

I. ARTYKUŁY – PAPERS

OCHŁODZENIE PÓŻNOANTYCZNEJ MAŁEJ EPOKI LODOWEJ (450-700) I JEGO WPŁYW NA RELACJE CZŁOWIEK – ŚRODOWISKO NA PRZYKŁADZIE DOLINY WISŁY NA WSCHÓD OD KRAKOWA W FAZIE WZESNOSŁOWIAŃSKIEJ

COOLING OF THE LATE ANCIENT LITTLE ICE AGE (450-700) AND ITS IMPACT ON HUMAN – ENVIRONMENT RELATIONS AS EXEMPLIFIED BY THE VISTULA RIVER VALLEY EAST OF KRAKÓW IN THE EARLY SLAVIC PHASE

HALINA DOBRZAŃSKA

Polska Akademia Nauk, Instytut Archeologii i Etnologii – Ośrodek Archeologii Gór i Wyżyn,
ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków, Polska,
h.dobrzańska@iaepan.edu.pl
ORCID: 0000-0002-7831-227X

TOMASZ KALICKI

Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce, Polska,
tomaszkalicki@ymail.com
ORCID: 0000-0002-8421-5660

Abstract. The duration of the Early Slavic culture coincides with the period of the Late Antique Little Ice Age, dated to approximately 450-700 CE. Against a broad European paleo-climatic background, a strong relationship is demonstrated between the formation of this culture and the local natural environment, as exemplified by the Vistula River valley east of Krakow, an area well recognised in both paleo-geographical and archaeological terms. Both general thermal and precipitation trends, the clustering of catastrophic phenomena associated with climatic deterioration, and local paleo-geographic conditions influenced the development of features that distinguish and define this culture. These include sunken-featured dwellings equipped with ovens, clay “bread-like” objects, and, in the later phase, clay roasting plates. The population coped with crisis through a combination of migration, particularly the movement of groups from eastern regions into Central Europe, and adaptive strategies in response to changing and challenging climatic, meteorological, and ecological conditions.

Keywords: Early Slavic culture; Late Antique Little Ice Age; Vistula River valley; natural environment.

Uwagi wstępne

Co prawda już przed stu laty pojawiły się prace zwracające uwagę na wpływ zmian środowiska na dzieje ludzkości, na przykład upadek Cesarstwa Rzymskiego (Huntington 1917; Hyams 1952; Bujak 1976; Demandt 2014, s. 347-368, tam omówienie literatury), to jednak dopiero w najnowszych badaniach historyków, głównie anglosaskich, podkreśla się rolę zmian klimatu i środowiska w historii ludzkości na różnych kontynentach i w różnych okresach (Galloway 1986; Weiss H. i in. 1993; Gill 2000; Haug i in. 2003; Lieberman 2003; Brazdil i in. 2005, Campbell 2010; 2016; White 2011; Drake 2012; 2017; Broodbank 2013; Parker 2013; Brooke 2014; Cline 2014; Diaz i Trouet 2014; Ganiev 2014; Douglas i in. 2016; Knapp i Manning 2016; Izdebski 2018, Psomiadis i in. 2018; Rick i Sandweiss 2020; Degroot i in. 2022). Zmiany klimatu zawsze były czynnikiem zewnętrznym, który jednak przeobrażał demograficzne i agrarne podstawy życia (brak bezpieczeństwa żywnościowego – nieurodzaj, wymieranie zwierząt hodowlanych; katastrofy ekologiczne; niestabilność społeczna), od których zależne były nie tylko proste, egalitarne i mało sformalizowane struktury społeczne (Arrhenius O. 1955; Arrhenius B. 2013; Dijk van i in. 2022; 2024; Urbańczyk 2023; Arthur i in. 2024; Dobrzańska i Kalicki 2024; Anagnostou i in. 2025), ale również bardziej rozbudowane struktury społeczne i państwowe (Dahlin i Chase 2014; Nooren i in. 2016; Harper 2021), których odporność, w świetle najnowszych badań (Izdebski 2018), wydaje się większa. Konsiliencja (Wilson 1998; 2011), czyli integrowanie wiedzy pochodzącej z różnych dziedzin, na przykład nauk przyrodniczych, archeologii, historii, ma ogromne znaczenie nad badaniami przeszłości w różnych regionach (por. McCormick 2011; Diaz i Trouet 2014; Izdebski i in. 2015; Haldon i in. 2018), choć interdyscyplinarne podejście niesie ze sobą określone problemy, jak mylenie współzbieżności i przyczynowości zdarzeń (Izdebski 2018; Gundersen 2019; 2021; Gjerppe 2021) czy „nieumyślne wykorzystywanie rozumowania kołowego do tworzenia i wzmacniania błędnych narracji, które często są trudne do wykrycia” (Mordechai i in. 2019). Jednak zrozumienie reakcji społecznych człowieka na zmiany klimatu jest jednym z najważniejszych zagadnień badawczych archeologii (Kintigh i in. 2014) nawiązującym bezpośrednio do współczesnego globalnego ocieplenia i towarzyszącym mu procesom społecznym i ekonomicznym.

Związki pomiędzy środowiskiem a działalnością człowieka nigdy nie były deterministyczne czy redukcjonistyczne, gdyż społeczności prehistoryczne dysponowały określoną odpornością na stres środowiskowy (por. Redman 2005; Haldon i in. 2018; Kintigh i Ingram 2018; Harper 2021; Dobrzańska i Kalicki 2024; Anagnostou i in. 2025). Jednak po przekroczeniu progu wytrzymałości (wartości progowej), wskutek nie jednorazowego zdarzenia katastrofalnego (np. powódź albo trzęsienie ziemi) czy nasilenia zjawisk ekstremalnych (por. Kalicki 2006, s. 298, ryc. 86), lecz długotrwałych i wyraźnych przemian środowiska, na przykład klimatu w skali regionalnej, mogła następować kaskada zmian i reorganizacja syste-

mu człowiek–środowisko (Burroughs 2005; Redman 2005; Carmichael 2006; Folke 2006; Scheffer 2009; McAnany i Yoffee 2010; Butzer 2012; Brooke 2014; Campbell 2016; Kintigh i Ingram 2018; Urbańczyk 2023). Zmiany tego systemu mogły wynikać również z uwarunkowanych kulturowo czy ekonomicznie strategii adaptacyjnych, na przykład zróżnicowanie antropopresji w zlewni Nidy w okresie rzymskim (Kalicki i in. 2025).

Charakterystyka środowiska naturalnego w archeologii ma fundamentalne znaczenie, gdyż umożliwia określenie miejsca i sposobu życia badanych społeczności, a także ich różnorodnej adaptacji do zmian klimatu i środowiska (Diaz i Trouet 2014; Gundersen 2019; 2021). Obecnie stanowiska archeologiczne muszą być badane w szerszym zakresie, z uwzględnieniem ich otoczenia, procesów geomorfologicznych i biologicznych. Środowisko jest rozumiane jako wartość zmienna, a nie jako coś trwałego i jednolitego w czasie oraz przestrzeni (Armand 1980). Zmienność ta jest różna dla poszczególnych komponentów, duża i szybka dla biotycznych, a powolna, zwłaszcza w skali pokoleń czy społeczeństw, dla abiotycznych, na przykład budowa geologiczna i w mniejszym stopniu rzeźba terenu (Roberts 2014). Ważnym aspektem analizy są badania nad klimatem (np. Issar 2003). We współczesnej nauce nie chodzi jedynie o tworzenie tła przyrodniczego dla badanego stanowiska archeologicznego, ze zwróceniem uwagi na jego otoczenie i klimat, ale – w dalszej perspektywie – o śledzenie kluczowych zmiennych środowiska, które mogły mieć wpływ na funkcjonowanie całych systemów kulturowych. „Analizowana działalność ludzi musi zostać przedstawiona w kontekście globalnych zmian klimatycznych” (Renfrew i Bahn 2002, s. 211, 252).

Cel badań

W artykule przedstawiono na szerokim tle paleogeograficznym, obejmującym zmiany środowiska w strefie umiarkowanej i podzwrotnikowej w zachodniej Euroazji po 150 AD (część I), zjawiska przyrodniczo-kulturowe obserwowane w dolinie Wisły pod Krakowem od końca V do VII wieku n.e. (część II). Wahania klimatu w zachodniej Euroazji wynikające między innymi ze zmienności zachodniej cyrkulacji, Oscylacji Północnoatlantyckiej (por. Dobrzańska i Kalicki 2024, tam literatura) zostały przedstawione w części pierwszej na podstawie przeglądu literatury, co pozwala na uchwycenie i rozróżnienie ponadregionalnych przyczyn tych zmian od regionalnych i lokalnych. Jest to tym bardziej uzasadnione, że niemal brak badań paleoklimatycznych pierwszego milenium dla obszaru Polski (por. Przybylak 2011), a wyrywkowe i pośrednie dane paleogeograficzne są rozsiane w licznych pracach. Ich interpretacja, jako efekt zmian klimatu, jest w wielu przypadkach dyskusyjna i niejednoznaczna, dlatego szerokie tło paleoklimatyczne może być pomocne przy rozważaniach, który z czynników mógł mieć decydujący wpływ na obserwowane przemiany komponentów środowiska naturalnego w skali regio-

nalnej (południowa Polska), lub nawet lokalnej (dolina Wisły pod Krakowem). Przedstawione w części drugiej studium przypadku pokazuje niedostatek danych paleoklimatycznych i równocześnie wskazuje kierunek dalszych badań, który mógłby te braki uzupełnić, co pozwoliłoby lepiej zrozumieć możliwy związek między zmianami klimatu a zmianami społecznymi i kulturowymi na obszarze Polski w pierwszym milenium po Chrystusie. Tego typu podejście bardzo dobrze obrazuje praca Anagnostou i in. (2025) dotycząca zdarzenia 536/540 AD w Szwecji.

Artykuł jest kontynuacją rozważań na temat uwarunkowań środowiskowych działalności ludzkiej w południowej Polsce w okresie od III wieku p.n.e. do V wieku n.e., które pokazały duże znaczenie zmian środowiska przyrodniczego i ich wpływ na życie człowieka oraz jego wybory, dotyczące na przykład osadnictwa czy budownictwa okresu przedrzymskiego i rzymskiego (Dobrzańska i Kalicki 2024).

W prezentowanym artykule na wybranych przykładach z rejonu Krakowa podjęto próbę odpowiedzi na pytanie o charakter wpływu na życie człowieka zmian klimatycznych i towarzyszących im wydarzeń, które miały miejsce między V a VII wiekiem n.e. Duża heterogeniczność źródeł uniemożliwia wsparcie metody komparatystycznej analizami statystycznymi. W analizach wykorzystano interdyscyplinarne opracowania paleogeograficzne i archeologiczne oparte na szerokiej gamie metod, na przykład kartowanie geologiczne i geomorfologiczne, analizy sedymentologiczne, datowania radiowęglowe i dendrochronologiczne.

Czynniki klimatotwórcze

Jednym z wiodących komponentów środowiska – obok budowy geologicznej i rzeźby terenu – jest klimat (Armand 1980). Uwarunkowania astronomiczne (odchylenia w ruchu obiegowym i obrotowym Ziemi, precesja oraz niewielkie zmiany nachylenia jej osi obrotu) powodują nieustanną zmianę ilości i rozkładu przestrzennego promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni naszej planety (Taylor i in. 1993; Ruddiman 2001; Burroughs 2005; Brook 2014). W plejstocenie prowadziło to do naprzemiennego występowania glacjałów i interglacjałów, a ostatni okres ciepły – holocen – rozpoczął się około 11 700 kalibrowanych lat temu (cal. BP). Jednak w tym okresie dochodziło również do uwarunkowanych naturalnymi przyczynami, relatywnie szybkich i krótkotrwałych wahań klimatu mających ogromne znaczenie dla ludzkości (Ruddiman 2001; Beer i in. 2006; Brooke 2014; Dijk van i in. 2024). Do zmienności mechaniki orbitalnej dochodzą również inne czynniki wywołujące te wahania – różnokresowe zmiany aktywności Słońca, erupcje wulkaniczne dostarczające, w skali regionalnej lub globalnej, do tropo- i stratosfery aerozole siarczanowe, blokujące dopływ promieniowania słonecznego, ale również gaz cieplarniany – CO₂, cykliczne zaburzenia w globalnej cyrkulacji, na przykład ENSO lub NAO (Bond i in. 2001; Mayewski i in. 2004; Dijk van i in. 2024). Oddzielnym zagadnieniem, ciągle dyskusyjnym, jest moment, od któ-

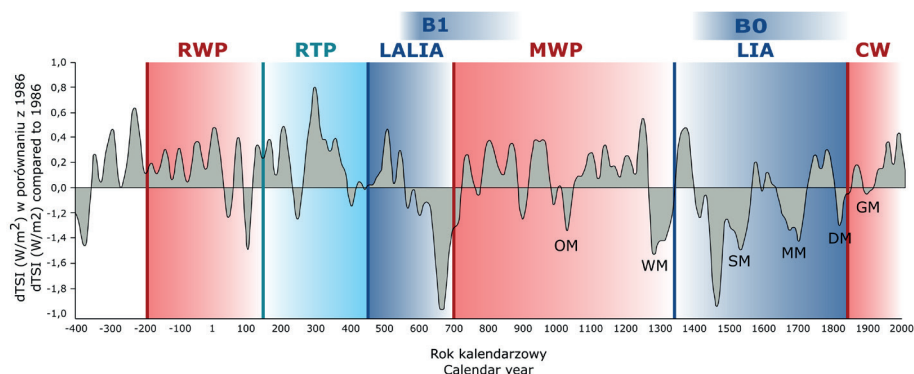
rego człowiek zaczął wpływać na środowisko, szczególnie biotyczne (zmiana biomów w antropie – Ellis i in. 2010; 2021), i klimat – czy następowało to już od neolitu (Ruddiman 2005), czy z nastaniem rewolucji przemysłowej, co w bezprecedensowym tempie zmienia skład atmosfery w antropocenie (Ehlers 2008, Zalasiewicz i in. 2015; Ellis 2018; Weiner 2023).

Czynniki astronomiczne również w holocenie powodują zmiany klimatu w skali milenijnej. Są to wahania termiczno-opadowe, przy czym ocieplenie lub ochłodzenie występuje jednocześnie na dużych obszarach (zmiany globalne), natomiast spadek lub wzrost sumy opadów, zmiany ich rozkładu rocznego mają często charakter regionalny, czy wręcz lokalny. Po optimum w środkowym holocenie wskutek stopniowego spadku nasłonecznienia na półkuli północnej postępowało ochłodzenie. W neoholocenie (od około 2250 BC) nastąpiła przebudowa globalnej cyrkulacji: pojawił się południowy prąd dryfowy strefy konwergencji równikowej, wzrosła szybkość cyrkulacji w komórce Hadleya (Magny i in. 2012a), co pogłębiło proces pustynnienia Sahary i Bliskiego Wschodu, zjawiska El Niño stały się częstsze, osłabły monsuny i gradienty ciśnienia nad północnym Atlantykiem. Lata na półkuli północnej stały się chłodniejsze, a w klimacie śródziemnomorskim coraz wyraźniejszy stawał się nierównomierny, roczny rozkład opadów, podział na okres letni, suchy i zimowy, deszczowy.

Na ten długofalowy trend zmian klimatycznych nakładają się krótsze (kilkudziesięcio- stuletnie) zmiany powodowane sprzężeniami zwrotnymi i przekraczaniem wartości progowych ziemskich geosystemów, wulkanizmem i zmienną aktywnością Słońca – jedenastoletni cykl plam słonecznych i cykl halsztacki o długości około 2300 lat (Mayewski i in. 2004; Wanner 2008; Finné i in. 2011; Magny 2012a; Walker i in. 2012; Usoskin i in. 2016; Dijk van i in. 2024).

Wahania klimatyczne w strefie umiarkowanej i podzwrotnikowej w okresie od III wieku p.n.e. do VIII wieku n.e.

W holocenie klimat umiarkowany i śródziemnomorski w Europie oraz regionach sąsiednich kształtowany jest przez globalną cyrkulację atmosfery i rozkład układów barycznych, co uwarunkowane jest promieniowaniem słonecznym, siłą Coriolisa i ciepłym Prądem Zatokowym. W północnej komórce Ferrela o zmienności częstości i kierunków adwekcji mas powietrza decyduje Oscylacja Północnoatlantycka (NAO)(Hurrell i in. 2003; Hurrell i Deser 2010), a w północnej komórce Hadleya, powiązana z El Nino Oscylacją Południową (ENSO), cyrkulacja monsunowa warunkująca opady na Wyżynie Abisyńskiej i wielkość powodzi na Nilu (McGregor i in. 2016-2019; Dobrzańska i Kalicki 2024, s. 153, ryc. 1). W dodatniej fazie NAO (duży gradient baryczny między Wyżem Azorskim i Niżem Islandzkim) występuje podobieństwo zmian klimatu na południowej Grenlandii, Svalbardzie i Fenoskandii (Franke i in. 2017). W północnej Europie temperatury są umiarkowane,



Ryc. 1. Całkowite natężenie promieniowania słonecznego (TSI – total solar irradiance) na podstawie zawartości ^{10}Be (Harper 2021 wg danych Steinhilbera i in. 2009, uzupełnione) (rys. K. Żurek)

Okresy klimatyczne: RWP – Rzymskie optimum klimatyczne (ok. 200 p.n.e.-150 n.e.), RTP – Rzymski okres przejściowy (ok. 150-450 n.e.), LALIA – Późnoantyczna mała epoka lodowa (ok. 450-700 n.e.), MWP – Średniowieczne optimum klimatyczne, LIA – Mała epoka lodowa, CW – współczesne ocieplenie; Zimne wydarzenia Bonda: B1 (530-900 n.e.) i B0 (1400-1850 n.e.);

Minima ilości plam słonecznych: OM – Oorta (1040-1080 AD), WM – Wolfa (1280-1345 AD), Spörer (1420-1540 AD), Maundera (1645-1717 AD), Daltona (1790-1820 AD) i Gleissberga (1890-1910 AD)

a sumy opadów zimowych wyższe, natomiast w środkowej i południowej Europie (śródnadmorskiej) tendencja zmian termiczno-opadowych jest przeciwna, co wywołuje susze. W ujemnej fazie NAO największe analogie stwierdzane są pomiędzy Grenlandią i Fennoskandią a środkową Europą (Franke i in. 2017). Wpływ fazy NAO jest najsilniejszy w okresie zimy, jednak oddziałuje ona również na warunki letnie (Ogi i in. 2003; Folland i in. 2009) i wywołuje ekstrema termiczne i opadowe (Scaife i in. 2008).

W okresie od III wieku p.n.e. do VIII wieku n.e. (Xoplaki 2002; Lionello 2012) wyróżniane są trzy podokresy (fazy klimatyczne) (McCormick i in. 2012a; 2012b; Manning 2013; Luterbacher i in. 2013; Izdebski i in. 2016; Harper i McCormick 2019; Harper 2021):

Rzymskie optimum klimatyczne (Roman Warm Period – RWP): około 200 BC-150 AD

Rzymskie ocieplenie było już wyróżniane przez Lamba (1982), a Frenzel (2000, s. 37) datuje tę fazę w Europie na okres pomiędzy 500 rokiem p.n.e. a 200-300 rokiem n.e. i wiąże to wahnięcie klimatyczne z napływem wilgotnych mas powietrza znad północnego Atlantyku w letnim półroczu. Pomimo że jest to powszechnie używany termin, to jednak nie osiągnięto dotąd konsensusu w kwestii jego ram

czasowych, gdyż klimat zmieniał się stopniowo. Optimum termiczne (temperatury wyższe od współczesnych) występowało w połowie I wieku n.e., a później temperatury zaczęły spadać bardzo powoli i nierówno (Manning 2013).

Ostatnio Harper (2021) wyznaczył granice tego ciepłego, wilgotnego okresu ze stabilnym klimatem na lata 200 p.n.e. – 150 n.e., kiedy występowało wysokie nasłonecznienie (ryc. 1) i słaba aktywność wulkaniczna (Sigl i in. 2015). Stosunki termiczno-opadowe spowodowały przesunięcia roślinności naturalnej i upraw, co sprzyjało rozwojowi Cesarstwa Rzymskiego (McCormick i in. 2012a; 2012b; Hin 2013; Manning 2013). Jednak w Europie występowało duże zróżnicowanie regionalne. W szeregu geosystemów, na przykład fluwialnych i stokowych w obszarach górskich, notowany jest wzrost aktywności procesów (Kalicki 2006, tam literatura), natomiast w „krajobrazie parkowym” użytkowanych rolniczo zlewniach lessowych wyżynnych dopływów Wisły, Nidy i Nidzicy intensywność procesów erozyjno-akumulacyjnych była niewielka (Kalicki i in. 2025).

Rzymski okres przejściowy (Roman Transitional Period – RTP): około 150-450 n.e.

Rzymski okres przejściowy (Harper 2021) to około trzechsetletni okres rozregulowania klimatu i ochłodzenia w skali globalnej, które nastąpiły po stopniowym i rozłożonym w czasie zaniku RWP. Opierając się na modelu klimatycznym, ocenia się, że temperatury po RWP spadały o $0,13^{\circ}/100$ lat (Dijk van i in. 2024). Było to związane ze spadkiem aktywności Słońca (Steinhilber i in. 2012), szczególnie w latach 40. III wieku (ryc. 1). Efekt ten mogła pogłębiać aktywność wulkaniczna (van Dijk i in. 2024), wybuch wulkanu w 169 roku i kolejny, większy, w roku 266 (Rossignol i Durost 2007; Wanner i in. 2011; Sigl i in. 2015; Elliott 2016), a pod koniec tego okresu (431 ± 2 AD) prawdopodobnie erupcja wulkanu Ilopango (Smith i in. 2020). Ochłodzenie spowodowało nasunięcie lodowców alpejskich (np. Aletsch, Mer de Glace), co zapoczątkowało fazę Göschener II (350-800 AD) (Patzelt i Bortenschlager 1973; Gamper i Suter 1982; Holzhauser i Zumbühl 1996; Haerberli i in. 1999; Hoelzle i in. 2003; Deline i Orombelli 2005; Holzhauser i in. 2005, ryc. 6; Six i Vincent 2014; Le Roy i in. 2015, s. 14, ryc. 7), a także zaznaczyło się w naciekach jaskiniowych w krajach śródziemnomorskich (Göktürk 2011; Martín-Chivelet i in. 2011) i Austrii (Mangini i in. 2005; Vollweiler i in. 2006). RTP dzieli się na wczesny, suchy okres (150-300) i późniejszy (300-450), zdominowany początkowo przez fazę dodatnią, a później ujemną Oscylacji Północno-atlantycznej (por. McCormick i in. 2012a; 2012b; Franke i in. 2017).

W strefie podzwrotnikowej jeszcze pod koniec RWP rozpoczęło się pustoszenie północnej Afryki i Sahary, co doprowadziło między innymi do upadku królestwa Gramantów (Cremaschi i in. 2006; Cremaschi i Zerboni 2010; Wilson 2012), a „obecne, bardzo suche warunki nastały dopiero około 1,5 tysiąca lat temu” (Bur-

roughs 2005, s. 231). Na naturalną tendencję do osuszenia klimatu śródziemnomorskiego, związaną między innymi z wahaniami zmienności NAO (Dermody i in. 2011), mogło mieć wpływ także wylesienie (Chabal 2001; Sallares 2007; Harris 2011; 2013b; Hughes 2011; Ando 2023), które zwiększa *albedo* i zmniejsza parowanie, co w efekcie mogło powodować zmniejszanie opadów letnich (Reale i Dirmeier 2000; Reale i Shukla 2000; Gaertner i in. 2001; Gates i Ließ 2001). W Lewancie naciek z jaskini Soreq wskazuje, że opady od około 100 roku n.e. stały się rzadsze (Orland i in. 2009), a w II i III wieku n.e. występowały silne wahania ilości opadów na tle długofalowego pustynnienia, co doprowadziło około 300 roku do skurczenia się powierzchni Morza Martwego (Hadas 1993; Bookman i in. 2004; Migowski i in. 2006). Susza w latach 40. III wieku w afrykańskiej i bliskowschodniej części obrzeżenia Morza Śródziemnego opisywana jest w źródłach historycznych (Issar i Zohar 2004; Harper 2021, s. 154). Duża zmienność w ilości opadów w Afryce Północnej i Lewancie, a także w regularności oraz wielkości opadów monsunowych na Wyżynie Abisyńskiej mogła być związana z globalną skalą zaburzeń klimatu – częstszym (mniej więcej co trzy lata) występowaniem ENSO (Moy i in. 2002), którego wpływ sięga do tych obszarów. ENSO może wywoływać deszcze w półpustynnym południowym basenie Morza Śródziemnego, jednak w fazie końcowej rytmu pojawiają się susze (Nicholson i Kim 1997; Alpert i in. 2006). ENSO decyduje też o wielkości powodzi na Nilu, gdyż Wyżynę Abisyńską drenuje Nil Błękitny (Bonneau 1964; 1971; Said 1993; Eltahir 1996; De Putter i in. 1998; Jiang i in. 2002; Krom i in. 2002; Hassan 2007; Abteu i in. 2009; Marriner i in. 2012; 2013; McCormick 2013b; Macklin i in. 2015). W 244 roku rzeka nie wylała, a w latach 245, 246 i 383 powodzie były bardzo słabe (Harper 2021, s. 157, 195).

