



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY



JERZY NITYCHORUK, JAN DZIERŻEK, DOMINIK STAŃCZUK

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Polski północno-wschodniej i wschodniej — S. LISICKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Drohiczyn (494)
(z 2 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska
za środki finansowe wypłacone przez
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2009

Autorzy: Jerzy NITYCHORUK, Jan DZIERŻEK, Dominik STAŃCZUK

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Dorota WAJCHT

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
doc. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-604-2

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2009

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	9
A. Stratygrafia	9
1. Kreda	9
a. Kreda górna	9
Mastrycht	9
2. Paleogen	10
a. Oligocen	10
3. Neogen	10
a. Miocen	10
4. Czwartorzęd	10
a. Plejstocen	11
Zlodowacenia najstarsze	11
Zlodowacenie Narwi	11
Interglacjał augustowski	11
Zlodowacenia południowopolskie	12
Zlodowacenie Nidy	12
Zlodowacenie Sanu 1	12
Stadiał dolny	12
Stadiał górny	14
Zlodowacenie Sanu 2	15
Interglacjał wielki	16
Interglacjał mazowiecki	16
Zlodowacenia środkowopolskie	16

Zlodowacenie Odry	16
Zlodowacenie Warty	17
Interglacjał eemski	19
Zlodowacenia północnopolskie	20
Zlodowacenie Wisły	20
b. Czwartorzęd nierozdzielony	20
c. Holocen	21
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	22
C. Rozwój budowy geologicznej	23
IV. Podsumowanie	27
Literatura	28

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

Tablica III — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

I. WSTĘP

Obszar arkusza Drohiczyn (494) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 znajduje się w obrębie Wysoczyzny Siedleckiej (Nizina Południowopodlaska) — południowa część terenu arkusza i Wysoczyzny Drohiczyńskiej (Nizina Północnopodlaska) — część północna (Kondracki, 2002). Jednostki te rozdziela Podlaski Przełom Bugu.

Granice obszaru arkusza Drohiczyn wyznaczają współrzędne geograficzne: $52^{\circ}20'$ – $52^{\circ}30'$ szerokości geograficznej północnej oraz $22^{\circ}30'$ – $22^{\circ}45'$ długości geograficznej wschodniej.

Pod względem administracyjnym omawiany teren jest położony na obszarze województw: podlaskiego — obszar na północ od doliny Bugu (gmina Drohiczyn i Siemiatycze) oraz mazowieckiego — obszar na południe od doliny Bugu (gmina Jabłonna Lacka w powiecie sokołowskim, gmina Korczew w powiecie siedleckim i gmina Platerów w powiecie łosickim).

Arkusze Drohiczyn zostały wykonane na podstawie „Projektu prac geologicznych” opracowanego przez Matysiaka, Dzierżka, Nitychoruka i Siennicką-Chmielewską w 1999 r., zatwierdzonego przez Ministra Środowiska decyzją numer DG/KOK/AO/489-NY-34/2003 z dnia 15.04.2003 r.

W ramach zaprojektowanych prac geofizycznych („Geofizyka” Toruń), wykonanych w 2003 r., sporządzono jeden ciąg sondowań elektrooporowych o długości 21 km (104 SGE) wzdłuż przekroju geologicznego A–B.

Podczas prac wiertniczych („Geofizyka” Toruń) odwiercono trzy pełnordzeniowane otwory wiertnicze: Śledzianów (otw. 1) o głębokości 163,0 m, Kolonia Drohiczyn (otw. 3) o głębokości 112,0 m i Korczew (otw. 19) o głębokości 105,0 m. Łączny metraż wyniósł 380,0 m.

Prace kartograficzne przeprowadzono w latach 2003–2005. Wykonano i opisano 1877 punktów dokumentacyjnych, w tym 45 sond mechanicznych (WH) do głębokości 2,05 m; łącznie 600,0 m. Część z nich przedstawia [tabela 1](#).

W ramach opracowania wykorzystane zostały dla obszaru arkusza materiały archiwalne: wiertnicze, geologiczno-surowcowe, hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie.

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Numer punktu		Rodzaj punktu*	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	według notatnika terenowego					
1		sr	Wierzchuca Nagórna	111,0	3,0	oznaczenie wieku bezwzględnego metodą ^{14}C
2	4	sm	Śledzianów	123,0	20,0	stanowisko flory kopalnej
3		sr	Rotki	122,0	3,0	oznaczenie wieku bezwzględnego metodą ^{14}C
4	10	sm	Narojki	152,0	8,0	przekrój geologiczny
5	11	sm	Korzeniówka Duża	158,5	7,0	przekrój geologiczny
6	12	sm	Narojki Kolonia	156,5	8,0	przekrój geologiczny
7		sr	Putkowice Nadolne	114,8	3,0	oznaczenie wieku bezwzględnego metodą ^{14}C
8	14	sm	Sytki	166,5	16,0	przekrój geologiczny
9	13	sm	Korzeniówka	165,0	8,0	przekrój geologiczny
10	9	sm	Korzeniówka Duża	159,5	16,0	przekrój geologiczny
11	8	sm	Koczery (żwirownia)	166,5	14,0	przekrój geologiczny
12	7	sm	Kolonia Drohiczyn	155,5	16,0	przekrój geologiczny
13	48	sm	Kolonia Czaple	142,0	6,0	stanowisko flory kopalnej
14	51	sm	Czaple	137,0	12,0	stanowisko flory kopalnej
15	31	sm	Laskowice	139,0	10,0	stanowisko flory kopalnej

* sm — sonda mechaniczna, sr — sonda ręczna

Standardowe badania litologiczno-petrograficzne wykonano na wybranych 73 próbkach pobranych z trzech rdzeni wiertniczych (Gałązka, 2003), oznaczeniom faunistycznym poddano dziesięć próbek (Nitychoruk, 2003), oznaczenia paleobotaniczne 35 próbek (Bińka, 2004) i oznaczenia minerałów ciężkich 29 próbek (Nejbort, 2005) wykonano na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Określenie wieku bezwzględnego metodą ^{14}C wykonano dla czterech próbek w Laboratorium ^{14}C Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach (Pazdur, 2005).

Zainteresowania geologiczne południowym Podlasiem, gdzie położony jest omawiany arkusz, sięgają XVIII wieku i dotyczą złóż kredy piszącej. Pierwsze wzmianki, na temat kredy piszącej w okolicach Mielnika, zawarte są w pracach Eichenwalda (1830, *vide* Zwierz, 1954) oraz Puscha (1836, *vide* Zwierz, 1954).

O osadach czwartorzędowych, ich litologii, stratygrafii oraz rzeźbie powierzchni południowego Podlasia wypowiadają się jako pierwsi Samsonowicz (1917), Lewiński i Samsonowicz (1918), Woldstedt (1920), Wołosowicz (1922), Zaborski (1927), Lencewicz (1931), Prószyński (1933) i Kondracki (1933), przyjmując powszechną tu obecność dwóch poziomów osadów lodowcowych rozdzielonych rzecznyimi osadami interglacjalnymi. W okresie powojennym powstają Przeglądowe mapy geologiczne Polski 1:300 000, arkusze Lublin i Biała Podlaska (Różycki, 1946; Zwierz, 1949) oraz Mapy geologiczne Polski 1:200 000, arkusze Biała Podlaska i Siedlce (Nowak, 1971, 1972, 1973, 1974).

Najnowsze prace geologiczno-kartograficzne prezentują arkusze Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 wraz z Objasńnieniami — arkusz Pobikry (Brzezina i in., 2002, 2004), który graniczy z arkuszem Drohiczyn od północy, arkusz Sokołów Podlaski (Albrycht, 2003) graniczący od zachodu i arkusz Łosice, który graniczy od południa z arkuszem Drohiczyn (Albrycht, 2000, 2001).

Prace geologiczne w dolinie Bugu prowadzili Rühle (1952), Prószyński (1952) oraz Turnau-Morawska (1952).

Problemy zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od głębokiego podłoża przedstawili: Mojski i Rühle (1965), Rühle (1969), Nowak (1969, 1971, 1977) i Nitychoruk (1994, 2000), dostrzegając związane z tektoniką głębokiego podłoża formy dolinne oraz zmiany facjalne osadów czwartorzędowych.

Inne prace traktujące kompleksowo stratygrafię, litologię i rozprzestrzenienie osadów czwartorzędowych na omawianym obszarze oraz na terenach przyległych, to opracowania: Rühlego (1969, 1970, 1973), Różyckiego (1972), Straszewskiej (1968), Mojskiego (1972), Baranieckiej (1969, 1984, 1990), Ruszczyńskiej-Szenajch (1976, 1991), Falkowskiego i innych (1984/85, 1988), Lindnera (1988), Lindnera i innych (1995), Bałuk (1991), Nitychoruka (1994), Nitychoruka i innych (1997), Marksa i innych (1995), Albrychta i innych (1997), Nitychoruka i Bińki (1997), Lindnera i Marksa (1999), a także Lindnera i Astapovej (2000).

Postęp w opracowaniach stratygrafii osadów czwartorzędowych występujących na terenie wschodniej Polski przynoszą odkrycia licznych stanowisk osadów interglacjalnych oraz opracowań ich sytuacji geologicznej (Bitner, 1954; Janczyk-Kopikowa, 1981; Janczyk-Kopikowa i in., 1981; Krupiński, 1995; Krupiński, Lindner, 1987, 1991; Krupiński i in., 1986, 1988; Lindner, 1988; Lindner i in., 1990, 1991; Albrycht i in., 1997; Bińka, Nitychoruk, 1995, 1996, 1998; Nitychoruk i in., 1997).

Budowę geologiczną i tektonikę skał podłoża przedczwartorzędowego przedstawili: Skorupa (1963), Areń (1972), Areń i Lendzion (1978), Żelichowski (1972, 1974, 1979, 1984), Pożaryski (1974) oraz Znosko (1990).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Drohiczyn, jak na obszary niżowe, charakteryzuje się dość bogatą rzeźbą. Omawiany teren przecina dolina Bugu, która stanowi lokalną bazę erozyjną. Maksymalne wysokości bezwzględne w centralnej części obszaru arkusza dochodzą do 179,9 m n.p.m., a minimalne do 108,6 m n.p.m. w północno-zachodniej części, w dolinie Bugu. Charakterystycznym elementem rzeźby tego terenu są pagórki, których geneza związana jest z postojem i recesją lądolodu. Deniwelacje w obrębie powierzchni wysoczyzny lodowcowej i równiny wodnolodowcowej sięgające do około 20 m, są spowodowane erozją nawiązującą do wciętej na maksymalnie 35 m doliny Bugu.

Inny charakter morfologii prezentują położone na południe od Wysoczyzny Drohiczyńskiej Wysoczyzna Siedlecka (jedynie fragmentarycznie objęta arkuszem mapy) i Równina Łukowska. Deniwelacje terenu osiągają tu około 40 m, a wysokości bezwzględne zawierają się między około 120 a 160 m n.p.m. Przyczyną urozmaicenia rzeźby terenu jest erozyjna działalność rzek: Tocznnej, Kołodziejki, Myśli i Bugu, którego dolina przecina arkusz od wschodu na zachód a następnie gwałtownie zmienia bieg na południowy wschód–północny zachód.

Formy lodowcowe. Występującą powszechnie na obszarze arkusza Drohiczyński płaską wysoczyznę morenową (tabl. I) cechują strome stoki w miejscu kontaktu z doliną Bugu. W północnej części obszaru wysokości względne przekraczają 30 m (od 150,0 do 180,0 m n.p.m.). W południowej części arkusza wysokości względne osiągają 10 m (od 150,0 do 160,0 m n.p.m.). Urozmaicającą rzeźbę wysoczyzny morenowej rozcięcia erozyjne mają średnio około 10 m głębokości. W obrębie wysoczyzny występują moreny czołowe akumulacyjne. Ich wysokości względne nie przekraczają 10,0 m.

Formy wodnolodowcowe. Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności zajmują nieznaczną powierzchnię terenu arkusza. Występują one w dolinach wód roztopowych i zachowane są w postaci wąskich listew. W większości mają one równoleżnikowe rozprzestrzenienie wskazując na właśnie taki kierunek odpływu wód przed czoła lądolodu. Na wschód od Skrzyszewa występuje rozległa forma o zuo rozciągłości NW–SE. Na południe od doliny Bugu, w południowo-zachodniej części arkusza, wyróżniono kemę, a w południowo-wschodniej tarasy kemowe.

Formy eoliczne. Wydmę i równiny piasków przewianych występują głównie w dolinie Bugu w obrębie tarasu nadzalewowego. Ich wysokość nie przekracza 3,0 m.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych odpowiadają tarasom zalewowym. W obrębie arkusza Drohiczyński występują one głównie w dolinie Bugu oraz w dolinach Tocznnej, Kołodziejki i Myślej na południu arkusza, lewobrzeżnych dopływów Bugu, a także we fragmencie doliny Silnej występującej w północnej części omawianego terenu.

