



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Zreambulowała: EWA BARTCZAK

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionalny — D. GAŁĄZKA

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1:50 000

Arkusz Kamieński (736)

(z 1 fig., 1 tab. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2015

Autorka reambulacji: Ewa BARTCZAK

Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu,
PROXIMA SA

ul. Kwidzyńska 71, 51-415 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Magdalena Olga KANIEWSKA

Akceptował do udostępnienia
Dyrektor ds. państwowej służby geologicznej
mgr inż. A. PRZYBYCIN

ISBN 978-83-7863-451-5

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2015

Przygotowanie wersji cyfrowej: Włodzimierz OGRODOWCZYK, Jadwiga GAC-JACHOWICZ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp.....	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu.....	9
III. Budowa geologiczna.....	13
A. Stratygrafia.....	14
1. Perm.....	14
a. Perm górny.....	14
Cechsztyń.....	14
2. Trias.....	14
a. Trias dolny + środkowy.....	14
Pstry piaskowiec.....	14
b. Trias środkowy.....	14
Wapień muszlowy.....	14
c. Trias górny.....	15
Kajper.....	15
3. Jura.....	15
a. Jura dolna.....	15
Pliensbach + toark.....	15
b. Jura środkowa.....	16
c. Jura górna.....	18
Oksford.....	18
Kimeryd.....	19
4. Kreda.....	21
a. Kreda dolna.....	21
Alb.....	21
b. Kreda górna.....	21
Cenoman–santon.....	22
Kampan.....	23
Mastrycht.....	23
5. Paleogen.....	24
6. Neogen.....	24

a. Miocen	25
Miocen dolny	25
Miocen dolny + środkowy	26
Miocen środkowy + górny	28
Miocen górny	29
b. Miocen + pliocen	30
Miocen górny + pliocen	30
7. Czwartorzęd	31
a. Plejstocen	32
Zlodowacenia południowopolskie	32
Zlodowacenie Nidy	32
Zlodowacenie Sanu 1	33
Interglacjał ferdynandowski	36
Interglacjał wielki	37
Zlodowacenia środkowopolskie	38
Zlodowacenie Odry	38
Interglacjał lubawski	40
Zlodowacenie Warty	42
Interglacjał eemski	46
Zlodowacenia północnopolskie	46
Zlodowacenie Wisły	46
b. Czwartorzęd nierozdzielony	48
c. Holocen	49
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	49
C. Rozwój budowy geologicznej	56
IV. Podsumowanie	64
Literatura	66

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Obszar arkusza Kamieńsk (736) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) jest położony w województwie łódzkim, na terenie gmin: Bełchatów, Kleszczów i Kluki w powiecie bełchatowskim, Wola Krzysztoporska w powiecie piotrkowskim, Sulmierzyce w powiecie pajęczańskim oraz Lgota Wielka, Gomunice i Dobryszycy w powiecie radomszczańskim.

Teren arkusza zajmuje powierzchnię około 324 km² i jest ograniczony następującymi współrzędnymi geograficznymi: 19°15' i 19°30' długości geograficznej wschodniej oraz 51°10' i 51°20' szerokości geograficznej północnej. Leży na pograniczu trzech makroregionów: Nizina Południowo-wielkopolska, Wzniesienia Południowomazowieckie i Wyżyna Przedborska, obejmując fragmenty mezoregionów: Kotlina Szczercowska, Wysoczyzna Bełchatowska i Wzgórza Radomszczańskie (Kondracki, 2009).

Dużą część obszaru arkusza porastają lasy sosnowe, rzadziej mieszane, resztę zaś stanowią tereny rolnicze (pola uprawne i łąki). Niewielki procent powierzchni terenu zajmują wody powierzchniowe i nieużytki. Z południowego wschodu na północny zachód przepływa rzeka Widawka. Jej głównymi dopływami są Rakówka, Jeziorka i Krasówka. W dolinie Widawki znajdują się dwa sztuczne zbiorniki wodne.

Największą miejscowością na omawianym obszarze jest Kamieńsk, który stanowi zwartą zabudowę z Wojciechowem i Gomunicami. Stosunkowo dużym ośrodkiem, będącym również siedzibą Urzędu Gminy, jest Kleszczów. Pozostały teren charakteryzuje się gęstą siecią osadniczą złożoną z małych miejscowości, wsi i przysiółków, połączonych drogami gminnymi i powiatowymi. Na zachód od Kamieńska przebiega droga krajowa nr 1 Gdańsk–Cieszyn, natomiast Kamieńsk z Bełchatowem łączy droga wojewódzka nr 484.

Znaczną część obszaru arkusza zajmują tereny przemysłowe dwóch zakładów: Polska Grupa Energetyczna (PGE) Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna Oddział Kopalnia Węgla Brunatnego

Bełchatów oraz PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna Oddział Elektrownia Bełchatów. Czynne wyrobisko kopalni znajduje się na pograniczu z obszarem arkusza Szczerców, na północ od Żłobnicy. Przeważającą część wyrobiska w rejonie pola Bełchatów zajmuje zwałowisko wewnętrzne kopalni, które w części wschodniej stanowi formę pozytywną, podobnie jak całkowicie zreultywowane zwałowisko zewnętrzne — Góra Kamieńska. Po północnej stronie wyrobiska kopalni znajduje się kompleks zabudowań elektrowni Bełchatów oraz przylegających do niej osadników.

Prace geologiczne związane z reambulacją arkusza Kamieński, opracowanego przez Baraniecką (1971b, c), prowadziło Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego. Opracowanie wykonano na podstawie projektu badań geologicznych (Badura i in., 2009), zatwierdzonego 22.01.2010 r. przez Ministra Środowiska decyzją DGiKGgs-475-12/3846/sekr/10/JJ (poz. planu 21-0206-0736-00-3). Prace reambulacyjne wykonano w latach 2011–2013. W ramach prac terenowych odwiercono 153 sondy ręczne (296 m) i 52 sondy WH (104 m) oraz zweryfikowano odsłonięcia.

Przy zestawianiu mapy powierzchniowej, poza własnymi materiałami terenowymi, wykorzystano jedynie dane z wierceń archiwalnych. Zakładana w projekcie reinterpretacja materiałów terenowych z pierwszej wersji mapy nie została przeprowadzona, ponieważ materiały te zaginęły. Na potrzeby arkusza zebrano około trzech tysięcy profili wierceń, w większości zlokalizowanych na obszarze złoża węgla brunatnego Bełchatów. Po wstępnej analizie, na mapę dokumentacyjną naniesiono 1639 otworów oraz 83 dokumentacje. Dostarczyły one informacji o wykształceniu serii geologicznych występujących do głębokości około 3250 m. Wiele otworów wykonano metodą bezrdzeniową (na płuczkę), przez co opisy ich profili zawierają bardzo ogólną charakterystykę osadów. Na podstawie skąpych informacji, trudno o właściwą interpretację budowy geologicznej niektórych fragmentów terenu. Do przedstawienia charakterystyki geologicznej kartowanego terenu wybrano 140 otworów, które zlokalizowano na mapie geologicznej.

Arkusz Kamieński w pierwszej wersji przedstawia nieaktualny stan wiedzy na temat budowy geologicznej tego terenu. Po rozpoczęciu eksploatacji złoża węgla brunatnego Bełchatów przybyło wiele nowych materiałów badawczych, na podstawie, których opracowano nową stratygrafię osadów na tym obszarze. Na przekroju geologicznym pokazano aktualną sytuację w obrębie zreultywowanego wyrobiska kopalni. W tym celu wykorzystano profile skarp z okresu eksploatacji oraz mapy geodezyjne zwałowiska wewnętrznego.

Przeglądowe opracowanie geologiczno-kartograficzne omawianego obszaru stanowi Mapa Geologiczna Polski 1:200 000 (MGP), arkusz Częstochowa, wydanie A i B (Haisig, 2011a, b). Jest

ono syntezą budowy geologicznej i stratygrafii tego terenu. Obszar arkusza Kamieńsk objęły również seryjne mapy w skali 1:50 000 takie jak: Mapa Litogenetyczna Polski (Welniak, Zieliński, 2007), Mapa Geośrodowiskowa Polski (Strzemińska, 2003; Lis i in., 2004) oraz Mapa Hydrogeologiczna Polski (Mikuła, Siwy-Będkowska, 2000).

Do momentu odkrycia złoża węgla brunatnego w rowie Kleszczowa, omawiany teren nie wzbudzał zainteresowania geologów a informacje o nim pojawiały się w nielicznych publikacjach, przeważnie o charakterze regionalnym. Najstarsze z nich dotyczyły osadów plejstocenijskich okolic Szczercowa (Premik, 1924, 1930; Piech, 1930, 1932) i Radomska (Łuniewski, 1947; Skompski, 1971) oraz problemów czwartorzędu w dorzeczu Widawki (Jurkiewiczowa, 1952, 1961). Dopiero wykonanie dokumentacji złoża węgla brunatnego Bełchatów pozwoliło na dokładniejsze rozpoznanie budowy geologicznej tego terenu. Autorzy publikacji z tego okresu opierali się początkowo jedynie na analizach profili otworów wiertniczych. Ich wiedza na temat budowy geologicznej tego terenu została zweryfikowana po udostępnieniu wyrobiska kopalni, w trakcie odsłaniania kolejnych poziomów eksploatacyjnych. Obecnie odkrywka kopalni Bełchatów jest największym w Polsce wykopem, sięgającym do głębokości ponad 300 m. Odsłaniany tu profil plejstocenu, jeden z najpełniejszych w Polsce, był przedmiotem systematycznych, różnorodnych badań, których efektem są liczne publikacje wydane w kraju i za granicą. Przez wiele lat problemami litologii, stratygrafii i paleogeografii osadów czwartorzędowych w rowie Kleszczowa i w jego otoczeniu zajmowali się: Baraniecka (1971a–c, 1978, 1980a–d, 1981a, b, 1982a, b, 1983, 1987a, b, 1993), Baraniecka i Sarnacka (1971), Baraniecka i inni (1980a, b), Baraniecka i Goździk (1992), Brodzikowski (1982b, 1983a–c, 1985a, c, 1987a, b), Brodzikowski i inni (1980), Butrym (1985), Butrym i inni (1982), Czarnecki i inni (2004), Domosławska-Baraniecka i Skompski (1967), Goździk (1986, 1987, 1992, 1995a, b), Goździk i Balwierz (1993, 1994a–c), Goździk i Konecka-Betley (1987), Goździk i Krysiak (2009), Goździk i Krzyszkowski (1987), Goździk i van Loon (2007), Goździk i Zieliński (1996, 1997), Gruszka (1992), Gruszka i inni (2004), Hałuszczak (1980, 1982a–c, 1985a, b), Hałuszczak i Baraniecka (1982), Hałuszczak i inni (1982), Krzyszkowski (1987b, f, 1989a, d, 1990a, c, d, 1991b, d, 1992a, 1994c, 1995, 1998), Krzyszkowski i Brodzikowski (1987), Krzyszkowski i Czerwonka (1992), Manikowska (1980, 1992), Manikowska i Balwierz (1987), Wyrwicki (1995b), Wysoczański-Minkowicz (1985) oraz Zieliński (1980, 1982).

Różnowiekowe osady organiczne odsłaniane w odkrywce kopalni, były przedmiotem badań: Aleksandrowicza (1987, 1991), Balwierz i Goździka (2000), Balwierz i innych (2006, 2008), Baranieckiej (1981b, c), Baranieckiej i Goździka (1992), Baranieckiej i Hałuszczaka (1982, 1983), Baranieckiej i Janczyk-Kopikowej (1995), Baranieckiej i innych (1992, 1993), Baranieckiej

i Pazdura (1981), Brodzikowskiego (1982b, 1983a, c, 1985a, 1987a, b, c), Brodzikowskiego i Baranieckiej (1982), Brodzikowskiego i Zielińskiego (1987a, b), Chomy-Moryl i Moryła (1991), Czczugi i innych (1991), Czyżewskiej i Wiszniowskiej (1982), Drobnik (1997), Goździka i Jastrzębskiej-Mamełki (1982), Grabowskiej (1983), Hałuszczaka i Baranieckiej (1982), Janczyk-Kopikowej (1966, 1971, 1980a, b, 1982, 1983, 1985, 1987a–c), Jastrzębskiej-Mamełki (1992, 1993), Koneckiej-Betley (1987, 1993), Krupińskiego i innych (1987), Krzyszkowskiego (1984, 1986, 1987a, c–e, g, h, 1989b, 1991a, c, e, 1991a, 1992a), Krzyszkowskiego i Kuszell (1987), Krzyszkowskiego i Nity (1993), Kuszell (1991a–c), Marciniak (1991, 2004), Pyszyńskiego (1991), Pyszyńskiego i Krzyszkowskiego (2011), Szczyпка (1978) oraz Wiszniowskiej (1991).

Osobne publikacje dotyczą badań litofacjalnych i petrograficznych różnowiekowych glin lodowcowych. Na uwagę zasługują tu prace: Baranieckiej i innych (1994, 1995), Baranieckiej i Koneckiej-Betley (1993), Czerepowickiej (1980), Czerwonki i Krzyszkowskiego (1990, 1992), Gałązki (2005), Goździka (1987), Jakimowicza (1982), Koneckiej-Betley i Baranieckiej (1995), Koneckiej-Betley i Zagórskiego (1996), Krzyszkowskiego (1994b), Rzechowskiego (1971, 1980) oraz Ziomka i innych (1987), .

Stratygrafia i litologią osadów trzeciorzędowych w rowie Kleszczowa zajmowali się: August i inni (1985), Bahranowski i inni (1997, 1999), Baraniecka i inni (1997), Barczuk i Wyrwicki (1999, 2001), Bryk i inni (1994), Burchart i inni (1989), Ciuk i Piwocki (1967, 1980), Czarnecki (2005), Czarnecki i inni (1992a, b), Derkacz (1968), Fostowicz-Frelik i inni (2012), Garapich (2000), Garapich i Kälin (1999), Gilarska (2004), Głazek i Szynkiewicz (1987), Hałuszczak (1987), Jerzmańska i Hałuszczak (1986), Jończyk i inni (2003), Kasiński (2004), Kasiński i Piwocki (1994a, b), Kasiński i inni (2000), Kasza i inni (1982), Kossowski (1974a, c, 1994), Kowalski (1993a, b, 1994, 1995), Kowalski i Kubiak (1993), Kozydra i Piwocki (1985), Krzyszkowski (1993), Krzyszkowski i Winter (1996), Lorenc (1984), Lorenc i Zimmerle (1993), Majewski (1996), Matl (2000), Nowicki (1971), Nowicki i Woźny (1965), Piechocki (1997), Rzebiak-Kowalska (1993, 1994, 1996), Słomka i inni (2000), Simiczyjew i Wiśniewski (1995, 1997), Stachura i Ratajczak (2004), Stuchlik i inni (1990), Stuchlik i Szynkiewicz (1998), Stworzewicz (1995), Stworzewicz i Prisyazhnyuk (1997), Stworzewicz i Sołtys (1996), Stworzewicz i Szynkiewicz (1989), Szynkiewicz (1994b, 1999, 2000), Wagner (1984, 2000), Wagner i Drobnik (2000), Wagner i inni (2000), Wilczyński (1992), Wiśniewski i Wyrwicki (1997, 2003), Worobiec i Worobiec (2008), Worobiec (1995, 1997, 2001, 2003), Worobiec i Lesiak (1998), Worobiec i Szynkiewicz (2007), Worobiec i inni (2012), Wyrwicki (1995a, 1996, 1999), Ziemińska-Tworzydło (1966), Woźny (1968) oraz Ziomek (1995).

Osady kompleksu jurajsko-kredowego, leżącego w podłożu kenozoiku omawianego terenu, były przedmiotem zainteresowania: Barwicz-Piskorz i Szewczyk (1994), Biernata (1967, 1968, 1971), Cieślińskiego i Dąbrowskiej (1980), Feldman-Olszewskiej (2007), Głowniak (1991), Gośławskiej (1984), Hoffmanna i Krobickiego (1989), Mastelli i Mizerskiego (1980), Smolenia (1995), Szynkiewicza (1994a), Wyrwickiego (2001) oraz Zapałowicz-Bilan (1999).

Odrębnym zagadnieniem, znajdującym odzwierciedlenie w licznych publikacjach, jest rozwój tektoniczny rowu Kleszczowa. Tematem tym zajmowali się: Baraniecka (1975, 1979, 1983, 1999), Biernat (1975), Brodzikowski (1982a, 1985b), Brodzikowski i Gotowała (1980), Brodzikowski i Hałuszczak (1987), Brodzikowski i Kasza (1982), Brodzikowski i van Loon (1983, 1985a, b, c), Brodzikowski i inni (1987a, b), Bruj i inni (2005), Bruj i Krysiak (2009), Ciuk (1980), Czarnecki i Frankowski (1992), Czarnecki i inni (2000), Czubła (1992, 1994, 1995), Felisiak (1999), Felisiak i Szewczyk (1994), Gotowała (1982a, b, 1987, 1994, 1999a, b), Gotowała i Hałuszczak (1982a, b, 1999, 2002), Goździk i Krysiak (2005), Hałuszczak (1993, 1994, 1995, 1999, 2005, 2007), Hałuszczak i inni (1994, 1995), Jura (2001), Jura i inni (1999), Kasiński i Piwocki (1994a, b), Kossowski (1974a–c), Krysiak (1999, 2006), Krzyszkowski (1989c, 1992a, b), Pożaryski (1971, 1974), Sowiński i inni (2001), Szewczyk (1999) oraz Wysokiński i Zapaśnik (1984).

Zagadnieniem wysadów solnych, stwierdzonych w bliskim sąsiedztwie omawianego terenu, wpływających na procesy sedymentacyjne w rowie Kleszczowa, zajmowali się: Dąbrowska (1978), Derda i inni (2005), Hałuszczak (2004), Kuszneruk (1993) oraz Szewczyk (1999).

Paleosuwiska na zboczach rowu Kleszczowa były przedmiotem zainteresowania Czarneckiego i Felisiaka (2004) oraz Czarneckiego i Kuszneruka (1993).

Analizę zdjęć lotniczych i satelitarnych obszaru arkusza prowadzili: Graniczny (1985), Karnkowski (1980), oraz Karnkowski i Ozimkowski (1999).

Badania grawimetryczne na omawianym terenie wykonali: Kozera i Mrozek (1962), Mrozek (1960) oraz Wybraniec (1999).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Kamieński charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą terenu, ukształtowaną w wyniku różnych procesów morfogenetycznych, zachodzących od okresu zlodowacenia Warty po holocen (tabl. I). Ich przebieg związany był z układem starszych elementów strukturalnych.

Pod względem fizyczno-geograficznym obszar ten leży na pograniczu dwóch podprowincji: Nizin Środkowopolskich, będących fragmentem Nizy Środkowoeuropejskiego oraz Wyżyny Małopolskiej,

wchodzącej w skład Wyżyn Polskich. Obejmuje on fragmenty makroregionów: Nizina Południowowielkopolska, Wzniesienia Południowomazowieckie oraz Wyżyna Przedborska. Mniejszymi jednostkami podziału regionalnego, obejmującymi obszar arkusza, są mezoregiony: Kotlina Szczercowska, Wysoczyzna Bełchatowska i Wzgórza Radomszczańskie (Kondracki, 2009).

Kotlina Szczercowska obejmuje równoleżnikowy fragment doliny Widawki na zachód od Łękawy. Szerokość doliny na obszarze arkusza dochodzi do około 3 km. Rozszerza się ona ku zachodowi. Dominują tu tarasy akumulacyjne, z których największą powierzchnię zajmują tarasy nadzalewowe o wysokościach 3,0–4,0 oraz 3,5–8,0 m n. p. rzeki. Tarasy zalewowe Widawki i jej prawego dopływu — Rakówki, mają wysokość względną 0,5–2,0 m i szerokość około 200–400 m. Na tarasach tych występują starorzecza suche. Taras zalewowy przy zachodniej granicy obszaru arkusza stanowi najniżej położony teren, o wysokości około 176 m n.p.m. Powierzchnie wszystkich tarasów nachylone są w kierunku zachodnim. Jest to obszar licznego występowania wydmy i równin piasków przewianych. Największe z nich leżą na powierzchni wyższych tarasów nadzalewowych. Najczęściej przyjmują formy wydłużonych wałów o orientacji WNW–ESE, NW–SE i W–E, długości do około 3 km i wysokości kilku–kilkunastu metrów. Najwyższa wydma (ok. 17 m wysokości względnej) położona jest na północnym skłonie doliny Widawki, na południowy wschód od Kaszewic. Mniej licznie występują w tym rejonie wydmy o kształtach parabolicznych.

Kotlina Szczercowska graniczy z Wysoczyzną Bełchatowską. Mezoregion ten obejmuje największą część obszaru arkusza. Charakteryzuje się on różnorodnością form morfologicznych, pochodzących głównie z okresu zlodowacenia Warty. Północną i południową część obszaru zajmuje wysoczyzna morenowa, przeważnie falista, a na północ od Bukowej i południowy wschód od Rogowca — płaska. Wysoczyzna nachylona jest w kierunku północno-zachodnim. Najwyżej położona jest w południowo-zachodniej części obszaru arkusza (237,5 m n.p.m. na południe od Chorzenic) oraz na północnym wschodzie (ok. 238 m n.p.m. w otoczeniu wzgórz morenowych w Bukowej), najniżej — między Łękińskiem a Kleszczowem oraz w rejonie Kaszewic (około 200–203 m n.p.m.). Powierzchnię wysoczyzny urozmaicają różne formy akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej, związane z deglacją lobu Widawki.

W morfologii okolic Kamieńska zaznacza się morena czołowa spiętrzona. Kulminacja wzgórz, położona w jego południowo-zachodniej części, znajduje się na wysokości 244,5 m n.p.m. W tym miejscu morena wznosi się około 40 m ponad dno doliny Widawki. Pozostałe moreny czołowe, występujące we wschodniej i południowej części obszaru arkusza, to formy akumulacyjne. W ogólnej morfologii zaznaczają się w postaci ciągów recesyjnych, o przebiegu SW–NE. Najwyraźniejszym

w rzeźbie jest ciąg najmłodszy, biegnący od Bielików, przez Gałkowice Stare do Borowej, uznawany za główny ciąg morenowy lobu Widawki. Wzgórza moren czołowych mają około 10–20 m wysokości względnej, a najwyższe z nich (Borowska Góra — 276,6 m n.p.m.) w północno-wschodnim narożu obszaru arkusza wznosi się około 40 m ponad otaczającą wysoczyznę morenową. Pozostałe moreny czołowe osiągają zaledwie kilka metrów wysokości względnej, dochodząc maksymalnie do około 10 m. Prostopadle do ciągów morenowych zorientowane są ozy. Są to podłużne wały o wysokości względnej około 8–12 m, szerokości około 150–700 m i długości od około 500 m do 3 km. Większość z nich kończy się na linii głównego ciągu moren czołowych, jedynie oz Żwirowej Góry kontynuuje się pod zwałowiskiem zewnętrznym kopalni Bełchatów i obserwowany jest także na zachód od Gomunic.

W północno-zachodniej i zachodniej części obszaru arkusza występują kemy. Przyjmują formy pagórków o nieregularnych kształtach i wysokości względnej około 5–10 m. Największą powierzchnię miał kem Czubata Góra (225,0 m n.p.m.), położony na zachód od Folwarku. Jego południowa część znalazła się w zasięgu odkrywki kopalni Bełchatów i została wyeksploatowana, a północną część przekształcono w osadnik na potrzeby pobliskiej elektrowni. Pozostałe kemy grupują się w rejonie Kurnosa II. W ogólnej morfologii tej części Wysoczyzny Bełchatowskiej, stanowią one najwyższe wzniesienia, sięgające maksymalnie około 235 m n.p.m. (ok. 20 m ponad otaczającą wysoczyznę).

Wysoczyzna morenowa porozcinana jest dolinami wód roztopowych oraz rynnami. Obniżenia te lokalnie zostały wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone. W obniżeniach rynnowych położone są m.in. doliny Krasówki, Kamionki i Jeziorki. Dna rynien i dolin wód roztopowych wypełnione są osadami wodnolodowcowymi. Równiny wodnolodowcowe, w postaci cienkich pokryw, znajdują się w niższych partiach wysoczyzny morenowej oraz występują w obrzeżeniu doliny Widawki, która przecina skośnie wzniesienia głównego ciągu moren czołowych na wschód od Łękińska i w rejonie Łękawy wkracza na obszar Kotliny Szczercowskiej. Zasadniczą część doliny zajmują tarasy nadzalewowe, z których wyższe występują na całej długości doliny Widawki oraz w dolinach bocznych cieków, natomiast niższe pojawiają się po przekroczeniu strefy przełomowej w rejonie głównego ciągu moren czołowych. Poza doliną Widawki zaznaczają się w dolnym odcinku Rakówki. Z dolinami rzecznyymi związane są równiny torfowe, które zajmują duże obszary w rejonie Danielowa, Antoniówki, Folwarku i na północny wschód od Brudziec. Do poziomu dolin rzecznych schodzą dolinki denudacyjne, miejscami zakończone stożkami napływowymi. Dolinki te rozcinają zbocza wysoczyzn, mających miejscami (na południe od Kaszewic oraz w rejonie Oleśnika) formę długich stoków lub krawędzi.

Podobnie, jak w Kotlinie Szczercowskiej, również na Wysoczyźnie Bełchatowskiej (na tarasach nadzalewowych, równinach wodnolodowcowych oraz wysoczyźnie morenowej) licznie występują wydmy oraz równiny piasków przewianych. Wśród wydym występują formy paraboliczne oraz wydłużone wały o orientacji W–E i NW–SE oraz wysokości do około 10 m. Niektóre drobne zagłębienia w powierzchni wysoczyzny morenowej (np. w rejonie Bukowej) mają genezę eoliczną. Natomiast większe zagłębienia, na południe od Danielowa oraz w rejonie Hub Ruszczyńskich, mające inicjalnie genezę lodowcową, zajmują obecnie równiny jeziorne.

Oprócz naturalnych elementów rzeźby Wysoczyzny Bełchatowskiej, w jej krajobrazie wyraźnie zaznaczają się formy antropogeniczne, związane z górnictwem odkrywkowym. Czynne wyrobisko kopalni Bełchatów, widoczne z kosmosu, ma miejscami głębokość ponad 300 m. Na jego południowej krawędzi, zachodzą procesy osuwiskowe, zagrażające eksploatacji węgla brunatnego. Wschodnia część wyrobiska została już zrekultywowana, a powstałe zwałowisko wewnętrzne sięga do około 248 m n.p.m. Jeszcze wyższą formę stanowi zwałowisko zewnętrzne — Góra Kamińska, której kulminacja znajduje się na wysokości 386,0 m n.p.m. Wznosi się ona prawie 200 m powyżej doliny Widawki, stanowiąc najwyższy element krajobrazu na obszarze arkusza.

Dużą powierzchnię w rejonie Rogowca zajmują inne formy antropogeniczne, związane bezpośrednio z działalnością kopalni. Są to tereny gruntów refulowanych w miejscu zabudowań elektrowni Bełchatów oraz na obszarze prac hydrotechnicznych, związanych z przełożeniem koryta Widawki. Na zachód od Rogowca, duży obszar zajmują osadniki odpadów elektrowni, a w rejonie Hub Ruszczyńskich — wysypisko odpadów komunalnych. W morfologii omawianego obszaru zaznaczają się dwa duże wyrobiska (piaskownie-żwirownie) na południowy wschód od Zawadowa i na północ od Antoniówki.

Południowo-wschodni fragment obszaru arkusza należy do Wzgórz Radomszczańskich. W granicach omawianego terenu stanowi je wysoczyzna morenowa falista pokryta równinami wodnolodowcowymi przylegającymi do wzniesienia akumulacyjnej moreny czołowej o wysokości kilku metrów. Teren ten położony jest na wysokościach 225,0–235,0 m n.p.m.

Obszar arkusza Kamińsk leży w zlewni rzeki Widawki, prawego dopływu Warty. Źródła Widawki położone są na Wzgórzach Radomszczańskich, na wysokości około 240 m n.p.m. Uchodzi ona do Warty powyżej Sieradza. Głównymi dopływami Widawki są: Rakówka, Jeziorka, Kamionka i Krasówka.

Rozwój górnictwa odkrywkowego na tym terenie miał duży wpływ na warunki hydrograficzne otoczenia. Do projektowanej eksploatacji górniczej konieczne było dostosowanie sieci hydrograficznej, w związku z tym nastąpiła jej gruntowna przebudowa. Objęła ona tymczasowe i stałe

przełożenia rzek poza obszar prowadzonej eksploatacji, uszczelnienie rzek w celu wyeliminowania lub zmniejszenia ucieczki wody z koryt, wtórne zasilanie w wodę górotworu w obrębie występującego leja depresyjnego oraz regulację rzek z dostosowaniem ich koryt do nowych stosunków wodnych, zmieniających się pod wpływem prowadzonej działalności górniczej (dostosowanie do przyjęcia wód kopalnianych, pochodzących z odwodnienia wgłębnego i powierzchniowego). Koryto Widawki było przekładane na odcinku między Czyżowem a Łękawą i regulowane, miejscami zostało uszczelnione folią i umocnione płytami betonowymi. Podobne prace wykonano na ciekach w najbliższym otoczeniu odkrywki kopalni, celem ograniczenia dopływu infiltracyjnego do wyrobiska oraz uniemożliwienia przejścia dużych ilości wód odprowadzanych z kanałów odwadniających wyrobisko kopalni. Konsekwencją prowadzonych zabiegów hydrotechnicznych oraz oddziaływania systemu odwodnienia kopalni są zmiany przepływów w rzekach. Od chwili rozpoczęcia wyłączania studni odwadniających na polu Bełchatów, trwa proces odbudowy zwierciadła wód podziemnych i przywracania naturalnego przepływu wód w rzekach.

Niezbędnym zabiegiem regulacyjnym sieci hydrograficznej tego terenu była również budowa zbiornika Słok, którego wody stanowią rezerwę na potrzeby infrastruktury chłodniczej elektrowni. W celu udostępnienia terenu pod zwałowisko kopalni, koniecznym okazało się przełożenie koryt Jeziorki i Kamionki, których wody zostały skierowane kanałami opływającymi zwałowisko zewnętrzne.

Wody ze studni odwadniających wkop odprowadzane są rowami i kanałami grawitacyjnymi, zlokalizowanymi wzdłuż barier zewnętrznych. Zrzuty wody z kanałów przejmuje Widawka. Wody z kanałów odpowiadają I klasie czystości wód.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar arkusza Kamieńsk leży na pograniczu niecki łódzkiej i elewacji radomszczańskiej. Występują tu skały paleozoiczne, mezozoiczne, paleogeńskie i neogeńskie oraz przykrywające je osady czwartorzędowe. Najgłębszy na tym terenie otwór wiertniczy Gomunice 5 (otw. 102) w Łękińsku, osiągnął głębokość 3250,0 m, docierając do utworów cechsztynu.

Zasadniczymi elementami budowy wgłębnej tego terenu są jurajskie struktury antyklinalne o przebiegu osi północny zachód–południowy wschód, rozdzielone synklinami kredowymi o podobnym przebiegu. Struktury te zostały pocięte uskokami różnych generacji, co doprowadziło do powstania wielu elementów tektoniki zrębowej, w tym rowu Kleszczowa. Elementy te miały wpływ na wykształcenie i zróżnicowanie litologiczno-facjalne osadów paleogenu, neogenu i czwartorzędu.

A. STRATYGRAFIA

1. Perm

a. Perm górny

Cechsztyn

Kompleks osadów facji morsko-lagunowej nawiercono w otworze 102 w Łękińsku na głębokości 2899,0 m. Utwory te należą do czterech cyklotemów ewaporacyjnych (Werra PZ1, Stassfurt PZ2, Leine PZ3, Aller PZ4) i reprezentowane są przez kompleks anhydrytów, dolomitów, soli kamiennych i iłó w solonośnych, o miąższości ponad 351,0 m (nieprzewiercone). Najpełniej wykształcone są cyklotemy PZ2 (Stassfurt) i PZ4 (Aller), w obrębie których stwierdzono występowanie gruboziarnistych soli kamiennych.

2. Trias

Utwory triasu zostały nawiercone w trzech otworach: Gomunice 5 (otw. 102) w Łękińsku, Gomunice 3 (otw. 129) w Hucie Brudzkiej oraz GT-1 w Kleszczowie (otw. 93). Pełny profil osadów triasu, o miąższości 2193,5 m uzyskano jedynie w pierwszym z wymienionych wierceń, dwa kolejne natomiast zakończono w osadach kajpru.

a. Trias dolny + środkowy

Pstry piaskowiec

Profil piaskowca pstrego w otworze 102 rozpoczyna seria ciemnopopielatych, kruchych iłó w c ó w z wkładkami rozpadających się skorupowo piaskowców. Ponad nimi występuje kompleks drobnoziarnistych piaskowców o barwie czerwonej z przewarstwieniami kruchych mułowców i iłó w c ó w, których udział wzrasta ku stropowi serii. Górną część profilu zajmują iłó w c ó w o barwie stalowo-brunatnej, z wkładkami anhydrytów, a powyżej nich — wapienie. Osady te reprezentują pstry piaskowiec górny (ret).

Miąższość omawianych osadów w otworze 102 wynosi 704,0 m. W tym miejscu nawiercono je na głębokości 2195,0 m.

b. Trias środkowy

Wapień muszłowy

Osady wapienia muszłowego nawiercono w otworze 102 na głębokości 1925,0 m. Główną część profilu stanowią ciemnoszare i beżowe wapienie faliste, miejscami dolomityczne, z przerozami materiału ilastego. Podrzędnie występują wkładki dolomitów o barwie jasnokawowej. Miąższość tego kompleksu wynosi 270,0 m.

c. Trias górny

Kajper

W strefie przegubowej antykliny Łękińska (otw. 102) osady kajpru nawiercono na głębokości 705,5 m, a na jej zachodnim skrzydle w Kleszczowie (otw. 93) — na 1590,0 m. Jest to monotonna seria ciemnopopielatych, ciemnozielonych, brunatnych i czerwonych iłowców i mułowców, miejscami przewarstwionych popielato-zielonymi oraz ciemnowiśniowymi, drobnoziarnistymi piaskowcami dolomitycznymi. Iłowce są przeważnie wapniste i miejscami zawierają żyłki kalcytu oraz gniazda różowego i białego gipsu.

