

Geologiczne metody badań klimatu

Anna Hrynowiecka¹, Marcin Żarski², Katarzyna Pochocka-Szwarc²

Geological methods of climate research. *Prz. Geol.*, 73: 187–189; doi: 10.7306/2025.17

Skąd geolodzy wiedzą, jaki klimat panował w przeszłości, tysiąc, milion czy miliard lat temu? I skąd wiedzą, że się zmieniał? W geologii wykorzystuje się wiele metod badawczych, które poza tym, że umożliwiają nam poznanie procesów geologicznych, dają również wiedzę o klimacie, który panował w kolejnych etapach historii Ziemi.

Skały występujące na kuli ziemskiej ze względu na ich genezę dzielimy na: magmowe (głębinowe, plutoniczne), osadowe i metamorficzne. Skały osadowe zarówno pochodzenia mineralnego, jak i roślinnego czy zwierzęcego są tym medium, które rejestruje zmiany klimatyczne i paleośrodowiskowe.

Znając genezę skał osadowych, możemy wnioskować o warunkach paleośrodowiskowych, w tym o paleoklimacie, w jakim te skały powstawały. Dla skał pochodzenia klastycznego, w celu określenia genezy, stosujemy metody litologiczno-petrograficzne, sedymentologiczne, geomorfologiczne, izotopowe i geochemiczne.

W klimacie bardzo chłodnym (złodowacenie) powstają osady o genezie lodowcowej: gliny lodowcowe, głązy, piaski i żwiry lodowcowe, o genezie jezioro-zastoiskowej: ily warwowe (zapisana w nich jest sezonowość lato/zima), mułki, ily oraz piaski zastoiskowe, i o genezie wodnolodowcowej (fluwioglacjalnej): piaski i żwiry. W klimacie chłodnym (bez szaty roślinnej) tworzą się osady o genezie eolicznej: lessy, piaski eoliczne (wyjątek stanowi strefa nadmorska, gdzie te procesy trwają nieprzerwanie), i o genezie soliflukcyjnej i koluwalnej: gliny, piaski, żwiry (wyjątek stanowią współczesne osuwiska). W różnych strefach klimatycznych, od chłodnej poprzez umiarkowaną po ciepłą, akumulowane są osady rzeczne (fluwialne) – głównie piaski, żwiry oraz mułki, a w odciętych starorzeczach (rzek meandrujących) zachodzi akumulacja biogeniczna, osady o genezie jeziornej – piaski, mułki, gytie, kreda jeziorna, i osady o genezie organogenicznej – torfy. W klimacie bardzo ciepłym i wilgotnym powstają osady biogeniczne (o genezie roślinnej), które wskutek oddziaływania termicznego przeobrażają się w węgle kamienne i brunatne. W klimacie bardzo ciepłym i suchym (półpustynnym) powstają z kolei gipsy, anhydryty, polewy pustyniowe (caliche), hematyt i syderyt. Skały o genezie morskiej: wapienie, margle, kreda pisząca, gezy, mułowce, iłowce, piaskowce (z glaukonitem, czy fosforytami) tworzą się w klimacie od chłodnego do bardzo ciepłego.

Zarówno dla skał o pochodzeniu zwierzęcym, w których głównym składnikiem są skorupki wapienne różnych organizmów, jak i dla osadów pochodzenia mineralnego można stosować metody paleobotaniczne i paleontologiczne polegające na określeniu rodzaju szczątków roślinnych i zwierzęcych, mających określone wymagania termiczne

i geochemiczne, co daje nam informacje o warunkach paleoekologicznych i paleoklimatycznych (np. analiza składu taksonomicznego otwornic, koralowców czy mięczaków daje informacje o zasoleniu, głębokości zbiornika i temperaturze – np. warunki arktyczne, subarktyczne, czy umiarkowanie ciepłe).

