

BUDOWA GEOLOGICZNA ORAZ ROZWÓJ RZEŻBY I POWIERZCHNIOWEJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ W REJONIE PARKU KULTUROWEGO WIETRZYCHOWICE

Budowa geologiczna

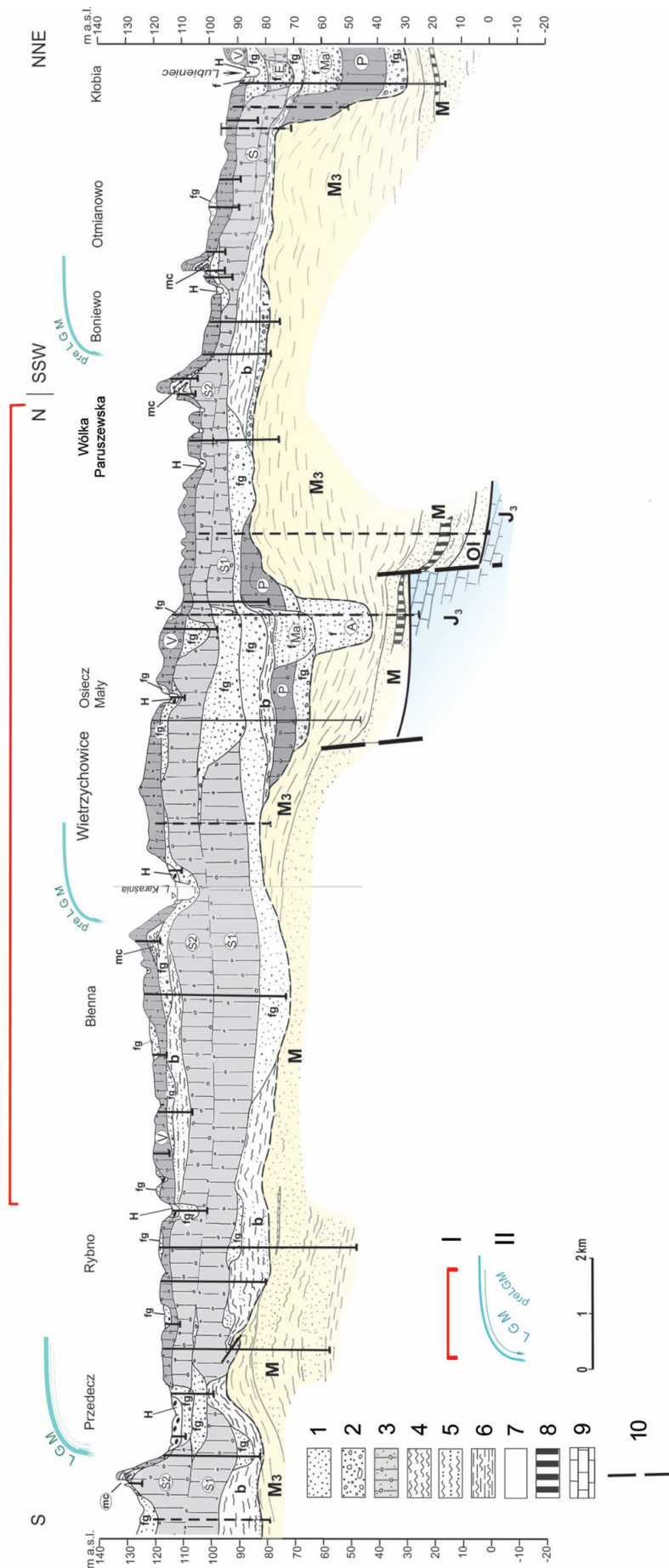
Obszar opracowania określony jako rejon Parku Kulturowego Wietrzychowice, wyznaczony jest współrzędnymi geograficznymi: 18°43'45" i 18°56'05" długości geograficznej wschodniej oraz 52°21'45" i 52°27'35" szerokości geograficznej północnej położony jest w środkowej części Polski. W stosunku do jednostek geologiczno-strukturalnych podłoża kenozoiku obszar ten leży w obrębie wału (antyklorium) środkowopolskiego, w jego części centralnej, nazywanej wałem kujawskim (M. Narkiewicz, R. Dadlez 2008). Jest to zarazem centralna strefa tektoniki salinarnej. Wał kujawski od zachodu obramowany jest rozległą antykliną solną o przebiegu NW-SE: Izbica Kujawska – Kłodawa – Łęczyca (S. Marek 1971; R. Dadlez 1998). W osi tej antykliny, w Izbicy Kujawskiej oraz w Kłodawie, osady mezozoiczne przebite są wysadami soli cechsztyńskich (górnym perm) sięgającymi do powierzchni podkenozoicznej. W granicach rozpatrywanego obszaru w podłożu kenozoiku występują sole permskie, właśnie w rejonie Izbicy Kujawskiej, zaś na pozostałym obszarze są to głównie utwory jury. Lokalnie w przywysadowych rowach tektonicznych, podłożem kenozoiku są także osady kredy dolnej (S. Marek, A. Raczyńska 1974; E. Ciuk 1980; M. Brzeziński 2013).

Z obecnością struktur solnych w podłożu kenozoiku związane są lokalne przejawy ascensji wód solankowych do powierzchni terenu. Stąd pierwsze prace geologiczne na terenie Kujaw związane były z poszukiwaniami złóż soli, prowadzonymi od końca XVIII w. (wg E. Ciuk, A. Mańkowska 1981). Jednym z miejsc, gdzie wydobywano sól już w średniowieczu była Zgłowiączka (ok. 7 km na północ od granicy rozpatrywanego obszaru).

Na stropie permo-mezozoiku spoczywa ciągła pokrywa osadów kenozoicznych o zróżnicowanej miąższości, złożona z utworów paleogenu, neogenu oraz czwartorzędu (plejstocenu i holocenu). Paleogen reprezentują piaski, w tym płytkomorskie piaski glaukonitowe, oraz mułki należące do oligocenu. Utwory te występują lokalnie, głównie w rejonie Izbicy Kujawskiej i na NE od tej miejscowości. Neogen to przede wszystkim środkowomiocenne piaski oraz mułki z wkładkami ilów węglistych i węgla brunatnego, a także górnomiocenne iły (tzw. iły pstre) formacji poznańskiej (ryc. 172).

Osady neogenu stanowią podłoże czwartorzędu na większości analizowanego obszaru. Wyjątkiem są okolice jeziora Modzerowskiego, gdzie czwartorzęd spoczywa bezpośrednio na marglach, mułowcach i ilowcach kredy dolnej, a także rejon Izbicy Kujawskiej, gdzie podłożem czwartorzędu są klastyczne i wapienne osady jury (nierozdzielonej) (M. Brzeziński 2013). Powierzchnia podczwartorzędowa występuje najwyższej (ok. 90 m n.p.m.) na NE od jeziora Modzerowskiego, aż po okolice Osieczki Wielkiej, zaś najniższej, czyli ok. 40 m p.p.m., położona jest w miejscu przywysadowej niecki zapadliskowej wysadu solnego Izbicy Kujawskiej (E. Ciuk 1980; M. Roman 2010).