Dno doliny Bugu leży na wysokości od 114,0 m n.p.m. w okolicach Zajęczników, na wschodzie arkusza, do 108,0 m n.p.m. w okolicach Bużysk położonych na północnym zachodzie. Równina tarasów zalewowych w dolinie Bugu ma od 3,0 km szerokości w rejonie Drohiczyzna i Bużysk do 0,5 km koło Tonkieli. Dna dolin innych rzek nie przekraczają 1 km szerokości. Tarasy nadzalewowe akumulacyjne wyróżnione w dolinie Bugu położone są od 5,0 do 10,0 m n.p. rzeki (od 113,0 do 123,0 m n.p.m.). Starorzecza występują głównie w dolinie Bugu. Starorzecza świeże wypełnione wodą mają do 1 km długości. Starorzecza suche tworzą widoczne wyraźnie w morfologii obniżenia o łukowatym kształcie.

Krawędzie tarasów. Taras zalewowy ograniczony jest krawędzią o wysokości około 1–2 m. Taras nadzalewowy ma krawędź maksymalnie do około 3 m wysokości. Krawędź wysoczyzny polodowcowej w Drohiczynie osiąga do 35 m wysokości.

Dolinki nierozdzielone o różnej genezie, nawiązują do doliny Bugu stanowiąc element urozmaicający krajobraz. Te większe odprowadzają wodę, a mniejsze prowadzą wodę w czasie większych opadów i roztopów.

Formy denudacyjne. Do form denudacyjnych należy stożek napływowy występujący u wylotu doliny Kołodziejki i długie stoki w obrębie wysoczyzny polodowcowej.

W obrębie dolin rzecznych występują obszary zatorfione — rowniny torfowe.

Formy antropogeniczne występują w postaci teren sztucznych stawów w okolicach Korczewa.

Początki osadnictwa na terenie Drohiczyna sięgają VI w. W XI w. istniał tu drewniany gród, po którym pozostało gródzisko zwane Górą Zamkową, oraz osada położona w jego sąsiedztwie.

Obecnie masyw Góry Zamkowej, stanowiący wspaniały punkt widokowy, jest jedynie niewielką częścią góry mieszczącej kiedyś gród i zamek.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Arkusz Drohiczyn jest położony w obniżeniu podlaskim należącym do platformy wschodnioeuropejskiej. Obniżenie to leży na południe od wyniesienia mazurskiego i na północ od zrębu Łukowa. Jest to depresja wydłużona w kierunku wschód–zachód, o osi nachylonej na zachód.

Wiek i litologia skał krystalicznego podłoża oraz pokrywy osadowej zostały określone na podstawie danych z otworu badawczego wykonanego na sąsiadującym od północy arkuszu Pobikry (Brzezina i in., 2004). W otworze tym wyróżniono skały z okresów czwartorzędu, neogenu, paleogenu, kredy, jury, triasu, dewonu, syluru, ordowiku i kambru, a zakończony jest w utworach prekambriu na głębokości 1560,5 m (Brzezina i in., 2004).

1. Kreda

a. Kreda górna

Mastricht

Skały tego wieku wykształcone są w postaci takich utworów jak kreda pisaćca i margle. Na obszarze omawianego arkusza Drohiczyn znane są z dwóch wierceń w Narojkach. Ich strop występuje między 20,0 a 30,0 m p.p.m.

2. Paleogen

a. Oligocen

Osady paleogeńskie i neogeńskie stwierdzono w obrębie arkusza Drohiczyn w wielu wierceniach. Praktycznie tylko w jednym wierceni w Śledzianowie (otw. 1) udokumentowano prawdopodobnie osady oligocenu (tabl. II i III). Ze względu na duże nawodnienie osadów, ograniczające pozyskanie rdzenia, niemożliwym okazało się szczegółowe rozpoznanie tych osadów w spągu. Według Nowak (1969) w Śledzianowie występują piaski glaukonitowe oraz mułki piaszczyste oligocenu. Do oligocenu zaliczono też, podobnie wykształcone osady, występujące w Narojkach (otw. 2), Drohiczynie (otw. 13) i Korczewie (otw. 17) (przekrój geologiczny A–B).

Na obszarze arkusza Drohiczyn mogą one występować między około 40 m p.p.m. a 40 m n.p.m., stanowiąc bezpośrednio podłoże osadów czwartorzędowych tylko w największych zagłębieniach występujących w zachodniej części terenu arkusza (tabl. II).

3. Neogen

a. Miocen

Piaski kwarcowe i żwiry oraz iły i mułki z substancją organiczną i okruchami drewna. Powszechnie występujące w obrębie arkusza Drohiczyn iły i mułki z substancją organiczną oraz piaski ze smugami materii organicznej i wkładkami drewna zaliczono do miocenu. Osady tego wieku stwierdzono w dwóch wierceniach badawczych — Kolonia Drohiczyn (otw. 3) na głębokości 102,9 m czyli na 47,1 m n.p.m. i Korczew (otw. 19) na głębokości 81,1 m czyli na 78,9 m n.p.m. (tabl. II i III). Według przekroju geologicznego A–B miąższość osadów miocenu na omawianym obszarze może dochodzić do około 40 m, stanowią one zwartą warstwę powstałą w warunkach śródlądowych.

Wykonane dla tych osadów oznaczenia palinologiczne nie przyniosły rezultatów ze względu na brak ziarn pyłku (Bińka, 2004).

Osady miocenu w wierceni Kolonia Drohiczyn charakteryzują się znaczną zawartością cyrkonu (14%), staurolitu (5–7%) i biotyty (4–5%) przy zerowej ilości węglanów i glaukonitu (Nejbert, 2005). W wierceni Korczew mioceńskie piaski drobnoziarniste posiadają ponad 73% minerałów nieprzezroczystych, co odróżnia je w sposób bardzo znaczący od piasków czwartorzędowych (Nejbert, 2005). Ponadto występuje tu nieco rutylu (5%), cyrkonu (4%), turmalinów (3%) i silimanitu (2%).

4. Czwartorzęd

Występujące na erozyjnym stropie paleogenu i neogenu osady czwartorzędowe tworzą na obszarze arkusza Drohiczyn pokrywę ciągłą o miąższości średniej około 80–120 m. W okolicach Śledzianowa miąższość osadów czwartorzędowych wzrasta do prawie 160 m. Okres panowania intensywnej erozji na

przełomie neogenu i czwartorzędu prawdopodobnie spowodował usunięcie większości osadów ze starszych zlodowaceń. Począwszy od zlodowaceń południowopolskich, na obszarze arkusza Drohiczyn zaczynają dominować osady o genezie lodowcowej, zastoiskowej, wodnolodowcowej i jeziornej.

Podział stratygraficzny plejstocenu oparto na stanowisku kopalnych osadów jeziornych pochodzących z interglacjału mazowieckiego w Śledzianowie, udokumentowanych w wyniku wcześniejszych prac (Dłużak, 1961) i w ramach prac kartograficznych i badań paleontologicznych wykonanych dla obszaru arkusza Drohiczyn (Bińka, 2004) oraz nowoodkrytych stanowisk z interglacjału eemskiego: Czaple, Czaple Kolonia i Laskowice (Bińka, 2004).

Na obszarze arkusza Drohiczyn nie stwierdzono osadów starszego plejstocenu, dolnego, (preglacjału). Wyróżniono natomiast siedem warstw glin zwałowych: jedna warstwa ze zlodowacenia Narwi i jedna ze zlodowacenia Nidy, dwie warstwy ze zlodowacenia Sanu 1, po jednej ze zlodowacenia Sanu 2, Odry i Warty. Osady reprezentujące ciepłe warunki klimatyczne związane są z interglacjałami: augustowskim, mazowieckim i eemskim.

a . P l e j s t o c e n

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Prawdopodobnie jedynie w rejonie Śledzianowa zachował się najstarszy poziom g l i n z w a ł o - w y c h z okresu zlodowacenia Narwi (Nowak, 1969, 1971). Miąższość tych utworów Nowak oceniła na ponad 14 m, a ich strop występuje na 8,0–9,0 m n.p.m. Gliny te mają barwę brązową lub ciemnoszarą, są zbite, a ich powierzchnia jest rozmyta. W przeprowadzonym wierceniu w Śledzianowie gliny te może reprezentować pozyskana warstwa bruku na głębokości 151,0–155,0 m, czyli 32,0–28,0 m p.p.m.

Interglacjał augustowski

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e. Według Nowak (1971) i Rzechowskiego (1986) występujące w Śledzianowie piaski na glinach ze zlodowacenia Narwi są pozostałością wypełnienia dolin rzecznych, które funkcjonowały w interglacjale augustowskim (podlaskim). W spągu osady te są gruboziarniste z otoczkami krzemieni i margli kredowych, wyżej występują piaski gruboziarniste, średnioziarniste i drobnoziarniste oraz mułki i mułki piaszczyste. Cała seria tych osadów ma miąższość 33,5 m i zawiera się między 28,0 m p.p.m. a 5,5 m n.p.m. Analiza minerałów ciężkich (Nejbert, 2005) wykazała obecność w osadach granatów (20–22%), cyrkonu (3,5–9%), tytanitu (4–8%), rutylu (4–5%), amfiboli (5–6%) i węglanów (1–3%). Analiza palinologiczna mułków piaszczystych (Bińka, 2004) pobranych z głębokości 131,5 m udokumentowała obecność nielicznego wtórnego złoże. Osady

te, jak już wspomniano wyżej, są bardzo zawodnione, Nowak (1971) potwierdza to, pisząc o samowypływie wody z otworu w Śledzianowie sięgającym 3,5 m.

Zlodowacenia południowopolskie

Osady czwartorzędowe na obszarze arkusza Drohiczyn powstałe podczas zlodowaceń południowopolskich, można zaliczyć do wodnolodowcowych, zastoiskowych, rzecznych, jeziornych i lodowcowych.

Przyporządkowanie wiekowe poszczególnych osadów ze zlodowaceń południowopolskich i rozdzielających je osadów powstałych w trakcie interglacjałów nastąpiło na podstawie analizy sytuacji geologicznej, paleogeomorfologicznej, porównań wyników badań laboratoryjnych z poszczególnych wierceń kartograficznych. Należy uznać, że osady tej części plejstocenu podlegały wielokrotnym procesom niszczącym, co prowadziło do ich przemieszania, które utrudnia konkretne oceny wiekowe. Dlatego podział stratygraficzny zawarty w tym rozdziale należy traktować jako propozycję, a nie udokumentowany pewnik.

Zlodowacenie Nidy

Do osadów zlodowacenia Nidy zaliczono iły oraz mułki i mułki ilaste zastoiskowe ze śladami laminacji — limnoglacialne, leżące bezpośrednio na osadach miocenu. W północno-wschodniej części terenu arkusza, osady te mają miąższość do 35,0 m. W rejonie Sadów występują na poziomie 30,0–65,0 m n.p.m.

Przed wkroczeniem lądolodu zlodowacenia Nidy następowała sedymentacja piasków i piasków ze żwirami wodnolodowcowych, dolnych, widocznych na przekroju A–B na wysokości od 30,0 do 56,0 m n.p.m., między Drohiczynem a Sadami. Osady te, w wiercieniu Kolonia Drohiczyn (otw. 3) (Nejbert, 2005) zawierają dużo granatów (18%), tytanitu i cyrkonu (po 6%) oraz rutyłu (5%).

Gliny zwalowe, które przypisano zlodowaceni Nidy występują fragmentarycznie, głównie w północnej i centralnej części obszaru arkusza Drohiczyn. Są to gliny ilaste z nielicznym brukiem, wapniste, barwy ciemnoszarej. Miąższość glin ze zlodowacenia Nidy dochodzi maksymalnie do około 20 m (Narojki, otw. 2). Gliny tego wieku stwierdzone i zbadane zostały szczegółowo na terenie sąsiadującym od północy z arkuszem Drohiczyn — w obrębie arkusza Pobikry (Brzezina i in., 2004).

Na omawianych glinach zwałowych w Drohiczynie występuje cienka (8,0 m) warstwa piasków i piasków ze żwirami wodnolodowcowych, górnych.

Zlodowacenie Sanu 1

Stadiał dolny

Osady zlodowacenia Sanu 1 w początkowej fazie jego rozwoju reprezentowane są przez mułki i mułki ilaste zastoiskowe, dolne, o miąższości do około 35 m. Występują one głównie w okolicach Drohiczyna między około 40 a 90 m n.p.m. pod współczesną doliną Bugu. Osady

te są miejscami warstwowane i wykazują zmiany miąższości wynikające z późniejszego obciążenia łądłodem.

