeźby GCLs na starszą morfologię subglacialną (rynny subglacialne) ukształtowaną przez wcześniejsze etapy drenażu wód – subglacialna rzeźba palimpsestowa.

W przypadku najmniejszych badanych pól GCLs, w których kręte formy glacialne występują na jedynym poziomie topograficznym, raczej należy przyjąć jeden etap ich formowania. Jednak w przypadku pól złożonych i wielokrotnie złożonych teoretycznie możliwa jest geneza GCLs zgodnie każdym z trzech powyższych scenariuszy. W przypadku scenariuszy 1 i 3 pewnym problemem, może być dostateczna ilość wody niezbędna do powstania GCLs, choć jak już wcześniej wspomniano, badania prowadzone na Pojezierzu Suwalskim (obszar Szeszupy) wskazują, na możliwość występowania na tyle dużych

zbiorników subglacjalnych, aby ich nagły spływ mógł spowodować powstanie rozległego krajobrazu erozyjnego z formami GCLs (Weckwerth Wysota 2023 w druku).

Powyższe wskazuje, że identyfikacja źródeł oraz ilości wody niezbędnej do powstania krętych form glacialnych, nie jest w stanie wykluczyć, żadnego z opisanych powyżej scenariuszy. Badania przeprowadzone w obszarze Szeszupy, gdzie udokumentowano powiązanie rozwoju krajobrazów GCLs z katastrofalnymi przepływami (megapowodziami) sugerują, że na tym obszarze wystąpiły najprawdopodobniej dwa etapy katastrofalnego drenażu wód subglacjalnych (Weckwerth i in., 2019; Weckwert, Wysota, 2023, w druku). Przedstawione na figurach 38 i 39 sytuacje geomorfologiczne obrazujące „schodzenie” lub „wchodzenie” krętych form glacialnych na niższej lub wyżej położone powierzchnie topograficzne może sugerować, że kręte formy glacialne przebiegają niezależnie od starszej morfologii podłoża, co wskazuje, iż bardziej prawdopodobna staje się erozyjna geneza form związana z przepływami subglacjalnymi pod ciśnieniem hydrostatycznym, a nie w wyniku ruchów masowych.

Powyższe rozważania wskazują, iż bardziej prawdopodobna na obecnym etapie wiedzy wydaje się hipoteza powstawania krętych form glacialnych zaproponowana przez Lesemanna i in. (2010, 2014). Niemniej jednak, dalej pozostają do rozwiązania kwestie procesów odpowiedzialnych za formowanie się krętych form glacialnych oraz pochodzenia wód i dynamiki całego subglacjalnego systemu hydrologicznego. Dotyczy to w szczególności warunków rozwoju i roli morfolotwórczej drugorzędnych prądów spiralnych w przepływach subglacjalnych (Lesemann i in. 2010).

Dotychczasowe badania wskazują, iż zaburzenia w przepływach wód, które prowadzą do rozwoju drugorzędnych, prądów spiralnych mogą być związane z obecnością przeszkody (A) lub nagłym rozszerzeniem się kanału (B) (wg Middleton, Southard 1978)

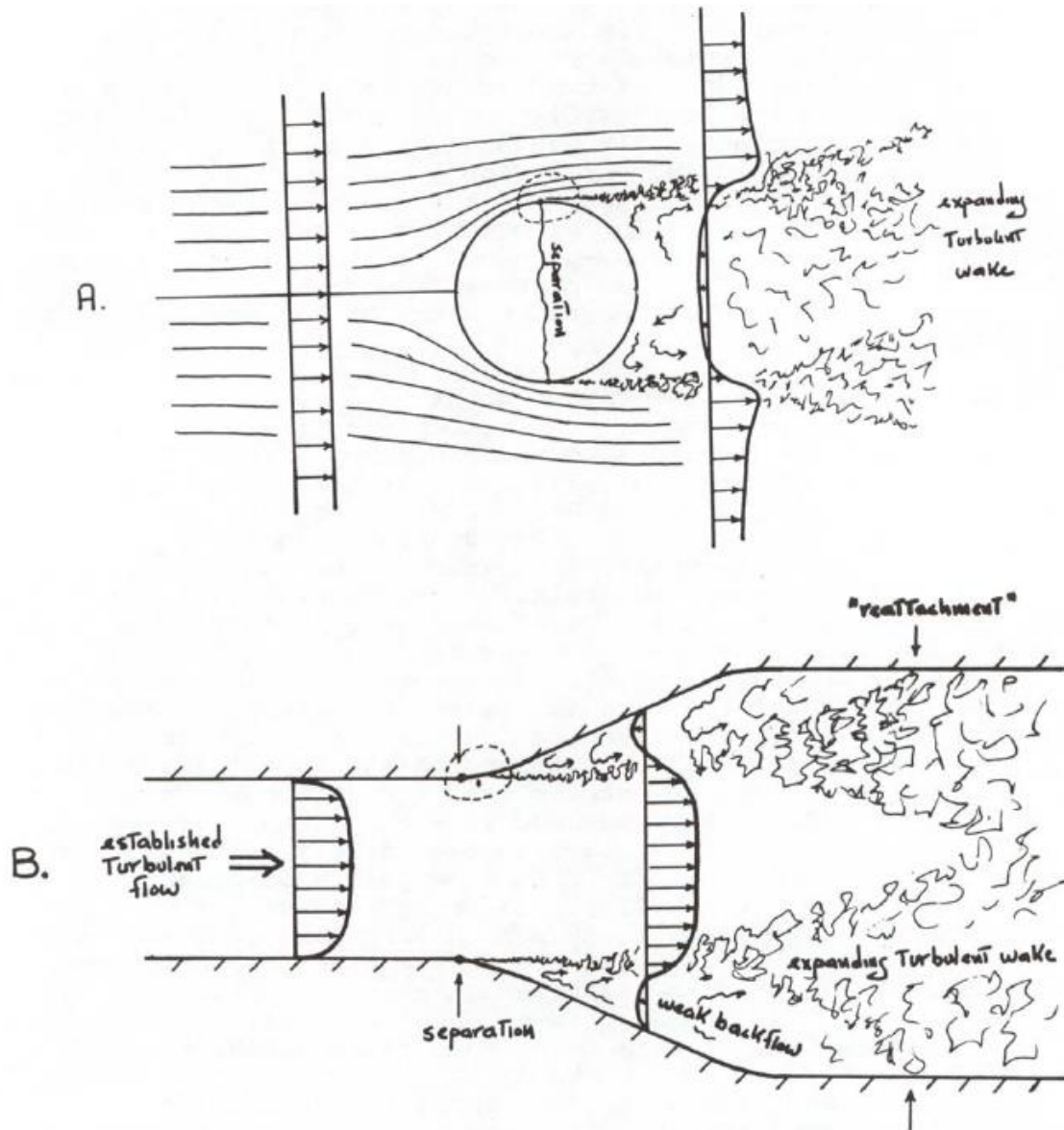


Fig. 36. Możliwości rozwoju prądów spiralnych w przepływach turbulentnych w związku z opływaniem przeszkody (A) lub nagłym rozszerzeniem się kanału (B) (wg Middleton, Southard 1978)

(np. filary mostu), którą musi ominąć płynąca woda (fig. 36A) lub z gwałtownym rozszerzeniem się koryta, w którym płynie woda (fig. 36B) (Middleton, Southard 1978).

Występowanie drugorzędnych prądów spiralnych oraz ich trwałość i regularność, zależy od dynamiki przepływu wód (fig. 37) (Southard 2006). W przypadku przepływu wody przy określonych wartościach liczby Reynoldsa (stosunek sił bezwładności do sił lepkości

plynu) możliwe jest wykształcenie się za opływającą przeszkodą prądów spiralnych, które mogłyby uformować ciągi regularnych lub nieregularnych form wałowych rozdzielonych obniżeniami międzywałowymi (por. fig. 37C, D i E).

