

SYTUACJA GEOLOGICZNA I GEOMORFOLOGICZNA STANOWISKA 10 W KRUSZYNIE, POW. WŁOCŁAWEK, WOJ. KUJAWSKO-POMORSKIE

Położenie fizycznogeograficzne

Obszar stanowiska położony jest pod względem fizycznogeograficznym wg J. Kondrackiego (1994, 2002) we wschodniej części Pojezierza Kujawskiego (315.57) na granicy z Kotliną Płocką (315.35). Mezoregiony te wchodzących w skład odpowiednio: makroregionu Pojezierze Wielkopolskie (315.5) i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka (315.3), należących do podprowincji Pojezierza Południowobałtyckie (314–316) i prowincji Niż Środkowoeuropejski (31) (ryc. 3). W podziale geomorfologicznym wg S. Gilewskiej (1986, 1999) przynależność regionalna obszaru jest analogiczna, przy czym jako makroregion wyróżniana jest Pradolina Warciańsko-Notecka. Obszar położony jest w zasięgu ostatniego zlodowacenia na zapleczu Last Glacial Maximum (LGM) (R. Galon 1953; W. Wysota 2002; M. Roman 2010; L. Marks 2011, 2012; P. Molewski 2014), co wywarło zasadnicze piętno na budowie geologicznej i ukształtowaniu terenu otoczenia stanowiska.

Z punktu widzenia występowania roślinności potencjalnej (ryc. 4) stanowisko zajmuje siedlisko grądu środkowoeuropejskiego, odmiany kujawskiej, serii żyznej (*Galio-Carpinetum*). W najbliższym jego sąsiedztwie wyróżniane jest siedlisko grądu środkowoeuropejskiego, odmiany kujawskiej, serii ubogiej. Na powierzchni wysoczyznowej Pojezierza Kujawskiego w większej już jednak odległości od stanowiska stwierdzane są ponadto: niżowy łęg wiązowo-dębowy (*Ficario-Ulmetum chrysosplenietosum*) oraz kontynentalne bory mieszane sosnowo-dębowe (*Pino-Quercetum* = *Querco-Pinetum* + *Serratulo-Pinetum*). Ta ostatnia formacja dominuje w Kotlinie Płockiej wraz z kontynentalnym borem sosnowym, odmiany sarmackiej (*Peucedano-Pinetum*), którego głównym potencjalnym siedliskiem są wydmy. Mniejsze obszary w obrębie Kotliny Płockiej zajmują świetliste dąbrowy, postaci niżowej (*Potentillo albae-Quercetum typicum*) oraz olsy środkowoeuropejskie (*Carici elongatae-Alnetum* = *Ribeso nigri-Alnetum* + *Sphagno squarrosi-Alnetum*), zajmujące niewielkie izolowane wyspy. Dna dolin Lubienki i Rakutówki (wraz z rozległym torfowiskami) w Kotlinie Płockiej i Zgłowiączki rozcinającej południkowo Poj. Kujawskie oraz dna większych rynien subglacjalnych stanowią potencjalne siedliska niżowy łęg jesionowo-olszowy (*Fraxino-Alnetum* = *Circaeo-Alnetum*), a także olsu środkowoeuropejskiego (*Carici elongatae-Alnetum* = *Ribeso nigri-Alnetum* + *Sphagno squarrosi-Alnetum*) (j. Matuszkiewicz 2008).

Paleogeografia obszaru w trakcie zlodowacenia wisły

Prowadzone w ostatnich latach badania paleogeograficzne dowodzą, że zlodowacenie wisły osiągnęło nad dolną Wisłą maksymalny zasięg w stadiale głównym, najprawdopodobniej w fazie poznańskiej, a analizowany obszar znajdował się na dalekim zapleczu LGM (G. Petterson 2002, W. Wysota 2002, P. Molewski 2007, M. Roman 2006, W. Wysota i P. Molewski 2007, M. Roman 2010: tam starsza lit.). Badania M. Roman (2010; M. Roman i in. 2014) dowodzą, że nie doszło do wkroczenia łądolodu na obszar po-