Na dużej powierzchni obszaru arkusza Drohiczyn występują p i a s k i w o d n o l o d o w c o - w e o miąższości do około 35 m, które podścielają gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1. Piaski te zostały przewiercone w otworach badawczych Korczew na głębokości 59,8–81,1 m i Kolonia Drohiczyn na głębokości 69,8–91,0 m. W Korczewie (otw. 19) w piaskach z głębokości 78,0 m dominuje cyrkon (10%), rutyl i tytanit (6%) przy niewielkim (5%) udziale granatów, turmalinów, staurolitu i amfiboli. Nieco inny skład mają piaski leżące wyżej, na głębokości 60,0 i 73,0 m. Najwięcej występuje w nich granatów (17–22%), amfiboli (8–9%) i cyrkonu (6–8%) przy małym udziale rutylu (3–5%) i glaukonitu (5%). W Kolonii Drohiczyn (otw. 3) piaski mają podobny skład minerałów ciężkich, do piasków z górnej warstwy w Korczewie. Zawierają dużo granatów (21–23%) i amfiboli (8–9%) oraz cyrkon (7%), rutyl (5%) i tytanit (5%), a także glaukonit (6%). Obecność w piaskach glaukonitu i minerałów odpornych na wietrzenie i transport pokazuje, że źródłem piasków były częściowo serie osadowe paleogeńsko-neogeńskie.

G l i n y z w a ł o w e ze zlodowacenia Sanu 1 można podzielić na dwa poziomy reprezentujące stadiał dolny oraz stadiał górny zlodowacenia Sanu 1. Obie gliny występują ciągłymi warstwami na przekroju geologicznym A–B osiągając w sumie około 50 m miąższości. Tylko w południowej części obszaru arkusza można wydzielić osady piaszczyste i ilasto-mułkowe występujące w pozycji między glinami. W północnej części arkusza rozdzielenie obu glin jest niepewne. Podstawę do zaliczenia obu warstw glin zwałowych do zlodowacenia Sanu 1 dały badania petrograficzne wykonane we wszystkich trzech otworach badawczych do arkusza Drohiczyn (Gałązka, 2003). Starsze gliny zwałowe są ilaste i ilasto-piaszczyste, szare i ciemnoszare o miąższości nieprzekraczającej 30,0 m. W wierceniach badawczych gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1 występują na poziomie od 100,2 do 111,0 m n.p.m. — w otworze Korczew, 80,2–82,5 m n.p.m. w otworze Kolonia Drohiczyn i 5,5–15,6 m n.p.m. w otworze Śledzianów.

Wykonana dla glin zwałowych z otworu Śledzianów analiza petrograficzna pokazała średnie wartości współczynników¹: O/K — 1,00–1,13; K/W — 1,21–1,16 i A/B — 0,71–0,74 (Gałązka, 2003). Bardzo podobne wartości współczynników charakteryzują gliny w Korczewie: O/K — 1,18; K/W — 1,25 i A/B — 0,62 i Kolonii Drohiczyn: O/K — 1,06; K/W — 1,44 i A/B — 0,64. Podobne wartości współczynników petrograficznych przytacza Nowak (1971) dla niższego poziomu dwudziel-

¹ Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależność pomiędzy różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na wietrzenie, B – skały odporne na wietrzenie.

nych glin ze zlodowaceń południowopolskich, a Brzezina i inni (2004) dla stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1.

W spągu i w obrębie tych glin, w otworze badawczym Śledzianów występują wkładki iłó w warstwowych.

W południowej części obszaru arkusza Drohiczyn gliny zwałowe stadiału dolnego od glin zwałowych stadiału górnego rozdziela prawie 20-metrowa warstwa m u ł k ó w i m u ł k ó w i l a s - t y c h z a s t o i s k o w y c h, górnych.

Stadiał górny

Gliny zwałowe stadiału dolnego od glin zwałowych stadiału górnego rozdziela warstwa p i a s - k ó w i p i a s k ó w z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w y c h, dolnych. W Śledzianowie między glinami zwałowymi starszymi a glinami młodszymi, stwierdzono metrowej miąższości warstwę iłó w zbrekcjonowanych, a w Korczewie niewielkiej miąższości warstwę mułków ilastych warstwowych. Piaski wodnolodowcowe rozdzielające gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 stwierdzone w wierceniu Kolonia Drohiczyn występują na poziomie 82,5–88,9 m n.p.m. W piaskach tych dominują granaty (18%), amfibole (8%), tytanit (7%), i cyrkon (5%). Piaski wodnolodowcowe przykrywające gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 występują również na terenach arkuszy sąsiednich — Pobikry (Brzezina i in. 2004) i Łosice (Albrycht 2001).

G l i n y z w a ł o w e stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1 w okolicach Drohiczyzna osiągają do około 30 m miąższości, stanowiąc osady bezpośrednio podścielające aluwialne serie Bugu, natomiast w Śledzianowie osiągają 37,0 m miąższości (30,2–67,1 m n.p.m.). Zarówno w wierceniu badawczym Korczew, gdzie gliny te występują między 119,4 a 121,7 m n.p.m., jak i w wierceniu Kolonia Drohiczyn (od 88,9 do 94,0 m n.p.m.) stwierdzono bardzo podobne współczynniki petrograficzne do współczynników glin stadiału dolnego. Gliny te są też bardzo podobne pod względem optycznym — ilaste, barwy szaro-czarnej. Jedynie w wierceniu Śledzianów występują w górnej partii serii glacialnej gliny bardzo piaszczyste barwy zielonej, różniące się współczynnikami petrograficznymi, które mogą wynikać z obecności w glinach zlodowacenia Sanu 1 porwaków glin starszych zlodowaceń. Współczynniki petrograficzne dla glin stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1 w Śledzianowie wynoszą: O/K — 1,06–1,50; K/W — 1,44–1,16 i A/B — 0,71–0,54 (Gałązka, 2003).

Z okresu wytapiania lądolodu zlodowacenia Sanu 1 pozostały p i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a - m i w o d n o l o d o w c o w e, górne, które zachowały się fragmentarycznie w okolicach Drohiczyzna i w wierceniu badawczym Śledzianów. W Drohiczyźnie osady te, wraz z niżej leżącymi glinami zwałowymi stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1, zostały zaburzone w trakcie późniejszych zlodowaceń. W Śledzianowie utwory te zawierają granaty (16%), tytanit i cyrkon (po 8%), amfibole (7%), rutyl (5%) oraz turmaliny, epidot, staurolit i apatyt (po 3%) (Nejbert, 2005).

Zlodowacenie Sanu 2

Mięszczość osadów powstałych w czasie zlodowacenia Sanu 2 dochodzi do 40,0 m. Początek sedymentacji wyznacza seria iłów, mułków ilastych i mułków zastoiskowych węglanowych, barwy szarej (o miąższości do 20,0 m), najlepiej wykształcona w centralnej części arkusza na północ od Drohiczyzna. Osady te w rejonie Drohiczyzna występują w przedziale wysokości 80,0–125,0 m n.p.m., co jest spowodowane zaburzeniami glaciektonicznymi, a w wierceniach Kolonia Drohiczyzn między 94,1 a 96,0 m n.p.m. W otworze badawczym Kolonia Drohiczyzn osady zastoiskowe posiadają bardzo wyraźne warstwowania z naprzemiennymi warstwami ciemnoszarymi i szarymi kilkumilimetrowej miąższości. Omawiana seria zastoiskowa zachowana jest również w wierceniach Śledzianów na poziomie 74,0–79,2 m n.p.m. i według ekspertyz palinologicznych (Bińka 2004) zawiera bardzo obfite wtórne złoża, w tym ziarna pyłku mezozoicznych drzew szpilkowych oraz cysty *Dinophlagellata*, co związane jest z sedymentacją zastoiskową w klimacie peryglacjalnym. Nowak (1972) i Rzechowski (1986), a za nimi Brzezina i inni (2004) osady te zaliczają do interglacjału ferdynandowskiego, co w świetle uzyskanych danych palinologicznych nie znajduje potwierdzenia.

Duża miąższość i rozprzestrzenienie serii zastoiskowej na południowy wschód, do Mielnika, Janowa Podlaskiego i Terespoła, głównie wzdłuż doliny Bugu (Nitychoruk, 2000), czyni te osady bardzo charakterystycznymi w profilu stratygraficznym czwartorzędu Polski wschodniej. Według Nitychoruka i innych (2006 a, b) mogą one stanowić charakterystyczny horyzont w profilu osadów czwartorzędowych południowego Podlasia.

Wraz ze zbliżaniem się lądolodu nastąpiła zmiana frakcji osadów zastoiskowych na piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe, zachowanych w okolicy Drohiczyzna.

Gliny zwalowe ze zlodowacenia Sanu 2 są ilaste, brązowe, o miąższości do około 20 m, najlepiej zachowane w północnej części obszaru arkusza. Występują w otworze badawczym Śledzianów oraz w otworach archiwalnych w okolicach Sadów i Narojek. W wierceniach Śledzianów gliny te zachowane są między 89,2 a 90,0 m n.p.m., w centralnej i północnej części arkusza między średnio około 105 a 130 m n.p.m. Analizy petrograficzne glin uznanych za pochodzące ze zlodowacenia Sanu 2 w wierceniach Śledzianów dały następujące wyniki: O/K — 1,86; K/W — 0,67 i A/B — 1,13. Gliny te charakteryzuje zawartość CaCO₃ między 14 a 18%. W składzie petrograficznym frakcji żwirowych, pochodzącym z tych glin, przeważają skały skandynawskie (wapień — 47%, skały krystaliczne — 32%) nad lokalnymi (Gałązka, 2003).

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Na obszarze arkusza Drohiczyn interglacjał mazowiecki reprezentowany jest przez 3-metrowej miąższości warstwę torfów i mułków jeziornych stwierdzonych w Śledzianowie. Stanowisko Śledzianów znane jest od dawna jako reprezentujące interglacjał mazowiecki (Dłubak, 1961; Borówko-Dłużakowa, 1973). Jednak wiek tych osadów był różnie interpretowany. Nowak (1971) zaliczyła je do interglacjału lubelskiego. W wykonanym dla arkusza Drohiczyn wierceniu badawczym Śledzianów nie stwierdzono osadów interglacjału mazowieckiego, dopiero sieć sond mechanicznych pozwoliła nawiercić, fragmentarycznie zachowane, kopalne serie jeziorne. Wykształcenie osadów jeziornych występujących na wysokości 103,0–106,0 m n.p.m. w postaci dobrze rozłożonych torfów i występujących w stropie serii mułków oraz nieznaczne rozprzestrzenienie osadów na obszarze kilkuset m² pozwala przypuszczać, że zbiornik, w którym osady powstały był niewielki i należał do grupy zbiorników wytopiskowych.

Przeprowadzone dla profilu w Śledzianowie badania ziarn pyłku (Bińka, 2004) pozwalają wiązać sedymentację osadów z okresem panowania optymalnych warunków klimatycznych w okresie interglacjału mazowieckiego, czyli z fazą grabowo-jodłową. W górnej partii osadów jeziornych stwierdzono ziarna pyłku występujące w schyłku interglacjału mazowieckiego i okresie bezpośrednio po interglacjale (Bińka, 2004).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Łądolód zlodowacenia Odry pozostawił kompleks glin zwałowych, maksymalnie o 30 m miąższości, zachowany w północnej części badanego obszaru na wysokości 120,0–150,0 m n.p.m., a w okolicach Drohiczyzna na wysokości 100,0–140,0 m n.p.m. (częściowo gliny te osłaniają się w krawędzi doliny Bugu), natomiast w otworze badawczym Kolonia Drohiczyn między 96,0 a 111,1 m n.p.m. Gliny zwałowe zaliczone do zlodowacenia Odry są ilasto-piaszczyste i piaszczyste, z pojedynczym brukiem, barwy ciemnoszarej. W obrębie tych glin występują ily z nielicznymi gładzikami, barwy brązowszarej. Nie jest wykluczone, że sedymentacja iłów następowała pod lodem, z którego wytapiał się materiał grubszy i opadał do zbiornika.

Analiza petrograficzna tych glin w wierceniu Kolonia Drohiczyn wykazała, że w składzie frakcji zwirowej zdecydowanie przeważają wapienie paleozoiczne, średnio około 40%, nad skałami krystalicznymi, średnio 25%. Współczynniki petrograficzne uzyskane dla trzech próbek z wiercenia Kolonia Drohiczyn są następujące: O/K — 2,26; K/W — 0,50 i A/B — 1,64 (Gałązka, 2003).

