

Średniowieczne zamki pasma kaczawskiego geostanowiskami do prezentacji historii geologicznej regionu

Katarzyna Machowiak¹, Dorota Krawczyk¹, Michalina Flieger-Szymańska¹



K. Machowiak



D. Krawczyk



M. Flieger-
-Szymańska

Medieval castles of the Kaczawa range geosites to present the geological history of the region. Prz. Geol., 71: 305–313.

Abstract. The article presents the possibility of using the knowledge of the stone building material of castles of the Kaczawa Belt for an easily accessible reconstruction of the regional geological history. The authors' idea can be used in the form of educational geosites. Selected castles: Wleń (Lenno), Bolków, Świny and Grodziec are widely known, situated not far from each other and built of various types of local building material. Visiting them, the tourist may realize that they are usually built of rocks on which they are founded or, for practical reasons, of rocks obtained in the direct vicinity. Taking a walk along geosites the potential tourist will see rocks of different ages and different lithologies in

the walls of the castles, e.g. pillow lavas (now greenstones), sandstones, ignimbrites, rhyolithoids, breccias and basaltoids. This relative diversity, the presence of various volcanic forms and types of volcanites (e.g. related to submarine and terrestrial volcanism, alkaline, and felsic volcanism, etc.), makes it possible to present the lithostratigraphic evolution of the Kaczawa Belt, starting with the rifting of Gondwana and the oldest metavolcanic series, through uplift, magmatism and metamorphism, Rotliegend deposition, and accompanying volcanism, to erosion, Cenozoic re-uplift and accompanying young basaltic volcanism.

Keywords: Lower Silesian castles, geoheritage, Kaczawa Belt, local building stone, geological history

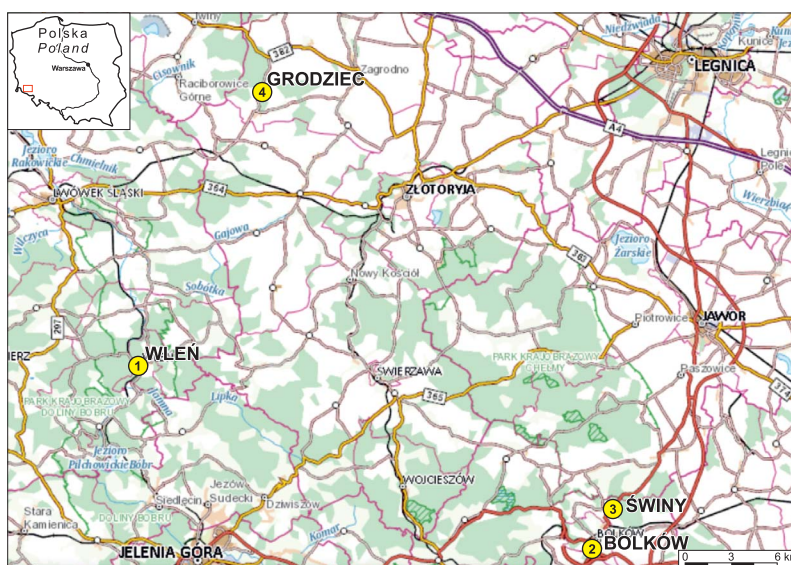
Dziedzictwo przyrody nieożywionej wymaga ochrony i poznania, a zadanie to ułatwia geoturystyka (np. Migoń, 2012). W Polsce jedno z czołowych miejsc pod względem liczby atrakcji geoturystycznych zajmują Sudety. Łańcuch tych gór ma skomplikowaną budowę geologiczną, a co za tym idzie dużą zmienność litologiczną i atrakcyjność krajobrazową. Większość geostanowisk w Sudetach została już dobrze opisana (np. Słomka i in., 2009; Barmuta i in., 2009, 2019a, b; Bartuś i in., 2019), ale do udostępnienia i popularyzacji pozostało jeszcze wiele interesujących obiektów.

W niniejszym artykule podjęto temat wykorzystania czterech średniowiecznych zamków warownych wzniesionych na obszarze pasma kaczawskiego w roli obiektów geoturystycznych ułatwiających wyjaśnienie geologicznej historii regionu na przykładzie skał wykorzystanych do ich budowy. Są to zamki we Wleń, Bolkowie, Świnach i Grodźcu (ryc. 1). Wszystkie przyciągają

rzese turystów. Trzy z nich znajdują się na terenie Geoparku *Kraina Wygastych Wulkanów* (Barmuta, Barmuta, 2019; Białek, 2019).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ PASMA KACZAWSKIEGO

Do pasma kaczawskiego należą Góry Kaczawskie, Pogórze Kaczawskie oraz część Pogórza Izerskiego (Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Jednostka ta składa się z utworów dwóch pięter struktural-



Ryc. 1. Lokalizacja zamków we: 1 – Wleń; 2 – Bolkowie; 3 – Świnach i 4 – Grodźcu (na podstawie <https://mapy.geoportal.gov.pl>)