Czwartorzędową pokrywą osadową stanowią przede wszystkim osady plejstocenu związane z kilkukrotną obecnością lądolodów na tym obszarze, natomiast osady holocenu mają podrzędny udział w budowie czwartorzędu, choć lokalnie osiągają miąższość parunastu metrów (ryc. 172). Miąższość czwar-



Ryc. 172. Przekrój geologiczny Przedecz-Klobia (wg M. Roman 2010, zmieniiony), na odcinku Rybno-Wólka Paruszevska przebiegający przez analizowany obszar. Schemat stratygrafii czwartorzędę wg L. Marksa i in. (2016).

I – Zakres rozpatrywanego obszaru wg arkuszy AZP 53–46, 52–46; II – Maksymalny (LGM) i przedmaksymalny (preLGM) zasięg lądolodu podczas zlodowacenia Wisły. 1 – piaski, 2 – piaski i żwiry, 3 – gliny lodowcowe, 4 – mulki, 5 – mulki piaszczyste, 6 – ropy i mulki, 7 – piaski humusowe, 8 – węgiel brunatny, 9 – wapień, 10 – uskok (f – rzeczne, b – glacialimiczne, fg – glacialimiczne, mc – czółowo morenowe). J₃ – jura górna, O1 – paleogen: oligocen, M – Neogene: miocen, M₃ – Neogene: miocen górny, A – czwartorzęd, kompleks południowopolski: interglacjał augustowski, P – czwartorzęd, kompleks południowopolski: zlodowacenia Nidy – Sanu 2, Ma – czwartorzęd, interglacjał mazowiecki, S1 – czwartorzęd, kompleks środkowopolski: zlodowacenie Krzyny, S2 – czwartorzęd, kompleks środkowopolski: zlodowacenie Odry, E – czwartorzęd, interglacjał eemski, V – zlodowacenie Wisły, H – holocen.

Fig. 172 Geological cross-section of Przedecz –Klobia (after M. Roman 2010, altered) at the section of Rybno-Wólka Paruszevska running along the analysed area. An outline of the stratigraphy of the Quaternary, after L. Marks et al. (2016). I – Range of the explored area, according to sheets of Archaeological Picture of Poland (AZP) 53–46, 52–46; II – LGM and pre-LGM range of ice-sheet during the Vistulian Glaciation. 1 – sands, 2 – sands and gravel, 3 – glacial till, 4-silts, 5 – sandy silts, 6 – loams and silts, 7 – humus sands, 8 – lignite, 9 – limestone, 10 – faults (f-river faults, b – glacialimic faults, fg – fluvio-glacial faults, mc – terminal moraine faults). J₃ – Late Jurassic, O1 – Paleogene: Oligocene, M – Neogene: Miocene, M₃ – Neogene: Upper Miocene, A – Quaternary, south-Polish complex: Augustów interglacial, P – Quaternary, south-Polish complex: Nida-San Glaciations, Ma – Quaternary: Mazovian interglacial S1 – Quaternary, south-Polish complex: Krzyna glaciations, S2 – Quaternary, south-Polish complex: Odranian Glaciation, E – Quaternary: Eemian Interglacial, V – Vistulian Glaciation, H – Holocene

torzędu jest znacznie zróżnicowana, od 15,5 m do ponad 150 m w rejonie Izbicy Kujawskiej i Jeziora Brdowskiego. Utwory czwartorzędu występują na całej powierzchni analizowanego terenu (ryc. 174).

Plejstocen budują głównie gliny lodowcowe, zazwyczaj od dwóch do czterech, rzadko 5–6 pokładów, oraz rozdzielające je piaski i żwiry wodnolodowcowe, mułki i ropy zastoiskowe, a niekiedy piaski i żwiry rzeczne (M. Roman 2010; M. Brzeziński 2013). Sporadycznie są to mineralne i organiczne osady jeziorne oraz torfy.

Najstarszymi osadami plejstocenu udokumentowanymi w analizowanym obszarze są piaski i żwiry rzeczne korelowane z kompleksem preglacjalnym, które na północ od Osieca Małego wypełniają głęboką (30 m) kopalną dolinę, wyciętą w podłożu czwartorzędu (ryc. 172). Młodsze od nich są serie glacialne związane z nasunięciem najstarszych na tym terenie lądolodów należących do kompleksu południowopolskiego. Świadectwem obecności tych lądolodów są dwa pokłady glin lodowcowych, zachowanych fragmentarycznie, oraz towarzyszące im piaszczysto-żwirowe osady glacialfluwalne lub ropy i mułki zastoiskowe.

Interglacjał mazowiecki zapisał się erozją rzeczną i denudacją ówczesnych wysoczyzn polodowcowych. Sprzyjało temu nasilenie pionowych ruchów glaciostatycznych, najintensywniejszych w strefach nieciągłości tektonicznych podłoża kenozoiku, a zwłaszcza w rejonie wysadu solnego Izbicy Kujawskiej (M. D. Baraniecka 1980, 1995; M. Roman 2010). Nad wysadem górnomiocenkie osady formacji poznańskiej, a także osady plejstocenkie kompleksu południowopolskiego, interglacjał mazowieckiego i najniższej części kompleksu środkowopolskiego zostały zdeformowane. Przypuszczalnie jest to efekt ówczesnych wstrząsów tektonicznych w najbliższej okolicy wysadu solnego, a także labilności soli w związku z obciążeniem podłoża przez kolejny lądolód, tym razem najstarszy z lądolodów kompleksu środkowopolskiego.