Zachowane głównie na południu arkusza Drohiczyn piaszki ze żwirami reprezentują przepływy wodno-łodowe w początkowym etapie wytapiania łądolodu. Najbardziej miąższe

serie tych osadów (26,3 m) występują w wierceniu badawczym Korczew na poziomie 121,7–148,0 m n.p.m. Za wodnolodowcową genezę tej serii przemawia jej jednorodne wykształcenie w profilu pionowym i skład minerałów ciężkich, na które składają się głównie granaty (21–27%), amfibole (7–8%), cyrkon, rutyl, tytanit (po około 5%) oraz stosunkowo dużo glaukonitu (3–6%) (Nejbert, 2005). Podobny skład mineralogiczny mają piaski w wierceniu Kolonia Drohiczyn, gdzie występują na głębokości 36,0–38,8 m. Charakterystyczne jest, że omawiane osady wodnolodowcowe występują na przedpolu zasięgu występowania glin zwałowych ze zlodowacenia Odry (przekrój geologiczny A–B). Takie położenie osadów sugeruje równoleżnikowe usytuowanie przepływów przed czołem topniejącego lądolodu. Postój lądolodu zlodowacenia Odry, z czołem na linii równoleżnikowej pokrywającej się z obecną północną krawędzią doliny Bugu, sugeruje również obecność zaburzeń glacitektonicznych w osadach leżących niżej, pochodzących ze zlodowacenia Sanu 1, które zostały wyciśnięte wskutek różnic obciążenia w strefie czołowej krawędzi lądolodu. Brak glin zwałowych zlodowacenia Odry na południe od doliny Bugu może potwierdzać znaczną energię przepływów, która wynika też z udziału gruboziarnistych frakcji piaszczystych i żwirowych w opisywanej serii wodnolodowcowej.

W wierceniu badawczym Kolonia Drohiczyn stwierdzono na głębokości 35,8–36,0 m n a m u ł y o r g a n i c z n e ze śladami warstwowania. Mimo, że osady te mają tylko 0,2 m miąższości są one ważne dla rozważań stratygraficznych. Badania palinologiczne tych osadów wykonano na trzech próbkach, w których stwierdzono dobrze zachowane ziarna pyłku z przeważającym udziałem pyłku roślinności zielnej. Wśród roślin nierzewnych (NAP) dominują turzyce i trawy, przy niewielkim udziale bylic oraz przedstawicieli roślin arktyczno-alpejskich. W spektrum AP występuje *Salix* i *Betula nana* jako składnik roślinności tundrowej. Według Bińki (2004) takie spektra pyłkowe są charakterystyczne dla okresu między interglacjałem mazowieckim (ale nie takie jak w Ossówce, Krupiński, 1995), a interglacjałem eemskim (ale nie takie jak w Dziewulach, Bińka, Nitychoruk, 2003). Ponieważ osady organogeniczne występują w obniżeniu, na piaskach wodnolodowcowych zlodowacenia Odry, można sądzić, że ich sedimentacja następowała w schyłkowej części tego zlodowacenia.

Zlodowacenie Warty

Podczas zlodowacenia Warty obszar arkusza Drohiczyn był przykryty lądolodem. Wkroczenie lądolodu poprzedzała akumulacja *z a s t o i s k o w a m u ł k ó w i m u ł k ó w i l a s t y c h* o miąższości do około 10 m, częściowo odsłaniających się w krawędzi doliny Bugu koło Drohiczyzna na poziomie 120,0–122,0 m n.p.m. Osady te są miejscami przykryte przez *p i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e*, które były osadzone przed czołem lądolodu, ale ich zasięg i miąższość jest niewielka. Badania składu minerałów ciężkich (Nejbert, 2005) w tych osadach wykazały obecność granatów (18–25%), amfiboli (10–12%), biotyty (3–5%), a z minerałów odpornych cyrkonu (6–8%) i turmalinów (5%), a w górnej części tytanitu (13%).

Obecność łądolodu zlodowacenia Warty znaczą na arkuszu Drohiczyn gliny zwałowe, miejscami głązy lodowcowe, które są rozprzestrzenione na całym obszarze arkusza. Gliny zwałowe są ilasto-piaszczyste, brązowe lub brązowoszare, miejscami są to głązy lodowcowe. Na powierzchni terenu występują powszechnie, budując rozległe połacie wysoczyzny polodowcowej. Miąższość glin zwałowych sięga 26,0 m w wierceni KOLONIA Drohiczyn, a położone są one od 107,0 m n.p.m. w Śledzianowie do ponad 170,0 m n.p.m. w centrum arkusza. Gliny zwałowe zlodowacenia Warty występują we wszystkich trzech profilach otworów badawczych i charakteryzują się następującymi współczynnikami petrograficznymi: O/K — 1,50–1,33; K/W — 0,97–0,77 i A/B — 0,78–1,13 (Gałązka, 2003). W glinach przeważają wapienie paleozoiczne i skały krystaliczne. W otworze KOLONIA Drohiczyn w obrębie 26-metrowej miąższości pakietu glin występują bruki skał skandynawskich.

Recesji łądolodu zlodowacenia Warty towarzyszyła akumulacja piasków, żwirów i głązów lodowcowych, miejscami wodnolodowcowych. Występują one na niewielkich przestrzeniach, ale zachowanych na całym obszarze arkusza, a także na przekroju geologicznym A–B, tworząc maksymalnie 20-metrowej miąższości warstwę odsłaniającą się na powierzchni terenu. Osady te powstawały w obrębie łądolodu i na jego przedpolu, o czym świadczą zróżnicowane frakcje osadów.

Piaski i żwiry oraz gliny zwałowe moren czołowych. Na całej powierzchni omawianego arkusza występuje szereg wzgórz, których pozycja paleogeograficzna i charakter budujących je osadów, na które składają się między innymi piaski i żwiry warstwowane oraz gliny zwałowe, pozwalają uznać je za moreny czołowe akumulacyjne. Wzniesienia te osiągają do 25 m wysokości względnej, wyraźnie dominują w morfologii terenu. W południowej części terenu arkusza moreny czołowe układają się równoleżnikowo rejestrując drobne regresje czoła łądolodu.

Wraz z wytopianiem się łądolodu zlodowacenia Warty wzrastała aktywność przepływów wód, które utworzyły formę ozu, obecną na wschód od Skrzyszewa. Osady stwierdzone w długiej na 3 km formie to piaski, miejscami mułki, i gliny zwałowe ze żwirami ozów. Forma ta, wznosi się nieznacznie ponad otaczającą wysoczyznę (około 3 m), i wyróżnia się występującymi w jej obrębie licznymi małymi piaskownikami i żwirowniami. Przebieg ozu z NNW na SSE, równoległe do doliny Bugu pokazuje, że kierunek ten był preferowany przez przepływy wodnolodowcowe już w trakcie pobytu łądolodu na tym terenie. A zatem ukierunkowanie przepływów glacyfluwialnych zgodne z przebiegiem współczesnej doliny Bugu, z SSE ku NNW, zaistniało już w trakcie zlodowacenia Warty.

Poziomo laminowane piaski i mułki kemów związane są z obszarami wytopiskowymi, gdzie tworzą wypukłe powierzchnie o wysokości względnej około 3–5 m. Formy takie występują

w południowo-zachodniej części terenu arkusza, w strefie krawędziowej doliny Bugu. To położenie kemów sugeruje istnienie podparcia w postaci fragmentów lądolodu zlodowacenia Warty w obrębie współczesnej doliny Bugu. Możliwe, że równoleżnikowy odcinek doliny Bugu był dłużej wypełniony martwymi lodami a po ich wytopieniu utworzyło się obniżenie, które wykorzystwała później rzeka Bug.

Na południowym wschodzie po obu stronach doliny Tocznej występują t a r a s y k e m o w e zbudowane z p i a s k ó w i p i a s k ó w z e ż w i r a m i , m i e j s c a m i m u ł k ó w o łącznej miąższości do 5 m. Tarasy te kontynuują się na południe na obszarze arkusza Łosice (Albrycht, 2000). Ich powstanie może wiązać się z sugerowanym przez Falkowskiego i innych (1984/85, 1988) wkroczeniem lobu lądolodu w dolinę Tocznej, a następnie sedymentacją między wysoczyzną a lodem wypełniającym dolinę.

P i a s k i z e ż w i r a m i i p i a s k i w o d n o l o d o w c o w e, związane z ostatecznym zaniem lądolodu, występują na całym obszarze arkusza i związane są ze szlakami odpływów wód lodowcowych. Najczęściej osady te towarzyszą współczesnym dolinom i dolinkom rzecznych, poczynając od doliny Bugu a kończąc na dolinkach małych bezimiennych strumieni, osiągając do kilku metrów miąższości. Charakterystyczne jest głównie równoleżnikowe ułożenie tych osadów, a jedynie w dolinie Bugu występują one zgodnie z jej biegiem z SSE na NNW. Równoleżnikowe kierunki odpływu wód roztopowych występowały również w trakcie wytapiania starszych lądolodów stanowiąc cechę charakterystyczną deglacjacji obszaru, która ma zapewne podstawy w tak biegnących strukturach tektonicznych w starszym podłożu. W osadach wodnolodowcowych zlodowacenia Warty dominują amfibole i granaty.

Rezultatem ostatecznego wytapiania pozostałych resztek lądolodu są p i a s k i i m u ł k i w y t o p i s k o w e zachowane jedynie w centralnej części terenu arkusza.

Interglacjał eemski

Kopalne osady jeziorne z interglacjału eemskiego — t o r f y , m u ł k i i p i a s k i h u m u s o w e j e z i o r n e stwierdzono w trzech stanowiskach — Laskowice, Czaple i Czaple Kolonia (punkty dok.: 13–15), odkrytych podczas prac kartograficznych na obszarze arkusza Drohiczyn w 2003 roku. Wszystkie stanowiska interglacjałne leżą na południe od doliny Bugu. W stanowiskach Laskowice i Czaple profil osadów jeziornych zawiera prawie pełną sekwencję osadów interglacjałnych i dla tych profili wykonano diagramy palinologiczne (Bińka, 2004). W stanowisku Laskowice interglacjałne osady jeziorne zachowały się na głębokości 2,3–8,5 m. W spągu serii jeziornej stwierdzono osady z fazy dębowej interglacjału eemskiego, wyżej z fazy leszczynowej i fazy grabowej. W stanowisku

Czaple osady interglacjalne występują na głębokości 2,5–10,5 m. W spągowej partii serii jeziornej pochodzą z okresu leszczynowego interglacjału eemskiego, a ziarna pyłku obecne w wyższych partiach profilu charakteryzuje okres panowania lasów grabowych z domieszką świerka i olchy.

W stanowisku Czaple Kolonia zbadany na głębokości 2,5–4,3 m ziarna pyłku wskazują na panowanie zbiorowisk leśnych z dominującym grabem z dodatkiem leszczyny, świerka, olchy i innych drzew, co pozwala datować sedimentację w zbiorniku na fazę grabową interglacjału eemskiego.

Wszystkie zbadane stanowiska interglacjału eemskiego występują w obrębie dolinek erozyjnych. Osady jeziorne leżą na piaskach w Laskowicach i na glinach zwałowych w Czaplach i Czaplach Kolonia ze zlodowacenia Warty, co sugeruje arealny sposób zaniku lądolodu, umożliwiającą powstanie niewielkich zbiorników prawdopodobnie genezy wytopiskowej.

Na północ od arkusza Drohiczyn, na sąsiednim arkuszu Pobikry odkryto osady z interglacjału eemskiego występujące w dolinie Bugu (Brzezina i in., 2004) oraz kilka innych stanowisk położonych w podobnej sytuacji geomorfologiczno-geologicznej do opisanych z arkusza Drohiczyn.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Podczas zlodowacenia Wisły na obszarze arkusza Drohiczyn powstawały osady rzeczne w dolinie Bugu i dolinach mniejszych rzek takich jak: Toczna i Kołodziejka oraz dochodziło do wietrzenia chemicznego i mrozowego powierzchni wysoczyznowych.

Osady z tego okresu reprezentowane są przez p i a s k i i m u ł k i r z e c z n e, które występują w postaci słabo zaznaczających się w rzeźbie t a r a s ó w n a d z a l e w o w y c h w dolinie Bugu (5,0–10,0 m n.p. rzeki) i dolinach Tocznej i Kołodziejki (1,0–3,0 m n.p. rzeki). Taras nadzalewowy w dolinie Bugu jest położony na wysokości od około 113 do około 123 m n.p.m. Miąższość osadów tworzących taras nadzalewowy w okolicach Korczewa wynosi ponad 25 m.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Do osadów czwartorzędu o bliżej nieustalonej stratygrafii, zaliczono utwory deluwialne — p i a s k i i g l i n y d e l u w i a l n e. Osady te towarzyszą rozcięciom erozyjnym w obrębie wysoczyzny polodowcowej, zboczom dolin rzecznych lub występują w suchych dolinkach wyścielając ich dno. Ich miąższość zazwyczaj przekracza 2,0 m, co wynika ze znacznych różnic w wysokościach względnych (maksymalnie około 35,0 m) między obszarami wysoczyznowymi a dnem doliny Bugu.