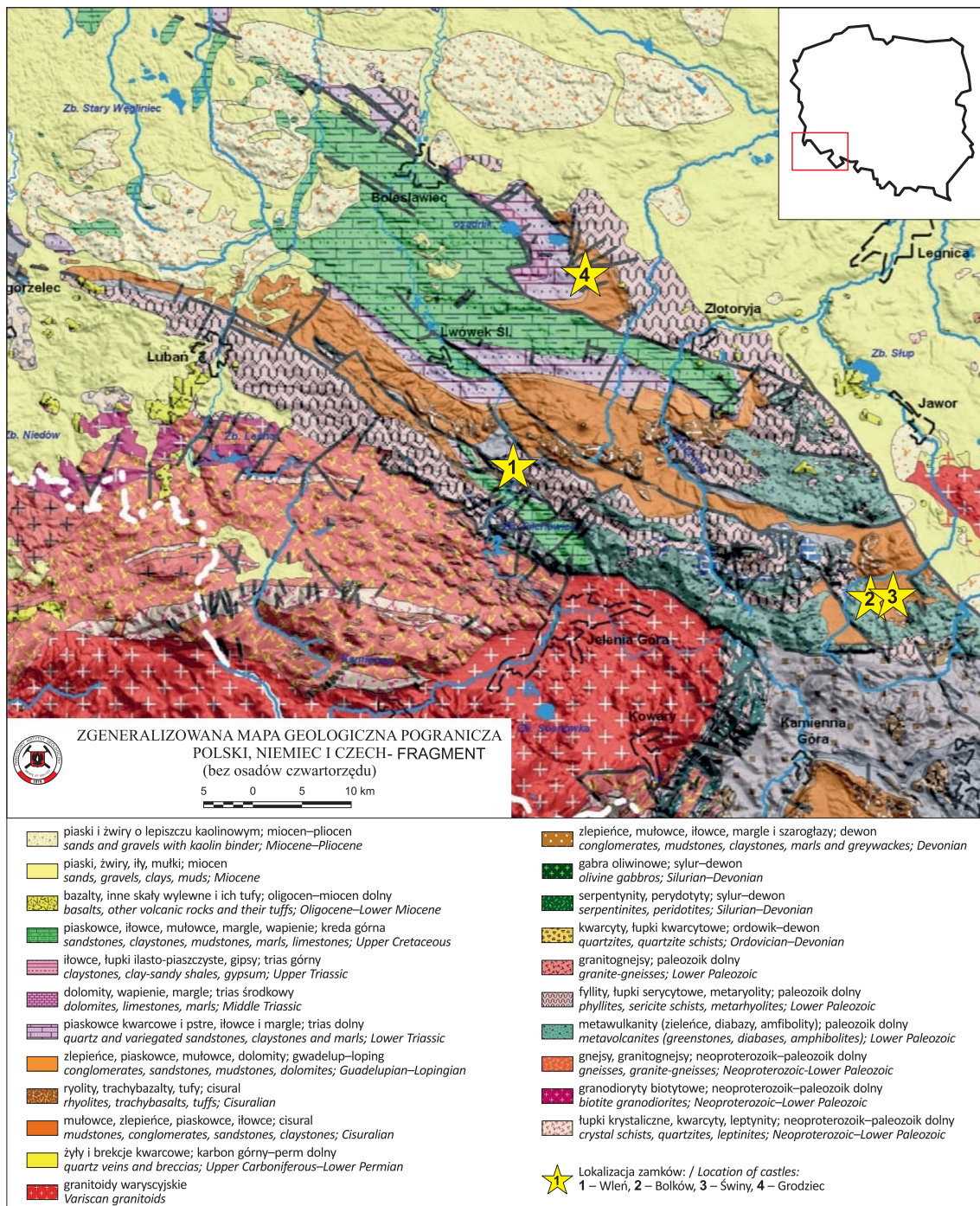
Fig. 1. Location of the castles in: 1 – Wleń; 2 – Bolków; 3 – Świny and 4 – Grodziec (based on <https://mapy.geoportal.gov.pl>)

¹ Wydział Inżynierii Lądowej i Transportu, Politechnika Poznańska, ul. Piotrowo 5, 61-138 Poznań; katarzyna.machowiak@put.poznan.pl; dorota.krawczyk@put.poznan.pl; michalina.flieger-szymanska@put.poznan.pl

nych (ryc. 2): metamorfiku kaczańskiego (stanowiącego fundament waryscyjski) i synklinorium północnosudeckiego (należącego do pokrywy epiwaryscyjskiej).

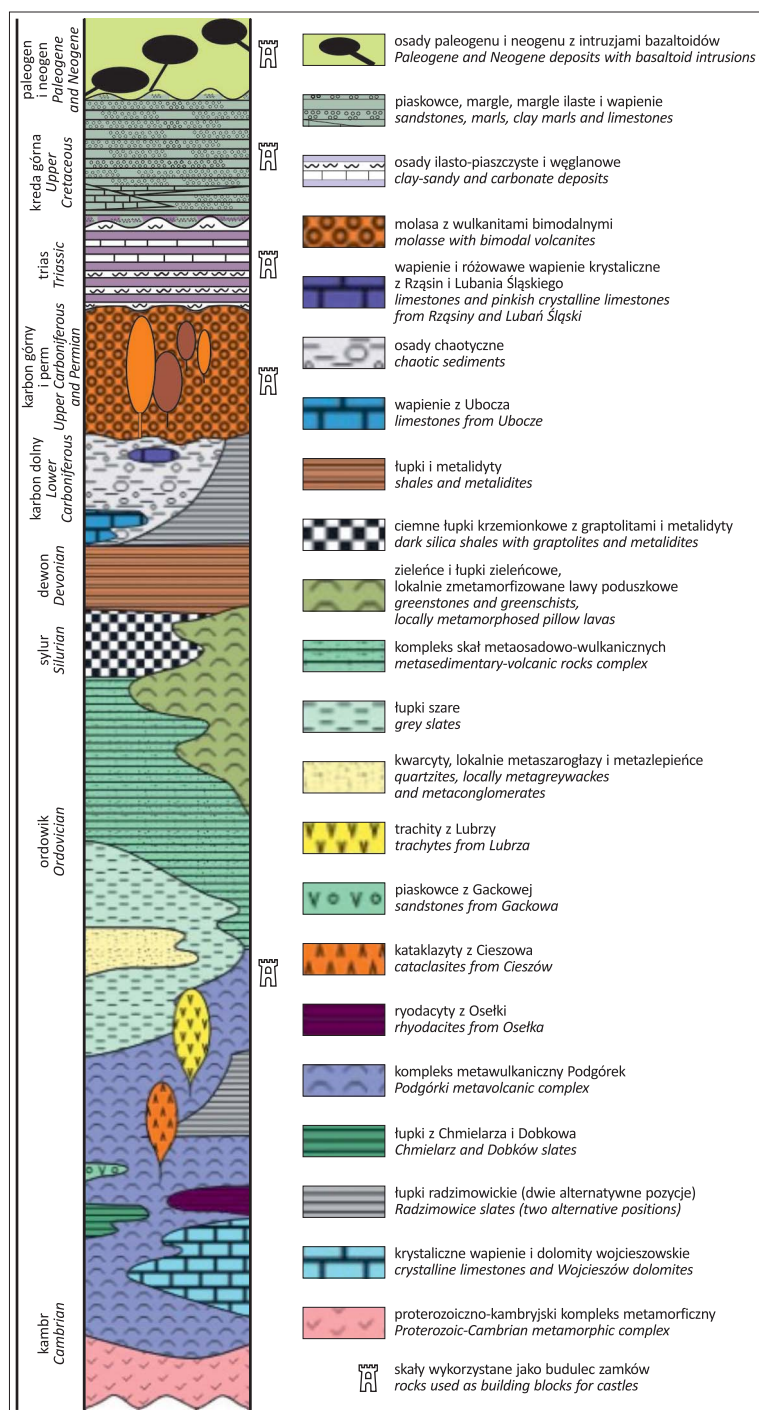
Metamorfik kaczański obejmuje kompleks skał meta-wulkanicznych i metasadowych wieku kambr–wczesny karbon (ryc. 3; np. Baranowski, 1988; Baranowski i in., 1990). Metawulkanity są przejawem wczesnopaleozoicznego wulkanizmu bimodalnego, w wyniku którego powstały głównie metaryodocyty, metatrachyty i metabazalty (np. Kryza, Muszyński, 1987, 1988, 1992).