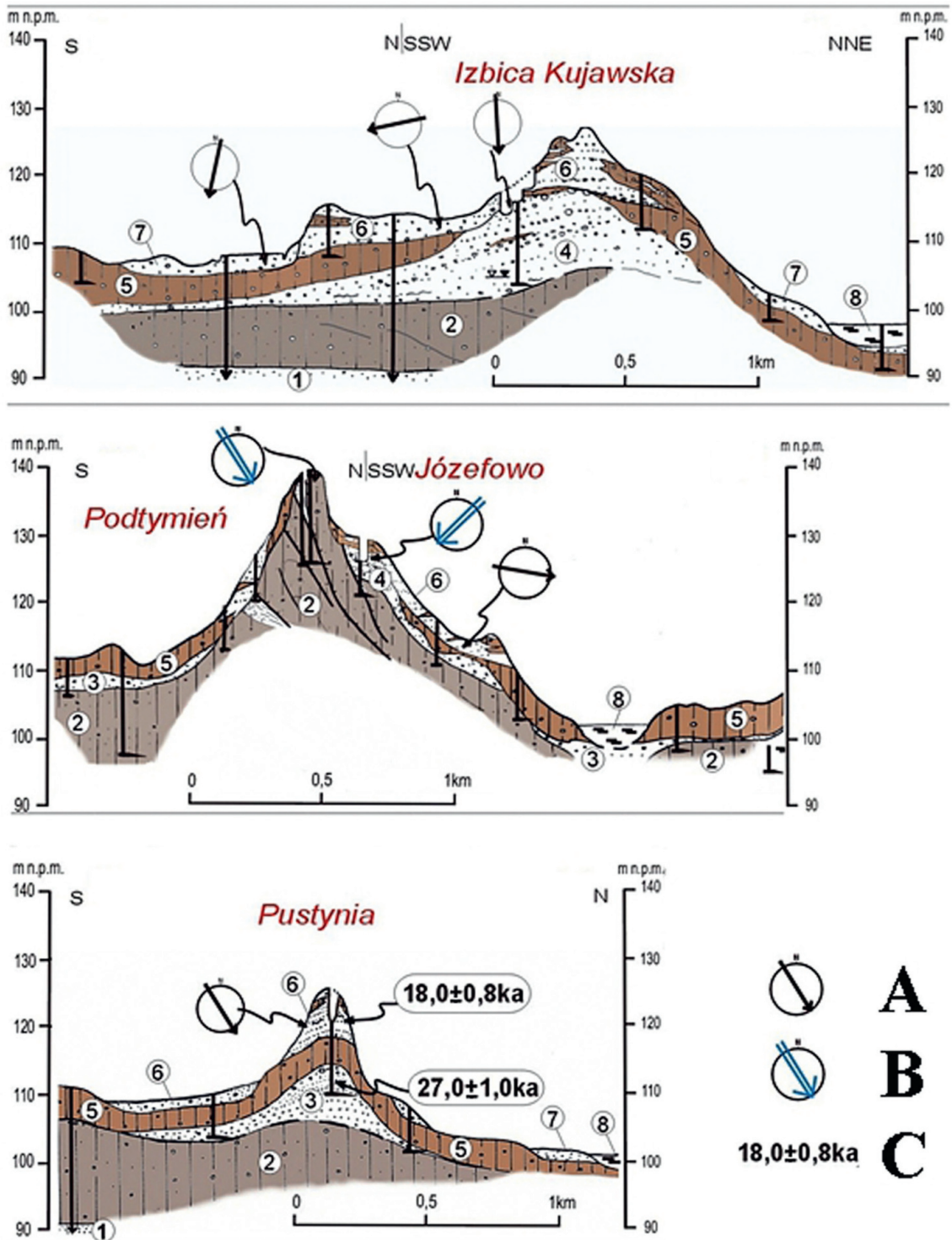
Zlodowacenia środkowopolskie miały zasadnicze znaczenie w kształtowaniu rzeźby i budowy geologicznej omawianego obszaru. Osady z tego okresu stanowią główną część pokrywy czwartorzędowej (ryc. 172). W czasie zlodowaceń środkowopolskich wyrównaniu uległy obniżenia i doliny, i utworzyła się typowa wysoczyzna morenowa. Z transgresją lądolodów związana była akumulacja mięjszych serii mułkowo-ilastych osadów w zbiornikach zastoiskowych oraz serii piaszczysto-żwirowych niesionych przez wody roztopowe. Lądolody zlodowaceń Krzny, a następnie Odry (ze stadiem Warty), pozostawiły na całym obszarze prawie zwarty pokład dwóch poziomów glacialnych, często nie dających się rozdzielić. Z glinami zlodowaceń środkowopolskich związane są zaburzenia glacitektoniczne, których amplituda wynosi co najmniej 30 m, czego przykładem jest środkowa część wału morenowego Izbicy Kujawskiej (M. Roman 2010, 2012).

Osady interglacjał eemskiego reprezentowane są przez bruki rezydualne powstałe ze niszczenia gliniastej wysoczyzny uformowanej po zaniku lądolodu stadia Warty zlodowacenia Odry, a sporadycznie, także przez osady jeziorne i torfy. Tego typu osady organiczne stwierdzono w Żarowie, zaś ich eemski wiek określono na podstawie ekspertyz palinologicznych (M. Brzeziński 2013).

Zlodowacenie Wisły zapisało się osadami wodnolodowcowymi, czołowomorenowymi i lodowcowymi. Obszar znalazł się w zasięgu tzw. lobu płockiego (S. Skompski 1969), który podczas fazy poznańskiej, około 20,9–18,7 ka BP (M. Roman 2010), wyznaczył maksimum ostatniego lądolodu w centralnej Polsce. Wkroczenie ostatniego lądolodu poprzedzone było akumulacją mięjszych (do 10 m) serii ilasto-mułkowych, deponowanych w zbiornikach zastoiskowych. Serie te rozcięte zostały szerokimi kanałami wypełnionymi piaszczysto-żwirowymi osadami glacialfluwalnymi o miąższości do 15 m.