Stropowy odcinek profilu kajpru o miąższości 342,5 m w otworze 102 oraz 306,0 m w otworze 129, należy do retyku. Występują tu brunatno-wiśniowe iłowce z przewarstwieniami piaskowców oraz mułowce zlustrowane pod kątem 50–60°. Całkowita miąższość osadów kajpru w otworze 102 wynosi 1219,5 m.

3. Jura

Osady jurajskie występują na całym analizowanym obszarze. Ich maksymalną miąższość, 980,0 m, stwierdzono w otworze 129 w Hucie Brudzkiej. Na omawianym terenie zostały one dobrze rozpoznane zarówno w wierceniach, jak i w wychodniach (w południowym zboczu odkrywki kopalni Bełchatów). Profil litostratygraficzny tych osadów został opracowany na podstawie wyników badań mikropaleontologicznych i mikrofacjalnych (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994; Szewczyk, 2000).

a. Jura dolna

Pliensbach + toark

Osady jury dolnej znajdują się w jądrze antykliny Łękińska, gdzie leżą na wysokości maksymalnie 182,1 m n.p.m. w otworze 101, usytuowanym w osi antykliny, na południowym brzegu rowu Kleszczowa. Wewnątrz rowu osady te nawiercano w przedziale wysokości od około 6 m p.p.m. do około 120 m n.p.m. Na stromych skrzydłach antykliny Łękińska zanurzają się one pod utwory jury środkowej, a ich strop schodzi maksymalnie do wysokości 1270,4 m p.p.m. (otw. 93). Są to osady klastyczne pochodzenia lądowego o miąższości 319,0 m (otw. 129).

Dolną część profilu omawianych osadów, o miąższości około 150 m, zajmuje seria sławęcińska, stanowiąca kompleks piaszczysto-mułowcowy (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). Jest on zbudowany z białych lub jasnoszarych piaskowców, głównie drobnoziarnistych, kwarcowych z domieszką muskowitu. Ich cechą charakterystyczną jest kruchość, porowatość i rozspłiwość. Zawierają wkładki o miąższości 5–10 m ciemnoszarych i brunatnych mułowców ze smugami zwęglonego

detrytusu roślinnego lub cienkimi (do 0,5 m) ławicami węgla brunatnego. W spągu występują wkładki szarych iłowców z syderytami, a w środkowej części — piaskowców średnio- i gruboziarnistych z domieszką drobnookruchowych żwirów. Osady serii sławęcińskiej powstawały w okresie pliensbachu górnego (domerze) (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994).

Kolejne ogniwo w profilu jury dolnej zajmuje seria ciechocińska i związany z nią kompleks mułowcowo-ilasty, akumulowany w toarku dolnym (Barwicz-Piskorz i Szewczyk, 1994). Mułowce o barwach seledynowych i szarych są laminowane równolegle i przekątnie. Zawierają liczne syderyty, smugi z muskowitem i sieczką roślinną. Podobnej barwy iłowce są niewyraźnie laminowane, najczęściej soczewkowato. Na powierzchniach oddzielności występują nagromadzenia liścionogów (*Estheria* sp.). W osadach tych występują cienkie wkładki drobnoziarnistych piaskowców z muskowitem i detrytusem flory, syderytami i konkrecjami pirytowymi. Miąższość tego kompleksu wynosi około 50–80 m.

b. Jura środkowa

Wychodnie jury środkowej w powierzchni podkenozoicznej związane są z antykliną Łękińska. W strefie przegubowej osady położone są na wysokości około 150–180 m n.p.m. (maksymalnie 184,3 m n.p.m. w otw. 127 w Kolonii Łękińsko), natomiast w rowie Kleszczowa — w przedziale od około 90 m p.p.m. do około 130 m n.p.m. Największą miąższość (416 m) osiągają w otworze 129 w Hucie Brudzkiej.

Spągowy odcinek profilu jury środkowej zajmuje seria borucicka wykształcona w postaci kompleksu piaszczystego, którego sedymentacja rozpoczęła się prawdopodobnie w toarku górnym i kontynuowała się w okresie aalenu i bajosu dolnego (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). W kompleksie tym dominują białe lub jasnoszare gruboławicowe piaskowce drobnoziarniste i pyłowate. W składzie mineralicznym dominuje kwarc i łyszczyki oraz różowe skalenie. Skały te są porowate, charakteryzują się laminacją równoległą, falistą i soczewkowatą oraz skąpym spoiwem ilastym. Powierzchnie oddzielności podkreślone są nagromadzeniem łyszczyków oraz sieczki roślinnej. Wśród piaskowców występują kilkumetrowej grubości wkładki ciemnoszarych i brunatnych mułowców. W środkowej części wydzielenia występuje pakiet ciemnoszarych i brunatnych mułowców i iłowców z syderytami, zwęglonym detrytusem roślinnym i łyszczykami, o miąższości około 10–20 m. Prawdopodobnie odpowiadają one aalenowi (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). W całym kompleksie nie stwierdzono fauny. Miąższość serii ocenia się na co najmniej 150,0 m.

Wyższą część profilu jury środkowej zajmuje kompleks mułowcowo-iłowcowy, który był akumulowany w okresie bajosu środkowego i górnego (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). Tworzą go ciemnoszare mułowce i iłowce margliste ze sferosyderytami. Mułowce są piaszczyste, łyszczykowe, laminowane faliście i oczkowo. Zawierają struktury penetracyjne i bogatą faunę: liścionogi

(*Estheria*), ostrygi i inne małże (*Astarte*, *Trigonia*). Iłowce są margliste lub ilaste, o oddzielności łupkowej, niekiedy posiadają struktury faliste i oczkowe oraz bioturbacje. Zawierają wprysnięcia pirytu oraz spirytyzowane szczątki fauny (małże i drobne amonity). W obrębie kompleksu występuje liczna fauna amonitów, małżoraczków i szkarłupni (Cieśliński, Dąbrowska, 1980) oraz mikrofauna, wśród której oznaczono m. in. *Ammobaculites fontinensis* (Terquem), *Lacunosella argonauta* Kopik i *Astacolus protractus* (Bornemann) (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). Charakterystyczna dla dolnej części omawianego kompleksu jest kilkunastocentymetrowej grubości warstwa syderytycznych muszlowców małżowych i zielonych piaskowców szamozytowych z ooidami i syderytami, która jest horyzontem przewodnim, stanowiącym granicę między kujawem środkowym i górnym (bajos górny) (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). W mułowcach stropowych odcinków omawianego kompleksu, odsłoniętych w południowej skarpie odkrywki kopalni Bełchatów, opisano unikalną budowlę ostrygową (Hoffman, Krobicki, 1987). Rozwinięta jest ona na warstwie zlepieńca i ma kształt kopuły o wysokości 80 cm. Zbudowały ją ostrygi z gatunku *Liostrea explanata*.

Kolejnym ogniwem w profilu jury środkowej jest kompleks mułowcowy, którego sedimentacja przypadła na okres batonu. Tworzą go szare mułowce o spoiwie ilastym lub marglistym, laminowane faliście i oczkowo ciemniejszym materiałem drobnopiaszczystym. Zawierają konkrecje syderytowe i skupienia pirytu, konkrecje pirytowe oraz nieliczne fragmenty małży (*Astarte*), liścionogów (*Estheria*), małżoraczków oraz amonitów. W mułowcach występują cienkie wkładki syderytycznych piaskowców oraz ilowców z bogatą mikrofauną otwornic, reprezentowaną przez: *Triplasia narrowlensis* (Mitjanina), *Haplophragmoides tenuiculus* Bielecka et Styk, *Lenticulina helios* (Terquem), *Lenticulina tricostata* (Mitjanina), *Lenticulina laminaesuturalis* Bielecka et Styk, *Lenticulina polymorpha* (Terquem), *Saracenaria gracilis* (Kosyreva), *Epistomina regularis* (Terquem). W stropie kompleksu miejscami występują ciemnoszare ily piaszczyste oraz oczkowe mułowce ilaste z licznymi, przewodnimi amonitami (Cieśliński, Dąbrowska, 1980).

W trakcie eksploatacji węgla brunatnego, w poziomie 110,0–140,0 m n.p.m. odsłonięte zostały wychodnie skał bajosu i batonu w rejonie Łękińska. Warstwy mułowców, ilowców i piaskowców, nachylone są tu ku północnemu wschodowi pod kątem od kilkunastu do 25°. Większe upady warstw obserwowano jedynie przy uskoku południowym. Obecnie wychodnie przykryte są osadami zwałowiska wewnętrznego kopalni.

Najmłodsze utwory jury środkowej tworzą kompleks piaskowcowo-dolomityczny, reprezentujący kelowej. Jest to seria białych i żółtawych piaskowców z wkładkami białych mułowców. Piaskowce są drobnoziarniste, przeważnie dolomityczne, lokalnie krzemionkowe i kwarcytowe. Ciemnoszare mułowce zawierają cienkie przewarstwienia ilowców, które niekiedy występują jako

trzymetrowej grubości warstwa w stropie kompleksu. W osadach tych opisano chalcedonity w postaci nieciągłych poziomów, skrzemionkowane mumie gąbek (*Demospongea*, *Hyalospongea*) oraz skorupki brachiopodów (*Praelacunosella subracoviensis* Wiśniewska-Żelechowska, *Praelacunosella substephani* Wiśniewska-Żelechowska, *Dictyothyropsis loricata* (Schlotheim)). Znalezione tu otwornice reprezentowały rodzaje: *Lenticulina*, *Fronicularia* i *Pseudoglandulina* (Głowniak, 1991).

c. Jura górna

Wychodnie jury górnej w powierzchni podkenozoicznej znajdują się na skrzydłach antykliny Łękińska i Szczercowa. Strop tych osadów zalega w zmiennej pozycji hipsometrycznej, od około 140–180 m p.p.m. w rowie Kleszczowa, do 180–200 (maksymalnie 203,5 m n.p.m. w otw. 135) na obszarze antykliny Łękińska. Są to osady oksfordu i kimerydu. Ich wiek został udokumentowany makro- i mikrofaunistycznie (Błaszkiwicz i in., 1968; Cieśliński, Dąbrowska, 1980; Głowniak, 1991; Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994; Smoleń, 1995).

W rejonie Chorzenic występują wapienie i margle jury górnej o nieustalonym bliżej wieku. Ich miąższość wynosi ponad 140,0 m (nieprzewiercone) w otworze 89 w Antoniówce. Podobne osady nawiercono w Kleszczowie, gdzie w otworze 93 osiągają miąższość 1069,5 m.

Z wapieniami jury górnej związane są zjawiska krasowe. Rozpoznano je zarówno w wierceniach poszukiwawczych za węglem brunatnym, jak i w trakcie jego późniejszej eksploatacji. Kanały i leje krasowe wypełnione są luźnymi osadami neogenu: piaskami oraz mułkami z wkładkami węgla brunatnego. Rozwój procesów krasowych w tym rejonie związany był z powstaniem rowu Kleszczowa i obniżeniem bazy erozyjnej dla cyrkulacji krasowej (Głazek, Szynkiewicz, 1980).

Oksford

Na profil oksfordu o maksymalnej miąższości ponad 799,3 m (nieprzewiercone w otw. 73), składają się różne odmiany wapieni. Ich litostratygrafię opracowały Barwicz-Piskorz i Szewczyk (1994). Według tych autorek, w spągu zalega kompleks wapieni płytowych, zbudowany z szarych wapieni marglistych z nielicznymi strukturami onkoidowymi. Występują tu pojedyncze ślimaki, ramienionogi i cienkoskorupowe małże. Miąższość tych skał dochodzi do około 10 m.

Wyżej leży kompleks wapieni ziarnowych (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). Są to najczęściej białe i kremowe wapienie z fauną (gąbkami) i tuberoidami. Przechodzą one facjalnie w wapienie pelityczne z dużą ilością fauny: małży, krynoidów, gąbek, tuberoidów i ramienionogów. Na szczątkach małży rozwinięte są niekiedy struktury onkoidowe. Miejscami występują wkładki jasnoszarych margli. Ponadto w kompleksie tym stwierdzono białe wapienie porowate, zawierające nieliczne

ramienionogi i inne szczątki fauny. W skałach tych bardzo silnie rozwinięte są zjawiska krasowe, które miejscami doprowadziły do dezintegracji tych utworów. Miąższość tej serii wynosi około 100–120 m. Powyżej opisanego kompleksu znajdują się białe wapienie pelityczne bez uławicenia oraz gruboławicowe wapienie z brunatnymi krzemieniami (kompleks wapieni skalistych). W osadach tych występują mumie gąbek krzemionkowych oraz nieliczne ramienionogi, małże i okruchy szkarłupni. Miejscami spotykane są wkładki dość zwięzłych margli z otwornicami, wśród których oznaczono: *Paal-zowella turbinella* (Gumbel), *Paal-zowella feifeli* (Gumbel), *Spirillina polygyrata* Gumbel, *Trocholina conica* Gumbel. Miąższość omawianego kompleksu dochodzi do około 130–200 m.

Kolejny odcinek profilu oksfordu zajmuje kompleks wapieni pyłowatych o miąższości około 70–90 m. Tworzą go słabo zwięzłe, porowate, wapienie o barwie białej, zawierające gruboskorupowe małże, solenopory, korale, gąbki oraz liczne krzemienie. W obrębie profilu występują również wkładki wapieni organodetrytycznych z krynoidami i onkoidami oraz szare wapienie margliste z penetracjami i strukturami spływowymi. Wapienie te są skrasowiałe. Zawierają liczną mikrofaunę: *Pseudolamarckina obliquicamerata* Dulub, *Quinqueloculina jurrasica* Bielecka et Kuznetzova, *Trocholina conica* Gumbel.

Strop oksfordu wyznacza kompleks marglisty, o miąższości około 15–20 m, zbudowany z gruboławicowych wapieni marglistych, margli i mułowców marglistych. W kompleksie tym występuje nieliczna fauna, głównie krynoidy i cienkoskorupowe małże. Zespół otwornic złożony jest głównie z gatunków charakterystycznych: *Paal-zowella turbinella* (Gumbel), *Paal-zowella ex gr. seiboldi* (Gumbel), *Spirillina polygyrata* Gumbel, *Spirillina andreae* Bielecka, *Trocholina conica* Gumbel.

W osadach oksfordu występuje charakterystyczna dla tego okresu makrofauna – głównie amonity: *Prorasenia crenata* (Quenstedt), *Prorasenia* sp. (ex gr. *crenata* Quenstedt), *Glochiceras* sp., *Hibolites* sp., *Perisphinctes* sp.; ramienionogi: *Septaliphoria* cf. *asteriana* d’Obigny, *Juralina* cf. *moravica* (Glocker), *Septaliphoria* sp.; ślimaki: *Ptygmatis* cf. *bruntrutana* (Thurman), *Ptygmatis bruntrutana* (Thurman), *Nerinella* sp., *Pleurotomaria* sp. oraz małże, jeżowce, koralowce, raki, rurki robaków i igły gąbek (Cieśliński, Dąbrowska, 1980).

Osady oksfordu są silnie skrasowiałe. W trakcie robót wiertniczych zostały one odsłonięte w zboczu południowym wyrobiska kopalni Bełchatów na wysokości około 160 m n.p.m.

Kimeryd

Osady kimerydu o miąższości ponad 190,4 m (nieprzewiercone w otw. 105) były wielokrotnie nawiercane na obszarze antykliny Łękińska. Ich litostratygrafię, podobnie jak innych skał mezozoicznych, opracowały Barwicz-Piskorz i Szewczyk (1994).

Dolną część profilu zajmują wapienie kredowate i wapienie pelityczne, charakteryzujące się bardzo niewyraźnym uławiceniem i dużą zmiennością struktur od pelitycznej przez ziarnistą do biogenicznej. Miejscami spotykane są jasnoszare mułowce margliste. W omawianych osadach występują nagromadzenia kęp koralowych, mszywiolów, gruboskorupowych małży, krynoidów, ooidów, bioklastów, niekiedy pokrytych obwódkami sinicowymi oraz pojedyncze amonity. Stwierdzono w nich również krzemienie pasiaste. Mikrofauna jest liczna i złożona z gatunków charakterystycznych dla omawianego piętra: ?*Quinqueloculina jurrasica* Bielecka et Pożaryski, *Pseudolamarckina obliquicamerata* Dulub, *Trocholina conica* Gumbel.

Wyżej leży zespół margli z wkładkami wapieni pelitycznych z onkoidami, bioklastami, ślimakami *Nerinea* oraz niezbyt liczną mikrofauną. Przykrywa je kompleks dolnych wapieni ziarnistych z licznymi krynoidami, serpulami, ramienionogami, małżami (*Astarte*, *Pecten*, *Venus*, *Gervilea*) oraz pojedynczymi amonitami (*Ataxioceras* sp.) i fragmentami koralu.

Kolejnym ogniwem profilu omawianego piętra są wapienie oolitowe z nielicznymi bioklastami i onkoidami, niewykazujące struktur sedimentacyjnych oraz górne wapienie ziarniste (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994) z licznymi ooidami i wkładkami margli. Leżący na nich kompleks margli i muszlowców zawiera nieliczne skupienia fauny i onkoidów w formie cienkich przeławiczeń i smug (krynoidy, serpule i małże *Nanogyra*). W środkowej jego części występuje wkładka wapieni grubo-onkolitowych typu grochowca (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994) z onkoidami o średnicy od 1 cm do kilku cm oraz z nielicznymi krynoidami, serpulami i małżami. Stanowi ona lokalny horyzont korelacyjny. Leżące na nim margle i muszlowce charakteryzują się obecnością licznych struktur penetracyjnych oraz fauny ślimaków *Cerithium* i małży *Nanogyra*. Profil kończy kompleks zielonkawych, cienkopłytowych margli ilastych.

W marglach kimerydu licznie występuje mikrofauna, zawierająca gatunki charakterystyczne dla tego piętra, np.: *Triplasia althoffi jurassica* (Miatliuk), *Paleogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski), *Amobaculites coprolithiformis* Schwager, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Lenticulina varians* (Bornemann), *Lenticulina tricarinnella* (Reuss), *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss), *Marginulinopsis buskenensis* (Bielecka et Pożaryski), *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka et Pożaryski), *Trocholina solecensis* (Bielecka et Pożaryski) (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). Makrofauna, wśród której dominują amonity: *Ataxioceras* sp., *Ataxioceras* (ex gr. *lothari* Opper), *Ataxioceras* cf. *rupiphylum* Schneid, *Taramellioceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Rasenia* cf. *thermanum* (Opper), ramienionogi: *Septaliphoria* cf. *asteriana* (d'Obigny), *Septaliphoria pinquis* (Roemer), *Sellithyris subsella* (Leymerie), *Zeilleria* sp.; ślimaki: *Nerinella* cf. *chantrei* (Loriol), *Nerinella* cf. *styloidea* (Cotejean), *Nerinella* sp., *Harpagodes* sp., *Nerinea* sp. i bogaty zespół małży wskazuje, że omawiane osady powstawały w kimerydzie dolnym (Cieśliński, Dąbrowska, 1980).

4. Kreda

Profil kredy rozpoczyna luka stratygraficzna, obejmująca okres od kimerydu górnego po środkową część kredy dolnej. Osady tych pięter najprawdopodobniej zostały zerodowane.

Na obszarze arkusza kreda reprezentowana jest przez osady od albu po mastrycht, osiągające w otworach wiertniczych miąższość ponad 311,6 m (nieprzewiercone osady kredy górnej w otw. 49). Utwory te stanowią dużą część wychodni w powierzchni podkenozoicznej na obszarze niecki łódzkiej i elewacji radomszczańskej. Maksymalną wysokość — 240,0 m n.p.m. strop tych osadów osiąga w kulminacji ostańca na południowy zachód od Borowej.

Utwory kredy zostały podzielone na kompleksy litologiczne w oparciu o dominację określonych litotypów. Podstawowym kryterium do ich wyróżnienia był stosunek utworów klastycznych do węglanowych (wapiennych) w nawiązaniu do stratygraficznych pięter kredy górnej (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994).

a. Kreda dolna

Alb

Osady albu występują w podłożu kenozoiku w obrębie antykliny Łękińska otaczając ją wąskim pasmem. Są to osady klastyczne, od drobnoziarnistych piaskowców i piasków do drobno-okruchowych, słabo związanych zlepieńców kwarcowych. W obrębie kompleksu dominuje zabarwienie ciemnoszarzielone, szarobrunatne i ciemnozielone, wynikające z domieszki glaukonitu. Cechą charakterystyczną osadów jest ich słaba związłość, rozsypliwość i bezwapnistość. Piaskowce przeławicane są czarnymi i ciemnoszarymi iłowcami bezwapnistymi, z konkrecjami fosforytowymi oraz słabo związłymi mułowcami z igłami gąbek i kanałami żerowania. W iłowcach stwierdzono monogatunkowy zespół otwornic złożony z *Arenobulimina* sp. Przeciętna miąższość kompleksu wynosi około 10–40 m.

b. Kreda górna

Na analizowanym obszarze skały kredy górnej wielokrotnie nawiercano w podłożu kenozoiku. W niektórych otworach wiertniczych wykonywanych w ramach dokumentacji złoża węgla brunatnego, sprecyzowano wiek nawiercanych skał na podstawie badań mikropaleontologicznych. Badania takie prowadzono również w odkrywcę kopalni Bełchatów. Na ich podstawie w profilu kredy górnej wyróżniono osady od cenomanu po mastrycht. Nie wszędzie jednak było możliwe wyodrębnienie wychodni poszczególnych pięter kredy górnej. Problem ten dotyczy pasa wychodni między Kleszczowem a Brudzicami, leżącego na obszarze synkliny Brudziec, gdzie w profilach wierzeń jedynie

sporadycznie (z wyjątkiem wyrobiska kopalni) określono dokładny wiek utworów mezozoicznych. Nawiercano tu przeważnie margle i wapienie, miejscami opoki, piaskowce, mułowce i łuowce o miąższości ponad 257,8 m w otworze 92 oraz ponad 311,6 m w otworze 49 na północny zachód od Kleszczowa. W otworze 46 stwierdzono osady cenomanu, w otworze 47 — turonu, w otworach 94 i 117 — kampanu, w otworze 50 — mastrychtu.

Cenoman–santon

Profil osadów kredy górnej, o miąższości około 80–100 m, rozpoczyna kompleks węglanowo-klastyczny cenomanu (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). W spągu jest on zbudowany z szarozielonkawych i jasnoszarych piaskowców glaukonitowych z fosforytami oraz jasnoszarozielonkawych mułowców piaszczystych z drobno rozproszonym glaukonitem. Wyżej leżą zielonkawe, zapiaszczone wapienie margliste i margle. Piaskowce są przeważnie słabo zwarte, rozsypliwie i zawierają pojedyncze fragmenty inoceramów oraz zęby i łuski ryb. Mułowce są bezwapniste i zsylikowane. Zawierają fragmenty inoceramów oraz struktury penetracyjne (bioturbacje). Wapienie margliste charakteryzują się strukturami gruzłowymi. Zawierają bardzo liczne małże *Inoceramus* i mniej liczne brachiopody. W utworach marglistych stwierdzono obecność dość ubogich zespołów otwornic z *Gavelinella cenomanica* (Reuss), *Arenobulimina advena* (Cushman), *Eggerellina mariae* Ten Dam, *Pseudotekstulariella cretosa* (Cushman). Miąższość tego kompleksu wynosi średnio 40–50 m.

Wyżej leżą monotonnie wykształcone serie białych i białokremowych opok, opok marglistych oraz ciemnoszarych margli, tworzące kompleks węglanowy (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994) reprezentujący okres od turonu do santonu. Osady te zawierają liczne struktury penetracyjne. Ich cechą charakterystyczną są rozległe strefy występowania czertów oraz krzemieni. Dominują struktury gruboławicowe, niekiedy gruzłowe, oczkowe, miejscami faliste. Fauna reprezentowana jest głównie przez liczne fragmenty inoceramów, łuski i kręgi ryb, krynoidy i ostrygi. Miejscami jest ona spirytyzowana. Rozpozniowanie tego kompleksu jest możliwe jedynie na podstawie badań mikropaleontologicznych.

Utwory turonu cechuje obecność następującego zespołu otwornic: *Marginotruncana marginata* (Reuss), *Marginotruncana coronata* (Bolli), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolf), *Gavelinella berthelini* (Keller) (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). Z makrofauny, charakterystyczne są inoceramamy, głównie *Inoceramus lamarcki* Parkinson (Cieśliński, Dąbrowska, 1980).

W skałach koniaku dominuje charakterystyczny zespół otwornic ze *Stensioeina exculpta* (Keller), *Stensioeina praexculpta* (Reuss), *Gavelinella maniliformis* (Reuss) (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994).

Utworki santonu zostały wyróżnione na podstawie zespołu złożonego z następujących gatunków: *Stensioeina gracilis* Brotzen, *Stensioeina granulata* (Olbertz), *Stensioeina exculpta*, *Gyroinoides nitidus* (Reuss), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Gavelinella umbilicatula* (Miatliuk), *Gavelinella stelligera* (Mariae), *Gavelinella costulata* (Mariae) (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). Oprócz mikrofauny, wiek tych osadów określa *Inoceramus* cf. *cardiossoides* Goldfuss. *Inoceramus* ex gr. *patootensis* Loriol, *Goniotethis granulata* praegrnulata Naidin i *Actinocamax verus* (Miller) (Cieśliński, Dąbrowska, 1980).

Kampan

Kompleks skał kampanu budują przeławicające się opoki i jasnoszare margle. Miejscami występują wapienie, sporadycznie również mułowce i piaskowce.

Opoki są przeważnie wapniste, lekkie, porowate, zawierają okruchy dużych skorup inoceramów, igły gąbek, zęby ryb, sporadyczne brachiopody oraz bardzo drobne konglomeraty fosforytowe. W skałach tych licznie występują struktury penetracyjne. Miejscami spotyka się rozległe strefy występowania czertów żółtej lub jasnoszarej barwy. Jasnoszare margle mają strukturę falistą, zawierają pojedyncze fragmenty szkieletowe cienkoskorupowych małży. Jasnoszare i zielonkawoszare piaskowce i mułowce tworzą drobne przeławiczenia w obrębie margli. Zawierają ziarna glaukonitu, drobne szczątki małży (głównie inoceramów), krynoidów oraz drobne fosforyty. Miąższość omawianego kompleksu w otworze 79 (na południowy zachód od Hub Ruszczyńskich) przekracza 184,0 m (osady nie zostały przewiercone).

W marglach i opokach marglistych występują bogate zespoły otwornic: *Gavelinella costulata* (Mariae), *Stensioeina exculpta* (Reuss), *Marginotruncana marginata* (Mornod), *Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny) (Barwicz-Piskorz, Szewczyk, 1994). Z makrofauny opisano *Inoceramus* ex gr. *ballicus* Boehm (Cieśliński, Dąbrowska, 1980).

Mastrycht

Osady mastrychtu występują w synklinach Zapolic, Parzna-Kraszewic i Brudzie. Litologicznie są one podobne do osadów kampanu. Dolne odcinki profilu zdominowane są przez margle lub opoki margliste, co powoduje, że granicę z osadami kampanu można wyznaczyć jedynie na podstawie badań mikropaleontologicznych. W utworach tych lokalnie występują wkładki geżów i piaskowców. Wyniki badań biostratygraficznych pozwalają określić wiek tych osadów na mastrycht dolny. Powyżej występuje kompleks słabo zwięzłych, szarych i szarzielonych piaskowców. Skały te są drobnoziarniste, margliste, kwarcowo-glaukonitowe, zawierają blaszki łyszczków oraz żyłki kalcytu

i okruchy substancji węglistej. Piaskowce lokalnie przechodzą w szarozielone i jasnoszare piaski drobnoziarniste i pyłowate, kwarcowe z cienkimi wkładkami piaskowców. Ponad nimi pojawiają się margle, wapienie margliste oraz miejscami gezy. Zawierają one detrytus roślinny, ślady żerowania oraz liczną mikrofaunę, na podstawie której zakwalifikowano badane osady do mastrychtu górnego.

Dla osadów mastrychtu za wskaźnikowe gatunki otwornic uznano: *Cibicides voltzianus* (d'Orbigny), *Cibicides bembix* (Marsson), *Valvulineria laevis* Brotzen, *Gavelinella danic* Brotzen, *Gyroinoides girardianus* (Reuss) (Barwicz-Piskorz i Szewczyk, 1994). Z osadów tych znana jest również makrofauna: *Belemnella lanceolata* (Schlotheim), *Acanthoscaphites* ex gr. *tridens* (Kner), *Inoceramus tegulatus* Hagen (Cieśliński i Dąbrowska, 1980).

Stwierdzona w odkrywcze kopalni Bełchatów miąższość osadów mastrychtu przekracza 238,0 m (w otw. 48).

5. Paleogen

Za paleogeńskie uznawane są osady zwietrzelinowe leżące na skałach różnych pięter mezozoiku (Ciuk, Piwocki, 1980; Kasiński, 2004). Ich litologia ma ścisły związek z podłożem. Zwietrzeliny skał jury dolnej i kredy dolnej są wykształcone w postaci piasków lub osadów ilasto-piaszczystych z okruchami iłowców, sydereytów i piaskowców. Zwietrzeliny węglanowych skał jury górnej i kredy górnej zachowały się najczęściej w postaci rdzawych lub brunatnych glin zwietrzelinowych lub (wykazujących większy stopień przeobrażenia skał macierzystych) szarych, bezwapiennych mułków i ilów z okruchami krzemieni i fragmentami zwietrzałych skał podłoża.

U podnóża stoków i krawędzi strukturalnych występują rumosze. Są to skupiska ostrokrawędzistych wielofrakcyjnych odłamków skał lokalnych o różnym stopniu zwietrzenia. Zwietrzeliny leżą w podłożu utworów neogenu lub plejstocenu. Stwierdzono je na różnych wysokościach od 203,5 m n.p.m. w Antoniówce (otw. 90) do 150,2 m p.p.m. (w otw. 45 w zachodniej części odkrywki kopalni Bełchatów).

Miąższość pokryw zwietrzelinowych zazwyczaj nie przekracza kilku metrów. W szczelinach i lejach krasowych oraz w lokalnych zapadliskach wzrasta do kilkunastu–kilkudziesięciu metrów (w otw. 71 zwietrzelina wapieni jury górnej ma miąższość ponad 50,0 m).

6. Neogen

Osady neogenu występujące na obszarze arkusza charakteryzuje zmienna miąższość, związana z morfologią podłoża kenozoiku, oraz zróżnicowanie wykształcenia litofacjalnego. Największe miąższości stwierdzono w rowie Kleszczowa. W otworze 51 usytuowanym w rowie II rzędu stwierdzono rekordową miąższość osadów neogenu — 488,0 m. Profil tego otworu został w większości

wyeksplloatowany w trakcie prac górniczych w odkrywce kopalni Bełchatów. We wschodniej części rowu Kleszczowa (pole Kamięńsk) osady neogenu osięgają ponad 199,2 m (w otw. 76 na południowy wschód od Hub Ruszczyńskich). Wychodnie neogenu poza rowem zachowały się fragmentarycznie w synklinach: Brudzie, Zapolic i Parzna-Kraszewic oraz na obszarze zrębu Chorzenic. W tych rejonach mięszczość omawianych osadów rzadko przekracza 30,0 m, jedynie w lokalnych zapadliskach w sąsiedztwie rowu Kleszczowa dochodzi do około 50–60 m (maksymalnie 82,3 m w otw. 31 na południowy zachód od Zarzecza).

Profil neogenu na obszarze arkusza reprezentują osady od miocenu dolnego po pliocen.

a. Miocen

W profilu miocenu wyróżniono trzy zasadnicze kompleksy litologiczne, wynikające z obecności w rowie Kleszczowa serii węglowej, rozdzielającej kompleksy (serie) podwęglowy i nadwęglowy (ilasto-węglowy i ilasto-piaszczysty) (Ciuk, Piwocki, 1967, 1980; Czarnecki i in., 1992; Kasiński, 2004). Granice między nimi nie zawsze są ściśle zdefiniowane i czasami trudne do wyznaczenia.

Miocen dolny

Osady miocenu dolnego występują w rowie Kleszczowa, gdzie stanowią kompleks podwęglowy (Czarnecki i in., 1992; Kasiński, 2004). Leży on na skałach mezozoicznych, natomiast jego strop wyznacza poziom paratonsteinu (Ts 7 w schemacie Czarneckiego i in., 1992) lub pokład główny węgla brunatnego. Osady tego kompleksu zostały dobrze poznane w licznych wierceniach oraz w trakcie robót górniczych w zachodniej części rowu, na obszarze pola Bełchatów. W obrębie pola Kamięńsk rozpoznanie opiera się na relatywnie mniejszej ilości otworów, zakończonych przeważnie w osadach serii podwęglowej.

W profilu omawianego kompleksu dominują szare piaski drobno- i średnioziarniste oraz piaski pyłowate, miejscami zailone. Stwierdzono również piaski gruboziarniste oraz piaski z domieszką żwirów. Występują w nich konkracje siarczków żelaza (pirytu i markasytu). Osady te są niekiedy warstwowane poziomo i skośnie, miejscami lekko zdiagenezowane. Tworzą słabo związane piaskowce o spoiwie krzemionkowo-ilastym lub ilasto-żelazistym. W stropie serii, na kontakcie z pokładem głównym węgla brunatnego, zaobserwowano występowanie piaskowców kwarcytowych. W osadach występujących wzdłuż południowej krawędzi rowu oraz w jego dnie spotyka się warstwy szarozielonych i szaroniebieskawych ilów lub mułków marglistych z wkładkami i gniazdami piasków oraz glin. Pochodzą one prawdopodobnie z rozmywanych pokryw zwietrzelinowych. W obrębie piasków leżących powyżej, występują również cienkie wkładki szarych i szarobrunatnych ilów i mułków,

miejscami też iłowców i mułowców węglistych z fragmentami zwęglonych roślin. Sporadycznie stwierdzono wkładki kredy jeziornej. W środkowej części kompleksu występują miejscami (od jednej do trzech) warstwy węgla brunatnego, o miąższości średnio 1–3 m (w otw. 84 dwie warstwy węgla z przewarstwieniem piasków osiągają maksymalnie 13,4 m miąższości). Na podstawie badań palinologicznych ich wiek został określony na miocen dolny (Ziemińska-Tworzydło, 1966). Analizy próbek najstarszych poziomów węgla brunatnego leżących w obrębie kompleksu piasków i mułków w otw. 49 na głębokości 382,0–448,4 m, wykazały duży udział *Engelhardtia*, *Quercoidites henrici* i *microhenrici*, *Myrica* oraz *Rhoidites pseudocingulum* (Szynkiewicz, 1994). Zespół flory odpowiada florze starszej części eggenburgu (Stuchlik, 1990; Stuchlik, Szynkiewicz, 2000).