O zmieniającym się klimacie mówi nam pośrednio (dane proxy) zmieniająca się roślinność, co możemy śledzić dzięki wynikom analiz paleobotanicznych, a szczególnie palinologii. Ta nauka obejmuje swoim zasięgiem teoretycznie czas od powstania pierwszych roślin lądowych rozmnażających się przez spory (ok. 420 mln lat temu, sylur) i pyłek (ok. 140 mln lat temu, wczesna kreda). Znając morfologię pyłku, możemy określić jego przynależność do rośliny, a znając wymagania klimatyczne tej rośliny – temperaturę i preferowaną wilgotność – środowisko, w jakim żyła. Dzięki rozpoznaniu zespołowi pyłkowemu, czyli różnym sporomorfom oznaczonym w analizowanym poziomie czy warstwie – jakościowo i ilościowo – rekonstruujemy zbiorowiska roślinne nawet z dalekiej przeszłości. W osadach znajdujemy wiele bardzo różnorodnych szczątków zarówno roślinnych, jak i zwierzęcych. Z czasem rozpoznajemy ich coraz więcej – paleobotanika i paleontologia rozwijają się cały czas, coraz więcej dowiadujemy się o minionym środowisku. Nieodłączną towarzyszką palinologii jest analiza makroszczątków roślin. Bada ona nasiona, owocki, szpilki, liście i inne roślinne artefakty, które zostały zakonserwowane w osadzie. Mówi nam więc szczególnie dużo o środowisku wodnym, jego trofii, temperaturze, zasoleniu, głębokości, a nawet pH. Inne analizy zaliczane do paleobotanicznych, m.in. analiza drewna, grzybów, okrzemek, czy innych glonów, Cladocera, Chironomidae, a także wspomnianych wcześniej otwornic i mięczaków, swoimi wynikami współtworzą pełną rekonstrukcję środowiska i zmieniającego się w czasie klimatu (m.in. Hrynowiecka i in., 2024). Podobne znaczenie mają kości zwierząt – i tych dużych, jak nosorożec włochaty czy leśny, i tych małych, jak gryzonie będące szczególnie cenionym znaleziskiem w osadach jaskiniowych.

Ważnym wskaźnikiem zmian klimatu są wyniki analiz geochemicznych. Izotopy stabilne tlenu i wodoru w rdzeniach lodowych i głębokomorskich mówią nam o ilości wody zamkniętej w lodowcach, co bezpośrednio przekłada się na odtworzenie zmian temperatury. Analiza składu izotopowego otwornic wskazuje, że im temperatura jest wyższa, tym więcej wbudowują lekkiego izotopu tlenu ¹⁶O w swoje pancerzyki. Izotopy stabilne węgla pozwalają odczytać zmiany zawartości CO₂ w atmosferze, co również należy korelować ze zmianami temperatury. Wieloletnie ekspedycje w celu wykonania odwiertów głębokomorskich

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk; e-mail: ahry@pgi.gov.pl; ORCID ID: 0000-0002-6878-9007

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: mzar@pgi.gov.pl, e-mail: kpoch@pgi.gov.pl; ORCID ID: M. Żarski – 0000-0002-0699-6561, K. Pochocka-Szwarc – 0000-0002-1538-9632

umożliwiły jak dotąd odczytanie historii zmian klimatu na przestrzeni 66 mln lat (Westerhold i in., 2020). Z antarktycznych rdzeni lodowych tę historię odtworzono dla 800 tys. lat (Orombelli i in., 2020). Jednak to, co mówią izotopy o przeszłości nie jest takie oczywiste i nadal trwają badania nad informacją z nich płynącą, która różni się dla zapisów w osadach jeziornych (m.in. Mirosław-Grabowska i in., 2025) i torfowych (m.in. Górecki i in., 2022).

Z bardzo dużą, bo roczną rozdzielczością można przeanalizować zmiany klimatu za pomocą analizy słoju drzew nie tylko współczesnych, ale również zhumifikowanych w osadach torfowych, węgla brunatnym czy zatopionych w dnie Bałtyku. Przyrosty roczne drzew informują nas o przebiegu wiosny i lata. Możemy z nich odczytać zmiany klimatyczne, takie jak wilgotność, temperaturę czy nasłonecznienie, ale również przeanalizować historię pożarów (Krapiec i in., 2016). Podobnie roczną laminacją charakteryzują się nacieki jaskiniowe. Z węgla wapnia wbudowanego w ich strukturę możemy odtworzyć za pomocą izotopów panującą podczas ich wzrostu temperaturę, dostępność wody, wysokość opadów czy susze. Dzięki temu, że jaskinie powstawały od pliocenu przez cały plejstocen, możemy w nich znaleźć fragmenty historii z całego tego okresu (Zupan Hajna i in., 2021).

Należy podkreślić, że żadna z wymienionych wybranych metod nie jest precyzyjna i zawiera luki. Najlepsze rezultaty w rekonstrukcji zmian klimatu osiąga się przy użyciu połączonych badań interdyscyplinarnych.

GEOLOGICAL METHODS OF CLIMATE RESEARCH

How do geologists know what the climate was like in the past, a thousand, a million, or a billion years ago? And how do they know that it was changing? Geology uses a number of research methods that, in addition to enabling us to understand about geological processes, also provide knowledge about the climate that prevailed in successive stages of Earth's history.

Rocks found on Earth are divided into: igneous (deep, plutonic and surface, volcanic), sedimentary, and metamorphic rocks, based on their formation. Sedimentary rocks of both mineral, plant, and animal origin are a medium that records signals of climatic and palaeoenvironmental changes.

