Magdalena Szumowska

Kenozoiczne skały piroklastyczne okolic Jawora

Zeszyty Naukowe Państwowej Wyższej Szkoły Zawodowej im. Witelona w Legnicy 20 (3), 83-91

2016

Artykuł został opracowany do udostępnienia w internecie przez Muzeum Historii Polski w ramach prac podejmowanych na rzecz zapewnienia otwartego, powszechnego i trwałego dostępu do polskiego dorobku naukowego i kulturalnego. Artykuł jest umieszczony w kolekcji cyfrowej bazhum.muzhp.pl, gromadzącej zawartość polskich czasopism humanistycznych i społecznych.

Tekst jest udostępniony do wykorzystania w ramach dozwolonego użytku.

MUZEUM HISTORII POLSKI

Zeszyty Naukowe Państwowej Wyższej Szkoły Zawodowej im. Witelona w Legnicy
ISSN 1896-8333, e-ISSN 2449-9013 nr 20(3)/2016

Magdalena Szumowska
Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych
email: magdalena.szumowska@edu.wroc.pl

Kenozoiczne skały piroklastyczne okolic Jawora

STRESZCZENIE

Kenozoiczny wulkanizm na Dolnym Śląsku od kilkudziesięciu milionów lat jest stałym elementem krajobrazu. Obecnie możemy podziwiać relikty aktywności wulkanicznej, które jako elementy przyrody nieożywionej tworzą znaną dolnośląską „Krainę Wygasłych Wulkanów". Wystąpienia bazaltów należące do pola wulkanicznego Legnica–Złotoryja–Jawor zbudowane są z litych skał bazaltowych, które miejscami przewarstwione są skałami piroklastycznymi, do tej pory szerzej nie opisywanymi w literaturze. Są one pomocne przy określaniu sposobu aktywności wulkanicznej, jaka zachodziła w badanym obszarze. W utworach tych rozpoznane zostały brekcje tufowe, aglutynaty, lapillity oraz tufy lapillowe, które pozwalają stwierdzić, że aktywność wulkaniczna była urozmaicona – od typu hawajskiego do typu Stromboli.

Słowa kluczowe: wulkanizm, bazalty, skały piroklastyczne, kenozoik, Jawor, Dolny Śląsk.

Wprowadzenie

Dolny Śląsk jest obszarem występowania licznych reliktów dawnej aktywności wulkanicznej. Na szczególną uwagę, ze względu na młody (geologicznie) wiek oraz dobrze zachowane formy wulkaniczne, zasługują skały wulkaniczne wieku kenozoicznego. Kenozoiczny wulkanizm bazaltowy na Dolnym Śląsku zachodził w obrębie wschodniej części Środkowoeuropejskiej Prowincji Wulkanicznej [Wimmenauer, 1974]. Liczne wystąpienia skał wulkanicznych Dolnego Śląska reprezentują przedłużenie ryftu Egeru w Masywie Czeskim oraz nawiązują do poprzecznych dyslokacji w jego sąsiedztwie. Według Jerzmańskiego i Śliwy [1979] na Dolnym Śląsku stwierdzono 314 powierzchniowych wystąpień skał bazaltowych, w tym żyły, fragmenty potoków lawowych, kominy i neki wulkaniczne. Wiele z nich eksploatowanych jest jako złoża bazaltu. Cwojdziński i Jodłowski [1982] wyróżniają na obszarze Dolnego Śląska trzy rejony koncentracji wystąpień skał bazaltowych: Żytawa–Zgorzelec–Lubań, Legnica–Jawor–Złotoryja i Strzelin–Ziębice. Koncentracje te uznać można za tzw. monogenetyczne pola wulkaniczne, które utworzone były przez niewielkie, lecz dosyć liczne wulkany bazaltowe [Kereszturii i Nemeth, 2012; Awdankiewicz, 2013].