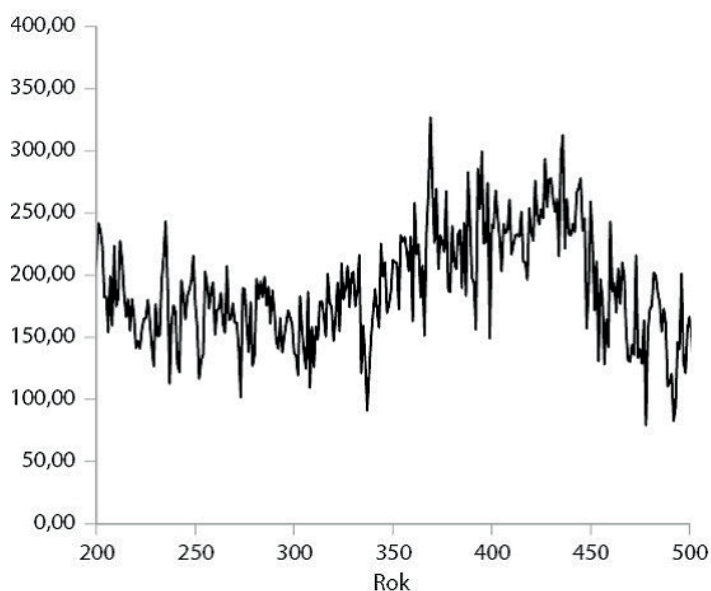
W IV wieku klimat się wyraźnie ocieplił, co było spowodowane wzrostem i utrzymującą się na stabilnym, dość wysokim poziomie przez cały IV i V wiek aktywności słoneczną z maksimum około 300 roku (Steinhilber i in. 2009) (ryc. 1). Lodowce alpejskie (Mer de Glace w masywie Mount Blanc) wyraźnie się cofały, a ich zasięg był zbliżony do tego z lat 90. XX wieku (Le Roy i in. 2015). Aktywność wulkaniczna, która mogłaby zaburzać klimat, była niewielka (Sigl i in. 2015), choć w regionie śródziemnomorskim utrzymywała się znaczna aktywność sejsmiczna (Stiros 2001).

W strefie umiarkowanej decydującą rolę w zmianach klimatu odgrywała cyrkulacja atlantycka związana z Oscylacją Północnoatlantycką (NAO), której wpływ sięga aż do środkowej Azji (Marshall i in. 2001; Visbeck i in. 2001; Hurrell i in. 2003; Burroughs 2005, s. 170-175; Makohonienko 2009). W fazie dodatniej NAO, kiedy występują wyraźne różnice w rozkładzie ciśnienia pomiędzy Niżem Islandzkim i Wyżem Azorskim, aktywność cyklonowa jest bardzo duża, co powoduje obfite opady w zachodniej i północnej Europie, natomiast susze w zachodniej części basenu Morza Śródziemnego. W fazie ujemnej NAO sytuacja się odwraca i bilans wodny na południu jest korzystniejszy niż na północy (por. Trouet i in. 2009;

Olsen i in. 2012; Manning 2013, s. 107-108). Zmiany te znalazły swoje odbicie w wyraźnym podniesieniu poziomu jezior (faza Petit Maclu: 1800-1700 cal. BP) w regionie subalpejskim Jury (Magny 1993; 2004) i w centralnej części Półwyspu Apenińskiego (Dragoni 1998; Magny i in. 2007).

Ochłodzenie i zwilgotnienie wystąpiło także w wyższych szerokościach geograficznych oraz na obszarach Europy z klimatem oceanicznym. Wzrost opadów w okresie zimowym spowodował wyraźne zwiększenie częstości lawin około 1900 cal. BP w zachodniej części Gór Skandynawskich (Seierstad i in. 2002), rozwój torfowisk w licznych starorzeczach Pulmankijoki w Finlandii (Mansikaniemi i Mäki 1990), a w Wielkiej Brytanii aluwiację i roztokowanie koryt (Macklin i in. 1992a; 1992b; 1994; Macklin i Lewin 1993; Passmore i in. 1993) oraz uruchomienie procesów osuwiskowych około 1800 BP (Ibsen i Brunsden 1997). Roczne przyrosty stalagmitów w systemie jaskiń Roaring Cave w NW Szkocji odzwierciedlają niemal nieprzemijającą fazę dodatnią NAO przypadającą na lata 290-550 n.e., podobną jak w czasie średniowiecznego optimum klimatycznego, natomiast w latach 600-900 n.e. wskazują na fazę ujemną NAO (Baker i in. 2015). Podobne dane sygnalizujące nieprzerwaną fazę dodatnią NAO uzyskano z osadów jeziora Schwaerzensee w NE Niemczech (Adolph i in. 2024). Faza dodatnia NAO i związana z tym adwekcja wilgotnych mas powietrza znad Atlantyku powodowała obfitsze deszcze w północnej i środkowej Europie w IV oraz 1. połowie V wieku (Büntgen i in. 2011) (ryc. 2).

Większe opady spowodowały podniesienie poziomu wód gruntowych i zatorfienie Niziny Gardnieńsko-Łebskiej oraz odnowienie zbiorników wodnych na tera-



Ryc. 2. Całkowite opady atmosferyczne (mm) we Francji/Niemczech (Büntgen i in. 2011)

sie Słupii, a także jeziora Gardno (Florek 1989). Nastąpił też wzrost aktywności fluwialnej w Europie środkowej, manifestujący się formowaniem nowych włożeń (serii) aluwiiów, lateralną migracją prowadzącą do zmian koryta, wzmożoną sedymentacją osadów pozakorytowych (Kalicki 2006), który został stwierdzony w licznych dolinach, na przykład Renu i jego dopływów (Hoppe 1970; Brunnacker 1978; Klostermann 1989; Heusch i in. 1996), Dunaju i jego alpejskich dopływów (Brunnacker i in. 1976; Fink 1977; Feldmann 1991), Rodanu i w jego dorzeczu (Gadiolet i in. 1993; Mace i in. 1991; Salvador i in. 2002), a także w dolinach pomorskich północnej Polski (Florek 1989). W środkowej Polsce w dolinie Moszczenicy osada kultury przeworskiej (250-350 r. n.e.) została przykryta osadami pozakorytowymi, a później około 1800 $\pm$ 80 BP (130-340 cal. AD) rozpoczęła się agradacja, która doprowadziła do fosylizacji gleby przez osady korytowe (Kamiński i Moszczyński 1996). Również w dolinach wyżynnych intensyfikacja procesów fluwialnych notowana jest w zlewni Nidy, zwłaszcza w obszarze nadnidziańskiego regionu dymarskiego, gdzie antropogeniczne odlesienie reaktywowało lokalnie wydmy, a ich przewiewanie powodowało fosylizację gleb, na przykład Borki 1930 $\pm$ 190 BP (cal. 389 BC – 535 AD). Lateralna migracja Lubrzanki powalała dęby datowane na 1800 $\pm$ 50 BP (125-380 cal. AD), 1650 $\pm$ 50 BP (256-546 cal. AD), 1510 $\pm$ 50 BP (433-645 cal. AD), Belnianka intensywnie nadbudowywała swoje wały przykorytowe, co doprowadziło do zatorfienia basenów powodziowych na jej równinie zalewowej – 2100 $\pm$ 90 BP (cal. 376 BC – 110 AD), 2030 $\pm$ 120 BP (cal. 361 BC – 235 AD) (Napęków) i 1660 $\pm$ 110 BP (133-637 cal. AD) (Czapłów). Wzrost szybkości akumulacji osadów pozakorytowych po 1530 $\pm$ 70 BP (414-649 cal. AD) notowany jest także w dolinie Czarnej Nidy. Doszło też do zmian i porzucania koryt anastomoz środkowej Nidy koło Stawów (1760 $\pm$ 110 BP; 28-545 cal. AD) i Czarnej Nidy koło Ostrowa (około 1740 $\pm$ 40 BP; 241-407 cal. AD), a Biała Nida koło Mostów wykazywała tendencje do roztokowania, tworząc włożenie datowane na 1590 $\pm$ 110 BP (245-650 cal. AD). Jednak w wielu odcinkach rzeki miały dalej rozwinięcie wielokorytowe, na przykład Czarna Nida koło Ostrowa (1415 $\pm$ 70 BP; 530-780 cal. AD) (Kalicki i Biesaga 2024, s. 127). Niewykluczone, że również z tym okresem należy wiązać powodziową wkładkę osadów klastycznych w torfach narastających w paleomeandrze Wisły w Niedźwiadzie w Małopolskim Przełomie Wisły z okresu pomiędzy 2090 $\pm$ 110 BP (cal. 210 BC – 30 AD) a 1670 $\pm$ 130 BP (240-540 cal. AD) (Pożaryski i Kalicki 1995, Starkel i in. 1999).

W tym samym czasie susza zaznaczyła się w jeziorach Półwyspu Iberyjskiego (Martín-Puertas i in. 2009; Currás i in. 2012). W środkowej części basenu Morza Śródziemnego deszcze występowały tylko w północnej części Półwyspu Apenińskiego, który znajdował się na drodze niżów atlantyckich. Jednak mimo to częstość powodzi na Tybrze wyraźnie spadła, a w południowej części półwyspu panowała susza wskutek braku opadów zimowych. We wschodnim Śródziemnomorzu okres suchy występował w IV i V wieku (Izdebski 2018). Jednak na Bałkanach sytuacja

była bardziej skomplikowana i niestabilna oraz regionalnie zróżnicowana. W Jeziorze Szkodorskim zaznaczają się naprzemiennie wilgotniejsze okresy (150-450 AD, 600-700 AD) i suchsze epizody ca. 100 AD, ca. 550 AD (Zanchetta i in. 2012), natomiast w stalagmitach jaskini Kapsia na Peloponezie wilgotniejsze okresy przypadają na lata 160-300 AD i 770 AD, suchsze na 100-150 AD i 650 AD, a powódź z 450 AD zaznaczyła się w naciekach poziomym detrytusowym (Finné i in. 2014). Jednak największa zmienność klimatu, szczególnie jeśli chodzi o opady, występowała we wschodniej części basenu Morza Śródziemnego, gdzie ścierają się ze sobą wpływy NAO, cyrkulacji monsunowej i ENSO (Xoplaki 2002; Finné i in. 2011). W Lewancie IV wiek był początkiem około 200 lat wilgotniejszych przed powrotem susz (Bookman i in. 2004; Migowski i in. 2006), natomiast w Anatolii był to okres suchszy, a później zaczął się bardziej wilgotny (Kaniewski i in. 2007; Fleitmann i in. 2009; Göktürk 2011; Kuzucuoğlu i in. 2011; Woodbridge i Roberts 2011; Dean i in. 2013; Haldon i in. 2014).

Silne wahania klimatyczne, szczególnie opadów, powodowały klęski nieurodzaju i głodu nawet w Cesarstwie Rzymskim, na przykład w latach 368-369 w Kapadocji, międzyregionalny kryzys żywnościowy w 383 roku, w latach 450-451 w Italii i w 500 roku w Edessie (Harper 2021).

W strefie stepów euroazjatyckich, które ciągną się nieprzerwanie równoleżnikowo od puszy na Wielkiej Nizinie Węgierskiej aż do Pacyfiku, klimat uwarunkowany jest globalną cyrkulacją zachodnią. W fazie ujemnej NAO szlaki deszczonośnych niżów przebiegają w obrębie tej strefy, natomiast w fazie dodatniej, tak jak miało to miejsce w IV wieku oraz w czasie optimum średniowiecznego (1000-1350 AD), prąd strumieniowy przesunął się na północ, co powodowało susze na stepach środkowoazjatyckich (Sorrel i in. 2007; Oberhänsli i in. 2007, 2011; Chen i in. 2010; Campbell 2016, s. 48-49). Wahania klimatyczne przyczyniły się do uruchomienia wielkich ruchów migracyjnych w Euroazji (Zabehlicky 1994; Urbańczyk 2000, s. 119). W latach 350-370 w Tybecie wystąpiła największa susza w ostatnich dwóch mileniach (Cook 2013), podobnie jak od 358 roku z minimum opadów w latach 374 i 375 w północno-zachodnich Chinach (Tarasov i in. 2003, Makohonienko 2009). Susza wywołała ruchy migracyjne nomadów (Hunów) na zachód, około 370 roku przekroczyli Wołgę, co doprowadziło do zepchnięcia i przemieszczenia Gotów i Gepidów od roku 376 na teren Cesarstwa Rzymskiego (Heather 1995; Frankopan 2015, s. 46; Thompson 2021).

Późnoantyczna mała epoka lodowa (Late Antique Little Ice Age – LALIA): około 450-700 n.e.

Późnoantyczna mała epoka lodowa („wandalskie minimum”, ochłodzenie „w wiekach ciemnych”, Dark Ages, Dust Veil Event, Fimbulwinter) to termin, który dopiero zaczyna być używany (por. Gräslund 2007; Gräslund i Price 2012;

Price i Gräslund 2015; Helama 2017a; 2017b). LALIA rozpoczęła się pod koniec V wieku (Hirschfeld 2006) i trwała do początku VIII wieku, w zależności od autorów 450-700 AD (Harper 2021), 536-660 AD (Büntgen i in. 2016) lub 520-720 AD (Dijk van i in. 2024, tab. 1), kiedy szereg czynników klimatotwórczych (m.in. wulkanizm) nałożyło się na generalną, astronomiczną tendencję do ochłodzenia po optimum holocenu. Najniższa aktywność Słońca w ciągu ostatnich tysięcy lat, po niewielkim maksimum około 500 roku, osiągnęła absolutne minimum pod koniec VII wieku, porównywalne z minimum Spörera w czasie małej epoki lodowej (Usoskin i in. 2016; Steinhilber i in. 2012) (ryc. 1).

To globalne ochłodzenie zaznacza się w pośrednich danych o wysokiej rozdzielczości, takich jak roczne przyrosty drzew północnoamerykańskich (La Marche 1974), skandynawskich (Briffa i in. 1990; Franke i in. 2017; Helama i in. 2018; 2019; 2021), irlandzkich (Baillie 1991; 1994), syberyjskich i mongolskich (D'Arigo i in. 2001a; 2001b; Churakova i in. 2014), w rdzeniach lodowych (Baillie 2008; Larsen i in. 2008; Ferris i in. 2011; Sigl i in. 2013; Baillie i McAneney 2015) i danych paleoklimatycznych (temperatury wiosny i lata) o wysokiej rozdzielczości (3 lata) z warw biochemicznych z Jeziora Żabińskiego na Mazurach w północnej Polsce (Zander i in. 2024). Znajduje ono swoje odzwierciedlenie także w śródziennomorskich, zachodnioeuropejskich (Wielka Brytania, Irlandia), bliskowschodnich i azjatyckich (Chiny, Korea, Japonia) źródłach historycznych, gdyż wystąpiło wtedy szereg niespotykanych zjawisk meteorologicznych, jak letnie przymrozki czy lipcowy opad śniegu w prowincji Szantung w Chinach, co doprowadzało do nieurodzaju, głodu i spadku populacji (Rampino i in. 1988; Baillie 1991; 1994; Keys 1999; Gunn 2000; Arjava 2005; Woods 2010; Grauel i in. 2013; Newfield 2018b; Harper 2021, s. 280-282). Najzimniejsza faza miała miejsce około 530-680 AD. Lata 30. i 40. VI wieku (536/540; 536-550 n.e.; „epizod 1,5 ka BP”) (Stothers i Rampino 1983; Stothers 1984a; Rampino i in. 1988) były najzimniejsze w całym subatlantyku (McMichael 2010; Newfield 2016), a rok 536, nazywany „rokiem bez lata”, był najzimniejszym w ostatnich 2000 lat. Jednak zaznaczają się różnice regionalne w termice. Najmroźniejsze zimy, które spowodowały powstanie białej wewnętrznej (*moon rings*) w sosnach, wystąpiły w 536 AD w fińskiej Laponii (Helama i in. 2019), natomiast w dębach w południowej Polsce datowane są w dolinie górnej Wisły pod Krakowem na 490/491 (Wolica) i 553/554 AD (Wolica, Branice), a w dolinie górnej Odry (Krzyżanowice) na 553/554 AD (Krapiec 1998, s. 111-112, tab. 11).

Pesimum termiczne 536/540 AD można wiązać ze wzrostem aktywności wulkanicznej w latach 30. i 40. VI wieku, co pogłębiło to młodoholocenijskie ochłodzenie (Stothers i Rampino 1983; Stothers 1984a; Rampino i in. 1988; Sigl i in. 2015). Rozpoczęła się seria erupcji wulkanicznych, największych w ostatnich 3000 lat i dobrze czytelnych w rdzeniach lodowych (Gibbons 2018). Z 238 erupcji wulkanicznych zarejestrowanych w ostatnich 2500 lat największe miały miejsce w 1. połowie VI wieku (Zielinski 2015), co spowodowało wulkaniczną zimę w la-

tach 540-541 (Stothers i Rampino 1993; Baillie 1999; 2008; Markowicz i in. 2010; Baillie i McAneney 2015; Sigl i in. 2013; 2015). W roku 536 $\pm$ 2 nastąpił wielki wybuch na półkuli północnej (Sigl i in. 2015), być może islandzkiego wulkanu Eldgjá (Loveluck i in. 2018) lub Krakatau (Winchester 2003; Krawczyk 2022, s. 147), a pyły wulkaniczne zostały stwierdzone w lodolodzie grenlandzkim i lodowcu Colle Gnifetti w Alpach Szwajcarskich. W 539 lub 540 roku doszło do megaerupcji w strefie równikowej (ślady zarówno w Arktyce, jak i Antarktyce), wulkanu El Chichón w południowym Meksyku (Nooren i in. 2016) lub Ilopango (kaldera o powierzchni 70 km²) w Salwadorze. Był to jeden z pięciu największych wybuchów wulkanicznych w holocenie przewyższający erupcję Tambory z 10 kwietnia 1815 roku, która wyrzuciła do atmosfery około 80 km³ materiałów piroklastycznych i spowodowała w 1816 „rok bez lata”, trzyletni spadek temperatury, a w efekcie głód w północnej strefie umiarkowanej i śmierć prawie 100 000 osób w Europie (Stothers 1984b; Graniczny i Mizerski 2007). Pyły wulkaniczne i oziębiające aerozole siarczanowe dostarczone w VI wieku do stratosfery spowodowały, że oziębienie było odczuwalne na całym globie, jednak szczególnie na północnej półkuli (Dull i in. 2019), gdyż po pierwszej erupcji średnia letnia temperatura w Europie spadła o 1,6-2,5°C, a po drugiej o 1,4-2,7°C (Sigl i in. 2015). Lata 536-545 były najzimniejszą dekadą w ostatnich dwóch mileniach, a przedłużenie pesimum termicznego co najmniej do 550 roku spowodowała kolejna erupcja około 547 roku, której ślady odkryto w szwajcarskim rdzeniu z lodowca Colle Gnifetti (Sigl i in. 2015; Büntgen i in. 2016; 2017; Kostick i Ludlow 2016; Toohey i in. 2016). Niewykluczone, że w tym samym czasie nastąpił także upadek dużego meteorytu lub komety, który również mógł mieć wpływ na zapylenie atmosfery (Rigby i in. 2004; Abbott i in. 2014). Być może były to przyczyny wystąpienia mroźnej zimy 553/554 AD w południowej Polsce (patrz wyżej). Jednak dotychczasowe wyniki badań dendrochronologicznych czarnych dębów z doliny Wisły koło Krakowa wykazują jedynie zapis dużo wcześniejszych erupcji wulkanicznych (Kallicki i Krąpiec 1991b), na przykład Hekla 3 (1160 BC) (Krąpiec 1998).

Ochłodzenie spowodowało w różnych częściach świata kryzys gospodarczy związany z nieurodzajem (Stothers i Rampino 1983; Stothers 1999; Arjava 2005; Woods 2010; McCormick i in. 2012a; Kostick i Ludlow 2015; Breeze 2016; Fuks i in. 2017; Helama i in. 2018; Dijk van i in. 2022; 2024), na przykład nieurodzaj na Półwyspie Apenińskim i głód w cesarstwie wschodniorzymskim i Irlandii (536-539 AD), czego świadectwa znajdujemy w późnoantycznych źródłach pisanych (Prokopiusz z Cezarei, Kasjodor, Jan z Efezu, kroniki irlandzkie: *Annals of Ulster*, U536.3 i U539.1; *Annals of Inisfallen*, AI537.1 za: Urbańczyk 2023).

Oprócz globalnych zmian termicznych, następowały też zmiany regionalne w wielkości i rozkładzie opadów. Oziębienie klimatu spowodowało nasunięcie lodowców skandynawskich (Karlen i Kuylensstierna 1996) i alpejskich w fazie Göschener II (350-800 AD) (Patzelt i Bortenschlager 1973; Bortenschlager 1982; Gamper i Suter 1982; Holzhauser i Zumbühl 1996; Haeberli i in. 1999; Hoelzle

i in. 2003; Deline i Orombelli 2005; Holzhauser i in. 2005 ryc. 6; Six i Vincent 2014; Le Roy i in. 2015, s. 14, ryc. 7). Wyraźna faza zwilgotnienia klimatu około 1400 BP (okres Dark Age) zaznacza się w torfowiskach brytyjskich (Blackford i Chambers 1991), około 1300 cal. BP w zachodniej części Gór Skandynawskich (Seierstad i in. 2002), w jeziorach środkowej Wielkopolski w okresie od około 500-800 roku n.e. (Wojciechowski 2000) i jeziorach subalpejskich (Magny 1993) oraz jako faza erozji torencjalnej z okresu od IV do początku VI wieku n.e. w dorzeczu Rodanu koło Lyonu (Gadiolet i in. 1993). Pośrednim świadectwem takich zmian klimatu jest faza ożywienia procesów fluwialnych zapisana w aluwjach Wiśły, Wiśłoki, Odry, rzek sudeckich i świętokrzyskich oraz w innych dolinach środkowoeuropejskich (Kalicki i Krąpiec 1996, s. 82-85, ryc. 25, 26, tam literatura) liczną generacją czarnych dębów datowanych na lata 425-575 (625) n.e. O ożywieniu procesów stokowych świadczy faza osuwiskowa (600-1000 AD) w polskich Karpatach przejawiająca się odmłodzeniem osuwiska w Beskidzie Sądeckim datowanym na 1580 ± 130 BP cal. 340-630 AD (Margielewski 1998), a także wkładkami mineralnymi w torfowiskach na osuwiskach w Beskidzie Wyspowym, które datowane są na 430-670, 530-720 i 540-830 cal. AD (Ćwilin), na 240-540 i 420-650 cal. AD (Kamiennik), na 130-570 cal. AD (Kamionna), na 410-810 cal. AD (Mogielica 2), oraz w Beskidzie Makowskim (Margielewski 2006). W tym okresie wystąpił też wzrost aktywności ruchów osuwiskowych w innych górach europejskich, między innymi w Alpach i górach szkockich (Corsini i in. 2000; Dapples i in. 2002a; 2002b; Ballantyne 2002; Soldati i in. 2004).