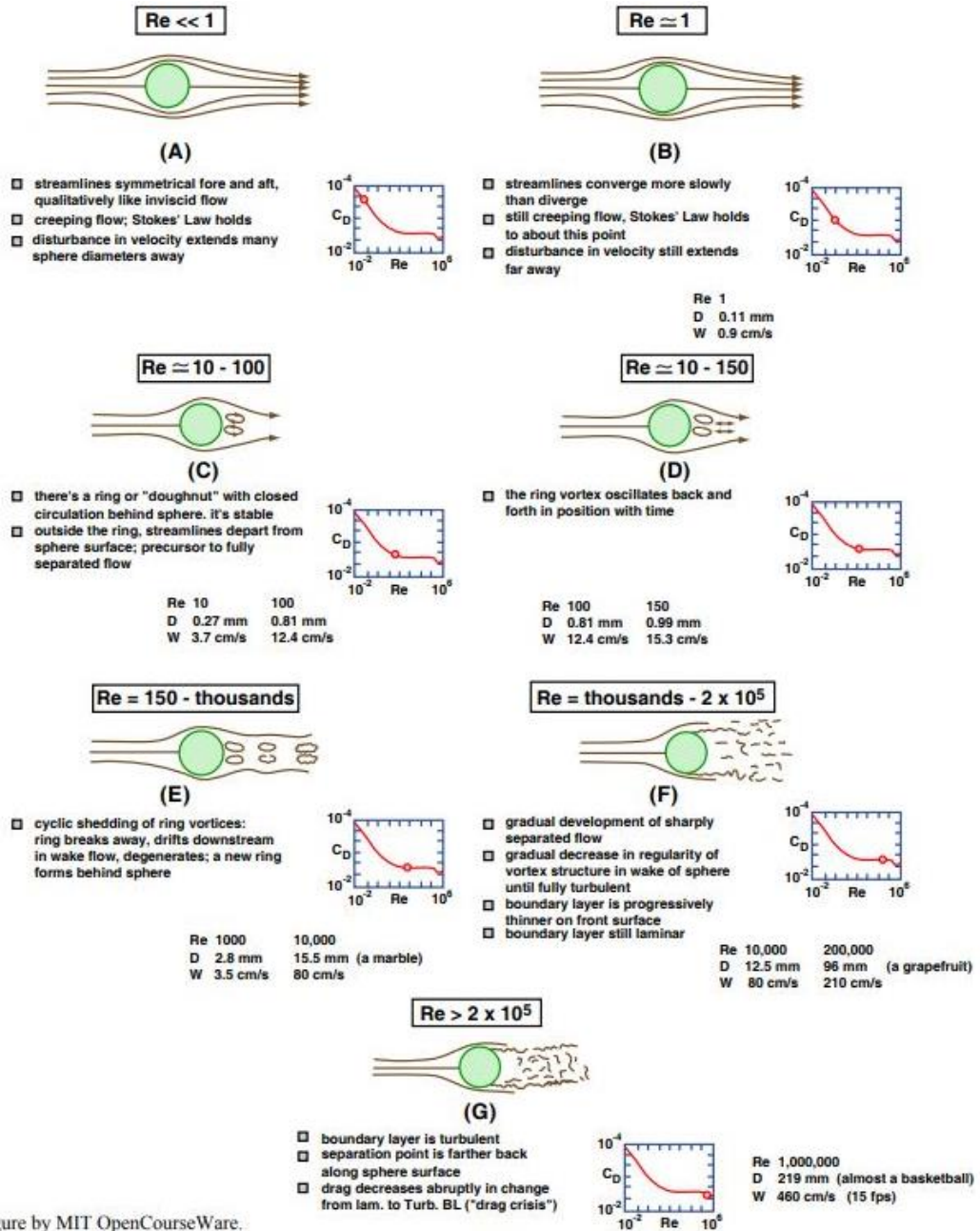


Figure by MIT OpenCourseWare.

Fig. 37. Trwałość prądów spiralnych wytworzonych za przeszkodą w zależności od dynamiki przepływu wód (wg Southard 2006).

Drugą ewentualnością, którą należy rozpatrzyć jest możliwość wystąpienia zaburzenia przepływu w związku z nagłym rozszerzeniem się kanału, w którym następuje przepływ wód. W miejscu rozszerzenia się skanalizowanego, turbulentnego przepływu wód następuje rozproszenie się przepływu, co może skutkować powstaniem licznych, drugorzędnych prądów. Niemniej jednak dotychczasowe badania wskazują, że o ile formowanie się drugorzędnych prądów spiralnych zostało potwierdzone i udokumentowane (Middleton, Southard 1978), o tyle ich trwałość i stabilność na dłuższym dystansie, a tym bardziej w warunkach subglacjalnych, nie została dotąd rozpoznana.

Wyniki przeprowadzonych badań oraz dotychczasowa wiedza geomorfologiczna i geologiczna dotycząca obszarów testowych wskazują, że opływanie przeszkody czy przeszkód mogłoby być raczej mniej prawdopodobną przyczyną inicjowania podłużnych prądów spiralnych odpowiedzialnych za powstawanie krętych form glacialnych. W przypadku małych, krótkich pól i zespołów, być może taki mechanizm mógł mieć miejsce, a czynnikiem inicjującym mogły być lokalne uwarunkowania ukształtowania i litologii podłoża. W kontekście dużych i złożonych pól inicjowanie podłużnych prądów spiralnych w wyniku opływania przeszkody było raczej mało prawdopodobne.

Przedstawiona w niniejszej pracy analiza geomorfologiczna wskazuje, że występowanie krętych form glacialnych związane jest z nagłym rozszerzeniem się rynny subglacjalnej (strefy drenażu). W żadnym z badanych pól nie natrafiono jednak na ślady potencjalnych przeszkód, które mogłyby być przyczyną do inicjowania podłużnych prądów spiralnych w przepływach subglacjalnych. W związku z powyższym wydaje się, że bardziej prawdopodobne jest wystąpienie drugorzędnych prądów spiralnych w związku z rozszerzeniem się rynny subglacjalnej. Ponadto, w przypadku pól złożonych i wielokrotnie złożonych, dopływ dodatkowych wód pochodzenia supraglacjalnego do systemu subglacjalnego, potencjalnie mógłby powodować dodatkowe zaburzenia w przepływie wód, wzmagające występowanie prądów spiralnych w istniejącym przepływie.

Istotną kwestią dotyczącą genezy pól krętych form glacialnych jest rozpatrzenie występowania krętych form glacialnych w rozległych rozszerzeniach rynien subglacjalnych (np. w polu zbójeńskim). Z dotychczasowych badań nie wynika czy rozszerzenia te mają starsze założenia, czyli sprzed powstania krętych form glacialnych czy są wyłącznie efektem

drenażu subglacjalnych wód roztopowych. Z badań Wysoty (1992, 2005) na Pojezierzu Brodnickim wynika, że rynna subglacjalna jeziora Bachotek, na której stokach znajdują się kręte formy glacialne powstała na linii starszego obniżenia. Analiza morfologiczna centralnej części pola zbójeńskiego wykazała, że formy GCLs są nałożone na starsze obniżenia (rynny?), prawdopodobnie genezy subglacjalnej. Zatem można zakładać, że rozwój podłużnych prądów spiralnych w przepływach turbulentnych mógł być inicjowany przez gwałtowne rozszerzenia się kanałów subglacjalnych, uwarunkowane ukształtowaniem lokalnego podłoża.

Trudną do wyjaśnienia kwestią jest wytłumaczenie stabilizacji podłużnych spiral prądowych na dłuższych dystansie, np. w przypadku pola zbójeńskiego nawet rzędu kilku kilometrów. Sprawa ta nie została wyjaśniona przez Lesemanna i in. (2010, 2014), a w pracy Clarka i Livingstone'a uwzględniana jest jako ważny argument przeciwko erozyjnej działalności wód lodowcowych jako przyczyny formowania GCLs. W żadnej z publikacji nie wskazano jednak dowodów i badań na stabilność lub jej brak dla tego typu prądów w warunkach subglacjalnych. Kierunek badań w tym zakresie mogą wskazywać publikacje dotyczące podłużnych spiral prądowych na dnie morskim (He 2023), lecz nie dają one jednoznacznej odpowiedzi co do możliwości funkcjonowania i stabilności takich prądów w subglacjalnych przepływach wód roztopowych.