łudniowo-wschodnich Kujaw we wczesnym vistulianie (stadiał torunia), ani w środkowym vistulianie (stadiał świecia). Zasadniczy zatem z punktu widzenia rozwoju Kotliny Płockiej problem stanowi kwestia transgresji i zaniku ostatniego lądolodu (tj. lądolodu wisły) na jej obszarze. Omówiona ona została szczegółowo przez M. Roman (2010), a wcześniej m.in. przez: L. Marksa (2002); M. Roman (2003, 2006, 2007); W. Wysotę i P. Molewskiego (2007); W. Wysotę i in. (2009); P. Molewskiego (2007). Pierwszy kompleksową koncepcję pobytu ostatniego lądolodu skandynawskiego w Kotlinie Płockiej zaprezentował S. Lencewicz (1927, 1929, 1936). J. Łyczewska (1960), J. Mojski (1960) i M. Domosławska-Baraniecka (1965) dowiedli, że lądolód północnopolski objął swym zasięgiem także strefy wysoczyznowej na południe od Kotliny Płockiej. S. Skompski (1969) wprowadził pojęcie „lobu płockiego” i przedstawił koncepcję transgresji i zaniku lądolodu wisły w Kotlinie Płockiej i na sąsiadujących wysoczyznach. Lob ten określany był również „lobem kujawskim” (S. Różycki 1972), lub „lobem Wisły” (W. Wysota 2002). Zdaniem Skompskiego (1969) cała Kotlina Płocka znalazła się w zasięgu lądolodu fazy poznańskiej, który lobem płockim przekroczył granice starszej fazy leszczyńskiej. W obrębie fazy poznańskiej autor ten wyróżnił dwie subfazy: starszą gąbińską, znaczącą maksimum zasięgu ostatniego lądolodu i młodszą płocką. J. Mojski (2005) koreluje z subfazą płocką ciąg moren recesyjnych na zapleczu fazy poznańskiej, wydzielonych przez W. Niewiarowskiego (1983, 1983a), przy południowej części rynn Jeziora Głuszyńskiego oraz w okolicach Czamanina, Boniewa i Jeziora Borzymowskiego. Część autorów (Z. Lamparski 1964; A. Ber 1968; J. Mojski 2005) uważa, że lob płocki wykształcony został w fazie leszczyńskiej, a faza poznańska była także tu fazą recesyjną.

Na Pojezierzu Kujawskim stwierdzono występowanie jednego pokładu gliny zwałowej zlodowacenia wisły, związanej z jednokrotnym nasunięciem lądolodu (S. Skompski 1969; M. Baraniecka 1989, 1991, 1993, 1997; M. Roman 2003, 2010; P. Molewski 2007; M. Roman et al. 2014) o przeciętnej miąższości 2–5 m (maksymalnie 13 m) (M. Roman 2010). Zasadnicze piętno na obrazie rzeźby i na cechach elementów młodogłacjalnego krajobrazu Pojezierza Kujawskiego wywarła obecność lądolodu wisły, stadiału głównego, faz leszczyńskiej lub poznańskiej. Na fazę leszczyńską jako fazę maksymalną wskazywali m.in.: R. Galon i L. Roszkówna (1961, 1967); S. Różycki (1972); M. Baraniecka (1989, 1993); J. Mojski (1984, 2005); zaś na młodszą fazę poznańską: P. Woldtstedt (1932); J. Łyczewska (1960); J. Mojski (1960, 1969); M. Domosławska-Baraniecka (1965); S. Skompski (1969); M. Baraniecka i S. Skompski (1978); S. Kozarski (1995); W. Wysota (2002); M. Roman (2010). Postojowa faza poznańska, zgodnie z ustaleniami S. Kozarskiego (S. Kozarski 1995; S. Kozarski i B. Nowaczyk 1999; B. Nowaczyk 2008) datowana jest na 18,8 ka BP (wiek konwencjonalny ^{14}C). Około 17,7 ka BP lądolód północnopolski stagnował już na linii moren subfazy chodzieskiej (S. Kozarski 1995), zatem Pojezierze Kujawskie opuścił wcześniej niż w ujęciu E. Wiśniewskiego i P. Molewskiego (1994). Zdaniem P. Molewskiego (2007) transgresja odpowiedzialna za złożenie tej gliny jest młodsza od 20,9 ka BP (por. też K. Przegiętka i in. 2008).

W świetle przytoczonych wyników badań, ostatni lądolód na badany obszar wkroczył w vistulianie jednokrotnie w stadiale głównym i opuścił go najpóźniej ca. 17,7 ka BP, pozostawiając po sobie jeden niemal ciągły pokład gliny zwałowej (o miąższości 2–5 m) podścielonej piaskami fluwiogłacjalnymi lub iłami i mułkami zastoiskowymi. Powierzchnia polodowcowej wysoczyzny morenowej jest płaska i lekko falista, słabo urozmaicona wklęsłymi formami terenu. Znacznie bardziej urozmaicony jest obszar Kotliny Płockiej zajętej przede wszystkim przez piaszczyste terasy.