Omawiane osady pod względem litostratygraficznym odpowiadają ogniwu żarskiemu formacji rawickiej (Kasiński, 2004). Zostały one odsłonięte podczas robót górniczych w zachodniej części pola Bełchatów, na północ od Żłobnicy, na wysokości maksymalnie 10,0 m p.p.m. Ich miąższość na obszarze pola Bełchatów wynosi maksymalnie 259,0 m w otworze 51, a na polu Kamieńsk — 165,6 m w otworze 76 (prawdopodobnie miąższość jest tu znacznie większa — w większości otworów w środkowej części rowu seria podwęglowa nie została przewiercona).

Ukształtowanie powierzchni stropu serii podwęglowej jest bardzo zróżnicowane hipsometrycznie, co związane jest z tektoniką tego obszaru. Skrajne położenia stropu serii mieszczą się w przedziale od 69,6 m n.p.m. (otw. 87) do 249,3 m p.p.m. (otw. 52).

Miocen dolny + środkowy

Kolejną w profilu dużą jednostkę litostratygraficzną stanowi kompleks węglowy (Czarnecki i in., 1992; Kasiński, 2004), obejmujący zasadniczą część złoża. Jego spąg wyznacza warstewka około 2–5 cm (miejscami do 20 cm) paratonsteinu (Ts 7 w schemacie Czarneckiego i in., 1992) ze szczątkami roślin i liści, powyżej której zalegają pokłady węgla brunatnego z przewarstwieniami wapieni jeziornych, gytii, iłów, mułków, piasków i paratonsteinów. Najstarszy z pokładów — D (Czarnecki i in., 1992; Szynkiewicz, 2000; Kasiński, 2004) to pokład główny zbudowany z żółtobrunatnych węgli piropisytowych oraz ciemnobrunatnych, ksylitowo-ziemistych z dwoma nieciągłymi przewarstwieniami paratonsteinów (Ts 5 i Ts 6). Miejscami węgle są zapiaszczone lub zailone. W ich spągowej części widoczne są liczne cienkie wkładki szarych iłów oraz drobnoziarnistych piasków kwarcowych. W wyższej części pokładu występują przewarstwienia wapieni jeziornych oraz gytii z bogatą malakofauną ślimaków (Nowicki, Woźny, 1965; Stworzewicz, Szynkiewicz, 1989; Stworzewicz, 1995, 1996) i szczątkami ssaków lądowych (Rzebiak-Kowalska, 1993, 1994, 1996; Kowalski, 1993a, b, 1994; Kowalski, Kubiak, 1993; Garapich, 2000). Fauna ta

oznaczona została jako zespół fauny kopalnej Beł.C, dokumentujący okres ottnangu, karpatu i badenu dolnego (Steininger i in., 1990; Szyrkiewicz, 2000; Kasiński, 2004). Według badań Stuchlika i innych (1990), Stuchlika i Szyrkiewicza (1998) oraz Szyrkiewicza (2000), flora występująca w górnej części pokładu głównego nie jest młodsza od ottnangu.

W stropie pokładu głównego zalega warstwa czarnych węgli sapropelowych, znana jako poziom iłów kostkowych z florą liściową i szczątkami ryb słodkowodnych (Jerzmańska, Hałuszczak, 1986; Szyrkiewicz, 2000). Flora liściowa została wydatowana na ottnang (Worobiec, 1997). Ponad iłami leży kolejna wkładka paratonsteinu (Ts 4), którego wiek określono na $18,2 \pm 1,7$ Ma BP (Burchart, 1985; Burchart i in., 1988). Wyższą część profilu zajmuje kompleks dwóch lub trzech pokładów węgla ksylitowo-ziemistego i ksylitowego (pokłady: C, B1, B — Czarnecki i in., 1992; Szyrkiewicz, 2000; Kasiński, 2004), przewarstwionych iłami kostkowymi lub gytiami i wapieniami jeziornymi. Badania palinologiczne węgla wykazały obecność flory podobnej do występującej w okresie karpatu (Szyrkiewicz, 2000). W stropie węgla pokładu B stwierdzono w miarę ciągły poziom paratonsteinu (Ts 3). W wapieniach jeziornych leżących powyżej występuje zespół fauny kopalnej Beł. B (Steininger i in., 1990; Szyrkiewicz, 2000; Kasiński, 2004), w którym oznaczono m.in. słodkowodne ślimaki oraz szczątki ssaków lądowych, odpowiadające faunie badenu dolnego (Stworzewicz, Szyrkiewicz, 1989; Głazek, Szyrkiewicz, 1987). Strop wapieni jest rozmyty. Śladem erozji są fragmenty kopalnych dolin rzecznych, wypełnionych dobrze obtoczonymi piaskami kwarcowymi.

W obrębie kompleksu węglowego w południowej części rowu występują liczne przewarstwienia mułków, piasków lub glin, pochodzących z rozmywanych zwietrzelin. Miejscami (np. na północ od Kleszczowa) są to osady stożków napływowych rzek rozcinających krawędź rowu (Słomka i in., 2000).

Pod względem litostratygraficznym, utwory kompleksu węglowego odpowiadają formacji ścinawskiej, a węgiel może być korelowany z pokładem ścinawskim i łużyckim (Kasiński, 2004).

W rejonie pola Bełchatów osady omawianego kompleksu, osiągającego maksymalną miąższość 280,0 m, zostały w większości wyeksploatowane, a prace górnicze prowadzone są obecnie na kilku poziomach eksploatacyjnych w jego zachodniej części, na północ od Żłobnicy (w rowie II rzędu eksploatowany jest poziom położony na wysokości około 120 m p.p.m.). Spągowe odcinki profilu zachowały się miejscami pod zwałowiskiem wewnętrznym (przekrój geologiczny A–B).

W porównaniu do pola Bełchatów, profil kompleksu węglowego w rejonie pola Kamieńsk jest słabo udokumentowany. Jego strop położony jest tu na wysokości około 20–80 m n.p.m. (maksymalnie — 93,9 m n.p.m. w otw. 87 na południe od Danielowa). Maksymalną miąższość — 108,5 m, stwierdzono w otworze 80 w Trawnicy. Kompleks ten obejmuje węgiel brunatny ziemisty

i ksylicowo-ziemisty z przewarstwieniami brunatnych i szaro-brunatnych piasków drobno- i średnio-ziarnistych, miejscami pyłowatych, oraz ilów z okruchami lignitu. Miejscami, szczególnie w pobliżu południowego brzegu rowu, węgiel przechodzi w ciemnobrunatne, silnie węgliste iłolupki, które na dużych obszarach występują również ponad pokładem węgla brunatnego. Zawierają one w stanie suchym 32–78% popiołu i do 3,27% bituminów ekstrahowanych benzenem oraz do 9,44% prasmoły a ich wartość opałowa, przy zawartości 50% wilgoci, wynosi 140–642 kJ/kg (Ciuk, Piwocki, 1980).

Pokład węgla wyklinowuje się ku brzegom rowu, gdzie pojawiają się w nim kilku–kilkunastometrowe przewarstwienia osadów klastycznych (być może osadów stożków napływowych).

W rejonie pola Kamieńsk dotychczas nie przeprowadzono żadnych badań stratygraficznych. Obszar ten został przewidziany do dokładniejszej penetracji w kategorii B + C₁.

Miocen środkowy + górny

Kolejny w profilu — kompleks ilasto-węglowy (Czarnecki i in., 1992; Kasiński, 2004), można korelować z formacją adamowską oraz z niższą częścią formacji poznańskiej, I środkowo-polskim pokładem węgla brunatnego (Kasiński, 2004). Jego sedymentacja wykraczała poza obszar rowu Kleszczowa. Izolowane wychodnie zachowały się miejscami w synklinie Brudziec, większy obszar zajmują również po północnej stronie rowu Kleszczowa, między terenem Elektrowni Bełchatów, Zarzeczem a Wólką Łękawską, gdzie wypełniają obniżenie (rów?) w skałach kampanu i mastrychtu, leżąc na wysokości około 130–160 m n.p.m. Miąższość kompleksu ilasto-węglowego w tym rejonie wynosi maksymalnie 44,0 m (otw. 16). Jego profil rozpoczyna tu zazwyczaj warstwa piasków drobno- i średnioziarnistych, na których leżą ciemnoszare i szaro-brunatne mułki i iły, wśród których miejscami występują przewarstwienia węgla brunatnego. Duża miąższość węgla (18,0 m) stwierdzona w profilu otworu 19 (przekrój geologiczny A–B) prawdopodobnie jest zawyżona, co potwierdzają profile otworów z najbliższego sąsiedztwa, gdzie miąższość węgla wynosi kilka metrów. Osady kompleksu ilasto-węglowego zostały szczegółowo rozpoznane na obszarze pola Bełchatów. W tym rejonie w spągu kompleksu znajduje się pokład ksylicowo-ziemistego węgla brunatnego (pokład A, Czarnecki i in., 1992; Szyrkiewicz, 2000; Kasiński, 2004), powyżej którego leżą czarne iły zawęglone oraz warstwa paratonsteinu (Ts 2) z florą liściową, datowana na $16,5 \pm 1,3$ Ma BP (Burchart, 1985; Burchart i in., 1988). Powyżej stwierdzono warstwy ilów szarych i zielonych oraz wapieni jeziornych. W sąsiedztwie zbocza południowego, w obrębie kompleksu miejscami występują przewarstwienia ilów i piasków ilastych z okruchami skał mezozoicznych występujących w podłożu oraz piasków spojonych krzemionką. Osady te charakteryzują się pstrymi barwami (szare, rude, czerwone). Pochodzą one z niszczenia pokryw zwietrzelinowych leżących na skałach mezozoicznych na

brzegach rowu. Wyżej leżą ropy szare, przechodzące w przewarstwiające się wzajemnie ropy węgliste i wapienie jeziorne oraz cienkie wkładki węgla brunatnego.

Osady te datowane są na podstawie badań palinologicznych i flory liściowej na miocen środkowy lub górny (Krzyszkowski, Winter, 1996). Na taki wiek wskazuje obecność liści dębów (Stuchlik i in., 1990) oraz rodzin Zingiberaceae i Theaceae (Worobiec, 1996, 1997). W wapieniach jeziornych tej części profilu występują szczątki kopalnych ssaków lądowych i malakofauna (zespół fauny kopalnej Beł. A; Steininger i in., 1990; Szyrkiewicz, 2000; Kasiński, 2004). Zespół ten można korelować z późnym sarmatem i wczesnym panonem (Steininger i in., 1990; Szyrkiewicz, 2000). Znalezione tu zęby trzonowe *Eurolagus fontannesi* dokumentują okres zmian w składzie gatunkowym fauny w następstwie ochłodzenia europejskiego klimatu w późnym miocenie (Fostowicz-Frelik i in., 2012).

Ponad tymi osadami występują warstwy zielonkawoniebieskich i szarych drobnoziarnistych piasków kwarcowych, piasków ilastych oraz ropy, zawierających florę liściową. Sporomorfy i makroszcątki roślinne, występujące w tej najwyższej części kompleksu, są podobne do flory panonu Europy Środkowej (Stuchlik i in., 1990; Stuchlik, Szyrkiewicz, 1990, 1998; Szyrkiewicz, 2000).

W rejonie pola Bełchatów osady omawianego kompleksu w większości zostały wyeksploatowane. Ich niepełne profile zachowały się częściowo w zboczach odkrywki. Natomiast w rejonie pola Kamieńsk miejscami uległy erozji jeszcze w plejstocenie. Największą miąższość — 50,1 m, osady te osiągają w otworze 78. W tej części terenu są one wykształcone przeważnie w postaci przewarstwiających się szarych i szarobrunatnych piasków drobno- i średnioziarnistych oraz zielonkawo-brunatnych i szarych ropy, miejscami zawęglonych. W ropy spągowej części kompleksu miejscami występuje pokład węgla brunatnego o miąższości kilku metrów. Nie ma jednak pewności, czy nie należy on do niżejległego kompleksu węglowego.

W najwyższej pozycji hipsometrycznej (165,0 m n.p.m.) osady kompleksu ilasto-węglowego występują w otworze 104, na południowy wschód od Łękińska.

Miocen górny

Strop kompleksu ilasto-węglowego ma charakter erozyjny. Wyznacza go powierzchnia mycia (Kossowski, 1974c), którą w rowie Kleszczowa stanowi warstwa bruku korytowego o miąższości do około 3 m. W jej skład wchodzi buły i ułamki wapieni, czertów, rogowców, krzemieni, słabo bądź nieznacznie obtoczone. Ich średnice dochodzą do 300 mm. Otoczaki zazwyczaj są zmieszane z piaskami kwarcowymi, niekiedy spojone są substancją krzemionkowo-żelazistą, tworząc brekcje.

Na obszarze pola Bełchatów, gdzie poziom ten, zwany Główną Trzeciorzędową Powierzchnią Niezgodności (GTPN) (Kossowski, 1974c, Kossowski i in., 1992) był ciągłym horyzontem, stanowił

on jednocześnie utrudnienie w procesie eksploatacji. Obecnie widoczny jest w zboczach odkrywki na wysokości około 75 m n.p.m. w ścianie północnej i około 95–100 m n.p.m. w ścianie południowej. Powierzchnia ta ścina osady kompleksu ilasto-węglowego, sięgając miejscami do stropu utworów kredy górnej. W rejonie pola Kamieńsk poziom bruku został zniszczony w plejstocenie. Zachował się miejscami we wschodniej części rowu, na południe od Danielowa (otw. 87). Poza rowem Kleszczowa bruk omawianego poziomu jest trudny do identyfikacji. W rejonie wychodni skał mezozoicznych trudno go oddzielić od starszych rumoszy zwietrzelinowych o zbliżonym składzie petrograficznym.

b. Miocen + pliocen

Miocen górny + pliocen

Powyżej bruku oraz osadów kompleksu ilasto-węglowego, leży seria osadów korelowanych z wyższą częścią formacji poznańskiej (Kasiński, 2004), określanych jako kompleks ilasto-piaszczysty (Czarnecki i in., 1992; Kasiński, 2004). Reprezentują go ropy piaszczyste i pyłowe, przewarstwiane piaskami kwarcowymi o różnej granulacji oraz mułkami. W piaskach występują soczewki żwirów kwarcowych i krzemienych oraz zsylikowanych skał lokalnych. W rowie Kleszczowa grubsze frakcje, żwirowo-piaszczyste, często spotykane są w dolnych odcinkach profilu. Są one charakterystyczne dla osadów kopalnych koryt rzecznych (Wilczyński, 1992; Krzyszkowski, 1993). Zawierają detrytus roślinny i duże szyszki. Wyżej leżą osady kilku cykli osadowych, rozpoczynających się białymi piaskami drobnoziarnistymi, przechodzącymi w piaski beżowe (być może gleby kopalne), a następnie w mułki oraz ropy z liśćmi i wkładkami ilastego węgla brunatnego. Flora tej części profilu jest podobna do flor późnego miocenu (Stuchlik, Szynkiewicz, 1998; Szynkiewicz, 2000, Worobiec, 2003; Worobiec, Szynkiewicz, 2007; Worobiec i in., 2012) lub okresu od miocenu górnego po pliocen środkowy (Zastawniak, 1980). W osadach tych, obok taksonów roślin bagiennych, lęgowych i mezofilnych, opisano również zygosporę *Zygnemataceae*, które potwierdzają wcześniejsze wyniki badań (Wilczyński, 1992, Worobiec, 2003) stwierdzające, że sedymentacja tych osadów następowała w środowiskach rzek roztokowych oraz meandrujących ze starorzeczami (Worobiec, 2008).

Powyżej w profilu stwierdzono piaski kwarcowe o różnej granulacji z przewarstwieniami ilów i mułków, zawierających konkracje pirytowe. W kompleksie dominuje zabarwienie szare, szarzielone lub niebiesko-zielone, co utrudnia oddzielenie ich od osadów niżejległego kompleksu ilasto-węglowego w miejscach, gdzie brak bruku korytowego. Również granica z wyżejległymi utworami czwartorzędowymi często jest trudna do wyznaczenia w przypadku kontaktu podobnych litologicznie osadów. Wiek omawianej części kompleksu jest dyskusyjny. Wyniki badań osadów leżących

w stropie tej jednostki, bezpośrednio pod osadami czwartorzędowymi, wskazują na najwyższy późny pliocen — reuverian c (Krzyszowski, Szuchnik, 1995). Pliocenijski wiek osadów potwierdzono również badaniami osadów z profilu otworu Kolonia Kaszewice (ark. Bełchatów) zlokalizowanego około kilometra na północ od granicy obszaru arkusza (Ziomek, 1995).

Sedymentacja osadów kompleksu ilasto-piaszczystego zachodziła pierwotnie na całym analizowanym obszarze. Obecnie osady te nie stanowią zwartej pokrywy. Większe obszary ich wychodni znajdują się w północnej części terenu, między Kaszewicami a Zawadowem oraz na południu, w rejonie Chorzenic. Na obszarze pola Bełchatów, gdzie ich miąższość była największa (miejscami ponad 150,0 m), zostały w większości wyeksploatowane, a pozostałe w zboczach odkrywki fragmenty mają miąższość około 30–50 m. Na obszarze pola Kamieńsk, osady omawianego kompleksu zostały w większości zniszczone w plejstocenie. Niewielki fragment zachował się w rejonie Danielowa, gdzie w otworze 87 ich miąższość wynosi 47,3 m. Poza rowem Kleszczowa osady te leżą na osadach kompleksu ilasto-węglowego lub na skałach mezozoicznych. Ich miąższość wynosi około 10–30 m, maksymalnie 45,6 m w otw. 31 — na zachód od Rogowca.

7. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe w obrębie obszaru arkusza Kamieńsk są zróżnicowane regionalnie. W rowie Kleszczowa utwory tego wieku osiągają największe miąższości i ich profil jest najpełniejszy. Wydziela się tu dwa piętra strukturalne. Piętro górne, obejmujące kompleksy holocenijski i młodoplejstocenijski, gdzie większość warstw zalega subhoryzontalnie, oraz piętro dolne, zbudowane z osadów plejstocenu środkowego i dolnego, wykazujące zaburzenia współkształtne z utworami neogenu. Poza obszarem rowu występują osady o relatywnie mniejszej miąższości i niepełnym wykształceniu.

Miąższość utworów czwartorzędu w obrębie arkusza jest zróżnicowana i waha się od 8,0 m w Borowej (otw. 8) do 319,0 m przy północno-wschodniej krawędzi zwałowiska wewnętrznego kopalni Bełchatów (otw. 74). Największa miąższość ma związek z morfologią powierzchni podczwartorzędowej, która w tym miejscu położona jest najgłębiej, tj. na wysokości 122,2 m p.p.m. Profil osadów czwartorzędowych odsłonięty w trakcie robót górniczych w zachodniej części pola Bełchatów, osiąga miejscami miąższość ponad 100,0 m. Jego rozpozniowanie uniemożliwiają obecnie zjawiska spływu zboczy oraz procesy osuwiskowe, zachodzące w odkrywce. Na zreambulowanym arkuszu Kamieńsk przedstawiono je jako utwory czwartorzędu nierozdzielone.

W trakcie eksploatacji węgla brunatnego na polu Bełchatów, zebrano bogaty materiał pochodzący z obserwacji ścian wyrobiska. Pozwolił on na syntetyczne przedstawienie podstawowych cech budowy geologicznej czwartorzędu, tj. wykształcenia litofacjalnego osadów, ich następstwa stratygraficznego

i tektoniki. Opracowany profil litostratygraficzny składa się z 13 formacji, o różnym stopniu skomplikowania budowy wewnętrznej, złożonych z szeregu mniejszych jednostek, obrazujących dużą zmienność litofacjalną osadów (Krzyszkowski, 1990a, 1992a). W podziale tym uwzględniono zarówno różnorodne badania sedimentologiczne i litologiczno-petrograficzne osadów, jak i wyniki badań licznych szczątków organicznych, w tym badania palinologiczne, badania makroszczątków roślinnych (drewna i szczątków roślin zielnych) oraz badania diatomologiczne.

Identyfikacja wydzielonych formacji poza obszarem odkrywki jest trudna, szczególnie w odniesieniu do kompleksów budujących dolne, zaburzone piętro strukturalne. Osady tego piętra osiągają największe miąższości na terenach poza odkrywką, gdzie ich rozpoznanie opiera się na profilach otworów, których jakość uzależniona jest od techniki wiercenia oraz ich przeznaczenia.

W oparciu o dostępne materiały, w profilu czwartorzędu obszaru arkusza Kamieńsk wyróżniono osady pięciu zlodowaceń i czterech interglacjalów.

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Najstarsze osady czwartorzędowe, wydzielone w rowie Kleszczowa jako formacja Łękińsko (pretegel) (Krzyszkowski, 1990a, 1992a), występowały jedynie miejscami i w trakcie prac górniczych zostały usunięte wraz z pozostałym nadkładem. Ponad nimi w profilu stwierdzono osady formacji Folwark (Krzyszkowski, 1990a, 1992a), które zachowały się szczątkowo w północnych zboczach rowu. Na skałach kredy górnej lub ich zwietrzelinach miejscami leżą kilkumetrowej miąższości (około 5 m w otw. 70) szare mułki i iły zastoiskowe oraz, w formie izolowanych płatów, występuje warstwa szarych lub szarobrazowych glin zwałowych z licznymi gładzikami i gładzami krystalicznych skał północnych. Miąższość glin wynosi zazwyczaj kilka–kilkanaście metrów, maksymalnie około 20 m w otworze 72. W składzie minerałów ciężkich dominują tu amfibole (35%) oraz granaty (25%). Podrzędnie występuje epidot (9%) i dysten (3–5%). Zawartość kwarcu waha się w granicach 20–80%, a węglanu wapnia — 5–20% (Krzyszkowski, 1992a). Współczynniki petrograficzne¹ omawianego poziomu glin kształtują się następująco: $O/K=1,15$; $K/W=1,1$; $A/B=0,83$ (Czerwonka, Krzyszkowski, 1992). Do zlodowacenia Nidy zaliczono również gliny zwałowe leżące w dnie zapadliska tektonicznego na północ od Chorzenic (otw. 115).

¹ Współczynniki petrograficzne dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności pomiędzy różnymi grupami skał skandynawskich gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie, Wp – wapienie północne, Dp – dolomity północne.

Zlodowacenie Sanu 1

Osady tego zlodowacenia występują na całym obszarze arkusza. Nazywane są formacją Kuców (Krzyszkowski, 1990a, 1992a). W rowie Kleszczowa stanowi ona część dolnego piętra strukturalnego, tektonicznie zdeformowanego — w postaci szerokopromiennych stref synklinalnych i antyklinalnych. Dolną część profilu opisywanej formacji zajmują osady wypełniające głębokie i wąskie obniżenie w stropie osadów neogenu, ciągnące się równoleżnikowo w północnej części rowu Kleszczowa, które nazwane zostało doliną grzymalińską (Baraniecka, Sarnacka, 1971). Jej wiek w starszych opracowaniach określono na interglacjał kromerski (Baraniecka, Sarnacka, 1971; odpowiednik interglacjału augustowskiego w Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski z 2004 r.) lub zlodowacenie Odry (Hałuszczak, 1994). Obniżenie to cechuje nierówne dno, strome krawędzie oraz brak ciągłości przebiegu formy a wypełniające je osady wykazują zmienność litologii w profilu pionowym i poziomym. Biorąc pod uwagę te fakty, zostało one zinterpretowane jako rynna subglacjalna. Wypełniają ją głównie piaski i żwiry z przewarstwieniami piasków, mułków, rumoszy i glin w spływach, o miąższości dochodzącej maksymalnie do 250,5 m (otw. 74). Osady te odsłonięte zostały w zboczu północnym odkrywki na wysokości maksymalnie około 120 m n.p.m. (obecnie znajdują się pod zwałowiskiem wewnętrznym). Mają one cechy osadów wodnolodowcowych, w których przeważają facje piaszczysto-żwirowe, zbudowane z piasków średnio- i gruboziarnistych oraz żwirów, warstwowane przekątnie w dużej skali. Miejscami w profilach dominują facje piaszczyste (piaski drobno- i średnioziarniste) lub piaski różnoziarniste z domieszką żwirów. W osadach tych występują pakiety drobnych i średnich głazów (o średnicy do 500 mm) o miąższości około 1–10 m. W składzie petrograficznym zaobserwowano zarówno skały lokalne (margle, wapienie, krzemienie, piaskowce), jak i północne (krystaliczne) oraz toceńce ilaste (Krzyszkowski, 1992a). Miejscami występują kilkumetrowej miąższości przewarstwienia szarych lub zielonoszarych mułków i ilów (być może neogeńskich) oraz piaszczystych glin w spływach. W osadach piaszczysto-żwirowych amfibole (30%) przeważają nad grantami (21%). W mniejszych ilościach występują pirokseny (8%), biotyt (9%), staurolit (7%) i andaluzyt (6%) (Krzyszkowski, 1992a).

Ponad gruboklastycznymi osadami rynny subglacjalnej leży seria osadów zastoiskowych. Ma ona postać szarych i szarozielonych, pyłowatych i drobnoziarnistych piasków warstwowanych przekątnie w małej skali, z cienkimi laminami mułków oraz rytmicznie warstwowanych mułków z laminami piasków i ilów. Miejscami pojawiają się warstwy ciemnoszarych ilów warwowych, sporadycznie — glin zastoiskowych.

Osady zastoiskowe obserwowane były na obszarze całej odkrywki kopalni Bełchatów. W północnej części rowu Kleszczowa ich miąższość może dochodzić do około 50 m. Przeważnie trudno ją

określić, ponieważ osady te łączą się z podobnie wykształconymi, młodszymi seriami zastoiskowymi, które miejscami osiągają duże miąższości (maksymalnie ok. 130 m w otw. 56). W trakcie prac górniczych w zboczu północnym odkrywki odsłonięto osady opisywanej serii na wysokości około 80–130 m n.p.m. Również w rejonie pola Kamieńsk jej zidentyfikowanie jest trudne, ze względu na niewielką ilość wierceń.

Wyżej w profilu osadów zlodowacenia Sanu 1 stwierdzono dolny poziom glin zwałowych, zalegający w formie soczew na utworach zastoiskowych lub osadach rynny subglacjalnej. Miejscami na brzegach rowu Kleszczowa gliny te stanowią pierwszy poziom glacialny, leżący na osadach mezozoicznych. Jego miąższość wynosi przeważnie kilka metrów. W strefach przegubowych fałdów, miąższość pozorna wzrasta do kilkunastu metrów.

Gliny te charakteryzują się niską wapnistością (5,5%), wyraźną przewagą skał krystalicznych (36%) nad wapieniami paleozoicznymi (24%), przy niewielkiej zawartości dolomitów (3%) i znacznym udziale materiału lokalnego (36%), w tym kwarcu (18%), wapieni mezozoicznych i piaskowców (po 6%). Wartości współczynników petrograficznych wynoszą: $O/K=0,77$; $K/W=1,4$; $A/B=0,68$; $Dp/Wp=0,12$ (Król i in., 2007).

Nad glinami zwałowymi omawianego zlodowacenia występują jasnoszare piaski i żwiry wodnołodowcowe. Największe miąższości osiągają w zapadliskach tektonicznych na obszarze synkliny Brudzie między Chorzenicami a Murowańcem (przekrój geologiczny A–B). W tym rejonie ich rozpoznanie opiera się jednak na otworach wierconych bezrdzeniowo, dlatego ich charakterystyka jest bardzo pobieżna. W otworze 115 nawiercono 77,1 m jasnoszarych piasków grubo- i średnioziarnistych. Podobne osady opisano w innych otworach w tym rejonie. Są one źle wysortowane. W niektórych otworach stwierdzono okruchy lignitu. W piaskach występuje miejscami domieszka żwirów różnokruchowych, o zmiennym udziale procentowym. Osady leżące na południe od rowu Kleszczowa przykryte są glinami zwałowymi górnego poziomu, natomiast w rowie występują jedynie miejscami, jako przewarstwienia w obrębie kompleksu zastoiskowego.

Wyżej w profilu leżą osady zastoiskowe. Są one wykształcone w postaci mułków oraz drobnoziarnistych i pyłowatych piasków, warstwianych przekątnie w małej skali. Stwierdzono również iły warwowe, które miejscami zawierają domieszkę frakcji piaszczystej i żwirowej. W profilach otworów opisane zostały jako gliny. Wymienione osady występują na obszarze arkusza w postaci zestawów warstw piaszczystych, piaszczysto-mułkowych, mułkowych oraz mułkowo-ilastych. Te ostatnie najczęściej występują w górnych odcinkach profilu. Wykazują one silny stopień zaburzenia wewnętrznych struktur sedimentacyjnych. W spągowych partiach mułków masywnych, widoczne są zaburzenia o charakterze spływowym. W obrębie mułków stanowiących przewarstwienia

w piaskach, występują krioturbacje, spływy błotne i struktury pograżowe (Czarnecki i in., 2004). W iłach zastoiskowych w otworze 86 na głębokości 75,0–78,2 m stwierdzono obecność zlustrowań i płaszczyzn przesunięć tektonicznych o nachyleniu do 60–70°.

W badanych osadach zastoiskowych dominującym minerałem jest biotyt (w facjach piaszczysto-mułkowych jego udział wynosi 15–30%, w facjach mułkowych — nawet 60%), któremu towarzyszą amfibole (20–30%) oraz granaty (6–20%). Zawartość węglanu wapnia wynosi 5–10%, natomiast jego brak w stropowych odcinkach profilu jest charakterystyczną cechą omawianych osadów (Krzyszowski, 1992a). Zdaniem Krzyszowskiego (1992a) reprezentują one środowisko sedymentacji deltowej (deltoglacjalnej).

Omawiana seria często łączy się z podobnie wykształconymi osadami zastoiskowymi, występującymi w profilu poniżej dolnych glin zwałowych, tworząc pierwszą dolną serię zastoiskową (Czarnecki i in., 2004). Duże różnice w położeniu nad poziomem morza stropu i spągu tej serii oraz jej zmienna miąższość (od kilku do ok. 50 m) są częściowo spowodowane późniejszymi procesami deformacyjnymi.

W rejonie pola Kamieńsk seria zastoiskowa jest słabo rozpoznana. Jej istnienie potwierdza niewielka ilość wierceń. W otworze 108 szare mułki ilasto-piaszczyste laminowane piaskami oraz piaszczystymi iłami, które zostały opisane jako gliny, osiągają miąższość około 19 m.

W stropie osadów zastoiskowych lub wodnolodowcowych leży nieciągły, górny poziom glin zwałowych. Największe miąższości utory te osiągają w częściach brzeżnych rowu Kleszczowa. W jego zachodniej części — maksymalnie 65,4 m w otworze 215 w Folwarku, we wschodniej — 50,5 m w otworze 79 w Trawnicy. Poza rowem gliny te występują w rejonie Rozprzy (przekrój geologiczny A–B) i kolonii Brudzice (otw. 119) oraz między Słokiem a Gałkowicami. Duże miąższości opisywanych glin mogą być pozorne, związane z deformacjami tektonicznymi lub glacitektonicznymi, które są również odpowiedzialne za duże różnice położenia nad poziomem morza stropu tych glin (120–200 m n.p.m.). Na południu deformacje te powodują szerokopromienne ugięcia warstw o amplitudzie do 50 m i długości falowej 2–3 km (przekrój geologiczny A–B).

Gliny zwałowe są masywne, szarobrązowe i szare, o mułkowo-piaszczystym matriksie, niekiedy zailonym. Zawierają liczne gładziki i gładzy skał krystalicznych, o średnicy do 25,0 m i większej. W partiach spągowych widoczna jest miejscami strefa o wyraźnej oddzielności ciosowej, związana ze zmieniającym się zaileniem osadu. Gliny te nie są jednorodne litologicznie. Zawierają przewarstwienia i soczewki (zwykle zaburzone) mułków zastoiskowych i osadów piaszczystych o miąższości kilku–kilkunastu metrów. Przewarstwienia te mogą mieć charakter sedymentacyjny (glacidynamiczny) lub glacitektoniczny. Ich obecność nie wpływa na zmianę cech litologiczno-petrograficznych

glin. Charakteryzują się one dużym udziałem skał lokalnych w składzie petrograficznym frakcji żwirowej (13–21%), wśród których dominują krzemienie oraz wapienie, piaskowce, okruchy węgla brunatnego i kwarc. W grupie skał północnych zauważyć można niewielką przewagę skał krystalicznych (36–44%) nad wapieniami (32–38%), przy umiarkowanej zawartości dolomitów (2–7%). Wapnistość omawianych glin mieści się w przedziale 7–10%. (Król i in., 2004) a ich współczynniki petrograficzne są podobne do glin formacji Folwark i kształtują się następująco: $O/K=1,16$; $K/W=1,07$; $A/B=0,94$ (Czerwinka, Krzyszkowski, 1992).

Interglacjał ferdynandowski

W trakcie prac górniczych w odkrywce kopalni Bełchatów opisano kilka stanowisk osadów jeziornych interglacjału ferdynandowskiego (Baraniecka, Hałuszczak, 1982, 1983; Krzyszkowski, 1987h, 1991c; Krzyszkowski, Kuszell, 1987; Baraniecka i in., 1992, 1994). Badania palinologiczne (Janczyk-Kopikowa, 1982, 1987a; Kuszell, 1991a,) jednoznacznie dokumentują wiek tych osadów. Potwierdzają go również badania wieku bezwzględnego wykonane metodą TL. Dla piasków z substancją organiczną, leżących pod torfami w wyeksploatowanym już stanowisku Ławki I zlokalizowanym na wschód od Kleszczowa, uzyskano wiek 563 ± 84 ka BP (Butrym, 1989).