Ochłodzenie, zaznaczające się powszechnie na dużych obszarach i w zróżnicowanych geosystemach, zostało poprzedzone jeszcze we wstępnej części (450-530 AD) późnoantycznej małej epoki lodowej przez zmianę fazy NAO. Ostatnie wyniki modelowania wskazują na zmianę z fazy ujemnej na dodatnią, dominującą w okresie 450-750 AD (Franke i in. 2017). Jednak fazę ujemną, od 2. połowy V wieku do około 650 roku (Olsen i in. 2012; Brooke 2014; 2016, s. 341-342, 352-353; Baker i in. 2015), dokumentuje szereg faktów związanych z przesunięciem szlaków zimowych niżów atlantyckich na południe i wieloletnie zmiany klimatyczne udokumentowane na Bliskim Wschodzie (Stothers 1999). Przyniosły one wzrost opadów zimowo-wiosennych w klimacie śródziemnomorskim, okres wilgotny VI-VII wieku we wschodniej części Śródziemnomorza (Izdebski 2018), na Sy-cylii około 450 roku (Sadori i in. 2016) i w Anatolii (Kaniewski i in. 2007; Kuzucuoğlu i in. 2011; Woodbridge i Roberts 2011; Dean i in. 2013; Izdebski 2013, s. 133-143; Haldon i in. 2014, s. 137; Haldon 2016; Izdebski i in. 2016), a także częste powodzie w Małej Azji (np. zniszczenie Edessy i Dary, zalanie Tarsu), północnej Mezopotamii na Półwyspie Apenińskim w VI wieku aż do połowy VII wieku (Cremaschi i in. 1994; Squatriti 1998, s. 68; 2010; Brunetti i in. 2002; Christie 2006, s. 487; Zanchettin i in. 2008; Cremonini i in. 2013; Benito i in. 2015a; 2015b) oraz wzrost erozji gleb, na przykład w Lewancie (Casana 2008). Opady w Anatolii i Lewancie nie występowały w tym samym czasie i ce-

chowała je antykorelacja: około 300-450/500 AD Anatolia była sucha, a Palestyna wilgotna, natomiast od około 500 roku aż do 600 sytuacja się odwróciła, na przykład susza w Palestynie 517-520 AD, która w Syrii trwała 15 lat (Bookman i in. 2004; Issar i Zohar 2004, s. 211; Stathakopoulos 2004, s. 259-261; Avni i in. 2006; Migowski i in. 2006; Decker 2009, s. 8-11; Leroy 2010; Neumann i in. 2010; Rambeau i Black 2011; Haldon i in. 2014, s. 123). Te regionalne różnice mogą być związane z górną, południkową cyrkulacją atmosferyczną (NCP: North Sea-Caspian Pattern) nad wschodnią częścią basenu Morza Śródziemnego. Zimą duży gradient baryczny wymusza ruch mas powietrza z SE na SW, co powoduje opady w Izraelu, natomiast ruch w odwrotnym kierunku wywołuje opady w Turcji i suszę w Izraelu (Kutiel i Benaroch 2002; Kutiel i Türkeş 2005; Black 2012; Roberts i in. 2012; Manning 2013, s. 111-112).

Anomalie klimatyczne notowane były również na innych obszarach, na przykład w Chinach (Zhang i in. 2010) czy kontynentach, na przykład w Amerykach (Dull 2007), co wywoływało szereg prehistorycznych zmian kulturowych (Ochoa i in. 2005, s. 71), jak chociażby kultury Mochica czy Majów (Dahlin i Chase 2014; Nooren i in. 2016). W dalszym ciągu postępowało pustynnienie północnej Afryki, poziom wód gruntowych na Saharze się obniżał, a zmiany te powodowały ruchy migracyjne (Fareh 2007; Fentress i Wilson 2016).

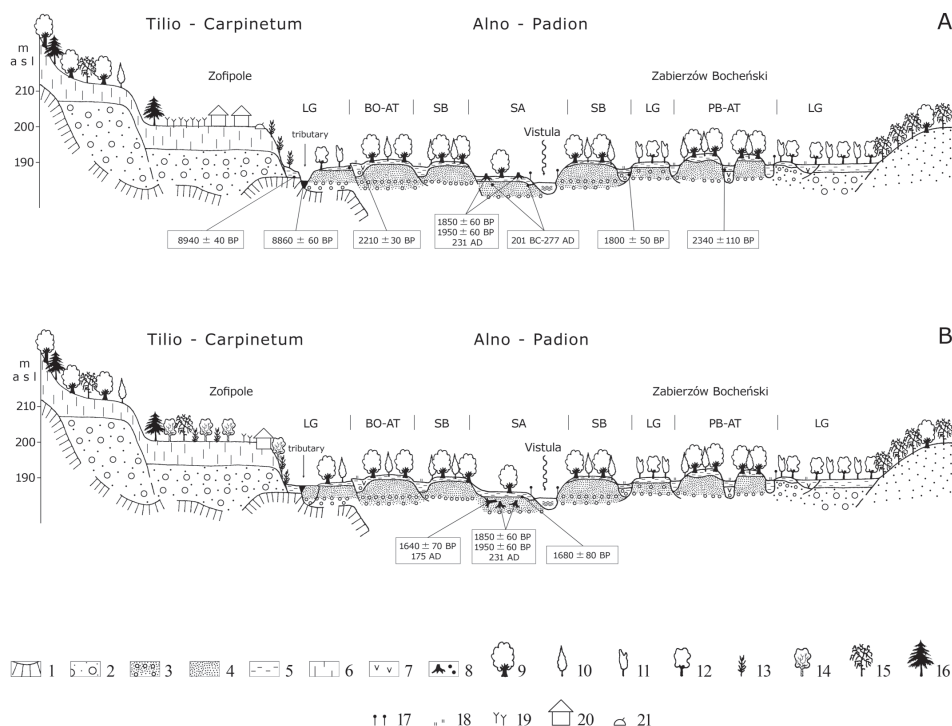
Na obszarach wschodniej Europy od około połowy V wieku klimat stał się bardzo suchy (Oblonski i in. 1999, s. 84). Jednak na stepach strefy umiarkowanej dominująca od początku VI wieku ujemna faza NAO spowodowała wzrost opadów, a w konsekwencji rozwój roślinności i populacji gryzoni (White 2008, s. 230; Krebs 2013) na tych obszarach, co mogło sprzyjać rozprzestrzenianiu się dżumy (Gage i in. 2008; Kausrud i in. 2010; Ari i in. 2011; Xu i in. 2014; 2015). „Pandemia justyniańska” (541-750 AD), jak pokazują badania genetyczne DNA z VI-wiecznego cmentarzyska w Bawarii oraz zapisy historyczne, pojawiła się również na obszarze Barbaricum (Harbeck i in. 2013; Wagner i in. 2014; Feldman i in. 2016, Mordechai i in. 2019, Prokopiusz, II. 23, 21 za: Urbańczyk 2023). Ze względu na obrządek ciałopalny uniemożliwiający przeprowadzenie badań DNA, jej występowanie i skala pandemii na obszarze polskim jest nieznana. W innych regionach jej skutki są oceniane bardzo różnie. W obszarze śródziemnomorskim miała ona spowodować wraz ze zmianami klimatycznymi (Newfield 2018a) zmniejszenie populacji o 25%, w Skandynawii nawet o 50% (Büntgen i in. 2016; Price 2020, s. 77), a Urbańczyk (2023) uważa, że niektóre obszary mogły ulec niemal całkowitej depopulacji. Wydaje się jednak, że wartości te mogą dotyczyć tylko gęsto zaludnionych miejsc, głównie miast, natomiast nie dotyczą one obszarów rolniczych, z większym rozproszeniem osadnictwa, jakie dominowały w Barbaricum. Również najnowsza, krytyczna analiza tekstów źródłowych, danych historycznych, archeologicznych, palinologicznych i DNA nie potwierdza, że dżuma była główną przyczyną zmian demograficznych, ekonomicznych i politycznych między VI a VIII wiekiem (Izdebski 2018; Mordechai i Eisenberg 2019; Mordechai i in. 2019; Sessa 2020).

Wszystkie te zmiany i wahania klimatyczne, ochłodzenie i spadek nasłonecznienia wpływały na pogorszenie warunków wegetacji roślinności w strefie umiarkowanej, a co za tym idzie warunków życia dla społeczności rolniczych na tym obszarze. Mogą one „jakoś przetrwać rok, czy nawet dwa lata złych zbiorów, ale raczej nie więcej” (Urbańczyk 2023). Zwilgotnienie, ochłodzenie, a co za tym idzie – spadek pyłkowych wskaźników antropogenicznych i odnowienie lasów, notowane są w Polsce w diagramach palinologicznych od połowy V wieku (Latałowa 2003b; Ralska-Jasiewiczowa i in., wyd. 1998; 2004), na przykład na Niżu Polskim w osadach limnicznych jezior mazurskich w połowie VI wieku (Han 2022, s. 2-3 za: Urbańczyk 2023), jezior wielkopolskich w okresie IV/VI-VII/IX wieku (Czerwiński i in. 2025; Kołaczek i in. 2025) czy Jeziorze Biskupińskim (Noryśkiewicz i in. 2025), a także na Wyżynie Miechowskiej (Wacnik i in. 2025).

Dolina Wisły poniżej Krakowa

Wisła, po wylocie z Bramy Krakowskiej, płynie przez zachodnią część Kotliny Sandomierskiej (Czeppe i German 1980). Od północy jej dolinę ogranicza erozyjna krawędź Działów Proszowskich, a na południu krawędź Wysoczyzny Gdowskiej. Erozyjna rzeźba tych regionów rozwinięta na łałach mioceńskich została okryta przez zróżnicowane osady czwartorzędowe (ryc. 3, 4). Największe przestrzenie zajmują lessy spoczywające na wysoczyznach i obu wysokich terasach Wisły (8-12 i 15-25 m). Strefa stożków Prądnika i Dłubni oraz wyższych teras, zachowanych jedynie w lewobrzeżnej części, zwęża się ku wschodowi na skutek spychania Wisły ku północy przez Rabę. W jej miejsce na przeciwnym brzegu pojawia się koło Niepołomic rozległy, piaszczysty i zwymiony stożek Raby. Dno doliny Wisły zajmuje szeroka na 3-7 km równina zalewowa wzniesiona 4-5 m nad poziom rzeki, jednak niezalewana od połowy XIX wieku wskutek obwałowania i regulacji koryta, co ograniczyło powodzie do międzywała. W jej obrębie występuje szereg różnowiekowych segmentów. W brzeżnych częściach, głównie w szerokich obniżeniach na południu, a czasem jako erozyjne „ostańce” w środku doliny, zachowały się fragmenty późnoglacialnych, roztokowych równin aluwialnych. Na pozostałym obszarze występują liczne paleomendry – duże, późnoglacialne i kilka generacji małych, holoceniśkich (Kalicki 1991; 2006).

Do zróżnicowania pokryw czwartorzędowych nawiązują typy gleb. Na lessach rozwinęły się urodzajne gleby płowe i brunatne, na piaskach gleby bielcowe, a w dnie doliny występują mady i gleby organiczne (hydromorficzne) (por. Lazar 1977, s. 383 i n.; Mocek 2015, s. 344-354). Średnia roczna temperatura dla Krakowa wynosi 8,1°C (I-3°, VII+18°), a opady 650-750 mm z lipcowym maksimum. O reżimie Wisły (średni przepływ 91,4 m³/s) decydują jej karpackie dopływy. Obserwuje się dwa wezbrania – roztopowe (IV) i opadowe (VII) oraz jesienną niżówkę. Człowiek doprowadził również do niemal całkowitego zniszczenia natu-

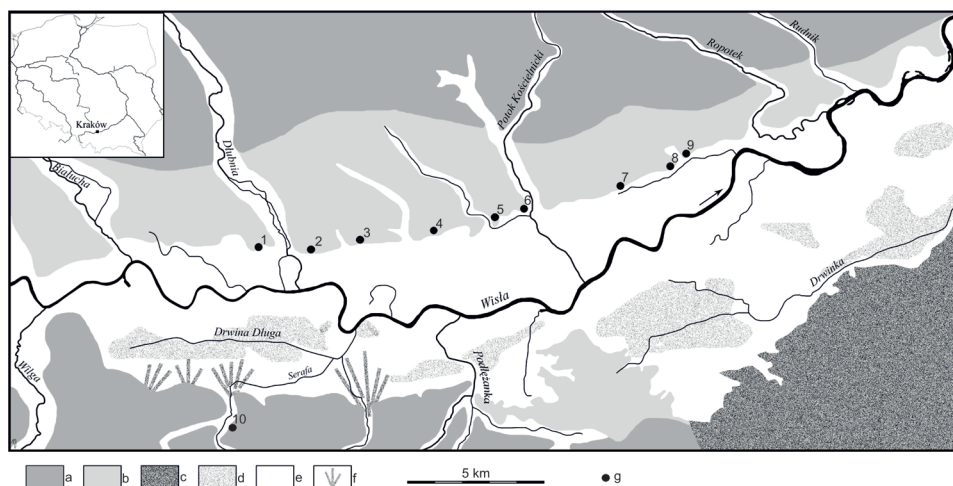


Ryc. 3. Schematyczne parzekroje paleogeograficzne doliny Wisły wg Dobrzańska, Kalicki i Szmoniewski 2009, ryc. 5: A, B, uzupełnione

Okres Rzymski – A, faza wczesnosłowińska – B, 1 – iły miocenijskie, 2 – plejstocenijskie żwiry i piaski, 3 – holocenijskie żwiry i piaski, 4 – piaski, 5 – mady pylaste (osady pozakorytowe), 6 – lessy, 7 – torfy, 8 – pnie i pniaki ścięte przez człowieka, 9 – *Quercus* sp., 10 – *Carpinus betulus*, 11 – *Alnus* sp., 12 – *Salix* sp., 13 – *Corylus avellana*, 14 – *Betula* sp., 15 – *Pinus sylvestris*, 16 – *Picea excelsa*, 17 – *Carex* sp., 18 – łąki, 19 – zboża, 20 – strefa mieszkalna osady, 21 – strefa produkcyjna osady. Określenie wieku: AT – okres atlantycki, BO – okres borealny, LG – okres późnoglacialny, PB – okres preborealny, SB – okres subborealny, SA – okres subatlantycki. Daty radiowęglowe i dendrochronologiczne w ramach; w nawiasie datowania redeponowanego detrytusy

ralnej roślinności – grądów wysokich i niskich, borów sosnowych i mieszanych w wyższych i suchszych siedliskach oraz lasów łęgowych, wiązowych, olszowo-jesionowych i olesów w dnie doliny. Obecnie lesistość obszaru nie przekracza 5%, a jedynym większym kompleksem jest Puszcza Niepołomska.

W pierwszym milenium po Chrystusie w dolinie Wisły poniżej Krakowa postępowała powolna aggradacja zapoczątkowana w okresie rzymskim, jednak jeszcze około 1480 ± 60 BP cal. 540-650 AD (Branice-Stryjów) poziom koryta Wisły znajdował się prawie 1,5 m poniżej współczesnego, a więc właściwie na poziomie allerródzkiego (Kalicki 1991; 2006; Kalicki i Krąpiec 1991a) (ryc. 3B). Również i tutaj znajdujemy ślady bardzo wyraźnej fazy powodzi zapisanej w aluwialnych lic-



Ryc. 4. Osadnictwo z fazy wczesnosłowiańskiej w dolinie Wisły na wschód od Krakowa
 a – Płaskowyż Proszowicki, Wysoczyzna Gdowska; b – terasy plejstoceńskie przykryte lessiem; c – stożek napływowo Raby; d – roztokowe równiny aluwialne funkcjonujące w holocenie jako baseny powodziowe (szerokie obniżenia w obrębie równiny zalewowej); e – późnoglacialna i holocenna równina zalewowa; f – holocenne stożki napływowo; g – osady badane wykopaliskowo
 1 – Kraków-Mogiła 1, 2 – Kraków-Mogiła 62 i 62A, 3 – Kraków-Pleszów 17, 18 i 20, 4 – Kraków-Branice 76, 5 – Kraków-Wyciąże 5 i 5B, 6 – Kraków-Kościelniki-Cło 7, 7 – Zofipole 1, gm. Igołomia-Wawrzeńczyce, 8 – Igołomia 1, gm. Igołomia-Wawrzeńczyce, 9 – Złotniki, gm. Igołomia-Wawrzeńczyce, 10 – Kraków-Bieżanów 8/14

ną generacją powalonych pni z 2. połowy V i z VI wieku (Kalicki i Krapiec 1996). W dnach wyżynnych dopływów Wisły rozpoczęło się narastanie lessowej mady rolniczej: w dolinie Rudawy w Rowie Krzeszowickim od 1520 ± 90 BP cal. 440-630 AD, a w dolinie środkowego Prądnika od 1510 ± 100 BP cal. 440-640 AD (Rutkowski 1991; Alexandrowicz 1997). Zjawisko to może być świadectwem występowania w tych niewielkich dolinach powodzi wywołanych krótkotrwałymi ulewami, a nie narastającej antropopresji, jak sądzili powyżsi autorzy. Do takiego wniosku skłania z jednej strony fakt, że w południowej części Wyżyny Krakowskiej nie odkryto do tej pory śladów osadnictwa fazy wczesnosłowiańskiej (Poleski 1995, s. 139), czyli okresu od około 2. połowy V wieku do końca VII wieku n.e., a z drugiej datowanie archeologiczne śladów pobytu ludności kultury przeworskiej na tym obszarze nie później niż na koniec IV i początek V wieku. Stwierdzona w dnach dolin zmiana typu sedimentacji nie była zatem zapewne wynikiem wzrostu antropopresji, ale zapisem zmian sieci osadniczej na tym terenie (Dobrzańska i Kalicki 2004, s. 123, 124).

Osadnictwo w dolinie Wisły

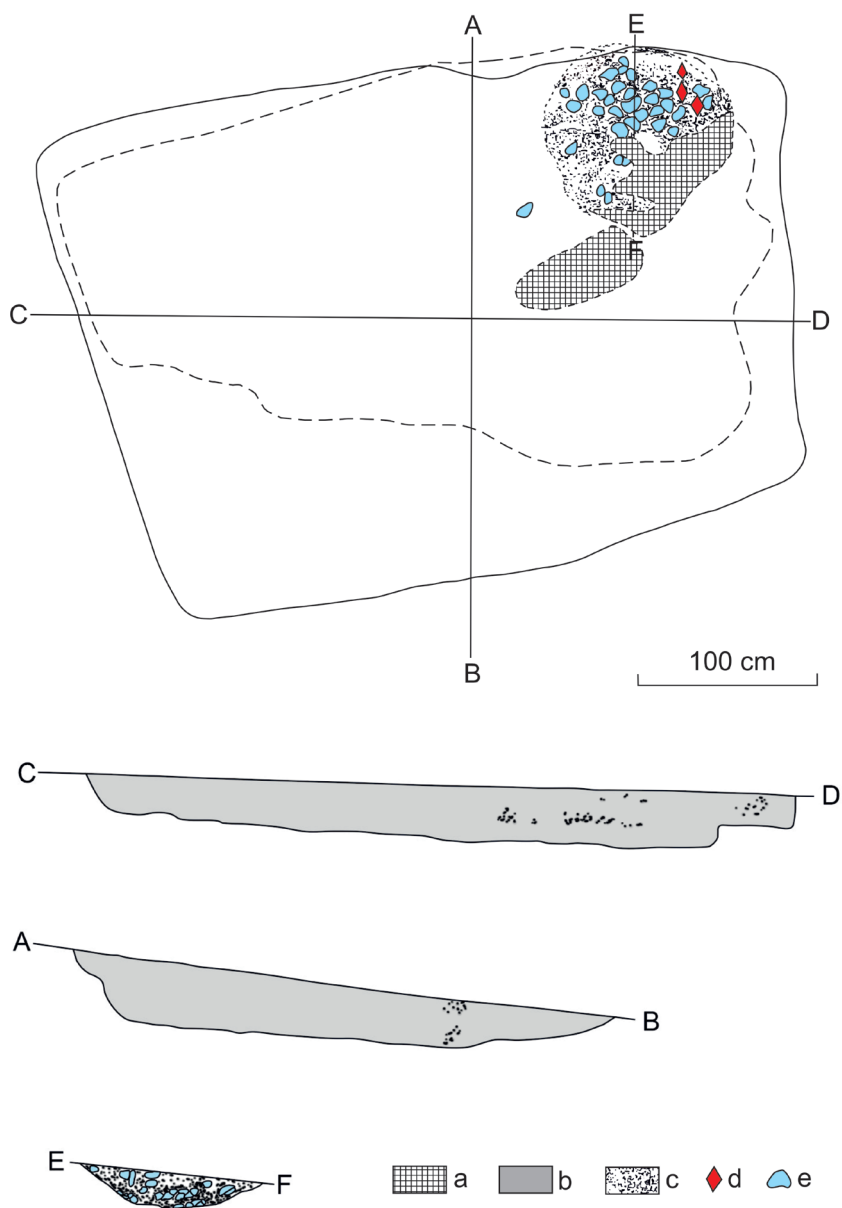
Osadnictwo z okresu wczesnosłowiańskiego na lewym brzegu Wisły na wschód od Krakowa obejmuje około 12 osiedli, odkrytych w dziewięciu miejscowościach (ryc. 4). Wszystkie one powstały na dobrze zachowanym, ponad 30-kilometrowym odcinku lewobrzeżnej, lessowej terasy Wisły pomiędzy Krakowem-Nową Hutą a Nowym Brzeskiem (Parczewski 1988a, s. 153 i n., tabl. 2; Poleski 2013, s. 291, ryc. 3). Tworzą one łańcuch osad usytuowanych w odległości od około 1 km do 3,5 km od siebie (Dobrzańska 1998, s. 101, 102, ryc. 11). Jak dotąd, pozostałości jedynie dwóch osad z omawianego tu okresu odkryto na prawym brzegu Wisły, w Krakowie-Bieżanowie (8/14)¹ oraz – poza mapą – w Rożnowej, pow. wielicki (Duda 1998). Dysproporcja w rozprzestrzenieniu osadnictwa może być związana ze zróżnicowaniem środowiska naturalnego i koncentracji sprzyjających warunków (rzeźba, żyzne gleby, ekoton teras–równina zalewowa) w lewobrzeżnej części doliny Wisły. Chronologia fazy wczesnosłowiańskiej w Małopolsce przypada na okres od 2. połowy V wieku do około połowy VII wieku (Parczewski 1988a, s. 106). Osadnictwo w dolinie Wisły należy do południowo-wschodniej strefy najstarszego osadnictwa wczesnosłowiańskiego w Polsce (Jędrzejewska 2019, ryc. 1).

Ludność osiedlająca się w okresie wczesnosłowiańskim w dolinie Wisły wybierała dla swoich siedzib głównie lessową terasę, intensywnie zasiedloną w okresie rzymskim. Z tą jednak różnicą, że obiekty mieszkalne budowano nie na jej płaskiej powierzchni, jak to miało miejsce w okresie rzymskim, ale na krawędzi terasy, czyli między załomem a jej podnóżem (Dobrzańska, Kalicki i Szmoniewski 2009, s. 168). Miało to związek z formą obiektu wgłębionego, który łatwo było wykopać w stoku lessowej terasy. Istotną rolę mogła odgrywać bliskość upraw o charakterze ogrodowym, które mogły być zakładane u podnóża tej ostatniej, na wyższym stopniu równiny zalewowej. Wyjątek stanowi osada w Krakowie-Mogile 1 zlokalizowana na płaskiej powierzchni stożka Dłubni nieokrytego lessami. Na osadach omawianej tu strefy odkryto od jednego do sześciu budynków mieszkalnych oraz niewielką liczbę obiektów gospodarczych.

W materiale archeologicznym kulturę wczesnosłowiańską wyróżniają takie cechy, jak konstrukcja domostw z urządzeniami ogniowymi i charakter lepionej ręcznie ceramiki. W piecach odkrywano są gliniane „chlebki”. Pod koniec fazy wczesnosłowiańskiej pojawiają się także pierwsze formy glinianych prażnic. Ujawniono także fragmenty glinianego reaktora do produkcji dziegiu.

W osadach na lewym brzegu Wisły odkryto 14 obiektów mieszkalnych: sześć chat pochodzi z Krakowa-Mogiły 1 oraz pojedyncze chaty z Krakowa-Mogiły 62A, Krakowa-Pleszowa 18, Krakowa-Branic 76, Krakowa-Wyciąża 5B (Parczewski

¹ W latach 2001-2007 stanowisko było badane wykopaliskowo przez Irenę Wójcik i Małgorzatę Byrską w ramach prac Krakowskiego Zespołu do Badań Autostrad.