Ukształtowanie terenu i powierzchniowa budowa geologiczna obszaru

W ogólnym ujęciu młodogłacjalna rzeźba Pojezierza Kujawskiego charakteryzuje się obecnością dwu pasm wzgórz morenowych o przebiegu równoleżnikowym. Dwie linie postojowe lądolodu w lobie płockim na Pojezierzu Kujawskim wyznaczone przez R. Galona i L. Roszkównę (1961, 1967) korelowane były z maksymalnym nasunięciem lądolodu w fazie leszczyńskiej oraz młodszym w fazie poznańskiej. Południowe wyższe pasmo przebiega przez okolice Brdowa i dalej na wschód w rejon Przedcza i Chodcza. Północne pasmo obejmuje m.in. okolice Jeziora Głuszyńskiego. Między ciągami morenowymi znajduje się obszar równinny ukształtowany w formie moreny dennej płaskiej lub falistej i wykorzystywany przez górny odcinek Noteci (Równina Sompoleńska) (W. Niewiarowski 1983). Zasięg lądolodu wisły w fazie

poznajskiej poprowadzony został przez R. Galona i L. Roszkównę (1961, 1967) przez równoleżnikowe pasmo pagórków od południowego otoczenia rynny Jeziora Głuszyńskiego przez wzgórza w okolicy Izbicy Kujawskiej, Pagórki Chodeckie po Pagórki Szewskie. R. Galon (1972) uznał, że rejon Jeziora Głuszyńskiego w fazie poznajskiej znajdował się w strefie interlobalnej i na jego przedpolu formowany był sandr. Sandr ten rozciąga się dalej na zachód wzdłuż doliny górnej Noteci (W. Niewiarowski 1983). Dalej na północ przebiega ciąg częściowo spiętrzonych moren oscylacji radziejowskiej wiązany z fazą recesyjną (R. Galon i L. Roszkówna 1961, 1967; W. Niewiarowski 1983, 1983a). W. Niewiarowski (1983) główny ciąg moren postojowych fazy poznajskiej w interesującym nas obszarze kreślił po północnej stronie doliny Noteci. Moreny te zbliżają się do południowych brzegów Jez. Głuszyńskiego. Ciąg pagórków przebiegających niemal równoleżnikowo przez rejon Jez. Głuszyńskiego łączył W. Niewiarowski (1983) z fazą moren chełmickich i radziejowskich. M. Maik (1961) wyróżnił w rejonie tego jeziora także moreny oscylacji głuszyńskiej, leżące na południe od moren oscylacji radziejowskiej. L. Andrzejewski (1979) udowodnił kemowy charakter części form oscylacji radziejowskiej. P. Molewski (1999) stwierdził zaś transgresyjny charakter moren tej oscylacji. M. Roman (2003) interpretuje Pagórki Szewskie, jako moreny akumulacyjne z transgresji lądolodu, a form glacialmarginalnych na linii Czamanin – Jezioro Borzymowskie jako formy przekroczone (M. Roman 2007).

Na północ od wspomnianych pasm pagórków, rzeźba wysoczyzny polodowcowej jest monotonna, niemal bez rynien polodowcowych. Jej powierzchnia położona jest na 80–100 m n.p.m., a więc o kilkanaście do kilkudziesięciu metrów niżej w stosunku do obszaru znajdującego się na południu. To znacznych rozmiarów obniżenie stanowi według P. Molewskiego (2007) część rozległej depresji egzaracyjnej Wysoczyzny Kujawskiej, zaznaczającej się w rzeźbie prawdopodobnie już przed nasunięciem ostatniego lądolodu.

Wysoczyzna morenowa Pojezierza Kujawskiego wznosi się w bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska do 85, a w nieco większej odległości od niego do 87,5–88,0 m n.p.m (ryc. 1, 5) i stanowi ona fragment depresji egzaracyjnej Wysoczyzny Kujawskiej wg P. Molewskiego (2007). Obszar stanowiska zajmuje skraj wysoczyzny morenowej w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi Kotliny Płockiej i górną część zbocza pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej. Wysokości bezwzględne w jego obrębie osiągają od 77,5 m n.p.m. na zboczu pradoliny do 85 m n.p.m. w najwyższych kulminacjach powierzchni wysoczyznowej (ryc. 2). Na najsilniej nachyloną część zbocza stanowisko nie wkracza. Inklinacja osiąga tam bowiem miejscami ponad 5 stopni, a zatem jest to stok umiarkowanie nachylony w klasyfikacji M. Klimaszewskiego (1994). Pradziejowe punkty osadowe rzadko zajmują powierzchnie o nachyleniach większych od 4–5 stopni (P. Kittel 2005). Powierzchnia stanowiska urozmaicona była przez niewielką dolinę denudacyjną wyciętą w glinie morenowej i wypełnioną częściowo piaskami deluwialnymi (ryc. 6). Forma ta mogła stanowić, zwłaszcza w neolicie, element wpływający na organizację przestrzeni osady. Częściowo została ona, najprawdopodobniej już w neolicie, wypełniona piaskami próchnicznymi o cechach deluwów glebowych.