Koncentrację skał bazaltowych – pole wulkaniczne Legnica–Jawor –Złotoryja – tworzy ok. 40 wystąpień bazaltów i pokrewnych skał, które są wyraźnie związane przestrzennie z uskokami równoleżnikowymi oraz uskokami równoległymi do sudeckiego uskoku brzeżnego [Cwojdziński, Jodłowski, 1982]. W rejonie Legnica–Jawor–Złotoryja licznie występują skały maficzne, które pod względem petrograficznym stanowią bazanity, bazalty, nefelinity i tefryty, wykształcone w postaci neków i pokryw lawowych [Jerzmański, 1956]. Oznaczenia wieku wybranych wystąpień skał bazaltowych omawianego pola wulkanicznego uzyskano w wyniku badań metodą K-Ar. Birkenmajer et al. [2004] podają, że wulkanity z rejonu Legnicy odpowiadają trzem etapom aktywności wulkanicznej na podstawie datowania poszczególnych wystąpień. Pierwszy z nich, najstarszy, bazanit z Mikołajowic datowany jest na 30,85 ± 1,25 Ma, drugi, młodszy bazanit z Lubienia na 26, 67 ± 1,03 Ma, a trzeci, najmłodszy bazanit z Pawłowic na 21,89 ± 0,87 Ma.

Ze względu na zaawansowaną erozję pierwotne formy geologiczne kenozoicznych wulkanów są dosyć słabo rozpoznane. W wielu wypadkach mogły to być tzw. stożki scoria [np. Awdankiewicz, 2005 i prace tam cytowane]. W interpretacji form i genezy dawnych wulkanów duże znaczenie mają badania skał wulkanoklastycznych (złożonych z fragmentów lawy o różnych rozmiarach i formach), które często stowarzyszone są z lawami i związane są z procesami autoklastycznymi i/lub piroklastycznymi. Kenozoiczne wulkanoklastyki na Dolnym Śląsku generalnie określane są jako brekcje wulkaniczne, tufy bądź tufity [np. Jerzmański, 1956; Cwojdziński, Jodłowski, 1982; Zagożdżon, 1998). Zazwyczaj skały te nie były przedmiotem szczegółowych badań. Zatem w publikacjach brak ich bliższej charakterystyki, a geneza nie jest całkiem jasna. W tej pracy przedstawiona jest charakterystyka skał piroklastycznych na wybranych, reprezentatywnych przykładach. Wybrane odsłonięcia, czyli Męcinka, Winna Góra (duże, czynne kamieniołomy) oraz Kościelna Góra i Słup (rysunek 1) odzwierciedlają zróżnicowany styl aktywności eksplozyjnej i różne procesy depozycji tefry.

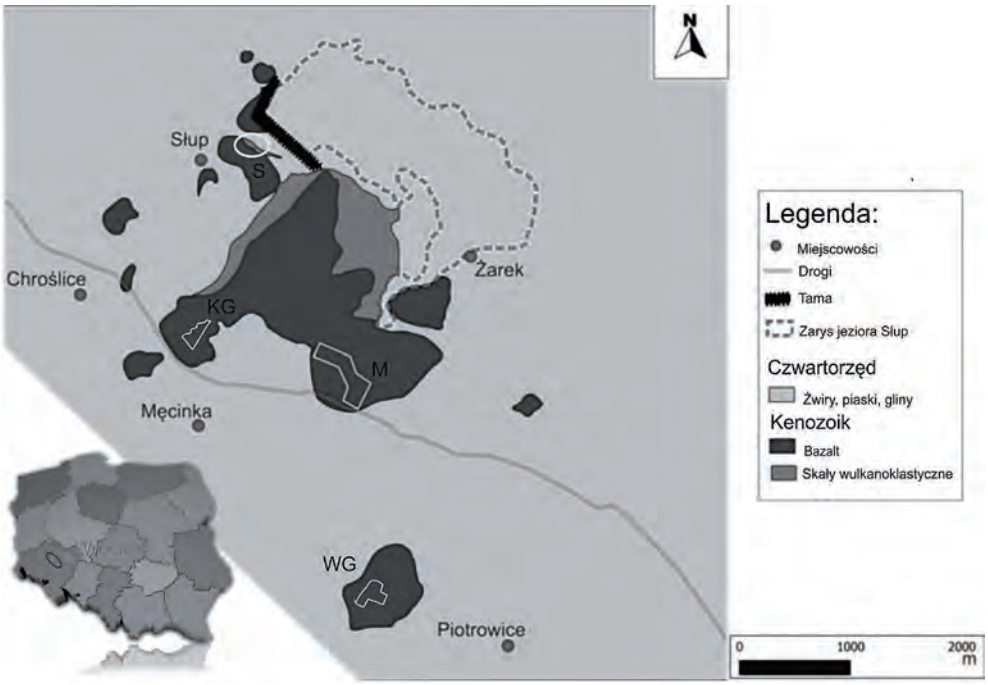
Występowanie i struktury skał wulkanoklastycznych