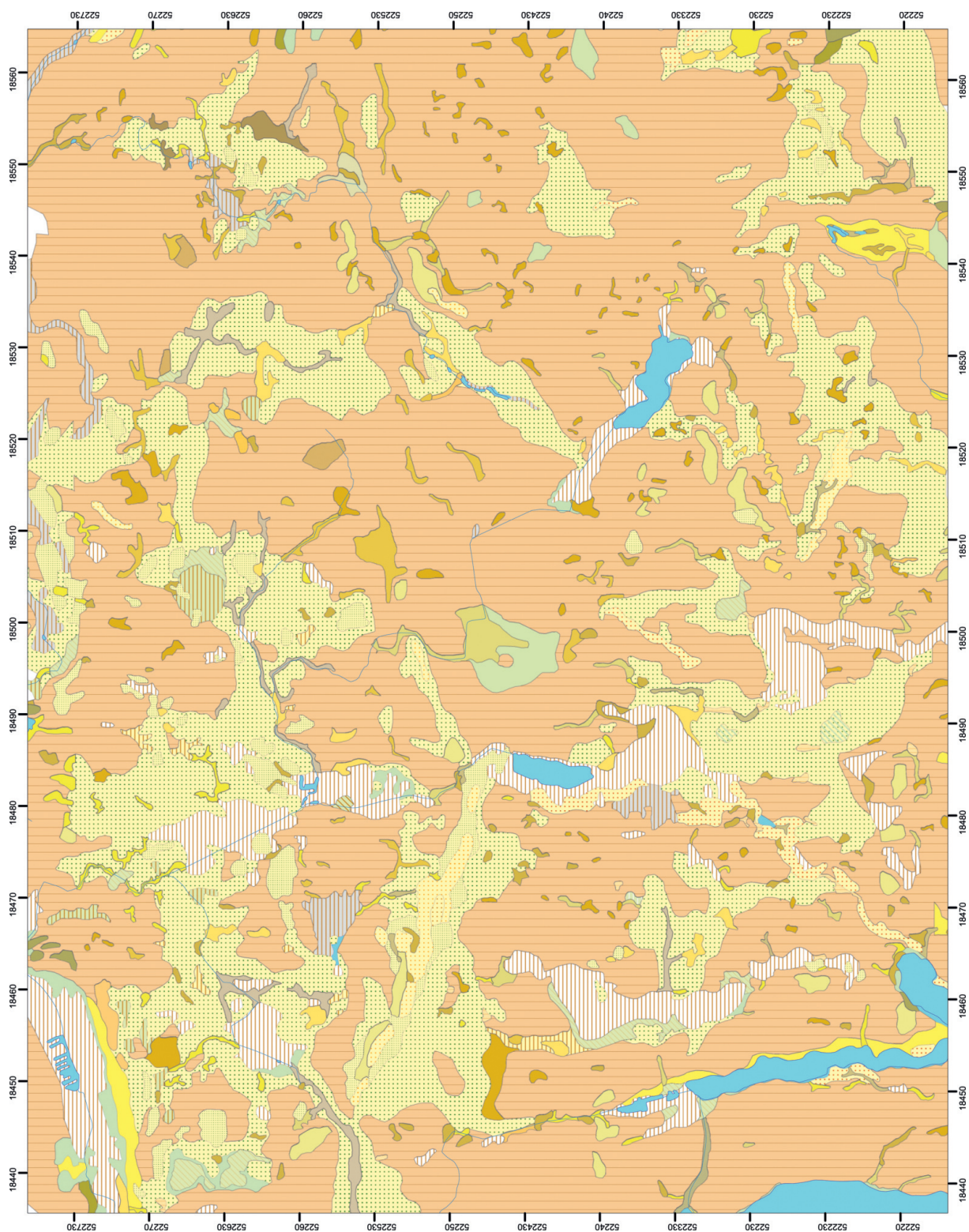
W analizowanym obszarze występuje jeden pokład gliny lodowcowej ze zlodowacenia Wisły, która w Żarowie spoczywa na osadach organicznych z interglacjał eemskiego (M. Brzeziński 2013). Gлина ta buduje wysoczyznę polodowcową Pojezierza Kujawskiego. Z najmłodszą gliną związane są zaburzenia glacitektoniczne, których zasięg wglębny nie przekracza 15 m, a ich występowanie ograniczone jest do form marginalnych z transgresji (moren czołowych przekroczonych) i maksymalnego zasięgu lądolodu (M. Roman 2010, 2019) (ryc. 172). Z tego okresu znane są ponadto osady sandrowe, czołowomorenowe oraz budujące formy szczelinowe (ozy, kemy).

Osady schyłku plejstocenu i holocenu to przede wszystkim piaszczyste aluwia tworzące dna drobnych cieków, mineralne i organiczne osady jeziorne i torfy, zazwyczaj wypełniające zagłębienia wytopiskowe, a także deluwia.

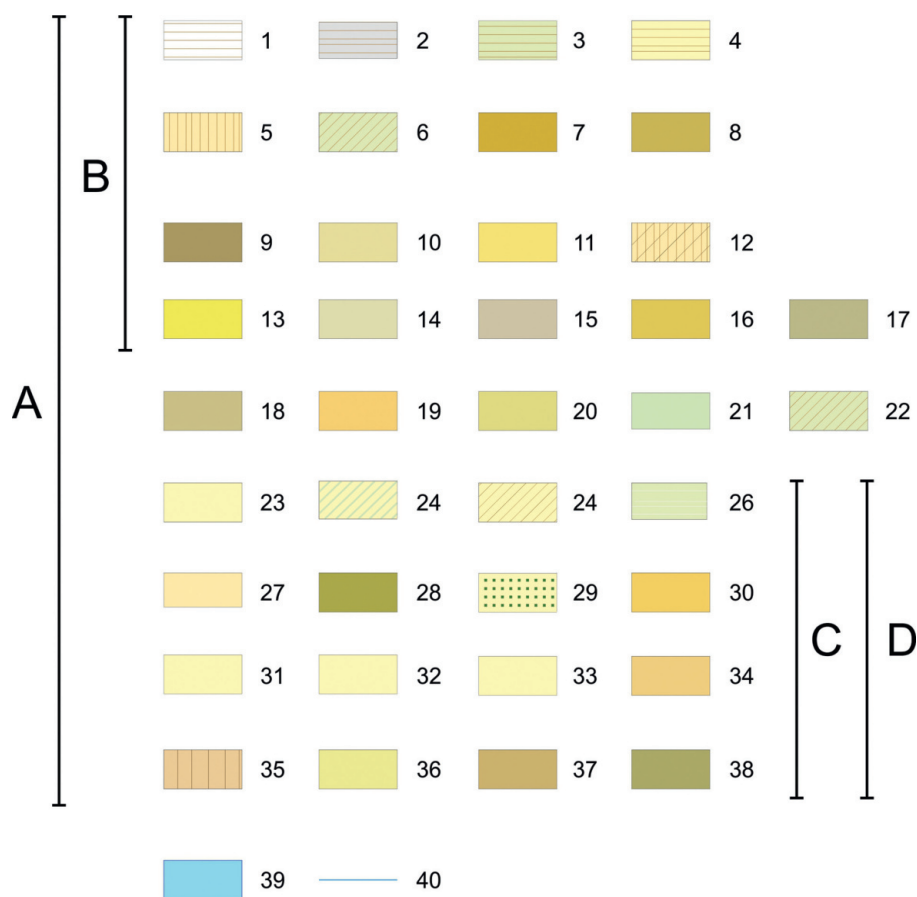


Ryc. 173. Wybrane przekroje geologiczne biegnące poprzecznie do osi wału morenowego Izbicy Kujawskiej (wg M. Roman 2010, zmienione). A – kierunki paleoprądów; B – kierunki kompresji glacictonicznej; C – datowanie osadów metodą OSL. Plejstocen: kompleks środkowopolski, zlodowacenie Odry: 1 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; 2 – gliny lodowcowe; kompleks północnopolski, zlodowacenie Wisły: 3 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 4 – żwiry, piaski, gliny spływowe i głązy glacicmarginalne, 5 – glina lodowcowa, 6 – piaski, piaski ze żwirem z wkładkami glin spływowych tarasów kemowych, 7 – piaski ze żwirem wodnolodowcowe; holocen: 8 – torfy.