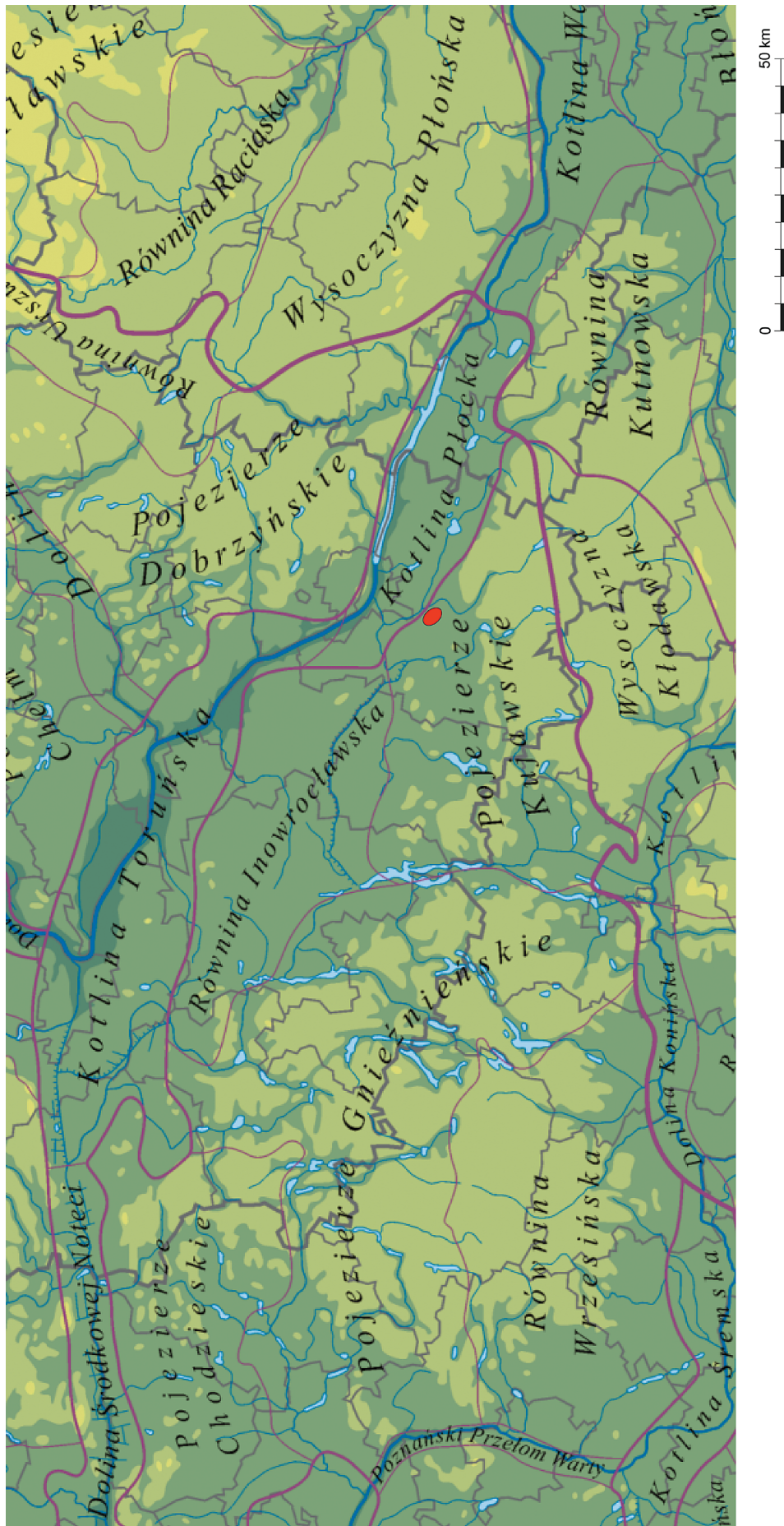
W otoczeniu stanowiska, zasadniczo na zachód i południe od niego, występuje wysoczyzna morenowa płaska i miejscami falista (ryc. 6), zbudowana z glin zwałowych zlodowacenia wisły (R. Galon 1953, J. Mojski 1970, 2005; B. Nowaczyk 2008; M. Brzeziński 2001, 2003; W. Wysota 2002; P. Molewski 2007; K. Przegiętka i in. 2007; M. Roman 2010). W. Brzeziński (2003) wydzielił dwie gliny zlodowacenia wisły dla obszaru położonego na południe od Brześcia Kujawskiego. Górna glina, o miąższości 6 m, tworzy w tym rejonie jednolitą powierzchnię wysoczyzny, natomiast 3-metrowej grubości dolna glina, oddzielona od młodszej warstwą glacialfluwalnych piasków lub glacialimnicznych iłów i mułków zastoisłowymi, została wyróżniona tylko dla okolic Kazania. W. Brzeziński (2007) koreluje górną glinę z fazą poznajską, natomiast dolną odnosi do fazy leszczyńskiej stadiału głównego, a nawet widzi możliwość powiązania jej ze stadiem świecia. Seria iłów i mułków zastoisłowych została szczegółowo zbadana przez M. Roman (2010) w Guźlinie, gdzie udowodniona została korelacja wiekowa górnego pokładu gliny lodowcowej, a prawdopodobnie także utworów zastoisłowych, ze stadiem głównym zlodowacenia wisły. M. Roman (2010) udowadnia występowanie na Pojezierzu Kujawskim jednego pokładu glin stadiału głównego zlodowacenia wisły o przeciętnej miąższości 2–5 m. Powierzchnię wysoczyzny urozmaicają nieliczne zagłębienia po martwym lodzie oraz około 1,5 km na południe od stanowiska rynna subglacialna, zajęta miejscami w dnie przez równiny akumulacji biogenicznej.