Seria interglacjałna zbudowana jest z diatomitów laminowanych i masywnych, kredy jeziornej oraz osadów mineralno-organicznych (torfów, mułków i piasków). W osadach tych znaleziono liczne szczątki roślin, całe szkielety oraz fragmenty ryb kościstych (*Teleostei*) (Jerzmańska, Raczyński, 1991), szczątki kośćca ptaka należącego do rodzaju *Lagopus*, występującego w chłodnym klimacie (Wiszniewska, 1991), pokrywę chrząszcza *Geotrupes*, występującego w lasach liściastych i mieszanych (Pawłowski, 1991), a także liczne okrzemki *Cyclotella comta* var. *lichvinensis* (*Cyclotella radiosa*), *Cyclotella reczickiae*, *Stephanodiscus rotula* i *Aulacoseira granulata* (Marciniak, 1991). Omawiane osady opisano na wysokości około 170 m n.p.m. w kilku izolowanych wychodniach o powierzchni około 0,5 km² i miąższości do 8,0 m, położonych w południowej (stanowiska Wola Grzymalina i Ławki) oraz wschodniej (stanowisko Buczyna) części odkrywki kopalni Bełchatów. Fragmenty wychodni tych osadów zachowały się miejscami pod zwałowiskiem wewnętrznym w południowym zboczu odkrywki, między Łękińskiem a Kleszczowem.

Omawiana seria należy do formacji Czyżów (Krzyszkowski, 1990a, 1992a), która obejmuje również osady innych interglacjałów i interstadiałów, wchodzących w skład interglacjału wielkiego. Do tej pory nie ustalono jednoznacznej pozycji interglacjału ferdynandowskiego, udokumentowanego w rowie Kleszczowa, w stosunku do pozostałej części profilu formacji Czyżów, w szczególności do interglacjału mazowieckiego. Osady obydwu tych interglacjałów udokumentowano bowiem w odrębnych wystąpieniach.

Interglacjał wielki

Efektom procesów erozji rzecznej i denudacji zachodzących na początku interglacjału wielkiego są osady rezydualne, powstałe z częściowego lub całkowitego zniszczenia pokryw glacialnych zlodowacenia Sanu I. Powstała warstwa bruku, złożona jest ze żwirów, głazów i piasków. Ma ona miąższość przeważnie około 2–3 m, a maksymalnie 12,0 m w otworze 17 w Słoku. W grubszych frakcjach tych osadów występują przeważnie granity, gnejsy, piaskowce i krzemienie.

Sedymentacja w tym czasie koncentrowała się w dolinach rzecznych i jeziorach. Związane z nią osady, wchodzące w skład formacji Czyżów (Krzyszkowski, 1990a, 1992a), zostały szczegółowo rozpoznane w wyrobisku kopalni Bełchatów. Formacja ta nie jest jednolita, tworzy ją kilka cykli depozycyjnych, zbudowanych z drobno- i średnioziarnistych piasków i mułków rzecznych, odznaczających się zielonkawym, żółtym i żółto-brunatnym zabarwieniem. Granice formacji mają charakter erozyjny i miejscami podkreślone są brukiem. W spągu formacji w rowie Kleszczowa leżą przeważnie osady zastoiskowe, sporadycznie — gliny zwałowe formacji Kuców, w stropie — osady zlodowaceń środkowopolskich.

W obrębie formacji Czyżów udokumentowano wiele stanowisk z różnych okresów interglacjału wielkiego. Wyodrębniono tu osady jeziorne interglacjału mazowieckiego w wyeksploatowanych stanowiskach Kuców (otw. 54) (Krzyszkowski, 1989b, 1995) i Folwark 93K (Balwierz i in., 2006) oraz interstadiału Czyżów (Kuszell, 1991b).

Osady formacji Czyżów wypełniają dolinę ruszczyńską (Baraniecka i Sarnacka, 1971), przebiegającą w południowej części rowu Kleszczowa. Zachowały się miejscami pod zwałowiskiem wewnętrznym w południowym zboczu odkrywki kopalni Bełchatów, na wysokości około 170–185 m n.p.m. oraz na skraju odkrywki, na zachód od Łękińska. Drugorzędne obniżenia dolinne w Kaszewicach i Wólce Łękawskiej wypełnione są osadami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi o miąższości około 20 m.

W profilu formacji Czyżów wyróżniono dwie serie rzeczne, przedzielone kompleksem zbiornikowym. (Brodzikowski, Zieliński, 1987a; Krzyszkowski, 1991e). Charakteryzują się one występowaniem naprzemianległych pakietów mułowców i piaskowców, warstwowanych przekątnie i horyzontalnie. Reprezentują środowisko rzek meandrujących oraz anastomozujących w strefie peryglacialnej. Analizy sedymentologiczne, petrologiczne i analiza pyłkowa (Janczyk-Kopikowa, 1985; Kuszell, 1991c) sugerują, że dolna seria była akumulowana w warunkach klimatu chłodnego typu stepu (tundry), górna — w warunkach zwartej pokrywy roślinnej typu tajgi ze zmarzliną w podłożu (Krzyszkowski, 1991e).

Piaski dolnej serii rzecznej formacji Czyżów zawierają średnio 75% kwarcu, 10% skaleni oraz do 14% skał krystalicznych. W osadach serii górnej zawartość kwarcu wzrasta do 90%, maleje

natomiast zawartość skaleni (7%) i skał krystalicznych (2%). Dolna seria zawiera 30–40% dobrze obtoczonych ziaren kwarcu oraz 20% ziaren słabo obtoczonych. W obrębie serii górnej zwiększa się nieco zawartość ziaren dobrze obtoczonych (40–45%), przy porównywalnej zawartości ziaren słabo obtoczonych (w ilości 15–20%). Charakterystyczną cechą obydwu serii rzecznych jest duża zawartość staurolitu (do 34% w górnej serii), któremu towarzyszą: granaty (do 31% w serii dolnej i do 15% w serii górnej), amfibole (odpowiednio: do 30% i do 18%), andaluzyt (odpowiednio: do 15 i do 18%), biotyt (odpowiednio: do 5% i 19%) oraz dysten (do 18% w górnej serii). Podrzędnie, w ilości kilku procent występują: cyrkon, turmaliny i sillimanit (Krzyszowski, 1991a, e).

Osady przedzielające obydwie serie rzeczne akumulowane były na obszarze równi zalewowej. Reprezentują je laminowane mułki ze smugami torfów, zawierające szczątki roślin i faunę słodkowodną (ryby, ślimaki). Analizy palinologiczne (Kuszell, 1991b) wykazały, że badany profil osadów ma charakter interstadialny (interstadiał z Czyżowa), choć o optimum cieplejszym w porównaniu z obserwowanymi zazwyczaj w utworach interstadialnych. W osadach tych znaleziono również makroszcątki (fragmenty łodyg) *Pinus silvestris*, *Juniperus* i *Alnus glutinosa* (Pyszyński, 1991).

Mięszość formacji Czyżów na obszarze arkusza wynosi maksymalnie 43,0 m (w otw. 95 na wschód od Kleszczowa).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Osady zlodowacenia Odry należą do formacji Ławki i Stawek (Krzyszowski, 1990a, 1992a). Występują na całym obszarze arkusza a ich najpełniejszy profil związany jest terytorialnie z rowem Kleszczowa.

Formację Ławki rozpoczynają tu osady wodnołodowcowe, wykształcone przeważnie w postaci piasków o różnej granulacji, warstwowanych przekątnie w dużej, miejscami w małej skali oraz piasków ze żwirami. Dominują tu ziarna kanciaste (40%) nad obtoczonymi (30%). W składzie minerałów ciężkich charakterystyczny jest zespół granat-amfibol (60%). W większych ilościach występują również inne minerały, głównie staurolit, andaluzyt, dysten i epidot (Krzyszowski, 1992a). Opisywane osady, reprezentujące środowisko depozycji rzeki roztokowej, zachowały się w północnej części rowu Kleszczowa, gdzie w otworze 61 osiągają maksymalną mięszość 28,0 m.

Przykrywają je osady zastoiskowe, które w rowie Kleszczowa należą do II dolnej serii zastoiskowej (Czarnecki i in., 2004). Seria ta jest odsłonięta w północnym zboczu rowu i leży na wysokości około 170–180 m n.p.m. W jej spągu występują rytmicznie warstwowane piaski drobnoziarniste i pyłowate, szarobrązowe, przewarstwiane pojedynczymi laminami mułkowo-ilastymi,

o grubości 1–2 cm. Częstotliwość przewarstwień wzrasta ku stropowi. Wyżej leżą mułki masywne z przewarstwieniami piasków, przechodzące w mułki drobnolaminowane z piaskami i iłami, a następnie w łą warwowe, wykształcone w postaci naprzemianległych grubszych warstw łąstych (ok. 4–7 cm) i cieńszych (ok. 1,5–2 cm) warstw mułkowych. Miąższość tej serii na zboczu północnym w rejonie Folwarku dochodzi do około 30 m, maksymalnie wynosi 41,0 m w otworze 33.

We wschodniej części rowu Kleszczowa (pole Kamieńsk) seria zastoiskowa leży na podobnej wysokości nad poziomem morza. W otworze 44 nawiercono 27,6 m szarych mułków warwowych przechodzących w szarozielone mułowce o lepisczu łąstym z łyszczykami, a w otworze 85 — 36,7 m mułków, leżących pod glinami zwałowymi. Poza rowem Kleszczowa osady zastoiskowe występują w izolowanych obniżeniach między Janowem Nowym a Słokiem, między Zawadowem a Bukową, między Kaszewicami a Oleśnikiem, w rejonie Księżego Młyna i Bugaja. Ich miąższość wynosi przeciętnie kilka–kilkanaście metrów, na wschód od Zawadowa przekracza 25,0 m (nieprzewiercone w otw. 29).

Powyżej serii zastoiskowej leżą osady wodnolodowcowe reprezentujące formację Stawek (Krzyszowski, 1992a). Wykształcone są w postaci grubo- i średnioziarnistych piasków ze żwirami oraz różnoziarnistych piasków warstwowanych przekątnie w dużej i małej skali. Reprezentują one środowisko rzeki roztokowej. Miejscami w obrębie osadów piaszczysto-żwirowych występuje ogniwo zbudowane z warstwowanych mułków z laminami piasków, reprezentujących osady deltowe (górna seria zastoiskowa wg Czarneckiego i in., 2004). W rowie Kleszczowa osady omawianej formacji występują na południowy wschód od Folwarku w postaci nieciągłych i zaburzonych warstw o różnej miąższości. W osadach tych zaznacza się przewaga ziaren kanciastych (do 47%) nad obtoczonymi (23–27%). Zawartość kwarcu w osadach piaszczysto-żwirowych wynosi 80–90%, w ogniwach mułkowych — jedynie 10–20%. W mułkach występuje charakterystyczny zespół minerałów ciężkich złożony z biotyту i chlorytów (do 40%) oraz amfiboli (27%). Towarzyszą im granaty (12%), epidot (9%) i pirokseny (7%). W osadach piaszczysto-mułkowych dominuje zespół granat–amfibol (25–35%) przy kilkuprocentowym (5–7%) udziale staurolitu, epidotu, biotyту i piroksenów (Krzyszowski, 1992a).

Na pozostałym obszarze arkusza osady wodnolodowcowe występują powszechnie. Ich akumulacja przyczyniła się do zasypania istniejących obniżzeń, przeważnie do wysokości około 170–180 m n.p.m. Miejscami osady te zostały spiętrzone do wysokości ponad 200,0 m n.p.m. Ich miąższość jest zróżnicowana. W obniżeniach o genezie rynnowej wzrasta do około 30 m.

Profil zlodowacenia Odry kończą gliny zwałowe. W rowie Kleszczowa są one silnie zaburzone i zalegają w postaci nieregularnych płatów o różnej miąższości i zróżnicowanym zasięgu. Na pozostałym obszarze występuje powszechnie w profilach otworów wiertniczych oraz na powierzchni terenu (Bieliki, Gomunice, Pyłowice). Miąższość omawianych glin wynosi przeciętnie kilka–kilkanaście

metrów. Większe miąższości (ok. 20–30 m) obserwowane są przeważnie w rowie Kleszczowa. Gliny te zawierają cienkie przewarstwienia piasków lub mułków oraz porwaki ilów neogenu.

Charakterystyczną cechą glin zwałowych zlodowacenia Odry w całym regionie jest skład petrograficzny frakcji zwirowej. Dominują w nim piaskowce (30%), wapienie (20%) i krzemienie (15%). Mały udział mają tu skały lokalne (12%), sporadycznie występują okruchy węgla brunatnego oraz ilowce neogenu. Wśród skał krystalicznych pochodzenia skandynawskiego, które stanowią 40–50% badanej frakcji, dominują wapienie paleozoiczne (25–30%) przy małej zawartości dolomitów (4–5%). Współczynniki petrograficzne kształtują się następująco: $O/K=0,81-1,0$; $K/W=1,28-1,45$; $A/B=0,7-0,77$ (Krzyszkowski, 1990a; Czerwonka, Krzyszkowski, 1992). Wskaźniki ustalone przez Rzechowskiego (1971) dla dorzecza Widawki wynoszą: $O/K=0,91$; $K/W=1,31$; $A/B=0,96$, a według Baranieckiej i innych (1995): $O/K=0,95-1,11$; $K/W=1,0-1,15$; $A/B=0,81-0,94$.

Interglacja lubawski

Na ściętej erozyjnie powierzchni glin zwałowych zlodowacenia Odry leży warstwa osadów rezydualnych, w postaci żwirów i piasków z głazami, o miąższości średnio 0,5–2,0 m (maksymalnie 4,8 m w otw. 3). Na przeważającej części obszaru arkusza, położona jest ona na wysokości około 170–180 m n.p.m., a ku południowi podnosi się do ponad 200,0 m n.p.m. Jedynie w dnach interstadialnych dolin rzecznych obniża się do około 155–165 m n.p.m. Na obszarze wyrobiska kopalni Bełchatów omawiana warstwa uważana jest za horyzont przewodni i znana jest pod nazwą Głównej Czwartorzędowej Powierzchni Niezgodności (GCPN) (Gotowała, 1982b; Hałuszczak, 1982c; Gotowała, Hałuszczak, 1999), rozdzielającej osady dwóch pięter strukturalnych: dolnego, o zaburzonej budowie wewnętrznej, oraz górnego, w którym warstwy czwartorzędu leżą subhoryzontalnie.

Powyżej utworów rezydualnych, zalega kompleks utworów rzecznych, reprezentujący formację Chojny (Krzyszkowski, Brodzikowski, 1987; Krzyszkowski, 1989, 1990a, 1992a, 1994c). Osady tej formacji zostały wszechstronnie przebadane pod względem sedymentologicznym, paleobotanicznym i geochronologicznym w odkrywce Kopalni Bełchatów. Prześlędzono tam przebieg kopalnej doliny rzecznej o głębokości ponad 20,0 m. W rejonie Czyżowa dolina ta przecinała południkowo obszar odkrywki. Jej dalszy odcinek obserwowany był w północnej części odkrywki, w rejonie Folwarku, na wysokości około 170–180 m n.p.m. W podobnej dolinie w Oleśniku strop osadów rzecznych leży na wysokości około 190 m n.p.m.

Wydzielenie formacji Chojny opiera się na badaniach litologicznych i sedymentologicznych (Brodzikowski, Baraniecka, 1982; Krzyszkowski, Brodzikowski, 1987; Krzyszkowski, 1989a, 1990a, d,

1992a), paleogleboznawczych (Konecka-Betley, 1987b, 1993), palinologicznych (Janczyk-Kopikowa, 1982, 1983, 1985; Jastrzębska-Mamełka, 1992; Goździk, Balwierz, 1993; Krzyszkowski, Nita, 1993) oraz wieku bezwzględnego (Butrym i in., 1882; Butrym, 1985; Wysoczański-Minkowicz, 1985).

Formacja Chojny jest wyraźnie niejednorodna i reprezentuje różne subśrodowiska sedymentacji. Subśrodowisko korytowe rzek meandrujących (w spągu formacji) i roztokowych (w stropie) dokumentują ogniwa zbudowane z piasków oraz piasków ze żwirami warstwowanych przekątnie, początkowo w dużej a następnie w małej skali. W obrębie poszczególnych ogniw obserwowano również warstwowanie frakcjonalne.

Subśrodowisko pozakorytowe reprezentują średnio- i drobnoziarniste piaski warstwowane poziomo i przekątnie, mułki z przewarstwieniami piasków, o strukturze masywnej lub z zaznaczonym warstwowaniem poziomym i smużystym, a także osady zbiornikowe (zielonkawe lub brunatne mułki o strukturze masywnej), organiczne (namuły) i bagienne (torfy). Osady mułkowo-torfowe, występujące w 1–3 poziomach wewnątrz środkowego kompleksu fluwialnego, powstały na obszarze tarasu zalewowego lub nadzalewowego (Brodzikowski, 1987a).

Cechą charakterystyczną osadów omawianej formacji jest wysoka zawartość granatów, których ilość wzrasta ku stropowi (z 30% do 40%), przy równoczesnym spadku zawartości amfiboli (z 20% do 15%) oraz stosunkowo dużej domieszce staurolitu (do 20%) i andaluzytu (15%) (Krzyszkowski, Czerwonka, 1992). Ziarna kwarcu są przeważnie dobrze obtoczone. Udział ziarn obtoczonych rośnie w kierunku stropu formacji (od 45% do 56%) (Krzyszkowski, 1992a; Krzyszkowski, Nita, 1993).

W osadach opisywanej formacji występują makroszczałki roślin (gałęzie, konary drzew, szyszki). Badania palinologiczne osadów organicznych w wielu stanowiskach wykazały, że osady formacji Chojny reprezentują chłodne, interstadialne okresy plejstocenu (Janczyk-Kopikowa, 1982, 1983, 1985; Krzyszkowski, Nita, 1993). Datowania metodą TL piasków dolnej serii rzecznej, podścielających warstwę torfów ($264 \pm 31,5$ ka BP), wykonane na stanowisku Buczyna 7 (Butrym i in., 1982) wykazały, że ich sedymentacja zachodziła podczas zlodowaceń środkowopolskich. Znalezione w górnych odcinkach profilu formacji szczątki (dwa ciosy, ząb trzonowy i fragment czaszki) mamuta *Mammuthus trogontherii* (Polig) (Czyżewska, Wiszniowska, 1982) datowano metodą fluoro-chloro-apatytową i kolagenową (Wysoczański-Minkowicz, 1985). Badania te pozwalają określić wiek omawianych osadów na 231–223 ka BP.

Mimo wielu szczegółowych badań, interpretacja formacji Chojny jest nadal dyskusyjna. Istnieją poglądy, że sedymentacja serii Chojny zachodziła w interglacjale wielkim (Badura i in., 2009). Problem ten wymaga dalszych badań, jego rozstrzygnięcie nie jest możliwe na obecnym etapie reambulacji.

Zlodowacenie Warty

Do zlodowacenia Warty zaliczono różnorodne litologicznie i genetycznie osady, które zajmują znaczną część powierzchni analizowanego terenu. W obrębie rowu Kleszczowa wydzielono je jako formację Rogowiec (Krzyszkowski, Brodzikowski, 1987; Krzyszkowski, 1990a, 1992a). Powierzchnia spągowa formacji ma charakter erozyjny, z wyjątkiem granicy z osadami formacji Chojny, która ma charakter sedymentacyjny (Krzyszkowski, 1992a). Miejscami przykrywają ją osady zlodowacenia Wisły lub holocenu.

Profil formacji rozpoczynają osady zastoiskowe, najpełniej wykształcone i najlepiej poznane w rowie Kleszczowa. Seria ta leży subhoryzontalnie i jest wykształcona w postaci rytmicznie warstwowanych mułków oraz piasków, reprezentujących środowisko deltowe, oraz iłó w warwowych, akumulowanych w zbiorniku proglacjalnym. Osady te tworzą izolowane wychodnie w rejonie Oleśnika, Łękińska, Chorzenic i Kamieńska. Ich strop ma często charakter erozyjny, a zatem miąższość została zredukowana. W rowie Kleszczowa wynosi ona około 2–3 m, maksymalną (35,5 m) stwierdzono w rynnicy na południe od Kamieńska (otw. 140). Osady te występują na wysokości około 180–195 m n.p.m.

Znacznie większe rozprzestrzenienie mają piaski i żwiry wodnolodowcowe z okresu transgresji lądolodu, odsłaniające się w dolinie Rakówki, na południe od Grocholic, na wysokości około 200 m n.p.m. Stosunkowo duże miąższości tych osadów (ponad 20,0 m) stwierdzono w dolinie Widawki oraz w rowie Kleszczowa.

Osady piaszczyste są średnio- i gruboziarniste, zazwyczaj z domieszką żwirów. W osadach tych dominuje warstwowanie przekątne w dużej skali, miejscami zaznacza się laminacja równoległa, bądź warstwowanie przekątne w małej skali. Badania tych osadów w odkrywcze kopalni Bełchatów ujawniły, że w składzie minerałów ciężkich dominują granaty (22–34%) i amfibole (20–33%), przy wysokim udziale biotyty (8–23%) (Krzyszkowski, 1992a).

Z okresu transgresji lądolodu pochodzą moreny spiętrzone, zajmujące obszar między Słostowicami a Kamieńskiem. Ich budowa wewnętrzna jest słabo poznana. Z dostępnych materiałów wynika, że spiętrzone tu zostały głównie szare i brunatne gliny zwałowe, które w otworach 136 i 134 mają odpowiednio 40,0 i ponad 47,0 m miąższości. W profilach wierceń gliny te scharakteryzowano bardzo ogólnie. Są one piaszczyste, zawierają liczne otoczaki (do 100 mm średnicy) oraz przewarstwienia żwirów gliniastych. Nie jest możliwe określenie głębokości zaburzeń, ani wieku spiętrzonych glin zwałowych (prawdopodobnie powstały one podczas zlodowacenia Odry).

Powstałe w tunelach lodowych piaski ze żwirami i piaski ozów tworzą wydłużone formy występujące w ciągach o orientacji północny zachód–południowy wschód. Najlepiej poznany

jest, w znacznej mierze wyeksploatowany, oz w Antoniówce. Osady ozu w dolnej części miejscami wypełniają obniżenie rynnowe. Strefy największych miąższości nie pokrywają się z osią morfologiczną wzgórza ozu, uformowanego na wyniesieniu zbudowanym z wapieni kimerydu. Osady te są warstwowane i składają się z przeławicających się serii piaszczystych oraz piaszczysto-żwirowych, o zróżnicowanym uziarnieniu. Zróżnicowanie to występuje zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym. W osadach występują pojedyncze głaziki, o średnicy do 20,0 m. Podobne utwory stwierdzono w innych ozach. Ich stoki przeważnie przykryte są częściowo glinami zwałowymi. Silnie piaszczyste gliny stanowią również wkładki w obrębie osadów piaszczysto-żwirowych. Miąższość omawianych osadów jest trudna do określenia, ponieważ rynny ozowe wcięte są zazwyczaj w starsze osady wodnolodowcowe. Można sądzić, że wynosi ona miejscami około 20 m (w otw. 39 ponad 14,0 m, w otw. 75 ponad 16,0 m).

Spośród osadów zlodowacenia Warty stosunkowo dobrze udokumentowane są gliny zwałowe, tworzące rozczłonkowaną wysoczyznę morenową, rozciętą pradoliną Widawki. Pokrywają one większość opisywanego terenu, tworząc jeden poziom zalegający subhoryzontalnie. W rowie Kleszczowa, w obrębie kompleksu warciańskiego wyróżniono natomiast dwa poziomy (Hałaszcak, 1982), z których górny jest lokalnie dwudzielny. Trzy poziomy glin zwałowych obserwowali: Goździk (1986), Krzyszkowski (1992a) i Baraniecka (1994). Rozdzielone są one kilkumetrowej miąższości osadami wodnolodowcowymi oraz miejscami iłami warwowymi. Dolny poziom glin zwałowych jest rozmyty. W jego stropie leży cienka warstwa bruku. Oba subkompleksy odpowiadają różnym fazom rozwoju zlodowacenia. Miąższość dolnego poziomu glin wynosi średnio około 5 m, górnego zaś — około 5–10 m. Podobną miąższość (kilka–kilkanaście metrów, maksymalnie — 25,0 m w otw. 7) mają gliny zwałowe na pozostałym obszarze arkusza, gdzie w profilach wierceń nie akcentowano ich rozdzielności.

W rowie Kleszczowa gliny zwałowe zlodowacenia Warty związane są z formacją Rogowiec (Krzyszkowski, 1990a, 1992a). Charakteryzują się małą zawartością skał lokalnych (10%), wapienie i piaskowce stanowią po 30%, występują też pojedyncze mułowce neogenu. W grupie skał skandynawskich dominują skały krystaliczne (40%) oraz wapienie (35%), przy zawartości dolomitów 3–5% oraz piaskowców i kwarcytów 5–8%. Wapnistość glin wynosi 9–14%, a współczynniki petrograficzne kształtują się następująco: $O/K=1,02-1,19$; $K/W=1,08-1,24$; $A/B=0,64-0,83$. (Krzyszkowski, 1990a; Czerwinka, Krzyszkowski, 1992). Podobne wartości współczynników uzyskał Rzechowski (1971) dla glin zwałowych zlodowacenia Warty w dorzeczu Widawki: $O/K=1,11$; $K/W=0,99$; $A/B=0,96$.

Dla glin zwałowych omawianego zlodowacenia, charakterystyczny jest skład minerałów ciężkich, w którym dominują amfibole (do około 30%), granaty (do około 35%) i epidot (do około 14%) (Baraniecka i in., 1995).

W stropie glin zwałowych występuje często pokrywa ablacyjna w postaci żółtych i żółtobrunatnych piasków i żwirów lodowcowych. Są to najczęściej osady słabo wysortowane i miejscami zaglinione, z domieszką głazów. Ich miąższość zazwyczaj nie przekracza 2,0 m, a maksymalnie dochodzi do 3,4 m w otworze 29 na wschód od Zawadowa. Większy obszar ich występowania zaznacza się między Wólką Łękawską a Bukową, na wysokości 220–230 m n.p.m.

Na pozostałym obszarze osady te tworzą izolowane płyty, miejscami przylegające do moren czołowych. Formy te zbudowane są z różnoziarnistych piasków i żwirów z głazami. Udział żwirów zwiększa się znacznie w niektórych kulminacjach wzgórz. Osady w stropie są słabo wysortowane, chociaż przeważnie warstwowane, miejscami zaglinione, zawierają także poziomy wytrąceń związków żelaza (orsztynizacja). Ku spągowi przechodzą w osady warstwowane o charakterze wodnolodowcowym. W składzie petrograficznym żwirów i głazów przeważają skały krystaliczne pochodzenia skandynawskiego. Licznie występują również skały lokalne, głównie fragmenty miękkich wapieni kredowych, w formie bardzo dobrze obtoczonych żwirów i głazików, zakumulowanych po krótkim transporcie. Rozmieszczenie obfitszych domieszek wapieni w północno-wschodniej części obszaru arkusza np. w Pawłowie, Borowej, a szczególnie we wsi Spólne (niektóre warstwy zawierają do 90% żwirów wapieni) świadczy o tym, że źródłowym obszarem były wychodnie kredy górnej, występujące w najbliższym otoczeniu. Fakt ten znajduje potwierdzenie w wierceniach poszukiwawczych na obszarze Borowskiej Góry, które dokumentują płytkie zaleganie tych skał (na głębokości kilku metrów) w podłożu wzgórz morenowych.

Pomiary kierunków odpływu w osadach ciągu głównego moren czołowych wskazują na zmienne kierunki akumulacji. W Gałkowicach utwory narastały (nawarstwiały się) ku południowi–południowemu wschodowi, w Ruszczynie i Wolicy ku wschodowi–południowemu wschodowi i południowemu wschodowi z niewielkim uprzywilejowaniem odpływu wzdłuż czoła lądolodu.

Miąższość osadów moren czołowych, sądząc po ich wysokości względnej, wynosi przeciętnie kilkanaście metrów. Najwyższe wzgórze (Borowska Góra), osiągające około 40 m wysokości względnej, zbudowane jest z osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych, które w otworze 10 osiągają miąższość ponad 27,5 m.

Do głównego ciągu wzgórz morenowych przylega obszar zbudowany z osadów, które określono jako pośrednie między czołowomorenowymi a wodnolodowcowymi (Domoślawska-Baraniecka, Skompski, 1967; Baraniecka, 1971). W niniejszym opracowaniu przyjęto dla nich genezę wodnomorenową. Są to osady o zróżnicowanej litologii, wśród których dominują piaski o różnej granulacji, od pyłowatych do gruboziarnistych, zawierające zmienną domieszkę żwirów i głazów. W osadach tych miejscami występują przewarstwienia mułków zastoiskowych, piasków

zagiętych oraz glin w spływach. Osady te dokładniej poznano w rejonie Pawłowa, gdzie są obecnie eksploatowane. W piaskach głównym składnikiem jest kwarc, rzadziej okruchy skał osadowych i krystalicznych. Wśród żwirów dominują okruchy skał osadowych (drobnoziarniste piaskowce oraz szarobiałe wapienie margliste) w ilości około 75% badanej frakcji. Resztę stanowią okruchy skał krystalicznych (23,5%) oraz kwarcu. Charakterystyczną cechą omawianych osadów jest znaczne zapylenie (do 6%), obserwowane również w innych rejonach, oraz miejscami bardzo złe wysortowanie i słabe obtoczenie ziaren. Osady te są bezstrukturalne, we fragmentach warstwowe przekątnie w dużej skali. Ich miąższość wynosi przeciętnie kilka metrów, w rejonie złoża kruszywa Pawłów, dochodzi do około 10 m.

Z okresu deglacjacji pochodzą kemy, zlokalizowane w rejonie Kurnosa II i Folwarku (Czubata Góra). Pagórki kemów położone przy północnej granicy obszaru arkusza zbudowane są z piasków średnio- i drobnoziarnistych, przewarstwianych piaskami ze znaczną ilością żwirów. Domieszka żwirów o średnicy do kilkudziesięciu milimetrów występuje również w stropowej i spągowej warstwie opisywanych osadów. Na powierzchni leżą małe i średnie głazy o średnicy 100–500 mm. W osadach tych dominuje frakcja 0,5–0,25 mm (46–72%) przy zawartości pyłów 2–3% (Baraniecka, Sarnacka, 1971). Miąższość osadów kemowych w tym rejonie wynosi około 20 m.

Stosunkowo dobrze poznano wzgórze kemowe Czubata Góra. Podczas prac górniczych w kopalni Bełchatów, odsłonięto południową część wzgórza. Występują tu osady o różnej litologii, ujęte w formację z Czubatej Góry (Krzyszowski, Czerwonka, 1992; Goździk, 2001), osięgającą miąższość około 20–30 m. Spąg tej formacji wyznacza warstwa glin zwałowych powstałych w czasie maksymalnego nasunięcia lądolodu zlodowacenia Warty, na której leżą lokalnie ily i mułki, a powyżej — seria osadów klastycznych: piaski średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków oraz piaski gruboziarniste ze żwirami i otoczkami. Na brzegach kemu leżą gliny ablacyjne, należące do formacji Rogowiec oraz osady związane z ponownym nasunięciem lądolodu — naprzemianległe warstwy glin i różnoziarnistych, źle wysortowanych piasków, przykrytych kolejną warstwą masywnych glin zwałowych. W środkowej części kemu występują struktury diapirowe zbudowane z niżejleżących glin zwałowych. W brzeżnych strefach osady kemu są silnie zdeformowane. Opisano tu struktury intruzyjne zbudowane z glin zwałowych, sieć uskoku normalnych w osadach piaszczysto-żwirowych oraz liczne struktury fałdowe. Deformacji uległy zarówno osady kemu (gliny zwałowe, mułki i piaski), jak i osady podłoża (piaski i żwiry). Struktury te powstały w różnych etapach ewolucji kemu w okresie zaniku otaczających go mas lodowych (Goździk, Krysiak, 2009).

Z okresem recesji lądolodu związane są również osady wodnolodowcowe, akumulowane przez wody roztopowe w kolejnych etapach deglacjacji. Przeważnie są to drobno- i średnioziarniste piaski o barwie od żółtobrunatnej do jasnoszarej, a miejscami piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, akumulowane w dolinach wód roztopowych i obniżeniach pradolinnych. Ich miąższość wynosi kilka–kilkanaście metrów.

Profil zlodowacenia Warty kończą osady zastoiskowe, wykształcone w postaci piasków i mułków z domieszką iłów. Tworzyły się one w lokalnych zastoiskach, w sąsiedztwie pagórków kemowych i moren czołowych, gdzie zazębiają się z glinami zwałowymi lub osadami wodnolodowcowymi. Miejscami, np. w Bukowej, mają charakter warwowy. Mułki osiągają miąższość do 2,0 m.

Interglacjał eemski

Na obszarze arkusza i w jego najbliższym sąsiedztwie, udokumentowano wiele stanowisk osadów interglacjału eemskiego. W odkrywce kopalni Bełchatów są one znane pod nazwą formacji Aleksandrów. Osady te są wykształcone w postaci mułków jeziornych oraz osadów organicznych (torfów). Ich wiek ustalono na podstawie badań palinologicznych (Janczyk-Kopikowa, 1971; Goździk, Jastrzębska-Mamełka, 1982). Dodatkowym potwierdzeniem wieku tych osadów są datowania osadów piaszczystych, podścielających torfy na stanowisku Buczyzna 7, dla których uzyskano wiek 136 ± 16 ka BP oraz 139 ± 17 ka BP (Butrym i in., 1982).