W osłonie metawulkanitów występują kambryjskie wapień wojcieszowskie, przeobrażone miejscami w kalcytowe i dolomitowe marmury (Lorenc, 1983; Skowronek, Steffahn, 2000; Białek i in., 2007). Skałom tym towarzyszą także inne skały metasadowe, związane z sedymentacją oceaniczną, do których można zaliczyć m.in. wczesno-paleozoiczne łupki radzimowickie czy łupki z Chmielarza (są to serie skał drobnookruchowych przeobrażonych przez procesy wulkaniczne), a także sylurskie łupki graptolitowe, dewońskie oraz wczesnkarbońskie łupki



Ryc. 2. Lokalizacja zamków we Wleń (1), Bolkowie (2), Świnach (3) i Grodziecu (4) na tle fragmentu zgeneralizowanej mapy geologicznej pogranicza Polski, Czech i Niemiec (wg Biela, 2007)

Fig. 2. Location of the castles in Wleń (1), Bolków (2), Świny (3) and Grodziec (4) against the background of a fragment of a generalized geological map of the borderland of Poland, the Czech Republic and Germany (according to Biel, 2007)



←

Ryc. 3. Profil litostratigraficzny pasma kaczawskiego (na podstawie Furnesa i in., 1994; Kryzy i in., 2007; Bartusia i in., 2019; zmieniony)

Fig. 3. Lithostratigraphic profile of the Kaczawa Belt (based on Furnes et al., 1994; Kryza et al., 2007; Bartuś et al., 2019; modified)

procesami tektonicznymi – blokowemu obniżaniu i wypiętrzaniu poszczególnych elementów (np. Cymerman, 2002).

Skały pasma kaczawskiego, odsłaniające się w okolicy zamków, które wykorzystano do ich budowy, należą do fundamentu warwicyjskiego (np. zieleńce – wcześniej bazaltoidowe ławy poduszkowe), pokrywę epiwaryscyjskiej (np. zieleńcowe brekcje sedimentacyjne, piaskowce, ryolitoidy oraz ignimbryty), a także kenozoiku (bazaltoidy, które tworzą intruzje przecinające starsze skały pasma kaczawskiego).

ZAMKI PASMA KACZAWSKIEGO WYBRANE DO ZAPREZENTOWANIA GEOLOGII REGIONU

W średniowieczu zamki warowne sytuowano zazwyczaj na szczytach wzgórz, często dopasowując ich konstrukcję do wychodni skał. Przykłady takich budowli są znane nie tylko na Dolnym Śląsku, ale i wszędzie tam, gdzie wschodnie skały dostarczały odpowiedniego materiału budowlanego i ułatwiały obronę. Dopiero w renesansie i czasach późniejszych, kiedy większą wagę przykładano do funkcji reprezentacyjnych, kamienie budowlane zaczęto transportować z dalszych odległości. Do zobrazowania budowy geologicznej pasma kaczawskiego i Sudetów wybrano cztery średniowieczne zamki wzniesione z lokalnych kamieni budowlanych.

Zamek Lenno

Murowany zamek Lenno (ryc. 4) zaczęto budować w miejscowości Wleń z inicjatywy księcia Bolesława Wysokiego ok. 1160 r. Prace budowlane ukończył jego syn – książę Henryk Brodaty (Goliński, 2017). Warownia składała się wówczas z romańskiego domu zamkowego, kaplicy oraz sześciobocznej wieży obronnej. W XIII i XIV w. zamek ten rozbudowano. W XVII w., podczas wojny 30-letniej, warownia została wysadzona w powietrze i spalona. Od tej pory pozostaje w ruinie (np. Chorowska, 2003).

Zamek Lenno usytuowano na wzniesieniu, na wychodniach ław bazaltowych, które podczas orogenezy warwicyjskiej zostały poddane procesom metamorficznym i uległy przeobrażeniu w warunkach facji zieleńcowej (np. Kowalski,

ilasto-krzemionkowe z wkładkami litytów i czertów (np. Baranowski, 1988; Baranowski i in. 1990; Kryza, Muszyński, 1992). Wszystkie wymienione skały były poddawane procesom tektonicznym i metamorficznym podczas orogenezy warwicyjskiej.

Pokrywę epiwaryscyjską tworzą niezmetamorfizowane skały magmowe i osadowe wypełniające synklinorium północnosudeckie (ryc. 3). Są to osady lądowe i morskie od późnego karbonu po trias oraz późnej kredy (np. Wojewoda, Mastalerz, 1989), a także produkty permskiego wulkanizmu postorogenicznego (np. Pańczyk, 1999; Awdankiewicz, 2006; Awdankiewicz i in., 2014).

W kolejnych etapach geologicznych dziejów tej części Sudetów skały osadowe i wulkaniczne były poddawane procesom wietrzenia i erozji, uwarunkowanym również

Maciejak, 2019). U podnóża zamku są widoczne wychodnie tych skał z bardzo dobrze zachowanymi lawami poduszkowymi (ryc. 4A). Takie formy law powstają na skutek ich kontaktu z zimną wodą, np. gdy wylewają się przez szczeliny na dno oceanu. W poduszkach tych występują koncentryczne spękania, przeważnie wypełnione kalcylem, a także nieregularnie rozmieszczone pustki i szczeliny (ryc. 4B), które powstały na skutek kurczenia się stygnącej lawy, a także aktywności procesów pomagmowych (np. Kowalski, 2017). W środku poduszek nadal widać wolne przestrzenie po pęcherzykach gazów uciekających w trakcie zastygania lawy. Wokół poduszek ciemniejszą barwą zaznaczają się skalne obwódki (ryc. 4 i 5). Pierwotnie składały się one ze szkliwa wulkanicznego (obecnie już zrekrystalizowanego). Foliacja skał zieleńcowych jest słabo zaznaczona, dlatego też poduszki lawowe na Górze Zamkowej we Wleniu są zaliczane do najlepiej zachowanych form tego typu na obszarze całych Sudetów (Ilcewicz-Stefaniuk, Stefaniuk, 2019).

Zieleńce należą do tzw. kompleksu wulkanicznego Podgórek (ryc. 3). Ich pozycję na tle innych skał metamorfiku kaczawskiego przedstawili Kryza i Muszyński (1992), Kryza (1993) oraz Muszyński (1994).

Mury zamku zbudowano z zieleńców. Oprócz nich jako materiał budowlany wykorzystano jasne piaskowce (ryc. 4A), przypuszczalnie triasowe, pochodzące z pobliskiego łomu we wsi Nielešno, ale użyto ich znacznie mniej, ponieważ wykonywano z nich tylko elementy ozdobne (Durkowski i in., 2017).