11. Podsumowanie

Kręte formy glacialne (*glacial curvilinearations, GCLs*) na Niżu Europejskim występują w obrębie maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu skandynawskiego. Przeprowadzone badania pozwoliły na zidentyfikowanie kilkudziesięciu miejsc występowania unikatowych form w tym obszarze. Z wykonanych badań geomorfologicznych i morfometrycznych form GCLs oraz analizy ich budowy wewnętrznej wynikają następujące wnioski.

- (1) Z uwagi na występowanie krętych form glacialnych zarówno w niewielkich rynnach subglacialnych, jak i w rozległych rynnach, obejmujących szerokie strefy drenażu subglacialnych wód roztopowych, miejsca występowania GCLs określono jako pola proste, złożone i wielokrotnie złożone.
- (2) Kręte formy glacialne to zestawy od kilku do kilkudziesięciu naprzemianległych wałów i obniżen międzywałowych o długości od kilkuset metrów do kilku kilometrów znajdujących się w dnach rynien subglacialnych lub występujących w rynnach subglacialnych na poziomach topograficznych.
- (3) W obrębie rynien subglacialnych, kręte formy glacialne mogą występować na jednym lub kilku poziomach topograficznych.
- (4) Występowanie zespołów krętych form glacialnych związane jest najczęściej z nagłymi, często łukowatymi rozszerzeniami w rynnach subglacialnych.
- (5) Zespoły krętych form glacialnych położone są zarówno w początkowych odcinkach rynien subglacialnych, jak również w ich zakończeniu, w bliskim sąsiedztwie krawędzi dawnego lądolodu.
- (6) W wielu przypadkach u wylotu rynien subglacialnych, w których zidentyfikowano kręte formy glacialne, znajdują się stożki sandrowe lub całe kompleksy form glacialmarginalnych.
- (7) Analiza w obszarach testowych (pole zbójeńskie, pole brodnickie) wykazała, że obniżenia międzywałowe charakteryzują się podobnymi cechami morfometrycznymi (w szczególności długością, krętością oraz stosunkiem długości do szerokości) do innych form subglacialnych, związanych z działalnością wód roztopowych (rynnami subglacialnymi, ozami).

(8) Dotychczasowe rozpoznanie geomorfologiczne i geologiczne krętych form glacialnych w różnych obszarach oraz badania struktury wewnętrznej tych form w polach zbójeńskim i brodnickim wskazują, że charakteryzują się one:

- różnorodnością budowy geologicznej w zakresie litologii osadów, jak i struktury wewnętrznej form wałowych,
- występowaniem zaburzeń glacitektonicznych osadów w budowie wewnętrznej wałów GCLs,
- niezgodnością układu warstw oraz dominującym ukierunkowaniem dłuższych osi głazików w glinach lodowcowych z osią morfologiczną wałów,
- zbieżnością budowy geologicznej form GCLs z otaczającą je wysoczyzną morenową.

Dotychczasowe prace (Lesemann i in., 2010, 2014; Clark i Livingstone 2018) sugerują dwie hipotezy powstawania krętych form glacialnych. Lesemann i in. (2010, 2014) zakładają, że formy te powstały w wyniku erozyjnej działalności wód roztopowych płynących pod lądolodem (Lesemann i in. 2010, 2014). Clark i Livingstone (2018) zaproponowali jednak odmienną hipotezę, co do genezy krętych form glacialnych, która zakłada, że formy te powstały w efekcie osuwisk na stokach jezior subglacialnych w warunkach degradacji wieloletniej zmarzliny. W najnowszej pracy Kirkham i in. (2022) zmodyfikowali koncepcję osuwiskową wskazując na powstawanie kolejnych osuwisk w związku z weinaniem się wód subglacialnych w głąb wysoczyzny morenowej. Przeprowadzone badania nie pozwalają jednoznacznie opowiedzieć się za jedną z obydwu hipotez, tym niemniej wykazały szereg wątpliwości, co do koncepcji osuwiskowej Clarka i Livingstone'a (2018), ostatnio wspartej przez Kirkhama i in. (2022).

Uzyskane w pracy wyniki oraz przeprowadzona dyskusja sugerują, że zaproponowana przez Lesemann i in. (2010) koncepcja erozyjnej działalności subglacialnych wód roztopowych jako przyczyny powstania krętych form glacialnych jest bardziej prawdopodobna niż koncepcja osuwiskowa Clarka i Livingstone'a (2018).

Mając na uwadze koncepcję Lesemann i in. (2010) do rozstrzygnięcia pozostaje kwestia źródła wód roztopowych (subglacialne lub supraglacialne albo obydwa). Dotychczasowe badania w obszarze testowym (pole zbójeńskie) nie pozwoliły na

jednoznaczne wskazanie potencjalnego źródła/źródeł wód oraz odpowiedzi na pytanie czy były na tyle duże, aby zapewnić niezbędną ilość wód do powstania rozległych zespołów form GCLs. Jak wskazują najnowsze badania z północno-wschodniej Polski (Weckwerth, Wysota 2023 w druku), w brzeżnej części ostatniego lądolodu były możliwości magazynowania i drenażu dużej ilości wód subglacjalnych. Jednak wciąż otwarta pozostaje kwestia drenażu zbiorników supraglacjalnych jako podstawowego źródła wody, sugerowana przez Lesemanna i in. (2010), czy też jako czynnika inicjującego gwałtowny odpływ wód pod lądolodem.

Odrębną kwestią, cały czas pozostaje mechanizm formowania się krętych form glacialnych. Koncepcja Lesemanna i in. (2010) zakłada występowanie drugorzędnych prądów spiralnych w szerokich subglacjalnych przepływach wód roztopowych. Przeprowadzone w niniejszej pracy rozważania wskazują, że o ile powstanie tego typu prądów jest możliwe, np. poprzez zaburzenia przepływu wód w wyniku gwałtownego wzrostu szerokości kanału subglacjalnego, to problematyczna wciąż pozostaje kwestia wyjaśnienia stabilności podłużnych spiral prądowych na dłuższym dystansie.

Dalszych badań wymaga zatem przede wszystkim analiza obszarów występowania krętych form glacialnych pod kątem możliwego źródła i dynamiki przepływu wód odpowiedzialnych za powstanie całych pól i zespołów GCLs oraz przede wszystkim mechanizmu formowania tych spektakularnych form.