Ryc. 5. Igołomia 1, pow. Kraków. Chata 2/82: plan obiektu wraz z profilami: a – przepalony less barwy pomarańczowej, b – wypełnisko obiektu, c – warstwa czarnej spalenizny z węglami drzewnymi i bryłkami pomarańczowej polepy, d – ceramika, e – kamienie
Wg Dobrzańska 1989, ryc. 9, przetworzenie cyfrowe E. Rydzewska

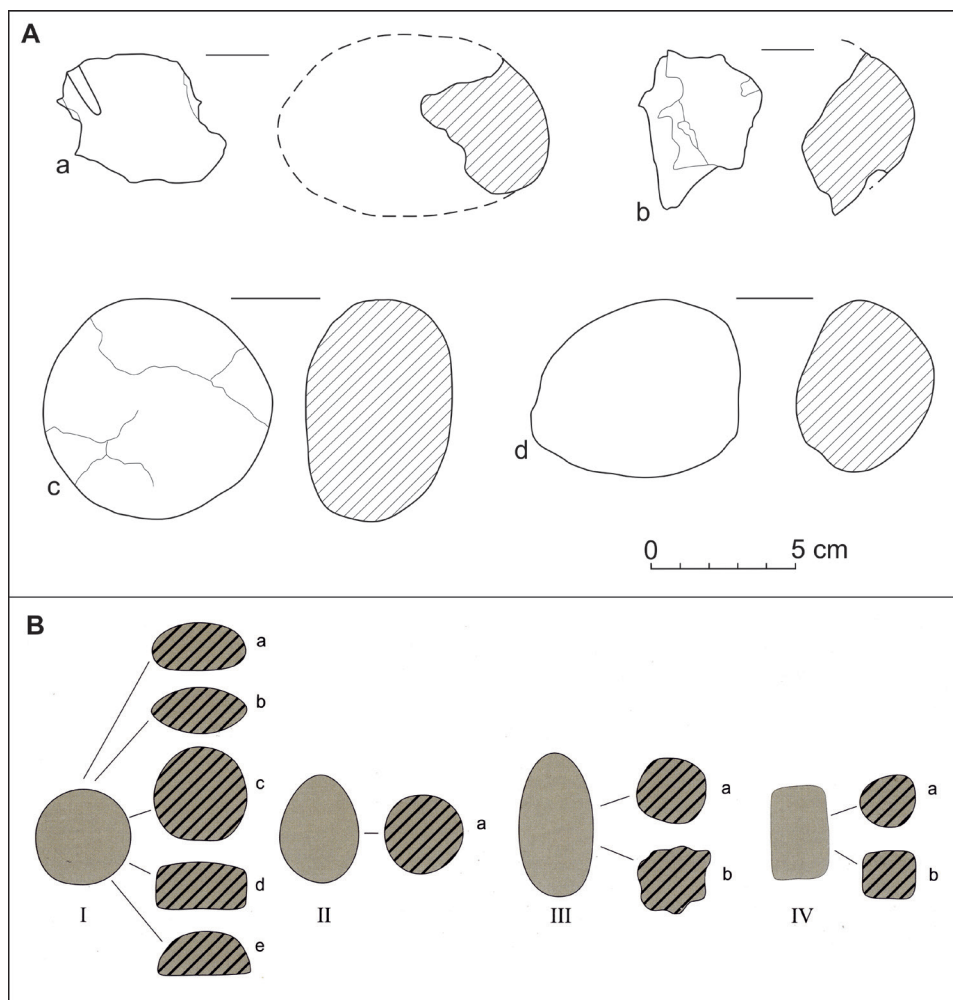


Ryc. 6. Zofipole 1, pow. Kraków. Gliniana prążnica z chaty 19, wg Dobrzańska 2024, ryc. 7

1988a; Poleski 2013), z Zofipola 1 (Dobrzańska 2024) oraz ze Złotnik 1 (Zoll-Adamikowa 1985), ponadto trzy chaty z Igołomi 1 (Dobrzańska 1989) (ryc. 5).

Ręcznie lepiona ceramika wczesnosłowiańska charakteryzuje się dominacją form garnkowatych. W porównaniu z kuchenną ceramiką z okresu rzymskiego cechuje ją mniejsza staranność, zarówno w przygotowaniu masy garncarskiej, jak i w formowaniu naczyń oraz opracowywaniu ich powierzchni. Chodzi tu o duże zróżnicowanie granulacji domieszki i wyrównywanie/uszczelnianie powierzchni naczyń przez powleknięcie gliną (Parczewski 1988a, s. 28 i n.). Należy też podkreślić, że w niektórych fragmentach ceramiki z Zofipola widoczny jest żwir rzeczny. Za pozornie niestarannym wykonaniem tej ceramiki kryje się tradycja i wiedza technologiczna jej wytwórców (por. Dobrzańska 1998, s. 90-91).

W chacie 19 w osadzie w Zofipolu 1 odkryto fragmenty prążnicy (ryc. 6). Ma formę zbliżoną do prostokąta, płaskie dno, o grubości około 3 cm, i lekko podniesiony, do 5 cm, brzeg. Jest wykonana z materiału lessowego, bez widocznej



Ryc. 7. Gliniane „chlebki”: A – a, b – Igołomia 1, pow. Kraków, c – Grodzisko Dolne 3, pow. Rzeszów, d – Świerszczów-Kolonia 28, pow. Łęčna, wg Dobrzańska 1998, tabl. I: 2, 3, Podgórska-Czopek 1991, tabl. XVIII: 1, Zakościelna i Gurba 1993, tabl. IV: e; B – Grodzisko Dolne 22, pow. Rzeszów. Typy chlebków, wg. Podgórska-Czopek 2009, ryc. 75

domieszki mineralnej i lekko przepalona (Dobrzańska 2024, s. 121, 124). Fragmenty podobnych naczyń odkryto w jamach 67/54 i 1/59 w Krakowie-Mogile 1. Prażnice odkrywane są w Polsce częściej na Dolnym Śląsku i Kujawach, gdzie mogą być datowane na późny okres trwania kultury wczesnosłowiańskiej (Parczewski 1988a, s. 75-76; 1988b, s. 36), zapewne już na VII wiek.

W osadach wczesnosłowiańskich odkrywane są gliniane przedmioty, tak zwane „chlebki” mające najczęściej formę krążka, rzadziej kuli lub jajka, mieszczące się w dłoni. W większości przypadków zachowane są fragmentarycznie z powodu ich

przepalenia (ryc. 7A). Często odkrywane są w piecach. W strefie osadnictwa nad Wisłą dwa fragmenty „chlebaka/chlebków” z gliny bez domieszki mineralnej, o powierzchni wygładzonej, znaleziono jedynie w Igołomi 1 w piecu 40/53 usytuowanym w obiekcie wgłębionym 32/53 (ryc. 7A: a, b). Piec 40/53 należy do starszego horyzontu kultury wczesnosłowiańskiej (faza 1), datowanego na 2. połowę V wieku (Dobrzańska 1998, s. 80, 94, 99, tabl. I: 2-3). Należy podkreślić, że brak większej liczby znalezisk „chlebków” w osadach z doliny Wisły może wynikać z faktu, że większość tych wielokulturowych osad pochodzi z badań ratowniczych z lat 50. i 60. minionego wieku, związanych z budową Kombinatu Metalurgicznego w Nowej Hucie. Materiały interesującego nas okresu nie były wówczas rozpoznawane i wyróżniane (Parczewski 1988b, s. 9). Odkrycia z późniejszych lat ujawniły liczne znaleziska „chlebków” w najstarszej, południowo-wschodniej strefie osadnictwa wczesnosłowiańskiego w Polsce (Podgórska-Czopek 2009, ryc. 81).

Z obiektu mieszkalnego 2/82 z osady w Igołomi 1 pochodzi dno naczynia z otworem w środku, pokryte warstwą smolistą, będące częścią reaktora do produkcji dziegciu zaawansowaną metodą polegającą na tak zwanej destylacji zstępującej – *destillatio per descensum*. Jak dotąd, jest to jedyne znalezisko wskazujące na produkcję dziegciu z obszaru kultury wczesnosłowiańskiej w Polsce. Wyniki analiz laboratoryjnych pobranych próbek wymienionej warstwy wykazały obecność smoły brzozonej przy braku zanieczyszczeń resztkami surowca (kory, drewna), co wskazuje na dużą specjalizację wytwórców (Dobrzańska i in. 2005, s. 244). Powszechnie akceptuje się jej szerokie zastosowanie, między innymi jako ważny środek leczniczy, ochrona przed pasożytami, była używana do impregnacji skóry i drewna, miała duże znaczenie jako lek w opiece nad zwierzętami (Szmoniewski 2016, s. 42, 43, tam starsza literatura). Do produkcji dziegciu wykorzystywano brzozę, która przypuszczalnie była istotnym komponentem roślinności wtórnej porastającej dawne pola uprawiane na wypłaszczeniu terasy w okresie rzymskim (ryc. 3B).

Smoła brzożowa wytwarzana była na obszarze współczesnej Europy od wczesnego paleolitu. W Skandynawii i we wschodniej Europie produkowana jest do dzisiaj (Stacey i in. 2019). Znaczący postęp w badaniach dziegciu brzożowego, najstarszej znanej substancji syntetycznej, nad sposobami jego wytwarzania oraz nad rozpoznaniem jego właściwości przypada na ostatnie lata i wiąże się z zastosowaniem różnych technik analitycznych. Podkreśla się znaczenie rozpoznanych różnych sposobów jego produkcji dla badania przekazu kulturowego (Regerti i in. 2019; Schmidt i Koch 2024). Ponad sześćdziesiąt prób dziegciu brzożowego z terenu północno-wschodniej Francji (datowanych od schyłku epoki brązu do okresu lateńskiego) wskazuje na nieznaną dotąd jego właściwość jako silnego kleju. Używany był między innymi do napraw naczyń ceramicznych, ich uszczelniania oraz ich dekoracji (Koch i in. 2024). W okresach rzymskim i wędrówek ludów w dorzeczu Łaby oraz na terenach zachodniej Słowacji i Moraw pozostałości dziegciu

brzozowego odkrywano dość licznie w pochówkach, zarówno ciałopalnych, jak i szkieletowych, gdzie łączone są z praktykami pogrzebowymi (Kalapáčova i Gašpar 2025, s. 114, 115). Przytoczone przykłady zastosowania smół brzozowych uświadamiają nam, że ze względu na wyjątkowe właściwości, zakres ich stosowania mógł być powszechny także w kulturze wczesnosłowiańskiej.

Podstawą egzystencji ludności tej kultury były uprawa ziemi i chów zwierząt (Parczewski 1988b, 69 i n.; Szmoniewski 2016, s. 35). Istotną rolę dla gospodarki miała lokalizacja osadnictwa na obszarze ekotonu z największą biogeoróżnorodnością – na pograniczu terasy lessowej i równiny zalewowej. Dogodnym miejscem do uprawy zbóż mogła być płaska powierzchnia terasy lessowej z żyznymi glebami płowymi. Wyniki badań geomorfologicznych przeprowadzonych w rejonie osady w Zofipolu wskazują na obecność żyznych deluwii (neolitycznych?), odkrytych na wyższym stopniu równiny zalewowej u podnóża lessowej terasy. Miejsce to mogło być dogodne dla upraw ogrodowych, zakładanych w niedalekiej odległości od domów w pobliżu potoku płynącego u podnóża terasy i na bardzo żyznych glebach wzbogaconych w substancję organiczną z ogłowionych gleb (zmyty poziom A) na krawędzi terasy (Dobrzańska i in. 2009, s. 161, ryc. 5: B, s. 168) (ryc. 3B).

W związku z prawdopodobnie znacznym zalesieniem monotonnymi, jednogatunkowymi, wtórnymi brzezunami terasy lessowej, zbiorowiska leśne równiny zalewowej, zróżnicowane gatunkowo (ryc. 3B), mogły zaspokajać potrzeby paszowe także w okresie zimy. Na szczególną uwagę zasługuje obecność dębu, którego żołędzie mogły być karmą dla świń, stanowiąc wartościowe, wysokokaloryczne źródło węglowodanów. Wykorzystywane były w diecie zarówno zwierząt, jak i ludzi w czasach głodu (Lityńska-Zajac i Wasylikowa 2005; Kapcia i Mueller-Bieniek 2024). Kości świń (czterech osobników) odkryto w chacie 2/82 w Igołomi 1 (Dobrzańska 1998, s. 100).

Z równiny zalewowej pochodził żwir i piasek, widoczny w masie garncarskiej użytej do wytwarzania niektórych naczyń w Zofipolu oraz przypuszczalnie także materiał ilasty, którym pokrywano powierzchnie naczyń (Dobrzańska 2024, s. 128).

Odkrycie haczyków do połowu ryb w osadach omawianej tu strefy (Szmoniewski 2021, s. 181) może wskazywać na pozyskiwanie pożywienia z obszarów równiny zalewowej. Miejscem połowu nie mogły być baseny powodziowe z płytkimi i krótkotrwałymi zbiornikami i podmokłościami, lecz starorzeczka położone pod krawędzią terasy i na równinie zalewowej oraz większe dopływy Wisły drenujące terasę i płynące na znacznych odcinkach basenami powodziowymi.

Z równiny zalewowej pozyskiwano drewno do budowy domostw, czego przykładem może być chata z Krakowa-Wyciąża 5B, do wykonania której użyto dębów, datowanych dendrochronologicznie, powalonych między 623 a 635 rokiem n.e. (Poleska, Bober i Krąpiec 1998, s. 64, ryc. 24).

Pomimo podniesionego poziomu wód gruntowych i lokalnych podtopień równina zalewowa była dostępna dla mieszkańców wyżej położonych osad (Dobrzańska, Kalicki i Szmoniewski 2009, s. 169, 170; 2013, s. 374). Wzrost aktywności rzeki,

który rozpoczął się w połowie V wieku n.e. i udokumentowany jest między innymi przez masowe powalanie dębów w wyniku erozji bocznej rzeki, nie uniemożliwiało wykorzystywania tego rozległego obszaru.

Początek osadnictwa ludności kultury wczesnosłowiańskiej w dolinie Wisły przypada na 2. połowę V wieku. Należy podkreślić, że zarówno źródła archeologiczne, jak i przyrodnicze wskazują na kryzys osadnictwa ludności kultury przeworskiej w dolinie Wisły przypadający na ostatnie ćwierćwiecze IV wieku n.e. W materiale archeologicznym brak jest charakterystycznych zabytków z tego okresu oraz kontynuacji wyspecjalizowanej wytwórczości pozarolniczej, garncarskiej i brązowniczej. W efekcie następuje regeneracja dąbrów na równinie zalewowej Wisły, która przestała być intensywnie wykorzystywana przez człowieka, a o zmniejszonej częstotliwości powodzi świadczy brak powaleń dębów (Dobrzańska i Kalicki 2004, s. 120, 121, Fig. 7; Kalicki 2006, s. 296-300, ryc. 86).

Główną przyczyną tego kryzysu było najprawdopodobniej pojawienie się na tym obszarze Hunów (Dobrzańska i Kalicki 2004, s. 120; 2018, s. 132). Odkrycie z ostatnich lat potwierdza ich obecność w pobliżu doliny Wisły, a data radiowęglowa pochówku z Czulic 21, pow. krakowski, przypada na lata 375-418 AD (Niebylski i in. 2024). Równocześnie jest to okres suchszego klimatu, który mógł utrudniać egzystencję ludności na tym obszarze (Dobrzańska i Kalicki 2024).

Osadnictwo wczesnosłowiańskie na tym obszarze uwarunkowane było stosunkami morfologiczno-hydrograficznymi. Lokalizacja na krawędzi terasy ułatwiała budowę półziemianek, małe ciekiki pod krawędzią zapewniały zaopatrzenie w wodę, a w warunkach wilgotnego i chłodnego klimatu LALIA nachylenie powodowało spływ powierzchniowy i śródpokrywowy, co zapobiegało powstawaniu na lessach podmokłości i błota w obejściach w czasie częstych opadów, a zakrzaczenie krawędzi chroniło przed wiatrami ukierunkowanymi orograficznie wzdłuż doliny Wisły (szczególnie wschodnimi w zimie) oraz dodatkowo utrudniało wykrycie osad przez nieprzyjaciół. Wybór miejsca do osadnictwa w ekotonie na pograniczu dwóch różnych ekosystemów, terasy lessowej i równiny zalewowej Wisły, był korzystny dla ludności walczącej o bezpieczeństwo żywnościowe w trudnych warunkach klimatycznych.

Dyskusja

Budynki

Chaty z fazy wczesnosłowiańskiej są czworokątne, często zbliżone do kwadratu, od około 5 do 20 m², najliczniejsze od 10-15 m². Ich cechą charakterystyczną jest zagłębienie dna w podłoże, najczęściej od 60-100 cm lub nieco głębiej i obecność urządzenia ogniowego, na ogół w narożniku NE lub NW chaty (Parczewski 1988a, s. 55 i n.; Cygan 2006, s. 20-33, tab. 1, ryc. 1, 3). Ta forma budynku, z racji szerokiego zasięgu, stała się symbolem kultury wczesnych Słowian (Koby-

liński 1988). W dolinie Wisły o wyborze miejsca zdecydowała jednolita i zwięzła tekstura lessu przykrywającego terasę Wisły. Skłon terasy, na którym były posadowione, ułatwiał budowę obiektu zagłębionego, a suche lessowe ściany wyciętych w podłożu domostw stanowiły ich solidną konstrukcję.

Kompleksowe badania eksperymentalne wczesnosłowiańskich domostw przeprowadzone w Březnie, pow. Louny w Czechach objęły zarówno etap ich budowy, jak i zamieszkiwanie przez ludzi (Pleinerová 1986). Spośród wielu interesujących wyników badań na uwagę zasługują pomiary ilości zużytego drewna oraz temperatury wewnątrz budynków w zimie.

Chata 5, o zarysie zbliżonym do trapezu, $4,4-4,6 \times 4,2$ m (powierzchnia około 20 m^2), była zagłębiona do 80 cm od pierwotnej powierzchni gruntu, z paleniskiem w NW narożniku. W jej rekonstrukcji dach, pokryty żytnią słomą, opierał się na ziemi, a ściany wykonano z plecionki pokrytej gliną, ich grubość wynosiła 15 cm. Do budowy tej chaty zużyto $2,5 \text{ m}^3$ drewna (jesion, dąb, buk). Chata 69, o zarysie zbliżonym do prostokąta, $3,6 \times 3,3$ m (powierzchnia około 12 m^2) była zagłębiona do 40 cm od pierwotnej powierzchni gruntu, z paleniskiem w narożniku NW. Ściany wykonano z drewnianych bali uszczelnionych gliną, dach pokryty słomą. Do budowy zużyto 6 m^3 drewna (gatunki jak wyżej), przy czym od 4,5 do 5 m^3 na samą konstrukcję, a resztę stanowiły odpady (Pleinerová 1986, s. 105-140).

Eksperyment dotyczący ogrzewania domu przeprowadzono w drugiej dekadzie lutego 1984 roku, w warunkach o niezbyt niskich temperaturach – w południe około 3°C . W dobrze izolowanym obiekcie 69 przy różnicy $7-8^\circ\text{C}$, między temperaturą panującą na zewnątrz i wewnątrz budynku, maksymalna temperatura w domu wahała się od $15-21^\circ\text{C}$. Ogrzewano budynek przez sześć dni, zużyto $0,593 \text{ m}^3$ drewna (średnie dzienne zużycie to $0,098 \text{ m}^3$). Ivana Pleinerová zwraca uwagę na stosunkowo wysokie temperatury panujące zimą w czasie prowadzonego eksperymentu, które różniły się od warunków panujących w fazie wczesnosłowiańskiej.

W czasie eksperymentalnego zamieszkiwania w wymienionych obiektach średnia dzienna ilość drewna opałowego używanego do gotowania wynosiła $0,05 \text{ m}^3$. Poza wymienionym wyżej zużyciem drewna należy pamiętać o jego wykorzystaniu do innych potrzeb związanych z gospodarstwem, na przykład wypał ceramiki czy wytwarzanie narzędzi (Pleinerová 1986, s. 140-154).

O ile w literaturze pojawiają się sugestie odnośnie do wpływu warunków klimatycznych na wybór formy chaty wczesnosłowiańskiej, o tyle rola lokalnego środowiska naturalnego jest pomijana (Dobrzańska i Kalicki 2004, s. 124, 125, tam literatura). Wczesnosłowiańskie prostokątne ziemianki wgłębione z piecem w pobliżu ściany północnej trwają do VII wieku i ustępują obiektom naziemnym, których pozostałością są na przykład jamy o „wannowatej” formie. Według ustaleń M. Parczewskiego (2000, s. 458) dotyczących osad otwartych głównie z terenu Małopolski, zastępowanie budownictwa ziemiankowego naziemnym następuje po fazie wczesnosłowiańskiej (np. osada w Krakowie-Mogile 1). Ta obserwacja znalazła także potwierdzenie w wynikach późniejszych badań archeologicznych na



Ryc. 8. Przykłady zagłębionych chat typu „bordei” z obszaru Rumunii w Muzeum Wsi im. Dimitre Gusti w Bukareszcie. Drăghiceni jud. Olt, początek XIX w. A – wejście do chaty, B – wnętrze chaty, C – chata z południowej Rumunii, fot. H. Dobrzańska

terenie Małopolski (Poleski 2016, s. 101, tam literatura). Pojawienie się naziemnych obiektów mieszkalnych w drugiej połowie VII wieku nie jest wystarczająco udokumentowane archeologicznie, natomiast użytkowane były w VIII-IX/X wieku (Cygan 2006, s. 62-63).

Przykładem historycznej architektury ludowej są ziemianki z południowej Rumunii znane jako „bordei”, które przetrwały do czasów współczesnych (ryc. 8). Wybudowane na planie prostokąta, wgłębione nawet do około 1,5 m w stabilne podłoże, o ścianach szalowanych deskami z wyjątkiem miejsca, gdzie umieszczono palenisko. Ściany naziemne wykonano z grubych bali drewnianych. „Bordei” były często wieloizbowe. Wchodzono do nich korytarzem po równi pochyłej. Architekci zwracają uwagę na duże oszczędności drewna przy wyborze takiej konstrukcji, która również dobrze chroniła przed chłodem. Poszczególne elementy konstrukcji wykonywano w zależności od charakteru środowiska naturalnego. Przy braku drewna konstrukcyjnego stosowano ściany z plecionki i gliny. W powszechnej opinii rumuńskie domy wgłębione z wieków XVIII i XIX chroniły ludzi przed chłodem małej epoki lodowej, ale także – ze względu na słabą widoczność w terenie – przed niebezpieczeństwem najazdów wrogów. Przykłady domów wgłębionych znane są z różnych okresów z terenu Europy i poza nią (Madalina-Moldovan i in. 2015).

O bardzo istotnym wpływie czynników klimatycznych na formy budownictwa, na przykładzie budownictwa wiejskiego z obszaru Polski, pisał przed laty wybitny historyk architektury prof. Gerard Ciołek (1948). Na podstawie wyników własnych badań zwracał uwagę na związek między niskimi temperaturami zimowymi a koniecznością ogrzewania wewnątrz mieszkalnych za pomocą solidnych pieców.

Omówione wyżej wyniki przeprowadzonych eksperymentów związanych z budową i eksploatacją obiektów mieszkalnych, replik wczesnosłowiańskich chat, wskazują na duże zużycie drewna, zwłaszcza do przygotowywania posiłków oraz do ogrzewania wewnątrz (Pleinerová 1986, s. 140 i n.). W kwestii wykorzystywania przez ludność kultury wczesnosłowiańskiej dąbrów na równinie zalewowej Wisły J. Poleski (2013, s. 109, przypis 73) zwraca uwagę na brak śladów ścinania drzew od V-IX wieku na czarnych dębach z aluwiiów. Wyciąga stąd wniosek o zaniku użytkowania równiny zalewowej Wisły (błędnie nazywanej przez niego terasą denną), karcąc autorów opracowania (Dobrzańska i Szmoniewski 2009) wyrażających odmienny pogląd. Nie bierze on jednak pod uwagę generalnej sytuacji paleogeograficznej w okresie fazy wczesnosłowiańskiej. Brak śladów ścinania dębów przez człowieka nie musi być świadectwem zaprzestania wykorzystywania dąbrów i użytkowania równiny zalewowej Wisły, tym bardziej nie może dawać podstawy do oceny intensywności tych działań. W związku z przypadającą na ten okres (2. połowa V – około połowy VII wieku) agradacją i dużą aktywnością rzeki (faza wzmożonej aktywności fluwialnej – Kalicki 2006, s. 296-300, ryc. 86), co potwierdza też diagram ilustrujący liczne powalenia dębów w tym czasie, istniała możliwość wykorzystywania przez człowieka licznych powalonych przez rzekę pni, bez konieczności ich ścinania.

Prażnice

Na obszarze Polski w fazie wczesnosłowiańskiej prażnice należą do rzadkości, a pojawiają się dopiero w kontekście materiałów ceramicznych późnego horyzontu tej fazy, w VII wieku i trwają dłużej (Parczewski 1988a, s. 36; 1988b, s. 75, 76; 1989, s. 37). Naczynia te we wczesnosłowiańskiej osadzie w Dulceanca w Rumunii zostały odkryte jako położone na piecach w chatach datowanych na VI i VII wiek (Dolinescu-Ferche 1995).

Istnieje bardzo długa lista interpretacji przypuszczalnych funkcji glinianych prażnic, od suszenia ziaren zboża do topienia metalu i hartowania żelaza (por. Szmoniewski i Lityńska-Zajac 2005, s. 25, 26; Lisowska i in. 2022). Wyniki studiów paleobotanicznych oraz rezultaty zastosowania metody analitycznej chromatografii gazowej sprzężonej ze spektrometrią mas, którym poddano 26 fragmentów wczesnośredniowiecznych prażnic z trzech stanowisk z Przedgórza Sudeckiego i Sudetów pozwoliły na szereg następujących ustaleń (Lisowska i in. 2022). Naczynia te wykonano z masy ceramicznej z dużą ilością substancji organicznej, którą tworzą części wegetatywne roślin zbożowych i trawa. Rozgrzane utrzymywały długo ciepło. Naczynia te służyły do obróbki cieplnej ziarna zbóż w zakresie przygotowania pożywienia i konserwacji. Kwasy roślinne wskazały na ogrzewanie nasion i orzechów. Stwierdzono też obecność substancji pochodzenia zwierzęcego. Analizowane prażnice służyły do obróbki termicznej produktów roślinnych i zwierzęcych². Uważa się, że nie były transportowane. Na ziemiach Polski pojawiają się już w VII wieku, ale przypuszczalnie ich liczne występowanie w VIII-X wieku można łączyć z bardziej stabilnym osadnictwem, niż to miało miejsce wcześniej. W pierwszej połowie VII w. używane były na zachodniej i wschodniej Słowacji, zwłaszcza nad górną Cisą. Najwcześniej, na VI w. datowane są w Rumunii na południe od Karpat (Stanciu 2023, s. 75).