Fig. 173. Selected geological cross-sections, running transversely to the axis of Izbica Kujawska moraine ridge (after M. Roman 2010, altered). A – directions of paleocurrents; B – directions of glacictonic compressions; C – sediment dating with OSL method. Pleistocene: middle-Polish complex, Odranian glaciations: 1 – sands and fluvioglacial gravel; 2 – glacial tills; north-Polish complex, Vistulian Glaciation: 3 – sands and fluvioglacial gravel, 4 – gravel, sands, flow tills and glacicmarginal boulders, 5 – glacial till, 6 – sands, sands with gravel and inclusions of flow tills from kame terraces, 7 – fluvioglacial sands with gravel; Holocene: 8 – peats.



Ryc. 174. Mapa geologiczna badanego obszaru (oprac. M. Roman, R. Żuk 2015).
 Fig. 174. Geological map of the explored area (made by M. Roman, R. Żuk 2015).



Ryc. 175. Objaśnienia do mapy geologicznej. A – Czwartorzęd; B – Holocen; C – Stadiał górny; D – zlodowacenie Wisły. 1: torfy, 2: torfy na gytjach, 3: torfy na mułkach i piaskach jeziornych, 4: torfy na piaskach i żwirach wodnolodowcowych, 5: namuły piaszczysto-humusowe, 6: namuły piaszczysto-humusowe na piaskach i mułkach jeziornych, 7: namuły piaszczysto-humusowe na glinach zwałowy, 8: namuły torfiaste, 9: namuły torfiaste na gytjach. 10: namuły torfiaste na piaskach i mułkach jeziornych, 11: namuły torfiaste na piaskach i żwirach wodnolodowcowych, 12: torfy na glinach zwałowych, 13: piaski humusowe, 14: piaski humusowe na piaskach i mułkach jeziornych, 15: piaski humusowe na żwirach wodnolodowcowych, 16: piaski humusowe na glinach zwałowych, 17: piaski rzeczne den dolinnych, 18: piaski, gliny i mułki deluwialne, 19: piaski, gliny i mułki deluwialne na piaskach wodnolodowcowych, 20: piaski, gliny i mułki deluwialne na glinach zwałowych, 21: piaski i mułki jeziorne, 22: piaski i mułki jeziorne na glinach zwałowy, 23: piaski, piaski ze żwirami wodnolodowcowych (sandrowe), 24: piaski i żwiry wodnolodowcowe na łąkach i mułkach wytopisk i zastoisk, 25: piaski i żwiry wodnolodowcowe na glinach zwałowych, 26: łąki i mułki wytopisk i zastoisk, 27: piaski ze żwirami, glina spływowe, wodnolodowcowe (rynnowe), 28: piaski ze żwirami spływowe na glinach zwałowych, 29: piaski i mułki kemów i teras kemowych, 30: piaski, żwiry i gliny moren martwego lodu, 31: piaski i żwiry, gliny spływowe akumulacji szczelinowej, 32: piaski, żwiry i gliny spływowe na żwirach i piaskach moren czołowych, 33: piaski żwiry ozów, 34: gliny zwałowe i piaski moren spiętrzonych., 35: gliny zwałowe, 36: gliny zwałowe na żwirach i piaskach moren czołowych, 37: gliny, zwałowe na żwirach i piaskach wodnolodowcowych, 38: żwiry, piaski i głazy moren czołowych, 39: zbiorniki wodne, 40: ciek.

Fig. 175 Legend for geological map. A – Quaternary; B – Holocene; C – Upper Stadial ; D – Vistulian glaciations. 1: peats, 2: peats on gyttja, 3: peats on lacustrine silts and sands, 4: peats on fluvio-glacial sands and gravel, 5: sandy-humus mud deposits, 6: sandy-humus mud deposits on lacustrine sands and silts, 7: sandy-humus mud deposits on till, 8: peat mud deposits, 9: peat mud deposits on gyttja, 10: peat mud deposits on lacustrine sands and silts, 11: peat mud deposits on fluvio-glacial sands and gravel, 12: peats on till, 13: humus sands, 14: humus sands on lacustrine sands and silts, 15: humus sands on fluvio-glacial gravel, 16: humus sands on till, 17: river sands from valley floors, 18: deluvial sands, loams and silts, 19: deluvial sands, loams and silts on fluvio-glacial sands, 20: deluvial sands, loams and silts on till, 21: lacustrine sands and silts, 22: lacustrine sands and silts on till, 23: sands, sands with fluvio-glacial gravel (outwash plain), 24: fluvio-glacial sands and gravel on loam and silt of melting depressions and proglacial lakes, 25: fluvio-glacial sands and gravel on till, 26: loams and silts of melting depressions and proglacial lakes, 27: sands with gravel, flow till, fluvio-glacial (tunnel valley), 28: sands with gravel on till, 29: sands and silts of kames and kame terraces, 30: sands, gravel and loams of dead-ice moraines, 31: sands and gravel, flow till of crevasse accumulation, 32: sands, gravel and flow till on gravel and sands of terminal moraines, 33: sands and gravel of eskers, 34: till and sands of push moraine, 35: till, 36: till on gravel and sands of terminal moraines, 37: till on gravel and fluvio-glacial sands, 38: gravel, sands and boulders of terminal moraines, 39: reservoirs, 40: watercourses .