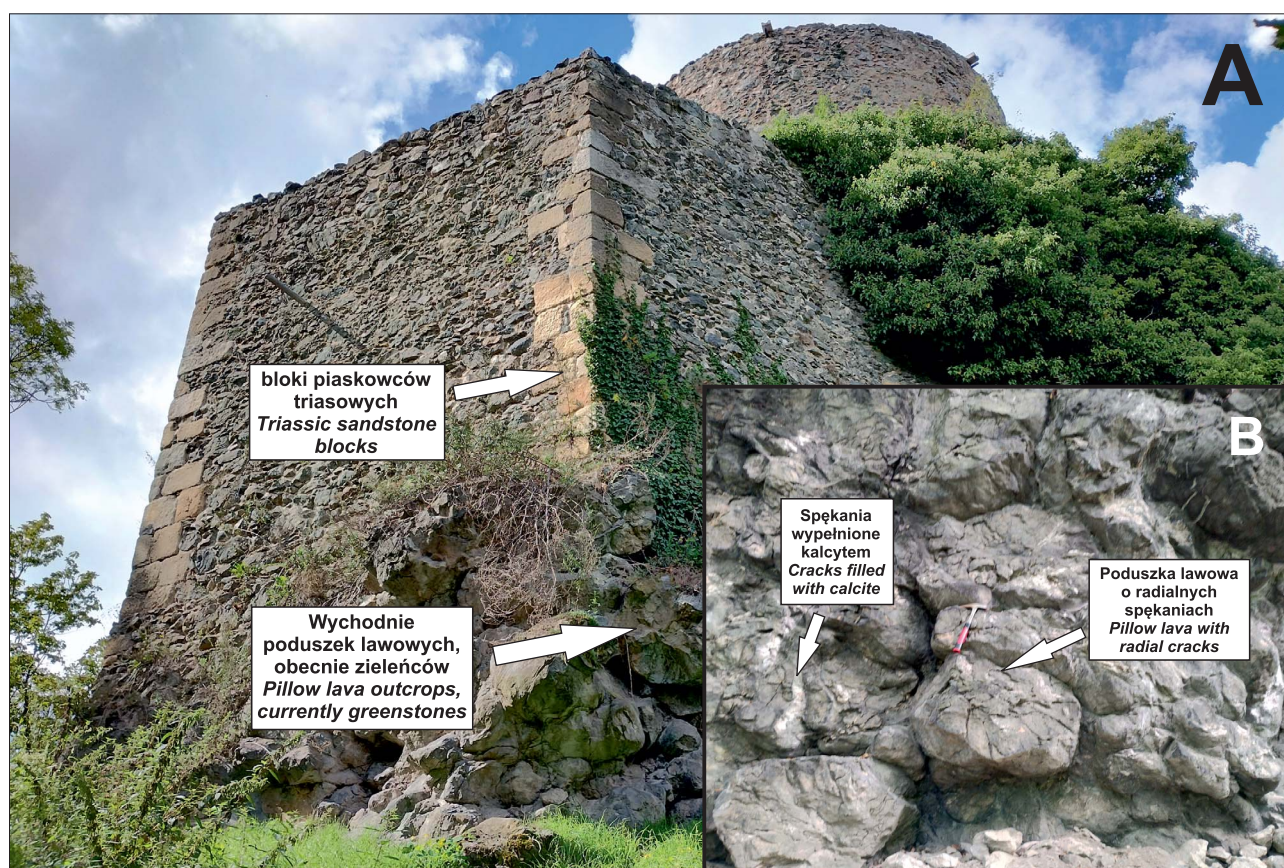
Zwiedzając zamek Lenno we Wleniu, turysta może przy okazji dowiedzieć się o:

- ❑ ryftingu oraz procesach wulkanicznych w kambrze i ordowiku;
- ❑ procesach metamorficznych towarzyszących orogenezie waryscyjskiej;
- ❑ procesach prowadzących do powstania piaskowców dolnego triasu – od rzeczego transportu zwietrzliny, przez depozycję osadów piaszczystych, aż po ich diagenzę.

Zamek Bolków

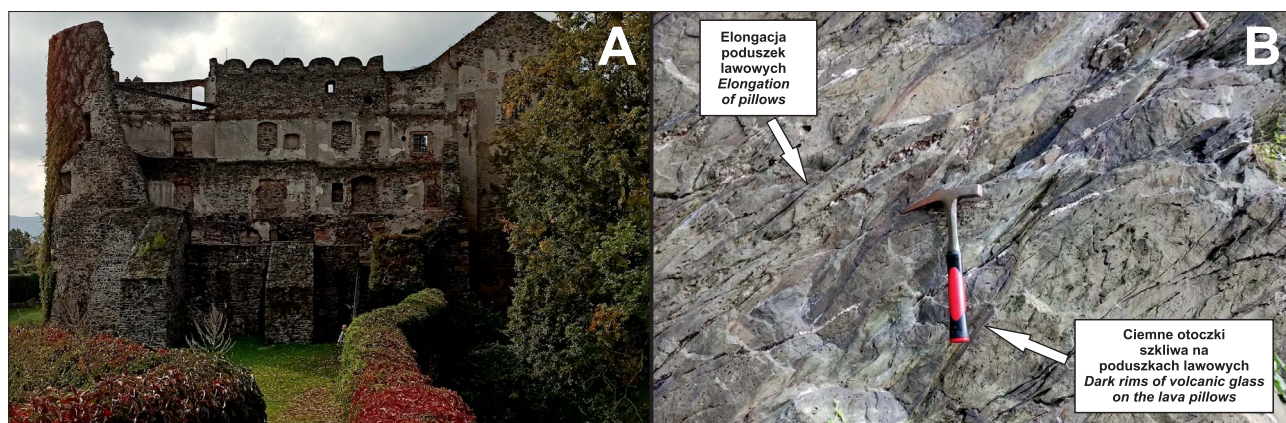
Gotycki zamek w Bolkowie (ryc. 5A) wzniesiono w połowie XII w., za panowania Bolka I. Głównym materiałem budowlanym zamku i murów obronnych są skały zieleńcowe. Najstarsza wzmianka o zamku pochodzi z 1277 r. W XV w. został on gruntownie rozbudowany. Z tego okresu pochodzi renesansowa część mieszkalna (Gaworski, 2023). W XVII w. uległ częściowemu zniszczeniu. Prace renowacyjne podjęto w 1994 r. i trwają one nieprzerwanie do dziś (Gaworski, 2023).