Literatura

- Adamczyk, A., Wysota, W., Karasiewicz, M.T., Piotrowski, J.A., Lesemann, J.-E. (2016a). Site Zbójenko - geomorphology and postglacial evolution of glacial curvilineations (GCL) landscape in the Dobrzyń Plateau, north-central Poland. [W:] Quaternary geology of North-Central Poland: from the Baltic coast to the LGM limit. Sokołowski R.J., Moskałewicz D. (ed.) Wydział Oceanografii i Geografii Uniwersytetu Gdańskiego: Gdynia, 99-121
- Adamczyk, A., Wysota, W., Piotrowski, J.A. (2017a.). Morfologia pól krętych form glacialnych (glacial curvilineations, GCLs) na Niziu Europejskim. [W:] XI Zjazd Geomorfologów Polskich. Dłużewski M., Rojan E., Smolska E., Tsermegas I. (ed.) Uniwersytet Warszawski, Warszawa: 17
- Adamczyk, A., Wysota, W., Piotrowski, J.A. (2022). Inventory of glacial curvilineations (GCLs) at the southern periphery of the last Scandinavian Ice Sheet. *Geomorphology*, 400, 108094.
- Adamczyk, A., Wysota, W., Sobiech, M. (2017b). A morphometric analysis of an exceptionally long and complex tunnel valley: a case study of the Byszewo Landform, NW Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 61 (2), 27-44
- Adamczyk, A., Wysota, W., Sobiech, M., Piotrowski, J.A. (2016b). Geomorphological evidence of channelized subglacial meltwater drainage under the Scandinavian Ice Sheet. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 18, EGU2016-4760
- Arthur, J. F., Stokes, C. R., Jamieson, S. S., Carr, J. R., Leeson, A. A. (2020a). Distribution and seasonal evolution of supraglacial lakes on Shackleton Ice Shelf, East Antarctica. *The Cryosphere*, 14(11), 4103-4120.
- Arthur, J. F., Stokes, C. R., Jamieson, S. S., Carr, J. R., Leeson, A. A. (2020b). Recent understanding of Antarctic supraglacial lakes using satellite remote sensing. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 44(6), 837-869.
- Atkinson, N., Andriashek, L. D., Slattery, S. R. (2013). Morphological analysis and evolution of buried tunnel valleys in northeast Alberta, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 65, 53-72.
- Baraniecka, M. D. (1991). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Lubień Kujawski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Baraniecka, M. D. (1993). Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Lubień Kujawski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Baranowski, S. (1977). Regularity of drumlins distribution and the origin of their formation, *Studia Geologica Polonica* 52, 53-68.
- Baranowski, S., (1979). The origin of drumlins as an ice-rock interface problem, *Journal of Glaciology* 23, 435-436.
- Bartholomew, I., Nienow, P., Mair, D., Hubbard, A., King, M. A., Sole, A. (2010). Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier. *Nature Geoscience*, 3(6), 408-411.
- Benn, D., Evans, D. J. (2014). *Glaciers and glaciation*. Routledge.
- Bennett, R., Rochon, A., Schell, T., Bartlett, J., Blasco, S., Hughes-Clarke, J., Scott, D., MacDonald, A., Rainey, W., 2004, Cruise report, Amundsen 2004-804 Beaufort Sea / Amundsen Gulf / Northwest Passage, June 23 -August 27, 2004: Geological Survey of Canada, Open File 5798, 111 p.
- Ber, A. (1967). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Jeleniewo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Ber, A. (1987). Glaciotectonic deformation of glacial landforms and deposits in the Suwałki Lakeland (NE Poland). [W:] *Tills and glaciotectonics*, Meer J.J.M. van der (ed.) A.A. Balkema, Rotterdam. 135-143
- Ber, A. (2000). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Krasnopol. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Błaszkiwicz, M. (1988). Formy kemowe w rynnie Rużca. *Przegląd Geograficzny* 60, 1-2.

- Bogacki, M. (1976), Współczesne sandry na przedpolu Skeidararjökull (Islandia) i plejstoceńskie sandry w Polsce północno-wschodniej. Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, 93
- Bogacki, M., (1980). Types of outwash forms in North-East Poland. *Geogr. Pol.*, 43, 25-34.
- Boulton, G. S., Hagdorn, M., Maillot, P. B., Zatsepin, S. (2009). Drainage beneath ice sheets: groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 28 (7-8), 621-638.
- Boulton, G. S., Hindmarsh, R. C. A. (1987). Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92 (B9), 9059-9082.
- Brennand, T.A., Shaw J. (1994). Tunnel channels and associated landforms, south-central Ontario: their implications for ice-sheet hydrology. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31 (3): 505-522.
- Broscoe, D., Cummings, D. I., Russell, H. A. J., Sharpe, D. R. (2011). A semi-automated esker detection method (EDM) for improved quantification of glaciated landscapes. Geological Survey of Canada.
- Brzeziński, M. (2014). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Izbica Kujawska. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Carling, P. A., Herget, J., Lanz, J. K., Richardson, K., Pacifici, A. (2009). Channel-scale erosional bedforms in bedrock and in loose granular material: character, processes and implications.
- Carson, M. A., Geertsema, M. (2002). Mapping in the interpretation and risk assessment of flowslides in sensitive Quaternary muddy sediments. *Geoenvironmental mapping, methods, theory and practice*. AA Balkema Publishers, The Netherlands, 667-698.
- Chachaj, J. (2005). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Kcynia. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Chandler, B. M., Lovell, H., Boston, C. M., Lukas, S., Barr, I. D., Benediktsson, Ö., Benn, D. I., Clark C. D., Darvill, C. M., Evans, D. J.A., Ewertowski M. W., Loibl, D., Margold M., Otto J. C., Roberts, D. H., Stokes, C. R., Storrar, R. D., Stroeven, A. P., (2018). Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews*, 185, 806-846.
- Chmal, R. (2003). Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Toporów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Chmal, R. (2004). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Toporów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Churska, C. (1958). Stosunek sandru Brdy do wysp moreny dennej. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, (4) 11-26
- Cincio, Z. (1996) Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Swarzędz. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Clark, C. D., Evans, D. J., Khatwa, A., Bradwell, T., Jordan, C. J., Marsh, S. H., Mitchell, W. A., Bateman, M. D. (2004). Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British Ice Sheet. *Boreas*, 33 (4), 359-375.
- Clark, C. D., Livingstone, S. J. (2018). Glacial curvilineations found along the southern sector of the Laurentide Ice sheet and a hypothesis of formation involving subglacial slope failure in tunnel valleys and subglacial lakes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43 (7), 1518-1528.
- Clayton, L., Attig, J.W., Mickelson, D.M. (1999). Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciations. [W:] Mickelson D.M., Attig, J.W. (ed.) *Glacial Processes Past and Present*. Geological Society of America Special Paper 337, 69–82
- Cofaigh, C.Ó. (1996). Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography* 20(1): 1-19.
- Cutler, P. M., Colgan, P. M., Mickelson, D. M. (2002). Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide Ice Sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formation. *Quaternary International*, 90 (1), 23-40.

- Das, S. B., Joughin, I., Behn, M. D., Howat, I. M., King, M. A., Lizarralde, D., Bhatia, M. P. (2008). Fracture propagation to the base of the Greenland Ice Sheet during supraglacial lake drainage. *Science*, 320(5877), 778-781.
- Dobracki, R. (2016). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Gościno. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Dzierżek, J. (2007). Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Lipno. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Dzierżek, J. (2008). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Lipno. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Dzierżek, J., Szymanek, M. (2014). Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Skępe. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Dzierżek, J., Szymanek, M. (2015). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Skępe. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Einstein, H. A., Li, H. (1958). Secondary currents in straight channels. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 39(6), 1085-1088.
- Eisank, C., Smith, M., Hillier, J. (2014). Assessment of multiresolution segmentation for delimiting drumlins in digital elevation models. *Geomorphology*, 214, 452-464.
- Ehlers, J., Gibbard, P. (2008). Extent and chronology of Quaternary glaciation. *Episodes Journal of International Geoscience*, 31(2), 211-218.
- Galon, R. (1953). Morfologia doliny i zandru Brdy. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis C*, 1(6), 1-56
- Galon, R. (1958). Nowe badania na sandrze Brdy. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, 4, 3-9.
- Galon, R. (1964). On the Geomorphology of Northern Poland. *Geographica Polonica* 1, 23-41
- Głębiński, P., Marks, L. (2009). The origin of drumlins at Zbójno, Central Poland. *Geologija, Vilnius* 51 (3-4), 67-68.
- Górska-Zabielska, M. (2008). Obszary macierzyste skandynawskich eratyków przewodnich osadów ostatniego zlodowacenia północno-zachodniej Polski i północno-wschodnich Niemiec. *Geologos*, 14(2), 177-194.
- Gripp, K. (1964) *Erdgeschichte on Schlewswig-Holstein, Neumünster (Wachholtz)*, 411
- Gripp, K. (1975) 100 Jahre Untersuchungen über das Geschahen am Rande des nordeuropäischen Inlandeuses, *Eiszeitalter U. Gegenwart* 26, 31-73
- Hansen, K. (1971). Tunnel valleys in Denmark and northern Germany. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 20(3), 295-306.
- Hättestrand, C., Clark, C. D. (2006). The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent areas in the Murmansk Region, Russia. *Journal of Maps*, 2 (1), 30-42.
- He, C., Yin, Z. Y., Stocchino, A., Wai, O. W. H. (2023). Generation of macro-vortices in estuarine compound channels. *Frontiers in Marine Science*, 10, 1082506.
- Heine, K., Reuther, A.U., Thieke, H.U., Schulz, R., Schlaak, N., Kubik, P.W. (2009). Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ ¹⁰Be. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 53 (4), 433-454
- Hermanowski, P., Piotrowski, J. A. (2023). Origin of glacial curvilineations by subglacial meltwater erosion: Evidence from the Stargard drumlin field, Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(2), 282-294.
- Hermsdorf, N. (2005) *Geologische Übersichtskarte 1:100 000. Landkreis Potsdam-Mittelmark, Kreisfreie Stadt Potsdam, Kreisfreie Stadt Brandenburg an der Havel. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg*