Stanowiska omawianych osadów, występujące w odkrywce kopalni Bełchatów, zostały wyeksploatowane. Podobne osady, prawdopodobnie reprezentujące interglacjał eemski (Janczyk-Kopikowa, 1971), nawiercono w Szpinalowie (otw. 114), Hubach Ruszczyńskich (otw. 83) i Kamieńsku (otw. 140), w obniżeniach wytopiskowych. W Szpinalowie są to ciemnobrunatne mułki torfiaste, o miąższości około 5 m, leżące na głębokości 14,0 m (197,5 n.p.m.). Przykryte są szarymi mułkami, które prawdopodobnie dokumentują okres zlodowacenia Wisły. W podobnej pozycji geologicznej, nawiercono torfy o miąższości 2,2 m w Hubach Ruszczyńskich (205,3 m n.p.m.) oraz 1,2 m na południe od Kamieńska (214,3 m n.p.m.). Nie jest jednak wykluczone, że osady te należą do formacji Piaski (zlodowacenie Wisły).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Osady zlodowacenia Wisły zostały dokładnie poznane na obszarze odkrywki kopalni Bełchatów, gdzie zostały wydzielone w dolinie Świętojanki (lewego dopływu Widawki) jako formacja

Piaski (Krzyszowski, 1990a, 1992a). Należą do niej osady różnych środowisk sedymentacyjnych: jeziorne, rzeczne, deluwialne i eoliczne. Część z nich została wyeksploatowana, jednak udokumentowany tu profil osadów zlodowacenia Wisły można odnaleźć w innych dolinach rzecznych tego obszaru.

Początkowo sedymentacja zachodziła w zbiornikach jeziornych, w których powstawały osady facji jeziorno-bagiennej: mułki masywne oraz mułki pyłowate laminowane. Osady te mają charakterystyczne zielonkawe lub zielonkawo-brunatne zabarwienie i miejscami zawierają wkładki torfów oraz gytii. Ich miąższość wynosi kilka–kilkanaście metrów. Analizy palinologiczne tych osadów (Szczypek, 1978; Janczyk-Kopikowa, 1980a; Manikowska, Balwierz, 1987) wykazały, że powstawały one w klimacie arktycznym (tundra). Badania wykonane metodą radiowęglową (^{14}C) dolnego poziomu torfów datowały je na 43,7 ka BP (Baraniecka, 1980c; Baraniecka, Pazdur, 1981). Z osadów stropowej części profilu w wyniku datowania radiowęglowego uzyskano wiek 25,2 ka BP (Goździk, 1980).

Wychodnie osadów mułkowych stwierdzono w kilku miejscach na obszarze arkusza: w rejonie Folwarku, Hub Ruszczyńskich, Szpinalowa, Kamieńska, Borowej, Żłobnicy i Kleszczowa na wysokości około 195–210 m n.p.m. Obserwowano je najczęściej pod osadami rzecznyymi, które stanowią wyższą część profilu formacji Piaski. Z badań wynika, że były to początkowo rzeki meandrujące, a następnie roztokowe, których sedymentacja zakończyła się przed 14,35 ka lat BP (Baraniecka, 1987a; Goździk, Krzyszowski, 1987).

Osady rzeczne zlodowacenia Wisły występują w dwóch poziomach tarasów nadzalewowych. Tarasy wyższe, o wysokości względnej 3,5–8,0 m n.p.rzeki występują w dolinach wszystkich cieków. Zbudowane są przeważnie z piasków drobno- i średnioziarnistych. Miejscami, w dolnych odcinkach profilu, w ich obrębie występują cienkie przewarstwienia mułków piaszczystych, reprezentujące środowisko sedymentacji równi zalewowej rzeki meandrującej. W osadach tych obserwuje się wzrost zawartości ziaren dobrze obtoczonych i matowych, świadczących o zachodzących procesach eolicznych. Podobnie jak w niżejległych osadach jeziornych, oznaczono tu także florę tundry (Szczypek, 1978; Janczyk-Kopikowa, 1980a). Osady piaszczyste występujące w górnej części profilu nie zawierają już osadów organicznych co świadczy o zmianie warunków klimatycznych.

Miąższość osadów rzecznych w rejonie Słupi i Słoku w dolinie Widawki wynosi około 15–20 m, a w górnej części doliny i w dolinach dopływów stopniowo zmniejsza się. Odsłonięcia w krawędzi położonej na południowy wschód od Kaszewic wskazują, że osady te akumulowane były przez wody płynące w tym samym kierunku, w którym obecnie płynie Widawka.

W niższym biegu Widawki oraz ujściowym odcinku Rakówki, występują niższe tarasy nadzalewowe, o wysokości 3,0–4,0 m n.p. rzeki, osadzone po etapie niewielkiej erozji. Zbudowane są z piasków drobno- i średnioziarnistych o miąższości kilku–kilkunastu metrów.

Osady rzeczne wykazują wysoki udział ziaren obtoczonych (40–50%) oraz małą ilość ziaren kanciastych (10–20%). W składzie minerałów ciężkich występują: granaty (40%), amfibole (25%) staurolit (15%), andaluzyt (10%) i sillimanit (2–3%) (Krzyszowski, Czerwonka, 1992).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Efektom procesów wietrzeniowych są bezstrukturalne piaski i piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne), występujące w postaci cienkiej (do 0,5 m miąższości) pokrywy na glinach zwałowych w południowych dzielnicach Bełchatowa.

Procesy stokowe, zachodzące na obszarze arkusza od czasu ustąpienia lądolodu zlodowacenia Warty, prowadziły do sedymentacji osadów deluwialnych w strefach podstokowych wysoczyzn oraz w dnach młodych dolinek. W zależności od budowy geologicznej degradowanych obszarów, w miejscach tych następowała akumulacja drobnoziarnistych i pyłowatych piasków oraz piaszczystych i pyłowatych glin deluwialnych o miąższości około 1–3 m. Osady te w niektórych miejscach zazębiają się z osadami tarasów zalewowych oraz stanowią przewarstwienia w osadach tarasów nadzalewowych, co świadczy o synchroniczności sedymentacji aluwialnej i deluwialnej w dolinach rzecznych w różnych okresach czwartorzędu.

Na obszarze arkusza występują liczne wydmy oraz równiny zbudowane z piasków eolicznych. Badania tych osadów prowadzono w Rogowcu. W profilu osadów eolicznych występują tu cztery serie osadów (piaski od drobno- do gruboziarnistych) przedzielone glebami kopalnymi (Manikowska, 1980). Wiek badanej wydmy określono na podstawie oznaczeń paleobotanicznych oraz datowań metodą radiowęglową (^{14}C). Zdaniem Manikowskiej (1980), początek akumulacji osadów eolicznych miał miejsce po szczytowym okresie chłodu, jeszcze podczas zlodowacenia Wisły (najstarszy dryas), co dokumentują duże szczeliny zmarzlinowe w podłożu wydmy. Powstałe wówczas osady przykrywa najstarsza gleba kopalna, datowana na $12,235 \pm 260$ oraz $11,98 \pm 70$ ka BP, odpowiadająca bøllingowi. Procesy wydmytwórcze zahamowane zostały w allerødzie, na co wskazuje gleba kopalna datowana na $11,03 \pm 70$ ka BP a zakończyły się definitywnie w okresie atlantyckim holocenu sedymentacją najmłodszej gleby kopalnej, datowanej na $4,725 \pm 140$ ka BP (Manikowska, 1980).

Miąższość piasków eolicznych wynosi około 1–3 m, w wydmach ich miąższość wzrasta maksymalnie do około 17 m (wydma na południowy wschód od Kaszewic).

c. Holocen

Obszar występowania osadów holocenu jest ograniczony do dolin rzecznych i zagłębień bezodpływowych. W dnach dolin rzecznych zachodzi głównie sedimentacja piasków z domieszką humusu, tworzących tarasy zalewowe 0,5–2,0 m n.p. rzeki. W dolinach większych rzek (Widawka, Krasówka i Rakówka) tarasy zalewowe, o szerokości dochodzącej lokalnie do około 0,5 km, wcinają się najczęściej w osady rzeczne zlodowacenia Wisły na głębokość do 5,0 m. Fację korytową reprezentują tu piaski grubo- i średnioziarniste warstwowane przekątnie w dużej skali, fację równi zalewowej — przewarstwiające się piaski o różnych frakcjach, w obrębie których miejscami występują cienkie wkładki mułków.

Osady drobnofrakcyjne, zawierające dużą domieszkę substancji organicznej oraz osady bagienne, były akumulowane w drobnych zagłębieniach bezodpływowych i starorzeczach. Miąższość wypełniających je piasków humusowych i namułów, namułów torfiastych oraz torfów nie przekracza 2,0–4,0 m. Te ostatnie włączono do formacji Szerokie (Krzyszowski, 1990a, 1992a), kończącej profil czwartorzędu w rowie Kleszczowa. Ich sedimentacja rozpoczęła się u schyłku zlodowacenia Wisły, co precyzują badania wykonane metodą radiowęglową (^{14}C) (12,5 ka BP) w dolinie Widawki (Goździk, 1973).

Dużą część obszaru arkusza zajmują osady antropogeniczne, związane głównie z funkcjonowaniem kopalni węgla brunatnego i współdziałającej z nią elektrowni. Są to grunty refulowane, osadniki, hałdy oraz wysypiska odpadów komunalnych.

Na obszarze arkusza opisano wiele stanowisk archeologicznych, dokumentujących rozwój osadnictwa na tym terenie, począwszy od środkowego neolitu (kultura pucharów lejkowatych) do czasów nowożytnych. Oprócz śladów osad lub obozowisk, natrafiono na cmantarzyska ciałopalne, miejsca występowania piecowisk, hut szkła i pracowni krzemieniarskich. Zestawienie przebadanych stanowisk archeologicznych wraz z ich lokalizacją w granicach terenów górniczych kopalni Bełchatów, zawiera raport o oddziaływaniu wymienionego zakładu górniczego na środowisko (Kochanowska i in., 2009).

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Przeważająca część obszaru arkusza Kamięnsk leży na terenie synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego, obejmując fragmenty jednostek niższego rzędu, tj. niecki łódzkiej i elewacji radomszczańskiej. Jedynie południowo-zachodnia część terenu należy do monokliny śląsko-krakowskiej.

Z materiałów wiertniczych z najbliższego sąsiedztwa obszaru arkusza wynika, że w podłożu leżą tu silnie sfałdowane osady karbonu, których strop zanurza się gwałtownie ku północnemu wschodowi (Szyrkiewicz, 1994a). Wynika to z oddziaływania w tym rejonie dwóch, krzyżujących się systemów dyslokacyjnych: rzeszowsko-poznańskiego i świętokrzyskiego (Pożaryski, 1971), które wpływały na rozwój tego terenu w młodszych okresach geologicznych.

Niecka łódzka zajmuje północną część obszaru arkusza. Występują tu osady kredy górnej od cenomanu do mastrychtu, osiągające znaczne miąższości. Na opisywanym obszarze zebrano zbyt mało danych, by bardziej szczegółowo określić charakter i przebieg wgłębnych struktur tektonicznych. Można z nich jedynie wnioskować, że osady te zalegają w postaci łagodnych struktur form synklinalnych i antyklinalnych o osiach zorientowanych w kierunku NW–SE, przedłużających się na obszar elewacji radomszczańskiej. Można tu wyróżnić stosunkowo wąską (do około 3 km) synklinę Zapolic (Pożaryski, 1971), położoną między Rząsawą a Koźniewicami (na przekroju geologicznym A–B dokumentuje ją otw. 37), oraz synklinę Parzna–Kraszewic zajmującą obszar od Kurnosa przez Wólkę Łękawską do Pawłowa Górnego i dalej w kierunku wschodnim. Jądra synklin zbudowane są z osadów mastrychtu i kampanu. Synkliny rozdziela antyklina Kamieńska, zbudowana z osadów kampanu na północy oraz cenomanu–santonu na południu.

Elewacja radomszczańska, zajmująca południową część terenu, graniczy na zachodzie z monokliną śląsko-krakowską, a od północy z niecką łódzką. Na obszarze arkusza zaznacza się w postaci struktur fałdowych o przebiegu NW–SE. Poczynając od wschodu, są to: antyklina Kamieńska, synklina Zapolic, antyklina Łękińska i synklina Brudziec (fig. 1). Przebieg antykliny Łękińskiej jest zgodny z rozciągłością otaczających ją synklin: Brudziec i Zapolic, tj. NW–SE z wergencją ku południowemu zachodowi. Partie przegubowe antykliny zbudowane są z osadów jury dolnej (pliensbach–toark). Otaczają je wychodnie jury środkowej (aalen–kelowej), a zewnętrzne skrzydła antykliny budują skały jury górnej (oksfordu i kimerydu). Na skrzydle północno-wschodnim osady jury zapadają łagodnie, w granicach 15–25°, natomiast na skrzydle południowo-zachodnim upady warstw dochodzą do 60–70°. Antyklina zanurza się w kierunku północno-zachodnim, przy stałym nachyleniu osi około 5°. Od strony północno-wschodniej oraz w osiowych partiach, poprzecinana jest ona uskokami prostopadłymi do jej osi, o zróżnicowanych zrzutach.

Na zachód od antykliny Łękińska, położona jest synklina Brudziec, zbudowana z utworów kredy dolnej (alb) i górnej (od cenomanu do mastrychtu). Skrzydło zachodnie synkliny jest połogie, wschodnie — bardziej strome. Badania sejsmiczne wykazały, że synklina Brudziec ograniczona jest od południowego zachodu i północnego wschodu strefami uskokowymi o kierunku NW–SE (Szyrkiewicz, 1994a) a od północy — zespołem uskoków wyznaczających południowy brzeg rowu Kleszczowa. Od

zachodu synklina graniczy z antykliną Szczercowa, zaznaczoną wychodniami jury górnej w rejonie Antoniówki oraz monokliną śląsko-krakowską. Na obszarze monokliny nie występują struktury fałdowe, natomiast liczne dyslokacje o kierunkach NW–SE i SW–NE dzielą ją na różnej wielkości zręby i rowy. W granicach arkusza zlokalizowany jest zrąb Chorzenic (Sowiński i in., 2001), obejmujący strefę utworów kredy górnej, zapadających w kierunku północno-wschodnim.

Głównym elementem tektonicznym opisywanego terenu jest rów Kleszczowa, zlokalizowany w północnej części elewacji radomszczańskiej. Stanowi on złożoną strukturę tektoniczną o długości około 78 km, przecinającą osie łaramijskich struktur fałdowych. Posiada on zarys łagodnego łuku o ramionach ukierunkowanych WNW–ESE (zachodnie) i WSW–ENE (wschodnie). W rejonie pola Bełchatów głębokość rowu wynosi średnio 200–250 m, na polu Kamieńsk — maksymalnie ponad 250,0 m. Najbardziej zmienny jest odcinek rowu w rejonie Kleszczowa, gdzie w morfologii dna zaznacza się rów II rzędu (Kossowski i in., 1992), o przebiegu zgodnym z głównym kierunkiem rowu Kleszczowa. Jest to obszar największych głębokości rowu (ok. 488 m) oraz strefa rozwoju paleo-osuwisk (Kossowski i in., 1992; Felisiak, Szewczyk, 1994; Czarnecki, Felisiak, 2004; Czarnecki, 2005).

Odcinek rowu Kleszczowa, znajdujący się w granicach obszaru arkusza przebiega od Aleksandra na wschodzie w kierunku WNW, na północ od Łękińska i Kleszczowa (tabl. II, fig. 1). Ograniczony jest uskokami brzeżnymi o generalnym przebiegu E–W i ENE–WSW. W morfologii podłoża kenozoiku najwyraźniej zaznaczają się uskoki południowego brzegu rowu. Jest to najczęściej jeden lub dwa, miejscami cztery uskoki, schodowo obniżające strop mezozoiku w kierunku osi rowu. Ich powierzchnie nachylone są w kierunku północnym pod zmiennym kątem (35–70°). Wielkość zrzutu jest zmienna, od około 50 m w rejonie antykliny Łękińska, do około 550 m w rejonie rowu II rzędu na północny zachód od Kleszczowa. Zdaniem Kossowskiego i innych (1992), system tych uskoków sięga do osadów karbońskich, stanowiąc zakończenie głębokiej dyslokacji zrzutowej o biegu W–E związanej z progiem waryscyjskim. Uformowana ostatecznie w miocenie strefa dyslokacyjna południowego brzegu rowu jest najszersza na odcinku przegubowym antykliny Łękińska, gdzie składa się z kilku wyraźnych oddzielnych stopni, o kilkudziesięciometrowych zrzutach. Zwęża się znacznie i stromieje na wychodniach wapieni oksfordu oraz na obszarze synkliny Brudziec (Felisiak, Szewczyk, 1994).

Krawędź północna rowu Kleszczowa jest niższa od południowej. Wyznacza ją najczęściej jeden lub dwa uskoki o przebiegu równoleżnikowym, a w zachodniej części — o kierunku WSW–ENE. Zrzuty w tej strefie wynoszą od około 20–50 m na wschodzie, do około 200–220 m na zachodzie. Miejscami północny brzeg rowu jest nieczytelny. Jest to związane z erozyjną działalnością wód lodowcowych w czwartorzędowej rynnicy erozyjnej.



Fig. 1. Szkic jednostek tektonicznych i głównych stref dyslokacyjnych

Oprócz uskoków brzeżnych, w obrębie rowu Kleszczowa zaznacza się uskoku wewnętrznego. Jest on najwyraźniej zarysowany w zachodniej części rowu, gdzie stanowi północną granicę rowu II rzędu. W tym rejonie zrzut uskoku wewnętrznego jest największy i wynosi maksymalnie około 270 m.

Inną wyraźnie zaznaczającą się grupą struktur tektonicznych są uskoki o przebiegu NW–SE. We wschodniej części rowu Kleszczowa, między osią synkliny Zapolic a antykliną Kamińska,

zaznacza się uskok przesuwczy Łękawa–Koźniewice. Następną strefę dyslokacyjną tworzy zespół uskoków Widawki. Są to trzy uskoki obniżające strop mezozoiku w kierunku wschodnim. Uskok Widawki II jest umowną granicą dzielącą złoża węgla brunatnego Bełchatów na pola Bełchatów i Kamieńsk. Uskok Widawki I na północy sięga do Łękawy, na południu łączy się z uskokiem Rogowiec–Czyżów. Uskoki te mają charakter zrzutowo-przesuwczy. Na liniach ich przebiegów zaznaczają się deformacje osadów dolnego piętra strukturalnego, co świadczy o odmłodzeniu tych uskoków w czwartorzędzie. Na zachód od nich zlokalizowany jest uskok Rogowiec–Czyżów. W literaturze znany jest również pod nazwą uskok środkowy (Gotowała, 1982b, Hałuszczak, 2011). Biegnie on na zachód od Rogowca i kontynuuje się na północny zachód do Zarzecza (obszar ark. Szczerców). W kierunku południowo-wschodnim przebiega na zachód od Gomunic i dalej do miejscowości Kodrąb (obszar ark. Rzejowice). Jego powierzchnia uskokowa skierowana jest ku NE, zrzut skrzydła północnego wynosi około 20–40 m. W pionie uskok ten sięga po spąg serii Chojny (Gotowała, 1982b).

Na zachodnim skrzydle antykliny Łękińska zlokalizowane są kolejne dwa uskoki przesuwcze o przebiegu NW–SE. Uskok wschodni ma charakter uskoku inwersyjno-nasuwczego, co zostało udokumentowane w trakcie prac górniczych w kopalni Bełchatów (Hałuszczak i in., 1994, 1995). Wzdłuż tego uskoku następuje przesunięcie uskoku południowego o około 200 m. Na południu uskoki wygasają na przecięciu ze strefą tektoniczną Huta Porajska–Brudzice. Na północy uskok wschodni sięga do okolic Zarzecza (obszar ark. Szczerców).

Charakter przesuwczy mają również uskoki o przebiegu NW–SE, na obszarze synkliny Brudzic (np. zespół uskoków Kamień–Żłobnica), przesuwające brzeg rowu Kleszczowa w kierunku południowym o około 50–150 m. Uskoki te nieznacznie wykraczają poza brzegi rowu Kleszczowa.

W południowo-zachodniej części analizowanego terenu przebiegają jeszcze dwa uskoki o orientacji NW–SE, oddzielające obszar zrębu Chorzenic (Sowiński i in., 2001) od antykliny Szczercowa. Jednym z nich jest uskok Dębiny, przedłużający się w kierunku wysadu solnego Dębiny (na obszarze ark. Szczerców), który w obrębie złoża węgla brunatnego Bełchatów oddziela pola Bełchatów i Szczerców.

Kolejny zespół uskoków, o kierunku NE–SW ma charakter przesuwczy, lewoskrętny (Sowiński i in., 2001). W południowo-wschodniej części obszaru są to uskoki: Huta Porajska–Brudzice oraz Czerno–Koźniewice. Przesuwają one uskoki brzeżne rowu Kleszczowa w kierunku północno-wschodnim. W strefie tej uskok północnego brzegu rowu został przesunięty o 1,5 km, co spowodowało poszerzenie rowu przy wschodniej granicy terenu arkusza. W północno-zachodniej części opisywanego obszaru zaznacza się zespół uskoków Faustynowa, rozpoczynający się w rejonie wysadu solnego Dębiny i przebiegający na linii Rogowiec–Grocholice.

Oprócz głównych stref dyslokacyjnych, w rejonie rowu Kleszczowa zaznaczają się lokalne uskoki o zmiennych kierunkach, różnicujące podłoże mezozoiczne na bloki o niewielkim zasięgu.

Rów Kleszczowa był przedmiotem wielu publikacji, w których przedstawiono szereg hipotez i koncepcji jego genezy. Teorię o fałdowo-uskokowym założeniu rowu prezentują Błaszkiwicz i inni, (1968), zwolennikami teorii blokowo-uskokowej są: Biernat (1967, 1968, 1971, 1975) oraz Ciuk (1980), a zapadliskowej — Derkacz (1968). Głównym czynnikiem, odpowiedzialnym za powstanie rowu Kleszczowa są, zdaniem Kossowskiego (1974a, b) procesy halotektoniczne, a według Wysokińskiego i Zapaśnika (1984) — procesy subrozji w głębokim podłożu, powodujące powstawanie ponad nimi niecek zapadliskowych. Inną teorię prezentują Gotowała (1987, 1994, 1999b), Hałuszczak (1994) oraz Gotowała i Hałuszczak (1999). Według nich główną rolę w powstaniu rowu odegrały ruchy przesuwne na krzyżujących się trzech zespołach dyslokacji laramijskich, przebiegających w głębokim podłożu: rozłamu świętokrzyskiego, lineamentu Poznań–Rzeszów i uskoku Brzeg–Kluczbork–Bełchatów.

Na scharakteryzowanym wyżej mezozoicznym piętrze strukturalnym zalegają utwory kenozoiku. Ich budowę najdokładniej poznano w trakcie robót górniczych na polu Bełchatów. Podobnych zjawisk należy się jednak spodziewać również we wschodniej części rowu. W kompleksie skał kenozoicznych wyróżniono dwa piętra strukturalne. Plan strukturalny dolnego piętra bardzo wyraźnie nawiązuje do blokowej struktury mezozoicznego podłoża. Obejmuje ono zdeformowane osady neogenu i plejstocenu dolnego, uformowane w szereg struktur fałdowych o amplitudzie do około 100 m (Krzyszowski, 1992a), w tym fałdy stojące, wachlarzowate, obalone i leżące, strefy dyslokacyjne, spękania i fałdy pochodne. Intensywność zaburzeń jest największa w obrębie osadów starszych formacji plejstocenu (formacje Kuców i Ławki) oraz młodszego neogenu (kompleks ilasto-piaszczysty) a maleje wraz z głębokością. Struktury te mają związek z tektoniką podłoża podkenozoicznego (Hałuszczak, 2007, 2011). Wśród obserwowanych dyslokacji, przeważają uskoki normalne o zrzutach kilku–kilkunastu metrów, zrzutowo-przesuwne i przesuwne, o zmiennym nachyleniu i różnym przebiegu powierzchni uskokowych. Kierunki głównych stref uskokowych dolnego piętra strukturalnego wykazują przebieg NE–SW. Obserwowano je m.in. w niektórych odcinkach uskoków południowego i północnego brzegu rowu Kleszczowa oraz uskoków obrzeżających antyklinę Łękińska w rejonie strefy dyslokacyjnej Kamień–Żłobnica (Hałuszczak, 2011).

Omawiane piętro zostało ukształtowane w wyniku intensywnych deformacji związanych z dwoma fazami tektonicznymi. Pierwsza z nich przypada na okres po zakończeniu sedymentacji osadów organicznych w rowie Kleszczowa (kompleks węglowy), druga miała miejsce w czwartorzędzie. Wiek

drugiej fazy jest nadal przedmiotem dyskusji. Najczęściej wiązano ją z okresem zlodowacenia Odry po fazę erozji, zakończonej uformowaniem GCPN (Krzyszkowski, 1989c, 1992a, b; Gotowała, Hałuszczak, 1999). Najnowsze badania dowodzą, że jej główny etap nastąpił w schyłkowym okresie zlodowaceń południowopolskich, ewentualnie na początku interglacjału wielkiego (Gotowała, Hałuszczak, 1999; Balwierz i in., 2006; Hałuszczak, 2011). Nie jest wykluczone, że ograniczona aktywność mogła zachodzić miejscami również w okresie późniejszym (Hałuszczak, 2011). Zdaniem Hałuszczaka (1994) występujące w osadach zlodowacenia Odry silne, dysharmonijne zaburzenia fałdowe reprezentują inne, pseudotektoniczne mechanizmy deformacyjne, wywołane głównie przemieszczeniami grawitacyjnymi. Inną grupą zaburzeń występujących w obrębie osadów omawianego piętra są liczne deformacje glacygeniczne i gęstościowe, które czasami błędnie interpretowano jako zjawiska o genezie tektonicznej.

Górne piętro strukturalne (osady młodszych formacji czwartorzędu) charakteryzuje się inwersyjnym układem strukturalnym w stosunku do piętra dolnego. Tektonika tego piętra wykazuje przewagę cech pierwotnych, sedymentacyjnych. Leży ono subhoryzontalnie na osadach piętra dolnego. Na niewielkich obszarach występują tu jedynie zaburzenia glacitektoniczne w postaci wąskopromiennych fałdów oraz łusek i struktur diapiropodobnych, o miąższości do kilkunastu metrów (Gotowała, Hałuszczak, 1982a, b).

Główne elementy podłoża czwartorzędu obszaru arkusza przedstawiono na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II). Oprócz danych z otworów wiertniczych, wykorzystano mapę tektoniczną podłoża mezozoicznego (Sowiński i in., 2001), a w rejonie czynnego wyrobiska kopalni Bełchatów — mapy wyrobisk górniczych. Duży obszar, powstały po eksploatacji węgla brunatnego na polu Bełchatów, zajmuje obecnie zwałowisko wewnętrzne. Przedstawienie aktualnej sytuacji geologicznej pod zwałowiskiem nie było możliwe na tym etapie reambulacji, w związku z tym zaznaczono tu jedynie zasięg hałdy.

Powierzchnia podczwartorzędowa założona jest na różnowiekowych osadach mezozoicznych (jura, kreda) oraz paleogeńskich i neogeńskich. Ma ona charakter erozyjny, przemodelowany tektonicznie. Najwyższe wzniesienia, o wysokościach około 190–200 m n.p.m. położone są na północny zachód od Gomuńca (wychodnia oksfordu w północno-wschodnim skrzydle antykliny Łękińska), w rejonie Antoniówki (wychodnia paleogenu w południowo-wschodnim skrzydle antykliny Szczercowa) oraz na północny wschód od Bukowej (synklina Parzna-Kraszewic), gdzie kulminacja ostańca (?) margli kredy górnej osiąga wysokość 240,7 m n.p.m.

Wychodnie skał mezozoicznych przykryte są lokalnie paleogeńskimi zwietrzelinami, osadami miocenu środkowego i górnego (rów Kleszczowa, niecka łódzka między Rogowcem a Łękawą) oraz

miocenu górnego i pliocenu (obszar zrębu Chorzenic, synkliny Brudziec, niecki łódzkiej między Kaszewicami, Oleśnikiem i Zawadowem oraz rowu Kleszczowa).

W morfologii rowu Kleszczowa wyraźnie zaznacza się rynna erozyjna o przebiegu równoleżnikowym. W zachodniej części obszaru arkusza rynna rozcina północne zbocze rowu Kleszczowa, odsłaniając wychodnie różnych pięter mezozoiku. W jego części wschodniej rynna przebiega bliżej osi rowu, rozcinając głównie osady neogenu. Dno rynny jest nierówne, zmienna jest więc również głębokość tej formy. W przegłębieniach jej dno sięga do około 50–100 m p.p.m. (najniżej znajduje się w otw. 74 — 122,2 m p.p.m.). W kierunku zachodnim rynna wypłyca się. Jej dno leży tam na wysokości około 20–40 m n.p.m., podobnie jak na wschodzie, w rejonie Aleksandrowa. Wiek tej formy oraz jej geneza jest dyskusyjna. W starszych opracowaniach traktowano ją jako dolinę wypełnioną osadami rzecznyymi interglacjału kromerskiego (Baraniecka, 1971b, c, 1980d; Baraniecka, Sarnacka, 1971; Baraniecka i in., 1980a). Badania litologiczno-petrograficzne przeczą tej koncepcji, wskazując na genezę wodnolodowcową (Krzyszowski, 1990a, 1992a).

Niektóre obniżenia, rysujące się w ogólnej morfologii podłoża kenozoiku, mają związek z przebiegiem stref tektonicznych. Naśladują one kierunki laramijskie (NW–SE) lub alpejskie (W–E i N–S). Dotyczy to np. obniżenia między Antoniówką a Brudziecami, wypełnionego osadami wodnolodowcowymi zlodowacenia Sanu 1. Jego dno w najgłębszym miejscu, w rejonie Chorzenic, sięga do około 100 m n.p.m. Z systemem uskoku Widawki związane jest natomiast obniżenie na zachód od Łęka-wy. Powstało ono prawdopodobnie w interglacjale wielkim, jako boczne odgałęzienie doliny ruszczyńskiej (Baraniecka, 1980d), zlokalizowanej w południowej części rowu Kleszczowa. Prawdopodobnie tego samego wieku jest obniżenie w rejonie Kaszewic.

Na linii zespołu uskoku Widawki położone jest również obniżenie dolinne (na wschód od Łękińska) wykazujące konsekwentny spadek w kierunku północno-zachodnim. Dolina ta prawdopodobnie powstała w okresie interglacjału lubawskiego.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarsze osady — cechsztyńskie — na obszarze arkusza Kamieńsk udokumentowano na południowy wschód od Łękińska w otw 102 (tab. 1). Są to osady morsko-salinarnie czterech cyklotemów. W pstrym piaskowcu początkowo dominowała sedymentacja detrytyczna a następnie węglanowa, która kontynuowała się w wapieniu muszlowym, a w nieco głębszym zbiorniku miała miejsce również w kajprze.