Having determined the genesis of sedimentary rocks, we can infer the prevailing palaeoenvironmental conditions, including of palaeoclimate, in which they formed. For siliclastic and carbonate rocks, we can use lithological-petrographic, sedimentological, geomorphological, isotopic and geochemical methods to determine their genesis.

In the very cold climate of glaciation, sediments of glacial origin are formed: glacial till, boulder deposits and glacial sands and gravels proximally, while in lacustrine-marginal settings varved clays (recording summer/winter seasonality) are deposited together with silts, clays and marginal sands, and in fluvio-glacial settings, sands and gravels are typical. In cold-climate unvegetated settings, sediments of aeolian origin are formed: loess and aeolian sands (the latter also being typical of the coastal zone regardless of climate). On cold-climate hillslopes, clay, sand and gravel deposits of solifluction and colluvial origin are typical (nowadays, landslides can take place here). In various climatic zones, from cool through to warm, fluvial sediments accumulate, mainly sands, gravels and silts, while in the

cut-off oxbow lakes of meandering rivers, biogenic accumulation occurs, with sediments of broader lacustrine origin including sands, silts, gyttjas, lacustrine chalk and organogenic peats (e.g., Żarski *et al.*, 2024). In a very warm and humid climate, plant remains accumulate as biogenic sediments, which, compressed and heated in deep burial, transform into brown and then hard coal. In a very warm and dry (semi-desert) climate, gypsum, anhydrite, desert varnish, caliche, hematite and siderite can form. Rocks of marine origin: limestones, marls, chalk, geese, mudstones, claystones, sandstones (that may include glauconite or phosphates) are formed in climate that range from cool to very warm.

Both for rocks of animal origin, where the main component is calcitic/aragonitic shells of various organisms, and for siliclastic deposits, palaeobotanical and palaeontological methods can be used to identify specific plant and animal taxa that have specific thermal and geochemical requirements, which provides information on paleoecological and palaeoclimatic conditions (e.g., analysis of the taxonomic composition of foraminifer, coral, or mollusc assemblages provides information on salinity, reservoir depth, and temperature – e.g., distinguishing arctic, subarctic or temperate conditions).

Indirectly, proxy data on changing vegetation tells us about the changing climate, which we can track thanks to the results of palaeobotanical, especially palynological analyses. This methodology theoretically covers the time since the emergence of the first land plants reproducing through spores (~420 million years ago in Silurian) and pollen (~140 million years ago in early Cretaceous). Pollen morphology reflects its affiliation to the parent plant, and knowing the climatic requirements of this plant, of temperature and preferred humidity, we can determine the environment in which it lived. From the pollen/sporomorph assemblage found in the level or layer analysed, both qualitatively and quantitatively, we can reconstruct plant communities even from the distant past. In sedimentary strata, we find many diverse remains of both plants and animals. Over time, we learn to recognize ever more of them: palaeobotany and palaeontology are developing all the time, telling us increasingly more about the past environment. Palynology is often accompanied by the analysis of plant macroremains, that is, of seeds, fruits, pins, leaves and other plant artifacts that have been preserved in the sediment. This tells us a great deal about the aquatic environment, its trophic level, temperature, salinity, depth and pH. Other analyses classified as palaeobotanical including those of wood, fungi, diatoms or other algae, while study also of Cladocera, Chironomidae, foraminifera and molluscs help create a full reconstruction of the environment and the climate as these changed over time (Hrynowiecka *et al.*, 2024). Animal bones are of similar importance: both large ones, such as of the woolly rhinoceros and forest rhinoceros, and small ones, such as of rodents, which are a particularly valued find in cave deposits (Jovanović *et al.*, 2022).

Important indicators of climate change may be obtained through geochemical analyses. Stable isotopes of oxygen and hydrogen in ice and deep-sea sediment cores tell us about the amount of water locked in glaciers, which directly translates into the reconstruction of temperature changes. Analysis of the isotopic composition of foraminifera indicates that the higher the temperature, the more of the light isotope of oxygen, ¹⁶O, they incorporate into their

shells. Stable isotopes of carbon, in turn, help us reconstruct changes to the carbon cycle, one component of which is atmospheric carbon dioxide, which should also be correlated with temperature changes. Multi-year deep-sea drilling expeditions have so far made it possible to read the history of climate change over the course of 66 million years (Westerhold *et al.*, 2020). From Antarctic ice cores, this history has been reconstructed for 800 thousand years (Orombelli *et al.*, 2020). However, what isotopes say about the past is not so simple to interpret and research is still ongoing as to the information derived from them, which differs for records in lake deposits (e.g., Mirosław-Grabowska *et al.*, 2025) and peat deposits (e.g., Górecki *et al.*, 2022).