„Chlebki”

Przedmioty te są bardzo charakterystyczne dla kultury wczesnosłowiańskiej, występują na obszarze wschodniej i środkowej Europy. Ich znaleziska pochodzą głównie z Ukrainy, Mołdawii, Rumunii, Czech, Białorusi i Polski (Podgórska-Czopek 2009, s. 205, tam literatura). We współczesnej literaturze często powtarzana jest dawna koncepcja, według której „chlebki” znane były już przez ludność kul-

² W trakcie badań eksperymentalnych w Vadastra w Rumunii B.Sz. Szmoniewski wykonał z gliny prażnicę, której użył do upieczenia placków ze zmielonej pszenicy zmieszanej z wodą, bez użycia tłuszczu (Szmoniewski i Tunia 2021, ryc. 8, 9). Eksperyment wykonano w ramach projektu „Badania eksperymentalne w archeologii. Glina i drewno w obróbce cieplnej (okres rzymski i okres wędrowek ludów)” kierowanego przez dr H. Dobrzańską i prof. D. Gheorghiu i realizowanego w latach 2006-2008 w Centrum Badań Eksperymentalnych w Vădastra, w okręgu Aluta, w ramach współpracy między Polską Akademią Nauk a Rumuńską Akademią w Bukareszcie.

tury czerniachowskiej (np. Podgórska Czopek 2009, s. 208; Szmoniewski 2016, s. 40), w której pełniły funkcję przedmiotów związanych z wierzeniami i stamtąd zostały przejęte przez społeczności kultury wczesnosłowiańskiej (np. Vinokur 1969, s. 54-56; Cigilik 1996, s. 284 i n.). Chociaż nie można tego całkowicie wykluczyć, to jednak w cytowanej pracy V.M. Cigilika chlebki odkryto w typowej kwadratowej chacie z piecem i ceramiką wczesnosłowiańską, której nie można łączyć z kulturą czerniachowską, jak chce autor (1996, s. 283-288)

Poza osadnictwem w dolinie Wisły, gdzie zostały odkryte tylko na jednym stanowisku (Igołomia 1), „chlebki” znane są głównie z badań prowadzonych na wielu osadach z obszaru południowo-wschodniej, najstarszej strefy osadnictwa fazy wczesnosłowiańskiej w Polsce. Odkryte zostały głównie w chatach, w ich piecach lub paleniskach oraz poza nimi, w wolno stojących piecach. Na osadzie w Grodzisku Dolnym 3, pow. leżajski ogółem znaleziono ich 131, zachowanych we fragmentach oraz w całości. Ujawniono je w dwóch chatach 1 i 2 oraz w dwóch jamach 1 i 2. Te dwa ostatnie obiekty z piecami zostały także uznane za mieszkalne. Niewiele fragmentów znaleziono poza obiektami, w skupisku i jako materiał luźny. „Chlebki” miały kształt spłaszczonej kuli. Odtworzono średnicę 42 egzemplarzy, która wahała się od 6 do 10 cm, z przewagą form 7-8-centymetrowych. Tylko w jednym przypadku odkryto formę kulistą o średnicy 5,2 cm. Wykonane zostały z dwóch różnych mas garncarskich. Pierwsza zawierała drobny tłuczeń kamienny i ceramiczny lub brak domieszki. Wykonano z niej naczynia i zdecydowaną większość „chlebków”. W drugiej zaobserwowano znaczną ilość piasku, użyto jej jedynie do wykonania ośmiu spośród analizowanych „chlebków” (Podgórska-Czopek 1991, s. 27-29, tab. 5). Obecność piasku, będącego zapewne naturalnym komponentem użytego surowca, tak jak to bywa w ceramice naczyniowej różnych okresów, spowodowała ścieralność ich powierzchni. Aż 431 fragmentów „chlebków” i ich całych form odkryto w osadzie w Grodzisku Dolnym 22, gdzie wystąpiły w 15 obiektach, najczęściej w chatach (w piecach lub w ich pobliżu). Miały formę kulistą, spłaszczonej kuli, owalną, jajowatą lub walcowatą, o wymiarach od 5,5 do 9,5 cm (Podgórska-Czopek 2009, s. 201-208, ryc. 75, 76, tab. 13, 14) (ryc. 7B). Połowa egzemplarzy została ulepiona z „gliny tłustej”, pozostałe zawierały domieszkę szamotu, rzadziej piasku. W obiekcie mieszkalnym 3, z osady w Świerszczowie-Kolonii 28B, 28 „chlebków” znaleziono w piecu i obok niego. Wykonano je z „gliny tłustej” bez jakiejkolwiek domieszki. Spośród czterech całych egzemplarzy dwa są w zarysie okrągłe, w przekroju owalne, jeden ma formę nieregularną, a jeden jajowatą (Zakościelna i Gurba 1993, s. 13, tabl. I: e, i; IV: b, e). W piecu garncarskim 576 z osady w Złotej 3, pow. sandomierski, datowanym na późny horyzont kultury wczesnosłowiańskiej po połowie VII wieku, znaleziono 14 „chlebków” wykonanych z gliny bez widocznej domieszki. Miały formę krążków o średnicach 9-10 cm (Urbaniak 2005, s. 635, tabl. 4-6). Dwa „chlebki”, o formie jajowatej i kulistej, odkryto w chacie z Leżachowa 7, pow. przeworski (Szmoniewski 2016, ryc. 7).

Poza obszarem Małopolski „chlebek” odkryto w jamie 139 w Żukowicach 9, pow. głogowski. Miał formę krążka, w rzucie okrągły, o średnicy 4,2 cm, w przekroju owalny. Współwystąpił z fragmentami naczyń obtaczanych górą i zdobionych zwielokrotnioną linią falistą oraz z fragmentami prażnicy (Parczewski 1989, s. 44, tabl. LXXXVII: 10, tab. 6). Zespół może być datowany na VII wiek.

Wśród licznych interpretacji funkcji, którą mogły pełnić „chlebki” w życiu społeczności w fazie wczesnosłowiańskiej, zdecydowanie dominuje pogląd o ich roli w rytuałach magicznych (np. Rusanova 1976, s. 50; Vána 1983, s. 21; Stanciu 2001; 2023, s. 77 i n.; Podgórska-Czopek 2009, s. 206-208; Szmoniewski 2021, s. 186). Uważa się również, że mogły być wykorzystywane jako przedmioty stabilizujące naczynia w pionie w trakcie gotowania (Zakościelna i Gurba 1993, s. 13). Wśród cytowanych przez Szmoniewskiego (2016, s. 40) przykładów interpretacji funkcji „chlebków” pojawia się też możliwość ich użycia jako ogrzewaczy do rąk w okresach zimnych. Ta ostatnia z wymienionych tu propozycji, chociaż niepopularna wśród badaczy, wydaje się najbardziej prawdopodobna z uwagi na następujące cechy tych przedmiotów. Jak wykazano powyżej, rozmiary i ich kształt wskazują, że bardzo dobrze mieszczą się w dłoniach. Zwraca uwagę porównywalna ich wielkość. Na ogół były wykonane z surowca plastycznego bez intencjonalnej domieszki mineralnej lub z niewielką jej ilością. Niekiedy autorzy opracowań zwracają uwagę na wygładzone powierzchnie tych przedmiotów. Tylko wyjątkowo były zdobione. Na przedstawioną wyżej interpretację „chlebków” wskazuje też ich obecność w urządzeniach ogniowych, ponieważ pełniły swoją funkcję jako przedmioty ciepłe. W rezultacie częstego podgrzewania w piecu ulegały szybkiemu zniszczeniu. Pośrednio taką interpretację może potwierdzać ich częstość występowania, która może wynikać z różnic klimatycznych. Częste są na wschodzie Polski (woj. podkarpackie) z kontynentalnym klimatem z mroźnymi zimami, a sporadyczne w najcieplejszych współcześnie regionach – Kotlina Sandomierska, w rejonie Tarnowa i Krakowa i Nizina Śląska. W okresie LALIA te różnice termiczne były prawdopodobnie jeszcze większe.

Mało przekonująca jest koncepcja D. Bialekovej (1999) o ewentualnym wykorzystywaniu, także wspomnianych wyżej form „chlebków”, w budowie pieców jako materiałów kumulujących ciepło (por. także Podgórska-Czopek 2009, s. 207). Jeżeli chodzi o tę funkcję, to znacznie lepsze od przedmiotów z gliny są kamienie, odkrywane w piecach wczesnosłowiańskich, ale niezwiązane z ich konstrukcją.

Wnioski

Czasy trwania kultury wczesnosłowiańskiej przypadają na okres późnoantycznej małej epoki lodowej LALIA („wandalskie minimum”, ochłodzenie „w wiekach ciemnych”) w latach 450-700 AD, kiedy szereg czynników klimatotwórczych, mię-

dzy innymi wulkanizm, nałożyło się na generalną astronomiczną tendencję do oziębienia po optimum holocenu. Był to okres zbieżny z pierwszym wydarzeniem Bonda, a najzimniejsza faza miała miejsce około 530-680 AD. Do globalnych anomalii termicznych dołączyły regionalne wahania w wielkości i rozkładzie opadów spowodowane zmianami faz NAO (por. Franke, Werner i Donner 2017, ryc. 6). Deterioracja klimatu i pojawienie się zjawisk katastrofalnych typowych zarówno dla klimatu oceanicznego, jak i kontynentalnego (Kalicki 2006, ryc. 86) znalazły swoje odzwierciedlenie w funkcjonowaniu różnorodnych geosystemów naturalnych (stokowych, dolinnych itp.) różnego rzędu, w tym geosystemów doliny Wisły pod Krakowem.

Zarówno ogólne tendencje klimatyczne, jak i lokalne dane paleogeograficzne z dobrze rozpoznanej pod tym względem doliny Wisły na wschód od Krakowa (Kalicki 1991; 2006), wskazują na dużą zależność między formowaniem się kultury wczesnosłowiańskiej a lokalnym środowiskiem naturalnym i panującym wówczas klimatem (Dobrzańska i Kalicki 2003; 2004, s. 122 i n.).

Typowa dla kultury wczesnosłowiańskiej niewielka, częściowo wgłębiona chata z urządzeniem ogniowym najczęściej przy ścianie północnej, na ziemiach Małopolski trwa od drugiej połowy V do drugiej połowy VII wieku. Domostwa o konstrukcji wgłębionej znane są między innymi w kulturze ludowej z XVIII i XIX wieku, na przykład z obszaru południowej Rumunii. W literaturze zwraca się uwagę na ich związek z ochłodzeniem małej epoki lodowej, ponieważ chroniły przed zimą znacznie lepiej niż budynki naziemne.

Zapewne w późnym okresie kultury wczesnosłowiańskiej pojawiają się gliniane prażnice. Umieszczane nad źródłem ciepła służyły do osuszania ziaren zboża przed jego rozdrobnieniem, co miało duże znaczenie w warunkach wilgotnego klimatu. Rozgrzane pełniły także funkcję brytfanny, służyły do smażenia zarówno potraw roślinnych, jak i przypuszczalnie mięsnych, o czym świadczą pozostałości tłuszczu. Prażnice po raz pierwszy odkrywamy w fazie wczesnosłowiańskiej, gdzie można je traktować jako próbę radzenia sobie z chłodem i podwyższoną wilgotnością. Jako przedmiot bardzo użyteczny w procesie przygotowywania pożywienia spotykane są również w dalszych wiekach wczesnego średniowiecza. W odróżnieniu od prażnic gliniane „chlebki”, które mogły służyć do ogrzewania dłoni w czasach chłodnych, zanikają wraz z zagłębionymi chatami po VII wieku.

Przemysław Urbańczyk (2023, s. 305, 306), charakteryzując kulturę wczesnych Słowian, wskazuje na rolę kryzysu ekologiczno-gospodarczego wywołanego gwałtownym ochłodzeniem klimatu. Konsekwencją tego kryzysu było uproszczenie systemu społeczno-gospodarczego oparte na posiadanej wiedzy.

Wydaje się jednak, że mamy tu do czynienia nie tylko z koniecznym uproszczeniem systemu społeczno-gospodarczego, ale z istotną zmianą wykazującą wysoko zaawansowany stopień adaptacji do zmieniających się warunków, co świadczy o doskonałej znajomości środowiska przez ówczesną ludność. W praktyce znalazło to wyraz w umiejętności zastosowania różnorodnych rozwiązań technicznych, na

przykład zagłębione domy z solidnymi urządzeniami ogniowymi, gliniane „chleбки”, pojawienie się glinianych praznic, efektywny sposób produkcji dziegciu brzoźowego. Pozwalały one na łagodzenie skutków tych niekorzystnych zmian, wskazując równocześnie na optymalne wykorzystanie możliwości otaczającej przyrody.

Kultura wczesnosłowiańska może być przykładem zarówno na to, jak ludność radziła sobie z wyjątkowo trudnymi warunkami klimatycznymi i pogorszeniem warunków wegetacji, jak i na to, do jakiego stopnia kształtowały one jej obraz. Jest równocześnie przykładem strategii radzenia sobie z sytuacją kryzysową, z jednej strony migracją grup ludzkich, w jej wczesnej fazie, z obszarów wschodnich do środkowej Europy, a z drugiej zdolnościami adaptacyjnymi do warunków naturalnych, w tym klimatycznych i meteorologicznych. Te zdolności zadecydowały o przetrwaniu tych społeczności.

Konflikt interesów: Autorzy deklarują brak konfliktu interesów.

Wkład autorów: Autorzy przyjmują na siebie wyłączną odpowiedzialność z tytułu: przygotowania koncepcji badawczej dzieła i sposobu jego przedstawienia (opracowania metodyki), zebrania i analizy danych, interpretacji wniosków, a także zredagowania wersji ostatecznej rękopisu.

Podziękowania: Autorzy pragną podziękować dr. Krzysztofowi Żurkowi za narysowanie ryciny 1 oraz Recenzentom za cenne uwagi i dyskusję

Bibliografia

- Abbott D.H., Breger D., Biscaye P.E., Barron J.A., Juhl R.A., McCafferty P. 2014, *What Caused Terrestrial Dust Loading and Climate Downturns between A.D. 533 and 540?*, „Geological Society of America Special Papers” 505, s. 421-438.
- Abtew W., Melesse A.M., Dessalegne T. 2009, *El Niño Southern Oscillation Link to the Blue Nile River Basin Hydrology*, „Hydrological Processes” 23, s. 3653-3660.
- Adolph M.-L., Czerwiński S., Dreßler M., Strobel P., Bliedtner M., Lorenz S., Debret M., Habertzettl T. 2024, *North Atlantic Oscillation polarity during the past 3000 years derived from sediments of a large lowland lake, Schweriner See, in NE Germany*, „Climate of the Past” 20, s. 2143-2165. <https://doi.org/10.5194/cp-20-2143-2024>.
- Alexandrowicz S.W. 1997, *Malacofauna of Holocene sediments of the Prądnik and Rudawa river valleys (southern Poland)*, „Folia Quaternaria” 68, s. 133-188.
- Alpert P., Baldi M., Ilani R., Krichak S., Price C., Rodó X., Saaroni H., Ziv B., Kishcha P., Barkan J., Mariotti A., Xoplaki E. 2006, *Relations between Climate Variability in the Mediterranean Region and the Tropics: ENSO, South Asian and African Monsoons, Hurricanes and Saharan Dust*, „Developments in Earth and Environmental Sciences” 4, s. 149-177.
- Anagnostou E., Linderholm J., Lidén K. 2025, *The AD 536/540 climate event in Sweden – a review*, „Boreas” 54, s. 1-13. <https://doi.org/10.1111/bor.12672>.
- Ando C. 2023, *Forests: The Ancient Mediterranean*, w: M. Meier (red.), *A Cultural History of the Environment in the Classical Age – The Cultural Histories Series*, London Blackwells.
- Arrhenius O. 1955, *The Iron Age settlements on Gotland and the nature of the soil*, w: M. Stenberger (red.), *Vallhagar II, 1053-1064*, Ejnar Munksgaards forlag, Copenhagen.
- Arrhenius B. 2013, *Helgö in the shadow of the dust veil 536-37*, „Journal of Archaeology and Ancient History” 5, s. 1-14.
- Arthur F., Hatlestad K., Lindholm K.-J., Loftsgarden K., Löwenborg D., Solheim S., Roche D.M., Rensen H. 2024, *The impact of volcanism on Scandinavian climate and humansocieties during the Holocene: insights into the Fimbulwinter eruptions (536/540 AD)*, „The Holocene” 34, s. 619-633.

- Ari T.B., Neerincx S., Gage K.L., Kreppel K., Laudisoit A., Leirs H., Stenseth N.C. 2011, *Plague and Climate: Scales Matter*, „PLOS Pathogens” 7, e1002160.
- Arjava A. 2005, *The Mystery Cloud of 536 CE in the Mediterranean Sources*, „Dumbarton Oaks Papers” 59, s. 73-94.
- Armand D. 1980, *Nauka o krajobrazie*, Warszawa, PWN.
- Avni Y., Porat N., Plakht J., Avni G. 2006, *Geomorphic Changes Leading to Natural Desertification Versus Anthropogenic Land Conservation in an Arid Environment, the Negev Highlands, Israel*, „Geomorphology” 82, s. 177-200.
- Baillie M.G.L. 1991, *Marking in marker dates: Towards an archaeology with historical precision*, „World Archaeology” 23, s. 233-243.
- 1994, *Dendrochronology raises questions about the nature of the AD 536 dust-veil event*, „The Holocene” 4, s. 212-217.
- 1999, *Exodus to Arthur: Catastrophic Encounter with Comets*, London.
- 2008, *Proposed re-dating of the European Ice Core Chronology by Seven Years Prior to the 7th century AD*, „Geophysical Research Letters” 35, L15813. <https://doi.org/10.1029/2008GL034755>.
- Baillie M.G.L., McAneney J. 2015, *Tree Ring Effects and Ice Core Acidities Clarify the Volcanic Record of the First Millennium*, „Climate of the Past” 11, s. 105-114.
- Baker A., Hellstrom J.C., Kelly B.F.J., Mariethoz G., Trouet V. 2015, *A Composite Annual-Resolution Stalagmite Record of North Atlantic Climate over the Last Three Millennia*, „Scientific Reports” 5, 10307.
- Ballantyne C.K. 2002, *Debris flow activity in the Scottish Highlands: temporal trends and wider implications for dating*, „Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica” 36, s. 7-27.
- Beer J., Vonmoos M., Muscheler R. 2006, *Solar Variability Over the Past Several Millennia*, „Space Science Reviews” 125, s. 67-79.
- Benito G., Macklin M.G., Panin A., Rossato S., Fontana A., Jones A.F., Machado M.J., Matlakhova E., Mozzi P., Zielhofer C. 2015a, *Recurring Flood Distribution Patterns Related to Short-Term Holocene Climatic Variability*, „Scientific Reports” 5, 16398.
- Benito G., Macklin M.G., Zielhofer C., Jones A.F., Machado M.J. 2015b, *Holocene Flooding and Climate Change in the Mediterranean*, „Catena” 130, s. 13-33.
- Bialeková D. 1999, *K otázke výskytu tzv. „chlebcov” u Slovanou*, „Studia mediaevalia Pragensia” 4, s. 43-66.
- Black E. 2012, *The Influence of the North Atlantic Oscillation and European Circulation Regimes on the Daily to Interannual Variability of Winter Precipitation in Israel*, „International Journal of Climatology” 32, s. 1654-1664.
- Blackford J.J., Chambers F.M. 1991, *Proxy records of climate from blanket mires: evidence for a Dark Age (1400 BP) climatic deterioration in the British Isles*, „The Holocene” 1, 1, s. 63-67.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. 2001, *Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene*, „Science” 294, s. 2130-2136.
- Bonneau D. 1964, *La crue du Nil, divinité égyptienne, à travers mille ans d'histoire (332 av. – 641 ap. J.-C.) d'après les auteurs grecs et latins, et les documents des époques ptolémaïque, romaine et byzantine*, Paris.
- 1971, *Le fisc et le Nil: incidences des irrégularités de la crue du Nil sur la fiscalité foncière dans l'Égypte grecque et romaine*, Paris.
- Bookman R., Yehouda E., Agnon A., Stein M. 2004, *Late Holocene Lake Levels of the Dead Sea*, „Geological Society of America Bulletin” 116, s. 555-571.
- Bortenschlager S. 1982, *Chronostratigraphic subdivision of the Holocene in the Alps*, w: J. Mangerud, H.J.B. Birks, K.-D. Jäger (red.), *Chronostratigraphical subdivision of the Holocene*, „Striae” 16, s. 75-79.
- Brazdil R., Pfister Ch., Wanner H., Storch Von H., Lutracher L. 2005, *Historical Climatology in Europe – The State of the Art*, „Climatic Change” 70, 3, s. 363-340.
- Breeze A. 2016, *Arthur's battles and the volcanic winter of 536-37*, „Northern History” 53, s. 161-172.