Osady te zlokalizowane są głównie w południowej części obszaru arkusza Drohiczyn w strefie krawędziowej doliny Bugu.

U wylotu suchych dolinek erozyjnych można rozpoznać formy stożków napływowych, zbudowane z piasków ze żwirami. Najlepiej wykształcony stożek napływowy występuje w okolicach Korczewa, przy ujściu Kołodziejki do doliny Bugu.

Piaski eoliczne oraz piaski eoliczne w wydmach. Na obszarze arkusza Drohiczyn występują piaski eoliczne w formie wydm i pól piasków przewianych. Osady te występują na tarasie nadzalewowym Bugu. Mają miąższość do 3 m w wydmach, których wysokość nie przekracza 3,0 m. Formy wydmowe można zaliczyć do wydm parabolicznych i podłużnych. Osiągają do 2,0 km długości i mają przebieg z NNW na SSE.

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki oraz piaski i mułki rzeczne (mady) tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki. Osady holocenu na omawianym obszarze, występują powszechnie w postaci tarasów zalewowych w dolinie Bugu. Są wykształcone w postaci piasków i mułków rzecznych (mad) oraz piasków i żwirów. W osadach piaszczystych doliny Bugu przeważają frakcje drobnoziarniste o zróżnicowanym składzie mineralnym, tylko w spągu występują frakcje gruboziarniste. Wśród osadów tworzących taras zalewowy Bugu koło Drohiczyzna stwierdzono dużą ilość skorupki ślimaka z rodzaju *Viviparus* (Nitychoruk, 2003). Trudno jest jednak zakwalifikować jednoznacznie zebrane okazy do współcześnie żyjącego w rzekach gatunku *Viviparus viviparus*, gdyż bardzo podobnie wyglądają i mają podobne cechy morfometryczne muszle kopalnego gatunku *V. diluvianus* (Kunth), którego obecność powszechna jest w stanowiskach interglacjału mazowieckiego zbadanych na obszarze południowego Podlasia (Nitychoruk, 1994, 2000). Gdyby doszło w wyższej partii doliny Bugu do rozmywania osadów z interglacjału mazowieckiego, zawierających muszle ślimaka *V. diluvianus* logicznym tego następstwem byłaby obecność ich w osadach aluwialnych Bugu.

Szerokość tarasu zalewowego Bugu zmienia się od 0,5 m koło Tonkieli i Bużysk do 3,0 km koło Drohiczyzna. Generalnie zauważalna jest większa szerokość tego tarasu w odcinku doliny o przebiegu równoleżnikowym. Występuje on najczęściej na wysokości od 2,0 do 3,0 m n.p. rzeki. W obrębie tarasu zalewowego występują starorzecza, miejscami dosyć młode, bo zawodnione. Właśnie starorzecza bywają często elementem odróżniającym taras zalewowy od nadzalewowego, gdyż nie zawsze zachowały się wyraźne krawędzie oddzielające oba tarasy. W obrębie tarasu nadzalewowego elementem charakterystycznym są wydmy.

W dolinie Bugu występują, ukształtowane w postaci półksiężyców, wały piasków i piasków z mułkami rzecznych, które są odsypami meandrowymi. Osady te występują na tarasie zalewowym.

Doliny takich rzek jak Toczna, Kołodziejka i Myśla wypełnione są piaskami rzeczny-
mi, szarymi lub szarobrazowymi. Wszystkie te rzeki są lewobrzeźnymi dopływami Bugu, a ich doliny
mają maksymalnie około 1 km szerokości. Rysuje się zatem dysproporcja między stosunkowo nie-
wielkimi rzekami a ich rozległymi dolinami. Daje się to jednak wyjaśnić, jeśli przyjmiemy, że doliny
te zostały uformowane przez wody roztopowe lądolodu zlodowacenia Warty, a dopiero później wyko-
rzystane przez odpływy rzeczne. Poparciem takiego wnioskowania mogą być odcinki tych rzek w ob-
rębie doliny Bugu, gdzie tworzą wąskie strefy przepływów.

Szereg zagłębień bezodpływowych i den dolinnych w dolinie Bugu oraz
w dolinach nawiązujących do doliny Bugu jest wypełnionych piaskami humusowymi
i namułami oraz namułami torfiastymi i mułkami powstałymi w holocenie,
o miąższości od 2,0 do 6,0 m, a często też mniejszych. Zmiany natężenia procesów erozyjnych i aku-
mulacyjnych przyczyniły się do dużego zróżnicowania tych osadów w profilu pionowym.

Torfy niskie występują głównie w dolinie Bugu, ich miąższość nie przekracza 2,0 m. Torfy
stwierdzono też w dolinie Kołodziejki i koło miejscowości Góry i Rotki. Tworzą one torfowiska nis-
kie, przeważnie w facji bagienno-szuwarowej z fragmentami drewna. Określenie wieku bezwzględne-
go metodą ^{14}C torfów wypełniających obniżenie w dolinie Bugu koło miejscowości Wierzchuca Na-
górna dało rezultat 3030 ± 40 lat BP (Gd-11756) dla próbki z głębokości 1,0 m (Pazdur, 2005).
Natomiast rezultat datowania położonych w bliskim sąsiedztwie torfów w Putkowicach Nadolnych
z głębokości również 1,0 m dało wynik 5220 ± 50 lat BP (Gd-11760). Datowania położonych poza do-
liną Bugu, w miejscowości Rotki, w obrębie rozcięcia erozyjnego osadów organogenicznych dało wy-
niki 1145 ± 45 lat BP (Gd-12715) z głębokości 0,6 m i 4660 ± 45 lat BP (Gd-11758) z głębokości 1,0 m.
Uzyskany wiek osadów pozwala przyjąć, że akumulacja organiczna na omawianym obszarze, miała
miejsce w środkowej i górnej części holocenu.

Najmłodszymi osadami na obszarze arkusza Drohiczyn są piaski i mułki rzeczne
(odsypów przykorytowych) Bugu, które powstają również współcześnie na całym odcin-
ku rzeki położonym w obrębie arkusza, czy to w formie wąskich listew osadów związanych z brze-
giem rzeki, czy też w formie wysepek położonych w obrębie koryta rzecznoego.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar objęty arkuszem Drohiczyn położony jest w obniżeniu podlaskim, należącym do
południowo-zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Od północy obniżenie podlaskie
graniczy z wyniesieniem mazurskim, a od południa z wyniesieniem łukowsko-wisznickim. Południo-
wa i prawdopodobnie północna granica obniżenia podlaskiego ma charakter tektoniczny (Skorupa,
1963). Według Lendzion (1962) obniżenie podlaskie (synekliza podlaska) otaczają: wyniesienie

łukowsko-wisznickie (antekliza Sławatycz) i wyniesienie mazurskie (antekliza mazursko-suwańska), które stanowią intruzje skał młodszych i które wskutek ruchów tektonicznych zostały wydzwignięte, przyjmując formy antyklinalne.

Na początku epoki bajkalskiej zaznaczają się w Polsce wschodniej wyraźne dyslokacje dysjunktywne o kierunku SW–NE (Doktór, Graniczny, 1995; Graniczny i in., 1995), które według danych geofizycznych i wiertniczych zostały odmłodzone w fazach młodokaledońskiej lub wczesnowaryscyjskiej, z którymi Pożaryski (1974) wiąże powstanie megastruktur wyniesienia mazursko-białoruskiego oraz wyniesienia łukowsko-wisznickiego. Uskoki oddzielające te jednostki mają przebieg równoleżnikowy, ale w części wschodniej zapadliska podlaskiego, nie zostały jeszcze sprecyzowane. Przyjmuje się natomiast (Pożaryski, 1974) istnienie uskoków o kierunku NE–SW (Doktór, Graniczny, 1995; Graniczny i in., 1995).

Wskutek ruchów blokowych w fazie laramijskiej nastąpiło odnowienie starych struktur tektonicznych, które zostały przeniesione na skały mezozoiczne.

Występujące w rejonie Mielnika–Zabuża ciągi garbów i obniżen w stropie kredy (Nitychoruk i in., 2006a, b) nawiązują do kierunku tektonicznego NW–SE (Doktór, Graniczny, 1995; Graniczny i in., 1995), z którym w Śledzianowie można identyfikować istnienie dużego obniżenia do ponad 40 m p.p.m. i obniżenia w rejonie Sadów (Rudzki, 2003). Deniwelacje stropu osadów przedczwartorzędowych na arkuszu Drohiczyn sięgają ponad 100 m. Wyraźnie widoczne są dwa obniżenia o kierunku NW–SE w rejonie Śledzianowa i Wirowa (tabl. II) oraz jedno równoleżnikowe od Skrzyszewa po Drohiczyn i dalej na wschód. Z tym ostatnim kierunkiem równoleżnikowym, związana jest współczesna dolina Bugu. Z badań elektrooporowych wykonanych na arkuszu Drohiczyn nie wynika istnienie w tym rejonie struktur uskokowych (Rudzki, 2003), ale są one widoczne na mapach przedstawiających liniowe elementy strukturalne Polski (Doktór, Graniczny, 1995; Graniczny i in., 1995).

Transgresje lądolodów skandynawskich, na obszar arkusza Drohiczyn, połączone były z egzarkacją i erozją osadów, po których lądolody przemieszczały się. Ruchy blokowe podłoża, towarzyszące naciskom spowodowanym przez lądolody, czyniły bardziej podatnymi osady podłoża na zaburzenia glacitektoniczne. Wydaje się jednak, że na obszarze arkusza Drohiczyn nie doszło do tak znacznych zaburzeń glacitektonicznych, jak na sąsiednim arkuszu Sarnaki (Albrycht, 1999a, b).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W kredzie dolnej, w zapadlisku podlaskim, panowały warunki lądowe i nie stwierdzono tu żadnych osadów. Dopiero w albie nastąpiła transgresja morska, w wyniku której powstawały osady piaszczyste z glaukonitem przechodzące w margle. W kredzie górnej doszło już do pogłębienia morza i sedymentacji margli kredowych oraz kredy piszącej (tab. 2) z krzemieniami (Staśkiewicz, 1971). Ostatnie fazy orogenezy laramijskiej spowodowały regresję morza.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne					
System	Oddział	Piętro	Podpiętro							
C z w s t o t o p o l s k i	P i e t r o	Z l o d o w a c i e ś r o d k o w o p o l s k i	H o l o c e n	<p>Piaski i mułki rzeczne (odsypów przykorytowych) — ${}^f_{pm}Q_h$</p> <p>Torfy niskie — ${}_{tn}Q_h$</p> <p>Piaski humusowe i namuły oraz namuły torfiaste i mułki den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — ${}^f_{p/m}Q_h$</p> <p>Namuły torfiaste — ${}_{nt}Q_h$</p> <p>Piaski rzeczne — f_pQ_h</p> <p>Piaski i piaski z mułkami rzeczne (odsypów meandrowych) — ${}^f_{ppm}Q$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pż}Q_h^{(1)}$</p> <p>Piaski i mułki rzeczne (mady) tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{ma}Q_h^{(1)}$</p>	<p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Akumulacja organiczna</p> <p>Akumulacja organiczna i mineralna, jeziorna i rzeczna powodziowa oraz zbiornikowa</p> <p>Akumulacja organiczna</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna</p> <p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna korytowa i powodziowa</p>					
				<p>Piaski eoliczne — e_pQ</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e_pQ^{(w)}$</p> <p>Piaski ze żwirami stożków napływowych — s_pQ</p> <p>Piaski i gliny deluwialne — ${}^d_{pg}Q$</p>	<p>Akumulacja eoliczna</p> <p>Akumulacja u wylotu dolinek erozyjnych</p> <p>Rozmywanie na stokach i akumulacja w obniżeniach</p>					
				<p>Zlodowacenia północnopolskie</p>	<p>Zlodowacenie Wisły</p>	<p>Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–10,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pm}Q_p^{B(1)}$</p>	<p>Erozja i akumulacja rzeczna</p>			
				<p>Interglacjał eemski</p>		<p>Torfy, mułki i piaski humusowe jeziorne — ${}^{li}_{tm}Q_{p^{3-4}}$</p>	<p>Akumulacja biogeniczna i mineralno-biogeniczna, jeziorna</p>			
				Z l o d o w a c i e ś r o d k o w o p o l s k i	Z l o d o w a c i e W a r t y	Z l o d o w a c i e W a r t y	<p>Piaski i mułki wytopiskowe — ${}^b_{pm}Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski ze żwirami i piaski wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pżp}Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami, miejscami mułki, tarasów kemowych — ${}^{(tk)}_{ppż}Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski i mułki kemów — ${}^{(k)}_{pm}Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski, miejscami mułki, i gliny zwałowe ze żwirami ozów — ${}^{(o)}_{pm}Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski i żwiry oraz gliny zwałowe moren czołowych — ${}^{(go)}_{pż}Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski, żwiry i glazy lodowcowe, miejscami wodnolodowcowe — ${}^g_{pż}Q_{p^3}^W$</p> <p>Gliny zwałowe, miejscami glazy lodowcowe — ${}^g_{gzw}Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{ppż}Q_{p^3}^W$</p> <p>Mułki i mułki ilaste zastoiskowe — ${}^b_{mmi}Q_{p^3}^W$</p>	<p>Akumulacja zastoiskowa przed czołem wytapiającego się lądolodu</p> <p>Akumulacja przez wody lodowcowe</p> <p>Akumulacja zastoiskowa między bryłami martwego lodu a obszarami wysoczyznowymi</p> <p>Akumulacja zastoiskowa między bryłami martwego lodu</p> <p>Akumulacja przez wody lodowcowe</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja lodowcowa i grawitacyjna</p> <p>Akumulacja przez wody lodowcowe</p> <p>Akumulacja zastoiskowa przed czołem transgredującego lądolodu</p>		
							<p>Zlodowacenie Odry</p>	<p>Namuły organiczne — ${}^{li}_nQ_{p^3}^O$</p> <p>Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pż}Q_{p^3}^O$</p> <p>Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw}Q_{p^3}^O$</p>	<p>Akumulacja bagienna w obniżeniach w obrębie wysoczyzny połodowcowej</p> <p>Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe</p> <p>Akumulacja lodowcowa i deformacja osadów starszych w strefie czołowej lądolodu</p>	
							<p>Interglacjał wielki</p>	<p>Interglacjał mazowiecki</p>	<p>Torfy i mułki jeziorne — ${}^{li}_{tm}Q_{p^{2-3}}^M$</p>	<p>Akumulacja organiczno-mineralna, jeziorna i bagienna</p>