- Hermsdorf, N. (2012) Geologische Übersichtskarte 1:100 000. Märkisch-Oderland. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg
- Hillier, J. K., Smith, M. J. (2012). Testing 3D landform quantification methods with synthetic drumlins in a real digital elevation model. *Geomorphology*, 153, 61-73.
- Hillier, J. K., Smith, M. J. (2014). Testing techniques to quantify drumlin height and volume: synthetic DEMs as a diagnostic tool. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39 (5), 676-688.
- Hillier, J. K., Smith, M. J., Armugam, R., Barr, I., Boston, C. M., Clark, C. D., Ely, J., Fankl, A., Greenwood, S. L., Gosselin, L., Hättestrand, C., Hogan K., Hughes, A. L. C., Livingstone, S. J., Lovell, H., McHenry, M., Munoz, Y., Pellicer, X. M., Pellitero, R., Robb, C., Roberson, S., Ruther, D., Spagnolo, M., Standel, M., Stokes, C. R., Storrar, R., Tate, N. J., Wooldridge, K. (2015). Manual mapping of drumlins in synthetic landscapes to assess operator effectiveness. *Journal of Maps*, 11(5), 719-729.
- Hooke, R. L., Jennings, C. E. (2006). On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12), 1364-1372.
- Houmark-Nielsen, M. (2011). Pleistocene glaciations in Denmark: a closer look at chronology, ice dynamics and landforms. *Developments in Quaternary Science*, 15, 47-58
- Jasiewicz, J., Stepinski, T. F. (2013). Geomorphons—a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. *Geomorphology*, 182, 147-156.
- Jasiewicz, J., Netzel, P., Stepinski, T. F. (2014). Landscape similarity, retrieval, and machine mapping of physiographic units. *Geomorphology*, 221, 104-112.
- Jenness, J. (2006). Topographic position index (TPI) v. 1.2. Flagstaff, AZ: Jenness Enterprises.
- Jewtuchowicz, S. (1956). Struktura drumlinów w okolicach Zbójna, *Acta Geographica Universitatis Lodzianis* 7, 1-74
- Jodłowski, J. (2012). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Janowiec Wielkopolski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Jorge, M. G., Brennand, T. A. (2017a). Semi-automated extraction of longitudinal subglacial bedforms from digital terrain models—Two new methods. *Geomorphology*, 288, 148-163.
- Jorge, M. G., Brennand, T. A. (2017b). Measuring (subglacial) bedform orientation, length, and longitudinal asymmetry—Method assessment. *PloS one*, 12(3), e0174312.
- Jørgensen, F., Sandersen, P. B. (2006). Buried and open tunnel valleys in Denmark—erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12), 1339-1363.
- Kamb, B. (1987). Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92 (B9), 9083-9100.
- Karasiewicz, M.T., Hulisz, P., Świtoniak, M. (2014). Wpływ procesów denudacji na właściwości osadów wypełniających zagłębienia między krętymi wałami z erozji wód subglacjalnych w okolicy Zbójna (Pojezierze Dobrzyńskie (Dobrzyń Lakeland). *Landform Analysis* 25, 29-42.
- Karasiewicz, M.T., Hulisz, P., Noryśkiewicz, A.M., Stachowicz-Rybka, R. (2017) Late Glacial and Holocene history of the glacial curvilinear landscape: evidence from peat bog (Dobrzyń Plateau, north-central Poland). – *Quaternary International* 501A, 193-207
- Karctz, I. (1967). Harrow marks, current-aligned sedimentary structures. *The Journal of Geology*, 75(1), 113-121.
- Kasprzak, L., Ewertowski, M., Szuman, I. (2011). Wielkopolska epoka lodowa: osady i formy glacialne w wybranych stanowiskach Wielkopolski, *Landform Analysis* 16, 155-186.
- Kehew, A. E., Piotrowski, J. A., Jørgensen, F. (2012). Tunnel valleys: Concepts and controversies—A review. *Earth-Science Reviews*, 113 (1-2), 33-58.
- Kinas, R., Sydow, S. (2004a). Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz: Lwówek. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa

- Kinas, R., Sydow, S. (2004b). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz: Lwówek. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Kingslake, J., Ng, F., Sole, A. (2015). Modelling channelized surface drainage of supraglacial lakes. *Journal of Glaciology*, 61(225), 185-199.
- Kirkham, J. D., Hogan, K. A., Larter, R. D., Arnold, N. S., Ely, J. C., Clark, C. D., Dowdeswell, J. A. (2022). Tunnel valley formation beneath deglaciating mid-latitude ice sheets: Observations and modelling. *Quaternary Science Reviews*, 107680.
- Knight, J. (2009). Subglacial erosion forms in northwest Ireland. *Boreas*, 38(3), 545-554.
- Kondracki, J. (2001). *Geografia regionalna Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kozarski S., 1966/67, The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain, *Bulletin Société Amis des Sciences et Lettres*, Poznań, 20, 21-36.
- Kozarski, S., Kasprzak, L. (1987). Facies analysis and depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland [In:] Gardiner, V.(Ed.): *International Geomorphology Part II*.
- Kristensen, T. B., Huuse, M., Piotrowski, J. A., Clausen, O. R. (2007). A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3D seismic data. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 22(8), 801-815.
- Krzyszowski, D., Zieliński, T. (2002). The Pleistocene end moraine fans: Controls on their sedimentations and location. *Sedimentary Geology* 149, 73-92
- Lamparski, Z. (1972). Geneza form drumlinowych okolic Zbójna (Pojezierze Dobrzyńskie), *Acta Geologica Polonica* 22, 139–158
- Lesemann, J.-E., Piotrowski, J.A., Wysota, W. (2010). 'Glacial curvilineations' produced by longitudinal landations in subglacial meltwater flows. *Geomorphology* 120, 153-161.
- Lesemann, J.-E., Piotrowski, J.A., Wysota, W. (2014). Genesis of the 'glacial curvilineation' landscape by meltwater processes under the former Scandinavian Ice Sheet, Poland. *Sedimentary Geology* 312, 1-18.
- Lewandowski, J., Heliasz, Z., Chybiorz, R. (2007). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łubowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Lewandowski, J., Heliasz, Z., Klimek, K. (2005). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sulinowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Liberacki, M. (1961). Drumlins near Zbójno. [W:] *Guide-Book of Excursion, Part I, North Poland*, VIth INQUA Congress, Warszawa: 115-117.
- Lichwa, M., Wełniak, A. (2005a). Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Skarlin. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Lichwa, M., Wełniak, A. (2005b). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Skarlin. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Litt, T., Behre, K.E., Meyer, K.D., Stephan, H.J., Wansa, S. (2007). Stratigraphical terms for the quaternary of the North German Glaciation area. *E&G Quaternary Science Journal*, 56 (1/2), 7-65
- Livingstone, S. J., Clark, C.D., Piotrowski, J.A., Tranter, M., Bentley, M.J., Hodson, A., Swift, D.A., Woodward, J. (2012) Theoretical framework and diagnostic criteria for the identification of paleo-subglacial lakes. *Quaternary Science Reviews* 53, 88-110
- Livingstone, S. J., Clark, C. D. (2016). Morphological properties of tunnel valleys of the southern sector of the Laurentide Ice Sheet and implications for their formation. *Earth Surface Dynamics*, 4, 567-589.
- Lliboutry, L. (1976). Physical processes in temperate glaciers. *Journal of Glaciology*, 16 (74), 151-158.
- Lonergan, L., Maidment, S. C., Collier, J. S. (2006). Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 21 (8), 891-903.