Rozprzestrzenienie kenozoicznych skał wulkanicznych w rejonie Jawora ilustruje rysunek 1. Na większości tego obszaru kenozoiczne wulkanity są przykryte przez osady czwartorzędowe. Największe i najlepsze odsłonięcia wulkanitów znajdują się w kamieniołomach Winna Góra, Męcinka i Kościelna Góra. Mniejsze odsłonięcia zlokalizowane są m.in. na skarpach w rejonie zapory we wsi Słup.

Datowania izotopowe metodą K-Ar dla całych skał potwierdzają mioceński wiek bazaltów Winnej Góry (21,62 ± 0,93 Ma, 21,96 ± 1,36 Ma) i Męcinki (21,05 ± 0,85 Ma, 18,66 ± 0,82 Ma) [Birkenmajer i in., 2002] oraz Kościelnej Góry (20,99 ± 0,83 Ma) [Badura i in., 2005].

Wśród skał wulkanicznych w wymienionych powyżej kamieniołomach wyróżnić można bazalty koherentne (lite, nie wykazujące przejawów zbrekcjowania) oraz kilka odmian skał wulkanoklastycznych różniących się takimi cechami jak brak lub obecność warstwowania, typ warstwowania, cechy teksturalne (m.in. uziarnienie, wysortowanie) oraz cechami litologicznymi i petrograficznymi fragmentów wchodzących w ich skład. Należą do nich: tufy, lapillity, brekcje tufowe, brekcje, aglutynaty (gorące, koherentne fragmenty lawy, które częściowo się upłynniają i ulegają „sklejeniu", miejscami zachowując własną formę, występują w niewielkiej odległości od wylotu komina wulkanu [za: Cas, Wright,

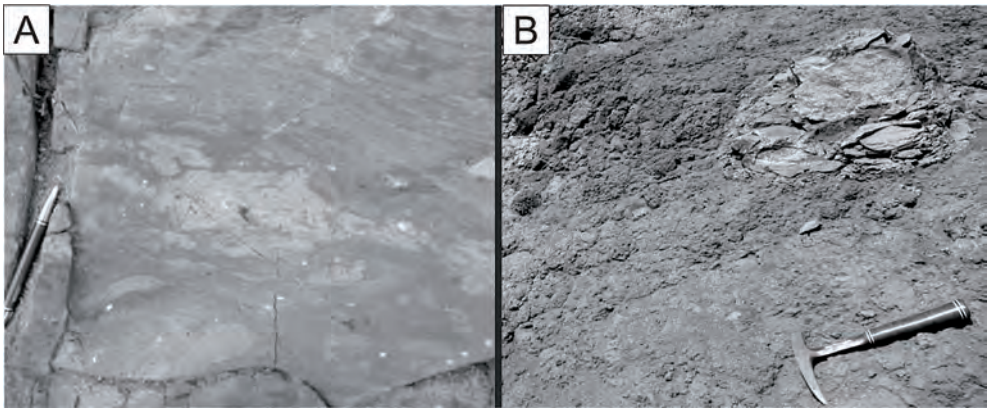
1987]. Aglutynaty, brekcje i brekcje tufowe występują w Męcince. W Winnej Górze spotyka się zarówno brekcje tufowe, jak i lapillity. Na Kościelnej Górze i w miejscowości Słup pojawiają się lapillity oraz tufy.



Rysunek 1. Schematyczna mapa geologiczna okolic Piotrowic i Męcinki (na NW od Jawora)

Źródło: opracowanie własne na podstawie: Jerzmański, Walczak-Augustyniak, 1995; Gawroński, 1967; Jerzmański, 1955; Jerzmański, Kural, 1961 Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000. Kamieniołomy: KG – Kościelna Góra, M – Męcinka, S – Słup, WG – Winna Góra.