C z z w a r t o r z e n		P l e j s t o c e n		Zlodowacenia południowopolskie		Zlodowacenie Sanu 2		Zlodowacenie Sanu 1		Zlodowacenie Nidy		Zlodowacenie najstarsze		Zlodowacenie Narwi	
						Stadiał górny		Stadiał dolny		Interglacjał augustowski					
Kreda	Kreda górna	Mastrycht					Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^G$	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{ppz} Q_p^G$	Iły, mułki ilaste i mułki zastoiskowe — $b_{imi} Q_p^G$	Akumulacja lodowcowa	Akumulacja wodnolodowcowa	Akumulacja zastoiskowa na przedpolu lądolodu			
							Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $fg_{ppz2} Q_p^{S3}$	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^{S3}$	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{ppz1} Q_p^{S3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa	Akumulacja lodowcowa	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa			
							Mułki i mułki ilaste zastoiskowe (górne) — $b_{mmi2} Q_p^{S1}$	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^{S1}$	Piaski wodnolodowcowe — $fg_p Q_p^{S1}$	Akumulacja zastoiskowa	Akumulacja lodowcowa	Akumulacja wodnolodowcowa			
							Mułki i mułki ilaste zastoiskowe (dolne) — $b_{mmil} Q_p^{S1}$			Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu					
							Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $fg_{ppz2} Q_p^N$	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^N$	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{ppz1} Q_p^N$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa	Akumulacja lodowcowa	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa			
							Iły oraz mułki i mułki ilaste zastoiskowe — $b_{im} Q_p^N$			Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu					
							Piaski i mułki rzeczne — $f_{pm} Q_{p^{1-2}}$			Erozja i akumulacja rzeczna w obniżeniach terenu					
							Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^1}^A$								Egzaracja i akumulacja lodowcowa
Neogen	Miocen						Piaski kwarcowe i żwiry oraz iły i mułki z substancją organiczną i okruchami drewna — pQz^M								Akumulacja w zbiorniku śródlądowym
Paleogen	Oligocen						Piaski glaukonitowe oraz mułki piaszczyste — pGk^{OI}								Akumulacja morska oraz lagunowa
							Kreda piszcząca i margle — $kpme Cr_m$								Akumulacja morska

W czasie paleocenu i na początku eocenu, obszar ten był denudowany. Dopiero w eocenie górnym i oligocenie, w wyniku postępującej od wschodu transgresji morskiej, nastąpiła tu sedimentacja osadów piaszczysto-glaukonitowych z fosforytami. W stropie tych osadów występują wkładki ilów i mułków z substancją organiczną i okruchami drewna oraz żwirów kwarcowych. Na tych osadach, należących do oligocenu, leży seria piasków glaukonitowych (Kosmowska-Ceranowicz, Nowak, 1976).

Osady miocenu na omawianym terenie wykształcone są jako ropy i mułki z substancją organiczną oraz piaski ze smugami materii organicznej i wkładkami drewna. Osady te powstawały w śródlądowych zbiornikach wodnych w ciepłych warunkach klimatycznych. Występują powszechnie na obszarze arkusza Drohiczyn.

Osadów pliocenu na omawianym terenie nie stwierdzono.

Brak osadów górnego neogenu i dolnego czwartorzędu na omawianym obszarze wiąże się z intensywną erozją rzeczną, dlatego najstarszymi osadami czwartorzędowymi są tu zachowane jedynie w obniżeniu w Śledzianowie gliny zwałowe pochodzące ze zlodowacenia Narwi oraz piaski i mułki rzeczne interglacjału augustowskiego. Rzeki w tym interglacjale mogły płynąć z południowego wschodu na północny zachód. Osady wodnolodowcowe o bardzo złożonym składzie petrograficznym, wynikającym z wielokrotnego przemywania osadów serii paleogeńsko-neogeńskich i dolnoczwartorzędowych, pochodzą ze zlodowacenia Nidy i leżą bezpośrednio na skałach paleogeńsko-neogeńskich.

Stopniowe wypełnianie obniżeń osadami, w sytuacji wygasania ruchów tektonicznych, ograniczało wielkość erozji i przyczyniło się do zachowania osadów ze zlodowacenia Sanu 1. Pakiet osadów tego zlodowacenia występuje na znacznym obszarze, a dobry stan zachowania osadów pozwala rozdzielić gliny tego zlodowacenia na pochodzące z dwóch stadiałów.

Zlodowacenie Sanu 2 poprzedził bardzo charakterystyczny okres długotrwałej i intensywnej sedymentacji zastoiskowej. Powstaniu serii mułkowo-ilastej o dużej miąższości, stanowiącej horyzont przewodni, prawdopodobnie sprzyjały ruchy obniżające w regionie południowego Podlasia, związane z wkraczaniem lądolodu.

Zbliżenie się czoła lądolodu Sanu 2 do omawianego obszaru, związane było ze zmianą sedymentacji na wodnolodowcową. Natomiast po jego wycofaniu został pokład glin zwałowych o znacznej miąższości zachowanych tylko w północnej części obszaru. Kolejny lądolód ze zlodowacenia Odry pozostawił po sobie kompleks glin zwałowych również na północy obszaru badań, co może świadczyć o poglądalnej erozji związanej z izostatycznymi ruchami na przedpolu lądolodu. Ruchy te zachodziły wzdłuż równoleżnikowych stref tektonicznych, które wykorzystane zostały częściowo przez odpływy glacyfluwialne, a później przez rzekę Bug. Kierunek SSE–NNW, który wykorzystuje rzeka Bug zaistniał w trakcie zlodowacenia Warty, o czym może świadczyć przebieg formy ozowej informujący o takim układzie przepływów jeszcze w trakcie pobytu lądolodu. Arealne wytapianie lądolodu ze zlodowacenia Warty sprzyjało powstaniu odizolowanych brył martwego lodu, z którymi związany jest szereg form akumulacji wytopiskowej typu kemów, czy tarasów kemowych. Powstałe w tym czasie moreny czołowe wyznaczają fazy jego recesji. W wyniku akumulacji wodnolodowcowej powstały szlaki odpływów wód wykorzystane obecnie przez rzeki.

W interglacjale eemskim omawiany obszar mógł być pojezierzem. Odkryto trzy stanowiska, które dokumentują dobrze zachowane kopalne osady jeziorne powstałe podczas większej części interglacjału. Osady jeziorne zachowały się w obrębie wysoczyzn i w odchodzących od nich znacznych rozmiarów rozcięciach erozyjnych. Zachowane na terenie arkusza Pobikry (Brzezina i in., 2004) osady jeziorne z interglacjału eemskiego w obrębie obecnej doliny Bugu, mogą wskazywać na istnienie obniżień już w tym czasie. Przypuszczalnie ten fakt umożliwił późniejszy rozwój rozległej formy dolinnej.

Osady ze zlodowacenia Wisły zachowały się głównie w dolinie Bugu, gdzie tworzą taras nadzalewowy. Należy przyjąć, że dolina Bugu w obecnej formie ukształtowała się w okresie zlodowacenia Wisły i w holocenie, ale początki przepływów rzecznych w jej strefie należy datować na schyłek zlodowacenia Warty i interglacjału eemski, kiedy to połączenie powstałych po wycofującym się lądolodzie zagłębień końcowych, w odcinku równoleżnikowym doliny, oraz kształtowanie się przepływów fluwioglacjalnych w odcinku SSE–NNW, przyczyniło się do wykorzystania tych stref dla głównych odpływów rzecznych.

U schyłku plejstocenu miały miejsce procesy eoliczne głównie na tarasie nadzalewowym Bugu.

Holocen, to okres akumulacji w dolinach rzek i suchych dolinkach erozyjnych i denudacyjnych osadów mineralnych i organogenicznych.

Procesy denudacji, zachodzące w różnych warunkach klimatycznych, w czasie od zlodowacenia Warty do holocenu, tworzą obecnie pokrywy deluwialne.

IV. PODSUMOWANIE

Prace kartograficzne prowadzone na obszarze arkusza Drohiczyń pozwoliły pogłębić wiedzę o budowie geologicznej i tektonice tego obszaru. Najważniejsze wnioski wynikające z tego opracowania to:

- uszczegółowienie dotychczasowej wiedzy geologicznej na temat obszaru badań;
- uzyskanie dokumentacji geologicznej osadów podłoża czwartorzędu;
- rozdzielenie glin zwałowych ze zlodowacenia Sanu 1 na reprezentujące dwa stadiały tego zlodowacenia;
- wyróżnienie warstwy iłów i mułków zastoiskowych z okresu transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 jako horyzontu przewodniego dla plejstocenu tego regionu;
- sporządzenie nowej dokumentacji palinologicznej dla stanowiska osadów organogenicznych reprezentujących interglacjał mazowiecki w Śledzianowie;
- odkrycie osadów organogenicznych z okresu chłodnego między zlodowaceniami Odry i Warty;
- udokumentowanie geologiczne i paleontologiczne, w postaci diagramów pyłkowych, nowych trzech stanowisk interglacjału eemskiego.

Do ważnych problemów wymagających dalszych prac należą:

- szczegółowe rozpoznanie osadów paleogenu i neogenu i określenie ich wieku,
- szczegółowe rozpoznanie przebiegu obniżenia w rejonie Śledzianowa,
- szczegółowe prześledzenie rozwoju doliny Bugu,
- analiza występowania i przebiegu tektonicznych linii strukturalnych,
- wykazanie związku tektoniki z elementami współczesnej i kopalnej rzeźby.

Opracowano
w Instytucie Geologii Podstawowej
Wydziału Geologii
Uniwersytetu Warszawskiego

Zakład Kartografii Geologicznej
Struktur Płytkich
Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego
w Warszawie

Warszawa, 2006

LITERATURA

- Albrycht A., 1999a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sarnaki. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Albrycht A., 1999b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Sarnaki. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Albrycht A., 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łosice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Albrycht A., 2001 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Łosice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Albrycht A., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sokołów Podlaski. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Albrycht A., Bińka K., Brzezina R., Dyjor K., Nitychoruk J., Pavlovskaya I., 1997 — Uwagi o nowych stanowiskach osadów interglacjalnych na tle stratygrafii młodszego czwartorzędu południowego Podlasia. *Prz. Geol.*, **45**, 6: 629–633.
- Areń B., 1972 — Rozwój paleozoiku w obniżeniu podlaskim. *Kwart. Geol.*, **16**, 1: 19–36.
- Areń B., Lendzion K., 1978 — Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. W: Wybrane problemy stratygrafii i litologii wendu oraz dolnego kambru na platformie prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **90**: 7–43.
- Bałuk A., 1991 — Czwartorzęd dorzecza dolnej Narwi (północno-wschodnie Mazowsze). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 130: 1–73.
- Baraniecka M. D., 1969 — Stratygrafia i paleogeomorfologia młodszego plejstocenu na północnym Mazowszu. Dorzecze dolnej Wkry. W: Plejstocen północnego Mazowsza. *Pr. Inst. Geol.*, Warszawa.