- Luethgens, C., Boese, M., Preusser, F. (2011). Age of the Pomeranian ice-marginal position in northeastern Germany determined by Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of glaciofluvial sediments. *Boreas*, 40(4), 598-615.
- Majdanowski, S. (1950). Rozmieszczenie rynien jeziornych na Niżu europejskim. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 2 (1), 35-122
- Marks, L. (2012). Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44: 81-88
- Middleton, G. V., Southard, J. B. (1978). Mechanics of sediment movement: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Short Course, 3, 242.
- Miętkiewicz, M., Sydow, S. (2004). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Pobiedziska. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Molewski, P. (1999). Rynna Gopła-problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia vistuliańskiego. *Towarzystwo Naukowe*
- Nechay, W. (1927). Utwory polodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej. Sprawozdanie Państwowego Instytutu Geologicznego 4 (1-2), 61-144
- Niewiarowski W. (1959). Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Stud. Soc. Sci. Torun.*, v. IV, nr 1, sectio C: 180.
- Niewiarowski, W. (1965). Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia. Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Niewiarowski, W. (1969). The relation of the Drwęca valley to the Noteć-Warta (Toruń-Eberswalde) Pradolina and its role in the glacial and lateglacial drainage system. *Geographia Polonica*, 17, 173-188.
- Niewiarowski, W. (1993) Geneza i ewolucja rynny żnińskiej w okresie pełnego i późnego vistulianu. *AUNC, Geografia* 25: 3-30.
- Niewiarowski, W. (1995). Diagnostic features of subglacial channels of glacial and glacio-fluvial origin, exemplified by channels of the Chełmno-Dobrzyń and the eastern Gniezno Lakelands. *Quaestiones Geographicae* 4, 225-231.
- Niewiarowski, W., Wysota, W. (1994). Geomorphological, sedakelandgical and structural records of ice front dynamics during the Upper Plenivistulian: an example from the southeastern part of the Chełmno-Dobrzyń lakeland. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, (95), 95-104.
- Niewiarowski, W., Wysota, W. (2000a). Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Górzno. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Niewiarowski, W., Wysota, W. (2000b). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Górzno. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Nye, J. F. (1976). Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology*, 17 (76), 181-207.
- Olsen, H., Andreasen, F. (1995). Sedimentology and ground-penetrating radar characteristics of a Pleistocene sandur deposit. *Sedimentary Geology* 99 (1), 1-15.
- Olszewski, A. (1994). Zbójeński obszar drumlinowy (część północno-zachodnia). [W:] Wiśniewski, E. (Ed.) *Formy, osady i procesy subglacjalne. Symposium, Toruń-Górzno*, 28-29
- Olszewski, A. (1997). Drumlins of t-e northwestern Dobrzyń Moraine Plateau: location, structure and morphogenesis. *Quaternary Studies in Poland* 14: 71-83
- Olszewski, A. (2000) Stanowisko I - Zbójenko (gm. Zbójno). W stronę kwestii: drumliny czy drumlinoidy zbójeńskie? [W:] Molewski, P., Wysota, W. (Eds.), *Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej. V Zjazd Geomorfologów Polskich w Toruniu*, Wydawnictwo UMK, Toruń, 21-31

- Olszewski, A. (2001) Stop 2: Zbójenko. Drumlins of the northern (main) part of the Zbójno glacial basin [W:] Piotrowski, J. A., Wysota, W. (Eds.), Drumlins: the Unsolved Problem. Field Excursion Guide Book, 1. 6-th International Drumlin Symposium, June 17-23 2001, Toruń, Poland, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń, 24-30
- Olszewski, A. (2006) Zbójeński Basen Glacjalny i jego formy drumlinowe [W:] Olszewski, A., Chutkowski, K. (Eds.) Drogami wędrówek i badań Profesora Rajmunda Galona, w 100. rocznicę urodzin (1906-2006), Przewodnik sesji terenowych, 36-40
- Ottesen, D., Stewart, M., Brønner, M., Batchelor, C. L. (2020). Tunnel valleys of the central and northern North Sea (56 N to 62 N): Distribution and characteristics. *Marine Geology*, 425, 106-199.
- Pasierbski, M. (1979). Remarks on the genesis of subglacial channels in northern Poland. *E&G Quaternary Science Journal*, 29 (1), 189-200.
- Pasierbski, M. (2003). Rzeźba, budowa wewnętrzna i mechanizm przekształceń wieńcowskiej strefy marginalnej. Wydawnictwo TOP KURIER.
- Peterson, G., Johnson, M. D., Dahlgren, S., Pässe, T., Alexanderson, H. (2018). Genesis of hummocks found in tunnel valleys: an example from Hörda, southern Sweden. *GFF*, 140 (2), 189-201.
- Piechota, A. M., Piotrowski, J. A. (2010). Drenaż subglacjalny lądolodu skandynawskiego (Polska NW) w świetle modelowania numerycznego. *Landform Analysis*, 13, 91-106
- Piotrowski, J. A. (1994). Tunnel-valley formation in northwest Germany—geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*, 89 (1-2), 107-141.
- Piotrowski, J. A. (1997). Subglacial hydrology in north-western Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews*, 16 (2), 169-185.
- Piotrowski, J. A. (1999). Channelized subglacial drainage under soft-bedded ice sheets: evidence from small N-channels in Central European Lowland. *Geological Quarterly*, 43(2), 153-162.
- Piotrowski, J. A. (2006). Groundwater under ice sheets and glaciers. [W:] Knight P. G. (ed.) *Glacier Science and Environmental Change*, Oxford, Blackwell Publishing, 50-60.
- Pochocka-Szwarc, K., Lisicki, S., Włodek, M., Ber, A. (2017) Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Jeleniewo. Ministerstwo Środowiska, Warszawa
- Putkinen, N., Eyles, N., Putkinen, S., Ojala, A. E., Palmu, J. P., Sarala, P., Tapio Väänänen, T., Räisänen, J., Saarelainen, J., Ahtonen, H., Rönty, H., Kiiskinen, A., Rauhaniemi, T., Tervo, T. (2017). High-resolution LiDAR mapping of glacial landforms and ice stream lobes in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 89 (2), 64-81.
- Rinterknecht, V., Börner, A., Boulès, D., Braucher, R. (2014). Cosmogenic ¹⁰Be dating of ice sheet marginal belts in Mecklenburg-Vorpommern, Western Pomerania (northeast Germany). *Quaternary Geochronology* 19, 42-51
- Romanek, A. (2009). Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz: Międzychód. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Romanek, A. (2011). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Międzychód. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Röthlisberger, H. (1972). Water pressure in intra-and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 11 (62), 177-203.
- Russell, A.J., Knight, P.G., van Dijk T.A.G.P. (2001) Glacier surging as a control on the development of proglacial fluvial landforms and deposits Skeidararjokull, Iceland. *Global Plan. Change* 28 163-174
- Russell, A.J., Knudsen, O. (2002). The Effects of Glacier-Outburst Flood Flow Dynamics on Ice-Contact Deposits: November 1996 Jökulhlaup, Skeiðarásandur, Iceland. *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*, 67-83.