Rozwój rzeźby i powierzchniowa budowa geologiczna

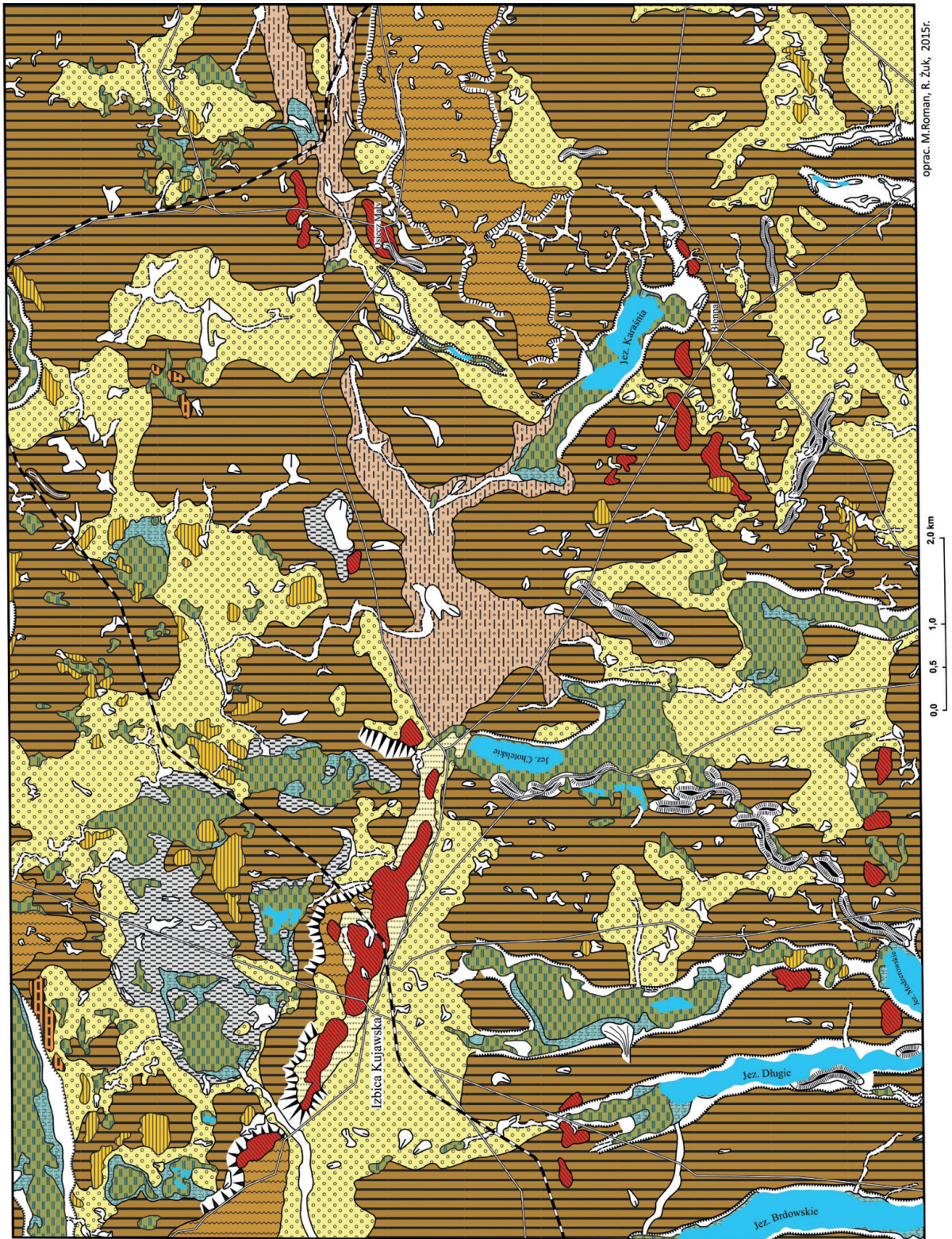
Rozpatrywany rejon Parku Kulturowego Wietrzychowice położony jest w obszarze makroregionu Pojezierze Wielkopolskie (J. Kondracki 2002), w obrębie mezoregionu Pojezierze Kujawskie. Cały obszar położony jest w granicach zasięgu lądolodu ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły), dlatego też jego relief ma typowe cechy rzeźby młodoglacjalnej, charakteryzującej się znacznymi deniwelacjami terenu, dochodzącymi lokalnie do 40 m, bogatym zespołem form rzeźby polodowcowej o zróżnicowanej genezie, głównie glacialnej, glacialfluwalnej i glacialimnicznej, a także obecnością jezior polodowcowych oraz wypełnionych torfem wytopisk (ryc. 176). Formy te występują przede wszystkim w obszarze wysoczyzny morenowej (105–125 m n.p.m.), przeważającego elementu rzeźby rozpatrywanego obszaru. Wysoczyznę rozcina szereg rynien subglacialnych, głównie o południkowej rozciągłości, wyrażonych w obecnej rzeźbie ciągami wąskich jezior i równin torfowych.

W krajobrazie rozważanego obszaru dominuje izolowane wzniesienie Izbicy Kujawskiej osiągające wysokość 144,1 m n.p.m., wznoszące się 25–40 m ponad powierzchnię wysoczyzny polodowcowej. Położone jest około 11 km na północ od linii maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Wzniesienie ma formę wału o długości około 5,5 km i szerokości wahającej się od 1,3 km w centralnej, najwyższej części, do 0,25 km na jego krańcach. Oś formy ma rozciągłość WNW–ESE i jest łukowato wygięta wypukłością ku południowi. Wzniesienie Izbicy Kujawskiej jest przykładem tzw. rzeźby palimpsestowej (M. Roman 2010, 2012), czyli rzeźby złożonej z form glacialnych, w części zbudowanych ze starszych, przetrwałych elementów o tej samej genezie, a powstałych podczas wcześniejszego nasunięcia lądolodu (J. Kleman 1992). W oparciu o szczegółowe badania geologiczne i datowania luminescencyjne (OSL) osadów określono, iż jedynie cokolwiek stanowiący centralną część formy ma założenia starsze, tzn. sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu, natomiast charakterystyczną postać wału forma uzyskała podczas transgresji i zaniku ostatniego lądolodu (ca 19–18 ka BP) (M. Roman 2010). Wał Izbicy Kujawskiej ma złożoną budowę geologiczną (ryc. 173). Trzon centralnej części wału budują zaburzone glacictonicznie gliny ze zlodowacenia Odry, zaś główną część formy tworzą: osady glacialmarginalne – piaski, żwiry, głązy i gliny spływowowe, powstałe w czasie transgresji lądolodu Wisły, glina lodowcowa – związana z etapem pokrycia obszaru lądolodem, a także piaszczysto-żwirowe i piaszczysto-mułkowe osady budujące pokrywy sandrowe i terasy kemowe, związane już z etapem deglacjacji obszaru (ryc. 173, 174, 176).

Wyrazem etapowej transgresji ostatniego lądolodu na analizowany obszar są formy marginalne w postaci pagórków czołowomorenowych przekroczonych przez lądolód (M. Roman 2010), osiągających wysokość do kilkunastu metrów względem powierzchni otaczającej je wysoczyzny morenowej (ryc. 174, 176). Pagórki te układają się w ciągi o mniej więcej równoleżnikowym przebiegu: Izbica Kujawska – Osiecz Mała oraz jezioro Modzerowskie – jezioro Karaśnia i mają przedłużenie ku wschodowi w Pagórkach Chodeckich (T. Bartkowski i in. 1968), już poza granicami analizowanego obszaru. Powierzchnię moren przekroczonych tworzy glina lodowcowa, natomiast ich wnętrza budują piaski, żwiry i głązy z wkładkami glin spływowych złożone u czoła nasuwającego się lądolodu. Osady glacialmarginalne uległy następnie deformacji i spiętrzeniu w wyniku transgresji lądolodu do linii jego maksymalnego zasięgu, kilkanaście km na południe od analizowanego obszaru, a później zostały przykryte cienką warstwą gliny lodowcowej w trakcie zaniku lądolodu. Wnętrza pagórków są zazwyczaj bogate w głązowy materiał eratyczny. Być może stąd czerpany był surowiec do budowy megalitycznych obiektów w rejonie Wietrzychowic.