- Baraniecka M. D., 1984 — Neoplejstocen. Niż Polski i Wyżyny środkowopolskie, zlodowacenia środkowopolskie na obszarze nie przykrytym przez osady lodowcowe. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa: 154–191.
- Baraniecka M. D., 1990 — Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat. *Kwart. Geol.*, **34**, 1: 149–166.
- Bińska K., 2004 — Analiza palinologiczna osadów organicznych i jeziornych na ark. Drohiczyń SMGP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bińska K., Nitychoruk J., 1995 — Mazovian (Holsteinian) lake sediments at Woskrzenice near Biała Podlaska. *Kwart. Geol.*, **39**, 1: 109–120.
- Bińska K., Nitychoruk J., 1996 — Geological and palaeobotanical setting of interglacial sediments at the Kaliłów site in southern Podlasie. *Kwart. Geol.*, **40**, 2: 269–282.
- Bińska K., Nitychoruk J., 1998 — The eemian and Holsteinian pollen data from eastern Poland. Mat. Konf. Pollen and Spores, Royal Bot. Gard. Kew.
- Bińska K., Nitychoruk J., 2003 — The Late Saalian, Eemian and Early Vistulian pollen sequence at Dziewule, eastern Poland. *Geol. Quart.*, **47**, 2: 155–167.
- Bitner K., 1954 — Charakterystyka paleobotaniczna utworów interglacjalnych w Horoszkach koło Mielnika na Podlasiu. *Biul. Inst. Geol.*, 69.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1973 — Opracowanie stratygraficzne interglacjalnego mazowieckiego ze Śledzianowa (wyniki analizy pyłkowej) ark. Drohiczyń, pow. Siemiatycze. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzezina R., Albrycht A., Dyjor K., 2002 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Pobikry. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Brzezina R., Albrycht A., Dyjor K., 2004 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Pobikry. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dłużak Z., 1961 — Profil z torfem interglacjalnym z okolic Śledzianowa nad dolnym Bugiem. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktor S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000. W: Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Falkowski E., Falkowski T., Granacki W., Karabon J., Krauzlis K., 1984/85 — Kształtowanie się rzeźby obszaru woj. białkopodlaskiego i ocena możliwości występowania surowców budowlanych. *Rocznik Międzyrzecki*, 16–17.
- Falkowski E., Falkowski T., Granacki W., Karabon J., Krauzlis K., 1988 — Morfogenez sieci rzecznej obszaru woj. białkopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji. *Prz. Geol.*, **36**, 11: 619–630.
- Gałzka D., 2003 — Analizy petrologiczne dla arkusza Drohiczyń SMGP w skali 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Janczyk-Kopikowa Z., 1981 — Analiza pyłkowa plejstocenijskich osadów z Kazanowa i Krepcza. *Biul. Inst. Geol.*, 321.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J., 1981 — Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the European Plain. *Biul. Inst. Geol.*, 335: 65–79.
- Kondracki J., 1933 — Tarasy dolnego Bugu. *Prz. Geogr.*, 13, 2–4: 104–126.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Nowak J., 1976 — Przedplejstocenijskie osady okruchowe pomiędzy Łosicami a Kornicą na Podlasiu. *Pr. Muz. Ziemi*, 25: 55–64.
- Krupiński K. M., 1995 — Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego w świetle badań osadów z Podlasia. *Acta Geogr. Lodz.*, 70: 1–200.
- Krupiński K. M., Lindner L., Turowski W., 1986 — Sediments of the Mazovian Interglacial at Biała Podlaska (Eastern Poland). *Bull. Pol. Ac. Earth Sc.*, 34, 4: 365–373.
- Krupiński K. M., Lindner L., Turowski W., 1988 — Geologic-floristic setting of the Mazovian Interglacial sediments at Biała Podlaska (E Poland). *Acta Palaeobot.*, 28, 1–2: 29–47.
- Krupiński K. M., Lindner L., 1987 — Młodoholocenijska sukcesja roślinności w Białej Podlaskiej. Ref. na Symp. „Problemy ochrony środowiska i gospodarki wodnej w makroregionie środkowowschodnim”, Biała Podlaska.
- Krupiński K. M., Lindner L., 1991 — Flora interglacialna w Komarnie koło Białej Podlaskiej, wschodnia Polska. Wyd. UAM, Ser. Geogr., 50: 511–518.
- Lencewicz S., 1931 — Międzyrzecze Bugu i Prypeci. *Prz. Geogr.*, 11: 1–72.
- Lendzion K., 1962 — Paleozoik w anteklizie Sławatycz w świetle nowych wierceń. *Kwart. Geol.*, 6, 4: 513–525.
- Lewiński J., Samsonowicz J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu Północno-Europejskiego. *Pr. Tow. Nauk.* Warszawa. 31.
- Lindner L., 1988 — Zarys stratygrafii plejstocenu rejonu Białej Podlaskiej wraz z próbą korelacji z przyległymi obszarami Związku Radzieckiego. *Prz. Geol.*, 36, 11: 637–647.
- Lindner L., Krupiński K. M., Marciniak B., Nitychoruk J., 1990 — Sytuacja geologiczna i florystyczna plejstocenijskich osadów organogenicznych w rejonie Ossówki (południowe Podlasie). *Prz. Geol.*, 38, 11: 476–483.
- Lindner L., Krupiński K. M., Marciniak B., Nitychoruk J., Skompski S., 1991 — Plejstocenijskie osady jeziorne w stanowisku Hrud I koło Białej Podlaskiej. *Kwart. Geol.*, 35, 3: 337–362.
- Lindner L., Astapova S. D., 2000 — The age and geological setting of Pleistocene glacial beds around the border between Poland and Belarus. *Geol. Quart.*, 44, 2: 187–197.
- Lindner L., Dzierżek J., Lamparski Z., Marks L., Nitychoruk J., 1995 — Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenienie. *Prz. Geol.*, 43, 7: 586–591.
- Lindner L., Marks L., 1999 — New approach to stratigraphy of paleolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland. *Geol. Quart.*, 43, 1: 1–7.
- Marks L., Lindner L., Nitychoruk J., 1995 — New approach to a stratigraphic position of the Warta Stage in Poland. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 135–147.
- Matysiak Z., Dzierżek J., Nitychoruk J., Siennicka-Chmielewska A., 1999 — Projekt badań geologicznych dla SMGP 1:50000, ark. Drohiczyn i Siemiatycze. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Mojski J. E., 1972 — Nizina Podlaska. W: Geomorfologia Polski (R. Galon, red.). 2. Niż Polski. Wyd. PWN, Warszawa: 318–368.
- Mojski J. E., Rühle E., 1965 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 12. Czwartorzęd. Inst. Geol., Warszawa.
- Nejbert K., 2005 — Analiza minerałów ciężkich na ark. SMGP 1:50 000 Drohiczyn. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nitychoruk J., 1994 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. Rocznik Międzyrzecki, 26: 23–107, Międzyrzec Podlaski.
- Nitychoruk J., 2000 — Climate reconstruction from stable-isotope composition of the Mazovian Interglacial (Holsteinian) lake sediments in eastern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **50**, 2: 247–294.
- Nitychoruk J., 2003 — Wykonanie i interpretacja oznaczeń malakofauny dla arkusza Drohiczyn SMGP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nitychoruk J., Bińka K., 1997 — Zasięg stadiału Warty we wschodniej Polsce. W: Problemy zlodowaceń Środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej (D. Krzyszkowski, B. Przybylski, red.). Przew. IV Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski, Wrocław.
- Nitychoruk J., Bińka K., Pavlovskaya I., 1997 — Die Ausdehnung des Warthe-Stadials in Ost-Polen und West-Weißenrußland - festgelegt aufgrund einer fossilen Seenplatte aus dem Eem-Interglacial. Quaternary Deposits and Neotectonics in the Area of Pleistocene Glaciations. Field Symposium. Mińsk, Belarus.
- Nitychoruk J., Dzierżek J., Stańczuk D., 2006a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Janów Podlaski. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Nitychoruk J., Dzierżek J., Stańczuk, D., 2006b — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Janów Podlaski. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Nowak J., 1969 — Rzeźba podłoża i stratygrafia osadów czwartorzędu Wysoczyzny Siedleckiej i obszarów sąsiednich. *Kwart. Geol.*, **13**, 2: 424–437.
- Nowak J., 1971 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Siedlce. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1972 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Siedlce. Wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1973 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Biała Podlaska. Wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1974 — Objąsnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Biała Podlaska. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1977 — Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych zależnych od podłoża. *Stud. Geol. Pol.*, **52**: 347–360.
- Pazdur A., 2005 — Sprawozdanie nr 20/2005 z wykonania oznaczeń wieku metodą C-14. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1974 — Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej, obszar wyniesiony platformy wschodnioeurpejskiej, część środkowa. W: Budowa Geologiczna Polski. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa: 71–78.
- Prószyński M., 1933 — Szkic geologii miasta Brześcia n/Bugiem. Postępy prac przy melioracji Polesia. Brześć.
- Prószyński M., 1952 — Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **65**: 313–364.
- Różycki S. Z., 1946 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1:300 000, ark. Lublin. Wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

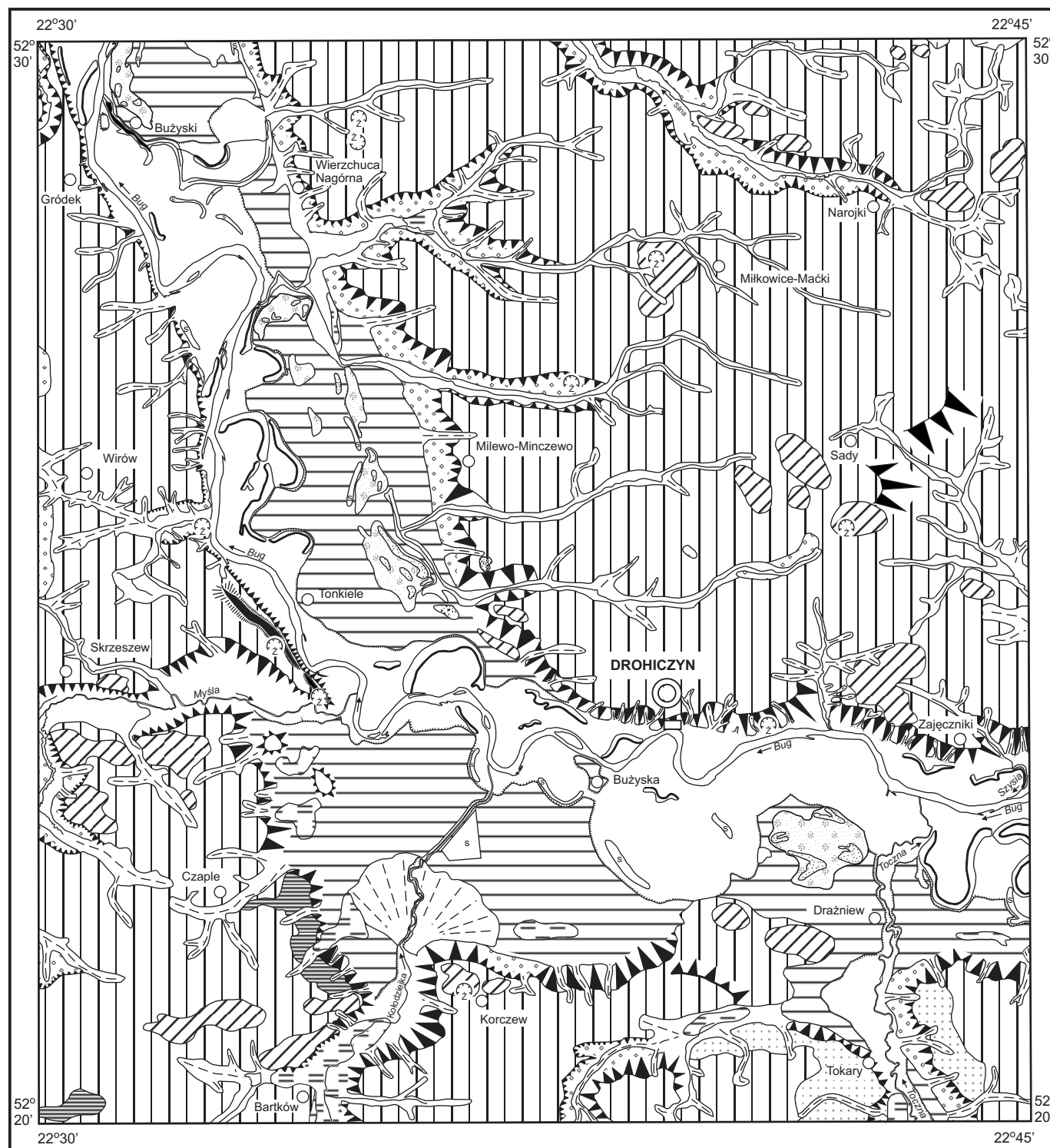
- Różycki S. Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Rudzki M., 2003 — Badania elektrooporowe na arkuszu Drohiczyń SMGP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1976 — Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. *Stud. Geol. Pol.*, 50: 1–126.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1991 — Sedimentary environments of glaciofluvial uplands and glaciofluvial crevasse fillings against the general background of other glacioaqueous environments. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 61, 1–2: 3–37.
- Rühle E., 1952 — przyczynek do znajomości budowy geologicznej okolicy Terespoła. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66.
- Rühle E., 1969 — Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Łukowie na Podlasiu. W: Z badań czwartorzędu w Polsce (E. Rühle, red.). **12.** *Biul. Inst. Geol.*, 220: 81–104.
- Rühle E., 1970 — Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. *Acta Geogr. Lodz.*, 24: 399–412.
- Rühle E., 1973 — Stratygrafia czwartorzędu Polski. W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych (E. Rühle, red.). Wyd. Geol., Warszawa: 31–78.
- Rzechowski J., 1986 — Pleistocene till stratigraphy in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 5: 365–372.
- Samsonowicz J., 1917 — Kilka słów o dyluwium powiatu Sokołowskiego. *Spraw. Tow. Nauk Warsz.*, 10.
- Skorupa J., 1963 — Główne elementy tektoniki krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej dla obszaru Polski w nawiązaniu do danych geofizycznych. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 125–136.
- Staśkiewicz E., 1971 — Określenie możliwości występowania złóż kredy piszącej w rejonie Mielnika na tle budowy geologicznej regionu. Praca magist. Arch. Wydz. Geol., UW, Warszawa.
- Straszewska K., 1968 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu. *Stud. Geol. Pol.*, 23.
- Turnau-Morawska M., 1952 — Utwory rzeczne doliny Bugu między Terespołem a Wyszkowem. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 68: 154–171.
- Woldstedt P., 1920 — Die Durchbrueche von Schtschara und Bug durch den Westrussischen Landrñeken. [Przełomy Szczary i Bugu]. *Z. ges. Erdk. Berl.*: 215–225.
- Wołosowicz S., 1922 — O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**: 4–6.
- Zaborski B., 1927 — Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.*, 7: 1–52.
- Znosko J., 1990 — W sprawie zbadania granicy między proterozoikiem i kambrem w Polsce. *Kwart. Geol.*, **34**, 1: 137–148.
- Zwierz S., 1949 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Biała Podlaska. Wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Zwierz S., 1954 — Opisy profili geologicznych, wierceń, szurfów, odkrywek w rejonie Mielnika n/Bugiem. Arch. Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A. M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263: 1–97.
- Żelichowski A. M., 1974 — Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Obszar wyniesiony platformy wschodnioeuropejskiej – część południowa. W: Budowa Geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Wyd. Geol., Warszawa.