W Kotlinie Płockiej na badanym obszarze wysokości bezwzględne sięgają 63–68 m n.p.m., najniżej położone jest dno doliny Lubienki i Rakutówki. W bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska W. Brzeziński (2003) wyróżnił w obrębie pradoliny terasę akumulacyjną nadzalewową zbudowaną z piasków rzecznych (W. Brzeziński 2001, 2003). S. Skompski (1969) w Kotlinie Płockiej wyróżnił 6 poziomów rzecznotodowcowych powstających od fazy pomorskiej zlodowacenia wisły do początku najstarszego dryasu. Akumulacja poziomów rzecznotodowcowych związana była z wytapianiem brył martwego lodu oraz zasilaniem od północy wodami roztopowymi. Niższe poziomy mają charakter erozyjny i wynikają z obniżania bazy erozyjnej. Dalsze jej obniżanie, związane z ustąpieniem lądolodu z ziem polskich i uzyskaniem przez Wisłę odpływu do Bałtyku, rozpoczęło tworzenie dwóch teras nadzalewowych. P. Molewski (2014) rekonstruuje istnienie w fazie leszczyńskiej oraz w fazie recesji z maksymalnej fazy poznańskiej odpływu wód zastoiska warszawskiego z wykorzystaniem Kotliny Płockiej, a dalej doliny Bachorzy. Dolina Lubienki wykorzystuje terasę pradolinową, w którą wcina się na około 1–2 metry. Dodatkowym urozmaiceniem rzeźby i litologii terasy są wydmy i pola piasków przewianych (W. Brzeziński 2001, 2003).

Wysoczyznę morenową od terasy pradolinowej oddziela wyraźna krawędź morfologiczna o wysokości sięgającej w sąsiedztwie stanowiska około 10 m wysokości względnej. W wielu miejscach przykrywają ją piaski i mułki deluwialne (J. Mojski 1958, W. Brzeziński 2001). Krawędź jest silnie urozmaicona przez dolinki denudacyjne i niewielkie rozcięcia erozyjne.