Zamek w Bolkowie, podobnie jak zamek warowny Lenno we Wleniu, posadowiono na skałach zieleńcowych metamorfiku kaczawskiego. Wschodnie tych skał są dobrze widoczne u podnóża wzgórza zamkowego w Bolkowie oraz na dziedzińcu zamku, gdzie występują w formie law poduszkowych (Barmuta, Barmuta, 2019; ryc. 4B). W wyniku nacisków tektonicznych w trakcie orogenezy



Ryc. 4. Zamek Lenno we Wleniu: **A** – baszta posadowiona na lawach poduszkowych, widok od strony SE; **B** – poduszki lawowe o radialnych spękaniach wypełnionych wtórnie kalcylem. Wszystkie fot. K. Machowiak

Fig. 4. Lenno Castle in Wlen: **A** – tower set on pillow benches, view from the SE side; **B** – lava cushions with radial cracks filled with calcite. All photos by K. Machowiak



Ryc. 5. Zamek Bolków: **A** – widok od strony dziedzińca turniejowego; **B** – wychodnie law poduszkowych u podnóża góry zamkowej
Fig. 5. Bolków Castle: **A** – view of the castle from the side of the tournament courtyard; **B** – pillow lava outcrops at the foot of Zamkowa Mountain

waryscyjskiej poduszki lawowe uległy wydłużeniu czyli elongacji (ryc. 4B). W Bolkowie wyraźniej niż we Wleniu jest widoczna foliacja zieleńców.

Geostanowisko zamek Bolków można wykorzystać do przekazania informacji o:

- genezie law poduszkowych;
- procesach tektonicznych i metamorficznych – elongacji poduszek lawowych i foliacji zieleńców.

Zamek Świny

Zamek w Świnach zbudowano prawdopodobnie już pod koniec X w., gdy z inicjatywy Mieszka I wznoszono liczne grody mające strzec polskich granic od strony Czech (Labus, Hetmaniok, 2004). Znajduje się on w odległości ok. 3 km od Bolkowa. Trasę pomiędzy zamkami z powodzeniem można pokonać pieszo, gdyż obiekty te łączą dwa szlaki turystyczne: czerwony (który wiedzie spod zamku Bolków do Złotoryi) i zielony (prowadzący z centrum Bolkowa do zamku Książ i dalej do Zagórza Śląskiego). Wieżę zamkową i mur obwodowy ukończono w XIV w., a pozostałe obiekty wznoszono w kilku etapach. W latach 50. XV w. właściciel zamku, Gunczel Świnka, dobudował do zachodniej strony wieży dwuszczytowy dom z dziedzińcem, który następnie w XVI w. odnowiono w stylu renesansowym (Labus, Hetmaniok, 2004).

W murach zamku jest widoczny lokalny materiał skalny. Dominują skały wulkaniczne – ignimbryty ryolitowe, ryolity oraz zieleńce (ryc. 6), pozyskiwane z pobliskich łomów (od dawna nieczynnych). Kwaśne ryolitoidy i ignimbryty należą do permskiego kompleksu wulkanicznego formacji Wielisławki (np. Jerzmański, 1955; Kowalski, Maciejak, 2019). Do budowy zamku użyto także dolnopermskich brekcji (facji czerwonego spagowca), występujących *in situ* u podnóża wzgórza zamkowego (ryc. 7C), oraz charakterystycznych dla obszaru synklinorium północnosudeckiego, piaskowców czerwonego spagowca (ryc. 6), ale w mniejszej ilości.

Zamek w Świnach (ryc. 7A) jest usytuowany na wzniesieniu z dolnopermskiej brekcji skał zieleńcowych. Dobre odsłonięcie tych utworów można obserwować przy drodze u podnóża wzgórza zamkowego od strony północno-zachodniej (ryc. 7C). Szkielet ziarnowy brekcji tworzą głównie kanciaste fragmenty skał zieleńcowych – takich samych, z jakich wzniesiono zamki w Bolkowie i Wleniu. Brekcja w Świnach (ryc. 7C) jest identyfikowana jako osad



Ryc. 6. Mur zamku w Świnach: 1 – piaskowiec czerwonego spagowca; 2 – ryolit i ignimbryt ryolitowy; 3 – brekcja zieleńcowa; 4 – zieleńce

Fig. 6. The wall of the castle in Świny: 1 – Rotliegende sandstone; 2 – rhyolite and rhyolite ignimbrite; 3 – sedimentary breccia; 4 – greenstone

stożków napływowych formacji Świerzawy (Wojewoda, Mastalerz, 1989; Śliwiński i in., 2003).

Na czerwonym szlaku turystycznym wiodącym w górę, w kierunku Bolkowa, w odległości ok. 100 metrów od zamku znajdują się wychodnie skał wulkanicznych – ignimbrytów ryolitowych i ryolitów (ryc. 7B; Białek, 2019). Stanowią one atrakcyjny punkt widokowy i pomimo znacznego stopnia zwietrzenia oraz zabrudzenia ich powierzchni, nadal są w nich widoczne relikty pumeksu (tzw. fiamme) oraz porfiroklasty ryolitu spojone popiołem wulkanicznym.

Na zamku w Świnie można wyjaśnić turystom problematykę:

- erozji i krótkiego transportu osadu w synklinorium północnosudeckim (której efektem są dolnopermskie brekcje zieleńcowe);
- genezy lądowych, okruchowych skał permu, tzw. facji czerwonego spagowca i ich charakterystycznego zabarwienia (na przykładzie czerwonych piaskowców);
- postorogenicznej aktywności wulkanicznej z epizodami eksplozywnymi (późny karbon–wczesny perm), jakie nastąpiły po orogenezie waryscyjskiej oraz pokazać produkty kwaśnego wulkanizmu (czyli permskie ryolitoidy i ignimbryty ryolitowe).



Ryc. 7. Zamek w Świnach: **A** – widok od strony bramy; **B** – skałki ignimbrytów ryolitowych w okolicy zamku (punkt widokowy); **C** – wychodnia brekcji zieleńcowej u podnóża zamku
Fig. 7. Castle in Świny: **A** – view from the side of the gate; **B** – rocks of rhyolite ignimbrites in the vicinity of the castle (viewpoint); **C** – outcrop of a greenstone breccia at the foot of the castle

Zamek Grodziec

Zamek Grodziec (ryc. 8) jest usytuowany na obszarze synklinorium północnosudeckiego, pomiędzy Złotoryją i Bolesławcem, w odległości ok. 40 km na zachód od Legnicy (ryc. 1 i 2). Kamienną budowlę ufundował na początku XIII w. Henryk Brodaty (<https://grodziec.net/historia>). Wezniejszej istniał w tym miejscu drewniany gród obronny. W latach 1296–1301 właścicielem warowni był książę świdnicko-jaworski Bolko I, który znacząco ją rozbudował (Labus, Kubat, 2006). Przez następne stulecia właściciele zamku wielokrotnie się zmieniali i poddawali go kolejnym modyfikacjom. Podczas wojny 30-letniej został on, podobnie jak i inne zabytkowe budowle na Śląsku, silnie zniszczony. Do jego odbudowy przystąpiono w 1800 r. Pod koniec II wojny światowej, w 1945 r. zamek ten został spalony (Labus, Kubat, 2006). Odrestaurowano go w latach 60. XX w. i przekształcono w obiekt turystyczny.