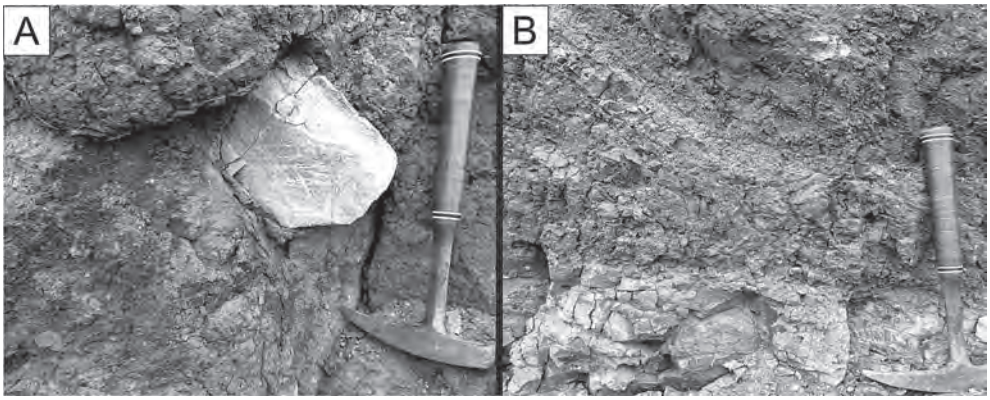
Kamieniołom w Męcince jest dość rozległy. Ma około 1,5 km rozciągłości, a jego ściany osiągają od 10 do do 35 m wysokości. W bazalcie występują spękania płytowe, przeważnie o grubości płytek od 10 cm do 60 cm. Miejscami zauważyć można cios kolumnowy wyraźnie spękany poprzecznie, mniej lub bardziej nieregularny. Bazalty reprezentują pokrywę lawową zbudowaną w zdecydowanej większości z litych odmian, które są dość jednorodne. Lokalnie w bazalcie występują przewarstwienia aglutynatu o miąższości do 40 cm. W skale tej widoczne są klasty bazaltu, które wyróżniają się kolorem. Kształtem zbliżone są do form soczewkowatych i ułożone są względem siebie równolegle (rysunek 2A). W innych częściach kamieniołomu w Męcince skały piroklastyczne przewarstwiają się z bazaltem w formie nieregularnych, wydłużonych i soczewkowatych ciał do 12 m rozciągłości i miąższości do 8 m. Zazwyczaj są to niewarstwowane, słabo wysortowane brekcje tufowe z bombami lub blokami wulkanicznymi (rysunek 2B).



Rysunek 2. Skały wulkanoklastyczne z Męcinki
A. Aglutynat z widocznymi klastami, których wielkość waha się od 4 cm do 10 cm
B. Brekcja tufowa z bombami wulkanicznymi o wielkości do 30 cm.

Źródło: opracowanie własne.

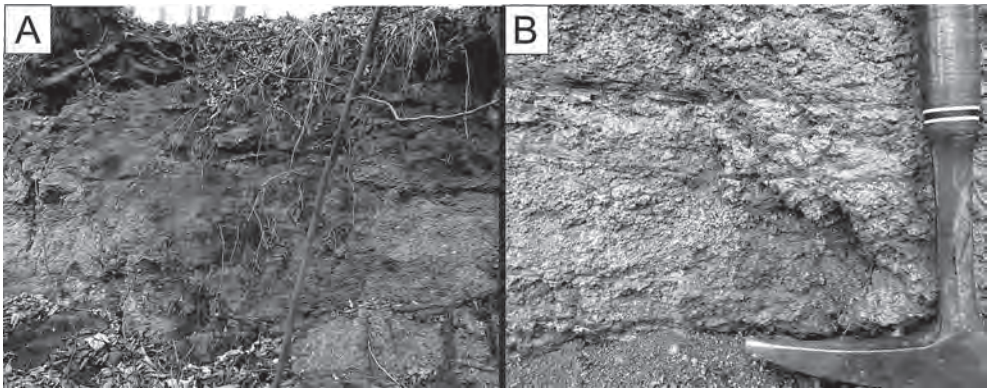
W kamieniołomie Kościelna Góra, podobnie jak w Męcince, dominują koherentne lawy bazaltowe. Cios w lawach bazaltowych jest nieregularny, z przejściami do ciosu kolumnowego. Skały piroklastyczne występujące pod lawami to lapillity oraz tufy. Ich kontakt z lawami jest wyraźny i ostry. Lapillity pojawiają się w dolnej części profilu, ich miąższość wynosi ok. 2 m. Składają się głównie z fragmentów scoria (wielkość klastów ok 2–3 cm), a lokalnie zawierają również większe klasty typu spatter oraz ksenolity krystalicznych skał podłoża (rysunek 3A). Skały te cechują się raczej złym wysortowaniem. Powyżej w profilu na przestrzeni ok 0,5–1 m występuje bardzo drobnoziarnisty tuf warstwowany. W innych miejscach kamieniołomu wśród law bazaltowych również występuje bardzo drobnoziarnisty, warstwowany tuf. Na zachodniej ścianie kamieniołomu obserwować można soczewę o miąższości do 50 cm i rozciągłości ok 30 m, w której warstwowanie tufu jest wyraźnie faliście wygięte, naśladując kształt soczewy (rysunek 3B). Tufy są dość słabo wysortowane.