- Briffa K.R., Bartholin T.S., Eckstein D., Jones P.D., Karlén W., Schweingruber F.H., Zetterberg P. 1990, *A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia*, „Nature” 346, s. 434-439.
- Broodbank C. 2013, *The Making of the Middle Sea: A History of the Mediterranean from the Beginning to the Emergence of the Classical World*, London.
- Brooke J. 2014, *Climate Change and the Course of Global History: A Rough Journey*, New York.
- 2016, *Malthus and the North Atlantic Oscillation: A Reply to Kyle Harper*, „Journal of Interdisciplinary History” 46, s. 563-578.
- Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Navarra A. 2002, *Droughts and Extreme Events in Regional Daily Italian Precipitation Series*, „International Journal of Climatology” 22, s. 543-558.
- Brunnacker K. 1978, *Der Niederrhein im Holozän*, „Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.” 28, s. 399-440.
- Brunnacker K., Freundlich J., Menke M., Schmeidl H. 1976, *Das Jungholozän im Reichenhaller Becken*, „Eiszeitalter u. Gegenwart” B. 27, s. 159-173.
- Bujak F. 1976, *Nauka, społeczeństwo, historia*, w: H. Madurowicz-Urbańska (red.), *Wybór pism/Franciszek Bujak I*, Warszawa, Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Burroughs W.J. 2005, *Climate Change in Prehistory: The End of the Reign of Chaos*, Cambridge.
- Butzer K.W. 2012, *Collapse, Environment, and Society*, „Proceedings of the National Academy of Sciences” 109, s. 3632-3639.
- Büntgen U., Myglan V.S., Ljungqvist F.C., McCormick M., Di Cosmo N., Sigl M., Jungclauss J., Wagner S., Krusic P.J., Esper J., Kaplan J.O., Vaan de M.A.C., Luterbacher J., Wacker L., Tegel W., Kirdyanov A.V. 2016, *Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD*, „Nature Geoscience” 9/3, s. 231-236.
- 2017, *Reply to ‘Limited Late Antique cooling’*, „Nature Geoscience” 10, s. 243.
- Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heussner K.-U., Wanner H., Luterbacher J., Esper J. 2011, *2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility*, „Science” 311, s. 578-582.
- Campbell B. 2010, *Nature as Historical Protagonist: Environment and Society in Pre-Industrial England*, „Economic History Review” 63, s. 281-314.
- 2016, *The Great Transition: Climate, Disease and Society in the Late-Medieval World*, Cambridge.
- Carmichael A.G. 2006, *Infectious Disease and Human Agency: An Historical Overview*, „Scripta Varia” 106, s. 3-46.
- Casana J. 2008, *Mediterranean Valleys Revisited: Linking Soil Erosion, Land Use and Climate Variability in the Northern Levant*, „Geomorphology” 101, s. 429-442.
- Chabal L. 2001, *Les potiers, le bois et la forêt à l'époque romaine, à Sallèles d'Aude (Ier-IIIe s. ap. J.-C.)*, w: F. Laubenheimer (red.), *20 ans de recherches à Sallèles d'Aude. Colloque des 27-28 septembre 1996 (Sallèles d'Aude)*, Besançon, s. 93-110.
- Chen F.-H., Chen J.-H., Holmes J., Boomer I., Austin P., Gates J.B., Wang N.-L., Brooks S.J., Zhang J.-W. 2010, *Moisture Changes over the Last Millennium in Arid Central Asia: A Review, Synthesis and Comparison with Monsoon Region*, „Quaternary Science Reviews” 29, s. 1055-1068.
- Christie N. 2006, *From Constantine to Charlemagne: An Archaeology of Italy, AD 300-800*, Aldershot.
- Churakova O.V., Bryukhanova M.V., Saurer M., Boettger T., Naurzbaev M.M., Myglan V.S., Vaganov E.A., Hughes M.K., Siegwolf R.T. 2014, *A cluster of stratospheric volcanic eruptions in the AD 530s recorded in Siberian tree rings*, „Global and Planetary Change” 122, s. 140-150.
- Ciołek G. 1948-1951, *Wpływ środowiska geograficznego na formy budownictwa ludowego w Polsce*, „Lud” 39, s. 228-251.
- Cigilik V.M. 1996, *Novi doslidzheniia poseleniia v Nesluhovi*, „Materiały i Sprawozdania Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego” 17, s. 283-289.
- Cline E. 2014, *1177 B.C.: The Year Civilization Collapsed*, Princeton.
- Cook E. 2013, *Megadroughts, ENSO, and the Invasion of Late-Roman Europe by the Huns and Avars*, w: W.V. Harris (red.), *The Ancient Mediterranean Environment between Science and History*, Leiden, s. 89-102.
- Corsini A., Pasuto M., Soldati M. 2000, *Landslides and climate change in the Alps Since the Late Glacial: evidence of case studies in the Dolomites (Italy)*, w: E. Bromhead, N. Dixon, M.L. Ibsen (eds.),

- Landslides in research, theory and practice*, vol. 1, s. 1010-1016, London, Thomas Telford Publishing.
- Cremaschi M., Marchetti M., Ravazzi C. 1994, *Geomorphological Evidence for Land Surfaces Cleared from Forest in the Central Po Plain (Northern Italy) during the Roman Period*, w: B. Frenzel (red.), *Evaluation of Land Surfaces Cleared from Forests in the Mediterranean Region during the Time of the Roman Empire*, Stuttgart, s. 119-132.
- Cremaschi M., Pelfini M., Santilli M. 2006, *Cupressus dupreziana: a Dendroclimatic Record for the Middle-Late Holocene in the Central Sahara*, „The Holocene” 16, s. 292-303.
- Cremaschi M., Zerbini A. 2010, *Human Communities in a Drying Landscape: Holocene Climate Change and Cultural response in the Central Sahara*, w: I.P. Martini, W. Chesworth (red.), *Landscapes and Societies: Selected Cases*, Dordrecht, s. 67-89.
- Cremonini S., Labate D., Curina R. 2013, *The Late-antiquity Environmental Crisis in Emilia Region (Po River Plain, Northern Italy): Geoarchaeological Evidence and Paleoclimatic Considerations*, „Quaternary International” 316, s. 162-178.
- Currás A., Zamora L., Reed J.M., García-Soto E., Ferrero S., Armengol X., Mezquita-Joanes F., Marqués M.A., Riera S., Julià R. 2012, *Climate Change and Human Impact in Central Spain During Roman Times: High-Resolution Multi-Proxy Analysis of a Tufa Lake Record (Somolinos, 1280 m asl)*, „Catena” 89, s. 31-53.
- Cygan S. 2006, *Wczesnosłowiańskie półziemianki kwadratowe na terenie Polski, Czech, Słowacji, wschodnich Niemiec i Dolnej Austrii*, „Collectio Archaeologica Ressorviensis” 3, Rzeszów, Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, Instytut Archeologii Uniwersytetu Rzeszowskiego.
- Czeppe Z., German K. 1980, *Regiony fizycznogeograficzne miejskiego województwa krakowskiego*, „Folia Geographica, Series Geographica-Physica” 13, s. 117-143.
- Czerwiński S., Kołaczek P., Izdebski A., Marcisz K., Niebieszczański J., Kubiak O., Gałka M., Żarczyński M., Szczurek G., Hajdas I., Haghipour N., Lamentowicz M. 2025, *Paleoekologia a archeologia. Ślady okresu wędrówek ludów i okresu wczesnośredniowiecznego w Wielkopolsce*, Książka abstraktów Sympozjum SAS, Poznań 22-24.09.2025, s. 68.
- Dahlin B., Chase A. 2014, *A tale of three cities: effects of the AD 536 event in the lowland Maya heartland*, w: G. Iannone (red.), *The great Maya droughts in cultural context: case studies in resilience and vulnerability*, Boulder, s. 127-155.
- Dapples F., Lotter A.F., Leeuwen Van J.F.N., Knapp Van der W.O., Dimitriadis S., Oswald D. 2002a, *Palaeolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal. BP in the western Swiss Alps*, „Journal of Palaeolimnology” 27, s. 239-248.
- Dapples F., Oswald D., Rietzo H. 2002b, *Holocene landslide activity in the western Swiss Alps – a consequence of vegetation changes and climatic oscillation*, w: J. Rybar, J. Stemberk, P. Wagner (eds.), *Landslides*, Lisse, Balkema, s. 349-354.
- D'Arrigo R., Frank D., Jacoby G., Pederson N. 2001a, *Spatial response to major volcanic events in or about AD 536, 934 and 1258: frost rings and other dendrochronological evidence from Mongolia and northern Siberia: comment on R.B. Stothers, 'volcanic dry fogs, climate cooling, and plague pandemics in Europe and the Middle East' (Climatic Change 42, 1999)*, „Climatic Change” 49, s. 239-246.
- D'Arrigo R., Jacoby G., Frank D., Pederson N., Cook E., Buckley B., Nachin B., Mijidjorj R., Dugarjav C. 2001b, *1738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring width chronology of Siberian pine*, „Geophysical Research Letters” 28/3, s. 543-546.
- Dean J.R., Jones M.D., Leng M.J., Sloane H.J., Roberts C.N., Woodbridge J., Swann G.E.A., Metcalfe S.E., Eastwood W.J., Yiğitbaşıoğlu H. 2013, *Palaeo-seasonality of the Last Two Millennia Reconstructed from the Oxygen Isotope Composition of Carbonates and Diatom Silica from Nar Gölü, Central Turkey*, „Quaternary Science Reviews” 66, s. 35-44.
- Decker M. 2009, *Tilling the Hateful Earth: Agricultural Production and Trade in the Late Antique East*, Oxford.
- Degroot D., Anchukaitis K.J., Tierney J.E., Riede F., Manica A., Moesswilde E., Gauthier N. 2022, *The history of climate and society: are view of the influence of climate change on the human past*, „Environmental Research Letters” 17, 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac8faa>.

- Deline P., Orombelli G. 2005, *Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial, as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy)*, „Boreas” 34, 4, s. 456-467.
- Demandt A. 1984, *Der Fall Roms. Die Auflösung des römischen Reiches im Urteil der Nachwelt*, München (wyd. 2, 2014).
- De Putter T., Loutre M.F., Wansard G., 1998, *Decadal Periodicities of Nile River Historical Discharge (A.D. 622-1470) and Climatic Implications*, „Geophysical Research Letters” 25, s. 3193-3196.
- Dermody B.J., Boer de H.J., Bierkens M.F.P., Weber S.L., Wassen M.J., Dekker S.C. 2011, *Revisiting the Humid Roman Hypothesis: Novel Analyses Depict Oscillating Patterns*, „Climate of the Past Discussions” 7, s. 2355-2389.
- Diaz H., Trouet V. 2014, *Some perspectives on societal impacts of past climatic changes*, „History Compass” 12, s. 160-177.
- Dijk van E., Jungclauss J., Lorenz S., Timmreck C., Krüger K. 2022, *Was there a volcanic-induced long-lasting cooling over the Northern Hemisphere in the mid-6th-7th century?*, „Climate of the Past” 18, s. 1601-1623.
- Dijk van E., Jungclauss J., Sigl M., Timmreck C., Krüger K., 2024, *High-frequency climate forcing causes prolonged cold periods in the Holocene*, „Nature: Communications Earth and Environment” 5, 242. <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01380-0>.
- Dobrzańska H. 1998, *Wczesnosłowiańska osada w Igołomi*, „Archaeoslavica” 3, s. 71-114.
- 2024, *The Environmental Context of the Early-Slavic Culture Settlement at Zofipole, Site 1, Kraków District*, *Analecta „Archaeologica Ressorviensia”* 19, s. 117-130. DOI: 10.15584/anarres.2024.19.7.
- Dobrzańska H., Kalicki T. 2004, *Man and environment in the Vistula river valley near Cracow from the 1st to the 7th century AD*, w: H. Dobrzańska, E. Jerem, T. Kalicki (red.), *The geoarchaeology of river valleys*, „Archaeolinqua, Series Minor” 18, Budapest, Archaeolinqua Foundation, s. 105-141.
- 2018, *Osadnictwo ludności kultury przeworskiej na równinach zalewowych w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej*, „Archeologia Polski” 63, s. 119-143.
- 2024, *Wahania klimatyczne w III w. p.n.e. – V w. n.e. i ich wpływ na relacje człowiek – środowisko na wybranych przykładach z południowej Polski*, „Archeologia Polski” 69, s. 149-174. DOI: 10.23858/APol69.2024.006.
- Dobrzańska H., Kalicki T., Szmoniewski B.S. 2009, *Uwarunkowania środowiskowe wytwórczości pozarolniczej w okresie rzymskim i wczesnośredniowiecznym w dolinie Wisły koło Krakowa*, w: L. Domańska, P. Kittel, J. Forsyjak (red.), *Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa. Środowisko – Człowiek – Cywilizacja 2*, Poznań, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, s. 155-174.
- 2013, *Natural and human impact on land use change in the Vistula river valley downstream of Cracow in the La Tène to early Medieval period [w:] Environment and subsistence – forty years after Janusz Kruk’s „Settlement studies...”* (=Studien zur Archäologie in Ostmitteleuropa / Studia nad Pradziejami Europy Środkowej 11) (red. S. Kadrow, P. Włodarczak), Rzeszów-Bonn, Institute of Archaeology UR-Verlag Dr. Rudolf Habelt GmbH, s. 359-380.
- Dobrzańska H., Langer J.J., Pietrzak S., Szmoniewski B.S. 2005, *Naczynie z dziegiem z wczesnosłowiańskiej osady w Igołomi*, w: K. Wasylkowa, M. Lityńska-Zajac, A. Bieniek (red.), *Roślinne ślady człowieka*, „Botanical Guidebooks” 28, Kraków, Instytut Botaniki Polskiej Akademii Nauk, s. 231-246.
- Dolinescu-Ferche M. 1995, *Cuptoare din interiorul locuințelor din secolul al VI-lea e.n. de la Dulceanca*, „Studii și Cercetări de Istorie Veche și Arheologie” 46 (2), s. 161-191.
- Douglas P.M., Demarest A.A., Brenner M., Canuto M.A. 2016, *Impacts of climate change on the collapse of lowland Maya civilization*, „Annual Review of Earth and Planetary Sciences” 44, s. 613-645.
- Dragoni W. 1998, *Some Considerations on Climatic Changes, Water Resources and Water Needs in the Italian Region South of 43 North*, w: A.S. Issar, N. Brown (red.), *Water, Environment and Society in Times of Climate Change*, Dordrecht, s. 241-271.
- Drake B.L. 2012, *The influence of climatic change on the Late Bronze Age Collapse and the Greek Dark Ages*, „Journal of Archaeological Science” 39, s. 1862-1870.
- 2017, *Changes in North Atlantic oscillation drove population migrations and the collapse of the Western Roman Empire*, „Scientific Reports” 7, 1227. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01289-z>.
- Duda J. 1998, *Naczynie wczesnosłowiańskie z Rożnowej koło Wieliczki*, „Archaeoslavica” 3, s. 115-119.

- Dull R.A. 2007, *Evidence for forest clearance, agriculture, and human-induced erosion in Precolumbian El Salvador*, „Annals of the Association of American Geographers” 97, s. 127-141.
- Dull R.A., Southon J.R., Kutterolf S., Anchukaitis K.J., Freundt A., Wahl D.B., Sheets P., Amaroli P., Hernandez W., Wiemann M.C., Oppenheimer C. 2019, *Radiocarbon and geologic evidence reveal Ilopango volcano as a source of the colossal ‘mystery’ eruption of 539/40 CE*, „Quaternary Science Reviews” 222, 105855. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.037>.
- Ehlers E. 2008, *Das Anthropozän. Die Erde im Zeitalter des Menschen*, Darmstadt, WBG.
- Elliott C. 2016, *The Antonine Plague, Climate Change and Local Violence in Roman Egypt*, „Past & Present” 231, s. 3-31.
- Ellis E.C. 2018, *Anthropocene: A Very Short Introduction*, Oxford University Press, Oxford.
- Ellis E.C., Goldewijk K.K., Siebert S., Lightman D., Ramankutty N. 2010, *Anthropogenic transformation of the biomes, 1700 to 2000*, „Global Ecology and Biogeography” 19 (5), s. 589-606.
- Ellis E.C., Gauthier N., Goldewijk K.K., Bird R.B., Boiving N., Diaz S., Fuller D.Q., Gill J.L., Kaplan J.O., Kingston N., Locke H., McMichael C.N.H., Ranco D., Rick T.C., Shaw M.R., Stephens L., Svenning J.-C., Watson J.E.M. 2021, *People have shaped most of terrestrial nature for at least 12,000 years*, „PNAS” 118 (17), e2023483118, <https://doi.org/10.1073/pnas.2023483118>.
- Eltahir E. 1996, *El Niño and the Natural Variability in the Flow of the Nile River*, „Water Resources Research” 32, s. 131-137.
- Fareh H. 2007, *L’Afrique face aux catastrophes naturelles: l’apport de la documentation*, w: A. Mrabet, J. Rodriguez (red.), *In Africa et in Hispania: études sur l’huile africaine*, Barcelona, s. 145-166.
- Feldman M., Harbeck M., Keller M., Spyrou M.A., Rott A., Trautmann B., Scholz H.C., Paefgen B., Peters J., McCormick M., Bos K., Herbig A., Krause J. 2016, *A high-coverage Yersinia pestis genome from a sixth-century Justinianic Plague victim*, „Molecular Biology and Evolution” 33/11, s. 2911-2923.
- Feldmann L. 1991, *Neue Untersuchungen zur „Fluvioglazialen Serie” auf der Münchener Schotterebene*, „Freiburger Geographische Hefte” H. 33, s. 107-119.
- Fentress L., Wilson A.I. 2016, *The Saharan Berber Diaspora and the Southern Frontiers of Byzantine North Africa*, w: S. Stevens, J. Conant (red.), *North Africa under Byzantium and Early Islam*, Washington D.C., s. 41-63.
- Ferris D.G., Cole-Dai J., Reyes A.R., Budner D.M. 2011, *South Pole ice core record of explosive volcanic eruptions in the first and second millennia AD and evidence of a large eruption in the tropics around 535 AD*, „Journal of Geophysical Research” 116, D17308. <https://doi.org/10.1029/2011JD015916>.
- Fink J. 1977, *Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt*, w: B. Frenzel (red.), *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, „Erdwissenschaftliche Forschung” B. 13, s. 190-211.
- Finné M., Holmgren K., Sundqvist H.S., Weiberg E., Lindblom M. 2011, *Climate in the Eastern Mediterranean, and Adjacent Regions, During the Past 6000 Years – A Review*, „Journal of Archaeological Science” 38, s. 3153-3173.
- Finné M., Bar-Matthews M., Holmgren K., Sundqvist H.S., Liakopoulos I., Zhang Q. 2014, *Speleothem Evidence for Late Holocene Climate Variability and Floods in Southern Greece*, „Quaternary Research” 81, s. 213-227.
- Fleitmann D., Cheng H., Badertscher S., Edwards R.L., Mudelsee M., Göktürk O.M., Fankhauser A., Pickering R., Raible C.C., Matter A., Kramers J., Tüysüz O. 2009, *Timing and Climate Impact of Greenland Interstadials Recorded in Stalagmites from Northern Turkey*, „Geophysical Research Letters” 36, L19707.
- Florek W. 1989, *Rozwój sieci rzecznej Przymorza na przełomie okresów subborealnego i subatlantyckiego a działalność człowieka (na przykładzie Słupi i Łupawy)*, w: *Problemy kultury łużyckiej na Pomorzu*, Słupsk, s. 173-184.
- Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Fereday D., Ineson S., Hurrell J.W. 2009, *The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future*, „Journal of Climate” 22, s. 1082-1103. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2459.1>.
- Folke C. 2006, *Resilience: The Emergence of a Perspective for Social-Ecological Systems Analyses*, „Global Environment Change” 16, s. 253-267.

- Franke J.G., Werner J.P., Donner R.V. 2017, *Reconstructing Late Holocene North Atlantic atmospheric circulation changes using functional paleoclimate networks*, „Climate of the Past” 13, s. 1593-1608. <https://doi.org/10.5194/cp-13-1593-2017>.
- Frankopan P. 2015, *The Silk Roads: A New History of the World*, New York.
- Frenzel B. 2000, *Datiert der klimawirksame Eingriff des Menschen in den Haushalt der Natur erst aus dem beginnenden Industriezeitalter?*, w: *Entwicklung der Umwelt seit der letzten Eiszeit*, „Runge-sprache der Kommission für Ökologie”, t. 18, s. 33-46.
- Fuks D., Ackermann O., Ayalon A., Bar-Matthews M., Bar-Oz G., Levi Y., Maeir A.M., Zilberman T., Safrai Z. 2017, *Dust clouds, climate change and coins: consiliences of palaeoclimate and economy in the Late Antique southern Levant*, „Levant” 49, s. 205-223.
- Gadiolet P., Martin S., Bravard J.-P. 1993, *Donnees nouvelles sur le paleo-environnement holocene de la bordure septentrionale des „Balnes viennoises” (Isere)*, „Revue Geographique de l’Est”, t. 33, n. 4, s. 267-279.
- Gage K.L., Burkot T.R., Eisen R.J., Hayes E.B. 2008, *Climate and Vectorborne Diseases*, „American Journal of Preventive Medicine” 35, s. 436-450.
- Gaertner M.A., Christensen O.B., Prego J.A., Polcher J., Gallardo C., Castro M. 2001, *The Impact of Deforestation on the Hydrological Cycle in the Western Mediterranean: An Ensemble Study with Two Regional Climate Models*, „Climate Dynamics” 17, s. 857-873.
- Galloway P.R. 1986, *Long-Term Fluctuations in Climate and Population in the Preindustrial Era*, „Population and Development Review” 12, s. 1-24.
- Gamper M., Suter J. 1982, *Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen*, „Geographica Helvetica” 35, s. 105-114.
- Ganiev R.T. 2014, *The climate cooling of 536-545 AD and the rise of the Turkic Empire*, „Life Science Journal” 11, s. 496-499.
- Gates L.D., Ließ S. 2001, *Impacts of Deforestation and Afforestation in the Mediterranean Region as Simulated by the MPI Atmospheric GCM*, „Global and Planetary Change” 30, s. 309-328.
- Gibbons A. 2018, *Why 536 was ‘the worst year to be alive’? Glacier cores reveal Icelandic volcano that plunged Europe into darkness*, „Science”, 15 Nov 2018 [doi.org/10.1126/science.aaw0632].
- Gill R.B. 2000, *The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death*, ss. 464, University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Gjerpe L.E. 2021, *The 536 Dust Veil Event and the long 6th century*, „In Situ Archaeologica” 15, s. 31-58.
- Göktürk O.M. 2011, *Climate in the Eastern Mediterranean through the Holocene Inferred from Turkish Stalagmites*, dysertacja, Uniwersytet w Bernie.
- Graniczny M., Mizerski W. 2009, *Katastrofy przyrodnicze*, Warszawa, PWN.
- Grauel A.-L., Leider A., Goudeau M.-L.S., Müller I.A., Bernasconi S.M., Hinrichs K.-U., Lange de G.J., Zonneveld K.A.F., Versteegh G.J.M. 2013, *What Do SST Proxies Really Tell Us? A High-resolution Multiproxy ($U^{K'_{37}}$, TEX^{H}_{86} and Foraminifera $\delta^{18}O$) Study in the Gulf of Taranto, Central Mediterranean Sea*, „Quaternary Science Reviews” 73, s. 115-131.
- Gräslund B. 2007, *Fimbulvintern, Ragnarök och klimatkrisen år 536-537 e. Kr.*, „Saga och sed: Kungliga Gustav Adolfs akademis årsbok”, s. 93-123.
- Gräslund B., Price N. 2012, *Twilight of the gods? The ‘dust veil event’ of AD 536 in critical perspective*, „Antiquity” 86, s. 428-443.
- Gunn J. (red.) 2000, *The Years without Summer: Tracing A.D. 536 and Its Aftermath*, Oxford.
- Gundersen I.M. 2019, *The Fimbulwinter theory and the 6th century crisis in the light of Norwegian archaeology: towards a human environmental approach*, „Primitive Tider” 21, s. 101-119.
- 2021, *Iron Age vulnerability. The Fimbulwinter hypothesis and the archaeology of the inlands*, Ph.D. thesis, University of Oslo.
- Hadas G. 1993, *Where Was the Harbour of ‘Ein Gedi Situated?’*, „Israel Exploration Journal” 43, s. 45-49.
- Haeberli W., Frauenfelder R., Hoelzle M., Maisch M. 1999, *On Rates and Acceleration Trends of Global Glacier Mass Changes*, „Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography” 81, s. 585-591.
- Haldon J. 2016, *The Empire That Would Not Die: The Paradox of Eastern Roman Survival, 640-740*, Cambridge, MA.

- Haldon J., Mordechai L., Newfield T.P., Chase A.F., Izdebski A., Guzowski P., Labuhn I., Roberts N. 2018, *History meets palaeoscience: Consilience and collaboration in studying past societal responses to environmental change*, „Proceedings National. Academy of Sciences U.S.A.” 115 (13), s. 3210-3218. <https://doi.org/10.1073/pnas.1716912115>.
- Haldon J., Roberts N., Izdebski A., Fleitmann D., McCormick M., Cassis M., Doonan O., Eastwood W., Elton H., Ladstätter S., Manning S., Newhard J., Nicoll K., Telelis I., Xoplaki E. 2014, *The Climate and Environment of Byzantine Anatolia: Integrating Science, History, and Archaeology*, „Journal of Interdisciplinary History” 45, s. 113-161.
- Han A. 2022, *Epizod 1,5 ka BP w świetle wybranych danych paleoklimatycznych z obszaru Europy Środkowej*, praca magisterska, Uniwersyteckie Centrum Badań nad Środowiskiem Przyrodniczym i Zrównoważonym Rozwojem, Uniwersytet Warszawski.
- Harbeck M., Seifert L., Hänsch S., Wagner D.M., Birdsell D., Parise K.L., Wiechmann I., Grupe G., Thomas A., Keim P., Zöller L., Bramanti B., Riehm J.M., Scholz H.C. 2013, *Yersinia pestis DNA from skeletal remains from the 6(th) century AD reveals insights into Justinianic Plague*, „PLoS Pathogenes” 9 (5), e1003349 [doi.org/10.1371/journal.ppat.1003349].
- Harper K. 2021, *Los Rzymu. Klimat, choroby i koniec imperium*, Oświęcim, Wydawnictwo Napoleon V.
- Harper K., McCormick M. 2019, *Reconstructing the Roman Climate*, w: W. Scheidel (red.), *The Science of Roman History*, Princeton, s. 11-52.
- Harris W.V. 2011, *Bois et déboisement dans la Méditerranée antique*, „Annales. Histoire, Sciences Sociales” 66, s. 105-140.
- 2013b, *Defining and Detecting Mediterranean Deforestation, 800 BCE to 700 CE*, w: W.V. Harris (red.), *The Ancient Mediterranean Environment between Science and History*, Leiden, s. 173-194.
- Hassan F. 2007, *Extreme Nile Floods and Famines in Medieval Egypt (AD 930-1500) and Their Climatic Implications*, „Quaternary International” 173-174, s. 101-112.
- Haug G.H., Gunther D., Peterson L.C., Sigman D.M., Hughen K.A., Aeschlimann B. 2003, *Climate and the collapse of Maya civilization*, „Science” 299, s. 1731-1735.
- Heather P. 1995, *The Huns and the End of the Roman Empire in Western Europe*, „English Historical Review” 110, s. 4-41.
- Helama S., Arppe L., Uusitalo J., Holopainen J., Mäkelä H.M., Mäkinen H., Mielikäinen K., Nöjd P., Sutinen R., Taavitsainen J.P., Timonen M., Oinonen M. 2018, *Volcanic dust veils from sixth century tree-ring isotopes linked to reduced irradiance, primary production and human health*, „Scientific Reports” 8, s. 1-12.
- Helama S., Jones P.D., Briffa K.R. 2017a, *Limited late antique cooling*, „Nature Geoscience” 10, 242-243.
- 2017b, *Dark Ages Cold Period: a literature review and directions for future research*, „The Holocene” 27, s. 1600-1606.
- Helama S., Saranpää P., Pearson C.L., Arppe L., Holopainen J., Mäkinen H., Mielikäinen K., Nöjd P., Sutinen R., Taavitsainen J.P., Timonen M., Uusitalo J., Oinonen M. 2019, *Frost rings in 1627 BC and AD 536 in subfossil pinewood from Finnish Lapland*, „Quaternary Science Reviews” 204, s. 208-215.
- Helama S., Stoffel M., Hall R.J., Jones P.D., Arppe L., Matskovsky V.V., Timonen M., Nöjd P., Mielikäinen K., Oinonen M. 2021, *Recurrent transitions to Little Ice Age-like climatic regimes over the Holocene*, „Climate Dynamics” 56, s. 3817-3833. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05669-0>.
- Heusch K., Botscheck J., Skowronek A. 1996, *Zur jungholozänen Oberflächen- und Bodenentwicklung der Stegauer Mäanderbogen*, „Eiszeitalter u. Gegenwart”, B. 46, s. 18-31.
- Hin S. 2013, *The Demography of Roman Italy: Population Dynamics in an Ancient Conquest Society, 201 BCE-14 CE*, Cambridge.
- Hirschfeld Y. 2006, *The Crisis of the Sixth Century: Climatic Change, Natural Disasters and the Plague*, „Mediterranean Archaeology and Archaeometry” 6, s. 19-32.
- Hoelzle M., Haeberli W., Dischl M., Peschke W. 2003, *Secular Glacier Mass Balances Derived from Cumulative Glacier Length Changes*, „Global and Planetary Change” 36, s. 295-306.
- Holzhauser H., Zumbühl H.J. 1996, *To the history of the Lower Grindelwald Glacier during the last 2800 years — paleosols, fossil wood and pictorial records — new results*, „Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl. Bd.” 104, s. 95-127.

- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J. 2005, *Glacier and Lake-Level Variations in West-Central Europe Over the Last 3500 Years*, „The Holocene” 15, s. 789-801.
- Hoppe Ch. 1970, *Die grossen Flussverlagerungen des Niederrheins in den letzten zweitausend Jahren und ihre Auswirkungen auf Lage und Entwicklung der Siedlungen*, „Forschungen zur Deutschen Landeskunde B.” 189, s. 1-88.
- Hughes D.J. 2011, *Ancient Deforestation Revisited*, „Journal of the History of Biology” 44, s. 43-57.
- Huntington E. 1917, *Climatic Change and Agricultural Exhaustion as Elements in the Fall of Rome*, „Quarterly Journal of Economics” 31, s. 173-208.
- Hurrell J.W., Deser C. 2010, *North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation*, „Journal of Marine Systems” 79, s. 231-244. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002>.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. 2003, *An Overview of the North Atlantic Oscillation*, w: J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, R. Visbeck (red.), *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, American Geophysical Union, Washington, D.C., s. 1-35. <https://doi.org/10.1029/134GM01>, 2003.
- Hyams E. 1952, *Soil and Civilization*, London.
- Issar A.S. 2003, *Climate Changes during the Holocene and their Impact on Hydrological Systems*, International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge.
- Issar A., Zohar M. 2004, *Climate Change: Environment and Civilization in the Middle East*, Berlin.
- Izdebski A. 2013, *A Rural Economy in Transition: Asia Minor from Late Antiquity into the Early Middle Ages*, Warszawa.
- 2018, *Średniowieczni Rzymianie i przyroda. Interdyscyplinarna historia środowiskowa*, Historia Iagiellonica, Kraków.
- Izdebski A., Holmgren K., Weiberg E., Stocker S.R., Buntgen U., Florenzano A., Gogou A., Leroy S.A.G., Luterbacher J., Martrat B., Masi A., Mercuri A.M., Montagna P., Sadori L., Schneider A., Sicre M.-A., Triantaphyllou M., Xoplaki E. 2015, *Realising Consilience: How Better Communication Between Archaeologists, Historians and Natural Scientists Can Transform the Study of Past Climate Change in the Mediterranean*, „Quaternary Science Reviews” 30, s. 1-18.
- Izdebski A., Pickett J., Roberts N., Waliszewski T. 2016, *The Environmental, Archaeological and Historical Evidence for Regional Climatic Changes and Their Societal Impacts in the Eastern Mediterranean in Late Antiquity*, „Quaternary Science Reviews” 136, s. 189-208.
- Jiang J., Mendelsohn R., Schwing F., Fraedrich K. 2002, *Coherency Detection of Multiscale Abrupt Changes in Historic Nile Flood Levels*, „Geophysical Research Letters” 29, No. 8, s. 112-1-112-4.
- Kalapáčova A., Gašpar A. 2025, *Investigation of Birch Tar from the German Cemetery in Očkov*, 19th Conference of environmental archaeology, 5-7.02.2025, Nitra, Slovakia, s. 114-115.
- Kalicki T. 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in late Vistulian and Holocene times*, w: L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, „Geographical Studies, Special Issue” No. 6, s. 11-37.
- 2006, *Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 204, ss. 348.
- Kalicki T., Biesaga P. 2024, *Ewolucja doliny Nidy w późnym glacie i holocenie*, „Monografie Geografia–Geoarcheologia” (red. T. Kalicki), t. 2, Ośrodek Badań Europy Środkowo-Wschodniej, Kielce–Białystok.
- Kalicki T., Krapiec M. 1991a, *Black oaks and Subatlantic alluvia of the Vistula in the Branice-Stryjów near Cracow*, w: L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, „Geographical Studies, Special Issue” No. 6, s. 39-61.
- 1991b, *Subboreal black oaks identified from the Vistula alluvia at Grabie near Cracow (South Poland)*, „Kwartalnik AGH, Geologia” 17/1-2, s. 155-171.
- 1996, *Reconstruction of phases of the “black oaks” accumulation and of flood phases* w: L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, „Geographical Studies, Special Issue” No. 9, s. 78-85.
- Kalicki T., Przepióra P., Biesaga P., Maturlak M., Biegalska I. 2025, *Causes and effects of diversified human impact in the Nida basin in the Roman period (Holy Cross Mts., Poland)*, „Prähistorische Zeitschrift” 1-22. <https://doi.org/10.1515/pz-2025-2018>.

- Kamiński J., Moszczyński J. 1996, *Wpływ osadnictwa kultury przeworskiej na kształtowanie doliny Moszczenicy w okolicy Woli Branickiej*, „Acta Geographica Lodziensia” 71, s. 55-66.
- Kaniewski D., Paulissen E., De Laet V., Dossche K., Waelkens M. 2007, *A High-Resolution Late Holocene Landscape Ecological History Inferred from an Intramontane Basin in the Western Taurus Mountains, Turkey*, „Quaternary Science Reviews” 26, s. 2201-2218.
- Kapcia M., Mueller-Bieniek A. 2017, *Żołędzie (Quercus sp.) jako źródło pożywienia i paszy w pradziejowej gospodarce*, „Fragmenta Floristica et Geobotanica Polonica” 34 (1), s. 133-155.
- Karlen W., Kuylenstierna J. 1996, *On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia*, „The Holocene” 6 (3), s. 359-365.
- Kausrud K.L., Begon M., Ari T.B., Viljugrein H., Esper J., Büntgen U., Leirs H., Junge C., Yang B., Yang M., Xu L., Stenseth N.C. 2010, *Modeling the Epidemiological History of Plague in Central Asia: Palaeoclimatic Forcing on a Disease System over the Past Millennium*, „BioMed Central Biology” 8, s. 112.
- Keys D. 1999, *Catastrophe: An Investigation into the Origins of the Modern World*, New York.
- Kintigh K.W., Altschul J.H., Beaudry M.C., Drennan R.D., Kinzig A.P., Kohler T.A., Limp W.F., Maschner H.D.G., Michener W.K., Pauketat T.R., Peregrine P., Sabloff J.A., Wilkinson T.J., Wright H.T., Zeder M.A. 2014, *Grand challenges for archaeology*, „American Antiquity” 79, s. 5-24.
- Kintigh K.W., Ingram S.E. 2018, *Was the drought really responsible? Assessing statistical relationships between climate extremes and cultural transitions*, „Journal of Archaeological Science” 89, s. 25-31.
- Klostermann J. 1989, *Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000*, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- Knapp A.B., Manning S. 2016, *Crisis in Context: The End of the Late Bronze Age in the Eastern Mediterranean*, „American Journal of Archaeology” 120, s. 99-149.
- Kobyliński Z. 1988, *Struktury osadnicze na ziemiach polskich u schyłku starożytności i w początkach wczesnego średniowiecza*, Wrocław, Zakład Narodowy im. Ossolińskich.
- Koch T.J., Saurel M., Bocquillon H., Pisani D.F., Bonnabel L., Little A., Rageot M., Regert M. 2024, *Differences in birch tar composition are explained by adhesive function in the central European Iron Age*, „PLoS One” 2024 Apr 3; 19 (4):e0301103. doi: 10.1371/journal.pone.0301103.
- Kołaczek P., Rzodkiewicz M., Niebieszczański J., Zawiska I., Bonk A., Kril M., Szymczak-Żyła M., Żarczyński M., Zolitschka B., Tylmann W. 2025, *Zmiany środowiskowe wokół Jeziora Gorzyńskiego (zachodnia Polska) oraz jego antropogeniczna eutrofizacja w ostatnich trzech mileniach*, Książka abstraktów Sympozjum SAS, Poznań 22-24.09.2025, s. 36.
- Kostick C., Ludlow F. 2015, *The Dating of Volcanic Events and Their Impact upon European Society, 400-800 CE*, „Post-Classical Archaeologies” 5, s. 7-30.
- Krawczyk B. 2022, *Wulkany. Sekrety wysp wulkanicznych*, Wydawnictwo Pascal, Bielsko-Biała.
- Krąpiec M. 1998, *Oak dendrochronology of the Neoholocen in Poland*, „Folia Quaternaria” 69, s. 5-133.
- Krebs C. 2013, *Population Fluctuations in Rodents*, Chicago.
- Krom M.D., Stanley J.-D., Cliff R.A., Woodward J. 2002, *Nile River Sediment Fluctuations over the Past 7000 yr and Their Key Role in Saproel Development*, „Geology” 30, s. 71-74.
- Kutiel H., Benaroch Y. 2002, *North Sea-Caspian Pattern (NCP) – An Upper Level Atmospheric Teleconnection Affecting the Eastern Mediterranean: Identification and Definition*, „Theoretical and Applied Climatology” 71, s. 17-28.
- Kutiel H., Türkeş M. 2005, *New Evidence for the Role of the North Sea – Caspian Pattern on the Temperature and Precipitation Regimes in Continental Central Turkey*, „Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography” 87, s. 501-513.
- Kuzucuoglu C., Dörfler W., Kunesch S., Goupille F. 2011, *Mid- to Late-Holocene Climate Change in Central Turkey: The Tecer Lake Record*, „The Holocene” 21, s. 173-188.
- La Marche V.C. 1974, *Paleoclimatic inferences from long tree-ring records*, „Science” 183, s. 1043-1048.
- Lamb H.H. 1982, *Climate, History, and the Modern World*, London.
- Larsen L.B., Vinther B.M., Briffa K.R., Melvin T.M., Clausen H.B., Jones P.D., Siggaard-Andersen M.L., Hammer C.U., Eronen M., Grudd H., Gunnarson B.E., Hantemirov R.M., Naurzbaev M.M., Nicolussi K. 2008, *New ice core evidence for a volcanic cause of the AD 536 dust veil*, „Geophysical Research Letters” 35, L04708. <https://doi.org/10.1029/2007GL032450>.

- Latałowa M. 2003, *Holocen*, w: S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska (red.), *Palinologia*, Kraków, Wyd. Instytut Botaniki PAN, s. 273-292.
- Lazar J. 1977, *Gleboznawstwo z podstawami geologii*, PIW, Warszawa
- Le Roy M., Nicolussi K., Deline P., Astrade L., Edouard J.-L., Miramont C., Arnaud F. 2015, *Calendar-Dated Glacier Variations in the Western European Alps During the Neoglacial: The Mer de Glace Record, Mont Blanc Massif*, „Quaternary Science Reviews” 108, s. 1-22.
- Leroy S.A.G. 2010, *Pollen Analysis of Core DS7-ISC (Dead Sea) Showing Intertwined Effects of Climatic Change and Human Activities in the Late Holocene*, „Journal of Archaeological Science” 37, s. 306-316.
- Lieberman V. 2003, *Strange Parallels: Southeast Asia in Global Context*, New York.
- Lionello P. (red.) 2012, *The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future*, London.
- Lisowska E., Rosiak A., Sady-Bugajska A., Kałużna-Czaplińska J. 2022, *Functionality of early medieval roasters studied using archaeobotany and chromatography: preliminary studies*, „Heritage Science” 10 (1). <https://doi.org/10.1186/s40494-022-00691-9>.
- Lityńska-Zajac M., Wasylkowa K. 2005, *Przewodnik do badań archeobotanicznych*, Sorus, Poznań.
- Loveluck C.P., McCormick M., Spaulding N.E., Clifford H., Handley M.J., Hartman L., Hoffmann H., Korotkikh E.V., Kurbatov A.V., More A.F., Sneed S.B., Mayewski P.A. 2018, *Alpine ice-core evidence for the transformation of the European monetary system, AD 640-670*, „Antiquity” 92 (366), s. 1571-1585.
- Luterbacher J., García-Herrera R., Akcer-On S., Allan R., Alvarez-Castro M.-C., Benito G., Booth J., Büntgen U., Cağatay N., Colombaroli D., Davis B., Esper J., Felis T., Fleitmann D., Frank D., Gallego D., García-Bustamante E., Glaser R., Gonzalez-Rouco F.J., Goosse H., Kiefer T., Macklin M.G., Manning S.W., Montagna P., Newman L., Power M.J., Rath V., Ribera P., Riemann D., Roberts N., Sicre M.-A., Silenzi S., Tinner W., Tzedakis P.C., Valero-Garcés B., Schrier G. van der, Vannière B., Vogt S., Wanner H., Werner J.P., Willett G., Williams M.H., Xoplaki E., Zerefos C., Zorita E. 2013, *A Review of 2000 Years of Paleoclimatic Evidence in the Mediterranean*, w: P. Lionello (red.), *The Climate of the Mediterranean Region from the Past to the Future*, London, s. 87-185.
- Mace S., Verot-Bourrelly A., Bravard J.-P. 1991, *Genese et fonctionnement holocene de la plaine alluviale du Rhone a Lyon*, 116^e Congr. Nat. Des Soc. Sav., Chambéry, „Preprotohistoire”, s. 17-31.
- Macklin M.G., Lewin J. 1993, *Holocene river alluviation in Britain*, „Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Supplement Band” 88, s. 109-122.
- Macklin M.G., Passmore D.G., Rumsby B.T. 1992a, *Climatic and cultural signals in Holocene alluvial sequences: the Tyne basin, northern England*, w: S. Needham, M.G. Macklin (red.), *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph 27, s. 123-139.
- Macklin M.G., Rumsby B.T., Heap T. 1992b, *Flood alluviation and entrenchment: Holocene valley-floor development and transformation in the British uplands*, „Geological Society of America Bulletin”, vol. 104, s. 631-643.
- Macklin M.G., Rumsby B.T., Heap T., Passmore D.G. 1994, *Thinhope Burn, Northumberland* w: J. Boardman, J. Walden (red.), *The Quaternary of Cumbria: Field Guide QRA*, Oxford, s. 50-57.
- Macklin M.G., Toonen W.H.J., Woodward J.C., Williams M.A.J., Flaux C., Marriner N., Nicoll K., Verstraeten G., Spencer N., Welsby D. 2015, *A New Model of River Dynamics, Hydroclimatic Change and Human Settlement in the Nile Valley Derived from Meta-Analysis of the Holocene Fluvial Archive*, „Quaternary Science Reviews” 130, s. 109-123.
- Magny M. 1993, *Holocene fluctuations of lake levels in the French Jura and sub-Alpine ranges and their implications for past general circulation patterns*, „The Holocene”, vol. 3, No. 4, s. 306-313.
- 2004, *Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements*, „Quaternary International” 113/1, s. 65-79. DOI:10.1016/S1040-6182(03)00080-6.
- Magny M., de Beaulieu J.-L., Drescher-Schneider R., Vannière B., Walter-Simonnet A.-V., Miras Y., Millet L., Bossuet G., Peyron O., Brugiapaglia E., Leroux A. 2007, *Holocene Climate Changes in the Central Mediterranean as Recorded by Lake-Level Fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy)*, „Quaternary Science Reviews” 26, s. 13-14.

- Magny M., Peyron O., Sadori L., Ortu E., Zanchetta G., Vannière B., Tinner W. 2012a, *Contrasting Patterns of Precipitation Seasonality During the Holocene in the South- and North-Central Mediterranean*, „Journal of Quaternary Science” 27, s. 290-296.
- Makohonienko M. 2009, *Szata ro linna północno-wschodnich Chin w holocenie – przemiany naturalne i pod wplywem dzia alno ci cz owieka*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Pozna .
- Mangini A., Sp  tl C., Verdes P. 2005, *Reconstruction of Temperature in the Central Alps During the Past 2000 yr from a $\delta^{18}O$ Stalagmite Record*, „Earth and Planetary Science Letters” 235, s. 741-751.
- Manning S.W. 2013, *The Roman World and Climate: Context, Relevance of Climate Change, and Some Issues*, w: W.V. Harris (red.), *The Ancient Mediterranean Environment between Science and History*, Leiden, s. 103-170.
- Mansikkaniemi H., M  ki O.-P. 1990, *Palaeochannels and recent changes in the Pulmankijoki valley, northern Lapland, „Fennia”* 168/2, s. 137-152.
- Margielewski W. 1998, *Landslide phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to climatic changes in the Late Glacial and the Holocene*, „Quaternary Studies in Poland” 15, s. 37-53.
- 2006, *Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. Area (Polish Outer Carpathians)*, „Folia Quaternaria” 76, PAU Kraków.
- Markowicz K.M., Zawadzka O., Stachlewska I.S. 2010, *Obserwacje py u wulkanicznego nad Polsk  w kwietniu 2010 r.*, „Przegl d Geofizyczny” 55, s. 3-4.
- Marriner N., Flaux C., Kaniewski D., Morhange C., Leduc G., Moron V., Chen Z., Gasse F., Empereur J.-Y., Stanley J.-D. 2012, *ITCZ and ENSO-like Pacing of Nile Delta Hydro-Geomorphology during the Holocene*, „Quaternary Science Reviews” 45, s. 73-84.
- 2013, *Tracking Nile Delta Vulnerability to Holocene Change*, „PLOS ONE” 8, e69195.
- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M. 2001, *North Atlantic Climate Variability: Phenomena, Impacts and Mechanisms*, „International Journal of Climatology” 21, s. 1863-1898.
- Martín-Chivelet J., Bel  n Muñoz-García M., Edwards R.L., Turrero M.J., Ortega A.I. 2011, *Land Surface Temperature Changes in Northern Iberia Since 4000 yr BP, Based on $\delta^{13}C$ of Speleothems*, „Global and Planetary Change” 77, s. 1-12.
- Martín-Puertas C., Valero-Garcés B.L., Brauer A., Pilar Mata M., Delgado-Huertas A., Dulski P. 2009, *The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zo  ar Lake Varve Record (Andalucía, Southern Spain)*, „Quaternary Research” 71, s. 108-120.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlen W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., Kreveld van S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J. 2004, *Holocene Climate Variability*, „Quaternary Research” 62, s. 243-255.
- McAnany P.A., Yoffee N. (red.) 2010, *Questioning Collapse: Human Resilience, Ecological Vulnerability, and the Aftermath of Empire*, Cambridge.
- McCormick M. 2011, *History’s Changing Climate: Climate Science, Genomics, and the Emerging Consilient Approach to the Interdisciplinary History*, „Journal of Interdisciplinary History” 42, s. 251-273.
- 2013, *What Climate Science, Ausonius, Nile Floods, Rye, and Thatch Tell Us about the Environmental History of the Roman Empire*, w: W.V. Harris (red.), *The Ancient Mediterranean Environment between Science and History*, Leiden, s. 61-88.
- McCormick M., Büntgen U., Cane M.A., Cook E.R., Harper K., Huybers P., Litt T., Manning S.W., Mayewski P.A., More A.F.M., Nicolussi K., Tegel W. 2012a, *Climate Change During and After the Roman Empire: Reconstructing the Past from Scientific and Historical Evidence*, „Journal of Interdisciplinary History” 43, s. 169-220.
- McCormick M., Harper K., More A.F., Gibson K. 2012b, *Historical Evidence on Roman and Post-Roman Climate, 100 BC to 800 AD*, „DARMC Scholarly Data Series” 2012-1, darmc.harvard.edu.
- McGregor H.V., Francus P., Abram N., Evans M.N., Goose H., Gunten von L., Kaufman D., Linderholm H., Loutre M.F., Neukom R., Turney C. (red.) 2016-2019, *Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses*, „Climate of the Past, Special Issue” 13-15. <https://doi.org/10.5194/cp-15-611-2019>.

- McMichael A.J. 2010, *Paleoclimate and Bubonic Plague: A Forewarning of Future Risk?*, „BioMed Central: Biology” 8, s. 108.
- Migowski C., Stein M., Prasad S., Negendank J.F.W., Agnon A. 2006, *Holocene Climate Variability and Cultural Evolution in the Near East from the Dead Sea Sedimentary Record*, „Quaternary Research” 66, s. 421-431.
- Moldovan I.M., Lliesa N.M., Moldovan S.V. 2015, *The reinvention of the traditional home 'bordei' and its impact on the rural landscape and environment*, „Agriculture and Agricultural Science Procedia” 6, s. 479-485. DOI: 10.1016/j.aaspro.2015.08.128.
- Mordechai L., Eisenberg M. 2019, *Rejecting Catastrophe: The Case of the Justinianic Plague*, „Past and Present” 244/1, s. 3-50.
- Mordechai L., Eisenberg M., Newfield T.P., Izdebski A., Kay J.E., Poinar H. 2019, *The Justinianic Plague: An inconsequential pandemic?*, „Proceedings National. Academy of Sciences U.S.A.” 116 (51), s. 25546-25554. <https://doi.org/10.1073/pnas.1903797116>.
- Moy C.M., Seltzer G.O., Rodbell D.T., Anderson D.M. 2002, *Variability of El Niño/Southern Oscillation Activity at Millennial Timescales during the Holocene Epoch*, „Nature” 420, s. 162-165.
- Neumann F., Kagan E.J., Leroy S., Baruch U. 2010, *Vegetation History and Climate Fluctuations on a Transect along the Dead Sea West Shore and Their Impact on Past Societies over the Last 3500 Years*, „Journal of Arid Environments” 74, s. 756-764.
- Newfield T.P. 2018a, *Mysterious and mortiferous clouds: the climate cooling and disease burden of Late Antiquity*, w: A. Izdebski, M. Mulryan (red.), *Environment and society in the Long Late Antiquity*, „Late Antique Archaeology” 11-12, Leiden, Brill, s. 271-297.
- 2018b, *The climate downturn of 536-50*, w: S. White, C. Pfister, F. Mauelshagen (red.), *The Palgrave Handbook of Climate History*, Palgrave, London, s. 447-493.
- Nicholson S., Kim J. 1997, *The Relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African Rainfall*, „International Journal of Climatology” 17, s. 117-135.
- Niebylski J., Dobrzańska H., Szczepanek A., Krzewińska M., Gan P., Barszcz M., Rodríguez-Varela R., Pachon Z., Lityńska M., Makowicz-Poliszt D., Pankowska A., Rauba-Bukowska A., Wasilewski M., Kozerska M., Urbanik A., Włodarczak P., Popović D., Baca M., Götherström A. 2024, *Unveiling Hunnic legacy. Decoding elite presence in Poland through a unique child's burial with modified cranium*, „Journal of Archaeological Science: Reports” 56, s. 1-14. DOI: 10.1016/j.jasrep.2024.104563.
- Nooren K., Hoek W.Z., Plicht van der H., Sigl M., Bergen van M.J., Galop D., Torrecano-Valle N., Islebe G., Huizinga A., Winkels T., Middelkoop H. 2016, *Explosive eruption of El Chicon volcano (Mexico) disrupted 6th century Maya civilization and contributed to global cooling*, „Geology” 45/2: G38739.1 [doi.org/10.1130/G38739.1].
- Noryskiewicz A.M., Chudziak W., Gackowski J., Halaś A., Izdebski A., Kramkowski M., Nota K., Słowiński M., Vernot B., Dąbrowski H.P. 2025, *Przyrodnicza historia Biskupina dla ostatnich trzech tysięcy lat – nowe ujęcie*, Książka abstraktów Sympozjum SAS, Poznań 22-24.09.2025, s. 55.
- Oberhänsli H., Novotná K., Pišková A., Chabrilat S., Nourgaliev D.K., Kurbaniyazov A.K., Matys Grygar T. 2007, *Climate Variability during the Past 2,000 years and Past Economic and Irrigation Activities in the Aral Sea Basin*, „Irrigation and Drainage Systems” 21, s. 167-183.
- 2011, *Variability in Precipitation, Temperature and River Runoff in W Central Asia during the Past ~2000 yrs*, „Global and Planetary Change” 76, s. 95-104.
- Oblomski A.M., Petruskas O.V., Terpilovski R.V. 1999, *Environmental reasons of migrations of the south-eastern Europe population in the 1st-5th centuries AD*, „Archaeologia Polona” 37, s. 71-86.
- Ochoa G., Hoffman J., Tin T. 2005, *Climate. The force that shapes our world and the future of life on Earth*, London.
- Ogi M., Tachibana Y., Yamazaki K. 2003, *Impact of the wintertime North Atlantic Oscillation (NAO) on the summertime atmospheric circulation*, Geophysical Research Letters 30, 1704. <https://doi.org/10.1029/2003GL017280>.
- Olsen J., Anderson N.J., Knudsen M.F. 2012, *Variability of the North Atlantic Oscillation over the Past 5,200 Years*, „Nature Geoscience” 5, s. 808-812.