Strome wzgórze, na którym zbudowano zamek Grodziec, jest niekiedy wulkanicznym reprezentującym naj-

młodszy, kenozoiczny epizod aktywności wulkanicznej w Sudetach, odbywającej się na lądzie (np. Migoń, 2019a). Nek ten składa się z odpornych na erozję bazaltoidów, stanowiących dawną lawę, która zakrzepła w kominie wulkanicznym (np. Sylwestrzak, Mizerski, 2002). Dominującym budulcem zamku są właśnie czarne, masywne bazaltoidy – głównie nefeliny (ryc. 8), na których został on posadowiony. Skały te wydatowano metodą izotopową Ar^{40}/Ar^{39} na $29,8 \pm 0,2$ Ma, czyli na miocen (Pańczyk i in., 2022).

Obramowania okien, portale i inne ozdobne elementy ścian zamku (np. jego naroża) wykonano z późnokredowych piaskowców ciosowych pochodzenia morskiego (ryc. 8), eksploatowanych od średniowiecza w jednym z łomów na górze Kopka (Kowalski, 2019).

Na zamku w Grodźcu można urządzić ekspozycję poświęconą:

- problematyce wypełniania synklinorium północnosudeckiego materiałem klastycznym (którego przykładem są piaskowce późnokredowe) i jego lityfikacji;

- ❑ młodemu wulkanizmowi zasadowemu, który towarzyszył ponownemu wypiętrzaniu się Sudetów (głównie na granicy paleogenu i neogenu);
- ❑ mechanizmowi powstania ciosu termicznego w skałach wulkanicznych;
- ❑ selektywnemu wietrzeniu (na przykładzie odpreparowania neku wzgórza zamkowego).

ETAPY GEOLOGICZNEJ HISTORII SUDETÓW WYTYPOWANE DO ZAPREZENTOWANIA NA ZAMKACH

Średniowieczne zamki we Wleniu, Bolkowie, Świnach i Grodźcu można wykorzystać nie tylko do przekazania turystom informacji na temat skał, z jakich zostały one zbudowane, ale także do wyjaśnienia na ich przykładzie

wybranych zagadnień geologicznej historii pasma kaczawskiego i Sudetów, do których należą:

- ❑ geneza mozaikowej budowy Sudetów;
- ❑ wypiętrzenie Sudetów podczas orogenezy waryscyjskiej;
- ❑ wulkanizm postorogeniczny, wietrzenie skał i denudacja;
- ❑ alpejskie odmłodzenie uskoków, kenozoiczne wypiętrzenie Sudetów oraz zasadowy wulkanizm towarzyszący tym procesom tektonicznym.

Geneza mozaikowej budowy geologicznej Sudetów

W kambrze i ordowiku postępował proces rozrywania na mniejsze mikroptyty (tzn. ryfting) ówczesnego superkontynentu na półkuli południowej, czyli Gondwany



Ryc. 8. Zamek Grodziec – widok z tarasu wschodniego na donżon (tzn. wieżę mieszkalno-obronną)
Fig. 8. Grodziec Castle – view from the eastern terrace on the keep (i.e. a residential and defensive tower)

(np. Kryza i in., 2004). Fragmenty północnej i północno-zachodniej części Gondwany, m.in. mikroplaty oderwane od obszaru dzisiejszej Afryki, przemieszczały się od ordowiku po dewon po oceanie Reik, by podczas orogenezy waryscyjskiej połączyć się, tworząc (wraz z zachowanymi i często zdeformowanymi fragmentami skorupy oceanicznej) mozaikową budowę Sudetów (np. Furnes i in., 1994, Kryza i in., 1989). Procesom tym towarzyszyła aktywność wulkaniczna, w wyniku której powstały lawy poduszkowe metamorfiku kaczawskiego.

Lawy poduszkowe powstają w wyniku wulkanizmu podwodnego – tworzą się, gdy potoki gorącej lawy wylewają się na dna zbiorników wodnych. Znaczna różnica temperatur powoduje szok termiczny i zeszkliwienie zewnętrznej części potoku lawowego, kontaktującej z wodą (ryc. 4B i 5B). Niektóre potoki lawowe, ułożone jedno ponad drugim, przypominają kształtem poduszki i stąd ich nazwa lawa poduszkowa. W wyniku kurczenia się lawy w czasie szybkiego stygnięcia poduszki te pękają radialnie. W wyniku późniejszej migracji związków mineralnych spękania te często wypełniają się minerałami wtórnymi, głównie kalcytem (ryc. 4B).

Wypiętrzenie Sudetów

Wypiętrzenie Sudetów i pasma kaczawskiego zostało poprzedzone sukcesywnym przyłączaniem mikropląt, stowarzyszonym z wysokociśnieniowym metamorfizmem, ekshumacjami tychże skał, nasunięciami płaszczowinowymi, fałdowaniami i ostatecznym uformowaniem szwów kolizyjnych. W Sudetach maksymalne natężenie deformacji waryscyjskich nastąpiło w późnym dewonie (Mazur i in., 2010). Późnym fazom górotwórczym towarzyszył intensywny plutonizm karboński (powstały m.in. granitoidy Karkonoszy), wynoszenie kompleksów metamorficznych i następnie rozwój oraz inwersja basenu przedgórskiego (Mazur i in., 2010). Powstał system uskoków i fałdów, a góry były wypiętrzane wzdłuż głównych uskoków, tworząc ostatecznie system zrębów i rowów tektonicznych.

Wulkanizm postorogeniczny, wietrzenie skał i denudacja

W karbonie i permie w wypiętrzane i podlegające procesom metamorficznym skały Sudetów zaczęła wnikać magma. Drogami jej migracji były często systemy uskoków i spękań. Na obszarze Karkonoszy powoli zastygała ona głęboko pod powierzchnią ziemi, w wyniku czego wykryształizowały skały plutoniczne, jakimi są granitoidy karkonoskie (np. Awdankiewicz i in., 2014). Natomiast w paśmie kaczawskim stopniowo przebiegała się ku powierzchni ziemi, tworząc płytke pod nią intruzje magmowe, lub docierała poprzez kominy wulkaniczne na jej powierzchnię, gdzie tworzyła stożki wulkaniczne. Lawy wulkaniczne w tej części Sudetów miały różny skład chemiczny. Przykładem produktów kwaśnych law wulkanicznych są skałki ryolitów i ryolitowych ignimbrytów koło zamku w Świnach (ryc. 7B).

Wraz z wypiętrzaniem Sudetów i wulkaniczną aktywnością regionu postępowało długotrwałe, intensywne wietrzenie skał i denudacja, które prowadziły do obniżenia wysokości zrębów tektonicznych i zasypania materiałem

zwietrzelinowym rowów tektonicznych. Przykładem zdeponowanego materiału zwietrzelinowego są brekcje na wzgórzu zamkowym w Świnach (ryc. 6 i 7C). O bliskości obszarów źródłowych w trakcie sedymentacji tych skał świadczy słabe obtoczenie szkieletu ziarnowego. Brekcje te powstały we wczesnym permie, kiedy skały zieleńcowe okalające rów Świerzawy (część synklinorium północnosudeckiego) ulegały wietrzeniu i transportowi rzeczemu, tworząc tzw. stożki napływowe (Wojewoda, Mastalerz, 1989).