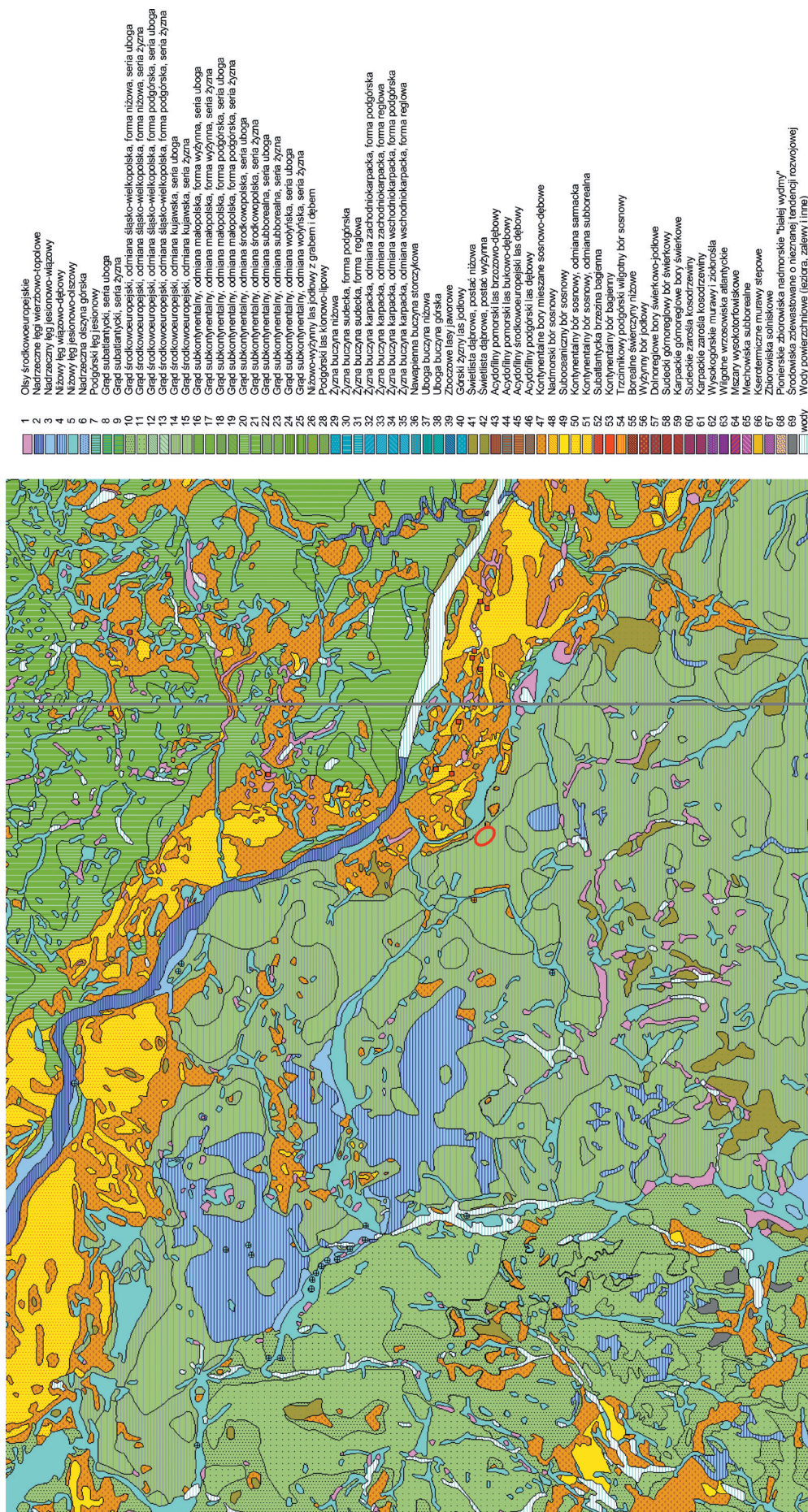
Podsumowanie – ocena położenia osady

Wielokulturowa osada pradziejowa w Kruszynie, zamieszkiwana od neolitu po późny okres rzymski, zajmuje powierzchnie wysoczyzny morenowej płaskiej i górny odcinek zbocza pradoliny. Najbliższe otoczenie osady było urozmaicone pod względem ukształtowania terenu, powierzchniowej budowy geologicznej, pokrywy roślinnej jak i zapewne glebowej. Użytkownicy obszaru w poszczególnych okresach chronologicznych mieli łatwy dostęp do takich elementów krajobrazu naturalnego jak: (1) gliniasta powierzchnia morenowej wysoczyzny polodowcowej, (2) piaszczysta powierzchnia rozległej terasy rzecznej, (3) równina torfowiskowa (ew. wody jeziora) w dnie rynny subglacialnej odległej o około 1,5 km, (4) dno doliny niewielkiego ciekę Lubienki w obszarze pradolinowym odległe o około 1,5–2,0 km. Taka lokalizacja osady zapewniała znaczną geo- i bioróżnorodność otaczającego środowiska. Georóżnorodność lokalizacji pradziejowych punktów osadowych na Niżu Polskim, wynikająca z położenia na pograniczu stref zróżnicowanych pod względem morfologicznym i litologicznym, jest istotną cechą umożliwiającą długotrwałe funkcjonowanie osadnictwa bazującego na wielokierunkowej gospodarce (por. m.in.: s. Kurnatowski 1963, 1966, 1968, 2004; J. Pyrgała 1971, 1972; K. Przewoźna 1974; J. Ostoja-Zagórski 1982; K. Szamałek 1985; W. Niewiarowski 1990; Z. Kurnatowska i S. Kurnatowski 1991; W. Dzieduszycki i M. Kupczycki 1993; J. Strzałko i J. Ostoja-Zagórski 1995; A. Pelisiak 1991–1992, 2004; R. Grygiel 2004; P. Kittel 2005, 2010, 2012, 2013).