Rysunek 3. Skały wulkanoklastyczne w kamieniołomie Kościelna Góra
A. Lapillit z widocznym ksenolitem krystalicznych skał podłoża
B. Drobnoziarnisty, faliście warstwowany tuf z zachodniej ściany kamieniołomu

Źródło: opracowanie własne.

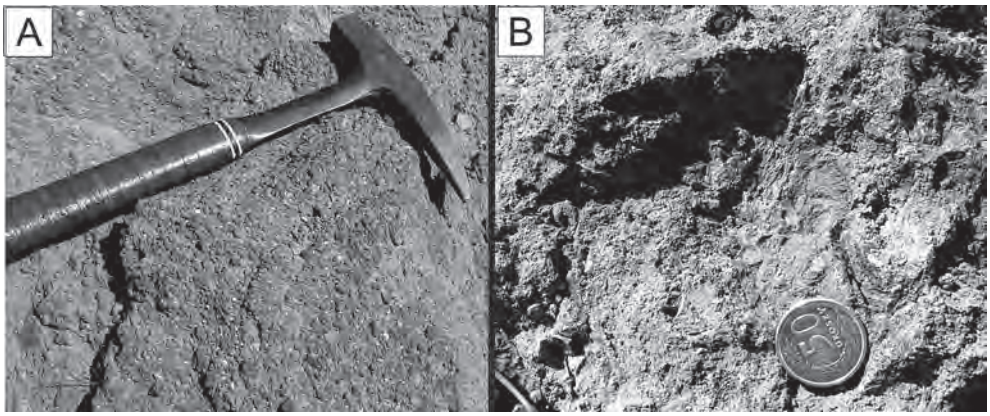
Interesujące odsłonięcie skał wulkanoklastycznych zlokalizowane jest przy drodze w północnej części miejscowości Słup. Skarpa ma tu wysokość 6–10 m, długość ok 80 m, natomiast skały odsłaniają się fragmentarycznie na długości ok 30 m (rysunek 4A). W dolnej części odsłania się 1–1,5 m sekwencja warstwowanego, jasnoszarego, drobnego, szarego tufu lapillowego (rysunek 4B), który miejscami posiada laminy (od ciemnoczerwonych do czarnych o miąższości ok 0,5 cm). Jasne warstwy tufu osiągają od 5 do 10 cm miąższości i niektóre z nich cechują się odwróconą gradacją wielkości (w spągowej części warstwy, klasty nie przekraczają 2 mm, natomiast w stropowej mają 2–3 mm). Inne warstwy natomiast posiadają normlaną gradację. Powyżej zalega ok 1,5 m warstwa lapillitu z drobnymi, jasnymi klastami o wielkości ok 2-3 mm. Widoczne są też pojedyncze, większe klasty czarnego bazaltu, które w spągu warstwy osiągają wielkość ok 4 cm, natomiast w górnej części profilu klasty są większe, do 10 cm. W lapillicie pojawiają się również ciemne laminy o miąższości ok 0,5 cm. W tej części profilu brak jest gradacji wielkości ziarna. W profilu widoczna jest głównie stratyfikacja planarna. Miejscami można zaobserwować bardzo niewyraźnie wykształcone i podrzędnie występujące niskokątowe warstwowanie przekątne. Skały na odcinku kolejnych 2 m profilu są silnie spękane. Na wysokości około 5 metrów pojawiają się klasty masywnego bazaltu o średnicy 15 cm i więcej. Na odcinku kolejnych 20 m profilu brak jest odsłonięć. W stropie widoczny jest bazalt wykazujący cios płytowy, dość regularny, o grubości płytek od 10 do 15 cm.