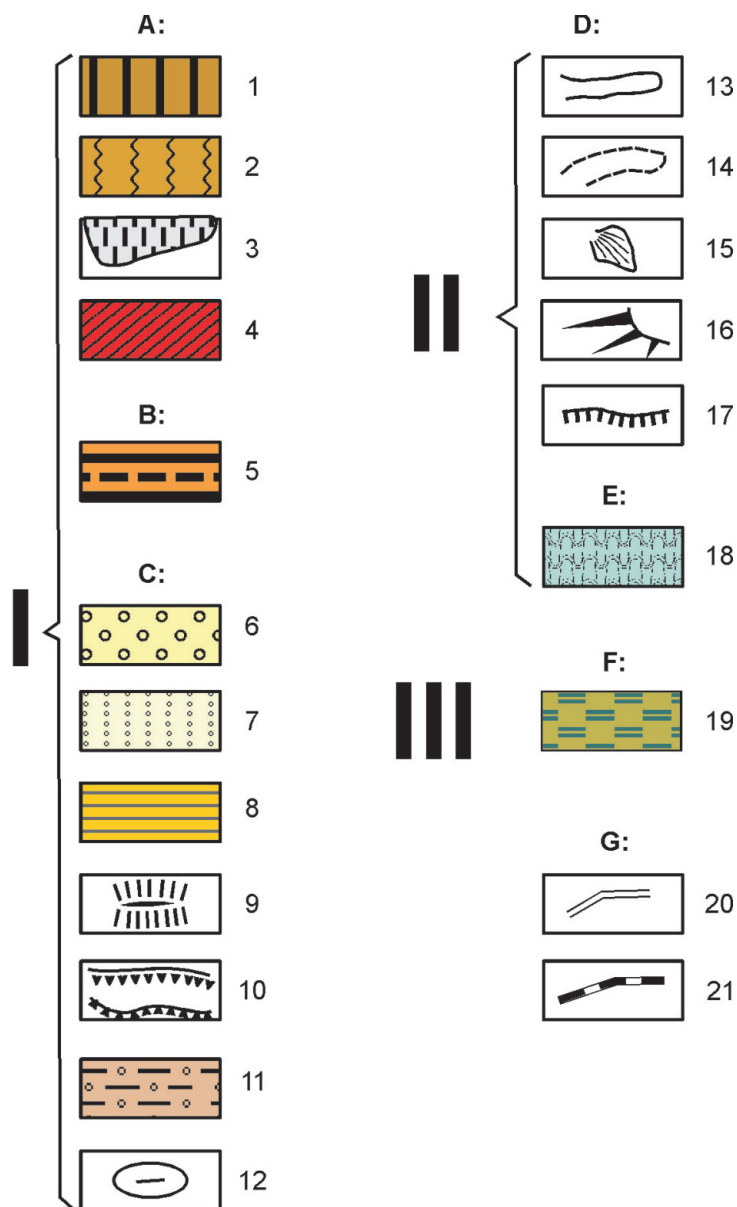
Dominującą formą geomorfologiczną jest wysoczyzna polodowcowa uformowana podczas zaniku ostatniego lądolodu (ok. 19–18 ka BP). W jej obrębie największą powierzchnię zajmuje wysoczyzna morenowa płaska (105–120 m n.p.m.) zbudowana z glin lodowcowych, miejscami przykrytych piaszczystymi osadami ablacyjnymi w postaci gliniastych piasków i piasków ze żwirem o zróżnicowanej miąższości (0,5 – 1,5 m). Gliny lodowcowe lokalnie wzbogacone są w materiał eratyczny w postaci głązów. Dotyczy to miejsc, gdzie gliny ulegały rozmyciu, a najgrubszy materiał pozostawał na miejscu. Na ogół są to strefy krawędzi rynien.

Wysoczyzna morenowa falista, wznosząca się na 115–125 m n.p.m., rozpościera się na południowy-wschód od Wietrzychowic, pasmem o szerokości 0,5–2 km i mniej więcej równoleżnikowej rozciągłości. Jej powierzchnię buduje glina lodowcowa o miąższości do kilku metrów. W strefie wysoczyzny moreno-



oprac. M. Roman, R. Żuk, 2015r.

Ryc. 176. Mapa geomorfolo-
giczna badanego
obszaru (oprac. M.
Roman, R. Żuk 2015).
Fig. 176 Geomorpholo-
gical map of the explo-
red area (made by M.
Roman, R. Żuk 2015).



Ryc. 177. Objaśnienia do mapy geomorfologicznej. I – Plejstocen, zlodowacenie Wisły; II – Plejstocen/Holocen; III – Holocen. A – Formy lodowcowe: 1 – wysoczyzna morenowa płaska 2 – wysoczyzna morenowa falista, 3 – rozległe zagłębienia wytopiskowe, 4 – moreny czołowe przekroczone, w tym ze starszych zlodowaceń przekształcone przez ostatni łądolód. B – Formy utworzone w strefie martwego lodu: 5 – moreny martwego lodu. C – Formy wodnolodowcowe: 6 – równiny sandrowe, 7 – tarasy kemowe, 8 – kemy, 9 – ozy i formy szczelinowe, 10 – rynny subglacialne, 11 – równiny erozyjno-akumulacyjne, 12 – zagłębienia powstałe po martwym lodzie, D – Formy denudacyjne: 13 – doliny suche, 14 – dolinki denudacyjne, 15 – stożki napływowe, 16 – długie stoki, 17 – krawędzie wysoczyzn, E – Formy pochodzenia jeziornego: 18 – tarasy jeziorne. F – Formy utworzone przez roślinność: 19 – równiny torfowe. G – Inne: 20 – drogi, 21 – koleje.

Fig. 177 Legend of geomorphological map. I – Pleistocene, Vistulian Glaciation; II – Pleistocene/Holocene; III – Holocene. A – Glacial landforms: 1. flat morainic plain 2. undulated morainic plain 3. extensive melting depressions 4. overridden terminal moraines, including those from older glaciations, transformed by the last ice sheet. B – Landforms found in the zones of dead-ice: 5. dead-ice moraines. C – Fluvio-glacial landforms: 6. outwash plains 7. kame terraces 8. kames 9 – eskers and crevasse forms 10 – tunnel valleys 11-erosion-accumulation plains 12 – kettle-hole depressions. D – Denudation landforms: 13 – dry valleys 14 – erosional valleys 15 – alluvial fans 16 – long slopes 17 – edge of the morainic plain. E – Lacustrine landforms: 18 – lacustrine terraces. F – Landforms of plant origin: 19 – peat-bog plains. G – Other: 20 – roads 21 – rails.

wej falistej charakterystyczne jest silne rozczłonkowanie rzeźby oraz obecność licznych zagłębień wytopiskowych wypełnionych piaskami, mułkami, a niekiedy torfem (ryc. 174, 176).