- Ż e l i c h o w s k i A . M . , 1979 — Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.*, **23**, 2.
- Ż e l i c h o w s k i A . M . , 1984 — Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przewodnik 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Lublinie. Wyd. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Drohiczyn (494)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Moreny czołowe akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Ozy, formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Doliny wód roztopowych

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne
- Starorzecza:
 - świeże (zawodnione)
 - suche
 - Krawędzie tarasów
 - Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Stożki napływowe
- Długie stoki

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne







- Dna stawów
- Grodziska
- Żwirownie (Ż)

Opracował: D. STAŃCZUK

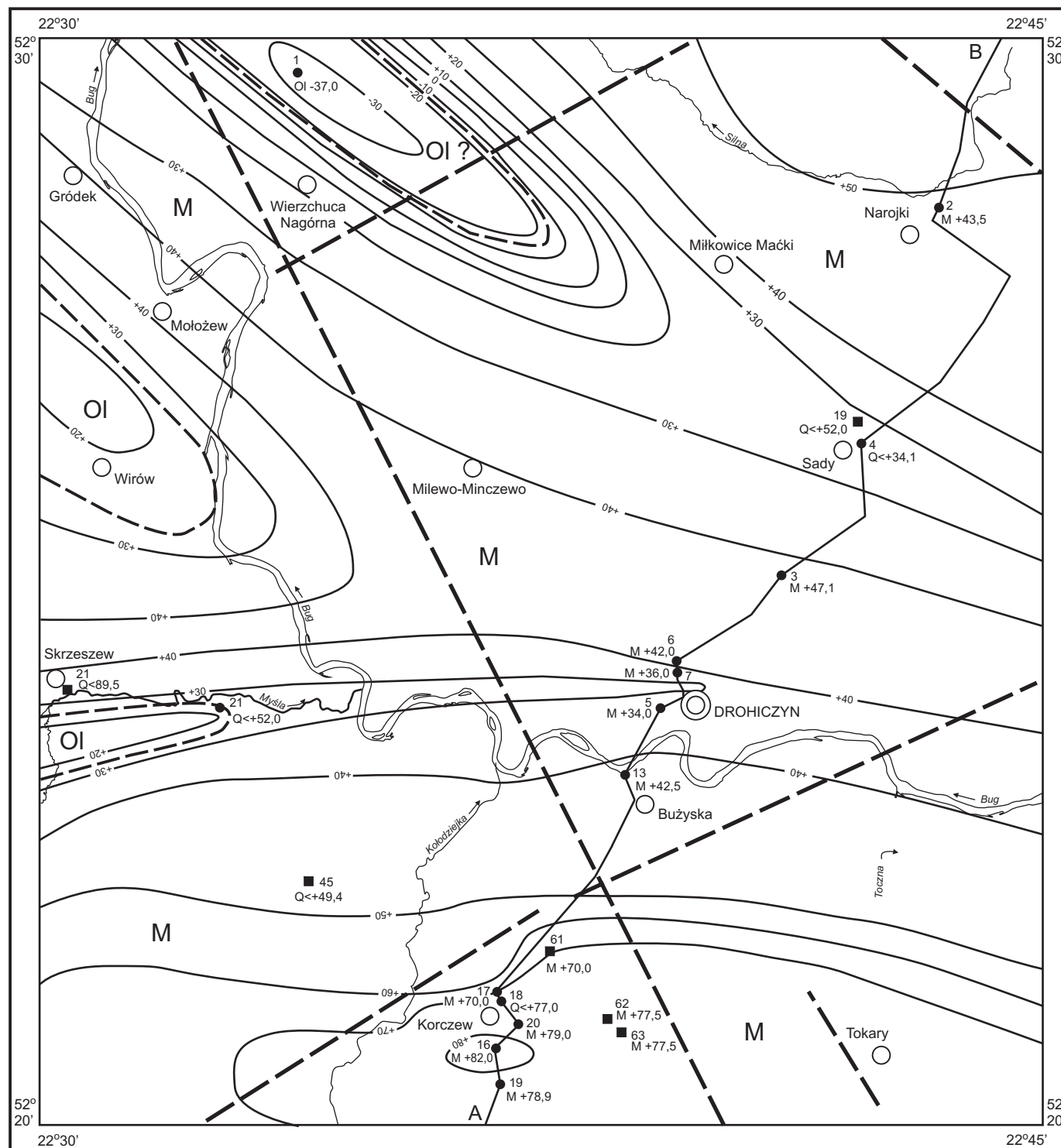
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Drohiczyn (494)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

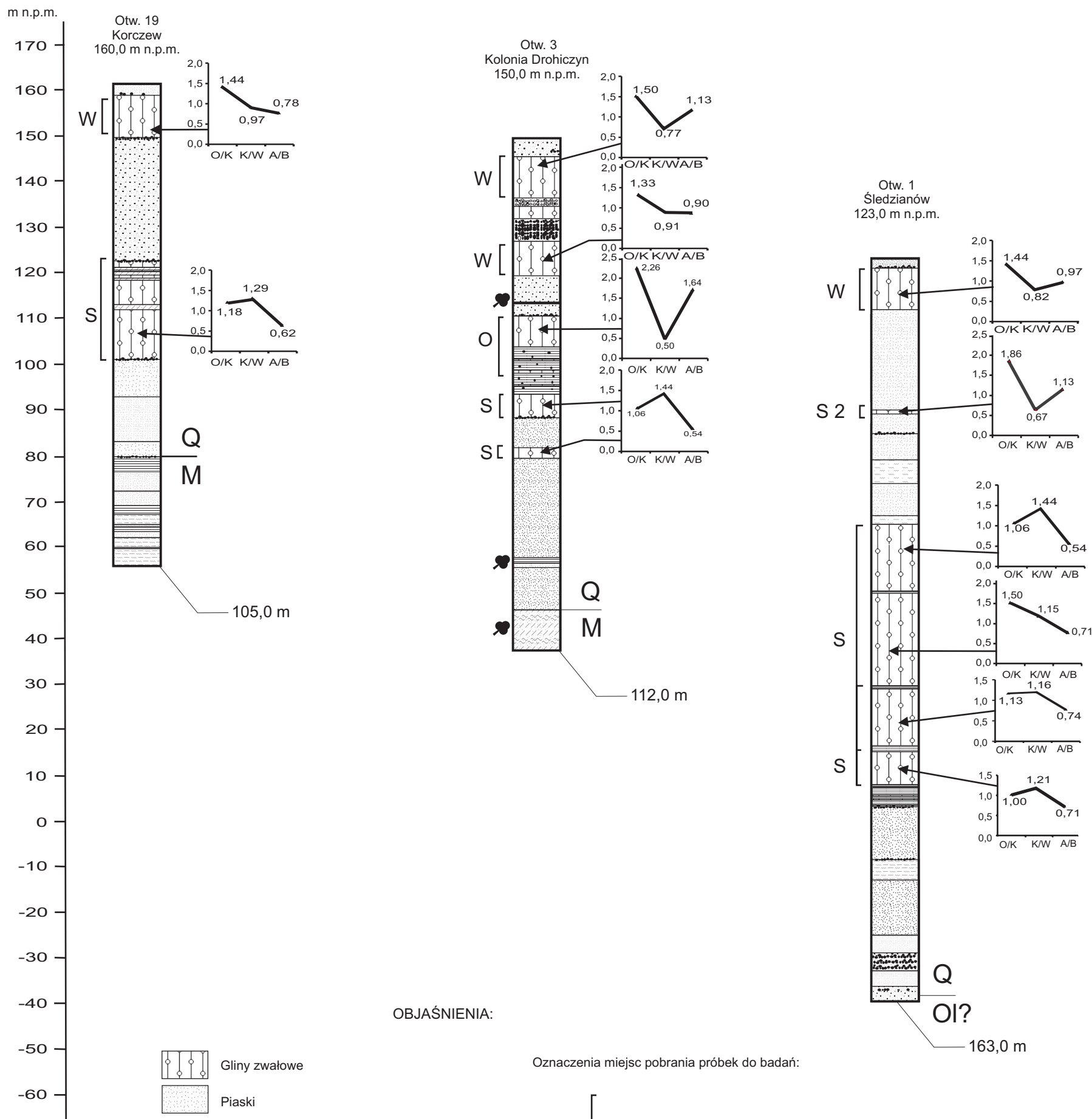
Skala 1:100 000

- | | | | |
|---|----------|-----------|--|
| NEOGEN | MIOCEN | M | Piaski i żwiry kwarcowe oraz ropy i mułki z substancją organiczną i okruchami drewna |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | OI | Piaski glaukonitowe oraz mułki piaszczyste |
|  | | | Granice geologiczne |
|  | | | Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m. |
|  | | | Uskoki przypuszczalne |
|  | | | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q — czwartorzęd, M — miocen, OI — oligocen; liczba — wysokość stropu w m n.p.m., w przypadku osadów czwartorzędowych — rzędną zakończenia otworu) |
|  | | | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy dokumentacyjnej (symbol oznacza wiek: Q — czwartorzęd, M — miocen; liczba — wysokość stropu w m n.p.m., w przypadku osadów czwartorzędowych — rzędną zakończenia otworu) |
|  | | | Linia przekroju geologicznego |

Opracował: J. NITYCHORUK



**ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP
(KARTOGRAFICZNYCH)**

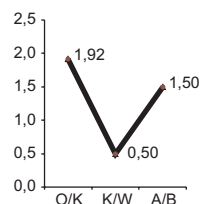


OBJAŚNIENIA:

- Gliny zwałowe
- Piaski
- Żwiry
- Mułki, mułki ilaste, iły warwowe
- Iły

Oznaczenia miejsc pobrania próbek do badań:

- petrograficznych
- palinologicznych



Współczynniki petrograficzne (O/K-K/W-A/B) obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych i odpowiadające im litotypy

Opracował: J. NITYCHORUK