Na okres hetangu i synemuru przypada luka stratygraficzna. W pliensbachu i toarku obszar arkusza był lądem, na którym trwała sedymentacja detrytyczna. Od aalenu do kimerydu ponownie

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwoy (opis litologiczny)	Procesy geologiczne			
System	Oddział	Piętro	Podpiętro					
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy — tQ_h	Akumulacja biogeniczna w strefach pozakorytowych rzek oraz w zagłębieniach podłoża o różnej genezie			
				Namuly torfiaste — nrQ_h	Akumulacja biogeniczno-mineralna			
				Piaski humusowe i namuly zagłębień bezodpływowych i starorzeczy — p/mQ_h	Akumulacja mineralna w zagłębieniach podłoża o różnej genezie			
				Piaski rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n. p. rzeki — $r_p^1 Q_h$	Akumulacja w facji korytovej i pozakorytovej			
	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty		Piaski eoliczne w wydmach — $e_p^w Q$	Akumulacja eoliczna		
					Piaski eoliczne — $e_p Q$	Akumulacja materiału z degradowanych zboczy w dnach i u wylotu dolin denudacyjnych		
					Piaski i gliny deluwialne — $d_{pg} Q$	Procesy wietrzeniowe		
					Piaski i piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) — $z_p Q$			
					Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki — $r_p^{B3(III)} Q_{p^4}$	Akumulacja w dolinach rzecznych, zainicjowanych w okresie zlodowacenia Warty
							Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 3,5–8,0 m n.p. rzeki — $r_{pm}^{B(II)} Q_{p^4}$	Kontynuacja sedymentacji jeziornej z okresu interglacjalu eemskiego
		Mułki jeziorne — $li_m^B Q_{p^4}$						
	Inter-glacjal eemski		Mułki jeziorne i torfy — $li_{mt} Q_{p^{3-4}}$	Sedymentacja w jeziorach powstałych w obniżeniach wytopiskowych				
			Piaski i mułki z domieszką iłóv, zastoiskowe — $b_{pm}^W Q_{p^3}$	Akumulacja zastoiskowa w izolowanych obniżeniach w okresie deglacjacji lądolodu				
			Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{ppz}^W Q_{p^3}$	Akumulacja wodnolodowcowa w okresie deglacjacji lądolodu				
			Piaski i piaski ze żwirami kemóv — $k_{ppz}^W Q_{p^3}$	Akumulacja wytopionych osadów w szczelinach lądolodu				
			Piaski i żwiry z głazami wodnomorenowe — $fg_{pz}^W Q_{p^3}$	Akumulacja lodowcowo-wodnolodowcowa w pobliżu czoła lądolodu, w strefie marginalnej				
			Piaski i żwiry z głazami moren czołowych — $g_{pzgl}^W Q_{p^3}$	Deglacjacja frontalna, akumulacja w strefie marginalnej				
			Piaski i żwiry lodowcowe — $g_{pz}^W Q_{p^3}$	Akumulacja lodowcowa, wytapianie moreny supraglacjalnej				
			Gliny zwałowe — $g_{zw}^W Q_{p^3}$	Transgresja lądolodu, oscylacje jego czoła w strefie rowu Kleszczowa				
			Piaski ze żwirami i piaski ozóv — $g_{pz}^W Q_{p^3}$	Akumulacja subglacjalna, a następnie w otwartych szczelinach				
			Gliny zwałowe moren spiętrzonych — $g_{gzw}^W Q_{p^3}$	Procesy glacictoniczne podczas transgresji lądolodu				
			Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pz}^W Q_{p^3}$	Akumulacja proglacjalna w rzekach roztokowych				
			Mułki, piaski i ily zastoiskowe — $b_{mp}^W Q_{p^3}$	Akumulacja zastoiskowa przed wkraczającym lądolodem				
	Interglacjal lubawski		Piaski, piaski ze żwirami oraz mułki rzeczne — $f_{ppz}^L Q_{p^3}$	Akumulacja w rzekach meandrujących i roztokowych				
			Żwiry i piaski z głazami rezydualne — $r_{zp}^L Q_{p^3}$	Kontynuacja ruchóv tektonicznych w rowie Kleszczowa, erozja i denudacja pokryw lodowcowych				

C z z w a r t o r z ę d		P l e j s t o c e n		Zlodowacenia		Opisy	Opisy
				Środkowopolskie	Odrzy		
C z z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Interglacjał wielki				Piaski i mułki rzeczne — $f_{pm}Q_{p^{2-3}}$	Akumulacja rzeczna w dolinie ruszczyńskiej i jej dopływach Akumulacja w jeziorach w różnych okresach interglacjału Początek czwartorzędowej fazy tektonicznej w rowie Kleszczowa, erozja i denudacja pokryw lodowcowych
		Interglacjał ferdynandowski				Diatomity, kreda jeziorna, torfy, mułki i piaski jeziorne — $li_{di}Q_{p^2}^F$	Akumulacja w jeziorach na obszarze rowu Kleszczowa
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu I			Gliny zwałowe — $g_{czw2}Q_{p^2}^{S1}$ Mułki, piaski, ily i gliny zastoiskowe — $b_{mp}Q_{p^2}^{S1}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pz}Q_{p^2}^{S1}$ Gliny zwałowe — $g_{czw1}Q_{p^2}^{S1}$ Piaski, mułki i ily zastoiskowe — $b_{pm}Q_{p^2}^{S1}$ Piaski i żwiry z przewarstwieniami piasków, mułków, rumoszy i glin w spływach, rynien subglacialnych — $pzpm^{(S)}Q_{p^2}^{S1}$	Kolejny awans czoła lodolodu, akumulacja lodowcowa, wytapianie moreny dennej Akumulacja zastoiskowa w rowie Kleszczowa Akumulacja pro- i subglacialna Transgresja lodolodu, akumulacja lodowcowa, wytapianie moreny dennej Akumulacja zastoiskowa w rowie Kleszczowa Erozja i akumulacja subglacialna w rejonie północnego brzegu rowu Kleszczowa
			Zlodowacenie Nidy			Gliny zwałowe — $g_{czw}Q_{p^2}^N$ Mułki i ily zastoiskowe — $b_{mi}Q_{p^2}^N$	Transgresja lodolodu, akumulacja lodowcowa, wytapianie moreny dennej Akumulacja zastoiskowa w rowie Kleszczowa
Utory czwartorzędu nierozdzielone (w obrębie wyrobiska kopalni węgla brunatnego) — Q							
N e o g e n	M i o c e n	Miocen + pliocen	Miocen górny + pliocen			Iły, piaski i mułki (kompleks ilasto-piaszczysty) — ipM_3+Pl	Akumulacja rzeczna
		Miocen	Miocen górny			Bruk korytowy — brM_3	Ruchy tektoniczne (faza attycka), erozja rzeczna
			Miocen środkowy + górny			Mułki, ily, piaski, miejscami węgiel brunatny (kompleks ilasto-węglowy) — miM_{2+3}	Stopniowy zanik subsydencji w rowie Kleszczowa, rozszerzenie zasięgu sedymentacji jeziorno-bagiennej poza obszar rowu
			Miocen dolny + środkowy			Węgiel brunatny z przewarstwieniami wapieni jeziornych, gytii, ilów, mułków, piasków i paronsteinów (kompleks węglowy) — $wbrM_{1+2}$	Akumulacja bagienna-torfowiskowa w rowie Kleszczowa w warunkach jednostajnej subsydencji
	Miocen dolny			Piaski, ily i mułki, miejscami węgiel brunatny (kompleks podwęglowy) — pM_1	Otwarcie rowu Kleszczowa, akumulacja rzeczno-jeziorna i bagienna-torfowiskowa		
Paleogen-neogen	Oligocen-miocen					Ruchy tektoniczne fazy saawskiej, reaktywacja starszych stref dyslokacyjnych	
Paleogen					Rumosze, gliny, piaski, mułki i ily — $ruPg$	Denudacja	
Kreda-paleogen	Kreda górna-paleocen					Ruchy tektoniczne fazy laramijskiej (tektonika fałdowo-załomowa)	

Kreda	Kreda górną	Mastrycht		Opoki, margle, piaskowce, piaski, wapień i gezy — _{ome} Cr _m	Akumulacja morska w facji węglanowej i detrytycznej
		Kampan		Opoki, margle, wapień, mułowce i piaskowce — _{ome} Cr _{cp}	Akumulacja morska w facji węglanowej i detrytycznej
		Cenoman-santon		Opoki, margle, piaskowce, mułowce i wapień — _{ome} Cr _{c-st}	Akumulacja morska z przewagą facji węglanowej
				Margle, wapień, opoki, piaskowce, mułowce i iłowce — _{mew} Cr ₃	Akumulacja morska w facji węglanowej i detrytycznej
	Kreda dolna	Alb		Piaskowce, zlepieńce, piaski, iłowce i mułowce — _{pc} Cr _{al}	Akumulacja morska w facji detrytycznej
Jura-kreda				Ruchy tektoniczne fazy młodokimeryjskiej	
Jura	Jura górną	Kimeryd		Wapień, margle i mułowce — _w J _{km}	Akumulacja morska w facji węglanowej
		Oksford		Wapień, margle i mułowce — _w J _o	Akumulacja morska w facji węglanowo-detrytycznej, wzmożona subsydenca w środkowej części obszaru
				Wapień i margle — _w J ₃	Akumulacja morska w facji węglanowej
	Jura środkową	Aalen- kelowej		Mułowce, iłowce i piaskowce — _{mc} J ₂	Akumulacja morska w facji detrytycznej, wzmożona subsydenca w środkowej części obszaru
	Jura dolną	Pliensbach + toark		Piaskowce, mułowce i iłowce — _{pc} J _{pl+to}	Akumulacja lądowa w facji detrytycznej
Trias	Trias górną		Kajper	Iłowce, mułowce i piaskowce — _{ic} T _k	Sedymentacja morska w facji detrytycznej i węglanowej
	Trias środkową		Wapień muszlowy	Wapień i dolomity — _w T _w	Sedymentacja morska w facji węglanowej
	Trias dolny + środkową		Pstry piaskowiec	Piaskowce, iłowce, wapień i anhydryty — _{pc} T _p	Sedymentacja morska w facji detrytycznej i węglanowej
Perm	Perm górną		Cechszyn	Anhydryty, dolomity, sole kamienne i ility solonośne — _{ah} PZ	Sedymentacja morsko-salinarna

panowały tu warunki morskie. W jurze środkowej dominowała sedymentacja klastyczna, w jurze górnej — węglanowa.

W kelowej i oksfordzie środkowa część obszaru (rejon późniejszego rowu Kleszczowa) podlegała, zdaniem Głowniak (1991) wzmożonej subsydenccji, o czym świadczy duża, w porównaniu z terenami sąsiednimi, miąższość osadów. W jurze środkowej opisywany rejon leżał w obrębie depresji Kamieńska (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988), na przedłużeniu aktywnego w jurze dolnej i środkowej (do bajosu dolnego włącznie), rowu Kalisz-Chrusty. Zdaniem Felisiaka i Szewczyk (1994) subsydenccja tego obszaru trwała również w kredzie, aż po mastrycht, w warunkach regionalnej ekstensji. Jedynie miejscami, w różnych okresach, zaznaczały się epizody podnoszące, związane

z formowaniem struktur solnych. Na przełomie jury i kredy zaznaczyły się ruchy fazy młodokimeryjskiej, w wyniku których nastąpiło wynurzenie opisywanego obszaru. Luka sedymentacyjna obejmuje przedział od kimerydu górnego po alb dolny. Sedymentacja morska powróciła zatem na opisywany obszar w albie. Początkowo zachodziła w facjach detrytycznych, a następnie węglanowych. Trwała nieprzerwanie do mastrychtu.

Na schyłek kredy i wczesny paleocen przypadają ruchy tektoniczne fazy laramijskiej, które spowodowały zakończenie mezozoicznego cyklu sedymentacyjnego oraz uformowanie fałdowo-załomowej struktury skał jury i kredy. Powstałe wówczas struktury fałdowe (antykliny Łękińska, Kamieńska i Szczercowa oraz synkliny Brudziec, Zapolice i Parzna–Kraszewic), ciągną się z północnego zachodu na południowy wschód, podobnie jak towarzyszące im dyslokacje.

W paleogenie teren ten był lądem, na którym, w sprzyjających warunkach klimatycznych, tworzyły się pokrywy zwietrzelinowe. Ich powstanie można łączyć z rozwojem i przebiegiem denudacji krasowej (Ciuk, Piwocki, 1980).

Na przełomie oligocenu i miocenu dolnego (faza saawska), nastąpiła reaktywacja laramijskich stref dyslokacyjnych o kierunkach ENE–WSW, NW–SE, WNW–ESE i NE–SW (Gotowała, Hałuszczak, 1999). Powstały w tym czasie uskoki ramowe rowu Kleszczowa. Jego otwarcie i początek sedymentacji należy wiązać z mioceniem dolnym (Hałuszczak, 1994; Gotowała, Hałuszczak, 1999). Aktywne w tym czasie dyslokacje, o kierunku NW–SE i NE–SW, zdecydowały o poprzecznym zróżnicowaniu rozwijających się basenów sedymentacji i powstaniu inicjalnych zapadlisk w obrębie rowu. Zachodziła w nich początkowo sedymentacja rzeczna i rzeczno-jeziorna (kompleksu podwęglowego), a następnie bagiennie-jeziorna (kompleksu węglowego), w warunkach długotrwałego (5–7 mln lat), powolnego obniżania się dna rowu. Proces akumulacji substancji organicznej, według datowań paleobotanicznych (Stuchlik, 1990; Stuchlik, Szykiewicz, 2000), rozpoczął się w miocenie dolnym. Prawdopodobnie wówczas nastąpiło też założenie rowu II rzędu (Felisiak, Szewczyk, 1994). Przez cały ten okres, na brzegach rowu zachodziły procesy deluwialne i osuwiskowe. Spowodowały one przemieszczanie zwietrzelin skał mezozoicznych do basenu. W środkowej części rowu, przy jego południowej krawędzi, rozwijały się delty stożków napływowych, wkraczające na teren torfowisk (Słomka i in., 2000). Erupcje wulkaniczne na obszarze Karpat Wewnętrznych, zaznaczyły się postaci kilku poziomów paratonsteinów, leżących w obrębie kompleksu węglowego oraz w spągowych partiach kompleksu ilasto-węglowego (August i in., 1985; Matl, Wagner, 1986; Lorenc, Zimmerle, 1993; Majewski, 1996). W końcowym okresie wypełniania basenu serią osadów organicznych, w warunkach dystroficznych osadziły się poziomy ilów kostkowych (Wagner, Drobnik, 2000).

Subsydencja w rowie zanika stopniowo w okresie sedymentacji kompleksu ilasto-węglowego. Proces ten znajduje odzwierciedlenie w zasięgu poziomym poszczególnych warstw kompleksu, które wykraczają poza obręb rowu. Ich wychodnie sięgają na północy do Kaszewic i Oleśnika, a na południu — do Brudzie i Bielików. Z okresem miocenu górnego wiązane są przejawy aktywności tektonicznej, które zaznaczyły się m.in. w postaci serii osadów gruboklastycznych, występujących wzdłuż południowego brzegu rowu. Z fazą intensywnych deformacji wiążą się struktury fałdowe w osadach miocenu. W zachodniej części pola Bełchatów (za zachodnią granicą obszaru arkusza), nastąpiło przebicie się wysadu soli cechsztyńskich w rejonie Dębiny (tuż za zachodnią granicą obszaru arkusza) i podniesienie w jego sąsiedztwie osadów miocenu (Hałuszczak, 2004). Jednocześnie rozpoczął się proces dźwignia południowej strefy rowu Kleszczowa połączony z rozwojem normalnych uskoku zrzutowych o kierunku NE–SW, wzdłuż których została przemieszczona (zrzuty ponad 20–30 m ku północnemu zachodowi) seria węglowa. Prawdopodobnie część z nich kontynuuje się w osadach mezozoicznych (Hałuszczak, 1994; Gotowała, Hałuszczak, 1999). Ten etap zakończył się głębokim ścięciem zaburzonych utworów miocenu, w wyniku którego powstała Główna Trzeciorzędowa Powierzchnia Niezgodności, mająca charakter regionalny. Po okresie intensywnej erozji, akumulacja przebiegała głównie w środowisku fluwialnym (Krzyszowski, Winter, 1996), przy braku wyraźniejszych oznak aktywności tektonicznej i niewielkiej subsydencji rowu Kleszczowa (Wilczyński, 1992; Hałuszczak, 1994). Sedymentacja kompleksu ilasto-piaszczystego, która rozpoczęła się w miocenie górnym, objęła znaczną część obszaru arkusza i zakończyła się prawdopodobnie dopiero w pliocenie.

Najstarsze osady czwartorzędowe na omawianym obszarze stwierdzono w rowie Kleszczowa, który w czasie plejstocenu stanowił wyraźne obniżenie. Są to utwory rzeczne (mułki, piaski i torfy) formacji Łękińsko, których wiek określono na pretegeleń (plejstocen dolny) (Pyszyński, Krzyszowski, 2011). W trakcie prac górniczych w kopalni Bełchatów osady te zostały wyeksploatowane. Pierwsze, na tym terenie zlodowacenie Nidy pozostawiło stosunkowo małej miąższości osady zastoiskowe i lodowcowe (formacja Folwark), zachowane jedynie w rowie Kleszczowa. Znacznie większy zasięg i miąższość mają osady zlodowacenia Sanu 1, wydzielone jako formacja Kuców. W czasie transgresji lądolodu, wzdłuż północnego brzegu rowu Kleszczowa powstała głęboka rynna subglacialna (dolina grzymalińska), której dno w najgłębszym miejscu schodzi poniżej 120 m p.p.m. Wypełniają ją osady wodnolodowcowe, przewarstwiane rumoszami i glinami w spływach. Zdaniem Baranieckiej (1971b), lokalne przegłębienia w dnie rynny mogły powstać w wyniku procesów krasowych, rozwijających się w skałach podłoża mezozoicznego. W czasie omawianego zlodowacenia nastąpił dwukrotny awans lądolodu, poprzedzony sedymentacją osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych, o dużych miąższościach. Dwa nasunięcia lądolodu Sanu 1 pozostawiły również dwie warstwy glin zwałowych.

W interglacjale ferdynandowskim, w izolowanych zbiornikach jeziornych w rowie Kleszczowa, akumulowane były osady węglanowe, mineralne i organiczne. W interglacjale wielkim na obszarach wysoczyznowych zbudowanych z glin zwałowych rozwijały się procesy denudacyjne, w efekcie których powstała warstwa utworów rezydualnych. Funkcjonująca w rowie Kleszczowa dolina rzeczna (dolina ruszczyńska) stanowiła lokalną bazę erozyjną dla mniejszych dopływów m.in. z rejonu Łękawy. W dolinach następowała akumulacja osadów klastycznych, w jeziorach, funkcjonujących w różnych okresach interglacjału (interglacjał mazowiecki, interstadiał Czyżowa) — powstawały serie osadów organicznych (wyeksploatowane w trakcie prac górniczych w kopalni Bełchatów). Wspólnie z osadami interglacjału ferdynandowskiego zostały połączone w jeden kompleks formacji Czyżów. W interglacjale wielkim rozpoczęła się główna faza czwartorzędowych ruchów tektonicznych na obszarze rowu Kleszczowa (Hałuszczak, 1994, 2011). Pod wpływem ściskania w brzeżnych strefach rowu ponownemu sfałdowaniu uległy utwory neogenu, w wyniku czego powstałe wcześniej struktury uległy zestromieniu. Współkształtnie z osadami neogenu, zostały zdeformowane utwory zlodowaceń południowopolskich (Hałuszczak, 1994). W tym samym okresie nastąpiła również druga faza dźwignięcia wysadu solnego Dębiny (Hałuszczak, 2004).

Zlodowacenie Odry objęło cały obszar arkusza. W tym czasie rów Kleszczowa pozostawał nadal obniżeniem, które wykorzystwały wody lodowcowe zbliżającego się lądolodu, zasypując je materiałem piaszczysto-żwirowym. Rzeki roztokowe uchodziły do zbiorników zastoiskowych. W miarę zbliżania się lądolodu, nastąpiło zasypanie tych zbiorników osadami wodnolodowcowymi, a następnie, w trakcie deglacjacji — lodowcowymi. Osady zlodowacenia Odry są zaburzone. Intensywność deformacji wzrasta w rowie Kleszczowa. Ich przyczyna jest dyskusyjna. Niektórzy wiążą je z ruchami potomnymi głównej fazy tektonicznej bądź z pseudotektonicznymi mechanizmami deformacyjnymi oraz przemieszczeniami grawitacyjnymi (Hałuszczak, 1994; Gotowała, Hałuszczak, 1999; Hałuszczak, 2011), inni — z nasileniem w tym czasie działalności tektonicznej (Krzyszowski, 1989c, 1992a; Gotowała, Hałuszczak, 1999), która zakończyła się fazą erozji o zasięgu regionalnym. Jej efektem jest Główna Czwartorzędowa Powierzchnia Niezgodności zaznaczona poziomem osadów rezydualnych. Rozpoczynają one okres interglacjału lubawskiego, podczas którego ukształtowała się lokalna sieć hydrograficzna. Osady tego wieku na obszarze arkusza są bogato udokumentowane. Powstały w dolinie rzeki płynącej z południowego wschodu ku północnemu zachodowi, która w rejonie Czyżowa wpływała na obszar rowu Kleszczowa.

Kolejna transgresja lądolodu miała miejsce w zlodowaceniu Warty. Lądolód wkroczył na obszar arkusza dostosowując kierunki nasuwania się i swój zasięg do ukształtowania podłoża. Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty tworzyła rozległy łuk, zwany lobem Widawki. Jego trans-

gresja nastąpiła z zachodu-północnego zachodu na wschód-południowy wschód (Baraniecka, Sarnacka, 1971). Na taki kierunek wskazuje orientacja dłuższych osi gładzików (130° – 310°) w górnych glinach zwałowych zlodowacenia Warty (Goździk, 1987).

Na przedpolu lądolodu, w lokalnych zagłębieniach podłoża, powstały zbiorniki zastoiskowe. Największy z nich funkcjonował na obszarze rowu Kleszczowa. Rzeki roztokowe, płynące od lodowca, akumulowały na jego przedpolu równiny sandrowe, na które następnie wkraczał lądolód. Swój maksymalny zasięg osiągnął po przekroczeniu granic obszaru arkusza. Posuwając się w kierunku południowo-wschodnim, lądolód lokalnie zaburzał stawiające opór osady podłoża. Taka sytuacja miała miejsce w rejonie Kamieńska, gdzie spiętrzone zostały gliny zwałowe, należące prawdopodobnie do zlodowacenia Odry, pokrywające lokalne wyniesienie skał kredy górnej. W czasie transgresji lądolodu w rynnach lub tunelach lodowych, a następnie w otwartych szczelinach następowała akumulacja materiału klastycznego. Orientacja tuneli była zgodna z kierunkiem ruchu lądolodu. Po wytopieniu, z osadzonego materiału powstały ozy. Większość z nich kończy się w strefie moren czołowych głównego ciągu morenowego.

Dla morfogenezy opisywanego obszaru, najbardziej istotnym epizodem był okres recesji lądolodu. Miał on początkowo charakter frontalny (Domosławska-Baraniecka, Skompski, 1967; Baraniecka, Sarnacka, 1971; Baraniecka, 1971a, b, 1994). Z tego etapu pochodzą ciągi moren czołowych oraz rynny i doliny, którymi odprowadzane były wody roztopowe wzdłuż czoła lądolodu. Strefa marginalna, towarzysząca głównemu ciągowi morenowemu, na odcinku północno-wschodnim stanowiła rozległą strefę akumulacji lodowcowej i wodnomorenowej. W strefie tej funkcjonowały również lokalne zastoiska, których ślady zachowały się w m.in. w rejonie Bukowej.

Kolejny etap deglacjacji miał, zdaniem wymienionych wyżej autorów, charakter arealny. Rozpoczął się od postoju lądolodu na linii głównego ciągu morenowego, który wyznacza granicę zasięgu tej strefy. W trakcie deglacjacji, nastąpiło tu spękanie lądolodu, a wytworzone szczeliny zostały zasypane materiałem piaszczysto-żwirowym. Po ich wytopieniu powstały formy pozytywne: ozy i kemy fluwioglacjalne. W dalszym etapie deglacjacji, odsłoniła się wysoczyzna morenowa, pokryta lokalnie osadami moreny supraglacjalnej. Akumulacja wodnolodowcowa wkroczyła na uwalniane spod lodu obszary na północ od rowu Kleszczowa i posuwała się w kierunku północno-zachodnim, zgodnie z nachyleniem powierzchni terenu. Po wytopieniu bloków martwego lodu, w rejonie Szpinalowa, Hub Ruszczyńskich oraz w innych częściach rowu Kleszczowa powstały zbiorniki jeziorne, w których w okresie interglacjalu eemskiego trwała sedymentacja osadów organicznych i mineralnych. Miejscami sedymentacja ta kontynuowała się (w warunkach klimatu arktycznego) w początkowym okresie zlodowacenia Wisły. Sedymentacja jeziorna z czasem ustała,

natomiast w surowszym klimacie rozpoczęła się akumulacja rzeczna w dolinach, które w formie inicjalnej istniały już zapewne w końcowej fazie deglacjacji warciańskiej (Goździk, Krzyszkowski, 1987). Z badań wynika, że były to początkowo rzeki meandrujące, a następnie roztokowe, których akumulacja zakończyła się około 14,35 ka BP (Goździk, Krzyszkowski, 1987). Panowały wówczas warunki zbliżone do warunków na obszarach współczesnych pustyń mroźnych (Goździk, 1973). W dolinach większych rzek (Widawki, Rakówki) powstały w tym czasie dwa tarasy nadzalewowe.

Na obszarach wysoczyznowych, w strefie peryglacjalnej powstały cienkie pokrywy piasków pyłowych. Od czasu ustąpienia lądolodu zlodowacenia Warty, na obszarze tym rozwijają się procesy denudacyjne. Materiał z denudowanych wysoczyzn, gromadzi się u podnóży stoków oraz w dnach rozcinających je dolinek denudacyjnych.

W schyłkowym okresie ostatniego zlodowacenia (najstarszy dryas) rozpoczęły się procesy eoliczne, których efektem są liczne wydmy i równiny piasków przewianych. Jak wynika z datowań gleb kopalnych (Manikowska, 1980), trwały one (z przerwami) do fazy atlantyckiej holocenu.

Po niewielkiej erozji na początku holocenu nastąpiła akumulacja piasków, namulów i torfów w dolinach rzecznych, zagłębieniach bezodpływowych i starorzeczach.

Począwszy od lat 70. XX wieku teren ten jest nieustannie przekształcany przez przemysł górniczy i energetyczny.

IV. PODSUMOWANIE

Niniejsze opracowanie oparto na bogatej dokumentacji, która powstała w trakcie eksploatacji węgla brunatnego w rowie Kleszczowa. Osady kenozoiku wykazują tu ogromne zróżnicowanie poziome i pionowe. Jednocześnie są one silnie zaburzone w kilku fazach tektonicznych.

Na podstawie wieloletnich badań, omówionych w licznych publikacjach, dokonano szczegółowej charakterystyki występujących tu osadów mezozoicznych i kenozoicznych. W ramach reambulacji poszerzono stratygrafię tego obszaru o okres triasu i permu, który został rozpoznany w wierceniach naftowych i na ujęciu wód geotermalnych.

Osady neogenu przyporządkowano trzem zasadniczym kompleksom litostratygraficznym, osady czwartorzędowe powiązано z wyróżnionymi przez Krzyszkowskiego (1990a, 1992a) formacjami litostratygraficznymi, dokumentującymi okres pięciu zlodowaceń i czterech interglacjałów.

Dla obszaru arkusza opracowano mapę dokumentacyjną, na którą naniesiono 1639 otworów i 83 dokumentacje.

Treść mapy geologicznej została uproszczona i dostosowana do wymogów Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski z 2004 r. Zrezygnowano z przedstawiania wydzielen geologicznych związanych z procesami wietrzeniowymi i rolniczą działalnością człowieka. Zasięg osadów moren czołowych ograniczono do form morfologicznych, natomiast pozostałym osadom w strefie marginalnej nadano genezę wodnomorenową. Zweryfikowano zasięgi tarasów nadzalewowych. Zmieniono wiek i genezę odsłaniających się na powierzchni terenu osadów zastoiskowych zlodowacenia Warty. Na podstawie badań w odkrywce kopalni, przyporządkowano je do formacji Piaski (zlodowacenie Wisły) i nadano im genezę jeziorną. Zaburzone osady glacialne w rejonie Kamińska, objęto wydzieleniem moreny spiętrzanej. W oparciu o mapy geodezyjne, naniesiono aktualny zasięg wyrobiska kopalni Bełchatów, zasięgi zwałowisk, osadników oraz gruntów refulowanych. W obrębie wyrobiska kopalni pokazano aktualny, uproszczony zasięg wychodni osadów neogenu. Osady czwartorzędu ujęto w jednym wydzieleniu, ponieważ bardziej szczegółowa ich identyfikacja na ścianach wyrobiska nie jest możliwa z powodu aktywnych procesów spęływania.

Na opracowanym przekroju geologicznym pokazano aktualną sytuację w zrehabilitowanym wyrobisku kopalni. Na podstawie materiałów kartograficznych z okresu eksploatacji, pokazano rzeczywisty przebieg wychodni poszczególnych serii litologicznych.

Dla obszaru arkusza opracowano nowy szkic geomorfologiczny, przedstawiający wydzielenia zgodne z Instrukcją oraz szkic geologiczny odkryty, na którym oprócz granic wydzielen geologicznych, pokazano ukształtowanie podłoża kenozoiku.

Mimo przeprowadzenia na tym terenie szczegółowych badań, których zakres jest jakościowo nieporównywalny do innych obszarów Polski, wiele problemów, które ujawniało się w trakcie funkcjonowania kopalni, nadal nie zostało jednoznacznie rozstrzygniętych. Nie zostały ustalone wzajemne relacje między udokumentowanymi w oddzielnych wystąpieniach osadami interglacjałów ferdyndowskiego i mazowieckiego. Dyskusyjna pozostaje kwestia pionowego zasięgu oddziaływania czwartorzędowej fazy tektonicznej oraz stratygrafii formacji Chojny, którą na podstawie dotychczasowych publikacji umieszczono w interglacjale lubawskim.

Wrocław, 2013

LITERATURA

- Alexandrowicz S.W., 1987 — Mięczaki późnoglacialnych osadów jeziornych z Bełchatowa. W: Przew. 2. Symp., Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań, Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Alexandrowicz S.W., 1991 — The malacofauna of the Ferdynandovian interglacial in the Bełchatów outcrop (Central Poland). *Fol. Quatern.*, 61–62.
- August C., Hałaszczyk A., Janeczek J., Lorenz S., Siągło H., 1985 — Mineralogical and petrographic features of kaolinite rock (tonstein) from “Bełchatów” brown coal mine. *Miner. Pol.*, **16**, 1.
- Badura J., Boye T., Brzeziński M., Flasiński M., Frankiewicz A., Krawczyk M., Krzywicki T., Lisicki S., Nizicka D., Rumiński J., Rychel J., Urbański K., Wyszomierski M., 2009 — Projekt prac geologicznych dla reambulacji wybranych 8 arkuszy pełnych Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z rejonu środkowej Polski ark.: Fabianki (403), Tłuchowo (404), Mochowo (405), Łódź Zachód (627), Kapłonosy (680), Szczerców (735), Kamieńsk (736), Pawłów (788). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Bahranowski K., Gaweł A., Górniak K., Ratajczak T., Szydłak T., Jończyk M., 1997 — Litologia i geneza zsylikowanych osadów grubookruchowych z kompleksu ilasto-piaszczystego złoża węgla brunatnego Bełchatów. *Gór. Odkryw.*, **40**, 1–2.
- Bahranowski K., Gaweł A., Górniak K., Muszyński M., Ratajczak T., Szydłak T., Wyszomirski P., 1999 — Skład mineralny skał ilastych z kopalni węgla brunatnego Bełchatów w aspekcie ich surowcowego wykorzystania. *Gór. Odkryw.*, **41**, 1
- Balwierz Z., Goździk J., 2000 — Jeziorno-bagienne osady organiczne interstadiału prewarciańskiego w odsłonięciach kopalni „Bełchatów”. *Prz. Geol.*, **48**, 4.
- Balwierz Z., Goździk J., Marciniak B., 2006 — Palinologiczne i diatomologiczne badania osadów interglacjału mazowieckiego z odsłonięcia w kopalni Bełchatów. *Prz. Geol.*, **54**, 1.
- Balwierz Z., Goździk J., Marciniak B., 2008 — Geneza misy jeziornej i warunki środowiskowe akumulacji limniczno-bagiennej w interglacjale mazowieckim w rowie Kleszczowa (Środkowa Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 428.
- Baraniecka M.D., 1971a — Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Baraniecka M.D., 1971b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kamieńsk (736). Inst. Geol. Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1971c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kamieńsk (736). Inst. Geol. Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1975 — Fazy tektoniczne w czwartorzędzie środkowej części Nizy Polskiego. W: Mat. 1. Krajowego Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. **1**. Warszawa, listopad 1975.
- Baraniecka M.D., 1978 — Osady czwartorzędowe w wykopie kopalni węgla brunatnego Bełchatów. *Kwart. Geol.*, **22**, 1.
- Baraniecka M.D., 1979 — Quaternary dislocation zones along main structural tectonic borders of Polish Lowland. *Quater. Stud.*, 1.
- Baraniecka M.D., 1980a — Antoniówka — paleogeograficzne warunki deglacjacji lobu Widawki. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Baraniecka M.D., 1980b — Osady stadiału Warty i młodsze osady plejstocenijskie w odsłonięciu kopalni węgla brunatnego Bełchatów. *Kwart. Geol.*, **24**, 4.
- Baraniecka M.D., 1980c — Osady zimnego zbiornika jeziornego zlodowacenia Vistulian. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Bełchatów, 11–14 września 1980.

- Baraniecka M.D., 1980d — Stratygrafia czwartorzędu dorzecza Widawki. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Baraniecka M.D., 1981a — Badania z zakresu geologii czwartorzędu w kopalni węgla brunatnego Piaski koło Bełchatowa. *Spraw. Bad. Nauk.*, 4.
- Baraniecka M.D., 1981b — Poziomy osadów organicznych w odkrywcze kopalni Piaski. *Spraw. Bad. Nauk.*, 4.
- Baraniecka M.D., 1983 — Fazy małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. W: Mat. 3. Krajowego Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. 4. Wrocław, wrzesień 1983.
- Baraniecka M.D., 1982a — Dotychczasowe i bieżące badania czwartorzędu rejonu Bełchatowa. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Warszawa, wrzesień 1982.
- Baraniecka M.D., 1982b — Stanowiska osadów środkowego vistulianu w rejonie Bełchatowa. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Warszawa, wrzesień 1982.
- Baraniecka M.D., 1987a — Krytyczny przegląd datowań bezwzględnego wieku osadów czwartorzędowych w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstoceńskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Baraniecka M.D., 1987b — Podstawy stratygrafii plejstocenu kopalni „Bełchatów”. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstoceńskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Baraniecka M.D., 1994 — Złodowacenie Warty (piętro) w dorzeczu Widawki i w kopalni Bełchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 65
- Baraniecka M.D., 1999 — Z historii badań przejawów czwartorzędowej tektoniki na Niziu Polskim. W: Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. 20. Konf. Teren. Sekcji Tektonicznej Pol. Tow. Geol. (A. Hałaszcak, R. Gotowała, red.). Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Baraniecka M.D., Borówko-Dłużakowa Z., Janczyk-Kopikowa Z., Klatkowa H., Krzemiński T., Makowska A., Manikowska B., Rzechowski J., Sarnacka Z., Skompski S., 1980a — Geologia czwartorzędu dorzecza Widawki. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Baraniecka M.D., Cieśliński S., Ciuk E., Dąbrowski A., Dąbrowska Z., Piwocki M., Werner Z., 1980b — Budowa geologiczna rejonu bełchatowskiego. *Prz. Geol.*, 28, 7.
- Baraniecka M.D., Goździk J., 1992 — Osady interglacjalne w stanowisku „Rogowiec” w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. *Spraw. Bad. Nauk.*, 9.
- Baraniecka M.D., Goździk J., Ziomek J., 1995 — Lithologic, mineralogic and petrographic composition of tills from the vicinity of Bełchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 68.
- Baraniecka M.D., Goździk J., Konecka-Betley K., Ziomek J., 1994 — Warta tills in Bełchatów open cast. W: Abstract of papers and posters SEQS Symposium The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy. 1. Łódź, 11–15 października 1994.
- Baraniecka M.D., Hałaszcak A., 1982 — Stanowisko osadów organicznych „Buczyna pod brukiem” na przekroju Buczyna. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Warszawa, wrzesień 1982.
- Baraniecka M.D., Hałaszcak A., 1983 — Profil osadów organicznych ze stanowiska Buczyna IV w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. *Spraw. Bad. Nauk.*, 5.
- Baraniecka M.D., Janczyk-Kopikowa Z., 1995 — Poziomy organiczne i zmiany klimatu w serii Chojny jako podstawa podziału saalianu (kopalnia Bełchatów — Polska środkowa). *Acta Geogr. Lodz.*, 68.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., Sowiński L., 1992 — Late glacial at the turn of the San Glaciation and the Ferdynandów Interglacial in the open mine “Bełchatów”. *Kwart. Geol.*, 36, 2.

- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1993 — Zmiany litologiczne i pedologiczne w glinach zwałowych zlodowaczenia Warty w kopalni Bełchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., Hałuszczak A., Grabowska I., 1997 — Trzeciorzędowa gleba kopalna ze stanowiska Modrzewiec w kopalni Bełchatów. *Prz. Geol.*, **45**, 4.
- Baraniecka M.D., Pazdur M. F., 1981 — Datowanie metodą ^{14}C wieku bezwzględnego osadów jeziorno-bagiennych z odsłonięcia kopalni Bełchatów. *Prz. Geol.*, **29**, 7.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z., 1971 — Stratygrafia czwartorzędu i paleografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, **254**.
- Baraniecka M.D., Sowiński L., Makowska A., 1993 — Mutual stratigraphical location of the Ferdynandów and the Mazovian Interglacial sediments in the Bełchatów open mine. *Kwart. Geol.*, **37**, 3.
- Barczuk A., Wyrwicki R., 1999 — Litogeneza zsylikowanej, trzeciorzędowej kredy jeziornej z KWB Bełchatów. *Gór. Odkryw.*, **41**, 1.
- Barczuk A., Wyrwicki R., 2001 — Kreda jeziorna złoza Bełchatów w świetle analizy mikroskopowej. *Gór. Odkryw.*, **43**, 2–3.
- Barwicz-Piskorz W., Szewczyk E., 1994 — Wpływ rozpoznania stratygrafii mezozoiku na interpretacje tektoniczne rejonu złoza Bełchatów. W: Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Bażyński J., Biernat S., Błaszkiwicz A., Cieśliński S., Dąbrowska Z., Domosławska-Baraniecka M.D., Duchnowski Z., Franczyk M., Gadomska S., Jakubicz B., Karczewski L., Kenig K., Kopik J., Łodziński J., Maksiak S., Malinowska L., Mańkowska A., Milewska M., Nowak J., Nowicki A., Pawlak I., Sarnacka Z., Skompski S., Wylezińska I., Żylińska J., 1967 — Geologiczne opracowanie regionalne Bełchatowskiego Okręgu Przemysłowego (dla planowania przestrzennego) — mat. dok. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Biernat S., 1967 — Problemy tektoniki i morfologii mezozoiku w kompleksowym opracowaniu geologicznym bełchatowskiego okręgu przemysłowego. *Kwart. Geol.*, **11**, 4.
- Biernat S., 1968 — Problemy tektoniki i morfologii stropu mezozoiku między Bełchatowem a Działoszynem. *Kwart. Geol.*, **12**, 2.
- Biernat S., 1971 — Budowa geologiczna i ukształtowanie podłoża kenozoiku w rejonie Bełchatowa. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Biernat S., 1975 — Zagadnienia neotektoniki w rejonie Bełchatowa. W: Mat. 1. Krajowego Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. I. Warszawa, listopad 1975.
- Błaszkiwicz A., Cieśliński S., Dąbrowska Z., Karczewski L., Kopik J., Malinowska L., 1968 — Zarys stratygrafii i tektoniki południowej części niecki łódzkiej. *Kwart. Geol.*, **12**, 2.
- Brodzikowski K., 1982a — Przejawy subglacitektonizmu okresu warciańskiego w przekroju „Chojny”. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Brodzikowski K., 1982b — Wstępne wyniki badań sedimentologicznych i strukturalnych osadów fluwiolimnicznych międzymorenowej serii „Czyżów” (strefa Buczyzna–Chojny). W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Brodzikowski K., 1983a — Charakterystyka litofacjalna i środowiskowa osadów międzymorenowych serii Czyżów i Chojny w profilach Chojny IA i Chojny IIIA. *Spraw. Bad. Nauk.*, 5.
- Brodzikowski K., 1983b — The cycles transgressive glacial deposition in subsiding basin — with the Kleszczow Zone as an example (Central Poland). W: Abstracts of I.A.S. 4th European Regional Meeting, Split, Yugoslavia, April 1983.
- Brodzikowski K., 1983c — Lithofacial characteristics and depositional model for fluviolacustrine Czyżów Series (Middle Quaternary) from Kleszczów zone, Central Poland. W: Abstracts of I.A.S. 4th European Regional Meeting, Split, Yugoslavia, April 1983.

- Brodzikowski K., 1985a — Osady fluwiolimnicznej serii Czyżów w przekroju Łękińsko. *Spraw. Bad., Nauk.*, 6.
- Brodzikowski K., 1985b — Glacial deformation environment in the subsiding zone with special references to the Kleszczów tectonic graben. *Quatern. Stud.*, 6.
- Brodzikowski K., 1985c — Lithofacies characteristic of proximal and distal glaciallacustrine sediments in the Kleszczów Zone (Central Poland). W: Abstracts of I.A.S. 6th European Regional Meeting, Liedia, Spain, April 1985.
- Brodzikowski K., 1987a — Cechy sedymentacji organicznej formacji Chojny. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań, Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Brodzikowski K., 1987b — Charakterystyka oraz interpretacja paleograficzna osadów formacji „Chojny”. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Brodzikowski K., 1987c — Warunki sedymentacji oraz potencjał fosylizacji osadów rzecznych i jeziornych w rowie Kleszczowa. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań, Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Brodzikowski K., Baraniecka M.D., 1982 — Strefa przekrojowa „Chojny”. Interpretacja sedymentologiczna stanowisk osadów organicznych. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Brodzikowski K., Gotowała R., 1980 — Struktury deformacyjne osadów czwartorzędowych. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Brodzikowski K., Gotowała R., Hałuszczak A., 1980 — Kompleksy osadowe odsłoniętej części nadkładu czwartorzędowego W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Brodzikowski K., Hałuszczak A., 1987 — Flame structures and associated deformations in Quaternary glaciallacustrine and glaciodeltaic deposits: examples from central Poland. Geological Society, London, *Special Publications*, 29.
- Brodzikowski K., Gotowała R., Kasza L., Van Loon A.J., 1987a — The Kleszczów Graben (Central Poland): reconstruction of the deformational history and inventory of the resulting soft-sediment deformational structures. Geological Society, London, *Special Publications*, 29.
- Brodzikowski K., Hałuszczak A., Krzyszkowski D., Van Loon A.J., 1987b — Genesis and diagnostic value of large-scale gravity-induced penecontemporaneous deformation horizons in Quaternary sediments of the Kleszczów Graben (Central Poland). Geological Society, London *Special Publications*, 29.
- Brodzikowski K., Kasza L., 1982 — Geneza struktur deformacyjnych osadów czwartorzędowych w rowie Kleszczowa i ich znaczenie w prognozie geologiczno-górnictwej. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Brodzikowski K., Krzyszkowski D., Van Loon A.J., 1987 — Endogenic processes as a cause of penecontemporaneous soft-sediment deformations in the fluviolacustrine Czyżów Series (Kleszczów Graben, Central Poland). Geological Society, London, *Special Publications*, 29.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1983 — Ice contact glaciallacustrine deposits in tectonically active subsiding basin — Kleszczów Zone, Central Poland. W: Abstracts of I.A.S. 4th European Regional Meeting, Split, Yugoslavia, April 1983.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1985a — Influence of Endogenic forced upon fluviolacustrine sedimentation in the Kleszczów Graben (Central Poland). W: Progr. and Abstr. Foreland Basins, Conf., Fribourg, Switzerland, 2–4 September, 1985.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1985b — Penecontemporaneous deformations as a result of endogenic forces in the Kleszczów tectonic graben (Central Poland). W: Abstr. of Contributions. Deformation mechanisms in sediments and sedimentary rocks. University College of London, 15–17 April 1985.

- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1985c — Penecontemporaneous non-tectonic brecciation of unconsolidated silts and muds. *Sediment. Geol.*, **41**, 2–4.
- Brodzikowski K., Zieliński T., 1987a — Cechy środowiska sedymentacyjnego formacji Czyżów w strefie Wola Grzymalina. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Brodzikowski K., Zieliński T., 1987b — Sedymentologia formacji Kuców w strefie Wola Grzymalina. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik, 1967.
- Bruj M., Krawczyk M., Krysiak Z., 2005 — Przykłady deformacji osadów zlodowacenia środkowopolskiego w kopalni Bełchatów. Próba interpretacji genetycznej. W: Przew. do Teren. Warsztatów Glacitekt. Drobne struktury glacitektoniczne. Bełchatów, 3–6 października 2005.
- Bruj M., Krysiak Z., 2009 — Struktury glacitektoniczne w osadach plejstocenijskich Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 194.
- Bryk D., Matl K., Wagner M., 1994 — Uwagi o zróżnicowaniu składu mineralnego paratonsteinów ze złoża „Bełchatów” i jego zastosowanie do korelacji pokładów węgla. W: Mat. 17. Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski. Kraków, 13–14 kwietnia 1994.
- Burchart J., Kasza L., Lorenc S., 1989 — Fission-track zircon dating of tuffitic intercalations (Tonstein) in the Brown Coal Mine “Bełchatów”. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **36**, 3–4.
- Butrym J., 1985 — Oznaczenie wieku bezwzględnego próbek osadów czwartorzędowych z kopalni „Bełchatów” i terenów przyległych metodą termoluminescencyjną. *Spraw. Bad. Nauk.*, 5.
- Butrym J., Baraniecka M.D., Kasza L., Brodzikowski K., Hałuszczak A., Gotowała R., Janczyk-Kopikowa Z., 1982 — Datowanie bezwzględne osadów czwartorzędowych górnego piętra strukturalnego w strefach Piaski–Buczyna–Chojny odkrywki bełchatowskiej, W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Choma-Moryl J., Moryl J., 1991 — The Mineral and chemical composition of sediments of ferdynandovian interglacial in the Bełchatów region (Central Poland). *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Cieśliński S., Dąbrowska Z., 1980 — Budowa podłoża trzeciorzędu oraz stratygrafia permu i mezozoiku w rowie bełchatowskim. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Ciuk E., 1980 — Tektonika rowu Kleszczowa i jej wpływ na warunki powstania złoża węgla brunatnego. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Ciuk E., Piwocki M., 1967 — Mioceńskie wapieniste osady jeziorne w złożu węgla brunatnego „Bełchatów”. *Prz. Geol.*, 9.
- Ciuk E., Piwocki M., 1980 — Geologia trzeciorzędu w rowie Kleszczowa i jego otoczeniu. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Czarnecki L., 2005 — Olistolit w śródlądowych osadach miocenu rowu Kleszczowa. *Prz. Geol.*, **52**, 9.
- Czarnecki L., Felisiak I., 2004 — Blok paleosuwiskowy Południowego Uskoku Brzeźnego i jego wpływ na eksploatację w Rowie II-rzędu KWB „Bełchatów”. W: Mat. Symp. Zagrożenia naturalne w górnictwie. Sesja okolicznościowa: Problematyka zagrożeń naturalnych w górnictwie węgla brunatnego. Bełchatów, 2–4 czerwca 2004.
- Czarnecki L., Frankowski R., 1992 — Tektoniczne deformacje utworów trzeciorzędu północnej części złoża Bełchatów. W: Mat. 15. Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski. Kraków, 8–9 kwietnia 1992.
- Czarnecki L., Frankowski R., Kuszneruk J., 1992a — Syntetyczny profil litostratygraficzny utworów trzeciorzędu w złożu „Bełchatów”. W: Mat. 15. Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski. Kraków, 8–9 kwietnia 1992.
- Czarnecki L., Frankowski R., Ślusarczyk G. 1992b — Syntetyczny profil litostratygraficzny rejonu złoża Bełchatów dla potrzeb Bazy Danych Geologicznych. *Gór. Odkryw.*, **34**, 3–4.
- Czarnecki L., Hałuszczak A., Gotowała R., 2000 — Field trip to the Bełchatów open-cast mine: presentation of the Miocene Graben and Quaternary tectonic deformation (Conference Excursion). *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Gesellschaft für Geowissenschaften*, **209**.

- Czarnecki L., Kuszneruk J., 1993 — Struktury paleosuwisskowe odsłonięte w KWB Bełchatów. *Prz. Geol.*, **41**, 12.
- Czarnecki L., Specylak-Skrzypecka J., Ślusarczyk G., 2004 — Charakterystyka serii zastoiskowych na zbozczu północnym odkrywki „Bełchatów”. *Górn. Odkryw.*, **46**, 1.
- Czczuga B., Chomicz K., Orłowska M., 1991 — Fossil plant pigments in the lacustrine sediments of the Ferdynandovian interglacial in the Bełchatów region. *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Czerepowicka I., 1980 — Charakterystyka niektórych cech górnych glin morenowych kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. Praca magisterska. Arch. Inst. Nauk. Geol. UWr., Wrocław.
- Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., 1990 — Saalian tills in the Bełchatów outcrop, central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **38**, 1–4.
- Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., 1992 — Till characteristics and stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland). *Quatern. Stud.*, 11.
- Czubła P., 1992 — Deformacje osadów warciańskich w odkrywce KWB „Bełchatów”. W: *Konf. Geomorf. Osady i formy glacialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej*. 1–2. Łódź, 22–23 września 1992.
- Czubła P., 1994 — Wstępna analiza struktur deformacyjnych występujących w osadach zlodowacenia Warty w odkrywce KWB „Bełchatów”. W: *Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*. *Konf. Naukowo-Techniczna*. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Czubła P., 1995 — Preliminary report on structural studies of the upper unit deposits at the Bełchatów opencast mine. *Acta Geogr. Lodz.*, 68.
- Czyżewska T., Wiszniowska T., 1982 — Szczątki *Mammuthus trogontherii* (Pohlig) z profilu Chojny IV odkrywki bełchatowskiej. W: *Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa*. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R. A., Visser M. T. M., Van Wees J. D., 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, **252**, 1–4.
- Dayczak-Calikowska K., Moryc W., 1988 — Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32**, 1.
- Dąbrowska Z., 1978 — Cechszyński wysad solny Dębiny jako dowód tektoniki salinarnej w południowej części niecki łódzkiej. *Biul. Inst. Geol.*, **309**.
- Derda R., Sędor A., Świerczek E., 2005 — Dodatkowa kulminacja solna na SE od Wysadu Dębiny. *Tech. Poszuk. Geol.*, **44**, 3.
- Derkacz J., 1968 — Trzeciorzęd strefy zapadliskowej Rząśnia–Kleszczów–Kamieńsk. *Prz. Geol.*, **16**, 11.
- Domosławska-Baraniecka M.D., Skompski S., 1967 — Deglacjacja lobu Widawki. *Kwart. Geol.*, **11**, 3.
- Drobniak A., 1997 — Występowanie pni stojących w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów” oraz próba ich oceny paleobotanicznej. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, **41**, 1.
- Feldman-Olszewska A., 2007 — Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych utworów jury środkowej. Piotrków Trybunalski IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 121.
- Felisiak I., 1999 — Południowy uskok główny — porównanie koncepcji z rzeczywistością na podstawie obserwacji we wkopie KWB Bełchatów. W: *Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu*. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Felisiak I., Szewczyk E., 1994 — Tektonika osadów mezozoiku w rejonie złoża Bełchatów. W: *Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*. *Konf. Naukowo-Techniczna*. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Fostowicz-Frelik Ł., Nadachowski A., Kowalewska-Groszkowska M., 2012 — New observation on the Miocene stem lagomorph *Eurolagus fontannesii*, and its northernmost record. *Acta Palaeont. Pol.*, **57**, 1.

- Gałązka D., 2005 — Badania eratyków przewodnich z glin zwałowych formacji „Rogowiec” KWB Bełchatów. W: Przew. do Teren. Warszt. Glacit. Drobne struktury glacitektoniczne. Bełchatów, 3–6 października 2005.
- Garapich A., 2000 — Ewolucja Cricetidae i Eomyidae z miocenu Bełchatowa oraz ich znaczenie biostratygraficzne. Inst. Systematyki i Ewolucji Zwierząt PAN, Kraków.
- Garapich A., Kälin D., 1999 — New findings on the rare and peculiar genus *Lartetomys* (Cricetidae, Rodentia, Mammalia). *Swiss Journal of Geosciences*, **92**, 3.
- Gilarska A., 2004 — Iron sulphide mineralization in carbonate rocks and sandstones from the Tertiary–Mesozoic contact zone of the Bełchatów deposits (Szczerców field). *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, 24.
- Głazek J., Szyrkiewicz A., 1980 — Kras między Pilicą a Wartą i jego praktyczne znaczenie. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Głazek J., Szyrkiewicz A., 1987 — Stratygrafia młodotrzeciorzędowych i staroczwartorzędowych osadów krasowych oraz ich znaczenie paleogeograficzne. W: Mat. Konf. Nauk. Pliocenańska i eoplejstocenańska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce. Problemy młodego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. (A. Jahn, S. Dyjor, red.). Wrocław, 18–20 czerwiec 1985.
- Głazek J., Zapaśnik T., 1980 — Uwagi o tektonice rowu Kleszczowa. *Prz. Geol.*, **28**, 7.
- Główniak E., 1991 — Utwory keloweju i oksfordu w odkrywcze Bełchatów. *Prz. Geol.*, **39**, 2.
- Gosławska J., 1984 — Osady górnej kredy południowej części niecki łódzkiej w świetle badań mikropaleontologicznych. *Kwart. Geol.*, **28**, 3–4.
- Gotowała R., 1982a — Strukturalne przejawy oddziaływania czynnika endogenicznego i tektoniki podłoża. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Głównie kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Gotowała R., 1982b — Tektonika i wykształcenie strukturalne czwartorzędu w rejonach Piaski i Buczyna-Chojny. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Głównie kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Gotowała R., 1987 — Zarys budowy strukturalnej mezozoiku i trzeciorzędu rejonu odkrywki Bełchatów. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenańskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Gotowała R., 1994 — Model tektoniki rowu Kleszczowa — interpretacja danych z wykorzystaniem metod komputerowych. W: Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Gotowała R., 1999a — Tektonika rowu Kleszczowa na tle geologii regionu Bełchatowa (praca doktorska). Maszynopis. Arch. Inst. Nauk. Geol. UW, Wrocław.
- Gotowała R., 1999b — Przedmłodoalpejska tektonika rowu Kleszczowa na Niżu Polskim. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Gotowała R., Hałaszcak A., 1982a — Rozwój strukturalny zaburzeń w poziomie górnych ilów warwowych. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Głównie kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Gotowała R., Hałaszcak A., 1982b — Struktury glacitektoniczne rejonu „Piaski”. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Głównie kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Gotowała R., Hałaszcak A., 1999 — Pozycja i główne etapy młodoalpejskiego rozwoju rowu Kleszczowa w świetle badań mezostukturalnych w odkrywcze KWB „Bełchatów” i numerycznej analizy wyników wierceń. W: Mat.

20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Gotowała R., Hałuszczak A., 2002 — The late Alpine structural development of the Kleszczów Graben (Central Poland) as a result of reactivation of pre-existing, regional dislocations. *Europ. Geosc. Union Stephan Mueller Special Publication Series*, **1**.
- Goździk J., 1986 — Czwartorzęd w rejonie Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”. W: Przew. 2. Zjazdu Geogr. Polskich. Łódź, 11–13 września 1986.
- Goździk J., 1987 — Kierunki nasunięć ładolodów w świetle analizy orientacji gładzików w glinach zwałowych rejonu kopalni „Bełchatów”, W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Goździk J., 1980 — Osady i struktury peryglacialne z plejstocenu okolic Bełchatowa. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Goździk J., 1992 — Prewarciańskie osady eoliczne w stropie rzecznych utworów formacji „Chojny” w kopalni „Bełchatów”. *Acta Geogr. Lodz.*, 63.
- Goździk J., 1995a — Vistulian sediments in the Bełchatów open cast mine, Central Poland. *Quatern. Stud.*, 13.
- Goździk J., 1995b — Wpływ procesów eolicznych na genęz górnoplewiniustuliańskich aluwiiów w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Fol. Geogr.*, 20.
- Goździk J., Balwierz Z., 1993 — Utwory organiczne w spągu i stropie osadów uznawanych za warciańskie w kopalni Bełchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Goździk J., Balwierz Z., 1994a — Bełchatów opencast. Kuców. Upper units of the Wartian complex, the Eemian and Vistulian sediments. W: Abstract of papers and posters SEQS Symposium The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy, **2**. Łódź, 11–15 października 1994.
- Goździk J., Balwierz Z., 1994b — Bełchatów opencast. Rogowiec. The sediments of the Odra/Warta interstadial and the upper units of the Wartian complex. W: Abstract of papers and posters SEQS Symposium The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy, **2**. Łódź, October 11–15 1994.
- Goździk J., Balwierz Z., 1994c — The Stratigraphy of Wartian sediment complex and the adjacent deposits from outcrops at the Bełchatów open-cast. W: Abstract of papers and posters SEQS Symposium The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy, **2**. Łódź, 11–15 października 1994.
- Goździk J., Jastrzębska-Mamełka M., 1982 — Osady eemskie w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Goździk J., Konecka-Betley K., 1987 — Osady węglanowe w stropie utworów Vistuliańskich w kopalni Bełchatów. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Goździk J., Krysiak Z., 2005 — Deformacje osadów plejstocenijskich (kopalnia Bełchatów 2001). W: Przew. do Teren. Warszt. Glacit. Drobne struktury glacitektoniczne. Bełchatów, 3–6 października 2005.
- Goździk J., Krysiak Z., 2009 — Charakterystyka i geneza deformacji osadów plejstocenijskich w strefie brzeżnej plateau kemowego Czubatej Góry (Kopalnia Bełchatów). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 194.
- Goździk J., Krzyszkowski D., 1987 — Osady formacji „Piaski” w rejonie Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Goździk J., Van Loon A.J., 2007 — The origin of a giant downward directed clastic dyke in a kame (Bełchatów mine, Central Poland). *Sediment. Geol.*, **193**, 1–4.
- Goździk J., Zieliński T., 1996 — Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski — przykład z kopalni Bełchatów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **373**.
- Goździk J., Zieliński T., 1997 — Zasadnicze etapy sedymentacji vistuliańskiej w rejonie KWB Bełchatów. W: Mat. z Konf. Roboczej Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych. Łódź, 6–8 maja 1997.

- Grabowska I., 1983 — Orzeczenie palinologiczne w sprawie próbek z profilu Buczyna V w kopalni „Bełchatów”. Maszynopis. Arch. Inst. Nauk Geol. UWr., Wrocław.
- Graniczny M., 1985 — Wyniki interpretacji zdjęć satelitarnych i lotniczych na przykładzie Bełchatowskiego Obszaru Węglowego. *Prz. Geol.*, **33**, 1.
- Gruszka B., 1992 — Osady subakwalnych spływów grawitacyjnych w jeziorze limnoglacialnym (plejstocen Bełchatowa). W: Mat. Seminarium Sedymentologicznego Osady i procesy sedymentacji w środowiskach i systemach depozycyjnych w zapisie współczesnym i kopalnym. Poznań, 31 sierpnia–2 września 1992.
- Gruszka, B., Goździk, J., Zieliński T., 2004 — Osady delty i jeziora ze zlodowacenia warty oraz warunki ich sedymentacji (odsłonięcie bełchatowskie). W: Zlodowacenie warty w Polsce (M. Harasimiuk, S. Terpiłowski, red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Haisig J., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Częstochowa, wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Haisig J., 2011b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Częstochowa, wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Hałuszczak A., 1980 — Wstępna charakterystyka facjalna poziomów zastoiskowych. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Hałuszczak A., 1982a — Osady zastoiskowe górnego kompleksu glacialnego. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Hałuszczak A., 1982b — Osady zastoiskowe typu deltowego. Charakterystyka i znaczenie ich występowania. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Hałuszczak A., 1982c — Zarys budowy geologicznej czwartorzędu w rejonach Piaski oraz Buczyna-chojny. Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Hałuszczak A., 1985a — Charakterystyka kontaktu czwartorzędu i trzeciorzędu w odkrywce kopalni „Bełchatów”. *Spraw. Bad. Nauk.*, 6.
- Hałuszczak A., 1985b — Sytuacja geologiczna osadów lessopodobnych w stanowisku Buczyna 6 w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. *Spraw. Bad. Nauk.*, 6.
- Hałuszczak A., 1985c — Charakterystyka osadów interglacialnych w rejonach profili „Buczyna pod Brukiem” i „Buczyna II”. *Spraw. Bad. Nauk.*, 6.
- Hałuszczak A., 1987 — Zarys litostratygrafii trzeciorzędu rejonu odkrywki Bełchatów. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Hałuszczak A., 1993 — Nowe dane o czwartorzędowej tektonice rowu Kleszczowa — wybrane przykłady struktur deformacyjnych z odkrywki Bełchatów. *Pos. Nauk. PIG*, 49.
- Hałuszczak A., 1994 — Główne etapy ewolucji strukturalnej utworów kenozoicznych rowu Kleszczowa. W: Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Hałuszczak A., 1995 — Struktury tektoniczne w osadach nadwęglowych zachodniej części odkrywki KWB Bełchatów. (Praca doktorska) Arch. Inst. Nauk Geol. UWr., Wrocław.
- Hałuszczak A., 1999 — Struktury deformacyjne o cechach kontrakcyjnych w utworach trzeciorzędowych zachodniej części odkrywki KWB Bełchatów i problem ich genezy. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Hałuszczak A., 2001 — Główne etapy rozwoju rowu Kleszczowa w świetle zapisu strukturalnego w utworach kredy odsłoniętych w odkrywce Bełchatów. W: Mat. 4. Ogólnopolskiej. Konf. Neotektonika Polski. Neotektonika, morfotektonika, sejsmotektonika — stan badań i perspektywy rozwoju. Kraków, 3–4 września 2001.
- Hałuszczak A., 2004 — Cenozoic dynamics of the Dębina Salt Dome, Kleszczów Graben, inferred from structural features of the Tertiary–Quaternary cover. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**, 3.

- Hałuszczak A., 2005 — Kenozoiczna aktywność tektoniczna w strefie antykliny Łękińska (Rów Kleszczowa) — sedymentacja i zapis mezostrukturalny. W: Mat. 4. Ogólnopolskiej Konf. Neotektonika Polski. Aktywne uskoki Europy Środkowej. Srebrna Góra, 26–28 września 2005.
- Hałuszczak A., 2007 — Dike-fillet extensional structures in cenozoic deposits of the Kleszczów Graben (Central Poland). *Sedim. Geol.*, **193**.
- Hałuszczak A., 2011 — Problem czwartorzędowej fazy tektonicznej w strefie rowu Kleszczowa — fakty i hipotezy. W: Neotektonika Karpat i Polski pozakarpacciej: podobieństwa i różnice. 9. Ogólnopolska Konf. z cyklu Neotektonika Polski. Kraków, 24–25 czerwca 2011.
- Hałuszczak A., Baraniecka M.D., 1982 — Sytuacja geologiczna i rozprzestrzenienie serii „Buczyna”. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Hałuszczak A., Gotowała R., Pawlak B., 1982 — Problem granicy między czwartorzędem i trzeciorzędem rejonu Piaski–Buczyna–Chojny w świetle badań terenowych. W: Przew. 1. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wrocław–Warszawa, wrzesień 1982.
- Hałuszczak A., Gotowała R., Czarnecki L., 1994 — Uskok Folwarku — problem tektoniki przesuwczej w zachodniej części odkrywki Bełchatów. W: Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Hałuszczak A., Gotowała R., Czarnecki L., 1995 — Uskok Folwarku — przejawy tektoniki przesuwczej w zachodniej części odkrywki Bełchatów. *Prz. Geol.*, **43**, 5.
- Hoffmann M., Krobicki M., 1989 — Budowla ostrygowa wśród mułowców facji dysaerobowej (środkowa jura, Bełchatów, Polska Centralna) — przykład kolonizacji wyspy bentonicznej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **59**, 3–4.
- Jakimowicz J., 1982 — Charakterystyka litofacjalna i petrograficzna glin glacialnych kopalni Bełchatów. (Praca magisterska). Maszynopis. Arch. Inst. Nauk. Geol. UW, Wrocław.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1966a — Badania paleobotaniczne nowych stanowisk interglacialnych w okolicach Szczercowa. *Kwart. Geol.*, **10**, 4.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1971 — Analiza pyłkowa nowych stanowisk interglacialu eemskiego z dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1980a — Flora osadów jeziornych w Piaskach. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1980b — Roślinność interglacialu eemskiego. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1982 — Flory kopalne rejonu Bełchatowa. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1983 — Analiza pyłkowa profilów Chojny II i Buczyna pod brukiem. *Spraw. Bad. Nauk.*, 5.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1985 — Analiza pyłkowa 8 próbek z profilu Chojny III kopalni Bełchatów. *Spraw. Bad. Nauk.*, 6.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1987a — Analiza pyłkowa osadów z profilu Buczyna II. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstoceny serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1987b — Flory interglacialne i interstadialne w Kopalni Bełchatów. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstoceny serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1987c — Wyniki analizy pyłkowej osadów serii Chojny na przykładzie stanowiska Buczyna Północna. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstoceny serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Jastrzębska-Mamełka M., 1992 — Analiza palinologiczna interstadialu zlodowacenia środkowopolskiego z kopalni „Bełchatów”. *Acta Univ. Lodz. Fol. Geogr.*, 15.

- Jastrzębska-Mamelka M., 1993 — Zimne piętro Warty w świetle badań palinologicznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Jerzmańska A., Hałaszcak A., 1986 — Nowe stanowisko ryb słodkowodnych (Teleostei) z trzeciorzędu Polski. *Prz. Geol.*, **34**, 1.
- Jerzmańska A., Raczyńska P., 1991 — Middle Pleistocene freshwater fishes from the interglacial deposits near Bełchatów (Poland). *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Jończyk M., Skórczak A., Specylak J., Ślusarczyk G., 2003 — Bruki krzemienne w nadkładzie złoża węgla brunatnego Bełchatów — pole „Szczerców” — kopalina towarzysząca czy utrudnienie w eksploatacji? *Gór. Odkryw.*, **45**, 6.
- Jura D., Kuzak R., Trzepierczyński J., 1999 — Powierzchnia podmioceńska w rejonie rowu Kleszczowa. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Jura D., 2001 — Influence of tectonics and deep hydrocarbons on coalification in the Bełchatów basin (Miocene lignite association of the Polish Lowland). *Acta Univ. Carolinae Geol.*, **45**, 2–4.
- Jurkiewiczowa I., 1952 — Interglacja Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich w świetle nowych danych geologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 67.
- Jurkiewiczowa I., 1961 — Czwartorzęd dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 169.
- Karnkowski P.H., 1980 — Elewacja radomszczańska w świetle geologicznej interpretacji zdjęć satelitarnych. *Prz. Geol.*, **28**, 7.
- Karnkowski P.H., Ozimkowski W., 1999 — Lineamenty rejonu Bełchatowa — interpretacja zdjęć satelitarnych metodą pokryć wielokrotnych. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Kasiński J. R., 2004 — Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. W: Budowa geologiczna Polski. **3**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik — paleogen, neogen. (T. M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kasiński J. R., Czarnecki L., Frankowski R., Piwocki M., 2000 — Geology of the Bełchatów lignite deposit and environmental impact of exploitation. W: Guide to field trip 4th European Coal Conference. Ustroń, 26–28 września 2000.
- Kasiński J. R., Piwocki, M., 1994a — Tektonika a złoża węgla brunatnego rejonu Bełchatowa. W: Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Kasiński J. R., Piwocki, M., 1994b — Nowy model sedymentacji mioceńskiej asocjacji brunatnowęglowej w Rowie Kleszczowa (złoża Bełchatów). W: Mat. 17. Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski. Kraków, 13–14 kwietnia 1994.
- Kasza L., Gotowała R., Lorenc D., 1982 — O możliwości wykorzystania tonsteinu dla korelacji poziomów węglowych KWB Bełchatów. *Prz. Geol.*, **30**, 4.
- Klatkowa H., 1972 — Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Konecka-Betley K., 1987 — Pedologiczne aspekty powstawania poziomów organicznych serii Czyżów, Buczyzna i Chojny w kopalni „Bełchatów”, W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstoceny serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Konecka-Betley K., 1993 — Kopalna gleba interglacja z serii Chojny. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Konecka-Betley K., Baraniecka M.D., 1995 — Micromorphological differentiation of the top part of the Warta and Odra glacial till complexes. *Acta Geogr. Lodz.*, 68.
- Konecka-Betley K., Zagórski Z., 1996 — Cechy lito- i pedogenezy w glinach zlodowacenia Warty (Bełchatów). *Acta Geogr. Lodz.*, 71.
- Kossowski L., 1974a — Budowa geologiczna złoża węgla brunatnego Bełchatów ze szczególnym uwzględnieniem tektoniki podłoża. *Gór. Odkryw.*, **16**, 10–11.