With very high, annual, resolution, climate changes can be reconstructed by analysing tree rings not only of contemporary trees, but also as preserved in peat, brown coal, or sunk in the Baltic Sea. Annual tree growth patterns inform us about the course of spring and summer. We can read climate changes from them, such as humidity, temperature, and sunlight, and can also analyse the history of fires (Krapiec *et al.*, 2016). Cave speleothems are similarly characterized by annual lamination. From isotope ratios in the calcium carbonate of their structure, we can reconstruct the temperature during their growth, water availability, rainfall, and droughts. As caves were formed from the Pliocene through the whole Pleistocene, we can find preserved intervals of history from this entire period within them (Zupan Hajna *et al.*, 2021).

None of these methods individually gives a complete picture, each providing information on different climate and environmental characteristics. The best results in reconstructing climate change are achieved using a combination of them, in interdisciplinary studies.

LITERATURA / REFERENCES

- GÓRECKI A., ŻARSKI M., DRZEWICKI W., PLEŚNIAK Ł., ZALEWSKA-GAŁOZ J., HRYNOWIECKA A. 2022 – New climatic oscillations during the MIS 11c in the record of the Skrzynka II locality (eastern Poland) based on palynologically and isotopic analysis. *Quaternary International*, 632: 4–20; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.09.017>
- HRYNOWIECKA A., STACHOWICZ-RYBKA R., MOSKAL-DEL HOYO M., NISKA M., KOTRYS B., KARPIŃSKA-KOŁACZEK M., LENARCZYK J., PIĄTEK J., KOŁACZEK P., BAŃ M., TARNAWSKI D., KADEJ M., STEFANIAK K. 2024 – Multi-proxy environmental reconstruction of the Eemian and Early Vistulian – before, during and after the life of the forest rhino *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger, 1839) from Gorzów Wielkopolski (NW Poland). *Quaternary International*, 686–687: 49–82; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2024.01.015>
- JOVANOVIĆ M., BOGIĆEVIĆ K., NENADIĆ D., AGUSTÍ J., SÁNCHEZ BANDERA C., LÓPEZ GARCÍA J.M., BLAIN H.-A. 2022 – New paleoecological perspectives on Late Pleistocene Neanderthals in northern Balkans: the rodent assemblages from Smolučka cave (Serbia). *Archaeological and Anthropological Sciences*, 14: 169; <https://doi.org/10.1007/s12520-022-01624-0>
- KRĄPIEC M., MARGIELEWSKI W., KORZEŃ K., SZYCHOWSKA-KRĄPIEC E., NALEPKA D., ŁAJCZAK A. 2016 – Late Holocene palaeoclimate variability: the significance of bog pine dendrochronology related to peat stratigraphy. The Puścizna Wielka raised bog case study (Orawa–Nowy Targ Basin, Polish Inner Carpathians). *Quaternary Science Reviews*, 148: 192–208; <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.022>
- MIROŚLAW-GRABOWSKA J., ALEXANDROWICZ W.P., STEFANIAK K., SKOCZYLAŚ-ŚNIAZ S. 2025 – Eemian snails from Gorzów Wielkopolski palaeolake (NW Poland): malacological and isotopic data and their ecological implications. *Journal of Paleolimnology*, <https://doi.org/10.1007/s10933-024-00349-5>
- OROMBELLI G., MAGGI V., DELMONTE B. 2020 – Quaternary stratigraphy and ice cores. *Quaternary International*, 219 (1–2): 55–65.
- WESTERHOLD T., MARWAN N., DRURY A.J., LIEBRAND D., AGNINI K., ANAGNOSTOU E., BARNET J., BOHATY S.M., DE VLEESCHOUWER D., FLORINDO F., FREDERICH S., HODELL D.A., HOLBOURN A.E., KROON D., LAURETANO V., MAŁY K., LOURENS L.J., LYLE M.W., PALIKE H., RÖHL U., TIAN J., WILKENS R.H., WILSON P.A., ZACHOS J.C. 2020 – An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, 369: 1383–1387; <https://doi.org/10.1126/science.aba6853>
- ZUPAN HAJNA N., MIHEVC A., BOSÁK P., PRUNER P., HERCMAN H., HORÁČEK I., WAGNER J., ČERMÁ S., PAWLAK J., SIERPIEŃ P., KDÝR Š., JUŘIČKOVÁ L., ŠVARA A. 2021 – Pliocene to Holocene chronostratigraphy and palaeoenvironmental records from cave sediments: Račiška pečina section (SW Slovenia). *Quaternary International*, 605–606: 5–24; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.02.035>
- ŻARSKI M., HRYNOWIECKA A., GÓRECKI A., WINTER H., POCHOCKA-SZWARC K. 2024 – The maximum extent of the Odranian Glaciation (Saalian, MIS 6) in the South Podlasie Lowland (SE Poland) in the light of sites with lacustrine deposits of the Mazovian Interglacial. *Acta Geologica Polonica*, 74 (2), e14.