- Russell, A.J., Tweed, F., Roberts, M., Harris, T., Gudmundsson, M., Knudsen, O., Marren, P. (2010) An unusual jokulhlaup impacts: implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology. *Geomorphology* 75(1-2), 33-64
- Saha, K., Wells, N. A., Munro-Stasiuk, M. (2011). An object-oriented approach to automated landform mapping: A case study of drumlins. *Computers & geosciences*, 37(9), 1324-1336.
- Schoof, C. (2010). Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature*, 468(7325), 803-806.
- Shaw, J. (2002). The meltwater hypothesis for subglacial bedforms. *Quaternary International*, 90 (1), 5-22.
- Shaw, J. (2010). In defence of the meltwater (megaflood) hypothesis for the formation of subglacial bedform fields. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 25(3), 249-260.
- Shaw, J. (2013). Alberta flow paths: a need for balance. *Quaternary Science Reviews*, 63, 141-143.
- Shaw, J., Kvill, D., Rains, B. (1989). Drumlins and catastrophic subglacial floods. *Sedimentary Geology*, 62 (2-4), 177-202.
- Shreve, R. L. (1972). Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology* 11(62): 205-214.
- Siegert, M. J., Carter, S., Tabacco, I., Popov, S., Blankenship, D. D. (2005). A revised inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarctic Science*, 17(3), 453-460.
- Sjogren, D. B., Fisher, T. G., Taylor, L. D., Jol, H. M., Munro-Stasiuk, M. J. (2002). Incipient tunnel channels. *Quaternary International*, 90 (1), 41-56.
- Smed, P. (1979). Landskabskort over Danmark, Blad 3, Sønderjylland, Fyn. Geografforlaget: Brenderup
- Smed, P. (1981). Landskabskort over Danmark, Blad 2, Midtjylland. Geografforlaget: Brenderup
- Smed, P. (1998). Die Entstehung der dänischen und norddeutschen Rinnentäler (Tunneltäler)—Glaziologische Gesichtspunkte. *Eiszeitalter und Gegenwart* 48, 1–18
- Smith, M. J., Clark, C. D. (2005). Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (7), 885-900.
- Sobiech M. (2019) Geomorfologia i formowanie glaciomarginalnych stożków sandrowych w świetle analiz GIS. Praca doktorska. Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
- Sobiech, M., Wysota, M. (2013). Geneza rzeźby glacialnej i dynamika ostatniego lądolodu w rejonie Górzna i Lidzbarka (północno-środkowa Polska) na podstawie analiz geoprzestrzennych. *Landform Analysis*, 25, 135-142.
- Sonntag, A. (2005) Geologische Übersichtskarte 1:100 000. Landkreis Uckermark. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg
- Sonntag, A. (2010a) Geologische Übersichtskarte 1:100 000. Landkreis Oberhavel. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg
- Sonntag, A. (2010b) Geologische Übersichtskarte 1:100 000. Landkreis Ostprignitz-Ruppin. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg
- Sonntag, A. (2011) Geologische Übersichtskarte 1:100 000. Landkreis Barnim. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg
- Southard, J. (2006) Introduction To Fluid Motions, Sediment Transport, And Current-Generated Sedimentary Structures. Course textbook. Massachusetts Institute of Technology
- Storrar, R., Ewertowski, M., Tomczyk, A. M., Barr, I. D., Livingstone, S. J., Ruffell, A., Stoker, B. J., Evans, D. J. A. (2019). Equifinality and preservation potential of complex eskers. <https://doi.org/10.31223/osf.io/me879>
- Storrar, R. D., Stokes, C. R., Evans, D. J. (2014). Morphometry and pattern of a large sample (> 20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 105, 1-25.
- Stokes, C. R., Sanderson, J. E., Miles, B. W., Jamieson, S. S., Leeson, A. A. (2019). Widespread distribution of supraglacial lakes around the margin of the East Antarctic Ice Sheet. *Scientific reports*, 9(1), 13823.

- Studencki, M.. (2000). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Trzemeszno Lubuskie. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Sydow, S. (2004). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Murowana Goślina. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Sydow, S. (2005). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Gniezno. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Szałajdewicz, J. (2005). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Parkowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Tagil, S., Jenness, J. (2008). GIS-based automated landform classification and topographic, landcover and geologic attributes of landforms around the Yazoren Polje, Turkey. *Journal of Applied Sciences*, 8 (6), 910-921.
- Tedesco, M., Willis, I. C., Hoffman, M. J., Banwell, A. F., Alexander, P., Arnold, N. S. (2013). Ice dynamic response to two modes of surface lake drainage on the Greenland ice sheet. *Environmental Research Letters*, 8(3), 034007.
- Tylmann, K., Rinterknecht, V. R., Woźniak, P. P., Bourlès, D., Schimmelpfennig, I., Guillou, V., ASTER Team. (2019). The Local Last Glacial Maximum of the southern Scandinavian Ice Sheet front: Cosmogenic nuclide dating of erratics in northern Poland. *Quaternary Science Reviews*, 219, 36-46.
- Tyszkowski, S., Kaczmarek, H., Słowiński, M., Kozyreva, E., Brykała, D., Rybchenko, A., Babicheva, V. A. (2014). Geology, permafrost, and lake level changes as factors initiating landslides on Olkhon Island (Lake Baikal, Siberia).
- Uniejewska, M., Nosek, M. (1990). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Gąsawa. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Uniejewska, M., Nosek, M. (1992a). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łabiszyn. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Uniejewska, M., Nosek, M. (1992b). Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Gąsawa. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Urbański, J. (2010). GIS w badaniach przyrodniczych. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.
- Waga, J. M., Fajer, M. (2016). Enigmatic glacial ridges from the Odra Glaciation in the vicinity of Krzepice (Woźniki-Wieluń Upland, Poland). *Environmental & Socio-economic Studies* 4 (3), 33-40
- Walder, J. S., Fowler, A. (1994). Channelized subglacial drainage over a deformable bed. *Journal of Glaciology*, 40 (134), 3-15.
- Wang, S., Wu, Q., Ward, D. (2017). Automated delineation and characterization of drumlins using a localized contour tree approach. *International journal of applied earth observation and geoinformation*, 62, 144-156.
- Weckwerth, P., Wysota, W., Piotrowski, J. A., Adamczyk, A., Krawiec, A., Dąbrowski, M. (2019). Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: Landform evidence and palaeohydraulic significance. *Earth-Science Reviews*, 194, 216-233.
- Weckwerth, P., Wysota W. (2023 w druku) Unique Landscape Originated by Cataclysmic Glacial Floods at the Weichselian Glaciation Decline in North-Eastern Poland [W:] Migoń, P., (ed.) *Landscapes and Landforms of Poland*, Springer Nature
- Weertman, J. (1972). General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet. *Reviews of Geophysics*, 10 (1), 287-333.
- Weertman, J., Birchfield, G. E. (1983). Stability of sheet water flow under a glacier. *Journal of Glaciology*, 29 (103), 374-382.
- Wełniak, A. (2005). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Nowe Miasto Lubawskie. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Wilkosz, P. (2013). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Mogilno. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa

- Woldstedt, P. (1923) Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland, Jb. Preuss. Geol. L.-Anst. Berlin, 780-820
- Woldstedt, P. (1926) Problem der Seebildung in Norddeutschland, Z. Ges. Erdk. 2, Berlin, 103-124
- Woldstedt, P. (1952) Die Enttchung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten, Wiszeitalter u. Gegenwart 2, 146-453
- Wysota, W. (1992). Morfogeneza środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego w świetle badań osadów i form zlodowacenia vistuliańskiego. Praca doktorska, UMK, Toruń.
- Wysota, W. (1993). Geneza drumlinów w środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego. Przegląd geograficzny, 65 (3-4), 336-361.
- Wysota, W. (1994). Morphology, internal composition and origin of drumlins in the southeastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland, North Poland. *Sedimentary Geology* 91: 345-364.
- Wysota, W. (1995). Structure and mechanisms of the formation of drumlins in glacial channels: a case study of the mid-eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland (North Poland). *Quaternary Studies in Poland* 13, 109-124.
- Wysota, W. (1999). Ice sheet maximum of the Vistulian Glaciation in the mid-eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland, northern Poland. *Geological Quarterly*, 43 (2), 189–202.
- Wysota, W. (2001) Stop 5: Świerczynki. Morphology, structure and origin of drumlins with deformed cores [W:] Piotrowski, J. A., Wysota, W. (Eds.), *Drumlins: the Unsolved Problem. Field Excursion Guide Book*, 1. 6-th International Drumlin Symposium, June 17-23 2001, Toruń, Poland, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń, 46-53
- Wysota, W. (2005). *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Brodnica. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Wysota, W. (2006). *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Brodnica. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Wysota, W. (2007). *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000* arkusz Golub-Dobrzyń. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Wysota, W. (2009). *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Golub Dobrzyń. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Wysota, W., Molewski, P. (2011). Chronologia i zasięgi nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia. *Przegląd Geologiczny* 59 (3), 214–225.
- Wysota, W., Molewski, P., Sokołowski, R.J. (2009). Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland, *Quaternary International*, 207 (1–2), 26–41
- Wysota, W., Sokołowski, R. (2017). *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000*, arkusz Rypin. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Wysota, W., Sokołowski, R. (2018). *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000*, arkusz. Rypin. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Wysota, W., Adamczyk, A., Piotrowski, J.A., Weckwert, P. (2023 w druku) Glacial curvilineations of the Dobrzyń Lakeland: a spectacular landscape carved by subglacial meltwater erosion. [W:] Migoń, P., (ed.) *Landscapes and Landforms of Poland*, Springer Nature
- Zieliński, T. (1993). Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, Katowice
- Zwally, H. J., Abdalati, W., Herring, T., Larson, K., Saba, J., Steffen, K. (2002). Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, 297(5579), 218-222.