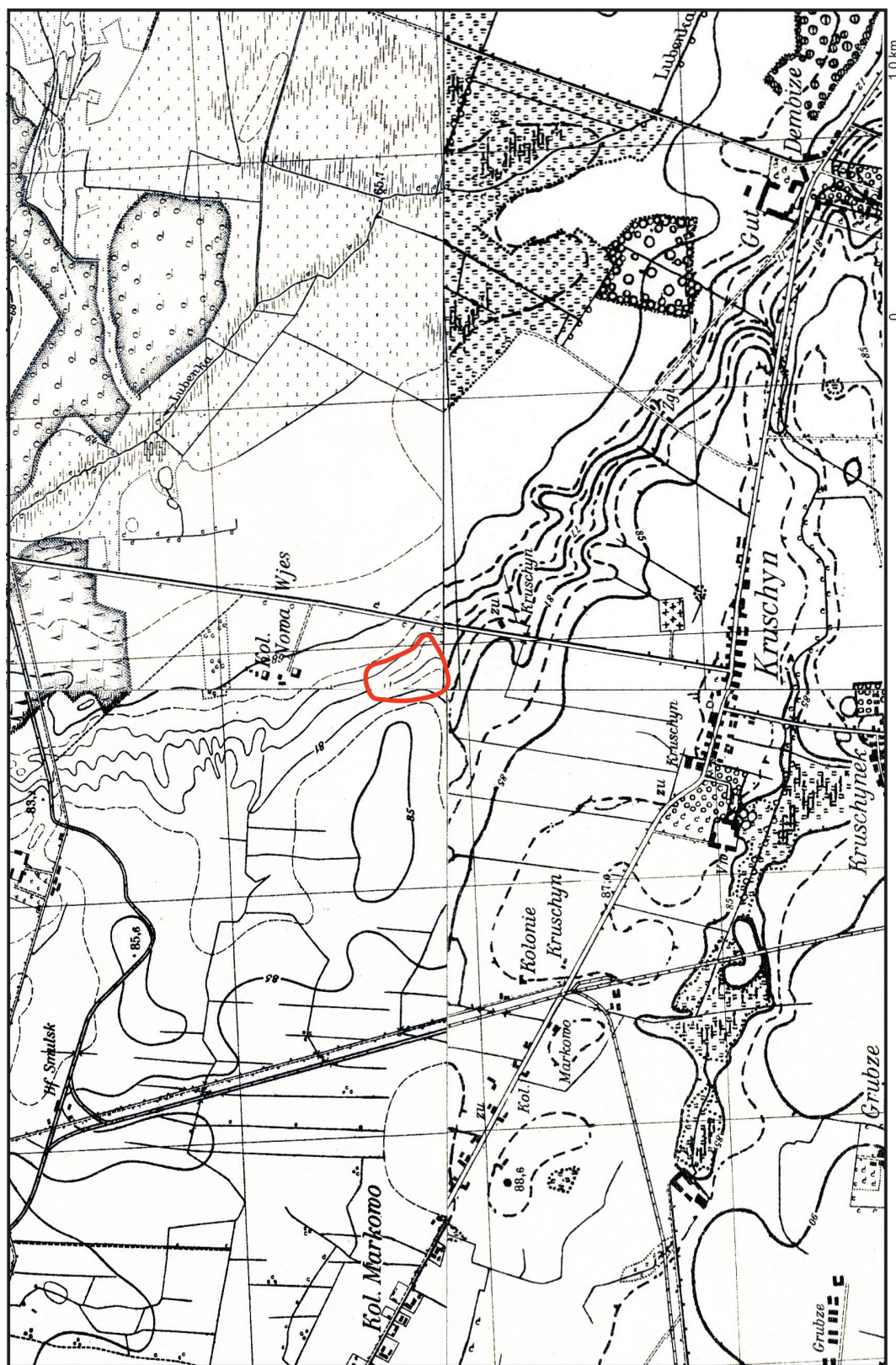


Ryc. 3. Położenie stanowiska w Kruszynie na tle mezoregionów fizycznogeograficznych wg J. Kondrackiego (2002).

Fig. 3. Location of the Kruszyn site against Poland's geography-physical mesoregions after J. Kondracki (2002).



Ryc. 4. Położenie stanowiska w Kruszynie na tle Mapy potencjalnej roślinności naturalnej Polski wg J. Matuszkiewicz (2008). Fig. 4. Location of the Kruszyn site against the Potential natural vegetation of Poland after J. Matuszkiewicz (2008).



Ryc. 5. Położenie stanowiska w Kruszynie na tle archiwalnej mapy topograficznej 'Topographische Karte' in the scale 1: 25 000 (1941 r.), Arkusze: 38 28 D Kujawisch-Brest, (część NW); 38 28 E Leslau (część NE), 38 28 G Lubranitz (część SW); 38 28 H Kowal (część SE).

Fig. 5. Location of the Kruszyn site against archival topographical map "Topographische Karte" in the scale 1: 25,000 (1941), Sheets: 38 28 D Kujawisch-Brest, (NW part); 38 28 E Leslau (NE part), 38 28 G Lubranitz (SW part); 38 28 H Kowal (SE part).