Alpejskie odmłodzenie uskoków, kenozoiczne wypiętrzenie Sudetów oraz towarzyszący im wulkanizm zasadowy

Sudety, w tym także pasmo kaczawskie, po waryscyjskim wypiętrzeniu były poddawane intensywnej erozji w różnych warunkach klimatycznych, zalewane przez morza, a następnie ponownie wypiętrzane. Pozostałością po morskiej depozycji klastycznej są np. piaskowce górnej kredy, które wykorzystano do wykonania ozdobnych elementów zamku Grodziec (ryc. 8).

Okolo 25 mln lat temu (u schyłku oligocenu) na obszar Sudetów zaczęły oddziaływać siły związane z orogenezą alpejską. Zrównany teren dawnych gór ponownie zaczął się blokowo wypiętrzać, tworząc tzw. góry zrębowe. Odnowiły się wówczas stare uskoki i na nowo powstały rowy i zręby tektoniczne. Nieciągłości te ponownie wykorzystywała magma, tym razem zasadowa. Wciskając się w spękania i zastygając w nich utworzyła intruzje w formie mniejszych żył lub też większych ciał magmowych (np. Kowalski, 2021; Pańczyk i in., 2022). Lawa stygnąca na powierzchni ziemi kurczyła się i powstawały w niej naprężenia rozciągające, prowadzące do wytworzenia systemów spękań. Spękania te, propagując od stropu ku spągowi, tworzyły zespoły słupów i kolumn prostopadłych do powierzchni ziemi. Jest to tzw. cios termiczny (ryc. 8). Liczne przejawy młodego wulkanizmu zasadowego można obserwować na terenie niemal całego synklinorium północnosudeckiego. Najbardziej okazałe odsłonięcia słupów bazaltoidowych można zobaczyć w: Mikołajewicach, na szczycie Ostrzycy Proboszczowickiej, na Wzgórzu Wilkołak, w Czartowskiej Skale oraz w Małych Organach Myśluborskich (np. Migoń, 2019b, c, d). Właśnie z takich skał bazaltoidowych zbudowano zamek Grodziec, który wzniesiono na dawnym kominie wulkanicznym. Pierwotnie stożek tego wulkanu składał się nie tylko z lawy, ale i mniej odpornych na wietrzenie produktów piroklastycznych, np. popiołów tworzących miękki tuf, lecz w wyniku erozji zostały one usunięte (np. Kowalski, 2019).

PODSUMOWANIE

Średniowieczne zamki pasma kaczawskiego z powodzeniem mogą być wykorzystane jako obiekty geoturystyczne i służyć nie tylko edukacji historycznej, ale także i geologicznej. Realizując to zadanie, przekaz o historii geologicznej Sudetów należy znacząco uprościć i opisać jedynie jej najistotniejsze etapy, aby zainteresować jak największą grupę odbiorców.

Składamy podziękowania Dr Jolancie Muszer oraz drugiemu anonimowemu Recenzentowi za konstruktywne uwagi, pomocne w poprawieniu tekstu.