- Kossowski L., 1974b — Tektonika podłoża mezozoicznego złoza Bełchatów i jej wpływ na deformacje węgla i nadkładu. Arch. COBPGO Poltegor, Wrocław.
- Kossowski L., 1974c — Powierzchnia erozyjna w utworach nadwęglowych złoza „Bełchatów” — geneza i charakterystyka. *Górn. Odkryw.*, **16**, 5.
- Kossowski L., 1994 — Reinterpretacja budowy geologicznej złoza „Bełchatów” dla potrzeb projektowania robót górniczych”. W: Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Kossowski L., Olszewski B., Szykiewicz A., Wojturska M., 1992 — Reinterpretacja budowy geologicznej złoza Bełchatów w rejonie linii przekrojowych 42–70 NS. Arch. PROGIG, Wrocław.
- Kowalski K., 1993a — *Microtocricetus molassicus* Fahlbusch and Mayr, 1975 (Rodentia, Mammalia) from the Miocene of Bełchatów (Poland). *Acta Zool. Cracov.*, **36**, 2.
- Kowalski K., 1993b — *Neocometes* Schaub and Zapfe, 1953 (Rodentia, Mammalia) from the Miocene of Bełchatów (Poland). *Acta Zool. Cracov.*, **36**, 2.
- Kowalski K., 1994 — Evolution of *Anomalomys* Gaillard, 1900 (Rodentia, Mammalia) in the Miocene of Poland. *Acta Zool. Cracov.*, **37**, 1.
- Kowalski K., 1995 — Kopalne Megachiroptera w miocenie Polski. *Wszechświat*, 3.
- Kowalski K., Kubiak H., 1993 — *Gomphoterium angustidens* (Cuvier, 1806) (Proboscidea, Mammalia) from the Miocene of Bełchatów and the Proboscidean Datum in Poland. *Acta Zool. Cracov.*, **36**, 2.
- Kozera A., Mrozek K., 1962 — Pogląd na budowę geologiczną strefy dużych gradientów siły ciężkości w obszarze położonym na NW od Radomska. *Prz. Geol.*, **10**, 1.
- Kozydra Z., Piwocki M., 1985 — Nowo poznany (ESE) odcinek rowu Bełchatowa. *Prz. Geol.*, **33**, 8.
- Król J., Hałuszczak A., Dobosz T., Krupiński K., M., 2007 — Dokumentowanie profili geologicznych z odsłoneń KWB Bełchatów i KWB Konin. Etap I (obejmujący część pilotażową). I. Rejon KWB Bełchatów. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA, Wrocław.
- Krupiński K., Marks L., Szykiewicz A., 1987 — Środkowopolejskoceńskie stanowisko osadów interglacialnych „Bełchatów 3/1986”, W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenske serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1967.
- Krysiak Z., 1999 — Południowa krawędź rowu Kleszczowa — obraz mezostrukturalny. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października.
- Krysiak Z., 2006 — Glacitectonics of the Middle Polish Glaciation (Saale) sediments — Bełchatów open-pit mine (Central Poland). W: Mat. Konf. Mela Living Morphotectonics of the European Lowlandd. Cedynia, 28–30 sierpnia 2006.
- Krzyszowski D., 1984 — Interpretacja paleogeograficzna poziomu gleby kopalnej w serii Czyżów, na tle budowy geologicznej nadkładu czwartorzędowego kopalni węgla brunatnego Bełchatów (praca magisterska). Arch. Inst. Nauk. Geol. UW, Wrocław.
- Krzyszowski D., 1986 — Rozwój strukturalny osadów czwartorzędowych serii Czyżowa w strefie Łękińska (rów Kleszczowa). *Kwart. Geol.*, **30**, 3–4.
- Krzyszowski D., 1987a — Charakterystyka oraz interpretacja paleogeograficzna osadów formacji „Czyżów”. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenske serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszowski D., 1987b — Najniższy poziom osadów organicznych w odkrywce Bełchatów (Stanowisko Ławki 8). W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenske serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszowski D., 1987c — Nowe znalezisko paleontologiczne w osadach czwartorzędowych w odkrywce KWB Bełchatów. *Prz. Geol.*, **35**, 7.

- Krzyszczkowski D., 1987d — Osady formacji Czyżów w strefie Łękińsko — Stanowiska stratotypowe Łękińsko I i Łękińsko 2A. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszczkowski D., 1987e — Osady formacji Czyżów w strefie Wola Grzymalina, stanowiska: Wola Grzymalina 28, 30, 31 oraz stanowisko stratotypowe Wola Grzymalina 29. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszczkowski D., 1987f — Osady jeziorne z formacji „Piaski” (środkowy vistulian) w strefie Wola Grzymalina (Stanowisko Wola Grzymalina 38). W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszczkowski D., 1987g — Sedymentacja osadów i ewolucja zbiornika jeziornego o założeniach tektonicznych na przykładzie formacji „Czyżów”. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszczkowski D., 1987h — Stanowiska występowania osadów z okresu interglacjału ferdynandowskiego w odkrywce Bełchatów (Wola Grzymalina 59 i 60, Ławki 7). W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszczkowski D., 1989a — Analiza litofacyjna czwartorzędowych serii rzecznych w odkrywce KWB „Bełchatów”. *Pr. Geol.-Miner.*, **15**, *Acta Univ. Wratisl.*, 1053.
- Krzyszczkowski D., 1989b — The deposits of Mazovian (Holsteinian) Interglacial in the Kleszczów Graben (Central Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **37**, 1–2.
- Krzyszczkowski D., 1989c — The tectonic deformation of Quaternary deposits within the Kleszczów Graben, central Poland. *Tectonophysics*, **163**, 3–4.
- Krzyszczkowski D., 1989d — The Rogowiec Formation in a Kleszczów Graben, a new view for the Wartanian (Warthe) Glaciation in Central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **36**, 3–4.
- Krzyszczkowski D., 1990a — Litostratygrafia osadów czwartorzędowych w rowie Kleszczowa. *Geol. AGH*, **16**, 1.
- Krzyszczkowski D., 1990b — Najstarsze plejstocenijskie osady organiczne w odkrywce Bełchatów (formacja Łękińsko); doniesienia wstępne. *Prz. Geol.*, **38**, 2.
- Krzyszczkowski D., 1990c — Stratygrafia i ewolucja środowisk depozycyjnych w środkowovistulianjskiej Formacji Piaski (odkrywka Bełchatów, środkowa Polska). *Geol. AGH.*, **16**, 4.
- Krzyszczkowski D., 1990d — Chojny Formation in the Kleszczów Graben (Central Poland) — an example of the fluvial activity during Pilica Interstadial (Drenthe/Warthe Stage). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **38**, 1–4.
- Krzyszczkowski D., 1991a — Extra-channel muddy sedimentation and soil formation during the Middle Pleistocene Czyżów Interstadial with examples from the Bełchatów outcrop, Kleszczów Graben, Central Poland. *Folia Quatern.*, 61–62.
- Krzyszczkowski D., 1991b — Saalian sediments of the Bełchatów outcrop, central Poland. *Boreas*, **20**, 1.
- Krzyszczkowski D., 1991c — Stratigraphy, sedimentology and ecology of the lacustrine deposits of the ferdynandovian interglacial in the Bełchatów outcrop (Central Poland). *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Krzyszczkowski D., 1991d — Vistulian fluvial sedimentation near Bełchatów, Central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **39**, 3.
- Krzyszczkowski D., 1991e — Pleistocene sedimentation in anastomosing river systems: examples from the Czyżów Formation, Kleszczów Graben, Central Poland. *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Krzyszczkowski D., 1992a — Czwartorzęd Rowu Kleszczowa — litostratygrafia i tektonika. Zarys problematyki na podstawie obserwacji w odkrywce KWB „Bełchatów”. *Stud. Geogr.*, **54**.
- Krzyszczkowski D., 1992b — Quaternary tectonics in the Kleszczów Graben (Central Poland): a study based on sections from the “Bełchatów” outcrop. *Quatern. Stud.*, 11.
- Krzyszczkowski D., 1993 — Neogene fluvial sedimentation in the Kleszczów Graben, central Poland. *J. Sediment. Res. A: Sediment Petrol. Process.*, **63**, 2.
- Krzyszczkowski D., 1994a — Sedimentology of Wartanian outwash near Bełchatów, central Poland. *Boreas*, **23**, 2.

- Krzyszczkowski D., 1994b — Forms at the base of till units indicating deposition by lodgement and melt-out, with examples from the Wartanian tills near Bełchatów, central Poland. *Sediment. Geol.*, **91**, 1–4.
- Krzyszczkowski D., 1994c — Quaternary stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland): a study based on sections from the “Bełchatów” outcrop. *Quatern. Stud.*, 12.
- Krzyszczkowski D., 1995 — An outline of the Pleistocene Stratigraphy of the Kleszczów Graben, Bełchatów outcrop, Central Poland. *Quater. Sc. Rev.*, **14**, 1.
- Krzyszczkowski D., 1998 — Stratigraphy and sedimentology of Weichselian deposits at Folwark, Bełchatów outcrop, Central Poland. *Quatern. Stud.*, 15.
- Krzyszczkowski D., Brodzikowski K., 1987 — Budowa geologiczna czwartorzędu w odkrywce KWB „Bełchatów W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszczkowski D., Czerwonka J., 1992 — Quaternary geology of the Kleszczów Graben (Central Poland): a study based on boreholes from the western forefield of the “Bełchatów” outcrop. *Quatern. Stud.*, 11.
- Krzyszczkowski D., Kuszell T., 1987 — Nowe stanowisko interglacjału ferdynandowskiego w odkrywce Bełchatów. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Krzyszczkowski D., Nita M., 1993 — Nowe stanowiska interstadialu Pilicy (formacja Chojny) w odkrywce Bełchatów. *Prz. Geol.*, **41**, 11.
- Krzyszczkowski D., Szuchnik A., 1995 — Pliocene–Pleistocene boundary in the Kleszczów Graben (Bełchatów outcrop, Central Poland). *Jour. Quater. Sc.*, **10**, 1.
- Krzyszczkowski D., Winter H., 1996 — Stratigraphic position and sedimentary features of the Tertiary Uppermost Fluvial Member in the Kleszczów Graben, Central Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **66**, 1.
- Kuszell T., 1991a — The Ferdynandovian interglacial in the Bełchatów outcrop, Central Poland. *Folia Quatern.*, 61–62.
- Kuszell T., 1991b — The floral characteristics of fluvial sediments from the Upper Member of Czyżów Formation (Bełchatów outcrop, Central Poland). *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Kuszell T., 1991c — The floral characteristics of the Middle Pleistocene Czyżów Interstadial in the Bełchatów outcrop, Kleszczów Graben, Central Poland. *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Kuszneruk J., 1993 — Wysad solny Dębina w KWB „Bełchatów”. *Węg. Brunat.*, 2.
- Lis J., Pasieczna A., Gabryś-Godlewska A., 2004 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Kamieńsk (736) plansza B. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Lorenc S., 1984 — Onkoidy w słodkowodnych osadach wapiennych trzeciorzędu rowu Kleszczowa. *Prz. Geol.*, **32**, 4.
- Lorenc S., Zimmerle W., 1993 — Miozäne Kaolin-Kohleentonsteine aus dem Braunkohlen-Tagebau von Bełchatów, SW von Łódź (Polen). *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 144.
- Łuniewski A., 1947 — Z geologii okolic Radomska i cztery głębokie wiercenia na Kujawach. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **38**.
- Majewski S., 1996 — Uwagi na temat poziomów korelacyjnych w złożu węgla brunatnego „Bełchatów”. *Geol. AGH*, **22**, 4.
- Manikowska B., 1980 — Wydmy dorzecza Widawki. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Manikowska B., 1992 — Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w plenivistulianie. *Acta Univ. Lodz. Fol. Geogr.*, 15.
- Manikowska B., Balwierz Z., 1987 — Analiza Vistuliańskiego wypełnienia suchej doliny w północnej części odkrywki kopalni „Bełchatów”. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Marciniak B., 1991 — Diatoms of the Ferdynandovian Interglacial in the Bełchatów region, Central Poland (preliminary report). *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Marciniak B., 2004 — Diatomostratygrafia organicznych osadów interstadialnych sprzed zlodowacenia Warty w stanowisku Folwark (k. Bełchatowa). Sprawozdanie z działalności w 2004 roku. Inst. Nauk Geol., PAN, Warszawa.

- Mastella L., Mizerski W., 1980 — Ogólna charakterystyka spękań ciosowych w utworach mezozoicznych rejonu Bełchatowa. *Prz. Geol.*, **28**, 7.
- Matl K., 2000 — Wybrane elementy budowy geologicznej złoża Bełchatów. W: Charakter petrograficzny i warunki sedimentacji wybranych kompleksów litologicznych z profilu miocenu w złożu węgla brunatnego Bełchatów. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN*, 147.
- Matl K., Wagner M., 1986 — The occurrence of tuffaceous horizons in the Tertiary of the Polish Lowland and the Carpathian Foredeep. *Zesz. Nauk. AGH, 1077, Geol.*, **12**, 3.
- Mikuła E., Siwy-Będkowska K., 2000 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Kamieńsk (736). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Mrozek K., 1960 — Pogląd na budowę południowej łódzkiej części synklinorium w świetle badań sejsmicznych i materiałów grawimetrycznych. *Geofiz. Poszuk. i kopalń.*, 1–3.
- Mrozek K., 1975 — Budowa geologiczna struktur wglębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- Nowicki A.J. 1971 — Litologiczno-stratygraficzny profil osadów trzeciorzędowych w rejonie Bełchatowa. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Nowicki A.J., Woźny E., 1965 — O faunie mięczaków z osadów miocenu lądowego w rejonie Chabielice–Kleszczów. *Prz. Geol.*, **13**, 8.
- Pawłowski J., 1991 — *Geotrupes Stercorosus* (Scriba) (Coleoptera, Scarabaeidae) from the sediments of the ferdynandovian interglacial in the Bełchatów outcrop, Central Poland. *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Piech K., 1930 — Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. Cz. II. Flora warstw międzylodowcowych okolic Szczercowa, Dzbanek Kościuszkowskich i niektórych innych miejscowości w dorzeczu środkowej Warty. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **6**.
- Piech K., 1932 — Utwory międzylodowcowe w Szczercowie (woj. Łódzkie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **8**, 2.
- Piechocki A., 1997 — Mioceńskie mięczaki wodne (Mollusca aquatica) z bełchatowskich złóż węgla brunatnego. *Geol. AGH*, **23**, 1.
- Požaryski W., 1971 — Tektonika elewacji radomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **41**, 1.
- Požaryski W. 1974 — Obszar świętokrzysko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- Premik J., 1924 — O zastoisku widawskim. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 3–4.
- Premik J., 1930 — Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. 1. O utworach preglacjalnych, glacialnych i interglacialnych w dorzeczu środkowej Warty, Widawki i Proсны. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **6**.
- Prószyński M., Stańska-Prószyńska W., Prószyńska-Bordas H., 1987 — Termoluminescencyjne wskaźniki wieku osadów z odkrywki bełchatowskiej otrzymane w laboratorium warszawskim w latach 1985–86. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Plejstoceńskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.
- Pyszyński W., 1991 — Macroscopic remains of wood from alluvial deposits of the Czyżów Interstadial, Bełchatów outcrop, Central Poland. *Folia Quatern.*, 61–62.
- Pyszyński W., Krzyszkowski D., 2011 — Makroskopowe szczątki roślinne z czwartorzędowych osadów odkrywki Bełchatów. *Prz. Geol.*, **59**, 12.
- Różycki S. Lamparski Z., 1967 — Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3.
- Rzebik-Kowalska B., 1993 — Insectivora (Mammalia) from the Miocene of Bełchatów in Poland. I. Metacodontidae: *Plesiosorex POMEL*, 1854. *Acta Zool. Cracov.*, **36**, 2.
- Rzebik-Kowalska B., 1994 — Insectivora (Mammalia) from the Miocene of Bełchatów in Poland. II. Soricidae *Fischer von Waldheim*, 1817. *Acta Zool. Cracov.*, **37**, 1.
- Rzebik-Kowalska B., 1996 — Insectivora (Mammalia) from the Miocene of Bełchatów in Poland. III. Dimylidae *Schlosser*, 1887. *Acta Zool. Cracov.*, **39**, 1.

- Rzechowski J., 1971 — Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Rzechowski J., 1980 — Litostratygrafia glin morenowych dorzecza Widawki. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Sarnacka Z., 1982 — Sytuacja geologiczna osadów organicznych z Podwinka. W: Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Bełchatów, 11–14 września 1980.
- Simiczyjew P., Wiśniewski W., 1995 — Charakterystyka surowca kaolinowego z KWB Bełchatów. *Gór. Odkryw.*, 37, 3–4.
- Simiczyjew P., Wiśniewski W., 1997 — Właściwości surowcowe węglanowych skał i zwietrzelin z odkrywki Bełchatów. *Gór. Odkryw.*, 37, 1–2.
- Skompski S., 1971 — Zarys stratygrafii czwartorzędu i rozwoju rzeźby przedpola moren czołowych stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) między Radomskiem i Działoszynem. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Słomka T., Doktor M., Wagner M., Matl K., 2000 — Sedymentologiczne studium mioceńskich stożków napływowych w złożu węgla brunatnego Bełchatów. W: Charakter petrograficzny i warunki sedymentacji wybranych kompleksów litologicznych z profilu miocenu w złożu węgla brunatnego Bełchatów. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN*, 147.
- Smoleń J., 1995 — Biostratygrafia mikropaleontologiczna jury górnej na podstawie wybranych wierceń rejonu Bełchatowa. W: Mat. 18. Symp. Geologia formacji węglonośnych Polski. Kraków, 5–6 kwietnia.
- Sowiński L., Wojturska M., Majewska M., 2001 — Opracowanie syntetycznej mapy tektonicznej i izoliniowej podłoża mezozoicznego pola „Bełchatów” i pola „Szczerców” pomiędzy liniami 12–95 SN w skali 1:5 000 i 1:25 000 w granicach terenu górnego. Arch. PROGiG Sp. z o.o., Wrocław.
- Stachura E., Ratajczak T., 2004 — The Origin of pyrite in Miocene lignite from the “Bełchatów” deposit. *Pol. Tow. Miner Pr. Spec.*, 24.
- Steininger F. F., Senes J., Kleemann K., Rögl F. (red.), 1985 — Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps, 1, Inst. Paleont. Univ. of Vienna. Vienna.
- Stec K., Siata R., 1999 — Związek wstrząsów sejsmicznych z tektoniką w KWB Bełchatów. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Stuchlik L., Szyrkiewicz A., Łańcucka-Środoniowa M., Zastawniak E., 1990 — Wyniki dotychczasowych badań paleobotanicznych trzeciorzędowych węgla brunatnego złoża „Bełchatów”. *Acta Palaeobot.*, 30, 1–2.
- Stuchlik L., Szyrkiewicz A., 1998 — General geological situation and palynological investigations of the brown coal deposits. W: Guide to Excursion No 2: Tertiary–Quaternary (Pleistocene) floras of Bełchatów (Middle Poland) and several localities in South-Western Poland. The 5th European Palaeobotanical and Palynological Conference Tertiary–Quaternary (Pleistocene) floras of Bełchatów (Middle Poland) and several localities in South-Western Poland. (Sadowska A., Szyrkiewicz A., red.). Kraków, 26–30 czerwca 1998.
- Strzezińska K., 2003 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Kamięńsk (736) plansza A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Stworzewicz E., 1995 — Miocene land snails from Bełchatów (Central Poland), I. Cyclophoridae, Pomatiasidae (Gastropoda Prosobranchia). *Paläont. Z.*, 69, 1.
- Stworzewicz E., Prisyazhnyuk V. A., 1997 — *Helicodiscus* (*Helicodiscus*) *depressus* (Eichwald, 1830) or *Helicodiscus* (*Helicodiscus*) *paralleus* (Say, 1821) in the Neogene of Europe (Gastropoda Pulmonata: Endodontidae). *Genus*, 8, 1.
- Stworzewicz E., Sołtys Z., 1996 — Miocene land snails from Bełchatów (Central Poland), II: Aciculidae (Gastropoda Prosobranchia). *Paläont. Z.*, 70, 1–2.
- Stworzewicz E., Szyrkiewicz A., 1989 — Mioceńskie ślimaki lądowe we wschodniej części odkrywki KWB Bełchatów. *Kwart. Geol.*, 32, 3–4.
- Szczypek P., 1978 — Dotychczasowe wyniki analizy palinologicznej poziomów kopalnych z wyrobiska „Bełchatów”. Maszynopis. Arch. Inst. Nauk Geol. UW, Wrocław.

- Szewczyk E., 1999 — Tektonika otoczenia wysadu Dębina. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Szewczyk E., 2000 — Litologia i stratygrafia utworów podłoża mezozoicznego na obszarze Pola „Bełchatów”. Praca naukowo-badawcza, etap III. Arch. KWB Bełchatów.
- Szewczyk E., Barwicz-Piskorz W., 1997 — Znaczenie rozpoznania litostratygrafii podłoża permomezozoicznego KWB „Bełchatów” dla określania warunków eksploatacji i potencjalnych zagrożeń. *Węg. Brunat.*, 1.
- Szynkiewicz A., 1994a — Struktura podłoża kenozoiku rejonu złoża „Bełchatów” w świetle wierceń głębokich i badań geofizycznych. W: Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górnictwa. Konf. Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Szynkiewicz A., 1994b — Główne repery stratygraficzne w profilu utworów trzeciorzędowych rowu Kleszczowa. W: Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górnictwa. Konf. Naukowo-Techniczna. Bełchatów, 20–21 października 1994.
- Szynkiewicz A., 1999 — Wiek utworów trzeciorzędowych odkrywki „Bełchatów”. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999.
- Szynkiewicz A., 2000 — Wiek węgla brunatnego na tle pozycji geologicznej badanych próbek (KWB „Bełchatów”). *Prz. Geol.*, **48**, 11.
- Wagner M., 1984 — Ilaste skały kaolinowe (paratonsteiny) ze złoża węgla brunatnego Bełchatów. *Kwart. Geol.*, **28**, 3–4.
- Wagner M., 2000 — Petrografia i praktyczne znaczenie paratonsteinów ze złoża węgla brunatnego Bełchatów. W: Charakter petrograficzny i warunki sedymentacji wybranych kompleksów litologicznych z profilu miocenu w złożu węgla brunatnego Bełchatów. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, 147.
- Wagner M., Drobnia A., 2000 — Studium petrologiczne „iłów kostkowych” ze złoża węgla brunatnego Bełchatów. W: Charakter petrograficzny i warunki sedymentacji wybranych kompleksów litologicznych z profilu miocenu w złożu węgla brunatnego Bełchatów. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, 147.
- Wagner M., Słomka T., Doktor M., 2000 — Skład petrograficzny i warunki sedymentacji wapieni jeziornych ze złoża węgla brunatnego Bełchatów. W: Charakter petrograficzny i warunki sedymentacji wybranych kompleksów litologicznych z profilu miocenu w złożu węgla brunatnego Bełchatów. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, 147.
- Wełniak A., Zieliński K., 2007 — Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000, ark. Kamieński (736). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Wilczyński R., 1992 — Dotychczasowe wyniki badań podstawowych serii poznańskiej w świetle geologiczno-inżynierskich problemów prowadzenia robót górnictwa w KWB „Bełchatów”. *Pr. Geol.-Miner.*, **26**.
- Wiszniewska T., 1991 — Middle Pleistocene bird remains from the Ferdynandovian Interglacial near Bełchatów (Central Poland). *Fol. Quatern.*, 61–62.
- Wiśniewski W., Wyrwicki R., 1997 — Ilaste kopaliny kompleksu podwęglowego KWB Bełchatów, właściwości surowcowe i możliwości wydobycia. *Gór. Odkryw.*, **39**, 1–2.
- Wiśniewski W., Wyrwicki R., 2003 — Il zawęglony z KWB Bełchatów jako potencjalny surowiec ceramiki budowlanej. *Gór. Odkryw.*, **45**, 6.
- Worobiec E., Worobiec G., 2008 — Kopalne zygospory glonów Zygnemataceae (Chlorophyta) z osadów górnego miocenu KWB Bełchatów. *Prz. Geol.*, **56**, 11.
- Worobiec G., 1995 — A preliminary report on the Lower Miocene Leaf Flora from the Brown Coal Mine “Bełchatów” (Central Poland). *Acta Palaeobot.*, **35**, 2.
- Worobiec G., 1997 — Stan badań trzeciorzędowych flor liściowych z Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”. W: Mat. 20. Symp. Geologia formacji węglonośnych Polski. Kraków, 16–17 kwietnia 1997.
- Worobiec G., 2001 — Kopalne rośliny charakterystyczne dla trzeciorzędowych torfowisk krzewiastych w górnym miocenie Bełchatowa. Trzeciorzęd–Mezozoik w Bełchatowie. W: Mat. 24. Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski, Kraków, 25–26 kwietnia 2001.
- Worobiec G., 2003 — New fossil floras from neogene deposits in the Bełchatów lignite mine. *Acta Paleobot. Suppl.*, 3.

- Worobiec G., Lesiak M., 1998 — Plant megafossils from the Neogene deposits of Stawek-1A (Belchatów, Middle Poland). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **101**, 1–4.
- Worobiec G., Szyrkiewicz A., 2007 — Betulaceae leaves in Miocene deposits of the Belchatów Lignite Mine (Central Poland). *Rev. of Palaeobot. and Palynol.*, **147**.
- Worobiec G., Worobiec E., Szyrkiewicz A., 2012 — Plant assemblage from the upper Miocene deposits of the Belchatów Lignite Mine (Central Poland). *Acta Palaeobot.*, **52**, 2.
- Woźny E., 1968 — Słodkowodna fauna utworów mioceńskich z Belchatowa i jej znaczenie stratygraficzne. *Kwart. Geol.*, **12**, 1.
- Wybraniec S., 1999 — Rów Kleszczowa w obrazie grawimetrycznym. W: Mat. 20. Konf. Teren. Sekcji Tekt. Pol. Tow. Geol. Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Belchatowa, 15–16 października 1999.
- Wyrwicki R., 1995a — Kaoliny kompleksu podwęglowego KWB Belchatów — litologia a właściwości ceramiczne. *Gór. Odkryw.*, **37**, 3–4.
- Wyrwicki R., 1995b — Właściwości ceramiczne ilastych osadów zastoiskowych — warwitów z KWB Belchatów. *Gór. Odkryw.*, **37**, 3–4.
- Wyrwicki R., 1996 — Kopaliny ilaste w KWB „Belchatów”. *Węg. Brunat.*, 1.
- Wyrwicki R., 1999 — Określenie właściwości kredy jeziornej z KWB Belchatów jako surowca do produkcji wapna palonego. *Gór. Odkryw.* **41**, 1.
- Wyrwicki R., 2001 — Charakterystyka odwapnionych opok z KWB Belchatów. *Gór. Odkryw.*, **43**, 2–3.
- Wysoczański-Minkowicz T., 1985 — Wyniki oznaczeń wieku szczątków kostnych *Mammuthus trogontherii* (Pohig) i *Mammuthus* (primagenius?) z kopalni węgla brunatnego „Belchatów” (Stanowisko Chojny IV, osady jeziorne w Piaskach). *Spraw. Bad. Nauk.*, 6.
- Wysokiński L., 1980 — Charakterystyka wytrzymałościowa jurajskich skał węglanowych rejonu Belchatowa. *Prz. Geol.*, **28**, 7.
- Wysokiński L., Zapaśnik T., 1984 — Poligeniczność tektonicznego rowu Belchatowa. *Tech. Poszuk. Geol.*, **23**, 2.
- Zapałowicz-Bilan B., 1999 — Biostratygrafia osadów kredy górnej w południowej części rowu Kleszczowa — pole Belchatów. *Geol. AGH*, **25**, 2.
- Zastawniak E., 1980 — Ekspertyza kopalnej flory makroskopowej z Belchatowa. Maszynopis. Arch. Inst. Botaniki PAN, Kraków.
- Zieliński T., 1980 — Fluwioglacjalne struktury sedimentacyjne w Belchatowie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **50**, 3–4.
- Zieliński T., 1982 — Analiza sedimentologiczna aluwii Widawki z wykopu Kopalni Węgla Brunatnego „Belchatów”. *Pr. Nauk. UŚl.*, 519. *Geologia*, **6**.
- Ziemińska-Tworzydło M., 1966 — Stratygrafia osadów trzeciorzędowych w złożu „Belchatów” na podstawie analizy sporowo-pyłkowej. *Kwart. Geol.*, **10**, 4.
- Ziomek J., 1995 — O nowych udokumentowanych palinologicznych stanowiskach występowania pliocenu w rejonie Belchatowa. *Acta Univ. Lodz. Fol. Geogr.*, 20.
- Ziomek J., Baraniecka M.D., Goździk J., Rzechowski J., 1987 — Niektóre cechy wyróżniające dla wybranych poziomów glin zwałowych z kopalni Belchatów. W: Przew. 2. Symp. Czwartorzęd Rejonu Belchatowa. Plejstoceny serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Wrocław–Warszawa, październik 1987.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Kamieński (736) reambulacja

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe akumulacyjne
- Moreny czołowe spiętrzone

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe
- Ozy
- Kemy
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Doliny wód roztopowych

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych i tarasy akumulacyjne zalewowe
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych (I – wyższy, II – niższy)
- Krawędzie wysoczyzn
- Starorzecza suche

Formy denudacyjne

- Dolinki denudacyjne
- Osuwiska
- Stożki napływowe
- Długie stoki
- Drobnie zagłębienia o różnej genezie

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

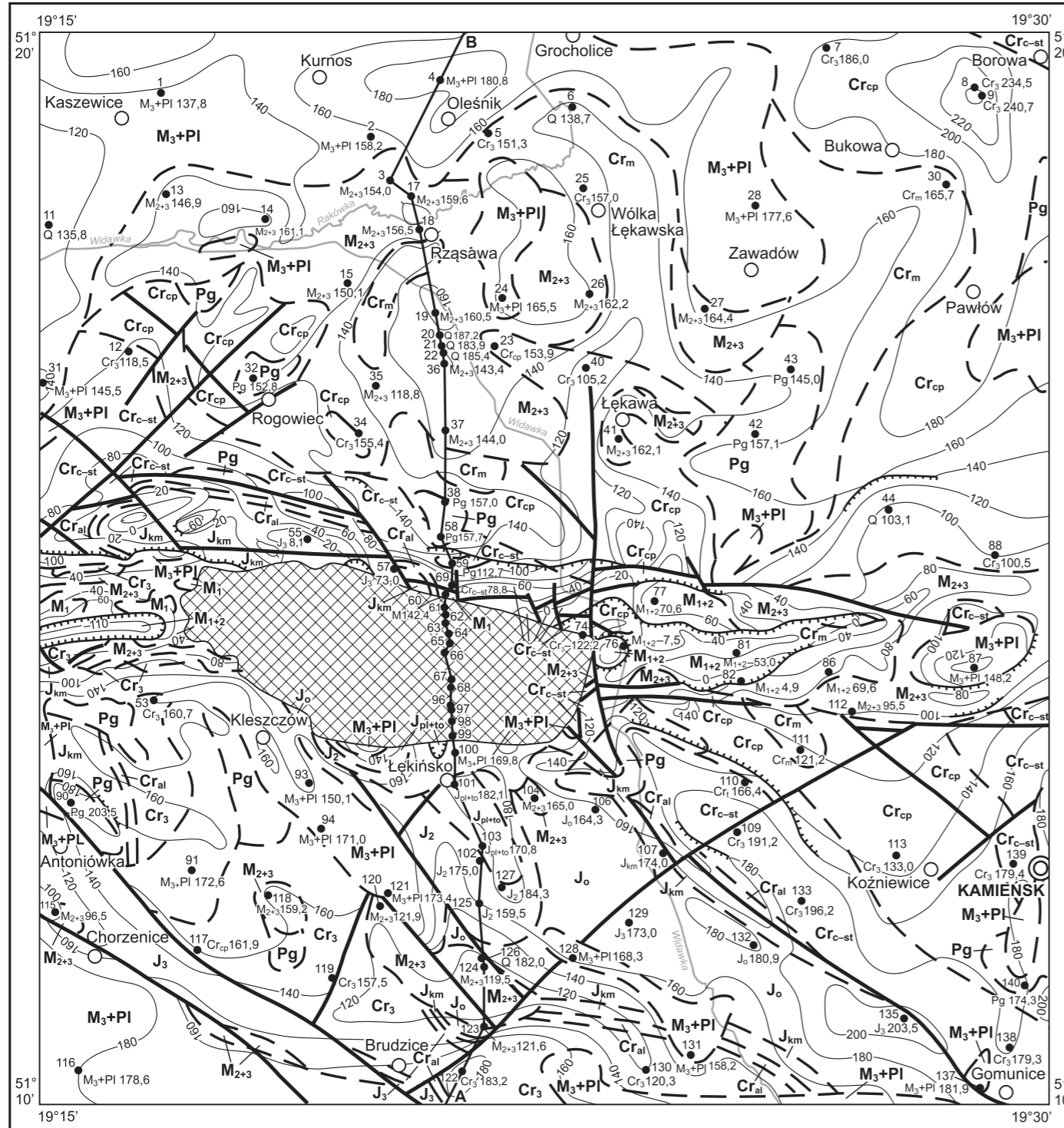
- Kanały
- Piaskownie-Żwirownie (PŻ)
- Wyrobisko Kopalni Węgla Brunatnego
- Hałdy kopalniane (h), osadniki (o), wysypiska odpadów komunalnych (w), grunty refulowane (r)
- Sztuczne zbiorniki wodne

Opracowała: E. BARTCZAK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Kamieński (736) reambulacja

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



NEOGEN	MIOCEN	M₃+PI	Iły, piaski i mułki (kompleks ilasto-piaszczysty)	MIOCEN GÓRNY + PLIOCEN	
		M₂₊₃	Mułki, iły, piaski, miejscami węgiel brunatny (kompleks ilasto-węglowy)	MIOCEN ŚRODKOWY + GÓRNY	
		M₁₊₂	Węgiel brunatny z przewarstwieniami wapieni jeziornych, gytii, iłów, mułków, piasków i paratonsteinów (kompleks węglowy)	MIOCEN DOLNY + ŚRODKOWY	
		M₁	Piaski, iły i mułki, miejscami węgiel brunatny (kompleks podwęglowy)	MIOCEN DOLNY	
PALEOGEN		Pg	Rumosze, gliny, piaski, mułki i iły		
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr_m	Opoki, margle, piaskowce, piaski, wapień i gezy	MASTRYCHT	
		Cr_{cp}	Opoki, margle, wapień, mułowce i piaskowce	KAMPAN	
		Cr_{c-st}	Opoki, margle, piaskowce, mułowce i wapień	CENOMAN-SANTON	
		Cr₃	Margle, wapień, opoki, piaskowce, mułowce i iłowce		
KREDA DOLNA		Cr_{al}	Piaskowce, zlepieńce, piaski, iłowce i mułowce	ALB	
JURA	JURA GÓRNA	J_{km}	Wapień, margle i mułowce	KIMERYD	
		J_o	Wapień, margle i mułowce	OKSFORD	
		J₃	Wapień i margle		
	JURA ŚRODKOWA		J₂	Mułowce, iłowce i piaskowce	
	JURA DOLNA		J_{pl+to}	Piaskowce, mułowce i iłowce	PLIENSBACH + TOARK
			— — —	Granice geologiczne	
		—130—	Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.		
		— — —	Uskoki pewne		
			Krawędzie		
		1 Cr ₃ 179,4	Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q – czwartorzęd, C ₁ – turon; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.)		
		A—B	Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej		
			Zwałowisko wewnętrzne Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów – Pole Bełchatów”		

Opracowała: E. BARTCZAK