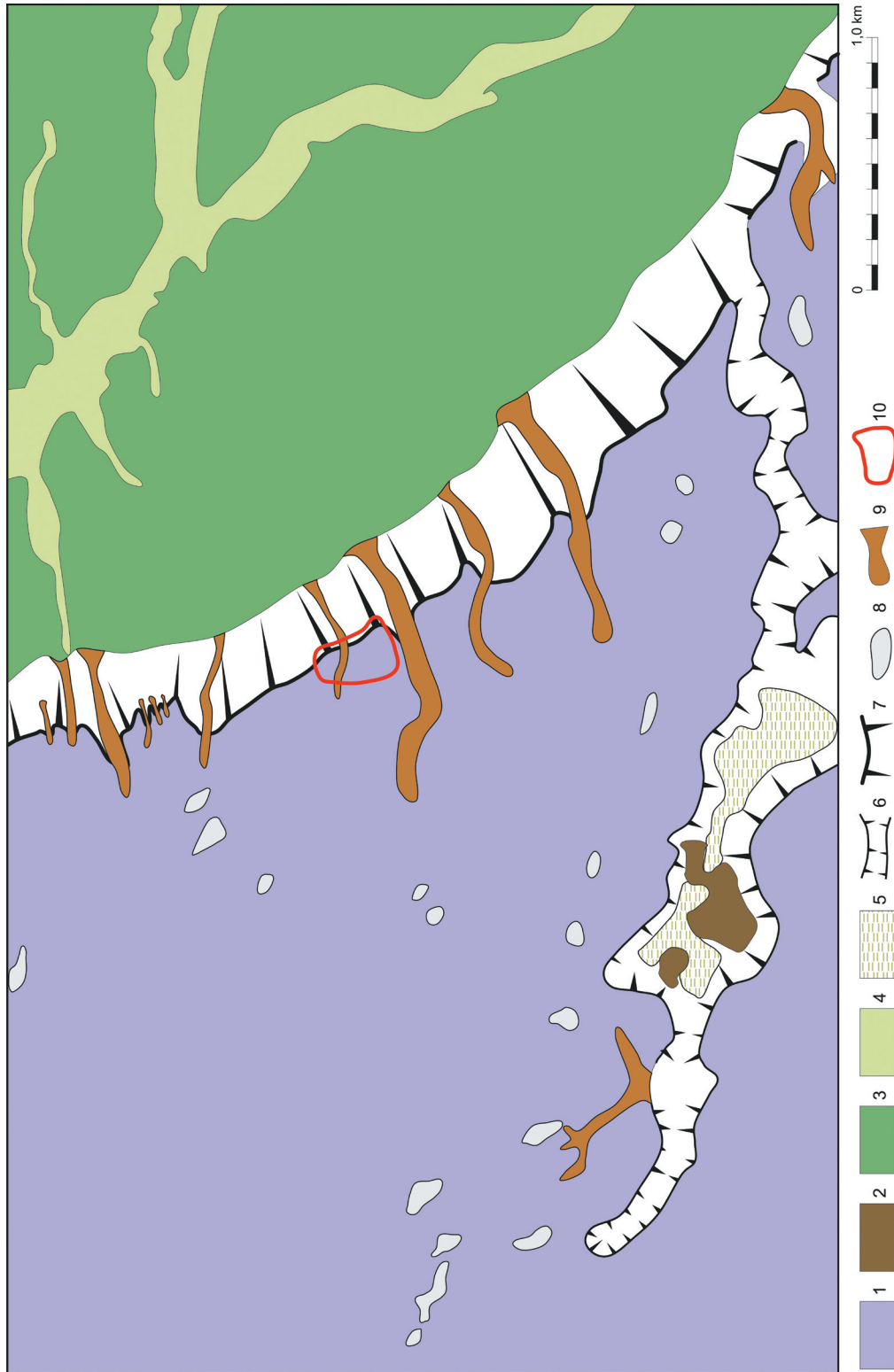


Fig. 6. Location of the Kruszyn site against the geomorphological sketch (after J. Mojski 1958, 1970 and W. Brzeziński 2001, 2003 – modified) : 1: moraine plateau; 2: kame terrace; 3 – river terrace (within ice-marginal valley); 4: valley floor; 5: biogenic plain; 6: subglacial channel; 7: – slope of ice-marginal valley; 8: small closed depression; 9: denudational valleys and erosional cuts; 10: the range of the Kruszyn site 10.

Ryc. 6. Położenie stanowiska w Kruszynie na tle szkicu geomorfologicznego (wg J. Mojskiego 1958, 1970 i W. Brzezińskiego 2001, 2003 – zmienione): 1: wysoczyzna morenowa; 2: terasy kameowe; 3: terasa rzeczna (pradolinna); 4: dno doliny; 5: równiny akumulacji biogenicznej; 6: rynną subglacialną; 7: zbocze pradoliny; 8: niewielkie zagłębienie bezodpływowe; 9: doliny denudacyjne i rozcięcia erozyjne; 10 – zasięg stanowiska 10 w Kruszynie.