Rysunek 4. Odsłonięcie skał wulkanoklastycznych we wsi Słup
A. Widok na skarpę o wysokości ok 6m z widocznym niewyraźnym warstwowaniem
B. Drobnoziarnisty, szary tuf lapillowy z widocznymi ciemnymi laminami

Źródło: opracowanie własne.

W kamieniołomie na Winnej Górze dominuje koherentny bazalt. Charakteryzuje się on oddzielnością kolumnową, płytową lub cios wykształcony jest nieregularnie. Skały wulkanoklastyczne zachowane są w obrębie bazaltu, tworząc formy soczewkowate bądź bliżej nieokreślone kształtem przewarstwienia. Obserwowane wystąpienia są różnych rozmiarów: mniejsze mają 2 m miąższości i 4 m rozciągłości, natomiast większa część wychodnia, znajdująca się na drugim lub trzecim poziomie kamieniołomu, osiąga od 8 do 15 m miąższości i do 20 m rozciągłości. Warstwowanie nie zostało zaobserwowane, a wysortowanie materiału można określić jako słabe. Wyróżnić można dwa rodzaje skał wulkanoklastycznych: lapillit (rysunek 5A) oraz częściej występującą brekcję tufową (rysunek 5B). Głównym składnikiem obydwu typów skał są różnej wielkości okruchy czerwonawego, porowatego bazaltu (scoria).



Rysunek 5. Skały piroklastyczne w Winnej Górze
A. Lapillit
B. Brekcja tufowa
Opracowanie własne.

Charakterystyka petrograficzna skał wulkanoklastycznych

Obserwacje mikroskopowe pozwoliły wstępnie określić skład petrograficzny wybranych próbek z badanych wystąpień.

Brekcje tufowe z Męcinki składają się z jaśniejszych klastów scoria oraz klastów szkliwa wulkanicznego z dużą ilością pęcherzyków pogazowych. Klasty scoria osiągają wielkość od 1 do 5 cm. Tło w klastach jest bardzo drobnokrystaliczne z dużą ilością minerałów nieprzezroczystych. Szkliwo wulkaniczne wydaje się wypełniać przestrzenie między klastami scoria. Czarne, nieprzezroczyste szkliwo, czyli tachylit, bogate jest w dużą ilość pęcherzyków pogazowych o różnej wielkości (0,5–5mm) i różnych kształtach (zaokrąglonych, wydłużonych i nieregularnych).

Tufy z Kościelnej Góry składają się z bardzo drobnego, silnie przeobrażonego materiału, który makroskopowo wydaje się dość jednolity. Mikroskopowo miejscami widoczne są relikty okruchowej tekstury. Wyróżniają się ciemne, izotropowe optycznie klasty, otoczone jaśniejszym, anizotropowym materiałem. Tekstura jest wyraźnie laminowana. Licznie pojawiają się ksenolity (nieprzekraczające 1 mm) prawdopodobnie pochodzące ze skał podłoża: kataklazyty, fragmenty granitów (klasty kwarcu, skaleni). Miejscami widoczne są całkowicie przeobrażone, ziddyngsytyzowane oliwiny, czyli oliwiny, które uległy procesom zstępowania minerałami wtórnymi, takimi jak chloryty i goethyty.

W brekcji tufowej skał wulkanoklastycznych z Winnej Góry widoczne są fragmenty scoria, które składają się z tachylitu zawierającego tlenki żelaza i tytanu. Szkliwo jest przeobrażone, a miejscami zauważyć można pseudomorfozy po szkieletowych oliwinach, które uległy iddyngsytyzacji. Tekstura jest silnie porowata. Pęcherzyki są nieregularne bądź koliste, czasem elipsoidalne, nie przekraczają 2 mm i wykazują kierunkowe ułożenie. Część pęcherzyków wypełniona jest żółtym minerałem ilastym. Badanie metodą dyfrakcji rentgenowskiej (XRD) wykazuje, że dominującym składnikiem w jasno-żółtym materiale są smektyty (prawdopodobnie nontronit). Ponadto potwierdzono obecność plagioklazu, a także illitu i domieszki hematytu. Z kolei czerwony materiał stanowiący wypełnienie pomiędzy klastami

scoria zdominowany jest przez smektyty. Pojawia się plagioklaz oraz klinopiroksen (augit?), a także illit. Próbka wykazuje stosunkowo dużą zawartość hematytu.