Spis rycin:

Fig. 1. Występowanie krętych form glacialnych na Niżu Europejski	12
Fig. 2. Parametry morfologiczne pól i zespołów: A - powierzchnia pola; B - liczba zespołów; C - łączna liczba wałów w zespole; D - liczba poziomów topograficznych; E - powierzchnia zespołu; F - długość zespołu; G - szerokość zespołu; H - największa liczba wałów w profilu poprzecznym; I - łączna liczba wałów w zespole; J - średnia różnica wysokości pomiędzy dnem obniżeń międzywałowych a dnem rynny subglacialnej; K - średnia różnica wysokości pomiędzy grzbietem wałów a wysoczyzną morenową; L - uproszczony kształt profilu poprzecznego, wykreślony na podstawie wielomianu drugiego stopnia.....	20
Fig. 3. Typy morfogenetyczne pól krętych form glacialnych na wybranych przykładach: A – pole typu prostego na przykładzie pola Nienawiszcz I; B – pole typu złożonego na przykładzie pola Gościno; C – pole typu wielokrotnie złożonego na przykładzie pola Zbójno.	22
Fig. 4. Sposób pomiaru i obliczenia cech morfometrycznych obniżeń międzywałowych. A - wyznaczenie osi wałów i obniżeń; B - długość; C - krętość; D - rozwinięcie profilu podłużnego; E - średni spadek; F - szerokość; G - stosunek długości do szerokości; H - głębokość; I - stosunek szerokości do głębokości.	24
Fig. 5. Charakterystyka morfologiczna pól krętych form glacialnych. SD – odchylenie standardowe.	30
Fig. 6. Wybrane wyniki analizy morfologicznej pól krętych form glacialnych z podziałem na typy pól.	31
Fig. 7. Najważniejsze cechy morfologiczne zespołów krętych form glacialnych. SD – odchylenie standardowe.....	34
Fig. 8. Charakterystyka morfologiczna zespołów krętych form glacialnych w podziale na typ zespołu.	38
Fig. 9. Typy profili poprzecznych zespołów krętych form glacialnych wyznaczone na podstawie wielomianów drugiego stopnia.....	39
Fig. 10. Charakterystyka morfologiczna zespołów typu złożonego ze względu na ich położenie w proksymalnej, środkowej lub dystalnej części rynny subglacialnej.....	43
Fig. 11. Zbójeńskie pole krętych form glacialnych.....	46
Fig. 12. Brodnickie pole krętych form glacialnych.....	50
Fig. 13. Długość obniżeń międzywałowych w polu Zbójno (A) i Brodnica (B)	55
Fig. 14. Krętość obniżeń międzywałowych w polu zbójeńskim (A) i brodnickim (B).....	58
Fig. 15. Rozwinięcie profilu podłużnego obniżeń międzywałowych w polu zbójeńskim (A) i brodnickim (B).	60
Fig. 16. Średni spadek obniżeń międzywałowych w polu zbójeńskim (A) i brodnickim (B).	63
Fig. 17. Szerokość obniżeń międzywałowych w polu zbójeńskim (A) i brodnickim(B).....	66
Fig. 18. Głębokość obniżeń międzywałowych na obszarze polu zbójeńskim (A) i brodnickim (B).....	69
Fig. 19. Powierzchniowa budowa geologiczna zbójeńskiego pola krętych form glacialnych na podstawie danych ze Szczegółowej mapy geologiczne Polski.....	75
Fig. 20 Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej okolic Zbójna, na przykładzie wiercenia geologicznego DZIAŁYŃ, ID. 3056625, wykonanego przez W. Wysotę 25.04.2004r (źródło: http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl).....	76
Fig. 21. Powierzchniowa budowa geologiczna brodnickiego pola krętych form glacialnych na podstawie danych ze Szczegółowej mapy geologiczne Polski.....	79

Fig. 22. Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej w okolicach Jeziora Bachotek na przykładzie profilu Małgorzatka 6 (otwór 25 na przekroju geologicznym)	80
Fig. 23. Budowa geologiczna wałów krętych form glacialnych - stanowisko Łaszewo (Wysota 1995, koloryzowane)	84
Fig. 24. Budowa geologiczna grzbietu GCLs w stanowisku Zbójenko (Olszewski 1997, koloryzowane)	87
Fig. 25. Wypełnienie obniżeń międzywałowych krętych form glacialnych. (Karasiewicz i in. 2014) ...	89
Fig. 26. Prawdopodobne kierunki osuwisk w polu zbójeńskim zgodnie z koncepcją Clarka i Livingstone'a (2018)	97
Fig. 27. Przykład występowanie krętych form glacialnych, mimo gwałtownego obniżenia terenu. ...	98
Fig. 28. Przykład "wspinania" się krętych form glacialnych z niżej położonej powierzchni terenu na wyższy poziom topograficzny.	98
Fig. 29. Położenie zespołów krętych form glacialnych przy czole lądolodu na przykładzie Vejle Fjord w Danii.....	100
Fig. 30. Występowania krętych form glacialnych w rynnach subglacialnych na przedpolu których znajdują się stożki sandrowe. Pole Lewice (A) i Wierzbicznany (B).....	102
Fig. 31. Gwałtowny skręt krętych form glacialnych na przykładzie zespołu nr 4 w polu Suwałki.....	106
Fig. 32. Porównanie osuwisk i krętych form glacialnych. A - Osuwisko czwartorzędowych osadów glacialnomorskich, Ontario, Kanada (Carson, Geertsema 2002) ; B - Podmorskie osuwisko osadów glacialnych, delta rzeki MacKenzie, Kanada (Bennett i in. 2004; za Clark, Livingstone 2018); C - Fragment zbójeńskiego pola krętych form glacialnych.	108
Fig. 33. Rozszerzanie i zwężanie się obniżeń krętych form glacialnych na przykładzie zespołu nr 17 w polu zbójeńskim.....	110
Fig. 34. Model formowania się krętych form glacialnych wg. Lesemann i in. (2010, 2014)	113
Fig. 35. Model formowania się krętych form glacialnych wg. Clarka i Livingstone'a (2018).....	114
Fig. 36. Możliwości rozwoju prądów spiralnych w przepływach turbulentnych w związku z opływaniem przeszkody (A) lub nagłym rozszerzeniem się kanału (B) (wg Middleton, Southard 1978)	119
Fig. 37. Trwałość prądów spiralnych wytworzonych za przeszkodą w zależności od dynamiki przepływu wód (wg Southard 2006).	120

Spis tabel:

Tabela 1. Podstawowe parametry pól krętych form glacialnych	29
Tabela 2. Charakterystyka morfologiczna zespołów krętych form glacialnych.....	36
Tabela 3. Charakterystyka morfologiczna zespołów typu złożonego ze względu na ich położenie w proksymalnej, środkowej lub dystalnej części rynny subglacialnej.....	42
Tabela 4. Charakterystyka morfologiczna zespołów w zbójeńskim polu krętych form glacialnych.....	48
Tabela 5. Charakterystyka morfologiczna zespołów w brodnickim polu krętych form glacialnych.....	52
Tabela 6. Dotychczasowe interpretacje obszarów występowania krętych form glacialnych na Niżu Europejskim na podstawie dostępnych materiałów kartograficznych.	92
Tabela 7. Zestawienie wybranych parametrów morfometrycznych rynien subglacialnych, ozów i krętych form glacialnych.	104

Spis załączników:

1. Charakterystyka morfometryczna pól i zespołów krętych form glacialnych
2. Atlas pól i zespołów krętych form glacialnych
3. Morfometria obniżeń w polu zbójeńskim
4. Morfometria obniżeń w polu brodnickim