LITERATURA

- AWDANKIEWICZ M. 2006 – Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian post-collisional intermediate composition volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geol. Sudet.*, 38: 39–61.
- AWDANKIEWICZ M., KRYZA R., SZCZEPARA N. 2014 – Timing of post-collisional volcanism in the eastern part of the Variscan Belt: constraints from SHRIMP zircon dating of Permian rhyolites in the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geol. Mag.*, 151 (4): 611–628.
- BARANOWSKI Z. 1988 – Łupki radzimowickie Gór Kaczawskich (Sudety Zachodnie): charakterystyka litofacyjna zmetamorfizowanych osadów rowu oceanicznego. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58 (3–4): 325–383.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., URBANEK Z. 1990 – Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 179 (2–3): 223–257.
- BARMUTA M., BARMUTA J. 2019 – Karta inwentaryzacyjna geostanowiska Bolków – wzgórze zamkowe – lawy poduszkowe. Inwentaryzacja geopunktów na obszarze partnerstwa kaczawskiego; <https://www.gorykaczawskie.pl>
- BARMUTA J., BARTUŚ T., ŁODZIŃSKI M., MASTEJ W. 2019a – Geostrada Sudecka. Przewodnik geologiczny, t. I. Wyd. AGH: 404.
- BARMUTA J., BARTUŚ T., BĘBENEK S., DOKTOR M., ŁODZIŃSKI M., MASTEJ W., MUSZER J. 2019b – Geostrada Sudecka. Przewodnik geologiczny, t. III. Wyd. AGH: 328.
- BARTUŚ T., ŁODZIŃSKI M., MASTEJ W., BARMUTA J., ILCEWICZ-STEFANIUK D., MAYER W., MUSZER J., STEFANIUK M. 2019b – Geostrada Sudecka. Przewodnik geologiczny, t. II. Wyd. AGH: 406.
- BIAŁEK D. 2019 – Karta inwentaryzacyjna geostanowiska; Świny – wulkanity. Inwentaryzacja geopunktów na obszarze partnerstwa kaczawskiego; <https://www.gorykaczawskie.pl>
- BIAŁEK D., RACZYŃSKI P., SZTAJER P., ZAWADZKI D. 2007 – Archeocyaty wapieni wojcieszowskich. *Prz. Geol.*, 55: 1112–1116.
- BIEL A. 2007 – Zgeneralizowana Mapa Geologiczna Pogranicza Polski, Niemiec i Czech bez osadów czwartorzędowych. Państw. Inst. Geol. CHOROWSKA M. 2003 – Rezydencje średniowieczne na Śląsku. Zamki, pałace, wieże mieszkalne. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej: 338.
- CYMERMAN Z. 2002 – Structural and kinematic analysis and the Variscan tectonic evolution of the Kaczawa Complex (the Sudetes). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 175.
- DURKOWSKI K., SOKALSKI D., DURKOWSKA A. 2017 – Przystopowa seria klastyczna pstręgo piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedimentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej, Sudety. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 469: 129–154.
- FURNES H., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., PIN C., GARMANN L.B. 1994 – Geochemical evidence for progressive rift-related volcanism in the eastern Variscides. *J. Geol. Soc. London*, 151: 91–109.
- GAWORSKI M. 2023 – Zamek w Bolkowie. Wyd. MATIANG.
- GOLIŃSKI M. 2017 – Wleński mikroregion osadniczy w X–XVIII wieku. [W:] Piekalski J. (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego*. Inst. Arch. Uniw. Wroc.: 35–42. <https://grodziec.net/historia>
- JERZMAŃSKI J. 1955 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Złotoryja. Inst. Geol.
- KOWALSKI A. 2009 – Karta inwentaryzacyjna geostanowiska Kopka. Inwentaryzacja geopunktów na obszarze partnerstwa kaczawskiego; <https://www.gorykaczawskie.pl>
- KOWALSKI A. 2017 – 500 milionów lat historii geologicznej okolic Wlenia (Pogórze Izerskie, Sudety Zachodnie). Przewodnik do wycieczki terenowej. XVII Konferencja Doktorantów i Młodych Uczonych, Szklarska Poręba, 23–26.05.2017 r. Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Polit. Wroc.: 32.
- KOWALSKI A. 2019 – Atrakcje geoturystyczne Czapl i okolic w gminie Pielgrzymka w Krainie Wygasłych Wulkanów. Przewodnik geologiczny. Geopark Kraina Wygasłych Wulkanów: 60.
- KOWALSKI A., MACIEJAK A. 2019 – Krótka historia jednej góry. Przewodnik do wycieczki terenowej. XIX Conference of PhD Students and Young Scientists, 29–31.05.2019 r., Sosnowka k. Karpacza.
- KOWALSKI A. 2021 – Multistage structural evolution of the end-Cretaceous–Cenozoic Wleń Graben (the Sudetes, NE Bohemian Massif) – a contribution to the post-Variscan tectonic history of SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 91: 37–66.
- KRYZA R. 1993 – Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich: studium petrologiczne. *Acta Univ. Wratis. Pr. Geol.-Miner.*, 39.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A. 1987 – Zmetamorfizowany kompleks diabazowo-osadowy z Wojcieszowa Dolnego – przejaw wczesnego riftingu w dolnym paleozoiku Gór Kaczawskich. *Prz. Geol.*, 6: 338–344.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A. 1988 – Metamorphosed diabasic sill-sediment complex from Wojcieszów: Mineralogical and geochemical evidence of Lower Paleozoic early-stage rifting in the Western Sudetes, SW Poland. *Miner. Polon.*, 19: 3–18.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A. 1992 – Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: Outline geology. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 62 (2): 117–140.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., FURNES H. 1989 – Early Paleozoic volcanism in the Kaczawa Mts: Lithological and geochemical correlations between the western parts of the Świerzawa and Bolków units. [W:] Narębski W., Majerowicz A. (red.), *Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes*. MCASSC Conference Guidebook of excursion in Poland, Wrocław, 190–205.
- KRYZA R., MAZUR S., OBERC-DZIEDZIC T. 2004 – The Sudetic geological mosaic: Insights into the root of the Variscan orogen. *Prz. Geol.*, 52: 761–773.
- KRYZA R., ZALASIEWICZ J.A., MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SERGEEV S., PRESNYAKOV S. 2007 – Early Palaeozoic initial-rift volcanism in the Central European Variscides (the Kaczawa Mountains, Sudetes, SW Poland): evidence from SIMS dating of zircons. *J. Geol. Soc., London*, 164: 1207–1215.
- LABUS M., HETMANIOK J. 2004 – Kategoryzacja zniszczeń spowodowanych procesami wietrzenia materiału budowlanego na przykładzie zamku Świny na Dolnym Śląsku. *Ochrona Zabytków*, 3–4: 215–223.
- LABUS M., KUBAT D. 2006 – Stan zachowania kamiennego budulca zamku Grodziec koło Złotoryi. *Ochrona Zabytków*, 2: 99–106.
- LORENC S. 1983 – Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. *Geol. Sudet.*, 18 (1): 61–119.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SZCZEPAŃSKI J. 2010 – Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, 58 (2): 133–145.
- MIGOŃ P. 2012 – Geoturystyka. Wyd. PWN, Warszawa: 265.
- MIGOŃ P. 2019a – Karta inwentaryzacyjna geostanowiska Grodziec. Inwentaryzacja geopunktów na obszarze partnerstwa kaczawskiego; <https://www.gorykaczawskie.pl>
- MIGOŃ P. 2019b – Karta inwentaryzacyjna geostanowiska Czartowska Skała. Inwentaryzacja geopunktów na obszarze partnerstwa kaczawskiego; <https://www.gorykaczawskie.pl>
- MIGOŃ P. 2019c – Karta inwentaryzacyjna geostanowiska Ostrzyca. Inwentaryzacja geopunktów na obszarze partnerstwa kaczawskiego; <https://www.gorykaczawskie.pl>
- MIGOŃ P. 2019d – Karta inwentaryzacyjna geostanowiska Wilkołak. Inwentaryzacja geopunktów na obszarze partnerstwa kaczawskiego; <https://www.gorykaczawskie.pl>
- MUSZYŃSKI A. 1994 – Kwaśne skały metawulkanogeniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. Wyd. Nauk. UAM.
- PANČZYK M. 1999 – Petrology and sedimentology of the volcanoclastic conglomerates in the marginal part of the Polish Permian Basin. *Spec. Paper of Min. Soc. of Poland*, 14: 108–109.
- PANČZYK M., NAWROCKI J., ALEKSANDROWSKI P., PRZYBYLSKI B. 2022 – Three age ranges of Cenozoic basaltic rocks from Lower Silesia (SW Poland) based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar step-heating data. *Intern. J. Earth Sci.*, 112: 725–740.
- SKOWRONEK A., STEFFAHN J. 2000 – The age of the Kauffung Limestone (W Sudetes, Poland) – a revision due to new discovery of microfossils. *Neues Jahrb. Miner. Monatsh.* 65–82.
- SŁOMKA T., BARTUŚ T., MASTEJ W., ŁODZIŃSKI M., MAYER W., STEFANIUK M., DOKTOR M., KOŹMA J., CWOJDZIŃSKI S., STACHOWIAK A. 2009 – Koncepcja projektu: Geostrada Sudecka – studium geologiczno-krajobrazowe z inwentaryzacją obiektów dziedzictwa przyrody nieożywionej. *Geoturystyka*, 4 (19): 3–18.
- SYLWESTRZAK H., MIZERSKI W. 2002 – Słownik geologiczny. Wyd. Nauk. PWN: 244.
- ŚLIWIŃSKI W., RACZYŃSKI P., WOJEWODA J. 2003 – Sedimentacja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. Sudety Zachodnie: Od wendy do czwartorzędu: 1–8. WIND, Wrocław.
- WOJEWODA J., MASTALERZ K. 1989 – Ewolucja klimatu oraz allo-cykliczność i autocykliczność sedimentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Prz. Geol.*, 37 (4): 173–180.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. *Prz. Geol.*, 56: 904–911.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K. 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN.

Praca wpłynęła do redakcji 29.12.2023 r.
 Akceptowano do druku 11.07.2023 r.