Tuf lapillowy i lapillit ze Słupa mają podobny skład petrograficzny, natomiast różnią się wielkością ziarna. Składają się z drobnoziarnistego materiału, który w przewadze stanowią fragmenty bazaltowe. Zróżnicowanie koloru klastów od czarnego do jasnoszarego prawdopodobnie odzwierciedla różny stopień ich zwietrzenia. Klasty są przeważnie zaokrąglone, ale zdarzają się również takie o nierównych brzegach bądź z ostrymi krawędziami. Poszczególne klasty składają się z afanitowego matrix, w którym pojawiają się fenokryształy piroksenów (zazwyczaj hipautomorficzne, o wielkości do 0,5 mm, niektóre z wyraźną budową zonalną). Pojawiają się również oliwiny zazwyczaj o kształtach hipautomorficznych i wielkości do 0,7 mm, rzadziej ok 1 mm, ze ziddyngsytyzowanymi obwódkami. Licznie występują listewki plagioklazów, które osiągają do 2 mm wielkości. W warstwie lapillowca dodatkowo pojawiają się odmienne petrograficznie fragmenty bazanitu. Składają się one z afanitowego ciasta skalnego, w którym znajdują się większe kryształy świeżych oliwinów – hipautomorficzne, zaokrąglone, wielkością nie przekraczające 1 mm. Pojawiają się również pirokseny z wyraźną budową zonalną, wielkość kryształów nie przekracza 0,5 mm. W skale brak plagioklazu.

W próbkach ze Słupa często między klastami pojawia się jasny materiał wypełniający, rzadziej występuje ciemny materiał. Wykonane badania XRD wskazują, że w jasnym materiale dominuje submikroskopowy plagioklaz, pojawia się również illit oraz smektyt (nontronit?).

W ciemnym materiale również dominującym minerałem jest plagioklaz. Pojawia się klinopiroksen oraz smektyt (prawdopodobnie nontronit). Występuje również illit, a także minimalna domieszka kwarcu.

Interpretacja i wnioski

Opisane powyżej cechy strukturalne i petrograficzne skał wulkanoklastycznych okolic Jawora pozwalają zinterpretować je jako skały piroklastyczne, związane z erupcjami typu eksplozywnego. Różnorodność skał piroklastycznych z okolic Jawora świadczy o urozmaiconym stylu aktywności wulkanicznej w tym rejonie. W trzech kamieniołomach Męcinka, Kościelna Góra i Winna Góra zaobserwować można różnorodnie wykształcone ciała bazaltowe z przewarstwieniami skał wulkanoklastycznych w formie bardziej lub mniej regularnych soczew. W Męcince wkładki aglutynatów i brekcji tufowych w lawach koherentnych mogą świadczyć o zmiennym stylu erupcji, od efuzyjnego do eksplozyjnego, typu hawajskiego i Stromboli. W toku erupcji typu hawajskiego gorące klasty wyrzucone w formie fontanny lawowej przy depozycji ulegają „sklejeniu", tworząc aglutynaty. W czasie eksplozji typu Stromboli opad piroklastyczny tworzy z kolei nagromadzenia scorii i bomb wulkanicznych, budując tufy, lapillity oraz brekcje tufowe. Opisane w tej pracy aglutynaty są stosunkowo rzadko spotykane i nie były dotąd znane z obszaru Dolnego Śląska.

Podobnie jak w Męcince, lapillity i brekcje tufowe Winnej Góry mogą być interpretowane jako osad opadu piroklastycznego powstały podczas erupcji typu Stromboli. Brak warstwowania jest typowy dla osadów proksymalnych, powstałych blisko wylotu wulkanu. Natomiast w miejscowości Słup warstwowane tufy i lapillowce mogą stanowić dystalny opad piroklastyczny, również związany z eksplozyjnymi erupcjami typu Stromboli, ale deponowany w oddaleniu od centrum erupcji. Także lapillity z Kościelnej Góry wiązać można

z opadem piroklastycznym towarzyszącym erupcjom typu Stromboli. Z kolei obecność tufów warstwowanych na Kościelnej Górze może wskazywać na występowanie erupcji typu freatomagmowego, które są silnie eksplozyjne i pojawiają się w wyniku kontaktu magmy z wodą, np. przy okresowym dopływie wód gruntowych do przewodu wulkanicznego.