- Orland I.J., Bar-Matthews M., Kita N.T., Ayalon A., Matthews A., Valley J.W. 2009, *Climate Deterioration in the Eastern Mediterranean as Revealed by Ion Microprobe Analysis of a Speleothem That Grew from 2.2 to 0.9 ka in Soreq Cave, Israel*, „Quaternary Research” 71, s. 27-35.
- Parczewski M. 1988a, *Początki kultury wczesnosłowiańskiej w Polsce*. Krytyka i datowanie źródeł archeologicznych, Polska Akademia Nauk. Oddział w Krakowie – Prace Komisji Archeologicznej 27, Wrocław–Kraków, Zakład Narodowy im. Ossolińskich.
- 1988b, *Najstarsza faza kultury wczesnosłowiańskiej w Polsce*, „Rozprawy Habilitacyjne UJ” 141, Kraków, Uniwersytet Jagielloński.
- 1989, *Żukowice pod Głogowem w zaraniu średniowiecza*, „Głogowskie Zeszyty Naukowe” 2, Głogów, Dolnośląskie Towarzystwo Społeczno-Kulturalne.
- Parker, G. 2013, *Global Crisis: War, Climate Change and Catastrophe in the Seventeenth Century*, New Haven.
- Passmore D.G., Macklin M.G., Brewer P.A., Lewin J., Rumsby B.T., Newson M.D. 1993, *Variability of late Holocene braiding in Britain*, w: J.L. Best, C.S. Bristow (red.) *Braided rivers*, „Geological Society Special Publication” 75, The Geological Society, London, s. 205-229.
- Patzelt G., Bortenschlager S. 1973, *Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen)*, „Zeitschrift für Geomorphologie”, Supplementband 16, s. 25-72.
- Pleinerová I. 1986, *Břežno: experiments with building old Slavic houses and living them*, „Památky archeologické” 77, s. 104-176.
- Podgórska-Czopek J. 1991, *Materiały z wczesnosłowiańskiej osady w Grodzisku Dolnym, stan. 3, woj. Rzeszów*, „Archaeoslavica” 1, s. 9-60.
- 2009, *Grodzisko Dolne, stanowisko 22 – wielokulturowe stanowisko nad dolnym Wisłokiem, cz. 2. Okresy rzymski i wczesnosłowiański*, Rzeszów, Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego.
- Poleska P., Bober J., Krapiec M. 1998, *Das erste dendrochronologisch datierte frühslawische Grubenhäus aus Polen*, „Archaeoslavica” 3, s. 33-69.
- Poleski J. 2013, *Małopolska w VI-X wieku. Studium archeologiczne*, „Opera Archaeologiae Iagiellonicae” 3, Kraków, Towarzystwo Wydawnicze „Historia Iagiellonica”.
- Požaryski W., Kalicki T. 1995, *Evolution of the gap section of the Vistula valley in the Late Glacial and Holocene*, w: L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, „Geographical Studies, Special Issue” 8, s. 111-137.
- Price N. 2020, *Children of ash and elm. A history of the Vikings*, New York.
- Price N., Gräslund B. 2015, *Excavating the Fimbulwinter? Archaeology, geomorphology and the climate event (s) of AD 536*, w: F. Reide (red.), *Past Vulnerability: Volcanic Eruptions and Human Vulnerability in Traditional Societies Past and Present*, Aarhus Universitetsforlag, Aarhus, s. 109-132.
- Przybylak R. 2011, *Changes in the Polish climate in the last millennium*, „Czasopismo Geograficzne” 82, s. 23-48.
- Psomiadis D., Dotsika E., Albanakis K., Ghaleb B., Hillaire-Marcel C. 2018, *Speleothem record of climatic changes in the northern Aegean region (Greece) from the Bronze Age to the collapse of the Roman empire*, „Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology” 489, s. 272-283.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska E., Starkel L. (red.) 1998, *Lake Gościąg, Central Poland: a monographic study. Part I*, W. Szafer Institute of Botany PAS, Krakow.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., Wasylikowa K., Tobolski K., Madeyska E., Wright H.E. Jr., Turner C. (red.) 2004, *Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps*, Kraków, Wyd. Instytut Botaniki PAN, s. 1-444.
- Rambeau C., Black S. 2011, *Palaeoenvironments of the Southern Levant 5,000 BP to Present: Linking the Geological and Archaeological Records*, w: S. Mithen, E. Black (red.), *Water, Life and Civilisation: Climate, Environment and Society in the Jordan Valley*, Cambridge, s. 94-104.
- Rampino M.R., Self S., Stothers R.B. 1988, *Volcanic winters*, „Annual Review of Earth and Planetary Sciences” 16, s. 73-99.
- Reale O., Dirmeyer P. 2000, *Modeling the Effects of Vegetation on Mediterranean Climate During the Roman Classical Period, Part I: Climate History and Model Sensitivity*, „Global and Planetary Change” 25, s. 163-184.
- Reale O., Shukla J. 2000, *Modeling the Effects of Vegetation on Mediterranean Climate During the Roman Classical Period, Part II: Model Simulation*, „Global and Planetary Change” 25, s. 185-214.

- Redman C.L. 2005, *Resilience theory in archaeology*, „American Anthropologist” 107, s. 70-77.
- Regert M., Rodet-Belarbi I., Mazuy A., Le Dantec G., Dessi R., M., Le Briz S., Auréade H., Rageot M. 2019, *Birch-bark tar in the Roman world: the persistence of an ancient craft tradition?*, „Antiquity” 93 (372). DOI: 10.15184/aqy.2019.167.
- Renfrew C., Bahn P. G. 2002, *Archeologia. Teorie, metody, praktyka*, Poznań, Prószyński i S-ka.
- Rick T.C., Sandweiss D.H. 2020, *Archaeology, climate, and global change in the age of humans*, „Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America” 117, s. 8250-8253.
- Rigby E., Symmonds M., Ward-Thompson D. 2004, *A comet impact in 536?*, „Astronomy and Geophysics” 45/1, s. 1.23-1.26.
- Roberts N. 2014, *The Holocene. An environmental history*, Wiley Blackwell, Chichester.
- Roberts N., Moreno A., Valero-Garcés B.L., Corella J.P., Jones M., Allcock S., Woodbridge J. 2012, *Paleolimnological Evidence for and East-West Climate See-Saw in the Mediterranean since AD 900*, „Global and Planetary Change” 84-85, s. 23-34.
- Rossignol B., Durost S. 2007, *Volcanisme global et variations climatique de courte durée dans l'histoire romaine (I^{er} s. av. J.-C.-IV^{ème} s. ap. J.-C.): leçons d'une archive glaciaire (GISP2)*, „Jahrbuch des römisch-germanischen Zentralmuseums Mainz” 54, s. 395-438.
- Ruddiman W.F. 2001, *Earth's Climate: Past and Future*, New York.
- 2005, *Plows, Plagues, and Petroleum: How Humans Took Control of Climate*, Princeton.
- Rusanova I.P. 1976, *Slavjanskije drevnosti VI-VII vv.*, Moskwa.
- Rutkowski J. 1991, *Holocen doliny dolnej Raclawki*, „Kwartalnik AGH, Geologia” 17/1-2, s. 173-191.
- Sadori L., Giraudi C., Masi A., Magny M., Ortu E., Zanchetta G., Izdebski A. 2016, *Climate, Environment and Society in Southern Italy during the Last 2000 Years: A Review of the Environmental, Historical and Archaeological Evidence*, „Quaternary Science Reviews” 136, s. 173-188.
- Said R. 1993, *The River Nile: Geology, Hydrology, and Utilization*, Oxford.
- Sallares R. 2007, *Ecology*, w: W. Scheidel, I. Morris, R. Saller (red.), *The Cambridge Economic History of the Greco-Roman World*, Cambridge, s. 15-37.
- Salvador P.-G., Verot-Bourrelly A., Bravard J.-P., Franc O., Mace S. 2002, *Les crues du Rhône à l'époque gallo-romaine dans la région lyonnaise*, w: J.-P. Bravard., M. Magny (red.), *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Éd. Errance, s. 215-222.
- Scaife A.A., Folland C.K., Alexander L.V., Moberg A., Knight J.R. 2008, *European Climate Extremes and the North Atlantic Oscillation*, „Journal of Climate” 21, s. 72-83. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1631.1>
- Scheffer M. 2009, *Critical Transitions in Nature and Society*, Princeton.
- Schmidt P., Koch T.J. 2024, *The molecular composition of birch tar and its infrared spectrum*, „Archaeological and Anthropological Sciences” 16 (193). <https://doi.org/10.1007/s12520-024-02102-5>.
- Seierstad J., Nesje A., Dahl S.O., Simonsen J.R. 2002, *Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Gröningstølsvatnet, western Norway*, „The Holocene” 12, s. 211-222.
- Sigl M., McConnell J.R., Layman L., Maselli O., McGwire K., Pasteris D., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Vinther B., Edwards R., Mulvaney R., Kipfstuhl S. 2013, *A new bipolar ice core record of volcanism from WAIS Divide and NEEM and implications for climate forcing of the last 2000 years*, „Journal of Geophysical Research: Atmospheres” 118/3, s. 1151-1169 [doi.org/10.1029/2012JD018603].
- Sigl M., Winstrup M., McConnell J.R., Welten K.C., Plunkett G., Ludlow F., Büntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fische H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salze M., Schüpbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M., Woodruff T.E. 2015, *Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years*, „Nature” 523 (7562), s. 543-549 [doi.org/10.1038/nature14565].
- Six D., Vincent C. 2014, *Sensitivity of Mass Balance and Equilibrium-Line Altitude to Climate Change in the French Alps*, „Journal of Glaciology” 60, s. 867-878.
- Smith V.C., Costa A., Aguirre-Diaz G., Gutierrez E. 2020, *The magnitude and impact of the 431 CE Tierra Blanca Joven eruption of Ilopango, El Salvador*, „PNAS” 117/42 [doi.org/10.1073/pnas.2003008117].
- Soldati M., Corsini A., Pasuto A. 2004, *Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late Glacial*, „Catena” 55, s. 141-161.

- Sorrel P., Popescu S.-M., Klotz S., Suc J.-P., Oberhänsli H. 2007, *Climate Variability in the Aral Sea Basin (Central Asia) during the Late Holocene Based on Vegetation Changes*, „Quaternary Research” 67, s. 357-370.
- Squatriti P. 1998, *Water and Society in Early Medieval Italy: AD 400-1000*, Cambridge.
- 2010, *The Floods of 589 and Climate Change at the Beginning of the Middle Ages: An Italian Microhistory*, „Speculum” 85, s. 799-826.
- Stacey R.J., Dunne J., Brunning S., Bull J. 2019, *Birch bark tar in early Medieval England – Continuity of tradition or technological revival?*, „Journal of Archaeological Science: Reports” 29 (1). DOI: 10.1016/j.jasrep.2019.102118.
- Stanciu I. 2001, *„Tonbrote” als Indiz für die Wanderung und diemagisch-rituellen Glauben und Praktiken der frühen Slawen*, „Eastern Review” 5, s. 123-154.
- 2023, *Early Slavs’ production and subsistence activities case study – the area of the upper Tisza River basin (ca. second half of the 6th century – first half of the 7th century AD)*, „Journal of Ancient History and Archaeology” 10.1, s. 68-117.
- Starkel L., Gębica P., Kalicki T., Ludwikowska M., Niedziałkowska E. 1999, *Chronostratygrafia aluwów i form fluwialnych w południowej Polsce*, w: A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*, Wrocław, WIND-J. Wojewoda, s. 133-156.
- Stathakopoulos D. 2004, *Famine and Pestilence in the Late Roman and Early Byzantine Empire: A Systematic Survey of Subsistence Crises and Epidemics*, Burlington.
- Steinhilber F., Abreu J.A., Beer J., Brunner I., Christl M., Fischer H., Heikkilä U., Kubik P.W., Mann M., McCracken K.G., Miller H., Miyahara H., Oerter H., Wilhelms F. 2012, *9,400 Years of Cosmic Radiation and Solar Activity from Ice Cores and Tree Rings*, „Proceedings of the National Academy of Sciences” 109, s. 5967-5971.
- Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C. 2009, *Total Solar Irradiance during the Holocene*, „Geophysical Research Letters” 36 (19).
- Stiros S. 2001, *The AD 365 Crete Earthquake and Possible Seismic Clustering during the Fourth to Sixth Centuries AD in the Eastern Mediterranean: A Review of Historical and Archaeological Data*, „Journal of Structural Geology” 23, s. 545-562.
- Stothers R.B. 1984a, *Mystery cloud of AD 536*, „Nature” 307, s. 344-345.
- 1984b, *The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath*, „Science” 224, s. 1191-1198 [doi.org/10.1126/science.224.4654.1191].
- 1999, *Volcanic dry fogs, climate cooling, and plague pandemics in Europe and the Middle East*, „Climatic Change” 42, s. 713-723.
- Stothers R.B., Rampino M.R. 1983, *Volcanic Eruptions in the Mediterranean before A.D. 630 from Written and Archaeological Sources*, „Journal of Geophysical Research: Solid Earth” 88, s. 6357-6371.
- Szmoniewski B.S., 2016, *Early-Slavic culture*, w: M. Trzeciecki (red.), *The past societies. Polish lands from the first evidence of human presence to the early Middle Ages: 5: 500-1000 AD*, Warszawa, Instytut Archeologii i Etnologii Polskiej Akademii Nauk, s. 21-73.
- 2021, *Pierwsi Słowianie nad Wisłą w rejonie Krakowa*, w: K. Tunia (red.), *Kartki z dziejów igołomskiego powiśla, Igołomia-Pętkowice*, Wydawnictwo Profil-Archeo, s. 179-192.
- Szmoniewski B.S., Lityńska-Zajac M. 2005, *Prażnice z wczesnośredniowiecznego grodziska w Stradowie, gm. Czarnocin*, w: K. Wasylińska, M. Lityńska-Zajac, A. Bieniek (red.), *Roślinne ślady człowieka*, „Botanical Guidebooks” 28, Kraków, Instytut Botaniki Polskiej Akademii Nauk, s. 219-229.
- Szmoniewski B.S., Tunia K. 2021, *Słowiańskie osadnictwo w fazie plemienną i wczesnopaństwowej (VII/VIII-XIII wiek)*, w: K. Tunia (red.), *Kartki z dziejów igołomskiego powiśla, Igołomia-Pętkowice*, Wydawnictwo Profil-Archeo, s. 194-216.
- Tarasov P., Heussner K.-U., Wagner M., Österle H., Wang S. 2003, *Precipitation changes in Dulan 515 BC-800 AD inferred from tree-ring data related to the human occupation of NW China*, „Eurasia Antiqua 9, Zeitschrift für Archäologie Eurasiens. Deutsches Archäologisches Institut Eurasien-Abteilung”, s. 303-321.
- Taylor K.C., Lamorey G.W., Doyle G.A., Alley R.B., Grootes P.M., Mayewski P.A., White J.W.C., Barlow L.K. 1993, *The ‘Flickering Switch’ of Late Pleistocene Climate Change*, „Nature” 7, s. 432-436.

- Thompson E.A., 2021, *Hunowie*, Warszawa, PIW.
- Toohy M., Krüger K., Sigl M., Stordal F., Svensen H. 2016, *Climatic and Societal Impacts of a Volcanic Double Event at the Dawn of the Middle Ages*, „Climatic Change” 136, s. 401-412.
- Trouet V., Esper J., Graham N.E., Baker A., Scourse J.D., Frank D.C. 2009, *Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly*, „Science” 324, s. 78-80.
- Urbaniak A. 2005, *Materiały typu praskiego ze stanowiska 3 w Złotej, pow. Sandomierz*, w: P. Kaczanowski, M. Parczewski (red.), *Archeologia o początkach Słowian. Materiały z konferencji, Kraków 19-21.XI.2001*, Kraków, Księgarnia Akademicka, s. 627-636.
- Urbańczyk P. 2000, *Władza i polityka we wczesnym średniowieczu*, Wrocław.
- 2023, *Słowianie byli „produktem” przypadku historycznego!?*, „Archeologia Polski” 68, s. 285-315.
- Usoskin I.G., Gallet Y., Lopes F., Kovaltsov G.A., Hulot G. 2016, *Solar Activity During the Holocene: The Hallstatt Cycle and Its Consequence for Grand Minima and Maxima*, „Astronomy and Astrophysics” 27295, s. 1-10.
- Váňa Z. 1985, *Świat dawnych Słowian*, Warszawa, Artia Interpress.
- Vinokur I.S., *Nekotorye voprosy duhovnoj kul'tury černjahovskich plemen*, „Sovetskaja Archeologija” 1, s. 48-61.
- Visbeck M.H., Hurrell J.W., Polvani L., Cullen H.M. 2001, *The North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future*, „Proceedings of the National Academy of Sciences” 98, s. 12876-12877.
- Vollweiler N., Scholz D., Mühlinghaus C., Mangini A., Spötl C. 2006, *A Precisely Dated Climate Record for the Last 9 Kyr from Three High Alpine Stalagmites, Spannagel Cave, Austria*, „Geophysical Research Letters” 33, L20703.
- Wacnik A., Nowak M., Moskal-del Hoyo M., Cywa K., Kapsia M., Szwarzewski P. 2025, *Reakcja roślinności Wyżyny Miechowskiej na procesy osadnicze w młodszym holocenie. Badania palinologiczne i archeobotaniczne w rejonie Miechowa (południowa Polska)*, Książka abstraktów Sympozjum SAS, Poznań 22-24.09.2025, s. 71.
- Wagner D.M., Klunk J., Harbeck M., Devault A., Waglechner N., Sahl J.W., Enk J., Birdsell D.N., Kuch M., Lumibao C., Poinar D., Pearson T., Fourment M., Golding B., Riehm J.M., Earn D.J.D., Dewitte S., Rouillard J.-M., Grupe G., Wiechmann I., Bliska J.B., Keim P.S., Scholz H.C., Holmes E.C., Poinar H. 2014, *Yersinia pestis and the Plague of Justinian 541-543 AD: a genomic analysis*, „Lancet Infectious Diseases” 14, s. 319-326 [doi.org/10.1016/S1473-3099(13)70323-2].
- Walker M.J.C., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. 2012, *Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of Ice-Core, Marine and Terrestrial Records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy)*, „Journal of Quaternary Science” 27, s. 649-659.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. 2008, *Mid- to Late Holocene Climate Change: An Overview*, „Quaternary Science Reviews” 27, s. 1791-1828.
- Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. 2011, *Structure and origin of Holocene cold events*, „Quaternary Science Reviews” 30, s. 3109-3123.
- Weiner J. 2023, *Zmiany różnorodności biosfery: dawniej, dziś, jutro*, „Nauka” 1, s. 41-57. DOI: 10.24425/nauka.2023.144945.
- Weiss H., Courty M.A., Wetterstrom W., Guichard F., Senior L., Meadow R., Curnow A. 1993, *The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization*, „Science” 261, s. 995-1004.
- White S. 2011, *The Climate of Rebellion in the Early Modern Ottoman Empire*, New York.
- White T.C.R. 2008, *The Role of Food, Weather and Climate in Limiting the Abundance of Animals*, „Biological Reviews” 83, s. 227-248.
- Wilson A.I. 2012, *Saharan Trade in the Roman Period: Short-, Medium and Long-Distance Trade Networks*, „Azania: Archaeological Research in Africa” 47, s. 409-449.
- Wilson E.O. 1998, *Consilience: The Unity of Knowledge*, New York.
- 2011, *Konsiliencja. Jedność wiedzy*, Poznań, Wyd. Zysk i S-ka.
- Winchester S. 2003, *Krakatoa: The Day the World Exploded: August 27, 1883*, New York, Harper Perennial.

- Wojciechowski A. 2000, *Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej*, Seria Geografia 63, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Woodbridge J., Roberts N. 2011, *Late Holocene Climate of the Eastern Mediterranean Inferred from Diatom Analysis of Annually-Laminated Lake Sediments*, „Quaternary Science Reviews” 30, s. 3381-3392.
- Woods D. 2010, *Gildas and the Mystery Cloud of 536-7*, „Journal of Theological Studies” 61, s. 226-234.
- Xoplaki E. 2002, *Climate Variability Over the Mediterranean*, dysertacja, Uniwersytet w Bernie.
- Xu L., Stige L.C., Kausrud K.L., Ari T.B., Wang S., Fang X., Schmid B.V., Liu Q., Stenseth N.C., Zhang Z. 2014, *Wet Climate and Transportation Routes Accelerate Spread of Human Plague*, „Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences” 281, 20133159.
- 2015, *The Trophic Responses of Two Different Rodent-Vector-Plague Systems to Climate Change*, „Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences” 282, 20141846.
- Zabehlicky H. 1994, *Kriegs- oder Klimafolgen in archaologischen Befunden*, w: H. Friesinger, J. Tejral, A. Stuppner (red.), *Markomannenkriege. Ursachen und Wirkungen*, Brno, s. 464-469.
- Zakościelna A., Gurba J. 1993, *Obiekt mieszkalny z początków wczesnego średniowiecza na stanowisku 28 w Świerszczowie Kolonii, woj. zamojskie*, „Archaeoslavica” 2, s. 7-24.
- Zalasiewicz J., Waters C.N., Williams M., Barnosky A.D., Cearreta A., Crutzen P., Ellis E., Ellis M.A., Fairchild I.J., Grinevald J., Haff P.K., Hajdas I., Leinfelder R., McNeill J., Odada E.O., Poirier C., Richter D., Steffen W., Summerhayes C., Syvitski J.P.M., Vidas D., Wagemann M., Wing S.L., Wolfe A.P., An Z., Oreskes N. 2015, *When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal*, „Quaternary International” 383, s. 196-203.
- Zanchetta G., Van Welden A., Banerjee I., Drysdale R., Sadori L., Roberts N., Giardini M., Beck C., Pascucci V., Sulpizio R. 2012, *Multiproxy Record for the Last 4500 Years from Lake Shkodra (Albania/Montenegro)*, „Journal of Quaternary Science” 27, s. 780-789.
- Zanchettin D., Traverso P., Tomasino M. 2008, *Po River Discharges: A Preliminary Analysis of a 200-Year Time Series*, „Climate Change” 89, s. 411-433.
- Zander P.D., Żarczyński M., Tylmann W., Vogel H., Grosjean M. 2024, *Subdecadal Holocene warm-season temperature variability in central Europe recorded by biochemical varves*, „Geophysical Research Letters” 51, e2024GL110871. <https://doi.org/10.1029/2024GL110871>.
- Zhang Z., Tian H., Cazelles B., Kausrud K.L., Braeuning A., Guo F., Stenseth N.C. 2010, *Periodic climate cooling enhanced natural disasters and wars in China 324 during AD 10-1900*, „Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences” 277, s. 3745-3753.
- Zielinski S. 2015, *Sixth-century misery tied to not one, but two, volcanic eruptions*, „Anthropocene”, 8 lipca 2015.
- Zoll-Adamikowa H. 1985, *Chata z praskim typem ceramiki ze Złotnik, woj. miejskie krakowskie*, „Archeologia Polski” 30/1, s. 162-173.

Netografia

- Newfield T. 2016, *The Global Cooling Event of the Sixth Century: Mystery No Longer?*, blog o klimatologii historycznej: www.historicalclimatology.com/blog/something-cooled-the-world-in-the-sixth-century-what-was-it [dostęp: 8.08.2016].
- Sessa K. 2020, *The Justinianic Plague*, <https://origins.osu.edu/connecting-history/covid-justinianic-plague-lessons> [dostęp: 31.08.2025].