Świeżość rzeźby polodowcowej analizowanego obszaru podkreślona jest obecnością rynien subglacialnych rozcinających wysoczyznę polodowcową, wyrażonych we współczesnej rzeźbie ciągami mocno wydłużonych jezior oraz równin jeziornych i torfowych. Obniżenia te są obramowane mniej lub bardziej wyraźnymi krawędziami, których wysokość zazwyczaj wynosi kilka metrów, wyjątkowo osiąga ok. 14 m. Niekiedy, śladem dawnych rynien są tylko jeziora i położone na ich przedłużeniu zatorfione obniżenia, lecz brak jest dobrze zarysowanych krawędzi. Przykładem jest rynna jeziora Chotelskiego, biegnąca N-S przez cały rozpatrywany obszar. Rynny polodowcowe na ogół mają przebieg południkowy. Dotyczy to największych tego typu form: rynny jeziora Brdowskiego, jeziora Długiego, jeziora Chotelskiego oraz rynny biegnącej od Izbicy Kujawskiej ku południowi do jeziora Modzerowskiego (ryc. 176). Podrzędnie występują rynny o orientacji NNE-SSW (rynna jeziora Modzerowskiego, niewielka rynna w rejonie Wietrzychowic) oraz NW-SE (rynna jeziora Karaśnia). Głębokość wcięcia rynien nie jest zdumiewająca, nie osiąga 25 m, nawet uwzględniając głębokość jezior, z których najgłębszym jest jezioro Modzerowskie (8,1 m). Większą część dna rynien zajmują obecnie równiny akumulacji biogenicznej (torfowe) powstałe w wyniku zapełnienia dawnych zbiorników osadami jeziornymi – piaskami, mułkami, gytiami, a następnie utworami bagiennymi w postaci różnego rodzaju torfów (ryc. 174). Miąższość osadów wypełniających dawne misy jeziornie jest zróżnicowana, zazwyczaj nie przekracza 5 m, a wyjątkowo osiąga ponad 10 m (M. Brzeziński 2013). W wąskiej rynnie w pobliżu Parku Kulturowego w Wietrzychowicach wynosi ok. 2 m (E. Brizowa, M. Roman 2015), a w jej części północnej, w Osieczu, już 4,5 m. W obrębie równin torfowych znajduje się szereg niewielkich dołów potorfowych wypełnionych wodą, będących świadectwem intensywnej eksploatacji torfu, obecnej w tym rejonie Kujaw do lat 80. ubiegłego wieku. Dna rynien lokalnie zostały wykorzystane przez ciek i w niewielkim stopniu przez nie przekształcone.

Z obecnością i przebiegiem rynien subglacialnych związane jest występowanie ozów. Formy te tworzą ciągi wydłużonych pagórków biegnące na ogół równoległe do rynien lub występujące na ich przedłużeniu. Niekiedy ozy obecne są w obrębie dna rynien, tak jak w przypadku jeziora Długiego (ryc. 176). Przebieg ciągów ozowych jest zatem podobny jak rynien polodowcowych. Pagórki ozów osiągają wysokość do parunastu metrów. Są zbudowane z osadów piaszczysto-żwirowych, niegdyś wypełniających tunele, a także szczeliny lodowe rozwinięte w systemie glacialnego odpływu wód lodowcowych ostatniego zlodowacenia. Pomiędzy jeziorem Modzerowskim a jeziorem Chotelskim występuje najwyraźniejszy ciąg pagórków ozowych o wysokości od kilku do kilkunastu metrów, z kulminacją 131,9 m n.p.m. Ciąg ma długość 7 km i kręty przebieg (ryc. 176).

Istotnym elementem rzeźby rozpatrywanego obszaru są równiny sandrowe (utworzone przez wody roztopowe). Budują je piaszczyste, rzadziej piaszczysto-żwirowe osady o przeciętnej miąższości 1–3 m (ryc. 174, 176). Równiny sandrowe położone są na zapleczu maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Ich rozwój jest konsekwencją lokalnego odpływu wód roztopowych, a nie, jak na ogół się zakłada z postojem i formowaniem czoła lądolodu w czasie jego recesji. Są to tzw. sandry wewnętrzne (por. M. D. Baraniecka 1993). Lokalnie równiny sandrowe tworzą wąskie szlaki, rozwinięte na linii rynien subglacialnych.

Świadectwem arealnego charakteru deglacjacji części analizowanego obszaru są m.in. występujące lokalnie formy martwego i stagnującego lodu, tj. moreny martwego lodu, kemy, tarasy kemowe. Są one zbudowane głównie z osadów piaszczysto-mułkowych, rzadziej piaszczysto-żwirowych, a sporadycznie zawierają wkładki glin spływowych (moreny martwego lodu). Pagórki kemów występują najczęściej w sąsiedztwie obniżeń wysoczyzny polodowcowej, czy też rozległych zagłębień wytopiskowych otoczonych równinami sandrów. Najbardziej wyraziste formy kemowe znajdują się na północ od wału morenowego Izbicy Kujawskiej, w otoczeniu obniżenia (103–115 m n.p.m.) kwalifikowanego jako niecka końcowa (P. Molewski 2007). Pagórki kemów mają zazwyczaj wysokość do 10 metrów. Wyjątkowy jest kem, a właściwie wzgórze kemowe osiągające 131,5 m n.p.m. występujące w rejonie Pasięki. Znaczna jego wysokość sugeruje, iż wnętrze tej formy może mieć bardziej skomplikowaną budowę od tej obserwowanej w odsłonięciu do głębokości 3 metrów i typowej dla kemu, a sama forma daleko bardziej złożoną genezę. M. Brzeziński (2013) zakwalifikował ją jako morenę spiętrzoną.

Schyłek zlodowacenia Wisły i początek holocenu to okres masowego wytapiania się pogrzebanego lodu, prowadzącego do odpreparowania rynien subglacjalnych i powstania zagłębień wytopiskowych. W dnach rynien i wytopisk pojawiły się jeziora, sukcesywnie włączane do kształtowanej w tym czasie sieci hydrograficznej. Sieć ta ma ścisły związek z elementami rzeźby uformowanymi przez wody lodowcowe, takimi jak rynny subglacjalne. Ponadto w tym okresie miała miejsce wzmożona degradacja stoków i krawędzi podatnych na działanie procesów erozji glebowej, zmywu oraz spływu rozproszonego i liniowego. Powstaje wiele form zboczowych w postaci dolinek denudacyjnych oraz rozcięć erozyjnych (ryc. 176). Formy te występują przede wszystkim na stokach wzgórz morenowych, w strefach krawędzi rynien, skłonach wysoczyzny ku obniżeniom wytopiskowym.

W holocenie, to jest w czasie ostatnich 11,7 tysięcy lat, powstałe w okresie zlodowacenia Wisły formy terenu ulegały dalszemu przeobrażeniu. Przemiany te związane są głównie z zachodzącymi zmianami klimatycznymi, rozwojem roślinności i pojawieniem się człowieka. Wyrazem tych zmian jest między innymi zanikanie jezior i utworzenie równin jeziornych i torfowych oraz przeobrażenie wielu form rzeźby terenu, głównie pod wpływem antropopresji, w tym m.in. eksploatacji surowców okruchowych i torfów, regulacji cieków i melioracji.