Skały piroklastyczne okolic Jawora wykazują spore zróżnicowanie i dokumentują różnorodność aktywności wulkanicznej, typową dla kontynentalnego wulkanizmu bazaltowego. Dalsze badania ukierunkowane będą na bliższe określenie formy dawnych wulkanów tego rejonu, w tym roli erupcji szczelinowych i centralnych. Fazy mineralne w obrębie poszczególnych odsłonięć nie wykazują dużego zróżnicowania. Wszystkie próbki składem zbliżone są do skał bazaltowych. Występowanie minerałów ilastych świadczy o tym, że utwory piroklastyczne były poddawane procesom wietrzenia. Cechy petrograficzne badanych skał wskazują niekiedy na silne przeobrażenia pomagmowe, które zacierają pierwotne cechy wulkaniczne i częściowo utrudniają ich interpretację.

Bibliografia

Awdankiewicz M., 2005, *Reconstructing an eroded scoria cone: the Miocene Sośnica Hill volcano (Lower Silesia, SW Poland)*, Geological Quarterly, nr 49, s. 439–448.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005, *New age and petrological constraints on lower silesian basaltoids, SW Poland*, Acta Geodyn. Geomater., Vol. 2, No. 3 (139), s. 7–15.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002, *Radiometric dating of the Tertiary volcanic in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and paleomagnetic data from early Miocene basaltic_rocks near Jawor, Fore-Sudetic Bloc*k, Annales Societatis Geologorum Poloniae, nr 72, s. 241–253.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P., 2004, *Radiometric dating of the Tertiary volcanic in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and paleomagnetic data from late Oligocene to early Miocene basaltic rocks of the foresudetic block*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, vol. 74, s. 1–19.

Cas R.A.F, Wright J.V., 1987, *Volcanic Successions Modern and Ancien*t, Ch. 3, London Allen & Unwin, Boston Sydney Wellington, s. 48.

Cwojdziński S., Jodłowski S., 1982, *„Plamowe" koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, nr 341, s. 202–223.

Jerzmański J., 1956, *Bazalty w okolicy Jawora na Dolnym Śląsku*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, nr 106, s. 119–135.

Jerzmański J., Śliwa Z., 1979, *Bazalty*, [w:] K. Dziedzic (red.), *Surowce mineralne Dolnego Śląska*, Ossolineum, s. 259–269.

Kereszturi G., Németh K., 2012, *Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation, Updates in Volcanology – New Advances in Understanding Volcanic Systems*, Ch. 1, s. 3–89.

Milewicz J., Szałamacha J., Szałamacha M., 1979

Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, 1:25 000: J. Jerzmański, M. Walczak-Augustyniak, 1995, arkusz Krotoszyce; O. Gawroński, 1967, arkusz Żarek; J. Jerzmański, 1955, arkusz Chełmiec; J. Jerzmański, S. Kural, 1961, arkusz Jawor.

Wimmenauer W., 1974, *The alkaline province of central Europe and France*, [w:] H. Sørensen (red.), *The alkaline rocks*, Wiley & Sons, London, s. 286–291.

Zagożdżon P., 1998), *Charakterystyka bazaltów zgorzelowych występujących w kamieniołomie Winna Góra koło Jawora*, Przegląd Geologiczny, vol. 46, nr 11.

SUMMARY

Magdalena Szumowska

Cenozoic pyroclastic rocks of Jawor

Cenozoic volcanism in the Lower Silesia is an inseparable part of the landscape of tens for millions years. Today, we can admire the relics of volcanic activity which are part of inanimate nature creating a well-known Land of Extinct Volcanoes in Lower Silesia. Basaltic outcrops of Legnica – Złotoryja – Jawor volcanic fields consist of lithic basaltic rocks which are interbanded of pyroclastic rocks not widely described so far in the literature. The pyroclastic rocks are the powerfull tool to determine the type of volcanic activity which occurred in the studied area.The autor has recognized tuff breccias, agglutinates, lapillistone and lapillitic tuffs which allow us to draw conclusions that basaltic volcanic activity at that time varied, ranging from Hawaiian to Strombolii type.

Key words: volcanism, basalts, pyroclastic rocks, Cenozoik, Jawor, Lowe Silesia.

Data wpływu artykułu: 16.06.2016 r.
Data akceptacji artykułu: 18.07.2016 r.